



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**“CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E
LITOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DO GRÁBEN JAIBARAS-
CE”**

TESE APRESENTADA POR

ROSEMERY DA SILVA NASCIMENTO

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

Data de Aprovação: 03.05.2000

Comitê de Tese:

.....
PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB (Orientador)

.....
ELSON DAIVA DE OLIVEIRA

.....
CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

AGRADECIMENTOS

A autora presta seus sinceros agradecimentos:

- À Universidade Federal do Pará e ao Centro de Geociências, pelos recursos alocados para a realização do trabalho;
- A Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro através da concessão de bolsa de estudo;
- À Universidade de Brasília (UNB) pela permissão do uso do laboratório de Microsonda Eletrônica, ao chefe deste laboratório, Prof. Dr. José Carlos Gaspar, e ao geólogo Nelson Fava, pela atenção e ajuda prestada na obtenção dos dados da química mineral.
- Ao orientador e amigo Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, não só pela dedicada orientação, como também pelo apoio e incentivo nos momentos de maiores dificuldades do trabalho.
- Aos professores do Centro de Geociências Ronaldo Lemos, Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque, Francisco de Assis Mattos de Abreu, José Augusto Corrêa e Cândido Augusto Moura, pelas contribuições e incentivos.
- Aos doutorandos do Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, do Centro de Geociências, Hilton Túlio Costi e Albano Leite, pela amizade e apoio no decorrer do trabalho.
- À sua família, pela paciência, carinho e compreensão durante esta jornada.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1- INTRODUÇÃO	4
1.1- APRESENTAÇÃO.....	4
1.2- A ÁREA ESTUDADA.....	5
1.3- DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS.....	5
2- SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO NOROESTE DO CEARÁ	9
2.1- INTRODUÇÃO.....	9
2.2- COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	9
2.3- LITO-ESTRATIGRAFIA.....	12
2.4- O CONHECIMENTO ACUMULADO DA SUÍTE PARAPUÍ.....	14
3- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	18
3.1- SETOR ARARIÚS-JAIBARAS.....	18
3.2- SETOR PARAPUÍ-MIRIM-MUMBABA.....	30
4- PETROGRAFIA	42
4.1- INTRODUÇÃO.....	42
4.2- BASALTOS.....	42
4.3- RIOLITOS.....	50
4.4- ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS.....	53
4.5- ANÁLISE TEXTURAL.....	55
5- LITOQUÍMICA	58
5.1- INTRODUÇÃO.....	58
5.2- BASALTOS.....	62
5.2.1- Andesina-Basaltos	69
5.2.2- Ilmenita-Basaltos	72
5.2.3- Traquibasaltos	73
5.3- RIOLITOS.....	73
5.4- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	76

6- QUÍMICA MINERAL	79
6.1- INTRODUÇÃO.....	79
6.2- PLAGIOCLÁSIO.....	79
6.3- ÁLCALI-FELDSPATO.....	85
6.4- CLINOPIROXÊNIO.....	90
6.5- MINERAIS OPACOS.....	94
6.6- ANFIBÓLIO.....	94
6.7- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	98
7- CONCLUSÃO	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109
MAPA GEOLÓGICO DO GRÁBEN JAIBARAS-CE-ANEXO A	108
MAPA DE AMOSTRAGEM-ANEXO B	109

RESUMO

A área estudada situa-se na região noroeste do Ceará, no domínio da Província Borborema e compreende dois setores ao longo do Gráben Jaibaras. O estudo deteve-se na Suíte Parapuí que compreende uma sucessão de rochas vulcânicas relacionadas ao Neoproterozóico.

Na suíte foram identificados três grupos principais de rochas, incluindo basaltos alcalinos (andesina-basaltos, ilmenita-basaltos e traquibasaltos), riolitos e rochas vulcanoclásticas que ocorrem intercaladas à arenitos arcosianos do Grupo Jaibaras.

Os basaltos alcalinos, tipos mais abundantes na suíte, ocorrem em sucessões de extensos derrames de lavas maciças e amigdaloidais, compreendendo variações holocristalinas ou hipovitreas com texturas porfíricas, seriadas ou afíricas. Feições indicativas de resfriamento muito rápido com cristais aciculares, tipo rabo de andorinha, esqueletais e de reabsorção, mergulhados em vidro, demarcam interfaces entre os vários níveis de derrames. Os minerais principais compreendem a labradorita com variações para andesina, titanogaugita e subordinadamente álcali-feldspato, olivina, ilmenita, pirita, titanita e apatita. Os minerais presentes nas amígdalas são carbonatos, zeolitas, quartzo, epidoto, clorita e prehnita.

Quimicamente os basaltos caracterizam-se por apresentar altos teores de álcalis, TiO_2 e P_2O_5 , e elementos terras raras com padrão inclinado, mostrando enriquecimento em ETR leves, pequena anomalia negativa de európio e razão $(La/Lu)_N$ moderada a alta. Nos diagramas classificatórios situam-se no campo dos basaltos alcalinos e/ou na interface entre basaltos toleíticos e alcalinos. Nos aranhogramas dos elementos traços e terras raras as várias amostras analisadas apresentam assinatura geoquímica similar, apesar das transformações em baixo grau metamórfico existentes nessas rochas, o que revela uma homogeneidade composicional desse magmatismo. Interpretações de paleoambiência tectônica sugerem corresponder a um magmatismo intraplaca continental.

Os riolitos representam derrames pouco expressivos e raros na suíte constituindo rochas porfíricas em que destacam fenocristais de quartzo bipiramidais, corroídos, mergulhados em matriz microcristalina felsítica, esferulítica e com estruturas fluidais. Quimicamente são ricos em SiO_2 e álcalis, apresentando baixas razões Na_2O/K_2O . O comportamento dos elementos menores e traços nos aranhogramas destacam que as assinaturas geoquímicas destas rochas contrastam com os basaltos.

A Suíte Parapuí foi estabelecida através de um intenso vulcanismo durante a tectônica extensional de instalação da Bacia de Jaibaras no estágio rifte. Representa um magmatismo alcalino intracontinental com contribuição bimodal fundamentalmente de natureza basáltica e riolítica alcalina, em ambiente subaéreo com efusões e explosões.

ABSTRACT

The studied area is located at the northwestern of Ceará region, in the Borborema Province domain and comprehend two parts along the Jaibaras Graben. This paper was centralized on the Parapuí Suite that is composed of volcanic rocks related to the Neoproterozoic period.

Three principal groups of rocks are identified in this suite that includes alkaline basalts (andesine-basalts, ilmenite-basalts and traquibasalts), rhyolites and volcanoclastic rocks that occur intercalated with arcossian sandstones of Jaibaras Group.

The alkaline basalts are the most abundant types in this suite and they occur as large massive and amigdaloidal lava flows. They comprehend holocrystalline or hipocrystalline types with porphyritic or aphyric textures, indicating a fast cooling. The crystallization of swallowtail, skeletal or resorbed crystals in a glass groundmass marks the interface between the various flow-sheets. The principal minerals are labradorite to andesine, titanite and a few grains of alkali-feldspar, olivine, ilmenite, pyrite, titanite and apatite. The minerals that are present inside the amigdalas are carbonate, zeolite, quartz, epidote, chlorite and phrenite.

The basalts are chemically characterized by high contents of alkalis, TiO_2 and P_2O_5 , and rare earth elements, showing an enrichment in LREE, a small negative Eu anomaly and high to moderate $(\text{La/Lu})_N$ ratios. On classificatory diagrams they are plotted on the alkaline basalt field and/or in the interface of tholeiitic and alkaline basalt field. Although some analyzed samples show low grade metamorphic transformations, the spidergrams of trace and rare earth elements, show similar geochemical signatures, revealing a homogeneous composition of this magmatism. The tectonic setting is suggestive of an intraplate continental magmatism.

The rhyolites occur as minor flows. They are porphyritic rocks with embayed high-temperature quartz phenocrysts, microcrystalline felsitic, spherulitic matrix and flow texture. Chemically, they are rich in SiO_2 and alkalis, presenting low $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios. The spidergrams show that their geochemical signatures contrast with that of the basalts only in relation to Sr and Ti.

The Parapuí Suite originated from an intense volcanism during the extensional tectonics that ultimately formed the Jaibaras Basin. It represents an intracontinental bimodal alkaline magmatism with basaltic and rhyolites subarial.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A região noroeste do Estado do Ceará tem sido alvo de diversas investigações geológicas nos últimos anos, cujo interesse despertado está relacionado à diversidade litológica e complexidade deste importante segmento crustal da geologia do país.

O presente trabalho está vinculado ao “*Projeto Cráton São Luís e sua Relação com a Porção Oeste da Província Borborema*”, financiado pela FINEP, que tem como principal objetivo a caracterização dos processos geológicos para a reconstituição da evolução crustal desta região.

Os estudos advindos deste projeto, assim como de outras pesquisas geológicas executadas nesta região nos últimos anos, identificaram (i) um substrato paleoproterozóico, representado por terrenos gnáissicos e granulíticos misturados tectonicamente com sequências metavulcano-sedimentares, (ii) coberturas neoproterozóicas compostas de sequências sedimentares com vulcânicas associadas e (iii) plútons graníticos neoproterozóicos e cambrianos. (Neves 1973, Costa *et al.* 1979, Nascimento *et al.* 1981, Abreu *et al.* 1988, Gorayeb *et al.* 1988).

Dentro desse enfoque, a dissertação de mestrado em apreço procurou estudar as rochas vulcânicas da Suíte Parapuí, que ocorrem no Gráben Jaibaras. Tal estudo deu continuidade aqueles efetuados por Quadros (1996), em sua dissertação de mestrado, que enfocou a sedimentação e a tectônica na porção sul deste gráben.

O objetivo principal desta dissertação é a caracterização desse importante evento magmático, acontecido no final do Proterozóico, sob o ponto de vista petrológico, mediante levantamentos sistemáticos de campo, estudos petrográficos e químicos em rochas e minerais.

O resultado desse estudo permitiu: (a) melhorar a cartografia das rochas vulcânicas que constituem a Suíte Parapuí no Gráben Jaibaras; (b) definir e classificar estas rochas vulcânicas com maior precisão; (c) caracterizá-las sob o ponto de vista litoquímico e; (d) discutir com maior coerência o significado dessas rochas no contexto geotectônico da região.

1.2 - A ÁREA ESTUDADA

A área de estudo situa-se na Região Nordeste do Brasil, mais especificamente na porção noroeste do Estado do Ceará. Está inserida parcialmente nas folhas SA.24-Y-C-III (Granja), SA.24-Y-C-VI (Frecheirinha), SA.24-Y-D-I (Bela Cruz) e SA.24-Y-D-IV (Sobral), do corte cartográfico internacional, e é delimitada pelas coordenadas geográficas $03^{\circ}18'00''$ e $04^{\circ}00'00''$ de latitude Sul; e $40^{\circ}06'00''$ e $40^{\circ}45'00''$ de longitude Oeste de Greenwich (Fig. 1.1).

No mapa de localização (Fig. 1.1), onde está demarcada a área de estudo, são destacados dois alvos principais onde ocorrem as melhores exposições das rochas vulcânicas, e que por isso mereceram maior atenção neste estudo. Eles compreendem as regiões de Jaibaras-Arariús (Setor 1) e Parapuí-Mirim-Mumbaba (Setor 2).

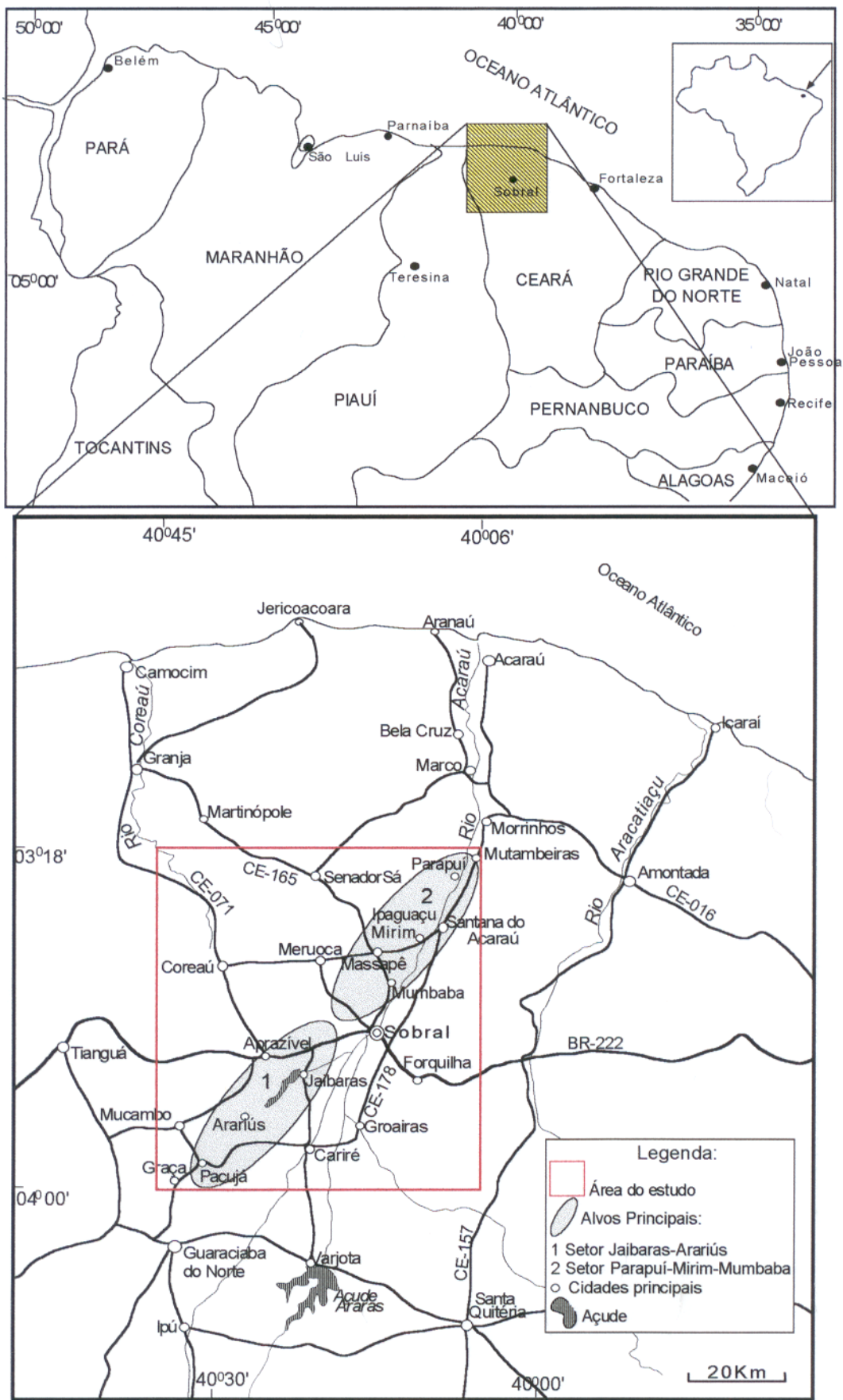
Quatro vias rodoviárias principais, BR-222, CE-071, CE-165 e CE-178, dão acesso a área de estudo, geralmente interligadas à cidade de Sobral, o maior centro produtivo da região. A área também é servida por muitas vias secundárias que interligam vilas, povoados e fazendas, sendo que, algumas delas, permanecem intransitáveis nos períodos chuvosos. O principal curso d'água da região é o Rio Acaraú que atravessa longitudinalmente a área.

1.3 - DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS

Este estudo teve os seus primeiros passos ainda durante o curso de graduação da autora, no desenvolvimento do seu Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) e Estágio de Campo II nos anos de 1995 e 1996, quando foram realizados os primeiros levantamentos de campo e estudos petrográficos, em determinadas áreas da região.

Os procedimentos metodológicos executados nesta dissertação envolveram fundamentalmente a pesquisa bibliográfica, expedições de campo e estudos laboratoriais.

A pesquisa bibliográfica deteve-se inicialmente no levantamento de documentos cartográficos de natureza geológica e geográfica existentes sobre a região, bem como nos estudos geológicos previamente desenvolvidos sobre a Suíte Parapuí e demais unidades associadas. Outra parte envolveu uma exaustiva pesquisa em livros texto, artigos científicos, teses, etc., sobre rochas vulcânicas em geral, tema principal desta dissertação, especialmente para buscar informações referentes à petrografia, à classificação, à geoquímica e ao contexto geológico de rochas desta natureza.



(Fonte: Guia Quatro Rodas - 1998)

Figura 1.1- Mapa de localização da área do trabalho, destacando os dois setores principais de ocorrência das rochas vulcânicas estudadas.

As expedições de campo consistiram na realização de caminhamentos ao longo das ocorrências de corpos vulcânicos, cortando transversalmente as principais unidades litoestratigráficas da área de estudo. Para cada afloramento, ao longo dos caminhamentos, a sistemática utilizada seguiu os princípios clássicos da geologia de campo, consistindo em localizar o ponto com o auxílio do GPS, descrever, classificar e coletar amostras, além da tomada de atitudes de elementos estruturais e definição das relações de contato com as demais rochas.

O mapa geológico apresentado no Anexo A, onde são destacadas as principais ocorrências da Suíte Parapuí, foi elaborado com base nos mapas geológicos do Projeto Jaibaras (Costa *et al.* 1973), somado às informações de Sá *et al.* (1979), dos mapas dos estágios de campo curriculares, executados pelo Departamento de Geologia da UFPA, além dos dados obtidos nas campanhas de campo realizadas no decorrer deste estudo. As amostras selecionadas para os estudos petrográficos, para as análises químicas e para a química mineral estão devidamente catalogadas e localizadas no mapa de amostragem apresentado no Anexo B.

Os estudos petrográficos foram realizados em 115 lâminas delgadas, oriundas dos estágios de campo Massapê, Mucambo e Santana do Acaraú, executados pelo Departamento de Geologia da UFPA, do Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) da autora e das expedições de campo realizadas neste programa de mestrado. Os estudos consistiram fundamentalmente na classificação, identificação mineralógica e análise textural dos tipos petrográficos que ocorrem na Suíte Parapuí, de acordo com os princípios e metodologias utilizadas por Williams *et al.* (1970), Streckeisen (1975), Cox *et al.* (1979), MacKenzie *et al.* (1982), Deer *et al.* (1992), no estudo de rochas vulcânicas.

Para as análises químicas foram selecionadas, através do estudo petrográfico, 25 amostras para dosagem dos elementos maiores, menores e traços. A preparação destas amostras foi realizada nos laboratórios de Preparação de Amostra, de Sedimentologia e de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA, em que foram utilizados os seguintes equipamentos: Triturador de Mandíbulas, Pulverizador de Cilindro, Moinho de Água e Pulverizador de Carbureto de Tungstênio.

Em seguida, as amostras foram enviadas ao Laboratório Lakefield-Geosol Ltda, onde foram empregadas as técnicas analíticas de Fluorescência de Raio-X para analisar SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO_{total}, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Ba, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, Y e Zr. Para a dosagem de FeO⁺⁺ o método empregado foi a Titulometria e, para Perda ao Fogo a

Calcinação a 1000^o C até peso constante. Os elementos terras raras La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu foram determinados por Espectrometria de Plasma (ICP) neste mesmo laboratório. Estes resultados analíticos possibilitaram, através do uso de diagramas clássicos (p. ex. Winchester & Floyd 1977, Pearce *et al.* 1977, Pearce & Norry 1979, Cox *et al.* 1979, Le Maitre *et al.* 1989), a caracterização das assinaturas geoquímicas das rochas vulcânicas estudadas, a classificação composicional e a identificação da provável paleoambiência tectônica para esta suíte de rochas.

Com base nas observações petrográficas, foram selecionadas 12 amostras de rochas vulcânicas básicas para o estudo da química mineral, que teve como objetivo determinar de modo mais preciso os tipos de minerais identificados petrograficamente, em função das alterações sofridas por estas rochas. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB), utilizando o equipamento CAMECA SX50. As principais fases minerais analisadas foram plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e anfibólio. As fórmulas estruturais destes minerais foram obtidas através de aplicativos computacionais, que permitiram classificá-los utilizando diagramas discriminantes.

Finalmente, com base em todos os dados obtidos, foi elaborada a presente dissertação que buscou essencialmente definir os constituintes petrográficos, o modo de ocorrência e a natureza química desta suíte de rochas magmáticas do noroeste do Ceará, a fim de avançar no entendimento de sua ambiência e dos processos magmáticos que ali atuaram, e desse modo contribuir para o conhecimento deste importante segmento crustal da geologia do País.

2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO NOROESTE DO CEARÁ.

2.1 – INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas diversos trabalhos de cunho regional (Kegel *et al.* 1958, Cobra 1963, Neves 1973, Costa *et al.* 1979, Nascimento *et al.* 1981, Abreu *et al.* 1988, Gorayeb *et al.* 1988) reuniram grande quantidade de informações geológicas sobre a região noroeste do Ceará, demonstrando a diversidade de unidades lito-estratigráfica-estruturais, bem como a variedade de processos, diferenciados no tempo. Um apanhado histórico sobre a geologia do noroeste do Ceará foi efetuado por Torquato (1995), o qual serve como base para qualquer pesquisa na região. A seguir será feito um apanhado sintético das principais unidades geotectônicas dessa região, da lito-estratigrafia, assim como do conhecimento acumulado sobre a Suíte Parapuí, que constitui a unidade objeto maior desta dissertação.

2.2 – COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

O quadro tectono-estrutural da região pode ser individualizado em três unidades geotectônicas principais, que são detalhadas a seguir. A unidade mais antiga, edificada no Paleoproterozóico e relacionada ao evento termo-tectônico Transamazônico, foi denominada por Abreu *et al.* (1988) de Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. Este cinturão, com estruturação principal na direção NE-SW, reúne um conjunto de granulitos, gnaisses tonalíticos mais ou menos migmatizados e sequências supracrustais (Complexo Granja, Grupo Martinópole) que foram estabilizados em condições metamórficas das fácies anfibolito alto e granulito (Gorayeb & Abreu 1989, Abreu *et al.* 1989).

A outra unidade, denominada Sistema Médio Coreaú (Santos & Neves 1984), edificada no Neoproterozóico, se sobrepõe à estruturação mais antiga na forma de grábens e horsts, tendo as principais linhas de falha direcionadas NE-SW (Fig. 2.1). Nos mapas regionais uma série de grábens com constituição litológica semelhante são destacados (Fig. 2.2), demonstrando a amplitude da ocorrência dessas unidades (Ubajara-Jaibaras, Jaguarapí, Cococi, Banabuiú, São Julião, etc.). O Gráben Ubajara-Jaibaras constitui o mais expressivo dentre eles na região, aprisionando uma sequência de rochas sedimentares e vulcânicas do Neoproterozóico, que é seccionada por granitos do Eopaleozóico. (Gorayeb *et al.* 1988, 1993).

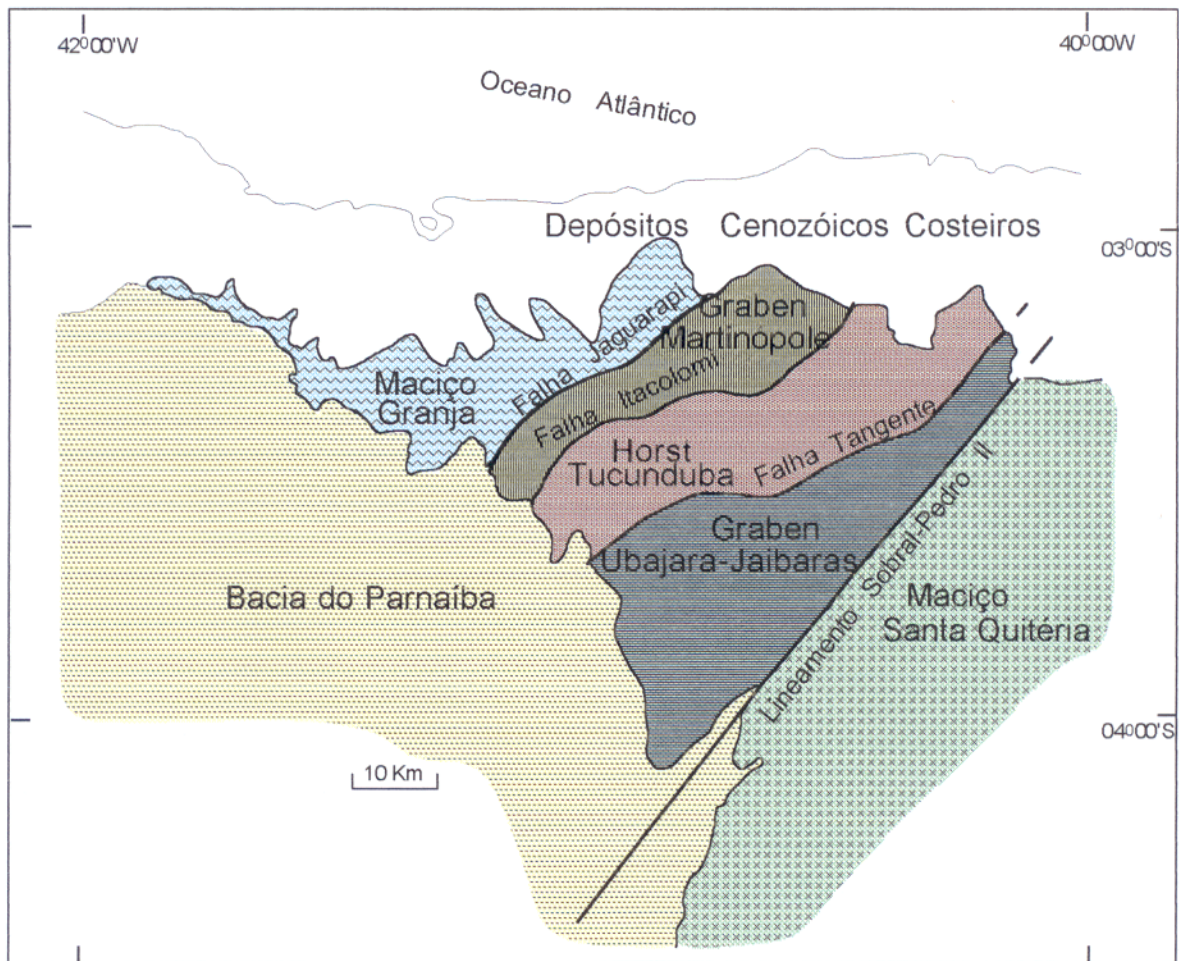


Figura 2.1- Compartimentação tectônica do noroeste da Província Borborema, destacando o Sistema Médio Coreaú, segundo Santos & Neves (1984).

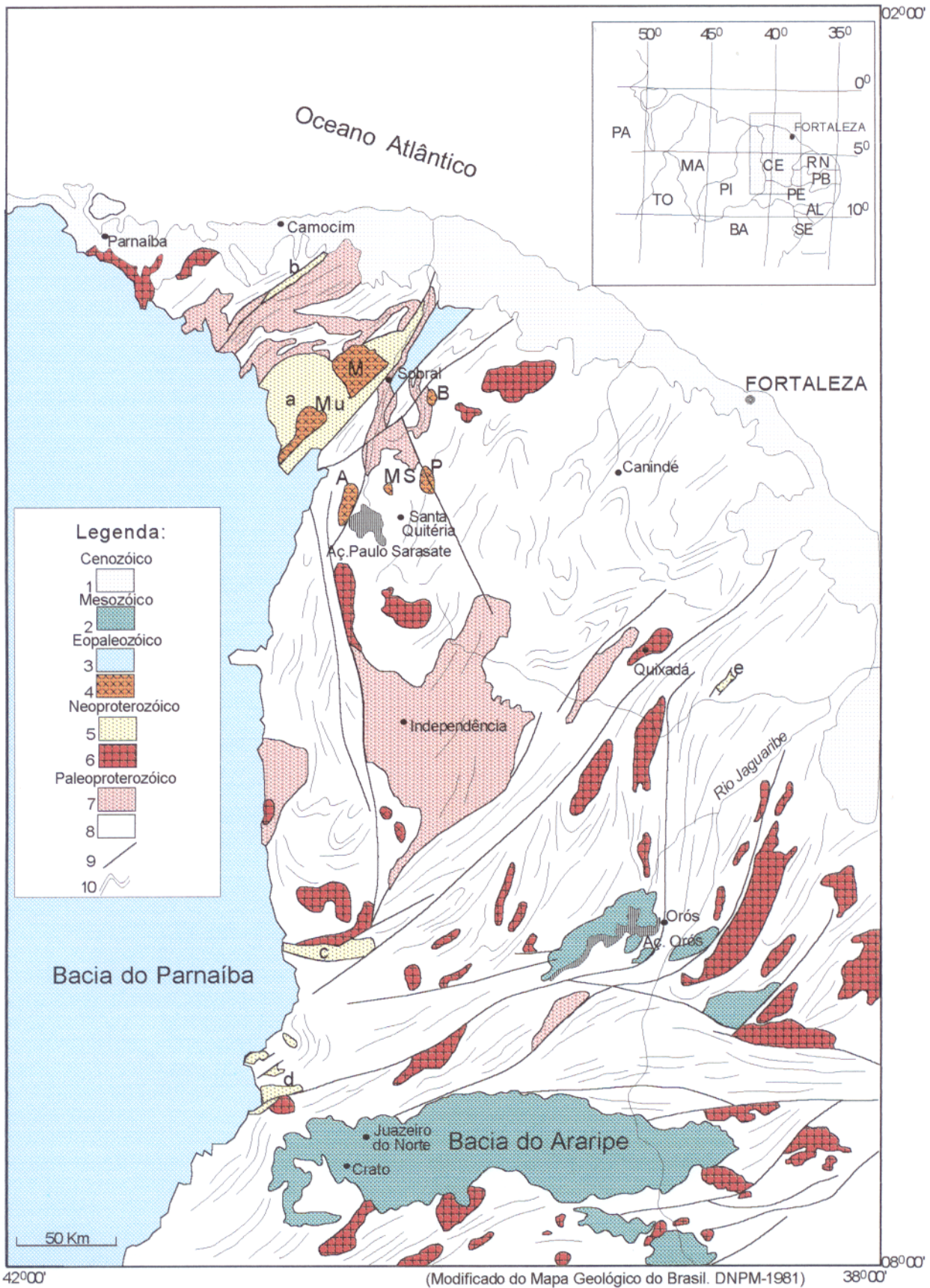


Figura 2.2- Mapa geológico simplificado da porção oeste da Província Borborema. (1) Cobertura Cenozóica Costeira; (2) Sequência Sedimentar da Bacia do Araripe; (3) Sequência Sedimentar da Bacia do Parnaíba; (4) Plútons Graníticos Cambrianos (M-Meruoça, Mu-Mucambo, A-Anil, P-Pajé, MS-Morrinhos e São Paulo, B-Serra do Barriga); (5) Unidades Vulcano-Sedimentares: (a) grábens Ubajara-Jaibas, (b) Jaguaripi, (c) Cococi, (d) São Julião, (e) Banabuiú; (6) Plútons Graníticos Proterozóicos; (7) Sequência Supracrustal; (8) Complexo-Gnáissico-Migmatítico; (9) Lineamentos; (10) Traços principais da foliação.

A terceira unidade corresponde à Bacia do Parnaíba que na região demarca sua borda leste (Fig. 2.1), expondo suas unidades basais do Siluro-Devoniano. No Gráben de Santana do Acaraú rochas da Formação Serra Grande acham-se adernadas e embutidas no substrato gnáissico (Fig. 2.2).

2.3 – LITO-ESTRATIGRAFIA

A unidade mais antiga da região compreende o Complexo de Granja (Nascimento *et al.* 1981) em que reúne gnaisses tonalíticos, granodioríticos e monzograníticos, granitóides, anfibolitos, granulitos máficos, enderbitos e kinzigitos (Gorayeb *et al.* 1988, Torquato 1995). Dados geocronológicos mais recentes, utilizando-se das metodologias Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb em zircão, levaram Gaudette *et al.* (1993) e Fetter *et al.* (1995) a relacionar a evolução do Complexo de Granja ao Paleoproterozóico.

O Grupo Martinópole (Neves 1975) representa uma sequência metassedimentar incluindo xistos, quartzitos puros ou sillimaníticos/cianíticos, paragnaisses, mármore e rochas cálcio-silicáticas. (Gorayeb *et al.* 1988, Santos & Hackspacher 1992, Torquato & Pedreira 1994). A idade do Grupo Martinópole não está definida, no entanto a maioria dos autores o situam no Proterozóico Médio a Inferior.

No Proterozóico Superior são encontradas unidades relacionadas ao evento termotectônico Brasileiro, que correspondem aos metassedimentos dos grupos Ubajara e Jaibaras, às vulcânicas da Suíte Parapuí e os sedimentos da Formação Aprazível, bem como aos diversos corpos graníticos que ocorrem na região.

O termo Grupo Ubajara foi proposto por Nascimento & Gava (1979) para englobar os metassedimentos que ocorrem na região de Frecheirinha-Aprazível em substituição a denominação de Grupo Bambuí. O Grupo Ubajara é a unidade basal do sistema deposicional Ubajara-Jaibaras (Gorayeb *et al.* 1988) e divide-se nas formações Trapiá (siltitos, arenitos subarcosianos e mais raramente conglomerados); Caiçaras (ardósias intercaladas com arenitos subarcosianos); e Frecheirinha (calcáreos). De acordo com Gorayeb *et al.* (1988) o Grupo Ubajara representa uma sequência de sedimentação plataformal marinha rasa que data do Neoproterozóico.

O Grupo Jaibaras foi dividido por Costa *et al.* (1979) nas formações Massapê, Pacujá, Parapuí e Aprazível. Posteriormente Gorayeb *et al.* (1988) propuseram um novo ordenamento estratigráfico, dividindo o Grupo Jaibaras nas formações Pacujá e Massapê, considerando-as como cronoequivalentes e formadas essencialmente por conglomerados polimíticos, arenitos arcosianos e siltitos. Quadros (1996) concluiu que o paleoambiente deste sistema deposicional foi lacustre, de baixa energia, sujeito a exposições subaéreas regulares.

Ao conjunto de rochas vulcânicas, associadas ao Grupo Jaibaras, Costa *et al.* (1979) denominaram de Formação Parapuí, a qual reúne extensos derrames de lavas, rochas piroclásticas e termos subvulcânicos, interpretando-a como uma suíte cálcio-alcalina tipo Pacífica. Segundo estes autores, as rochas vulcânicas compreendem uma ampla variedade de rochas incluindo basaltos, andesitos, dacitos, riolitos, espilitos e queratófiros, além de gabros, diabásios, sienitos e dioritos. Gorayeb *et al.* (1988) posicionaram esta sequência no Neoproterozóico, propondo a denominação Suíte Parapuí formada por andesitos, basaltos, riolitos e rochas vulcanoclásticas que ocorrem intercaladas aos sedimentos do Grupo Jaibaras. Gorayeb & Nascimento (1997) não identificaram a diversidade de rochas aludida por Costa *et al.* (1979), restringindo fundamentalmente à basaltos alcalinos, riolitos e rochas vulcanoclásticas.

O início do Paleozóico na região é registrado por uma importante granitogênese (Costa *et al.* 1979, Sial 1989, Gorayeb *et al.* 1993) cujos representantes mais importantes são os granitos Meruoca, Mucambo, Serra do Barriga, do Pajé, Anil, Morrinhos e São Paulo (Fig. 2.2). Em geral os plútons mantêm uma relação intrusiva com as sequências anteriores demarcando por vezes auréolas metamórficas termais, e representam granitos alojados em níveis rasos da crosta, em ambiente intraplaca, relacionado à tectônica extensional de implantação do Gráben Ubajara-Jaibaras (Gorayeb *et al.* 1993, Abreu *et al.* 1993).

A Formação Aprazível (Costa *et al.* 1979) é constituída por conglomerados polimíticos cujos seixos apresentam grande variedade de tipos, com proveniências direta das diversas sequências lito-estratigráficas da região (gnaisses, quartzitos, quartzo, granitos, xistos, arenitos, etc.), e sua deposição foi controlada por fortes gradientes de relevo resultante de ajustes isostáticos no final do evento Brasileiro (Abreu *et al.* 1993). Gorayeb *et al.* (1988) posicionaram esta unidade estratigraficamente acima do Grupo Jaibaras.

2.4 – O CONHECIMENTO ACUMULADO DA SUÍTE PARAPUÍ

Os primeiros registros conhecidos sobre as rochas vulcânicas em apreço datam do início do século, quando Small (1914) relata a ocorrência de fragmentos de rochas com aparência de eruptivas entre as cidades de Sobral e Massapê. Posteriormente Oliveira & Leonardos (1940) são os primeiros a descreverem os “*derrames ácidos e básicos ... sotopostos a conglomerados que passam para arenitos, seguidos de folhelhos, calcáreos e novamente folhelhos*” agrupando-os sob a denominação de Série Jaibaras. Cobra (1963) descreve nessa sequência rochas básicas, andesitos e riolitos. Com o avanço das investigações na região diversos trabalhos nas décadas de 50 a 70 (vide Torquato 1995) fazem referências pontuais a essas rochas vulcânicas no Gráben Jaibaras

O conhecimento maior da Suíte ParapuÍ sobreveio pelos trabalhos sistemáticos de cartografia geológica, nas escalas de 1:100.000 e 1:250.000, através do Projeto Jaibaras (CPRM) divulgados por Costa *et al.* (1973, 1975, 1979). Eles reuniram o conjunto de rochas vulcânicas e subvulcânicas sob a denominação de Formação ParapuÍ, posicionando-a entre as formações Pacujá e Aprazível do Grupo Jaibaras no Cambro-Ordoviciano. Descrevem-na como “*uma complexa suíte de rochas vulcânicas, incluindo extensos derrames de lavas, elementos piroclásticos e termos subvulcânicos, representados por diques e sills*”. Sob o ponto de vista petrográfico destacam grande variedade de litotipos, incluindo “*basaltos, andesitos, dacitos e riolitos, geralmente espilitizados e queratofirizados, além de gabros, diabásios, dacitos e riolitos porfiríticos*”.

Segundo Costa *et al.* (1979) a suíte tem características de derrames policíclicos, e estimam que as efusivas básicas e intermediárias totalizam cerca 80% dos corpos mapeados. Através de estudo petroquímico realizado em 47 amostras indicaram variações desde o polo ácido ao polo básico, que interpretaram como resultante de processos de diferenciação, concluindo tratar-se de uma suíte de afinidade cálcio-alcaina, tipo série Pacífica com sequências espilito-queratófiras.

Sá *et al.* (1979) questionaram a afinidade cálcio-alcaina sugerida por Costa *et al.* (1979) considerando que: a) os parâmetros utilizados basearam-se em elementos móveis aos processos metassomáticos; b) a mineralogia reliquiar não corresponde a suítes dessa natureza; c) a bacia tem caráter continental; d) as associações mineralógicas secundárias nos “basaltos” e “andesitos” correspondem à facies xisto verde alto e talvez anfibólito. Com base nisso concluem

que o ambiente geológico da Bacia Jaibaras é incompatível com as características de suítes espilito-queratófiras, típicas de metassomatismo em fundo oceânico, e sugerem bacias tipo rifte anorogênico ou pós-orogênico associado ao levantamento regional, após o evento Brasileiro. Para as rochas vulcânicas esses autores sugerem afinidades alcalinas e toleíticas.

Nascimento *et al.* (1981) realizaram um extenso levantamento bibliográfico sobre espilitos e queratófiro, demonstrando a impropriedade do uso destes termos para as rochas da Suíte Parapuí e sugerem que as transformações presentes (albitização, propilitização) podem estar relacionadas a alterações hidrotermais pós-magmáticas ou ao metamorfismo.

Nos principais esquemas estratigráficos propostos para a região (Costa *et al.* 1973, Sá *et al.* 1979, Nascimento *et al.* 1981) (Fig. 2.3), o posicionamento de Suíte Parapuí (Grupo Jaibaras) tem sido colocado no Ordoviciano, estratigraficamente acima dos granitos Meruoca (idade Rb-Sr de 512 ± 10 Ma, Nascimento & Gava 1979) e Mucambo (idade U-Pb em zircão de 527 Ma, Santos *et al.* 1998). Entretanto Gorayeb *et al.* (1988) descrevem relações intrusivas do Granito Meruoca com rochas do Grupo Jaibaras e inclusive relatam a presença de xenólitos de vulcânicas, parcialmente assimilados pelo Granito Meruoca, o que os levou a posicionar o Grupo Jaibaras e a Suíte Parapuí abaixo da Suíte Meruoca (Fig. 2.3), concluindo que a idade dessas unidades “*deve ser Proterozóico Superior ou no mínimo Cambriano*”.

Estudos de Abreu *et al.* (1993) e Gorayeb *et al.* (1993) discutiram a evolução dos sistemas Ubajara e Jaibaras e das rochas magmáticas a eles relacionados concluindo representarem restos de uma bacia continental, aprisionada em grábens, implantada sob um regime distensivo no final do evento Brasileiro, cujo esquema evolutivo pode ser visto na Fig. 2.4.

Quadros (1996) estudando os ambientes deposicionais da Formação Pacujá considerou que a sedimentação desta bacia continental “*ocorreu em uma região de baixa energia, provavelmente um ambiente lacustre, com vulcanismo associado, sujeito a ação de ondas de tempestades..... indicativas de exposição subaérea, ocasionadas por oscilações no nível da água,..... semelhantes à sequências de tempestitos*”.

ERA PERÍODO	COSTA ET AL. (1979)	ERA PERÍODO	SA ET AL. (1979)	ERA PERÍODO	NASCIMENTO ET AL. (1981)	ERA PERÍODO	GORAYEB ET AL. (1988)										
PALEOZOICO	GRUPO JAIBARAS	PALEOZOICO	GRUPO JAIBARAS	PALEOZOICO	GRUPO JAIBARAS	PALEOZOICO	GRUPO JAIBARAS										
								FORMAÇÃO APRAZÍVEL	FORMAÇÃO E	FORMAÇÃO APRAZÍVEL	FORMAÇÃO APRAZÍVEL						
								<u>FORMAÇÃO PARAPUI</u>	<u>FORMAÇÃO D</u>	FORMAÇÃO PACUJA	SUITE MERUOCA						
								FORMAÇÃO PACUJA	FORMAÇÃO C	FORMAÇÃO MASSAPÉ	<u>SUITE PARAPUI</u>						
								FORMAÇÃO MASSAPÉ	FORMAÇÃO B	GRANITO MERUOCA							
	GRANITOS INTRUSIVOS		GRANITOS MERUOCA/MOCAMBO		GRANITO MOCAMBO												
	EO - CAMBRIANO		GRUPO BAMBUÍ		SUPERIOR		GRUPO BAMBUÍ	CAMBRIANO	GRUPO UBAJARA	SUPERIOR	GRUPO UBAJARA						
												FORMAÇÃO COREAÚ	FORMAÇÃO FRECHEIRINHA	GRANITO SERRA DA BARRIGA	FORMAÇÃO FRECHEIRINHA		
												FORMAÇÃO FRECHEIRINHA	FORMAÇÃO CAIÇARAS	<u>VULCANISMO PARAPUI</u>	FORMAÇÃO FRECHEIRINHA		
												FORMAÇÃO CAIÇARAS	FORMAÇÃO TRAPIÁ	FORMAÇÃO CAIÇARAS	FORMAÇÃO CAIÇARAS		
FORMAÇÃO TRAPIÁ				FORMAÇÃO TRAPIÁ		FORMAÇÃO TRAPIÁ											
PRÉ - CAMBRIANO	GRUPO MARTINÓPOLE	PROTEROZOICO	GRUPO MARTINÓPOLE	SUPERIOR		GRUPO MARTINÓPOLE	PROTEROZOICO		GRUPO MARTINÓPOLE								
											PRÉ - CAMBRIANO A						
											PRÉ - CAMBRIANO B						
PRÉ - CAMBRIANO	TERRENO GNAÍSSICO MAGMÁTICO COM REMANESCENTES SUPRACRUSTAIS DE ALTO GRAU.		INFERIOR A MÉDIO			TERRENO GNAÍSSICO MAGMÁTICO COM REMANESCENTES SUPRACRUSTAIS DE ALTO GRAU.			INFERIOR A MÉDIO		COMPLEXO NORDESTINO	INFERIOR A MÉDIO	COMPLEXO NORDESTINO				
														PRÉ - CAMBRIANO C			
ARQUEANO	COMPLEXO DE GRANJA				ARQUEANO	COMPLEXO DE GRANJA		ARQUEANO		COMPLEXO DE GRANJA	ARQUEANO		COMPLEXO DE GRANJA				

Figura 2.3 - Quadro comparativo entre as diversas propostas estratigráficas da região em estudo segundo Gorayeb et al. (1988), com destaque do posicionamento da Suíte Parapui.

Nascimento (1996) e Gorayeb & Nascimento (1997) nas principais áreas de ocorrência de rochas vulcânicas no Graben Jaibaras, identificaram fundamentalmente dois grupos composicionais principais de rochas, representadas por basaltos alcalinos e riolitos. Esses autores não identificaram rochas tais como andesitos, espilitos ou queratófiros descritos por Costa *et al.* (1979) e concluem que a Suíte Parapuí representa um magmatismo basáltico alcalino, relacionado à tectônica extensional, intracontinental, acontecida no final do Proterozóico.

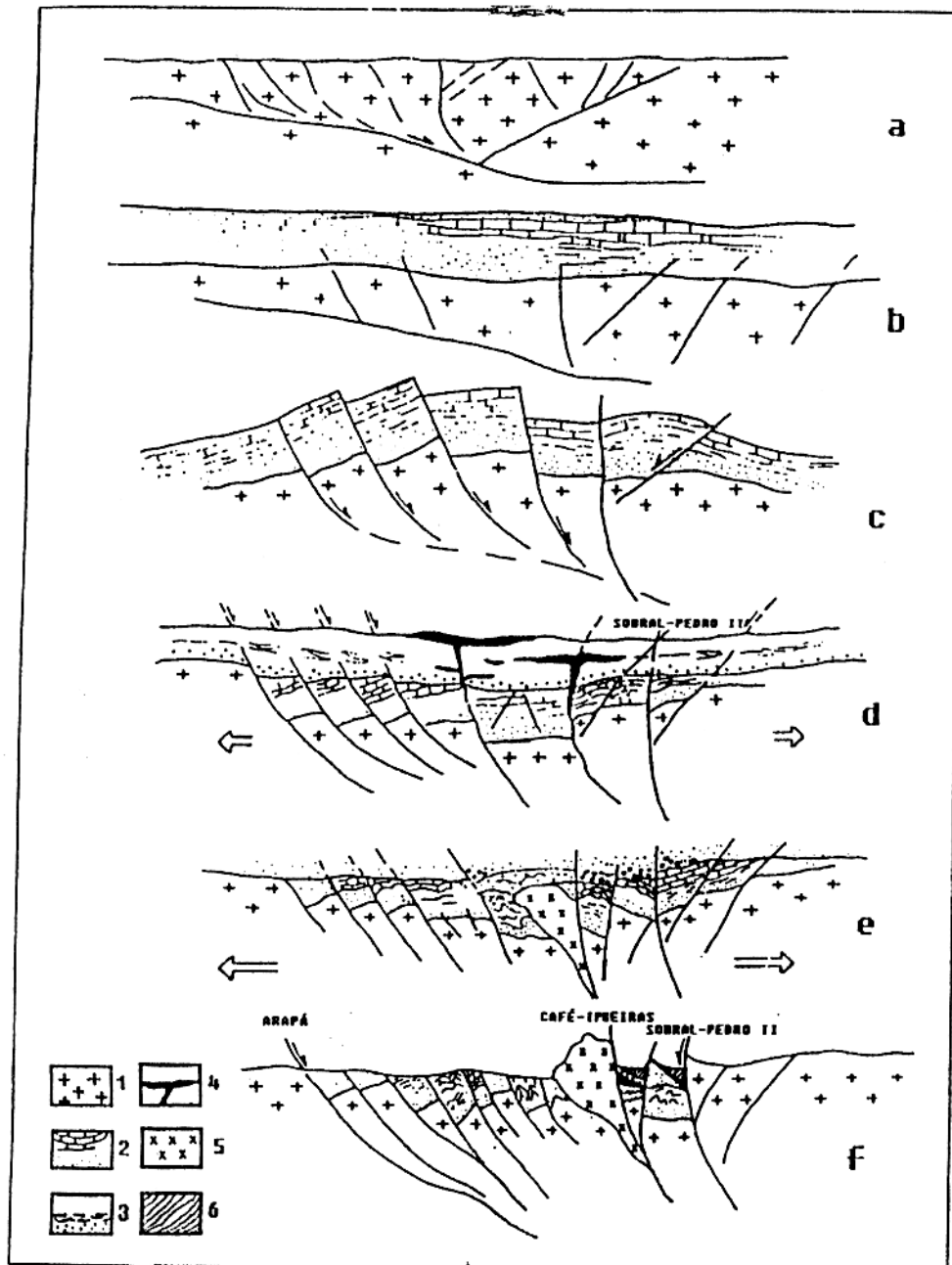


Figura 2.4 – Modelo evolutivo para o sistema Ubajara-Jaibaras segundo Abreu *et al.* (1993): (a) e (b) Complexo-Gnáissico-Migmático (1) sobre o qual depositaram as rochas do Grupo Ubajara (2); (c) ascensão termal da litosfera e colapso da parte superior da crosta; (d) subsidência e início da deposição do Grupo Jaibaras (3) com colocação das rochas vulcânicas da Suíte Parapuí (4); (e) intrusão rasa dos corpos graníticos anorogênicos da Suíte Meruoca (5) e início da sedimentação dos conglomerados da Formação Aprazível (6); (f) perfil atual do Graben Ubajara-Jaibaras.

3 - GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

A área estudada está posicionada na porção noroeste da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), dentro da unidade geotectônica denominada Sistema Médio Coreau (Santos & Neves 1984). Este compreende grábens e horsts limitados por importantes lineamentos de direção NE-SW, cujos principais são definidos pelas falhas Sobral-Pedro II, Café-Ipueiras, Massapê, Santana do Acaraú, Arapá, Martinópolis e Jaguarapí, atestando grande movimentação tectônica vertical no limite Proterozóico-Paleozóico.

De maneira restrita, a área está situada no extremo oeste da referida província, inserida no sistema de grábens Ubajara-Jaibaras, onde foram enfocados dois alvos principais de ocorrência das rochas vulcânicas da Suíte Parapuí, objeto principal deste estudo. As informações geológicas de cada uma dessas áreas serão apresentadas a seguir, destacando o modo de ocorrência e as principais características das rochas vulcânicas e demais unidades associadas representadas nos mapas geológicos (Figs. 3.1, 3.10, Anexo A) e colunas lito-estratigráficas (Figs. 3.3, 3.11).

3.1 - SETOR ARARIÚS-JAIBARAS

Este setor está situado na porção meridional do Gráben Jaibaras, concentrando-se no seu eixo central, ao longo do qual afloram as rochas da Suíte Parapuí. Tem como referências importantes as cidades de Jaibaras, Arariús e Pacujá, além do Açude Aires de Souza (Jaibaras) e Rio Jaibaras (Fig. 3.1, Anexo A).

Nesta região, o Gráben Jaibaras está limitado pelos lineamentos Sobral-Pedro II e Café-Ipueiras, respectivamente a leste e oeste, além de outras falhas de menor porte que destacam a direção preferencial NE-SW. As unidades lito-estratigráficas em geral estão dispostas em faixas orientadas nesta mesma direção e correspondem à sequências de origem e idade distintas.

Na porção leste o Gráben Jaibaras faz contato com as unidades mais antigas da região, de idade Paleoproterozóica, que formam a Faixa de Alto Grau de Cariré (Gorayeb & Abreu 1989), (Fig.3.2). As rochas estão fortemente estruturadas segundo a orientação geral NE-SW, representando a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II. Conforme as descrições pormenorizadas de Gorayeb & Abreu (1989), constitui-se de um conjunto de rochas supracrustais de paraderivação e rochas infracrustais ortoderivadas submetidas às condições das fácies anfibolito alto e granulito, seccionadas por zonas de milonitos e ultramilonitos.

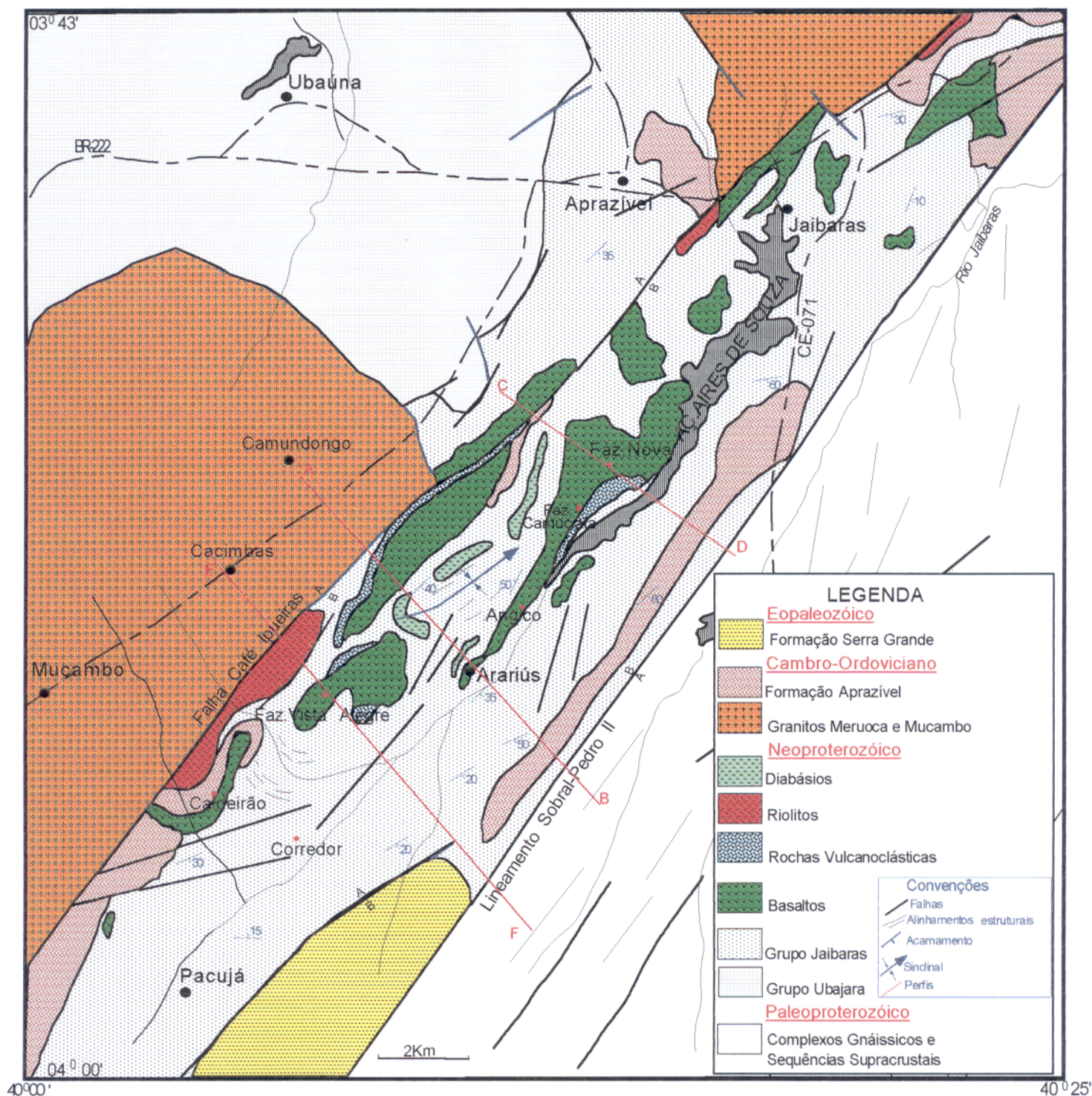


Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado do Setor Arariús-Jaibaras (modificado de Costa et al. 1979).

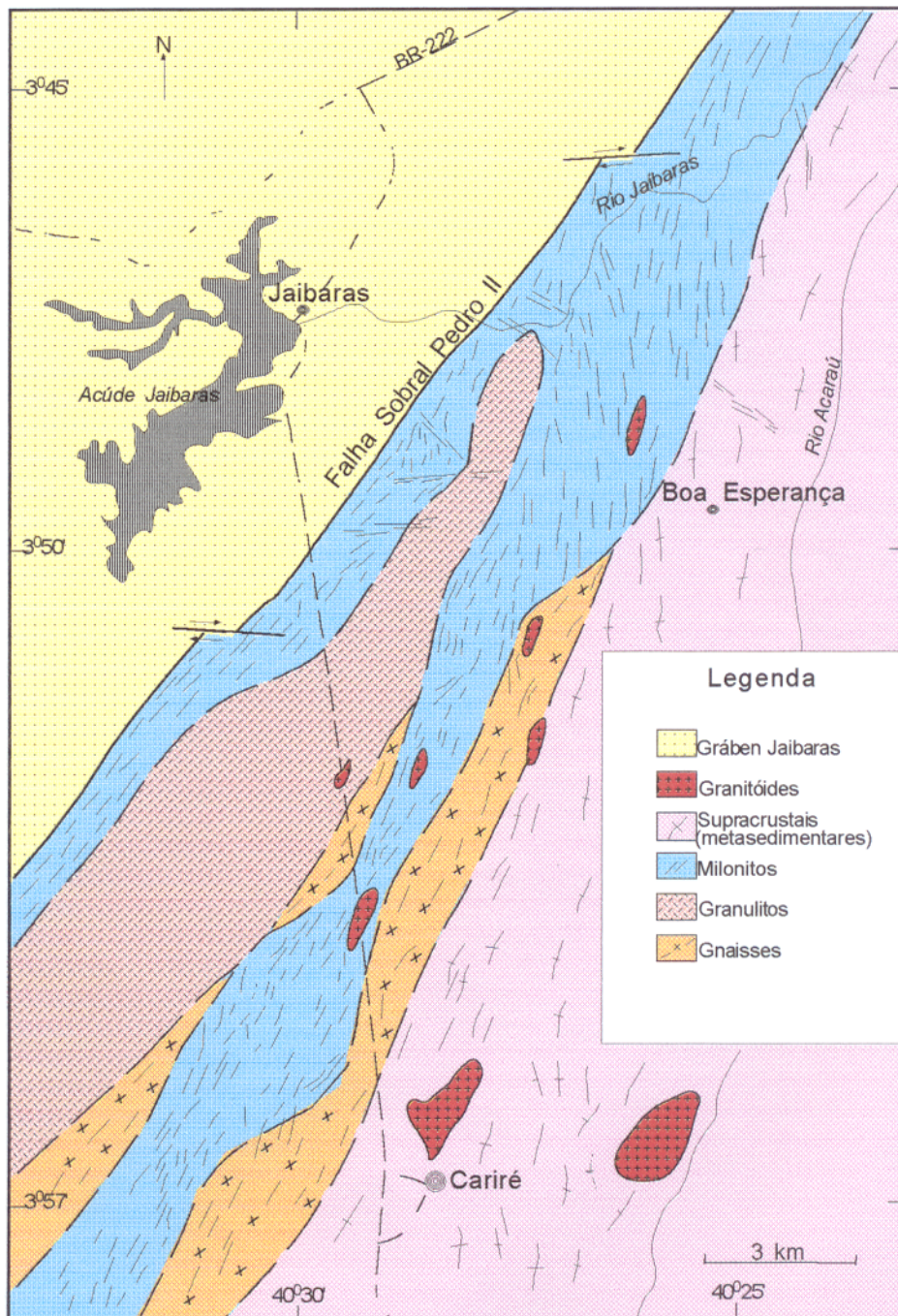


Figura 3.2 - Mapa geológico da faixa de Alto Grau de Cariré segundo Gorayeb & Abreu (1989).

Na porção oeste da área (Fig. 3.1) a unidade principal é o Grupo Ubajara representado por uma sequência metassedimentar do Neoproterozóico que é truncada pelo Granito Mucambo. Neste setor o Grupo Ubajara é representado essencialmente por metassiltitos, metarenitos e metacalcários que formam camadas intercaladas e dobradas, mergulhando para sudeste e noroeste. O Granito Mucambo de idade em torno de 527 Ma (U-Pb em zircão, Santos *et al.* 1998), apresenta, de acordo com os estudos de Gorayeb & Soares (1995), composição predominantemente sieno-monzogranítica com fayalita e clinopiroxênio, bordas micrograníticas, abundância de enclaves de variados tamanhos e naturezas, veios pegmatíticos graníticos com muscovita e turmalina e diques aplíticos. Este corpo impôs efeitos termais significativos nos metassedimentos do Grupo Ubajara (Gorayeb & Coimbra 1995) e delinea uma ampla auréola de metamorfismo de contato (em torno de 3.000 m).

O Gráben Jaibaras aprisiona sequências neoproterozóicas e engloba o Grupo Jaibaras e a Suíte Parapuí, além dos sedimentos das formações Aprazível e Serra Grande, do Eopaleozóico. O Grupo Jaibaras constitui uma sequência formada essencialmente por arenitos arcossianos, siltitos, argilitos, ardósias e conglomerados polimíticos, que apresentam acamamento com direção geral NE-SW e mergulhos variando entre 10° e 50° para SE. Contudo, a sequência apresenta-se dobrada suavemente com eixos na direção NE-SW, de modo que os mergulhos variam para NW e SE. De acordo com os estudos de Quadros (1996), esta unidade apresenta intercalações rítmicas de arenitos finos e siltitos, na forma de bancos decimétricos tabulares, lateralmente contínuos, exibindo base abrupta e gradação para siltitos em direção ao topo. Os arenitos podem apresentar-se maciços ou estratificados (laminação plano-paralela, estratificação cruzada *micro-hummock*) e os pelitos apresentam laminação plano-paralela e marcas onduladas assimétricas e simétricas.

A Suíte Parapuí é formada predominantemente por derrames de basalto e em menor proporção derrames de riolito, sills de diabásio e leitos de rochas vulcanoclásticas. Estes derrames ocorrem em geral como camadas e no mapa (Fig. 3.1) dispõem-se de forma alongada na direção NE-SW intercaladas aos arenitos arcossianos. O conjunto está dobrado e falhado o que leva a dificuldades na correlação entre as diferentes camadas. Contudo, a tendência estrutural geral deste conjunto é formar camadas basculadas para E-SE, com valores de mergulho baixo a médio.

Neste setor as rochas vulcânicas basálticas são representadas por duas maiores

expressões em mapa (Fig. 3.1), posicionadas respectivamente a leste da Vila de Camundongo e na borda ocidental do Açude Aires de Souza (Açude Jaibaras). Elas formam extensos derrames com espessuras variando entre 40 e 60 m e acompanham a direção das principais linhas estruturais da região. O derrame que aflora a leste de Camundongo está seccionado pela Falha Café-Ipueiras e apresenta uma extensão de cerca de 8,5 km e aproximadamente 2 km de largura. O derrame que ocorre às margens do Açude Jaibaras apresenta, no mapa, uma particularidade na sua forma, tem cerca de 8 km de extensão, contudo nas proximidades da Fazenda Nova apresenta largura da ordem de 2 km e nas localidades de Arariús, Angico e Fazenda Camuciata, afunila e apresenta largura em torno de 500 m. Estes derrames correspondem a basaltos porfíricos com matriz de granulação fina que gradam para níveis essencialmente amígdaloidais no topo. Os fenocristais de plagioclásio são milimétricos (<10 mm) e estão ligeiramente orientados definindo estruturas de fluxo magmático. As amígdalas são formadas, em geral, por epidoto, clorita, calcita e quartzo. Estas ocorrências e suas relações com as demais unidades estão representadas na coluna lito-estratigráfica deste setor (Fig. 3.3) e nas seções geológicas (Fig. 3.4).

A seção geológica entre Camundongo e Arariús (Fig. 3.4a) mostra claramente que estes derrames formam camadas que se intercalam com arenitos arcosianos do Grupo Jaibaras. Esta sequência inicia com um contato por falha entre o Granito Mucambo e os arenitos arcosianos, cujas camadas mergulham em torno de 40° para SE. Estas rochas estão sobrepostas por uma camada de rochas vulcanoclásticas estratificadas que estão associadas com um derrame basáltico que aflora a leste de Camundongo. Para leste os basaltos são recobertos por camadas de arenitos dobrados que formam um sinclinal com caimento de eixo para NE onde está encaixado um sill de diabásio. Ainda neste trecho, próximo ao Açude Jaibaras, ocorre outra camada de basalto intercalada a arenitos que aflora nas localidades de Arariús, Vila de Angico e fazendas Camuciata e Nova (Fig. 3.4b). O conjunto mergulha suavemente para sudeste e jaz em contato concordante com leitos vulcanoclásticos (Figs. 3.5, 3.6).

Subordinadamente ocorrem derrames basálticos menores, com ocorrência a sudoeste de Arariús, nas proximidades da Fazenda Vista Alegre e Vila Caldeirão, e a norte da área estudada, nos arredores da Vila de Jaibaras (Fig. 3.1). Estes derrames também formam camadas que se intercalam a arenitos e possuem espessuras em torno de 40 m.

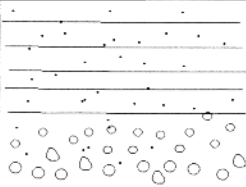

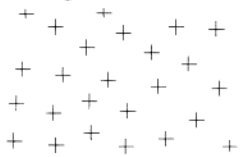
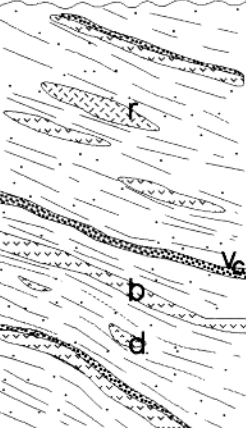



ERA	PERÍODO	UNIDADE	SIMBOLOGIA	CONSTITUIÇÃO
PALEOZOICO	Devoniano Inferior	Formação Serra Grande		Arenitos de granulometria grossa com nível basal conglomerático.
	Cambro-Ordoviciano	Formação Aprozível		Conglomerados polimíticos contendo seixos de rochas vulcânicas, quartzitos e arenitos.
	Cambriano	Granito Mucambo (527 Ma)		Sienogranitos e monzogranitos faialíticos, migrogranitos e pegmatíticos leucograníticos.
NEOPROTEROZOICO	Suíte Parapuí	Grupo Jaibaras		Derrames de basalto (b), riolito (r), rochas vulcanoclásticas (vc) e sills de diabásias (d), fracamente metamorfisados, intercalados a arenitos arcossianos, siltitos e argilitos.
				
		Grupo Ubajara		Arenitos arcossianos, ardósias e calcáreos dolomíticos fracamente metamorfisados.
PALEO-PROTEROZOICO		Complexo Gnáissico-Granulítico de Cariré		Enderbitos, granulitos máficos, granada-silimanita gnaisses, mármore, rochas cálciosilicáticas, milonitos e ultramilonitos.

Figura 3.3 - Coluna lito-estratigráfica do Setor Arariús-Jaibaras.

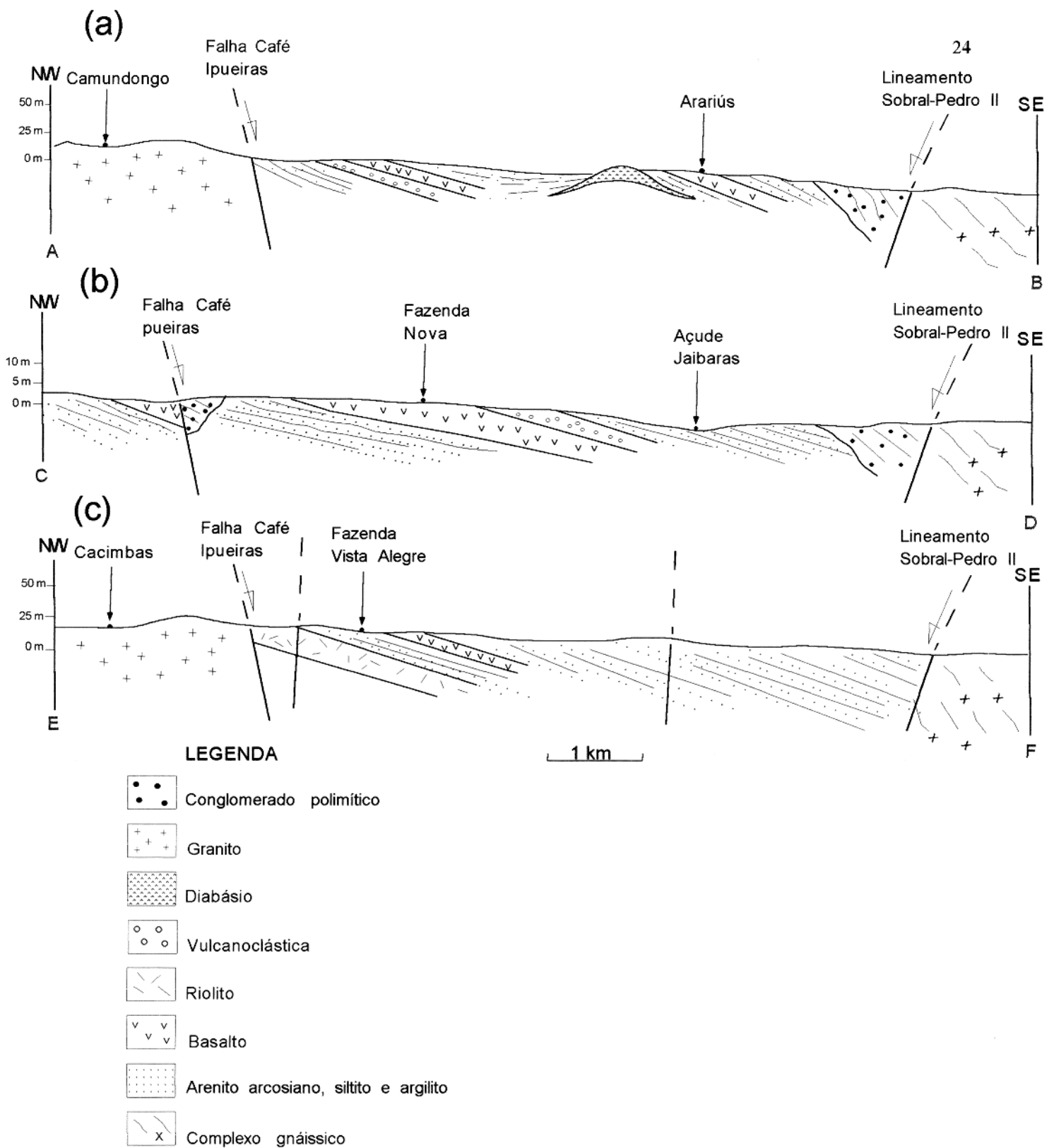


Figura 3.4 - Seções esquemáticas do Setor Arariús-Jaibaras: (a) Seção Camundongo-Arariús; (b) Seção Fazenda Nova-Açude Jaibaras; (c) Seção Cacimbas-Fazenda Vista Alegre.



Figura 3.5 - Depósitos piroclásticos que afloram na Fazenda Nova (Ponto 9), destacando bombas de basalto oxidado.



Figura 3.6 - Basaltos amigdaloidais (porção centro-inferior da foto) superpostos por depósitos piroclásticos estratificados (Vila de Arariús, Ponto 4).

Os basaltos que afloram na Fazenda Vista Alegre, a aproximadamente 8 km a sudoeste de Arariús, formam no mapa (Fig. 3.1) uma camada dobrada com cerca de 3 km de extensão por 2 km de largura. Correspondem a basaltos essencialmente porfiríticos amigdaloidais e estão sobrepostos por leitos de rochas vulcanoclásticas estratificadas. Na localidade de Caldeirão (Fig. 3.1), o derrame forma uma camada com extensão de 3 km e largura de 200 m, que está dobrada e delinea no mapa feições encurvadas. São basaltos similares aos que ocorrem na Fazenda Vista Alegre, contudo, estão extremamente intemperizados. Esta camada possui espessura de aproximadamente 30 m e está seccionada pela Falha Café-Ipueiras. Já na porção norte, entre as localidades de Aprazível e Jaibaras, os basaltos formam pequenos derrames isolados com cerca de 2 km de extensão e em geral correspondem a basaltos porfiríticos.

A norte da Vila de Jaibaras, os derrames são formados por basalto, riolitos, e rochas vulcanoclásticas que junto a arenitos arcosianos estão truncados pelo Granito Meruoca. Nesse caso são nítidas as relações de contato intrusivas, cujos efeitos térmicos transformaram estas rochas em hornfels. Tal situação está registrada no trecho da BR-222, nos arredores da antena de subestação da Embratel (Fig. 3.7, Ponto 38).

Os derrames riolíticos são mais raros e a sua maior expressão ocorre no trecho entre Cacimbas e Fazenda Vista Alegre. No mapa este derrame apresenta cerca de 5 km de extensão com largura de até 500 m. Outras ocorrências estão registradas na BR-222, no trecho entre Aprazível e Jaibaras, e na estrada que liga Sobral a Jordão, onde formam derrames menores com cerca de 2 km de extensão e 300 m de largura. Em termos gerais os derrames de riolitos formam camadas alongadas na direção NE-SW e estão seccionadas pela Falha Café-Ipueiras (limite oeste do Gráben Jaibaras). São rochas afaníticas de cor marrom avermelhada, com fenocristais de quartzo e feldspato em matriz de granulação fina.

Na seção geológica entre Cacimbas e Fazenda Vista Alegre (Fig. 3.4c) a camada de riolito está truncada pela Falha Café-Ipueiras. Tem espessuras da ordem de 30 m, mergulha em torno de 32° para SE e está sobreposta por rochas vulcanoclásticas nos arredores da Fazenda Vista Alegre. Na estrada que liga Sobral a Jordão (Figs. 3.8 e 3.9, Ponto 56), o jogo de falhas normais colocou lado a lado o Granito Meruoca com os riolitos e conglomerados da Formação Aprazível. Os riolitos, neste caso, possuem espessuras em torno de 100 m, são afaníticos e apresentam estruturas de fluxo magmático formadas por níveis de derrame de riolito vítreo destacados por veios de quartzo com direção E-W.



Figura 3.7- Derrame de basalto e rochas vulcanoclásticas associadas, transformadas em hornfels, nos arredores da estação repetidora da Embratel (Rodovia BR-222), próximo ao contato com o Granito Meruoca (Ponto 38).



Figura 3.8 - Destaque topográfico dado por riolitos na porção sul da Serra Meruoca - Rosário (Rodovia Sobral - Jordão, Ponto 56).



Figura 3.9 - Conglomerado da Formação Aprazível, destacando, predominantemente, fragmentos angulosos de riolitos, de diferente tamanhos, em matriz conglomerática (Rodovia Sobral - Jordão, Ponto 56).

As rochas vulcanoclásticas que frequentemente ocorrem associadas aos derrames basálticos não apresentam grande extensão areal. Sua maior expressão ocorre junto a Falha Café-Ipueiras, no trecho entre Camundongo e Fazenda Vista Alegre (Fig. 3.1), onde formam uma fina camada com cerca de 6 km de extensão e espessura de aproximadamente 30 m. Estas rochas são constituídas por fragmentos de basalto oxidado, com formas subangulosas, dimensões variando entre 3 e 5 mm que ocorrem envoltos em matiz vulcano-sedimentar, e provavelmente estão relacionados a processos epiclástico e piroclástico. Contudo, em determinados pontos as rochas vulcanoclásticas apresentam essencialmente origem piroclástica, como no caso das que afloram na Fazenda Nova, nas margens do Açude Jaibaras (Ponto 9) e arredores de Arariús (Ponto 4). Lá estas rochas são formadas essencialmente por ejetólitos piroclásticos com até 20 cm de dimensão e correspondem a níveis estratificados de tufos, lápilis e bombas vulcânicas de basaltos porfíricos e amigdaloidais, envoltos em matriz arenosa de composição diversificada (cinza, fragmentos vulcânicos, clastos, etc) (Fig. 3.5)

Rochas intrusivas tipo sills de diabásio ocorrem na porção central deste setor, a oeste das localidades de Arariús, Angico e Fazenda Camuciata, alojadas nos arenitos arcossianos do Grupo Jaibaras. Formam pequenas camadas com espessuras de até 30 m e extensão de no máximo 2 km. Podem estar dobradas, formando um sinclinal, como aparece no mapa (Fig. 3.1) e na seção geológica Camundongo-Arariús (Fig. 3.4a) ou alongadas na direção NE-SW. Em geral são rochas holocristalinas de cor preta, com granulação média, formadas predominantemente por plagioclásio e piroxênio.

A Formação Aprazível possui ampla distribuição neste setor, ocorre em geral preenchendo pequenos grábens que acompanham as principais linhas de falhas, algumas vezes sendo truncados por pequenas falhas direcionais. Na porção sudoeste, nas proximidades das localidades de Caldeirão e Corredor, esta unidade é cortada pela Falha Café-Ipueiras, enquanto na porção central está ao lado do Lineamento Sobral-Pedro II, ocupando uma faixa com extensão em torno de 12 km, e na porção norte, nos arredores das vilas de Jaibaras e Aprazível, ocorre seccionada pela Falha Café-Ipueiras e pelo Lineamento Sobral-Pedro II, recobrimdo o conjunto vulcano-sedimentar. É formada por conglomerados polimíticos constituídos fundamentalmente por matacões, blocos e seixos de gnaisses, arenitos, basaltos e riolitos em matriz de granulação grossa formada por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos. Na estrada que liga Sobral a Jordão (Fig. 3.9, Ponto 56) predomina matacões e blocos de riolitos, idênticos aos que ocorrem em suas

proximidades, em camadas. Este fato demonstra a proximidade da fonte destes conglomerados e sugere que parte dos derrames riolíticos deste setor estão hoje aprisionados nos conglomerados da Formação Aprazível .

3.2 - SETOR PARAPUÍ-MIRIM-MUMBABA

Este setor compreende a porção setentrional do Gráben Jaibaras e tem como pontos de referência importantes as cidades de Sobral, Massapê, Santana do Acaraú e as vilas de Mumbaba, Ipaguaçu-Mirim, Madeiro e Parapuí. Outros aspectos fisiográficos importantes são o Açude Mirim, o Rio Acaraú, que atravessa a área ao meio, e os serrotes Mumbaba, do Madeiro, do Morro e São Maurício, que se destacam na topografia com altitudes em torno de 350 m. As principais unidades lito-estratigráficas deste setor estão representadas no mapa geológico da Fig. 3.10 e na coluna lito-estratigráfica da Fig. 3.11.

Neste setor o Gráben Jaibaras compreende uma faixa central de aproximadamente 35 km de extensão, por 4 km de largura, orientada na direção NE-SW, que é limitada a leste, pelo Lineamento Sobral-Pedro II, e a oeste, pela Falha de Massapê, bem como por outras falhas menores (Fig. 3.10). O gráben está embutido em unidades paleoproterozóicas representadas por uma conjunto de orto- e para-gnaisses, além de outras rochas supracrustais (Complexo Granja e Grupo Martinópole) que apresentam uma forte estruturação milonítica. A sudeste, o gráben é truncado pelo Granito Meruoca, de idade cambriana, através das falhas Contendas e Café-Ipueiras, bem como por contatos intrusivos (Gorayeb *et al.* 1988).

O Gráben Jaibaras neste setor, de modo semelhante ao Setor Arariús-Jaibaras, é constituído por uma sequência de rochas vulcânicas e sedimentares intercaladas. A diferença é dada pela maior expressão de rochas vulcânicas, que têm ampla distribuição entre as localidades de Mumbaba, Ipaguaçu-Mirim, Madeiro e Parapuí (Fig. 3.10).

O Grupo Jaibaras está bem representado na seção Sobral-Massapê e em outras seções transversais ao gráben a partir de Santana do Acaraú para noroeste, ao longo do Rio Acaraú e nas localidades de Sapó e Mutambeiras. É formado por arenitos arcossianos, conglomerados e ardósias. Em geral essas rochas formam expressivas camadas com estratificações plano paralela e cruzada de pequeno porte, com mergulhos entre 20^o- 40^o SE. Em determinados locais estão dobrados desenhando anticlinais e sinclinais suaves.

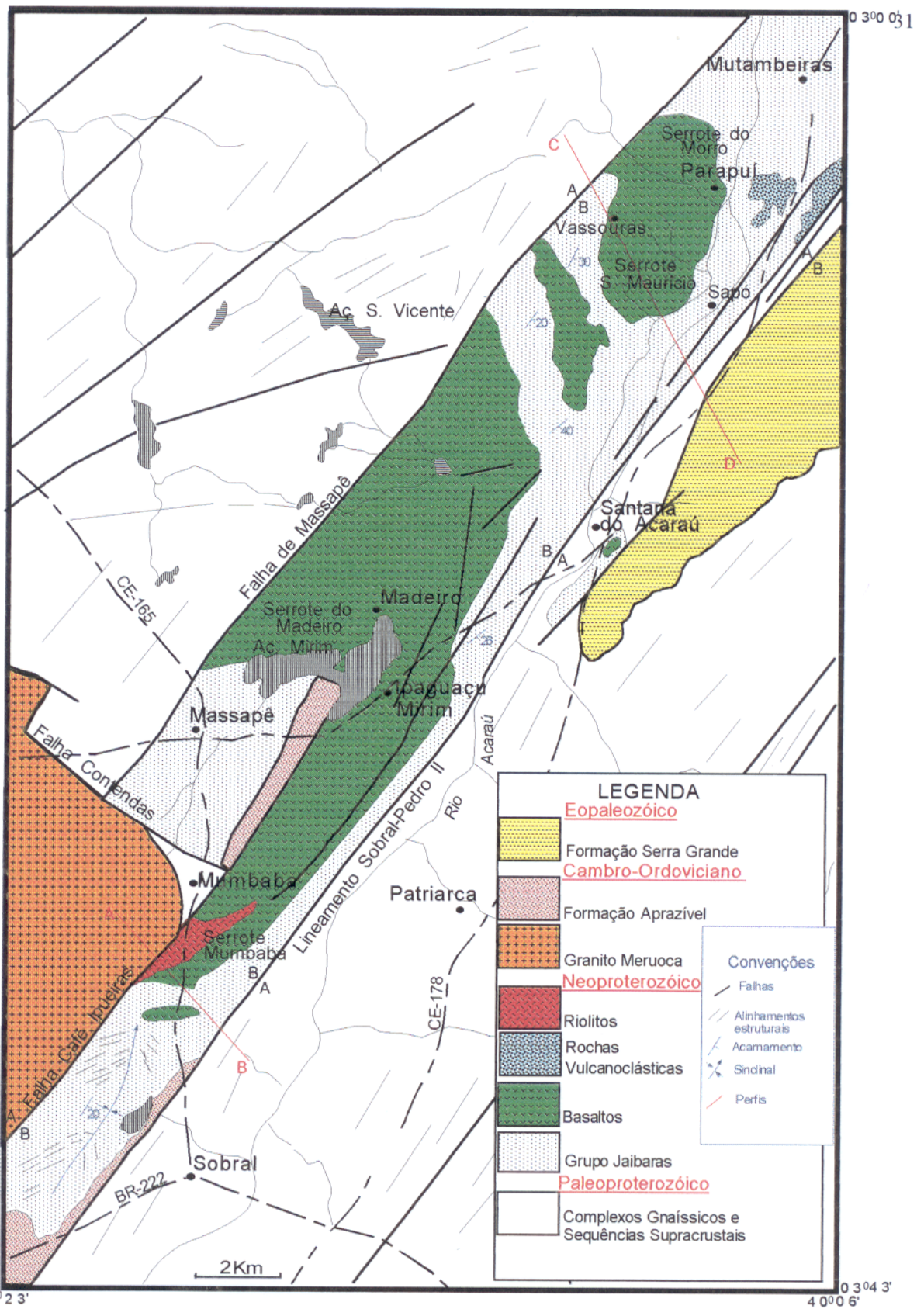


Figura 3.10 - Mapa geológico simplificado do Setor Parapuí-Mirim-Mumbaba (modificado de Costa et al. 1979).

ERA	PERÍODO	UNIDADE	SIMBOLOGIA	CONSTITUIÇÃO
PALEOZÓICO	Devoniano Inferior	Formação Serra Grande		Arenitos de granulometria grossa com nível basal conglomerático.
	Cambro-Ordoviciano	Formação Aprazível		Conglomerados polimíticos contendo seixos de rochas vulcânicas, granitos, quartzitos e arenitos.
	Cambriano	Granito Meruoca (507 ± 36 Ma)		Sienogranitos, quartzo sienitos, granitos monzoníticos e hornblenda biotita granitos.
NEOPROTEROZÓICO		Suíte Parapuí		Derrames de basaltos (b), riolitos (r) e rochas vulcanoclásticas (vc), fracamente metamorfisados, formando camadas que se intercalam a arenitos arcósios, siltitos, ardósias e argilitos.
		Grupo Jaibaras		
PALEO-PROTEROZÓICO		Complexo Gnáissico		Quartzitos, anfibolitos, muscovita-biotita gnaisses, mármore, rochas cálcio-silicáticas e milonitos.

Figura 3.11 - Coluna lito-estratigráfica do Setor Parapuí-Mirim-Mumbaba.

As rochas vulcânicas ocorrem em sucessivos níveis de rochas essencialmente basálticas que representam grandes extensões de derrames, provavelmente emanados de centros eruptivos com fases explosivas. Esses derrames estão hoje limitados às duas linhas mestras de falhas do Gráben Jaibaras e suas extensões nas áreas dos horsts adjacentes foram completamente desnudadas. Registros dos vários tipos de rochas pretéritas desses processos ainda podem ser vistos nos seixos dos conglomerados da Formação Aprazível.

Os serrotes do Madeiro, do Morro e São Maurício, com altitudes de 300-350 m (Fig. 3.12), são sustentados por sucessões de basaltos com espessuras da ordem de 250 m, mergulhando suavemente para leste e sudeste. No trecho entre as vilas de Mumbaba e Ipaguaçu-Mirim as camadas de basaltos são compartimentadas por falhas normais com direção NE-SW.

Na seção geológica Sobral-Massapê, nas proximidades da vila Mumbaba (Fig. 3.13a), ocorre uma sucessão de derrames ácidos e básicos e níveis vulcanoclásticos, que encontram-se intercalados a arenitos, já descritos por Gorayeb *et al.* (1988). A sucessão estratigráfica, mergulhando entre 30⁰-45⁰ para ENE e S, inicia com riolitos maciços ou porfíricos formando uma camada com espessura em torno de 150 m que sustenta o Serrote Mumbaba (Figs. 3.14 e 3.15). Estes riolitos estão interpostos à camadas de arenitos arcosianos, rochas vulcanoclásticas (Fig. 3.16) e basaltos porfíricos, fluidais (Fig. 3.17) e finalmente arenitos. As camadas projetam-se para oeste quando são truncadas pelo Granito Meruoca, marcando pequenas zonas de hornfels.

Os basaltos da região de Ipaguaçu-Mirim e Madeiro são afíricos e/ou amigdaloidais e constituem as maiores expressões destas rochas com altitudes em torno de 350m. Nesta região os basaltos possuem amígdalas, milimétricas (< 10 mm), com formas arredondadas, constituídas por clorita, epidoto, quartzo e calcita, imersas em matriz afanítica, e frequentemente, estão intercalados a níveis de basaltos afaníticos (Fig. 3.18) com cristais de pirita. No sangradouro do Açude Mirim, estas rochas apresentam planos de fraturamento intenso e fazem contato a oeste com o Granito Meruoca, através da Falha de Massapê (Fig. 3.19).

Mais ao norte, próximo ao povoado de Vassouras (Ponto 47, Anexo B), ocorre uma outra camada de basaltos amigdaloidais intercalados em níveis métricos de arenitos e rochas vulcanoclásticas, mergulhando em torno de 30⁰ para E (Figs. 3.13b, 3.20). São rochas holocristalinas cujas amígdalas milimétricas (3 a 5 mm), preenchidas essencialmente por epidoto e prehnita, estão imersas em matriz de granulação fina.



Figura 3.12 - Visão geral de sul para norte do Setor Parapuí-Mirim-Mumbaba, destacando os Serrote do Morro (à esquerda) e São Maurício (à direita), sustentados por basaltos em contraste com as áreas rebaixadas dos sedimentos do Grupo Jaibaras.

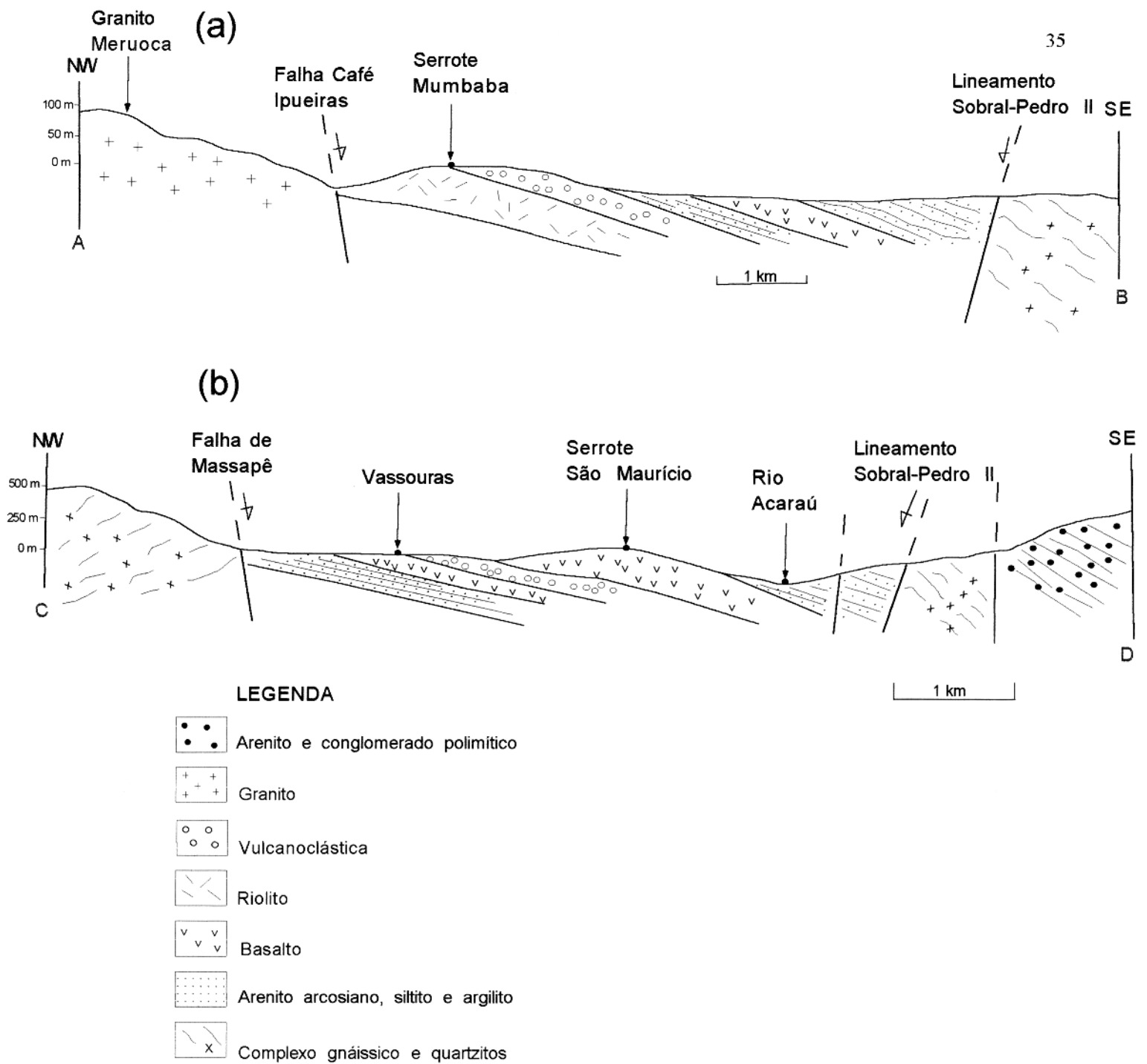


Figura 3.13 - Seções esquemáticas do Setor Parapuí-Mirim-Mumbaba: (a) Seção Serra Meruoca-Serrote Mumbaba; (b) Seção Vassouras-Rio Acaraú.



Figura 3.14 - Corpo tabular de riolito que sustenta o Serrote Mumbaba, projeta-se ao fundo onde é truncado pelo Granito Meruoca (Ponto 33).

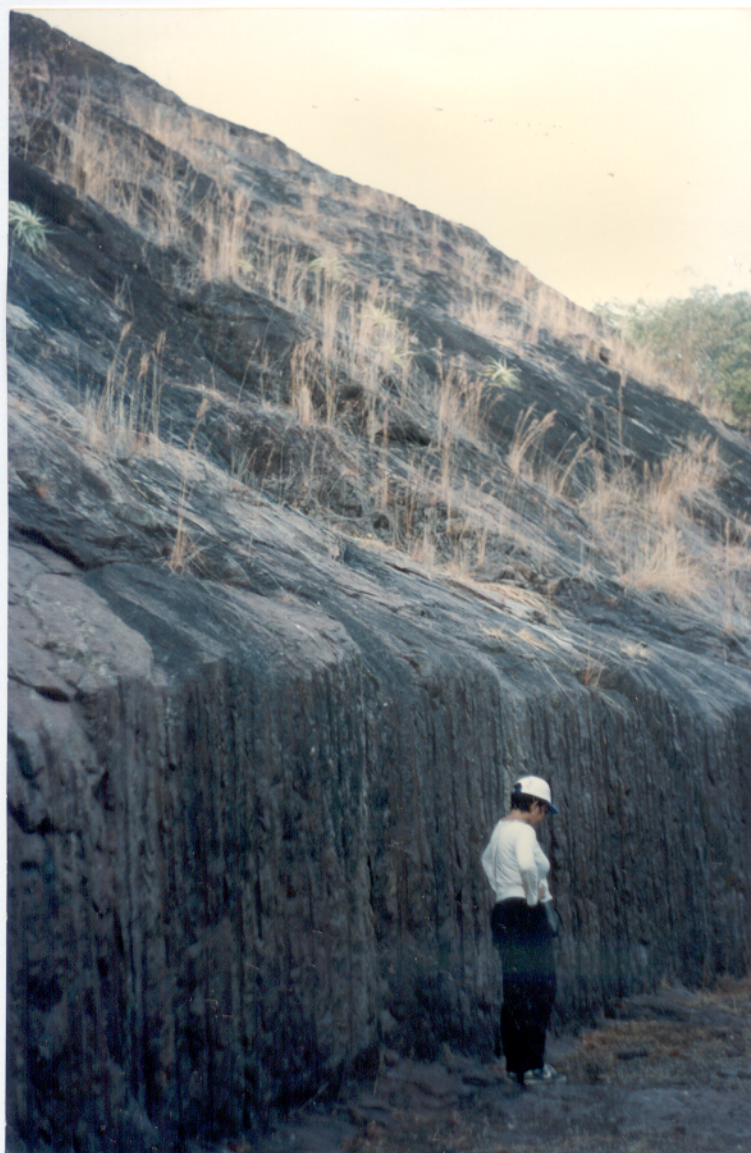


Figura 3.15 - Corte lateral do riolito no Serrote Mumbaba. A superfície inclinada da encosta (em torno de 45°) coincide com o contato superior do derrame com arenitos sobrepostos a ele (Ponto 33).



Figura 3.16 - Detalhe do contato superior do derrame riolítico destacando brechas de topo de derrame (Serrrote Mumbaba, Ponto 33).



Figura 3.17 - Aspecto geral dos basaltos porfíricos onde estão presentes fenocristais de plagioclásio em matriz fina com discreta feição fluidal (Arredores da Vila Mumbaba, Ponto 29).



Figura 3.18 - Amostra de basalto afírico com nível amigdaloidal no topo do derrame (Vila Madeiro, Ponto 44).



Figura 3.19 - Visão geral do sangradouro do Açude Mirim, mostrando em primeiro plano basaltos com intenso fraturamento tendo ao fundo a serra sustentada pelo Granito Meruoca (Ponto 40).



Figura 3.20 - Camada expressiva de rochas vulcanoclásticas alternadas com vulcânicas básicas e arenitos arcósianos (Vassouras, Ponto 47).



Figura 3.21 - Detalhe de uma bomba de basalto e fragmentos menores (lápilis) no depósito piroclástico dos arredores de Santana do Acaraú (Ponto 42).

No extremo norte deste setor, ocorrem derrames de basaltos que formam serrotes de topos abaulados com orientação geral NE-SW, entre os quais destacam-se os serrotes do Morro e São Maurício, com altitudes em torno de 300 m. Estes derrames compreendem basaltos porfíricos, afíricos e amigdaloidais, associados com níveis vulcanoclásticos. Os basaltos amigdaloidais possuem amígdalas contendo clorita, epidoto e calcita. Frequentemente apresentam feições fluidais caracterizadas pela orientação de fenocristais de plagioclásio.

As rochas vulcanoclásticas são definidas por fragmentos de rochas em matriz arenosa vulcano-sedimentar. Na região a leste de Parapuí (Ponto 55, Anexo B), destacam-se dois depósitos de rochas vulcanoclásticas com espessura em torno de 30 m, mergulhando cerca de 20° NE. São formadas essencialmente por fragmentos líticos de arenitos e basaltos envoltos em matriz com grande contribuição vulcânica, injetados por uma enorme quantidade de veios de quartzo.

Ainda neste setor, a aproximadamente 2 km a sudeste da cidade de Santana do Acaraú (Ponto 42), ocorrem depósitos piroclásticos de queda, caracterizados por grande quantidade de lúpilis e bombas em material arenoso formado por fragmento de rocha, vidro, cristais de feldspato e quartzo, além de cinzas e tufo vulcânicos (Figs. 3.21, 3.22). Os fragmentos de rocha variam de quantidade e tamanho, desde milimétricos até blocos de aproximadamente 30 cm, e são constituídos por basaltos oxidados. Nesta região, estas rochas apresentam cavidades irregulares, orientadas ou não, que correspondem provavelmente a halos de vesiculação (Fig. 3.23) e refletem a ação de gases na fase de solidificação destas rochas.

As unidades mais recentes deste setor correspondem aos sedimentos das formações Aprazível e Serra Grande, inseridas no Gráben Jaíbaras como estruturas de pequenos grábens orientados na direção NE-SW. Os conglomerados polimíticos da Formação Aprazível ocorrem na margem do Açude Mirim e formam camadas orientadas na direção NE-SW, mergulhando cerca de 60° SE. A Formação Serra Grande ocorre na porção nordeste da área de estudo, nas proximidades da cidade de Santana do Acaraú, delimitada por falhas normais, que expõem suas frentes escarpadas. Apresenta-se como camadas formadas por arenitos de granulação grossa com nível basal conglomerático, inclinadas cerca de 20°-30° SE.



Figura 3.22 - Ejetólitos formados por bombas e lápilis de basalto oxidado disseminados em arenitos tufo-
sos (Arredores de Santana do Acaraú, Ponto 42).



Figura 3.23 - Estruturas de desgaseificação em arenitos do depósito piroclástico dos arredores de Santana
do Acaraú (Ponto 42).

4- PETROGRAFIA

4.1 - INTRODUÇÃO

Os estudos petrográficos foram realizados em um total de 115 lâminas delgadas provenientes de amostragem efetuada nas campanhas de campo desta dissertação, bem como do acervo de três estágios de campo executados pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará (Massapê, Mucambo, Santana do Acaraú), que estão devidamente identificadas no Anexo B. A análise petrográfica envolveu fundamentalmente a identificação da mineralogia, análise textural e a classificação das rochas vulcânicas, apoiada nos princípios de Fischer (1966), Williams *et al.* (1970), Streckeisen (1975), Cox *et al.* (1979), Mackenzie *et al.* (1982), Best (1982), Yardley (1989) e Deer *et al.* (1992).

Os resultados dos estudos petrográficos revelaram a existência de três grupos principais de rochas relacionadas aos processos vulcânicos, incluindo basaltos de afinidade alcalina, riolitos e rochas vulcanoclásticas. Dentro de cada grupo há diversidades petrográficas devido à variações mineralógicas e/ou texturais.

Em geral, as rochas vulcânicas encontram-se com maior ou menor grau de alteração, relacionado ao metamorfismo/hidrotermalismo, de modo que grande parte dos minerais primários acham-se substituídos por associações de minerais hidratados (epidoto, sericita, clorita, serpentina, tremolita-actinolita).

As rochas subvulcânicas presentes na área de estudo tais como diques, sills ou pequenos corpos intrusivos rasos, não foram objeto deste estudo, pois requereriam um controle cronológico mais apurado, já que na região há registros de outros eventos magmáticos mais novos, e incluí-los poderia trazer complicações ao entendimento desse processo.

4.2 – BASALTOS

A análise petrográfica dos diferentes tipos estudados, associada aos dados de campo e estudos químicos em rochas e minerais (a serem apresentados nos capítulos adiante), revelaram afinidades alcalinas para os basaltos. Pelo lado petrográfico, a presença de álcali-feldspato, titano-augita, ilmenita e olivina, somada às características explosivas da erupção e o ambiente tectônico de rifte, ao qual este magmatismo está associado, são fatores fortemente favoráveis a sua categorização como magmatismo alcalino.

Estes basaltos alcalinos representam as rochas mais expressivas da suíte, tanto do

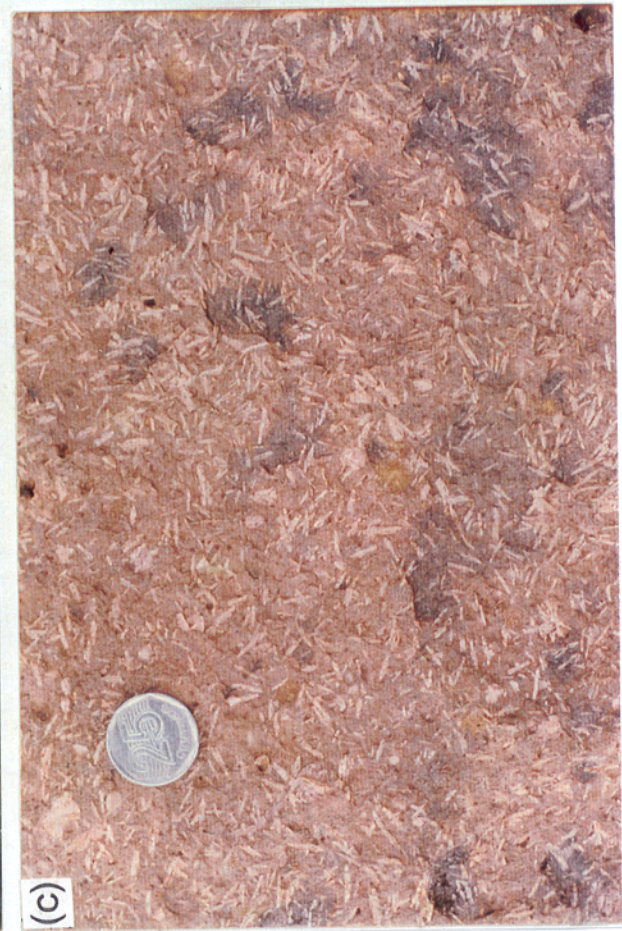
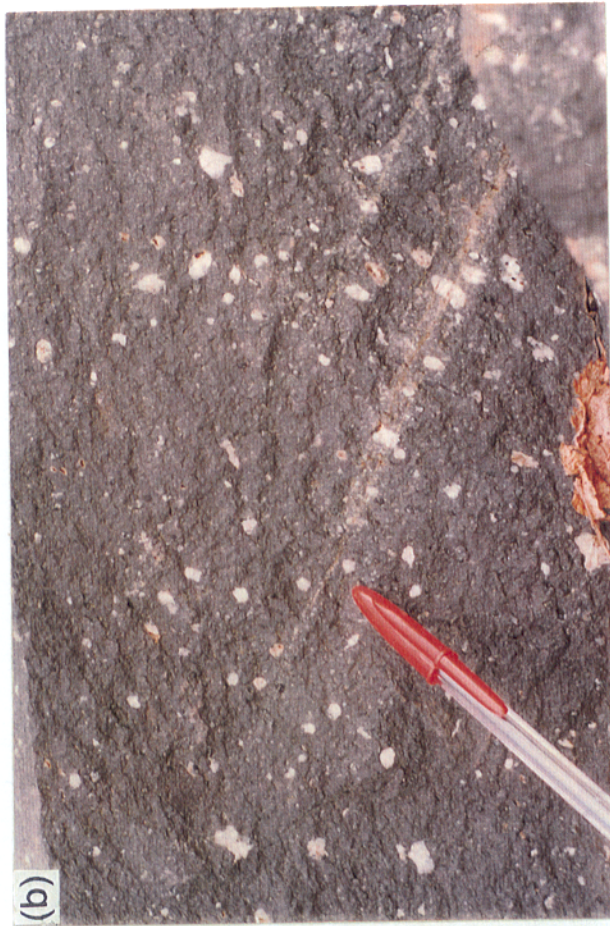
ponto vista da sua extensão territorial quanto do volume (Figs. 3.1, 3.10, Anexo A). Eles ocorrem em diversas partes do Gráben Jaibaras, entretanto a maior expressão dessas rochas sustenta o Serrote do Madeiro que constitui uma sucessão de lavas maciças, fluidais e amigdaloidais com espessura da ordem de 350 m.

Petrograficamente os basaltos são rochas afaníticas, de cor preta, granulação fina, holocristalinas ou hipovítreas e composicionalmente correspondem a basaltos alcalinos do tipo andesina-basaltos, olivina-basaltos, ilmenita-basaltos e traquibasaltos. Seus constituintes mineralógicos essenciais são plagioclásio (An_{46-50}) e titanogaugita, e subordinadamente estão presentes álcali-feldspato, olivina, ilmenita, pirita, titanita e apatita.

Em geral eles apresentam texturas porfírica, seriada ou afírica podendo ser amigdaloidal em muitos níveis dos derrames (Fig. 4.1). Os minerais que ocupam as amígdalas são clorita, zeólita, epidoto e carbonato, sendo que podem ser encontrados mais raramente quartzo e prehnita.

Do ponto de vista textural estas rochas apresentam grande variação de tipos, que normalmente está relacionado a determinada posição no leito do derrame, destacando rochas com texturas porfírica, seriada, afírica, vitrofírica e amigdaloidal (Fig. 4.2). Esta última, preferencialmente, demarca zonas superiores dos derrames (Fig. 4.1d) e caracteriza-se por apresentar amígdalas e poros com formas subcirculares, lentiformes, orientadas ou não, bem como feições muito irregulares, preenchidas por minerais de baixa temperatura (clorita, zeólita, epidoto, quartzo, prehnita e carbonato). Internamente as amígdalas são formadas por cristais granulares ou radiais (Fig. 4.2d), algumas vezes apresentando zoneamento composicional cujo núcleo contendo clorita é margeado por uma zona externa composta por epidoto, ou ainda núcleos de carbonato envolvidos por epidoto e clorita.

Os tipos porfíricos são dominantes e destacam fenocristais de plagioclásio (Fig. 4.2a), álcali-feldspato, clinopiroxênio e opacos que podem situar-se em matriz intergranular, intersertal ou vitrofírica. São fenocristais subédricos e euédricos, os de plagioclásio e álcali-feldspato, em geral prismáticos possuem comprimento de no máximo 2,5 mm. Já os de clinopiroxênio e opacos ocorrem mais raramente e em geral apresentam formas acicular ou granular com eixo maior medindo aproximadamente 1,5 mm. Os tipos com matriz intergranular são formados essencialmente por cristais de plagioclásio euédricos, cujos interstícios acham-se ocupados por clinopiroxênio e opacos (Fig. 4.5c,d).





Os basaltos porfiríticos podem ter os interstícios preenchidos por vidro alterado (Fig. 4.2c) e minerais secundários (clorita, carbonato, argilo-minerais), definindo tipos com matriz intersertal. Nos tipos hipovítreos destaca-se uma matriz com grande quantidade de vidro na qual acham-se mergulhados cristais de plagioclásio tipo peneira (*sieve texture*) e rabo de andorinha (*swallowtail texture*), cristais aciculares e/ou esqueléticos de clinopiroxênio.

Os cristais de plagioclásio com textura em peneira apresentam dimensões da ordem de 2 mm e estão fortemente corroídos, denotando aspecto esponjoso, cujos buracos, reentrâncias e engolfamentos são ocupados pela matriz vítrea junto com micrólitos aciculares de plagioclásio (Fig. 4.3a). Essa feição caracteriza processos de corrosão magmática sobre as fases minerais precoces no processo de solidificação destas rochas.

Feições texturais tipo *rabo de andorinha* são identificadas nos micrólitos aciculares de plagioclásio associados ao material vítreo. Os cristais apresentam terminações afiladas ou ramificadas em segmentos duplos (Fig. 4.3b). Formas esqueléticas em cristais aciculares ou prismáticos de clinopiroxênio e opacos estão presentes com frequência nos basaltos e por sua associação com vidro caracterizam fase de “congelamento” (*quenching*) do magma.

Feições de fluxo magmático nos basaltos estão registradas em texturas pilotaxíticas ou alternância dos níveis de fluxo, que por sua vez demarcam, na escala centimétrica, variações granulométrica, composicional ou textural. Com frequência, os cristais maiores de plagioclásio acham-se encurvados (Fig. 4.4c) ou segmentados, revelando a deformação intramagmática relacionada a cinemática do processo vulcânico.

Texturas glomeroporfiríticas ocorrem esporadicamente nos basaltos (Fig. 4.3d), destacando-se a acumulação de cristais euédricos de plagioclásio, de dimensões maiores que 3 mm, o que sugere a ação gravitacional durante a evolução magmática. Ocorrem ainda os tipos texturais seriado e afirico (Fig. 4.2b). Os primeiros são formados por cristais de plagioclásio que variam de tamanho desde micrólitos (<0,3 mm) até microfenocristais (>2 mm de comprimento), com interstícios preenchidos por clinopiroxênio, clorita e opacos. O tipo afirico, por sua vez, caracteriza-se por apresentar essencialmente cristais de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos com uma granulação homogênea inferior a 0,5 mm.

Do ponto de vista mineralógico-composicional estes basaltos alcalinos podem ser individualizados em grupos distintos, definidos como andesina-basaltos, olivina-basaltos, ilmenita-basaltos e traquibasaltos.





a) Andesina-Basaltos

Os andesina-basaltos (Figs. 4.2, 4.3), predominantes na área de estudo, são rochas holocristalinas ou hipovítreas que apresentam o plagioclásio do tipo andesina (An_{46-50}) como mineral principal, perfazendo até 70% do total da rocha. Em geral o plagioclásio ocorre como microfenocristais, micrólitos e cristalitos em matriz intergranular e intersertal. Os microfenocristais são subédricos e euédricos, com maclamento polissintético e eixo maior variando entre 1,5-2,5 mm. Frequentemente estes cristais apresentam saussuritização parcial de modo que sobre eles estão cravados palhetas de sericita e grânulos de epidoto.

O clinopiroxênio (Fig. 4.4a,b), representado pelo tipo titanaugita, apresenta estimativas percentuais de até 20% em determinadas rochas. São cristais aciculares com pleocroísmo moderado, variando do marrom-amarelado ao marrom-avermelhado, birrefringência em torno de 0,05 e ângulo de extinção de 45° . Frequentemente estão substituídos por cristais fibrosos de tremolita-actinolita.

Olivina, titanita e apatita ocorrem neste tipo composicional em pequena proporção (<5%), podendo estar ausente em muitos exemplos. Já os minerais opacos são formados essencialmente por cristais granulares de ilmenita, hematita e pirita e apresentam estimativas percentuais de até 10% do total da rocha.

b) Olivina-basaltos

São rochas holocristalinas que apresentam composição mineralógica semelhante ao tipo composicional anterior, entretanto diferem nas estimativas percentuais dos cristais de olivina que em alguns exemplos chegam até 8% do total da rocha. Além disso, esse mineral não ocorre apenas como grânulos, apresentando-se também como microfenocristais com eixo maior de comprimento variando entre 1-1,5 mm. São cristais fortemente fraturados que apresentam margens enegrecidas por oxidação e extensiva transformação para serpentina e opacos (Fig. 4.4c,d).

c) Ilmenita-basaltos

Este tipo composicional difere dos anteriores no que diz respeito aos minerais opacos que apresentam estimativas percentuais até 20% do total rocha e são formados essencialmente por cristais granulares e aciculares de ilmenita que apresentam eixo maior de comprimento variando entre 1,5-2,5 mm (Fig. 4.5 a, b).

d) Traquibasaltos

Os traquibasaltos foram identificados no Setor Arariús-Jaibaras (Anexo B, pontos 2, 3 e 4), diferenciando dos outros basaltos por apresentarem, além do plagioclásio, clinopiroxênio e opacos, microfenocristais de álcali-feldspato (Fig. 4.5c,d) com estimativas percentuais de até 10%. Estes cristais são tabulares, subédricos, com eixo maior de comprimento em torno de 1,5 mm e ângulo 2V em torno de 30° . Eles frequentemente apresentam maclamento simples e raramente intercrescimento micropertítico. Essas propriedades permitem classifica-los como sanidina.

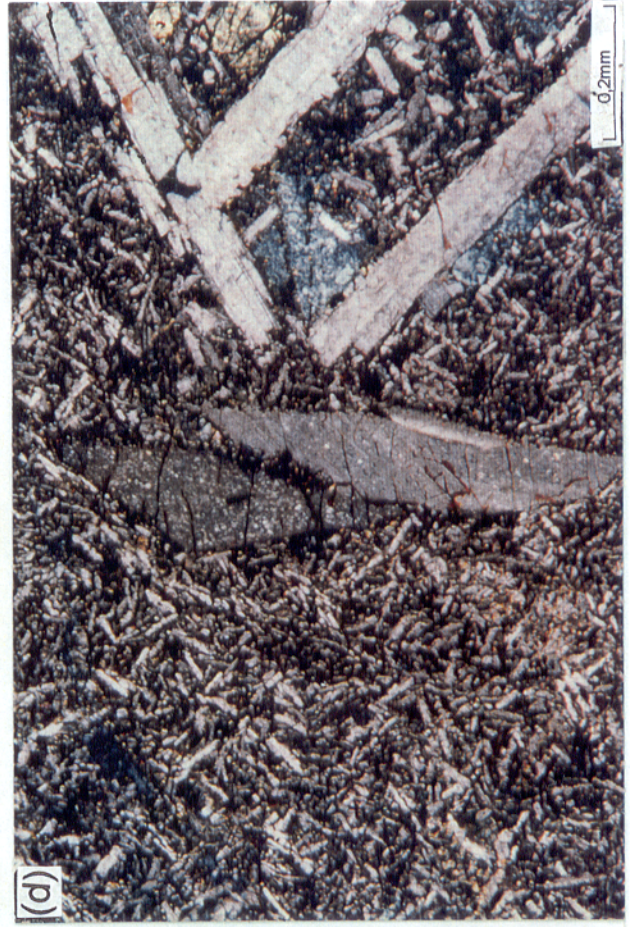
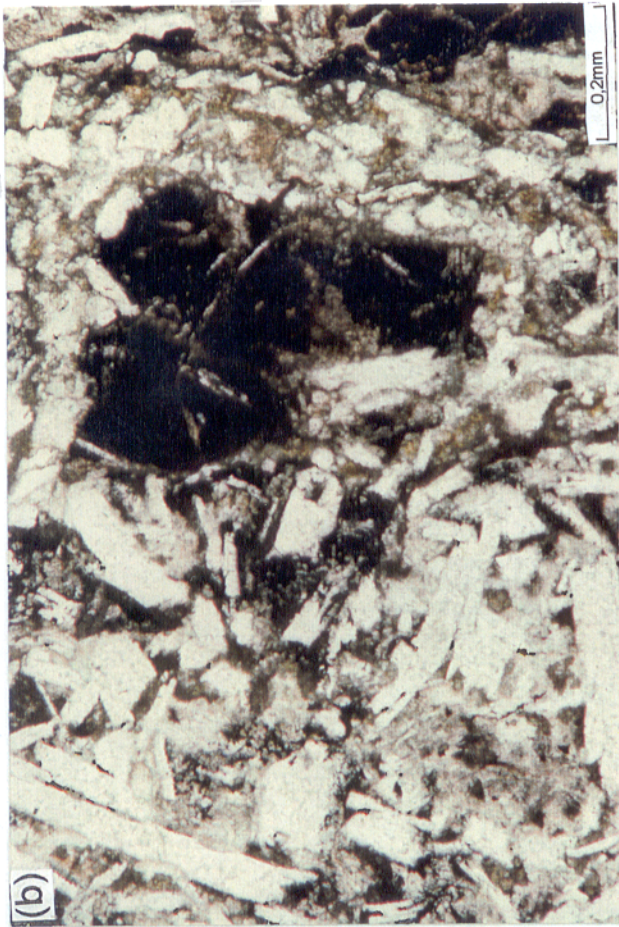
4.3 – RIOLITOS

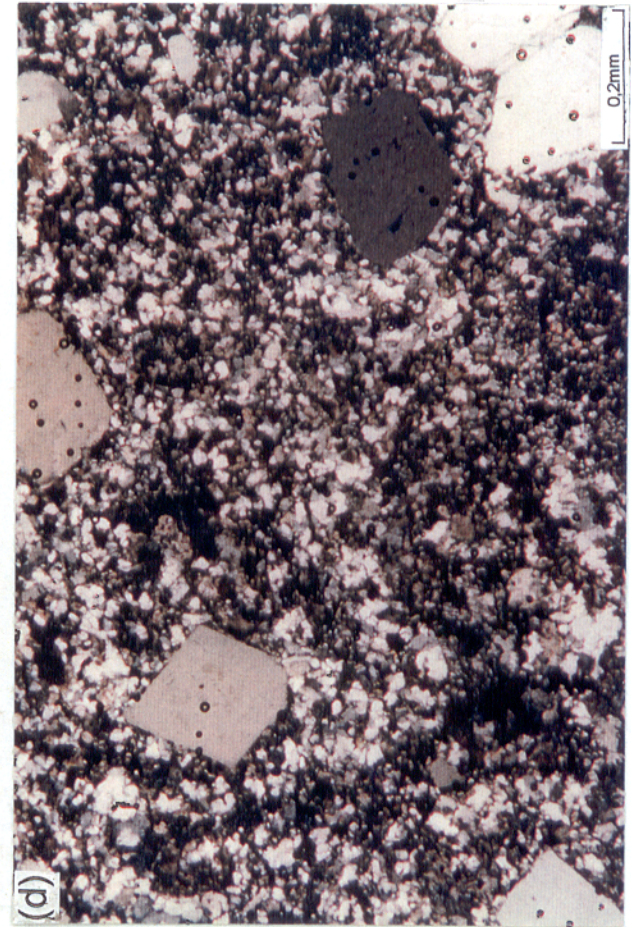
Este tipo petrográfico não tem a extensão e frequência dos basaltos, sendo relativamente raro na suíte, de modo que apenas em três locais foram encontrados (trecho Remanso-Arariús, Vila de Mumbaba (Fig. 4.6a) e Rodovia Jordão-Sobral (Fig. 4.6b, respectivamente pontos 13, 34 e 56, Anexo B). Eles formam derrames relativamente pequenos e volumetricamente insignificantes em relação as demais rochas. São derrames de lavas porfiríticas e fluidais formando camadas de até 250 m de espessura com extensão aflorante de aproximadamente 2 km.

São rochas de cor marrom-avermelhada, granulação fina, holocristalinas ou hipovítreas. Apresentam textura porfirítica ou glomeroporfirítica em que os fenocristais de álcali-feldspato, quartzo e plagioclásio estão envoltos em matriz felsítica, microcristalina (Fig. 4.6c,d). As estimativas percentuais desses fenocristais em relação a matriz estão em torno de 30%. Em alguns tipos são raros e apresentam quantidades inferiores a 10% do total da rocha.

Os fenocristais de álcali-feldspato são os mais abundantes em relação aos demais fenocristais. São constituídos por cristais rosados, subédricos, prismáticos, com eixo maior em torno de 2 mm e eixo menor de 0,5 mm, e ângulo 2V em torno de 40° . Estas características óticas permitem defini-los como sanidina, que frequentemente apresenta maclamento simples, intercrescimento micropertítico e alterações para argilo-minerais e carbonato (Fig. 4.6c).

Os fenocristais de quartzo ocorrem em menor proporção em relação aos fenocristais de álcali-feldspato, apresentam maior eixo em torno de 1,5 mm e possuem formas euédricas bipiramidais (Fig. 4.6d), ou arredondadas, com reentrâncias, indicando feições de corrosão magmática.





Os fenocristais de plagioclásio são raros (<10%) e possuem eixo maior em torno de 1 mm e eixo menor de 0,5 mm. São euédricos, prismáticos, apresentam maclamento periclina e estão alterados para sericita e epidoto. Além destes ocorrem raros microfenocristais anédricos de leucoxênio.

A matriz microcristalina, formada essencialmente por quartzo e feldspatos, apresenta frequentemente agregados radiados aciculares desses minerais formando esferulitos que de acordo com Williams *et al.* (1970) são originados pela cristalização rápida do magma viscoso. Dispersos nesta matriz ocorrem, ainda, cristais aciculares de ilmenita e grânulos de leucoxênio e zircão, bem como microveios e vênulas de calcita, quartzo e clorita.

4.4 – ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS

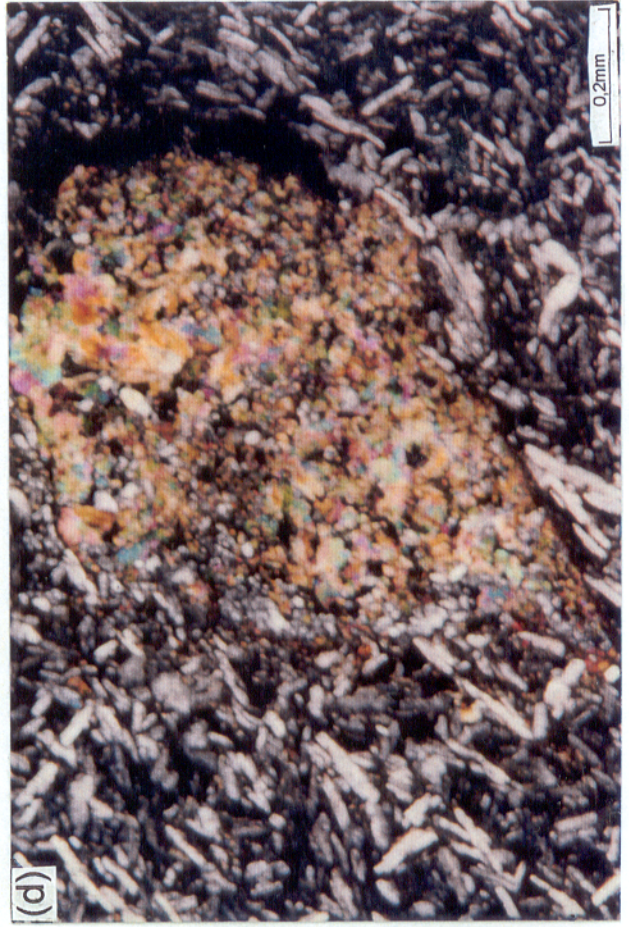
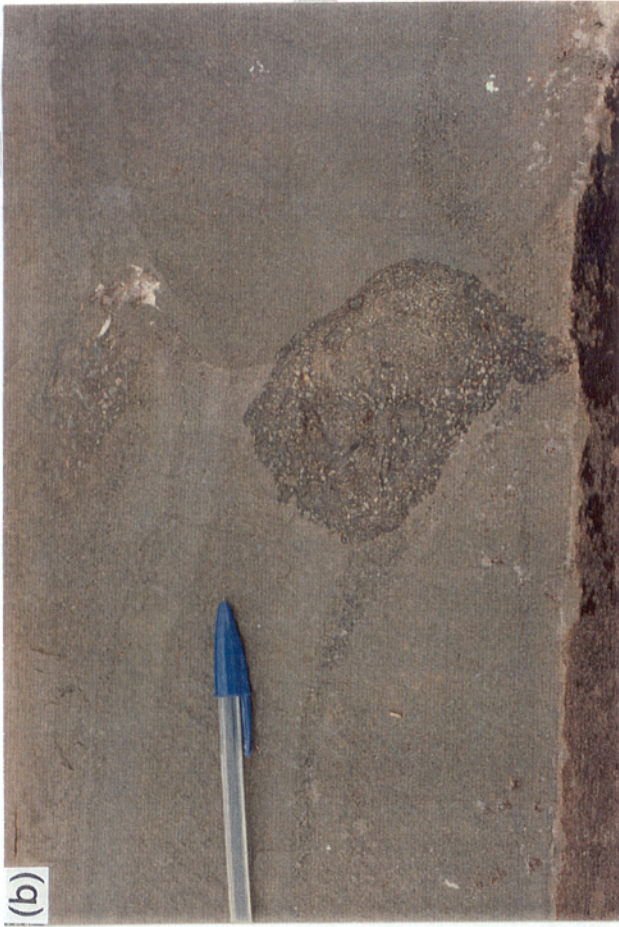
As rochas vulcanoclásticas ocorrem amplamente por toda a área de estudo, constituindo extensos níveis estratificados ou maciços, associados ou não aos derrames basálticos e riolíticos que ocorrem intercalados à pilha sedimentar. Foram classificadas de acordo com os critérios de Fischer (1966) em brecha de topo de derrame, depósitos epiclásticos e depósitos piroclásticos.

a) Brecha de Derrame

Esta estrutura foi reconhecida no topo do derrame riolítico que sustenta o Serrote Mumbaba (Ponto 34, Anexo B). É caracterizada por aglomerados de fragmentos angulosos de riolito microporfirítico, de até 5 cm de dimensão, envoltos numa matriz formada por riolito vítreo. Esta rocha tem constituição similar aos riolitos que integram a sequência do derrame da região de Mumbaba, apresentando microfenocristais de álcali-feldspato, quartzo e plagioclásio envoltos em matriz microcristalina.

b) Depósitos Epiclásticos

São brechas vulcânicas que ocorrem associadas aos derrames basálticos, constituídas por fragmentos de rocha (> 64 mm) envoltos em matriz vulcano-sedimentar de granulação fina (Fig. 4.7a,c,d). Estes fragmentos, formados por basalto microporfirítico, amigdaloidal e afírico, são subarredondados e apresentam seleção moderada, o que sugere transporte e distanciamento da fonte. A matriz apresenta forte contribuição vulcânica, destacando cristais prismáticos de feldspatos, piroxênio, anfibólio e minerais opacos (Fig. 4,7c).



Porém, é possível que, durante o transporte dos fragmentos basálticos, tenham sido englobados sedimentos que estavam sendo depositados na bacia, resultando numa mistura de materiais vulcânicos e sedimentares. É o caso do depósito que ocorre na localidade de Mumbaba (Ponto 32, Anexo B), onde estão presentes estruturas sedimentares como estratificação cruzada (Fig. 4.7a), camadas lenticulares, alternância de laminações com diferente granulometria e a matriz apresenta nítida contribuição sedimentar, destacando grãos subangulosos de quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, clorita, epidoto e minerais opacos.

b) Depósitos Piroclásticos

Os depósitos piroclásticos (Fig. 4.7b), produto de erupções explosivas na região, são formadas por ejetólitos que ocorrem nas adjacências de Arariús e Santana do Acaraú (Pontos. 9, 42, Anexo B). São representados por bombas vulcânicas (fragmentos > 64 mm) mergulhadas em matriz arenito-tufácea composta por cristais (plagioclásio, quartzo, zircão e minerais opacos), além de lãpilis (fragmentos > 2 mm e < 64 mm) e cinzas (fragmentos < 2 mm) de rochas vulcânicas predominantemente basálticas. As bombas vulcânicas são formadas por fragmentos de contornos muito irregulares frequentemente com bordas oxidadas, de reação.

4.5 – ANÁLISE TEXTURAL

As rochas vulcânicas da Suíte Parapuí mostram diversos aspectos texturais importantes que refletem as condições sob as quais estas rochas consolidaram, a partir dos magmas originais. Em geral estes aspectos referem-se ao grau de cristalização, granulação, tamanho relativo, formas dos cristais e relações mútuas entre os constituintes destas rochas.

As rochas de composição basáltica, dominantes na suíte, são holocristalinas ou hipovítreas, apresentam essencialmente texturas porfirítica, seriada ou afirica, as quais podem ou não estar associadas a níveis amigdaloidais. O tipo porfirítico é dominante e apresenta variações vitrofíricas e glomeroporfiríticas.

A textura porfirítica ou microporfirítica nos basaltos é formada predominantemente por fenocristais de plagioclásio e mais raramente olivina, clinopiroxênio, álcali-feldspato e minerais opacos. Estes cristais estão envoltos numa matriz de granulação fina, podendo os interstícios dos plagioclásio estarem ocupados por minerais ferromagnesianos, material vítreo e/ou minerais secundários (clorita, epidoto, calcita, etc.). Tais relações mútuas caracterizam feições intergranulares e intersertais, respectivamente. De acordo com Cox *et al.* (1979), pode-se

interpretar estes aspectos texturais como uma fase precoce de cristalização, em ambiente intratélúrico, que possibilitou cristalização de microfenocristais de olivina, clinopiroxênio (titanoaugita), plagioclásio (labradorita), minerais opacos (ilmenita, hematita, pirita) e álcali-feldspato (sanidina). A matriz representaria o líquido residual cristalizando ou solidificando numa fase posterior, em ambiente superficial, durante a erupção do magma. Nesta fase duas características texturais principais foram geradas sob condição de cristalização em ambiente vulcânico. A primeira refere-se às rochas holocristalinas onde a nucleação rápida e extensiva, e o crescimento mineral, levou a cristalização total com a formação de plagioclásio, clinopiroxênio e ilmenita principalmente. A segunda refere-se às rochas hipovítreas, onde sob condição de brusca queda de temperatura, formaram-se micrólitos e cristalitos aciculares, esqueléticos ou tipo rabo de andorinha, principalmente de olivina e plagioclásio, e vidro, em condições extremas de resfriamento (“congelamento”). Tais situações provavelmente estiveram relacionadas às interfaces de topo e base dos derrames, em ambiente superficial subáereo, ou nos ejetólitos dos depósitos piroclásticos.

Outra feição textural importante é dada pelos cristais de plagioclásio tipo peneira, os quais sugerem desequilíbrios termais e composicionais no sistema magmático após as fases precoces de cristalização resultantes de variações nas condições de cristalização do magma. A instabilidade do sistema magmático, de acordo com Cox *et al.* (1979), permite a geração dessas feições texturais, que na verdade são causadas por reabsorção magmática dos cristais de plagioclásio precoces de ambiente intratélúrico, provavelmente de composição mais cálcica, pelo líquido residual durante o processo ascensional do magma.

Cristais esqueléticos e aciculares de olivina, titanoaugita e ilmenita, mergulhados em vidro, em várias situações na área reforçam a idéia que estas rochas submeteram-se a um estágio de resfriamento extremo, no qual se cristalizou a matriz. Este estágio, de acordo com Cox *et al.* (1979), ocorre em ambiente superficial, com forte gradiente térmico.

Os níveis amigdaloidais, de acordo com Williams *et al.* (1970), Best (1982), Bard (1980), são comuns em ambientes vulcânicos. Em geral desenvolvem-se preferencialmente no topo dos derrames, e estão relacionados com expansão das fases voláteis (CO₂, H₂O, Cl, S, etc.) que ficam aprisionadas em cavidades ou vesículas durante a solidificação das lavas. Após a fase magmática estes componentes, sob condição de baixa temperatura, cristalizam clorita, epidoto, quartzo, prehnita e calcita.

Nas rochas riolíticas a textura porfírica é também dominante. Está caracterizada por fenocristais de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato, envoltos numa matriz felsítica e microcristalina quartzo-feldspática. Estas feições texturais sugerem, assim como nos basaltos, que estas rochas passaram por um estágio de cristalização precoce, onde foram cristalizados estes fenocristais. A ascensão do magma à superfície resultou em variação das condições físico-químicas reinantes levando a um rápido resfriamento, gerando uma matriz hipovítrea com esferulitos de quartzo-feldspato, ou felsítica, microcristalina. Reações de reabsorção magmática levaram à corrosão principalmente dos cristais bipiramidais de quartzo crescidos sob alta temperatura em ambiente intratelúrico.

5 – LITOQUÍMICA

5.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo enfoca as principais características geoquímicas das rochas vulcânicas do Gráben Jaibaras, buscando definir a afinidade química e a ambiência tectônica das mesmas, através da análise dos dados químicos contidos na Tab. 5.1, da interpretação de diagramas discriminantes, bem como dos dados geológicos e petrográficos.

Da amostragem feita nos dois setores estudados (Anexo B), 25 amostras foram escolhidas para a dosagem dos elementos maiores e traços. Dentre elas, 2 amostras são de riolitos e 23 de basaltos, em função do amplo domínio deste último tipo de rocha na região. Dessas 25 amostras 15 foram selecionadas para o estudo do comportamento dos elementos terras raras, sendo 13 basaltos e 2 riolitos (Tab. 5.1).

Para a seleção das amostras, já no campo, foi feita a coleta específica para o tratamento químico, objetivando evitar ou minimizar a contaminação laboratorial. No procedimento de amostragem foram evitadas a coleta de amostras alteradas ou contendo veios, vênulas e amígdalas, e também próximo a zonas de deformação. Posteriormente, estas amostras passaram por uma nova seleção com auxílio da petrografia. Os basaltos amigdaloidais selecionados para o tratamento analítico, após terem sido triturados, foram cuidadosamente catados e excluídos os componentes das amígdalas com auxílio do estereomicroscópio.

Os resultados analíticos foram obtidos nos laboratórios da LAKFIELD-GEOSOL, e são apresentados na Tab. 5.1. Os elementos maiores foram analisados por Fluorescência de Raio-X, com exceção do FeO^{++} analisado por Titulometria e Perda ao Fogo. Os elementos terras raras foram determinados por Espectrometria de Plasma (ICP).

Analisando a Tab. 5.1, a característica marcante que sobressai é a individualização de dois grupos principais de rochas, com base no teor de SiO_2 . O primeiro grupo é formado por basaltos com conteúdo de SiO_2 entre 46 e 51% e alta razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, e o segundo corresponde a riolitos com SiO_2 variável entre 71 e 76% e baixa razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Estes dois grupos de rochas, também, estão claramente destacadas nos aranhogramas dos elementos traços e nos diagramas geoquímicos classificatórios, como será visto adiante.

Tabela 5.1 – Teores dos elementos maiores, menores (% em peso), traços (ppm) e norma, das rochas vulcânicas da Suíte Parapuí.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	SJA-13B	MUMBABA	MIRIM-1	MIRIM-2	ARARIÚS-1	ARARIÚS-2	MU-P-33A	MU-P-35A	PA-P-02A
SiO ₂	76,00	70,90	48,30	50,70	46,20	48,00	47,70	47,70	50,00
TiO ₂	0,11	0,37	2,60	2,00	3,40	2,60	1,70	3,00	2,50
Al ₂ O ₃	8,80	12,00	15,00	14,70	14,00	15,00	14,60	15,40	15,00
Fe ₂ O ₃	2,30	4,30	7,50	4,80	7,00	6,60	5,10	7,20	4,20
FeO	1,30	0,57	6,00	7,00	5,30	7,00	6,60	6,00	7,90
MnO	0,05	0,04	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,21	0,21
MgO	1,20	0,10	4,70	5,40	4,70	4,60	7,40	4,20	4,20
CaO	1,20	0,77	6,50	7,20	9,10	6,50	8,10	5,50	7,00
Na ₂ O	1,30	1,40	3,60	2,90	4,70	3,70	3,00	4,40	2,10
K ₂ O	5,00	8,30	1,40	1,50	0,20	1,50	1,00	2,00	3,00
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,93	0,60	2,00	0,95	0,50	1,30	1,00
P.F.	1,95	1,07	2,30	2,00	2,42	2,37	3,27	2,28	1,92
Total	99,23	99,86	99,04	99,01	99,23	99,03	99,17	99,19	99,03
Ba	924	4056	897	878	87	944	759	1522	1477
Rb	150	280	27	23	5	26	20	41	36
Sr	64	84	427	400	160	399	424	506	429
Ta	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Nb	54	37	28	20	37	31	18	36	35
Zr	295	768	371	304	469	379	249	417	402
Y	74	89	44	44	49	35	51	46	57
Th	14	13	5	5	5	5	5	5	5
U	10	14	10	10	10	10	10	10	10
Cr	68	68	68	136	68	68	204	136	68
Ni	79	79	79	79	79	79	158	79	79
V	232	174	348	290	348	290	290	348	348
La	44,70	74,10	66,13	-	64,75	-	38,70	-	74,22
Ce	66,00	145,99	138,30	-	139,27	-	80,72	-	149,81
Nd	34,75	66,52	69,80	-	75,24	-	40,01	-	71,73
Sm	7,17	12,30	13,57	-	15,13	-	8,34	-	14,18
Eu	0,58	1,64	3,45	-	3,50	-	1,94	-	3,02
Gd	8,15	11,45	11,21	-	12,16	-	7,08	-	11,66
Dy	9,96	12,42	9,72	-	8,66	-	7,15	-	10,03
Ho	2,36	2,94	1,77	-	1,62	-	1,22	-	1,94
Er	7,34	7,93	4,80	-	4,38	-	3,53	-	5,52
Yb	7,30	8,08	3,66	-	2,73	-	2,57	-	4,30
Lu	1,13	1,21	0,58	-	0,39	-	0,43	-	0,62
Q	46,60	30,24	4,54	5,70	0,20	2,61	0,80	0,79	7,05
Or	30,40	49,69	8,58	9,16	1,11	9,24	6,12	11,02	16,56
Ab	11,29	11,98	31,52	25,30	41,25	32,55	24,74	38,49	18,41
An	3,46	1,90	21,06	23,35	16,90	20,10	25,41	17,51	23,79
Di wo	1,07	0,29	2,80	4,18	7,94	3,20	5,71	1,19	2,40
Di en	0,84	0,25	2,31	2,72	6,85	2,31	4,02	0,98	1,36
Di fs	0,11	-	0,14	1,17	-	0,59	1,18	0,06	0,93
Hy en	2,25	-	9,87	11,21	5,36	9,66	15,32	9,89	9,53
Hy fs	0,30	-	0,61	4,80	-	2,47	4,50	0,63	6,54
Mt	3,43	0,91	11,26	7,18	8,21	9,96	7,73	10,81	6,47
He	-	3,73	-	-	1,40	-	-	-	-
Il	0,21	0,71	5,12	3,92	6,71	5,14	3,38	5,70	4,93
Ap	0,04	0,10	2,10	1,31	4,08	2,16	1,10	2,94	2,04
Total	100,00	99,80	99,91	100,00	100,01	99,99	100,01	100,01	100,01
Na ₂ O/K ₂ O	0,26	0,17	2,57	1,93	23,50	2,47	3,00	2,20	0,70
Nb/Y	0,72	0,42	0,63	0,45	0,75	0,88	0,35	0,78	0,61
FeO _t	3,60	4,87	13,50	11,80	12,30	13,60	11,70	13,20	12,10

(continua)

Tabela 5.1 – Teores dos elementos maiores, menores (% em peso), traços (ppm) e norma, das rochas vulcânicas da Suíte Parapuí.

	10	11	12	13	14	15	16	17
	PA-P-02C	PA-P-04D	PAP-08D	PAP-20C	ESA-III-4	ESA-II-27	ESA-V-7	ESA-VII-6
SiO ₂	49,50	49,10	48,70	51,50	50,20	50,00	51,10	51,50
TiO ₂	2,90	2,00	2,60	1,70	2,50	2,50	2,60	2,00
Al ₂ O ₃	14,40	15,00	14,80	15,30	14,80	14,80	15,00	15,00
Fe ₂ O ₃	5,00	7,40	6,30	4,50	6,00	7,00	6,10	3,60
FeO	5,00	5,00	7,00	6,00	6,30	6,60	7,30	7,00
MnO	0,30	0,22	0,25	0,21	0,21	0,20	0,20	0,21
MgO	3,00	4,80	5,00	6,00	4,71	4,50	4,30	6,00
CaO	6,90	7,80	6,00	7,70	7,90	7,00	7,00	7,70
Na ₂ O	4,40	3,30	3,60	2,00	2,00	2,00	2,10	2,00
K ₂ O	2,00	1,00	1,60	2,00	1,50	1,70	1,70	1,90
P ₂ O ₅	0,88	0,52	0,92	0,50	0,80	0,90	0,90	0,50
P.F.	4,92	3,22	2,31	1,69	2,21	1,80	2,00	1,63
Total	99,20	99,36	99,08	99,10	99,12	99,00	99,30	99,04
Ba	704	1119	1009	628	1547	940	922	587
Rb	39	22	24	78	21	30	35	72
Sr	214	531	391	471	475	341	380	475
Ta	10	10	10	10	10	10	10	10
Nb	25	21	29	16	16	22	26	17
Zr	383	282	374	245	353	334	371	237
Y	40	40	50	35	50	47	48	35
Th	5	5	5	5	5	5	5	5
U	10	10	10	10	10	10	10	10
Cr	68	68	68	68	136	68	68	136
Ni	79	79	79	79	79	79	79	79
V	290	348	348	348	348	348	348	348
La	52,87	46,26	-	-	62,01	-	62,63	40,49
Ce	118,98	93,81	-	-	125,03	-	128,32	82,35
Nd	64,98	45,70	-	-	63,90	-	66,43	41,54
Sm	13,36	9,82	-	-	13,43	-	13,91	8,85
Eu	2,70	2,36	-	-	2,86	-	3,00	2,32
Gd	11,84	8,38	-	-	11,22	-	10,99	7,45
Dy	10,23	7,50	-	-	9,81	-	6,61	6,99
Ho	2,06	1,39	-	-	1,86	-	1,92	1,39
Er	5,61	3,62	-	-	4,80	-	5,43	3,87
Yb	4,64	2,72	-	-	3,81	-	4,48	3,40
Lu	0,71	0,39	-	-	0,51	-	6,68	0,48
Q	2,34	6,73	3,64	8,07	11,95	11,81	10,32	8,03
Or	12,55	5,75	9,82	12,18	9,20	10,40	10,30	11,62
Ab	39,44	29,15	31,57	17,40	13,53	17,49	18,17	16,61
An	14,43	24,39	20,20	27,60	26,52	27,25	26,79	27,66
Di wo	6,85	5,38	2,13	3,76	3,87	1,47	1,30	3,76
Di en	5,46	4,64	1,49	2,59	2,82	1,08	0,88	2,35
Di fs	0,59	-	0,46	0,87	0,69	0,25	0,32	1,18
Hy en	2,50	7,91	10,70	12,34	9,37	10,56	11,67	12,65
Hy fs	0,27	-	3,30	4,15	2,28	2,49	4,22	6,34
Mt	7,69	10,82	9,48	6,72	9,02	10,35	9,06	5,40
He	-	0,27	-	-	-	-	-	-
Il	5,84	3,77	5,13	3032	4,93	4,91	5,06	3,34
Ap	2,04	1,19	2,08	1,01	1,81	1,92	1,92	1,06
Total	100,00	100,00	100,00	100,01	99,99	99,98	100,01	100,00
Na ₂ O/K ₂ O	2,20	3,30	2,25	1,00	1,33	1,18	1,23	1,05
Nb/Y	0,62	0,52	0,58	0,45	0,32	0,47	0,54	0,48
FeO _t	10,00	12,40	13,30	10,50	12,30	13,60	13,40	10,60

(continua)

Tabela 5.1 – Teores para elementos maiores, menores (% em peso), traços (ppm) e norma, das rochas vulcânicas da Suíte Parapuí.

	18	19	20	21	22	23	24	25
	ESA-VII-10	SPA-49	SPA-50	SPA-51	SPA-53B	SPA-54A	SMM-31	SMM-40B
SiO ₂	48,00	48,00	49,80	49,60	48,30	50,30	43,30	48,10
TiO ₂	2,00	3,00	2,50	2,10	2,40	3,00	3,90	2,60
Al ₂ O ₃	15,70	15,00	15,00	15,00	14,80	14,10	14,20	14,60
Fe ₂ O ₃	6,30	7,10	6,60	6,60	5,10	5,80	10,70	8,00
FeO	5,40	6,00	5,00	5,00	7,30	6,90	6,40	6,10
MnO	0,23	0,16	0,12	0,12	0,13	0,19	0,20	0,22
MgO	6,60	4,60	4,70	5,70	5,30	4,40	3,30	4,40
CaO	7,20	7,00	7,10	8,10	8,00	7,60	7,60	6,30
Na ₂ O	3,10	3,10	2,30	3,60	3,00	2,80	2,70	4,00
K ₂ O	1,00	2,00	2,30	0,60	1,30	1,40	3,00	1,60
P ₂ O ₅	0,50	0,95	0,90	0,60	0,80	0,82	2,00	1,00
P.F.	3,00	2,22	1,80	2,00	2,17	1,70	1,77	2,00
Total	99,03	99,13	98,12	99,02	98,60	99,01	99,07	98,92
Ba	640	1724	1023	616	504	1145	2854	991
Rb	27	31	16	16	32	18	40	25
Sr	536	453	423	423	438	358	518	405
Ta	10	10	10	10	10	10	10	10
Nb	17	29	27	23	23	22	36	25
Zr	283	395	345	264	301	332	527	357
Y	38	51	46	39	41	45	53	45
Th	5	5	5	5	5	5	5	5
U	10	10	10	10	10	10	10	10
Cr	204	68	68	68	204	68	68	68
Ni	79	79	79	79	79	79	79	79
V	348	464	348	348	348	348	348	290
La	-	75,92	-	36,78	-	46,67	65,69	-
Ce	-	152,24	-	74,21	-	96,69	132,47	-
Nd	-	77,64	-	37,47	-	48,90	66,79	-
Sm	-	15,22	-	7,40	-	9,99	12,99	-
Eu	-	3,04	-	1,53	-	2,49	3,12	-
Gd	-	12,30	-	6,28	-	8,98	12,01	-
Dy	-	10,59	-	5,20	-	8,33	10,68	-
Ho	-	2,02	-	1,04	-	1,61	1,96	-
Er	-	5,18	-	2,62	-	4,30	5,53	-
Yb	-	3,59	-	1,92	-	6,65	4,84	-
Lu	-	0,51	-	0,26	-	0,46	0,64	-
Q	2,81	4,94	7,71	5,03	3,07	8,84	2,13	4,07
Or	6,18	11,66	13,98	3,67	7,99	8,54	17,65	9,82
Ab	27,37	27,18	19,97	31,43	26,34	24,39	23,48	32,46
An	27,09	22,16	24,14	43,44	23,94	22,40	18,54	19,17
Di wo	2,78	2,35	2,87	6,08	5,15	4,81	3,42	3,21
Di en	2,20	2,41	2,04	5,16	3,39	3,29	2,95	2,61
Di fs	0,27	0,17	0,57	0,11	5,39	1,13	-	0,21
Hy en	15,04	9,52	10,03	9,56	10,38	8,05	5,54	8,81
Hy fs	1,82	0,68	2,80	0,20	4,27	2,75	-	0,69
Mt	9,54	10,68	9,09	9,89	7,68	8,67	10,22	11,74
He	-	-	-	-	-	-	3,96	-
Il	3,77	5,52	4,88	4,12	4,74	5,29	7,62	5,13
Ap	1,14	2,15	1,93	1,31	1,66	1,85	4,49	2,08
Total	100,01	100,02	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00
Na ₂ O/K ₂ O	3,10	1,55	1,00	6,00	2,30	2,00	0,90	2,50
Nb/Y	0,45	0,57	0,59	0,60	0,56	0,49	0,68	0,54
FeO _t	11,70	13,10	11,60	11,60	12,40	12,70	17,10	14,10

5.2- BASALTOS

Os basaltos analisados quimicamente constituem 23 amostras (análises 3 a 25, Tab. 5.1) e são representativos das principais ocorrências das rochas da Suíte Parapuí na região, dentro dos principais setores (Anexo B). Em relação à representatividade dos tipos, o estudo abrangeu variedades composicionais classificadas petrograficamente como andesina-basalto, ilmenita-basalto (análise 24) e traquibasalto (análises 5, 8, 9, 10) que incluem os tipos texturais afíricos, porfíricos, amigdaloidais, holocristalinos e hipovítreos, e cujas principais características geoquímicas serão, mais adiante, descritas separadamente.

Analisando os dados dos elementos maiores da Tab. 5.1, verifica-se primeiramente que os valores de Perda ao Fogo (P.F.) das amostras 7, 10, 11 e 18 estão acima de 2,5% que é o valor máximo recomendado pela International Union of Geological Sciences (IUGS), segundo Le Maitre *et al.* (1989). Estas amostras representam tipos amigdaloidais em que foram extraídos os componentes das amígdalas durante a preparação das amostras, contudo é provável que a separação efetuada não tenha conseguido excluir totalmente os componentes das amígdalas, particularmente aqueles presentes em microporos ou nos interstícios dos grãos. Talvez por isso os valores de P.F. nessas análises estejam acima do aceitável.

Por outro lado os valores de Fe^{3+} , em parte das amostras, são superiores aos de Fe^{2+} , o que demonstra a oxidação sofrida pelas rochas dessa região. Deve-se ressaltar que as amostras selecionadas para a análise laboratorial foram amostras frescas, na grande maioria, de modo que os efeitos do intemperismo, pelo menos aparentemente, eram imperceptíveis.

De qualquer modo, como vai ser discutido adiante, isto não criou grandes diferenças no comportamento dos elementos maiores e traços apresentados na Tab. 5.1 e nos diagramas de variação SiO_2 x elementos (Figs. 5.1, 5.2).

Em termos gerais os basaltos caracterizam-se por apresentar conteúdo de SiO_2 variando entre 46-51%, altos teores de álcalis (4-7%), TiO_2 (2-4%), P_2O_5 (0,5-2%) e valores de CaO e FeO_t entre 5-8% e 10-14%, respectivamente. Apresentam razão Zr/TiO_2 com valores de aproximadamente 0,08 e Nb/Y entre 0,3-0,75. Os minerais normativos apresentam teores de quartzo variando aproximadamente entre 0,2 e 3%, com exceção das análises 9, 11, 13 a 17, 20 e 23 que apresentam teores variando entre 7 e 12%. A hematita normativa está praticamente ausente, magnetita varia entre 7 e 10%, ilmenita entre 4 e 6%, apatita entre 1 e 2%, e diopsído e hiperstênio entre 5 e 14% e 10 e 16%, respectivamente.

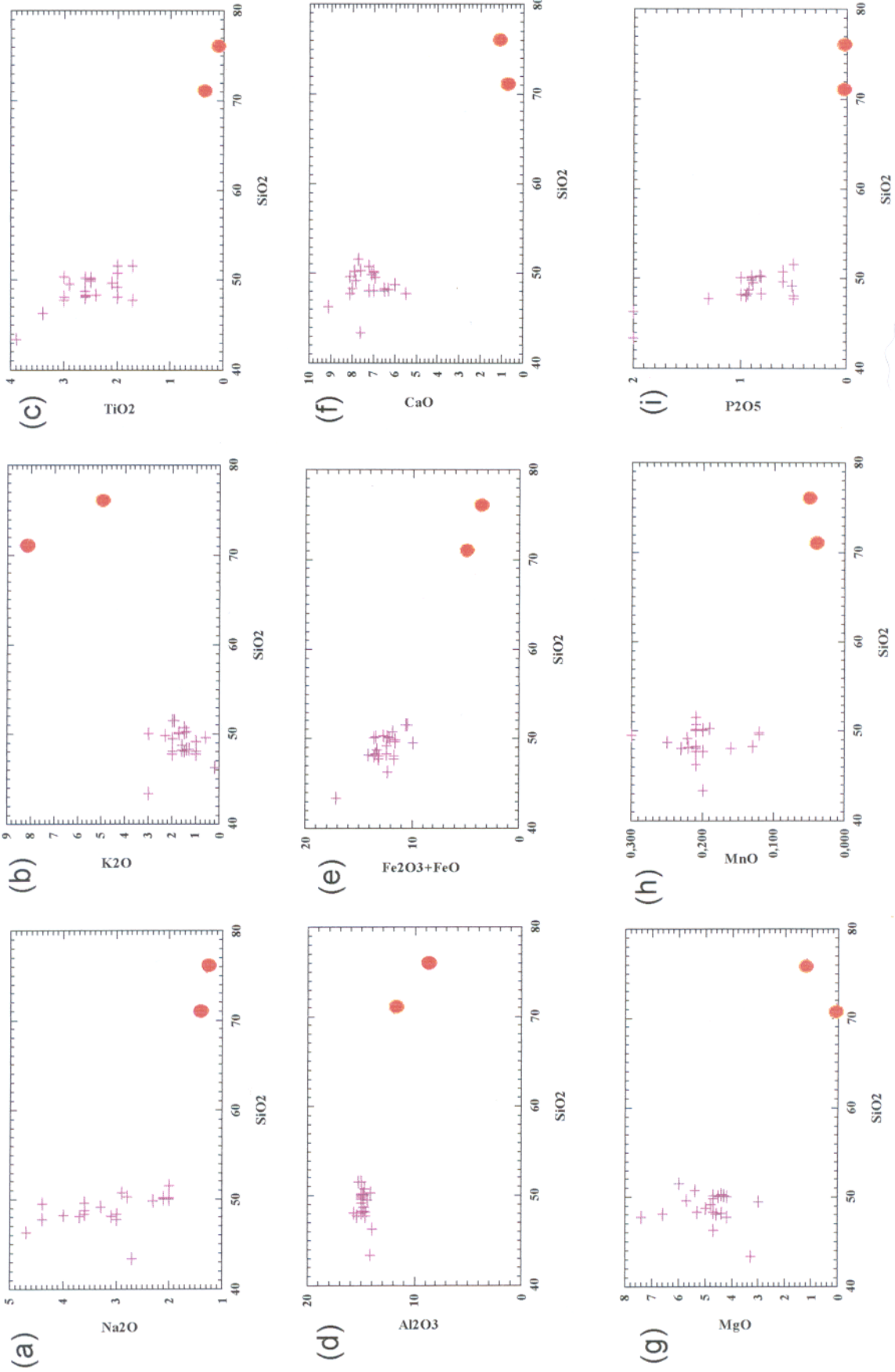


Figura 5.1 - Diagrama de variação dos elementos maiores dos basaltos alcalinos (+) e riolitos (●) da Suíte Parapuí utilizando SiO₂ como índice de variação.

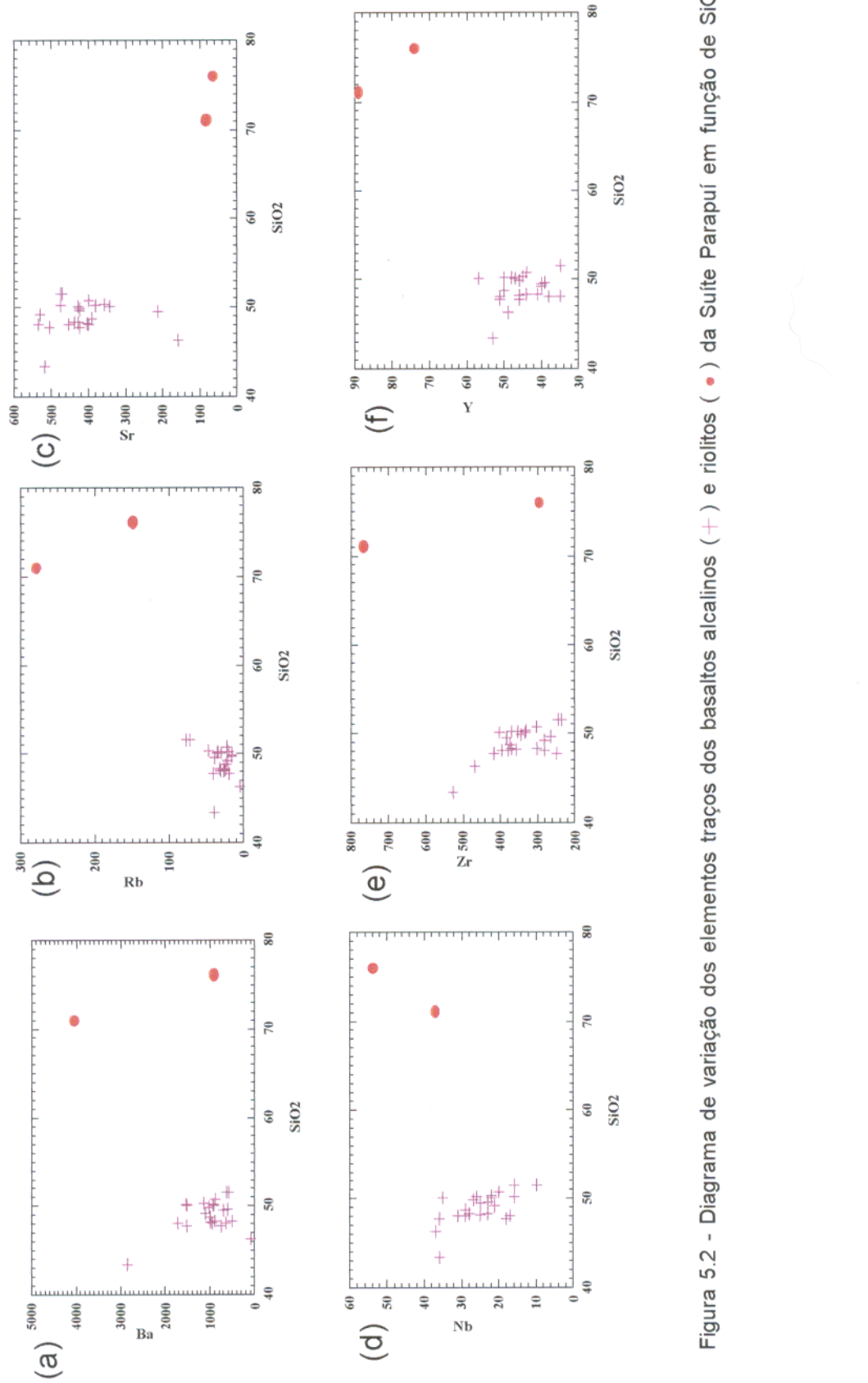


Figura 5.2 - Diagrama de variação dos elementos traços dos basaltos alcalinos (+) e riolitos (•) da Suíte Parapuí em função de SiO_2 .

Os diagramas de variação dos elementos maiores e traços *versus* SiO₂ (Figs. 5.1, 5.2) mostram que as rochas classificadas petrograficamente como andesina-basaltos em geral estão agrupadas e as amostras que diferenciam-se do conjunto correspondem aos ilmenita-basaltos e traquibasaltos analisados.

O comportamento geoquímico de alguns dos elementos traços pode também ser visualizado graficamente no aranhograma da Fig. 5.3. O padrão do diagrama mostra que os basaltos estudados apresentam valores muito baixos de K, Nb e Rb, e um relativo enriquecimento do Ba em relação aos demais elementos. O padrão geral das curvas de distribuição dos elementos neste diagrama são similares, diferenciando apenas nos teores, e sugerem que estes basaltos são de mesma filiação composicional. Comparados com os basaltos alcalinos eopaleozóicos da Espanha, Giese & Bunh (1993), (Fig. 5.3), eles mostraram padrões similares nas curvas de distribuição dos elementos, com exceção do Sr e Ti que nestas rochas apresentam teores mais baixos que os observados nos basaltos da Suíte Parapuí.

A Tab. 5.1 apresenta, ainda, as análises de 15 amostras selecionadas para o estudo do comportamento dos elementos terras raras (ETR) e a Fig. 5.4a o diagrama de distribuição destes elementos. O diagrama mostra essencialmente que as curvas das várias rochas basálticas possuem um comportamento similar apresentando um padrão inclinado, mostrando enriquecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados, além de uma anomalia negativa do Eu que varia entre 0,5 e 0,7.

Na Fig. 5.4b foram plotadas as análises dos elementos terras raras da Suíte Parapuí e de basaltos alcalinos do Rifte Leste Africano (Wilson 1988) para comparações. Analisando a figura, percebe-se que os padrões gerais são similares, diferenciando-se contudo pelos teores mais baixos dos ETR dos basaltos africanos e pela leve anomalia positiva do Eu.

Para a classificação química destas rochas foram utilizados diversos diagramas, em princípio usando como parâmetros somente os elementos maiores, e posteriormente incluindo os elementos traços. Nos diagramas TAS (Total de Alcalis *versus* Silica) de Cox *et al.* (1979) e Le Maitre *et al.* (1989), (Fig. 5.5a,b), estas rochas situam-se no limite dos campos dos basaltos alcalinos e subalcalinos, com variações para o campo dos traquibasaltos e hawaitos. Já no diagrama de multi-elementos R₁-R₂ de La Roche *et al.* (1980) (Fig.5.5c), estas rochas concentram-se no campo dos basaltos alcalinos, sendo em sua maioria olivina-basaltos, além de mugearitos e hawaitos.

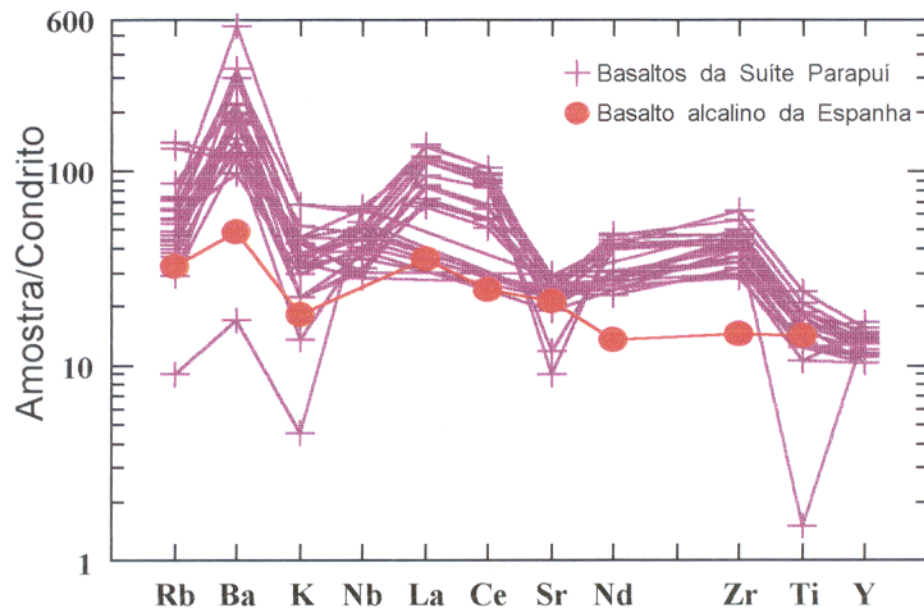


Figura 5.3 - Diagrama de multi-elementos com dados dos basaltos alcalinos da Suíte Parapuí e da Espanha (Giese & Bunh 1993), normalizado pelo padrão condrito de Sun & McDonough (1989).

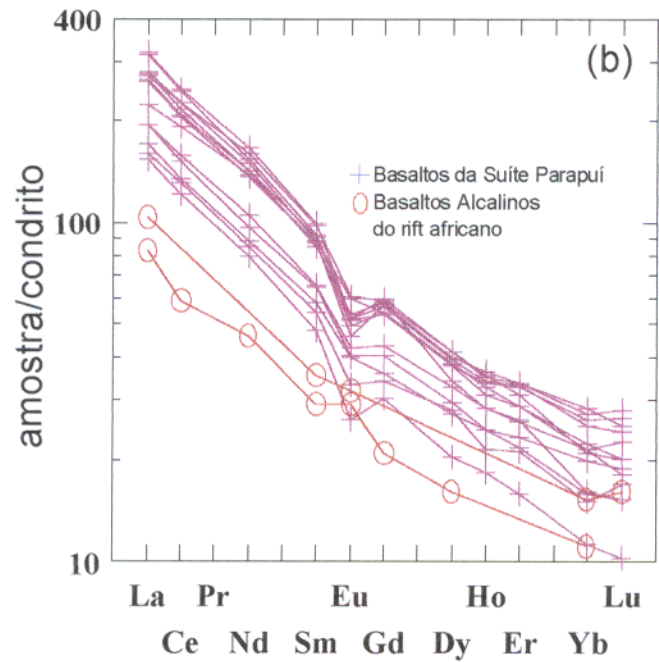
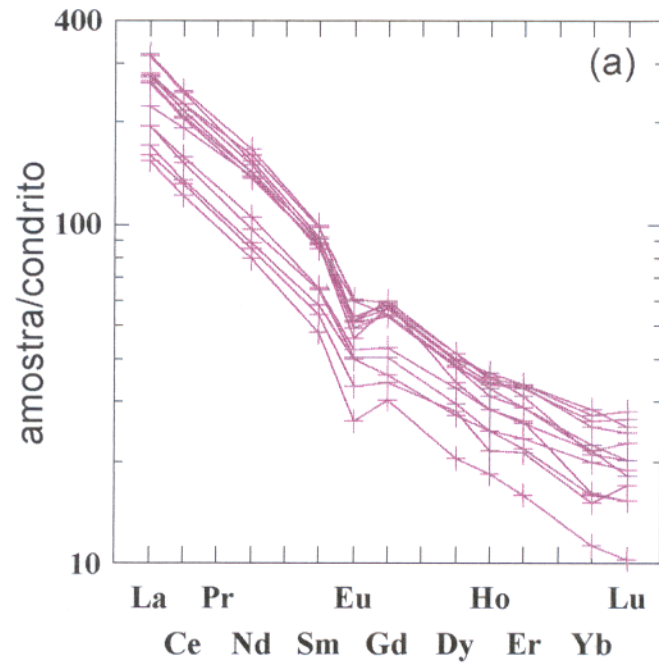


Figura 5.4 (a) Diagramas de elementos terras raras dos basaltos da Suíte Parapuí normalizados pelo condrito de Sun & McDonough (1989): (a) com dados da Suíte Parapuí; (b) com dados dos basaltos estudados e basaltos alcalinos dos riftes continentais da África, extraídos de Wilson (1988).

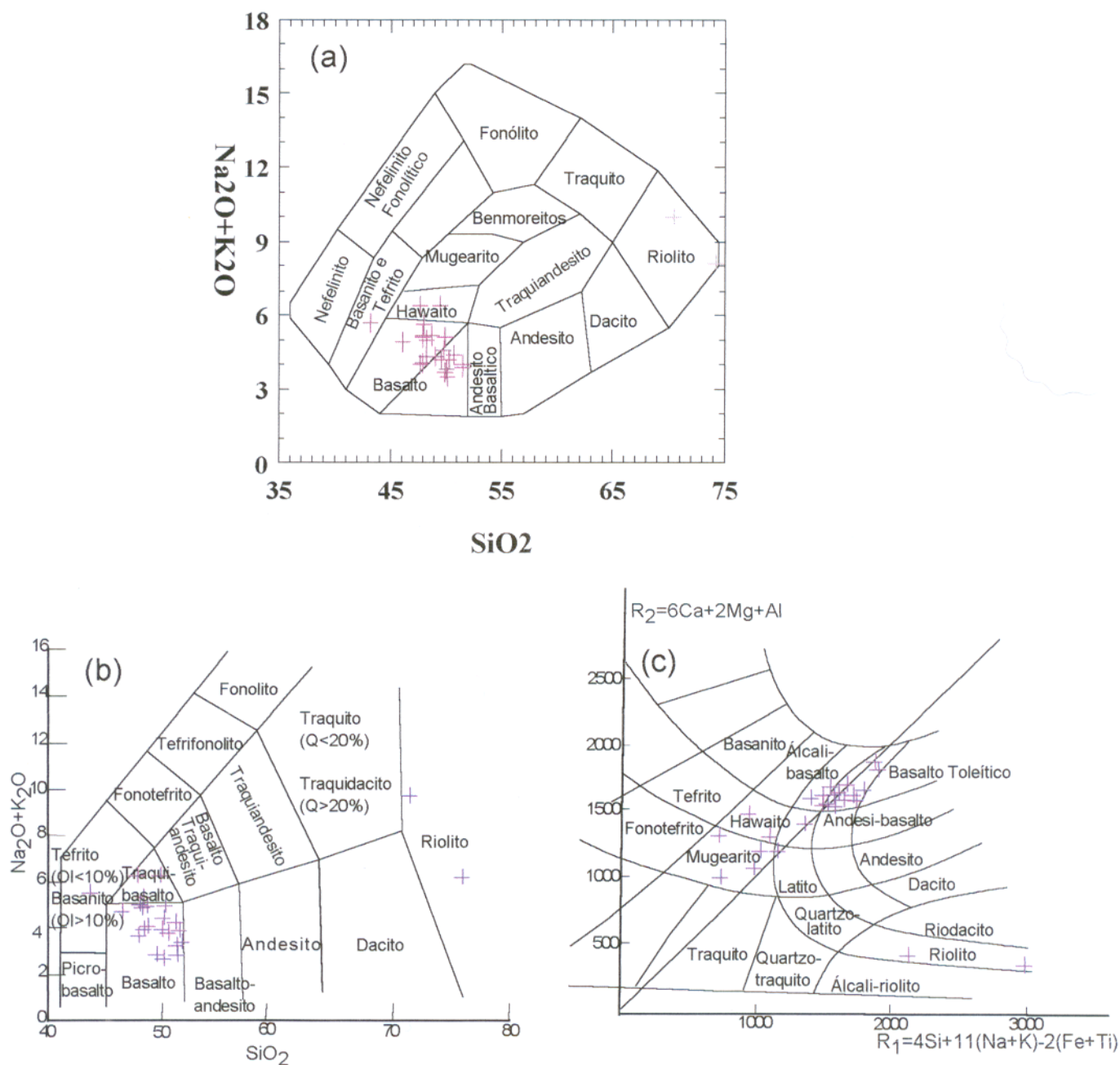


Figura 5.5 - Diagramas para classificação das rochas vulcânicas da Suíte Parapuí a partir dos dados da Tabela 5.1: (a) Diagrama de Cox et al. (1979); (b) Diagrama de Le Maitre et al. (1989); (c) Diagrama de La Roche et al. (1980).

Os diagramas de Winchester & Floyd (1977) que utilizam elementos traços (Fig. 5.6a,b), apresentam comportamento semelhante, demonstrando o caráter alcalino desses basaltos. No diagrama da Fig. 5.6a eles concentram-se predominantemente no campo dos basaltos alcalinos, enquanto que no diagrama da Fig. 5.6b situam-se na transição dos campos subalcalino-alcalino.

Analisando o comportamento dessas rochas nos diagramas de paleoambiência de Pearce *et al.* (1977), Pearce & Norry (1979) e Meschede (1986), (Fig. 5.7), observa-se que elas plotam indistintamente no campo dos basaltos intraplaca, e preferencialmente continental (Fig. 5.7a). Tal conclusão está de acordo com os dados de campo e as interpretações geotectônicas de Gorayeb *et al.* (1988) e Abreu *et al.* (1993) para o Gráben Jaibaras.

5.2.1 – Andesina-Basaltos

Rochas classificadas petrograficamente como andesina-basalto, incluem tipos holocristalino ou hipovítreo e plotam no diagrama de Cox *et al.* (1979) (Fig. 5.5a) no limite dos campos alcalino-subalcalino. As rochas com tendência mais alcalina correspondem às análises 3, 6, 7, 12, 18, 19, 20, 22 e 25 (Tab. 5.1). No diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) (Fig. 5.5b), as análises 3, 12, 19 e 25 apresentam composições no campo dos traquibasaltos e no diagrama de La Roche *et al.* (1980) (Fig. 5.5c) plotam no campo dos hawaitos e mugearitos. Os diagramas de Winchester & Floyd (1977) (Fig. 5.6) também confirmam a tendência alcalina destas rochas, situando-as no campo dos basaltos alcalinos.

Dentre as principais características geoquímicas das rochas com tendência mais alcalina, acima relacionadas, destacam-se os teores de álcalis entre 5-7%, TiO_2 variando entre 2,5-3% e P_2O_5 aproximadamente entre 0,9 e 1,3%. Estas características podem ser observadas nos diagramas de variação que relacionam TiO_2 versus SiO_2 e P_2O_5 versus SiO_2 (Fig. 5.1c,i) e no diagrama de Cox *et al.* (1979) que relaciona Na_2O+K_2O versus SiO_2 (Fig. 5.5a), onde estas rochas apresentam teores mais elevados que as demais deste grupo.

As rochas que tendem para o campo subalcalino, por sua vez, são representadas pelas análises 4, 11, 13 a 18, 21 e 23 (Tab. 5.1) e plotam nos diagramas da Figs.s 5.5a,b e 5.6, no campo dos basaltos subalcalinos. No diagrama de La Roche *et al.* (1980) (Fig. 5.5c) estão no limite dos campos olivina-basalto e basalto toleítico. Apresentam teores elevados de MgO , aproximadamente 5 a 7%, álcalis em torno de 4%, TiO_2 varia em torno de 1,7 a 2% e o P_2O_5 oscila entre 0,5 e 0,9%.

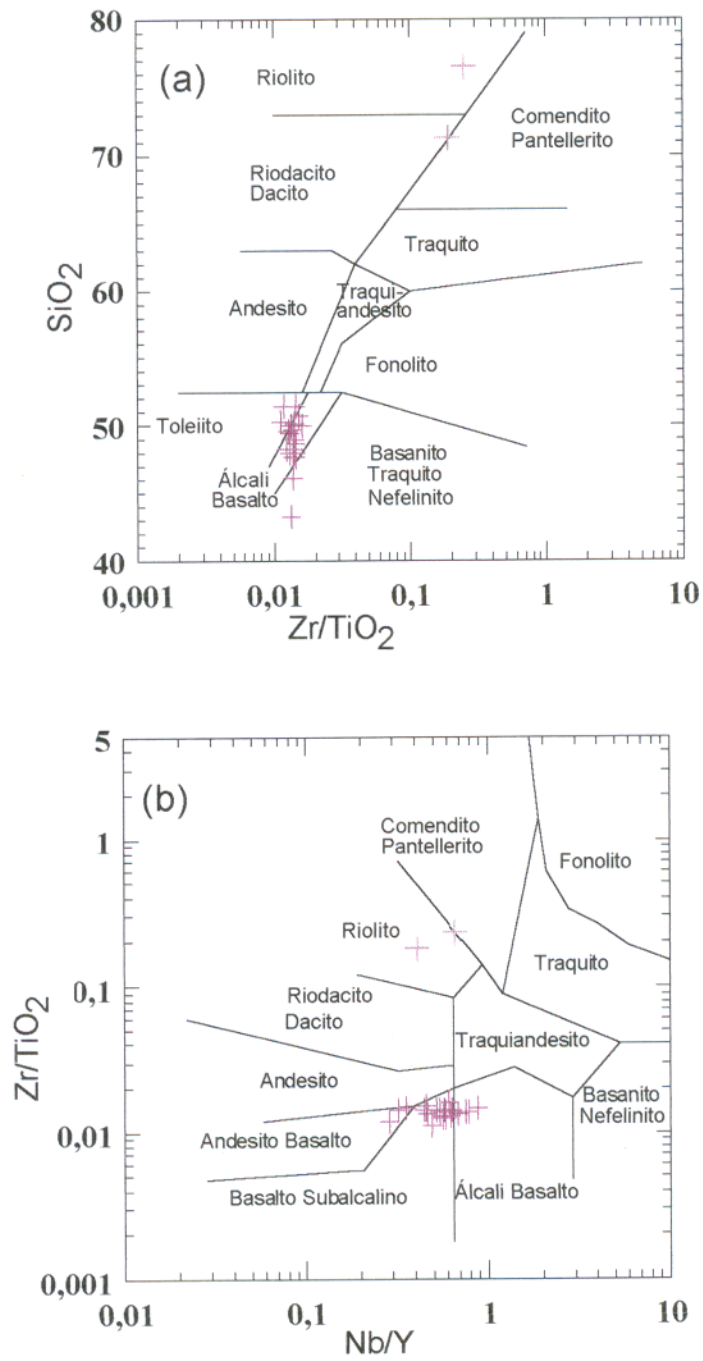


Figura 5.6 - Diagramas para classificação das rochas vulcânicas de Winchester & Floyd (1977) com os dados da Tabela 5.1.

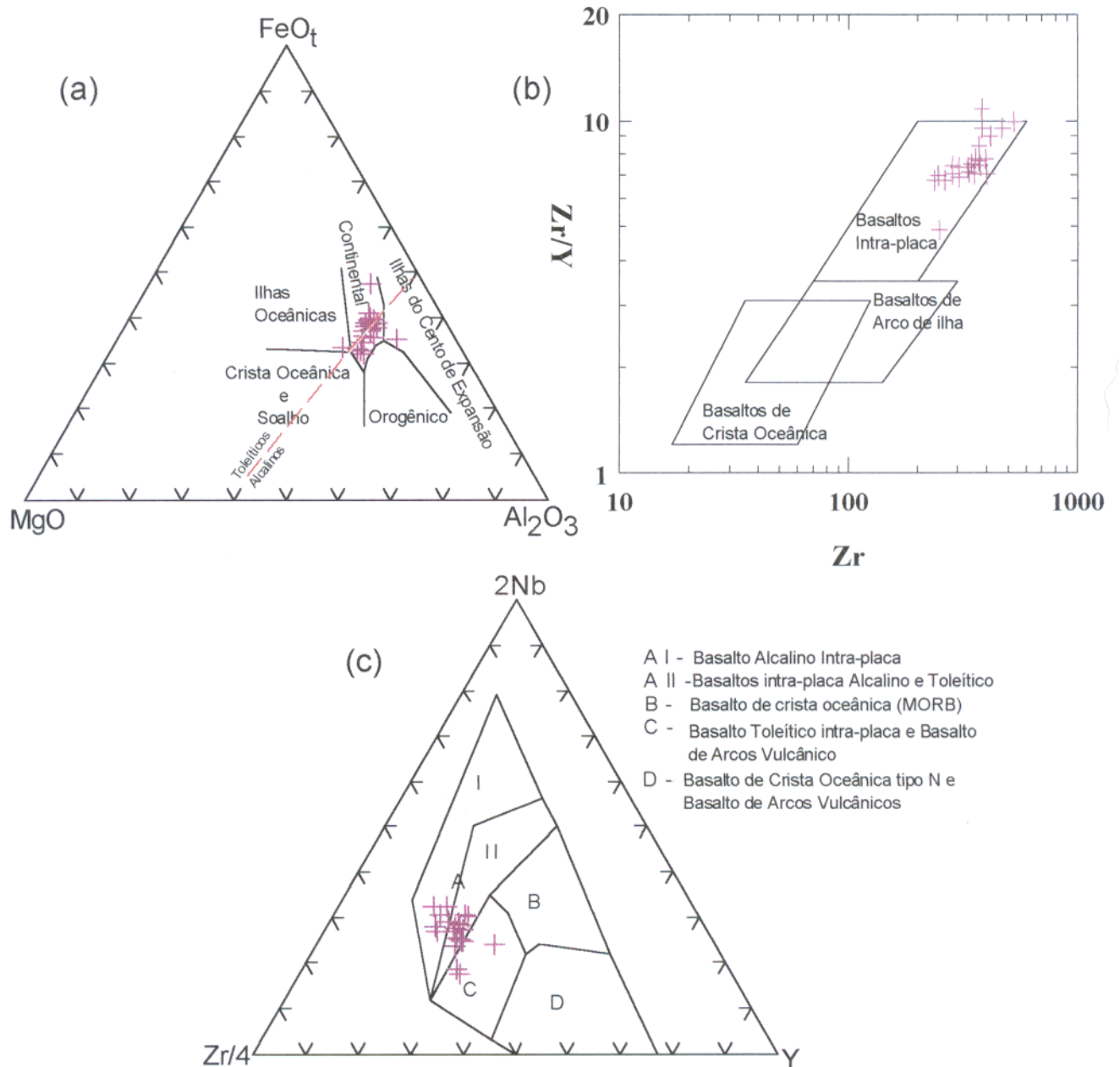


Figura 5.7 - Diagramas paleoambientais com dados da Tabela 5.1: (a) Diagrama Triangular de Pearce et al. (1977); (b) Diagrama de Pearce & Norry (1979); (c) Diagrama de Meschede (1986).

Tanto estas rochas como aquelas que tendem para o campo alcalino nos diversos diagramas não formam grupos distintos quanto aos teores dos elementos traços, como mostra os diagramas de variação destes elementos (Fig. 5.2). Os teores de Ba variam entre 504 e 1500 ppm, Sr entre 341 e 518 ppm, Zr entre 200 e 400 ppm e Y entre 30 e 50 ppm. Os teores de Rb estão entre 16 e 27 ppm, com exceção das análises 22 e 25 que apresentam valores em torno de 32 e 40 ppm. Estes valores podem ser, também, visualizados no diagrama de multi-elementos da Fig. 5.3, cujo padrão já foi descrito no item anterior. Contudo, no diagrama de distribuição dos elementos terras raras (Fig. 5.4a), destacam-se dois grupos composicionais em função dos teores desses elementos. O primeiro grupo, com teores mais elevados, é formado pelos basaltos com tendência mais alcalina e possuem razão $(La/Lu)_N$ de aproximadamente 11. O segundo grupo corresponde a basaltos com que tendência subalcalina e apresenta razão $(La/Lu)_N$ variando aproximadamente entre 13 e 16. A análise 21 apresenta a curva de distribuição mais baixa que as demais, com acentuado decréscimo de ETR pesados.

5.2.2 – Ilmenita-Basaltos

Este tipo composicional (análise 24, Tab. 5.1) foi classificado petrograficamente de ilmenita-basalto por apresentar elevados percentuais de minerais opacos. É uma variedade de basalto holocristalino com textura porfírica e sempre destaca-se nos diversos diagramas. Nos diagramas da Fig. 5.5 plota no campo de rochas mais alcalinas em função do baixo teor de SiO_2 (43%). Mas, no diagramas da Fig. 5.6a, onde o SiO_2 não é usado como parâmetro de classificação, também posiciona-se nos campos mais alcalinos dentre os basaltos estudados, situando-se no campo dos álcali-basaltos.

Caracteriza-se quimicamente por apresentar altos teores de TiO_2 (4%), FeO_t (17%), P_2O_5 (2%), K_2O (3%) e MgO (3%). Os minerais normativos refletem estas características, apresentando altos teores de ilmenita (8%), magnetita (10%), hematita (4%), ortoclásio (8%) e apatita (5%). Este comportamento geoquímico também pode ser visualizado no diagrama de variação dos elementos maiores (Fig. 5.1), onde esta amostra afasta-se dos demais tipos estudados.

Para os elementos traços este tipo composicional também diferencia-se pelos elevados teores de Ba (2854 ppm), Zr (518 ppm) e Y (53 ppm), em relação as demais, como mostra o diagrama da Fig. 5.2. Avaliando os teores dos elementos terras raras também são mais

elevados, de modo que no diagrama da Fig. 5.4a, a curva de distribuição está entre aquelas individualizadas como rochas com tendência alcalinas, apresenta razão $(La/Lu)_N$ igual a 11 e possui, assim como as demais, um padrão inclinado e leve anomalia negativa do Eu.

5.2.3 - Traquibasaltos

Quatro amostras (5, 8, 9 e 10) de traquibasaltos foram analisadas, sendo rochas holocristalinas que incluem tipos porfíricos e amigdaloidais. Nos diagramas das Figs.s 5.5 e 5.6 estas rochas apresentam composições alcalinas, plotando no campo dos traquibasaltos, traquitos, mugearitos e hawaitos.

Os traquibasaltos diferenciam-se dos demais tipos estudados por apresentarem teores elevados de álcalis (6%), TiO_2 (3%), FeO_t (12%) e P_2O_5 (2%). Os minerais normativos refletem estas características apresentando teores elevados de ortoclásio (11-17%), ilmenita (5-7%) e apatita (2-4%). A análise 5 destaca-se, ainda, por apresentar altos teores de diopsídio normativo (15%).

Quanto aos elementos traços, estas rochas apresentam em geral teores mais elevados em relação aos demais basaltos. Nos diagramas de multi-elementos das Figs.s 5.3a e 5.4a apresentam curvas de distribuição com padrão similar aos tipos descritos anteriormente.

A amostra ARARIÛS-1 corresponde à análise 5 (Tab. 5.1), diferencia-se das demais rochas deste grupo por apresentar baixos teores de Ba (87 ppm), Rb (5 ppm), Sr (160 ppm) e Y (35 ppm), como pode ser visualizado no diagrama de multi-elementos (Fig. 5.3). Neste diagrama a análise 5 corresponde a curva de distribuição que possui os mais baixos teores e mostra, de forma acentuada, os baixos valores de Rb, K e Sr.

5.3 – RIOLITOS

Por serem rochas pouco expressivas na suíte apenas duas amostras de riolitos foram analisadas (SJA-13, MUMBABA), correspondendo às análises 1 e 2 da Tab. 5.1. Contudo são amostras representativas das principais ocorrências de derrames ácidos dos setores estudados no Gráben Jaibaras (anexos A e B). A rocha SJA-13 (análise 1), proveniente do Setor Jaibaras-Arariús, é hipovítrea e porfírica, enquanto que a rocha MUMBABA (análise 2), oriunda do setor Parapuí-Mirim-Mumbaba, é um tipo holocristalino e glomeroporfírico. Nos diversos diagramas

classificatórios apresentados neste trabalho (Figs. 5.4, 5.6) estas análises posicionam-se dentro do campo dos riolitos.

Os riolitos apresentam altos teores de SiO_2 (70- 76%), Al_2O_3 (9-12%) e álcalis (6-10%), e baixos valores para razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ($<0,2$) e FeO_t (5%). Os demais elementos (MgO , CaO , MnO , TiO_2 , P_2O_5) possuem valores muito baixos ($<3\%$). Estes riolitos quando observados nos diagrama de variação da Fig. 5.1, estão claramente individualizados em campos bem destacados dos basaltos estudados.

Quanto os minerais normativos, o quartzo e ortoclásio são os mais significativos, apresentando teores superiores a 30%. A albita normativa apresenta teor de aproximadamente 11%, o diopsídio entre 0,5 e 2% e o hiperstênio (presente apenas na análise 1) apresenta valores inferiores a 2,5%. Os demais minerais normativos apresentam baixos teores ($<1\%$), com exceção da magnetita normativa que apresenta teor de aproximadamente 3% (análise 1) e da hematita com teor de 4% (análise 2).

Analisando os elementos traços da Tab. 5.1 e o seu comportamento nos diagramas de variação dos elementos traços (Fig. 5.8a,b) verifica-se que os teores de Ba variam entre 924 e 4056 ppm, a razão Zr/TiO_2 está em torno de 0,4 e o Rb apresenta valores entre 150 e 280 ppm. Os teores de Sr são baixos e variam entre 64 e 84 ppm, bem como a razão Nb/Y que varia entre 0,42 e 0,72. Este comportamento geoquímico está refletido no diagrama de multi-elementos da Fig. 5.8a, que mostra um padrão similar para as duas amostras analisadas e ressalta os baixos teores de Sr e Ti dessas rochas. Este diagrama mostra, ainda, que a análise 2 possui uma curva de distribuição com teores um pouco mais elevados que a curva da análise 1.

Os elementos terras raras das duas amostras analisadas estão representados no diagrama da Fig. 5.8b. Este diagrama mostra que para os riolitos há uma acentuada anomalia negativa do Eu, além do enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados, desenhando uma forte inclinação nas curvas. Entretanto, os ETR pesados apresentam uma tendência de manter um padrão horizontal. A razão $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$ varia entre 0,2 e 0,4 e a razão $(\text{La}/\text{Lu})_N$ entre 4,6 e 6,0.

Na Fig. 5.8c foram plotados os elementos terras raras dos granitos Meruoca e Mucambo analisados por Sial (1989) para comparações com os riolitos e basaltos da Suíte Parapuí estudados neste trabalho, já que há sugestões na literatura (Sá *et al.* 1979, Nascimento *et al.* 1981) da vinculação genética entre esses plútons e as vulcânicas.

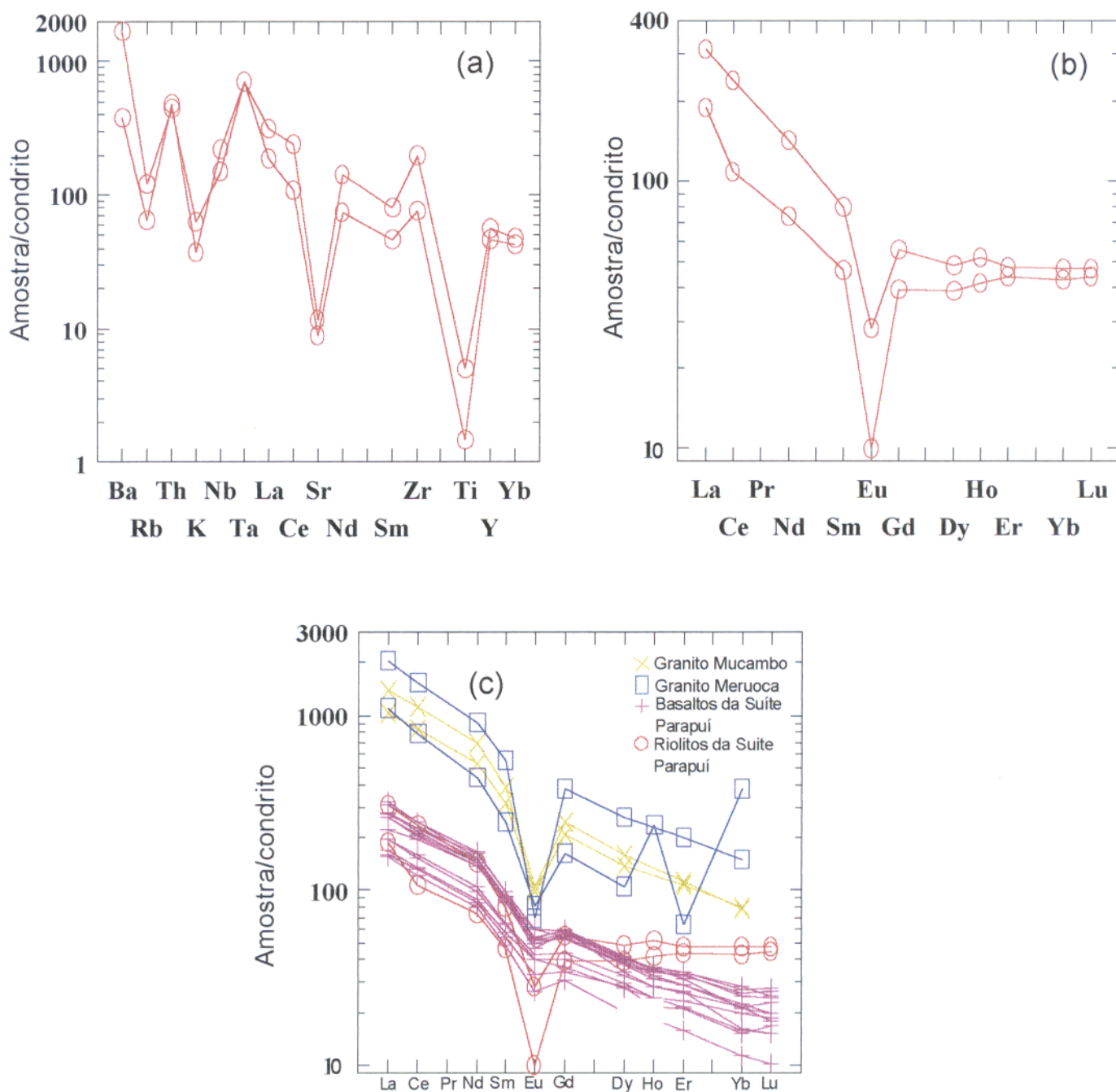


Figura 5.8 - (a) Diagrama de multi- elementos para os riolitos da Suíte Parapuí normalizados pelo padrão condritico de Sun & McDonough (1989); (b) Diagrama de elementos terras raras para os riolitos da Suíte Parapuí normalizado pelo padrão condritico de Sun & McDonough(1989); (c) Diagrama de elementos terras raras dos riolitos estudados e dos granitos Meruoca e Mucambo de Sial (1989) normalizados pelo padrão das diagramas (a) e (b).

Em relação aos ETR leves o padrão apresentado (Fig. 5.8c) pelos basaltos e riolitos é semelhante. Por outro lado, os riolitos apresentam concentrações mais elevadas nos ETR pesados que desenham um padrão horizontal, além da destacada anomalia negativa de Eu. Com relação aos granitos, o padrão apresentado pelos riolitos mostra concentrações muito mais baixas, além disso os ETR pesados nos granitos não apresentam padrão horizontal e sim inclinado. Isto mostra que o padrão apresentado pelos riolitos difere dos basaltos e granitos (Mucambo e Meruoca), sugerindo origens distintas.

5.4 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O estudo do comportamento dos elementos maiores, traços e terras raras em rochas vulcânicas, a fim de caracterizar sua afinidade química, é uma prática constante na petrologia. Contudo, as rochas vulcânicas da Suíte Parapuí, provavelmente de idade neoproterozóica, apresentam transformações parciais das associações minerais primárias, gerando uma gama de minerais (clorita, tremolita-actinolita, epidoto, sericita, albita, prehnita, etc.) relacionados ao metamorfismo regional, o que levou a maiores dificuldades para a caracterização petrográfica dessas rochas vulcânicas. No entanto, apesar dessas transformações as modificações havidas não descaracterizaram o comportamento geoquímico original dessas rochas, no que diz respeito aos elementos maiores e traços.

Os dados analíticos permitiram individualizar dois grupos principais de rochas alcalinas, cujos estudos petrográficos já haviam apontado para basaltos e riolitos. Os basaltos caracterizam-se quimicamente por apresentar teores de SiO_2 entre 46 e 52% e altos teores de álcalis (4-7%), de TiO_2 (1,7-4%) e P_2O_5 (0,5-2%). A razão Zr/TiO_2 está em torno de 0,08, Nb/Y varia entre 0,3-0,75 e apresentam anomalia negativa do Eu, além do enriquecimento dos terras raras leves em relação aos pesados. Estas características somadas aos resultados obtidos nos diversos diagramas indicam que estas rochas correspondem a basaltos continentais intraplaca com tendência alcalina.

No entanto, algumas considerações sobre esta classificação devem ser feitas. Por exemplo, nos diagramas TAS de Cox *et al.* (1979) e Winchester & Floyd (1977) (Figs. 5.5a, 5.6b) observa-se que estas rochas situam-se na transição dos campos alcalino-subalcalino, enquanto nos diagramas de La Roche *et al.* (1980) e Winchester & Floyd (1977) (Figs. 5.5c, 5.6a) plotam predominantemente no campo dos basaltos alcalinos. Portanto, é provável que estas rochas

representem apenas um único grupo de basaltos de tendência alcalina. De acordo com Pearce *et al.* (1977) e Wilson (1988), em suítes alcalinas as variações para os campos subalcalinos são frequentes e resultam de processos ígneos (fusão parcial/cristalização fracionada) que atuam na evolução magmática dessas suítes.

No diagrama de Winchester & Floyd (1977) que utiliza como parâmetros SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Fig. 5.6a) a maior parte das amostras concentra-se no campo dos basaltos alcalinos, já no diagrama que apresenta Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Fig. 5.6 b), as amostras variam do campo alcalino para o campo subalcalino. Isto se deve à pequena variação de SiO_2 e às baixas razões de Zr/TiO_2 e Nb/Y nas rochas. De acordo com Winchester & Floyd (1977), as médias destas razões para basaltos alcalinos são mais elevadas. Todavia, os basaltos analisados por estes autores correspondem a basaltos alcalinos típicos, de idade mais recente, que em sua maioria contém feldspatos alcalinos ou feldspatóides. Os basaltos da Suíte Parapuí estudados não correspondem a composições alcalinas clássicas e são do Neoproterozóico. No entanto, as características geoquímicas descritas anteriormente, somadas aos dados petrográficos e de química mineral, que confirmam a presença de labradorita, titanogaugita e ilmenita, levam a crer que este magmatismo basáltico possa até mesmo representar tipos transicionais, mas com clara afinidade alcalina.

Nos diagramas de paleoambiência, os resultados concentram-se no campo dos basaltos continentais intraplaca. No diagrama de Pearce *et al.* (1977), (Fig. 5.7a), estes dados concentram-se no campo de basaltos continentais, no entanto os referidos autores sugerem que este diagrama responde melhor quando aplicado a rochas não alcalinas, visto que o Fe e Mg são sensíveis aos efeitos de fracionamento. De acordo com Pearce *et al.* (1977) as suíte alcalinas apresentam um comportamento bimodal com composições alcalinas e subalcalinas, dificultando sua classificação, porém não descartam a possibilidade de obter resultados coerentes para suítes desta natureza. Uma vez que os basaltos da Suíte Parapuí não se comportam de maneira dispersa no diagrama, plotando no limite dos campos alcalino e toleítico, com tendência maior para o campo alcalino, concordando com resultados anteriores, parece plausível aceitar os resultados obtidos neste diagrama, caracterizando-os como um magmatismo continental, o que vem corroborar os estudos geotectônicos de Gorayeb *et al.* (1988), Abreu *et al.* (1993) e Quadros (1996) que vinculam a implantação do Gráben Jaibaras a uma tectônica extensional, intracontinental, estabelecida no final do Proterozóico.

Quanto à mobilidade dos elementos em função das transformações sofridas pelas rochas é necessário fazer algumas considerações. De acordo com Fujimori (1990) a mobilidade dos elementos maiores é controlada por três fatores principais: a) estabilidade e composição dos minerais; b) estabilidade e composição dos minerais do produto de alteração e; c) composição, temperatura e volume dos fluidos envolvidos. Analisando por este lado torna-se difícil estimar com precisão como estes fatores influenciariam nas concentrações das rochas da Suíte Parapuí, contudo os resultados obtidos nos diversos diagramas que utilizam elementos maiores como parâmetros de classificação não apresentam comportamentos dispersos nem aleatórios, plotando sempre coerentemente dentro do campo de basaltos ou riolitos. Além disso os elementos traços e terras raras mostram assinaturas geoquímicas com padrões absolutamente similares, sugerindo que a composição química dos basaltos nos setores estudados tende a ser homogênea. Se as modificações composicionais tivessem sido significativas seria pouco provável que os processos de alteração tivessem atuado de maneira tão homogênea em toda extensão da Bacia de Jaibaras, por mais de 120 km.

Os elementos Y, Zr, Ti, Nb e os ETR, de acordo com Rollinson (1993), são elementos imóveis, controlados pela química da fonte e representam melhor a assinatura geoquímica original da rocha. Ao observar o comportamento destes elementos e compará-los, por exemplo, aos basaltos alcalinos da Espanha (Giese & Bunh 1993) e do Rife Africano (Wilson 1988), nota-se que as curvas mostram padrões similares, reforçando a idéia aqui discutida de que a natureza alcalina dessas rochas advém da sua origem.

Embora o presente estudo não tenha como objetivo a petrogênese dessas rochas, suas características químicas permitem dizer que os basaltos apresentam padrões de ETR típicos de rochas alcalinas, isto é, elevado fracionamento $(La/Yb)_N$ e exibem anomalia negativa de Nb e razão $(Ti/Y)_N > 1$ que são indícios de derivação do manto litosférico. As amostras ARARIÚS-1 e SPA-51 são exceções e provavelmente sofreram contaminação crustal. Os riolitos diferem completamente dos basaltos e a origem deve ser crustal. Os valores mais elevados de ETR pesados nos riolitos sugerem fusão de granada ou anfibólio na fonte ou incorporação desses minerais pelo magma ácido.

6 - QUÍMICA MINERAL

6.1 - INTRODUÇÃO

A investigação química dos minerais foi realizada em 12 amostras de basaltos alcalinos, em que foram analisadas dezenas de pontos, englobando as principais fases minerais destas rochas, incluindo álcali-feldspato, plagioclásio, clinopiroxênio, anfíbólio e minerais opacos. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília no equipamento CAMECA SX50 e os resultados obtidos estão apresentados nas Tabs. 6.1 a 6.5.

O estudo teve o objetivo de caracterizar quimicamente os minerais e proceder a sua melhor classificação devido as dificuldades petrográficas, tratando-se de rochas afaníticas, somadas ao fato da presença de transformações parciais nos minerais primários.

Para o tratamento dos dados e classificação dos minerais foram utilizados aplicativos computacionais que empregam os métodos de Deer *et al.* (1962, 1966, 1972), Hawthorne (1981) e Morimoto (1988).

6.2 – PLAGIOCLÁSIO

Os plagioclásios presentes nos basaltos analisados apresentam em geral alterações parciais para epidoto, sericita e raramente carbonato, o que de certo modo dificultou a elaboração de perfis composicionais ao longo dos cristais. Contudo, onde foi possível analisar núcleo e borda dos microfenocristais, os resultados não apresentaram diferenças composicionais.

As análises foram realizadas nas amostras SMM-31A, SMM-30A, SMM-44C, ESA-V-7, SJA-10A e MIRIM-1, totalizando 46 pontos analíticos, sendo que os dados das composições e a classificação encontram-se na Tab. 6.1 e na Fig. 6.1.

Ao analisar o diagrama da Fig. 6.1 verifica-se a existência de duas populações composicionais distintas. O primeiro grupo apresenta composições predominantemente no campo da labradorita (análises 19 a 36 e 45 a 46, Tab. 6.1, Fig. 6.1) e correspondem aos basaltos alcalinos porfiríticos. O segundo grupo apresenta composições no campo da albíta (análises 1 a 18 e 39 a 44, Tab. 6.1, Fig. 6.1) e foram obtidas nos basaltos porfiríticos amigdaloidais.

As labradoritas analisadas caracterizam-se por apresentarem teores de SiO_2 variando entre 53-55%, Al_2O_3 entre 22-28%, CaO em torno de 10% e Na_2O aproximadamente 5%. Elas constituem microfenocristais e micrólitos de hábito ripiforme, que apresentam alterações parciais para epidoto, sericita e carbonato.

Tabela 6.1 - Análises químicas de plagioclásios (na base de 32 oxigénios) dos basaltos da Suíte Parapuí.

	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		
	b	F	b	n	M	M	M	M	b	F	b	F	b	F	b	F	b	n	M	M	M	M	b	F	
SiO ₂	68,70	67,58	67,11	68,69	69,07	68,50	67,72	68,99	68,35	68,89	67,50	67,94	68,99	68,35	68,89	67,50	67,94	68,89	67,50	67,94	67,50	67,94	67,50	67,94	
Al ₂ O ₃	19,71	20,30	19,58	19,62	19,13	19,47	19,33	19,33	20,11	19,40	19,32	19,37	19,33	20,11	19,40	19,32	19,37	19,40	19,32	19,37	19,32	19,37	19,32	19,37	
CaO	0,16	0,26	0,46	0,21	0,12	0,23	0,21	0,09	0,20	0,13	0,13	0,19	0,09	0,20	0,13	0,13	0,19	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,19	
MnO	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
FeO	0,16	0,55	0,49	0,22	0,11	0,13	0,25	0,07	0,03	0,04	0,14	0,13	0,07	0,03	0,04	0,14	0,13	0,04	0,14	0,04	0,14	0,13	0,13	0,13	
SiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
BaO	0,09	0,01	0,01	0,05	0,04	0,12	0,00	0,00	0,11	0,00	0,07	0,00	0,00	0,11	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	11,92	11,64	11,20	11,63	11,98	11,70	11,54	11,97	11,79	11,95	11,81	11,76	11,97	11,79	11,95	11,81	11,76	11,95	11,81	11,76	11,81	11,76	11,76	11,76	
K ₂ O	0,05	0,20	0,16	0,08	0,03	0,04	0,07	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	
Total	100,82	100,55	99,04	100,50	100,50	100,21	99,12	100,48	100,61	100,43	99,00	99,42	100,48	100,61	100,43	99,00	99,42	100,43	99,00	99,42	99,00	99,42	99,42	99,42	
AB	99,00	97,68	96,89	98,53	99,30	98,69	98,61	99,41	98,94	99,29	99,27	98,95	99,41	98,94	99,29	99,27	98,95	99,29	99,27	98,95	99,27	98,95	98,95	98,95	
OR	0,28	1,09	0,89	0,47	0,16	0,22	0,42	0,19	0,12	0,11	0,14	0,16	0,19	0,12	0,11	0,14	0,16	0,11	0,14	0,11	0,14	0,16	0,16	0,16	
AN	0,72	1,23	2,22	1,00	0,53	1,09	0,97	0,40	0,94	0,60	0,60	0,89	0,40	0,94	0,60	0,60	0,89	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,89	0,89	
Si	11,935	11,803	11,882	11,957	12,022	11,963	11,953	12,002	11,887	11,989	11,940	11,954	12,002	11,887	11,989	11,940	11,954	11,989	11,940	11,954	11,940	11,954	11,954	11,954	
Al	4,032	4,176	4,082	4,023	3,922	4,005	4,019	3,961	4,119	3,976	4,024	4,014	3,961	4,119	3,976	4,024	4,014	3,976	4,024	4,014	4,024	4,014	4,014	4,014	
Ca	0,029	0,050	0,088	0,040	0,022	0,044	0,039	0,016	0,038	0,024	0,024	0,036	0,016	0,038	0,024	0,024	0,036	0,024	0,024	0,024	0,024	0,036	0,036	0,036	
Mn	0,005	0,001	0,004	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	
Fe	0,023	0,081	0,073	0,032	0,016	0,020	0,036	0,100	0,004	0,006	0,020	0,000	0,100	0,004	0,006	0,020	0,000	0,006	0,020	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ba	0,006	0,001	0,001	0,004	0,003	0,008	0,000	0,000	0,008	0,008	0,005	0,000	0,000	0,008	0,000	0,005	0,000	0,008	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	
Na	4,014	3,941	3,845	3,924	4,043	3,962	3,951	4,038	3,977	4,037	4,051	4,013	4,038	3,977	4,037	4,051	4,013	4,037	4,051	4,013	4,051	4,013	4,013	4,013	
K	0,011	0,044	0,035	0,019	0,007	0,009	0,017	0,008	0,005	0,005	0,006	0,007	0,008	0,005	0,005	0,006	0,007	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,007	0,007	
Total	20,055	20,097	20,010	19,999	20,038	20,014	20,015	20,125	20,038	20,037	20,071	20,024	20,125	20,038	20,037	20,071	20,024	20,037	20,071	20,037	20,071	20,071	20,024	20,024	20,024

Tabela 6.1 - Análises químicas de plagioclásios (na base de 32 oxigénios) dos basaltos da Suíte Parapuí.

	13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		
	n	F	b	F	b	F	b	F	M	b	F	M	b	F	n	b	F	n	b	M	b	F	n	M	
SiO ₂	69,41	68,91	68,78	68,37	67,42	67,42	67,42	67,42	67,42	53,62	53,47	53,62	53,62	53,62	54,98	55,00	55,00	54,98	55,00	56,63	56,63	56,63	57,77	57,77	57,77
Al ₂ O ₃	20,10	19,50	19,79	19,48	19,62	19,62	19,62	19,62	19,34	27,42	28,64	27,42	27,42	27,42	28,24	27,12	27,12	28,24	27,12	24,99	24,99	24,99	22,37	22,37	22,37
CaO	0,27	0,17	0,38	0,28	0,25	0,25	0,25	0,25	0,58	10,04	11,23	10,04	10,04	10,70	10,70	9,15	9,15	10,70	9,15	7,24	7,24	7,24	6,13	6,13	6,13
MnO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,14	0,14	0,14
FeO	0,15	0,04	0,06	0,09	0,83	0,83	0,83	0,83	0,18	2,76	0,38	2,76	2,76	0,38	0,38	1,01	1,01	0,38	1,01	1,75	1,75	1,75	2,21	2,21	2,21
SrO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,22	0,18	0,22	0,22	0,16	0,16	0,03	0,03	0,16	0,03	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
BaO	0,21	0,08	0,00	0,00	0,13	0,13	0,13	0,13	0,00	0,25	0,17	0,25	0,25	0,04	0,04	0,09	0,09	0,04	0,09	0,41	0,41	0,41	0,62	0,62	0,62
Na ₂ O	10,34	11,84	11,81	11,47	10,97	10,97	10,97	10,97	11,36	4,80	4,87	4,80	4,80	5,23	5,23	5,91	5,91	5,23	5,91	5,62	5,62	5,62	6,61	6,61	6,61
K ₂ O	0,07	0,03	0,04	0,04	0,38	0,38	0,38	0,38	0,13	0,59	0,52	0,59	0,59	0,65	0,65	0,66	0,66	0,65	0,66	2,43	2,43	2,43	2,22	2,22	2,22
Total	100,55	100,60	100,88	99,74	99,60	99,60	99,60	99,60	99,03	99,70	99,48	99,70	99,70	100,39	100,39	98,97	98,97	100,39	98,97	99,12	99,12	99,12	98,07	98,07	98,07
AB	98,14	99,07	98,04	98,51	96,57	96,57	96,57	96,57	96,56	44,68	42,63	44,68	44,68	45,19	45,19	51,85	51,85	45,19	51,85	50,11	50,11	50,11	57,70	57,70	57,70
OR	0,45	0,17	0,22	0,19	2,21	2,21	2,21	2,21	0,70	3,64	2,99	3,64	3,64	3,68	3,68	3,78	3,78	3,68	3,78	14,23	14,23	14,23	12,73	12,73	12,73
AN	1,41	0,77	1,73	1,30	1,22	1,22	1,22	1,22	2,74	51,68	54,38	51,68	51,68	51,13	51,13	44,36	44,36	51,13	44,36	32,66	32,66	32,66	29,57	29,57	29,57
Si	12,011	11,981	11,932	11,958	11,893	11,893	11,893	11,893	11,926	9,857	9,768	9,857	9,857	9,924	9,924	10,069	10,069	9,924	10,069	10,422	10,422	10,422	10,775	10,775	10,775
Al	4,097	3,992	4,043	4,012	4,075	4,075	4,075	4,075	4,028	5,936	6,161	5,936	5,936	6,004	6,004	5,846	5,846	6,004	5,846	5,417	5,417	5,417	4,903	4,903	4,903
Ca	0,050	0,031	0,070	0,053	0,047	0,047	0,047	0,047	0,111	1,978	2,198	1,978	1,978	2,069	2,069	1,795	1,795	2,069	1,795	1,428	1,428	1,428	1,222	1,222	1,222
Mn	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,004	0,006	0,006	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,004	0,004	0,023	0,023	0,023
Fe	0,021	0,006	0,000	0,013	0,122	0,122	0,122	0,122	0,026	0,425	0,058	0,425	0,425	0,057	0,057	0,154	0,154	0,057	0,154	0,269	0,269	0,269	0,344	0,344	0,344
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,014	0,005	0,000	0,000	0,009	0,009	0,009	0,009	0,000	0,018	0,012	0,018	0,018	0,003	0,003	0,007	0,007	0,003	0,007	0,030	0,030	0,030	0,045	0,045	0,045
Na	3,486	3,991	3,972	3,981	3,751	3,751	3,751	3,751	3,895	1,710	1,723	1,710	1,710	1,829	1,829	2,098	2,098	1,829	2,098	2,006	2,006	2,006	2,384	2,384	2,384
K	0,016	0,007	0,009	0,008	0,085	0,085	0,085	0,085	0,028	0,139	0,121	0,139	0,139	0,149	0,149	0,153	0,153	0,149	0,153	0,570	0,570	0,570	0,526	0,526	0,526
Total	19,695	20,014	20,028	20,027	19,982	19,982	19,982	19,982	20,014	20,089	20,065	20,089	20,089	20,057	20,057	20,122	20,122	20,057	20,122	20,146	20,146	20,146	20,222	20,222	20,222

(continua)

Tabela 6.1 - Análises químicas de plagioclásios (na base de 32 oxigênios) dos basaltos da Suíte Parapuí.

	25		26		27		28		29		30		31		32		33		34		35		36	
	b	F	n	M	b	F	n	M	b	F	n	F	b	F	M	n	F	b	F	b	F	b	F	
SiO ₂	54,89		55,17	54,77	54,60		54,85	54,81	54,85		54,81		55,60	54,41	53,99	53,97	53,73	54,77		53,97		53,73		54,77
Al ₂ O ₃	28,21		28,27	27,86	27,70		28,06	27,72	28,06		27,72		27,74	28,15	27,89	27,87	28,22	28,05		27,87		28,22		28,05
CaO	10,57		10,58	10,34	10,25		10,60	10,19	10,60		10,19		9,92	9,11	10,89	10,93	10,95	10,58		10,93		10,95		10,58
MnO	0,00		0,00	0,00	0,00		0,00	0,06	0,00		0,06		0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00		0,00		0,01		0,00
FeO	0,41		0,43	0,38	0,51		0,60	0,34	0,60		0,34		0,36	0,58	0,40	0,48	0,52	0,56		0,48		0,52		0,56
SrO	0,05		0,00	0,25	0,00		0,07	0,19	0,07		0,19		0,18	0,03	0,07	0,00	0,00	0,02		0,00		0,00		0,02
BaO	0,00		0,06	0,21	0,06		0,08	0,10	0,08		0,10		0,34	0,23	0,18	0,04	0,17	0,06		0,04		0,17		0,06
Na ₂ O	5,26		5,32	5,18	5,35		5,48	5,28	5,48		5,28		5,59	5,18	4,90	4,91	4,93	5,20		4,91		4,93		5,20
K ₂ O	0,59		0,61	0,70	0,69		0,50	0,67	0,50		0,67		0,72	1,35	0,50	0,49	0,51	0,49		0,49		0,51		0,49
Total	99,98		100,44	99,69	99,16		100,24	99,36	100,24		99,36		100,46	99,04	98,82	98,69	99,04	99,73		98,69		99,04		99,73
AB	45,77		45,97	45,60	46,65		46,96	48,38	46,96		48,38		46,52	46,64	43,55	43,55	43,60	45,74		43,55		43,60		45,74
OR	3,37		3,48	4,06	3,94		2,82	4,13	2,82		4,13		3,88	8,03	2,92	2,89	2,96	2,81		2,89		2,96		2,81
AN	50,86		50,54	50,34	49,42		50,22	47,49	50,22		47,49		49,60	45,33	53,53	53,57	53,48	51,45		53,57		53,48		51,45
Si	9,933		9,941	9,980	9,970		9,923	10,034	9,923		10,034		9,990	9,958	9,902	9,901	9,841	9,939		9,901		9,841		9,939
Al	6,012		5,999	5,944	5,956		5,979	5,897	5,979		5,897		5,949	6,068	6,023	6,021	6,087	5,996		6,021		6,087		5,996
Ca	2,050		2,042	2,020	2,006		2,055	1,919	2,055		1,919		1,990	1,787	2,141	2,149	2,148	2,057		2,149		2,148		2,057
Mn	0,000		0,000	0,000	0,000		0,000	0,001	0,000		0,001		0,009	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000		0,000		0,002		0,000
Fe	0,062		0,065	0,059	0,078		0,090	0,055	0,090		0,055		0,051	0,089	0,061	0,073	0,086	0,086		0,073		0,086		0,086
Sr	0,010		0,000	0,030	0,000		0,010	0,020	0,010		0,020		0,020	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000		0,000		0,000		0,000
Ba	0,000		0,005	0,015	0,005		0,005	0,024	0,005		0,024		0,007	0,017	0,013	0,003	0,012	0,005		0,003		0,012		0,005
Na	1,844		1,857	1,829	1,894		1,922	1,955	1,922		1,955		1,866	1,839	1,742	1,747	1,750	1,829		1,747		1,750		1,829
K	0,136		0,141	0,163	0,160		0,115	0,167	0,115		0,167		0,156	0,136	0,117	0,116	0,119	0,112		0,116		0,119		0,112
Total	20,047		20,050	20,040	20,069		20,099	20,072	20,099		20,072		20,038	19,894	20,009	20,010	20,039	20,024		20,010		20,039		20,024

Tabela 6.1 - Análises químicas de plagioclásios (na base de 32 oxigênios) dos basaltos da Suíte Parapuí.

	37		38		39		40		41		42		43		44		45		46	
	n	F	M	n	F	n	F	b	F	b	M	n	F	b	F	b	F	b	F	b
SiO ₂	53,77		54,16	65,22	67,12	54,99	54,47	64,16	66,07	55,21	55,14	66,07	55,21	55,14	66,07	55,21	55,14	66,07	55,21	55,14
Al ₂ O ₃	28,43		27,97	22,05	21,27	28,10	28,47	22,45	21,15	28,48	28,55	28,47	21,15	28,48	21,15	28,48	21,15	28,48	21,15	28,48
CaO	11,30		10,70	1,96	1,78	10,80	11,37	2,12	0,88	10,84	10,79	11,37	0,88	10,84	0,88	10,84	0,88	10,84	0,88	10,79
MnO	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00	0,03
FeO	0,41		0,52	0,13	0,13	0,50	0,35	0,24	1,27	0,47	0,52	0,35	1,27	0,47	1,27	0,47	0,52	1,27	0,47	0,52
SrO	0,04		0,13	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,07	0,00	0,00	0,20	0,00	0,20	0,07	0,00	0,20	0,07
BaO	0,00		0,00	0,10	0,08	0,00	0,06	0,00	0,19	0,12	0,00	0,06	0,19	0,12	0,19	0,12	0,00	0,19	0,12	0,00
Na ₂ O	4,72		4,94	9,91	10,65	5,06	4,91	9,47	10,40	5,32	5,38	4,91	10,40	5,32	10,40	5,32	5,38	10,40	5,32	5,38
K ₂ O	0,45		0,49	0,59	0,10	0,48	0,47	1,16	1,18	0,48	0,46	0,47	1,18	0,48	1,18	0,48	0,46	1,18	0,48	0,46
Total	99,12		98,91	99,96	101,15	99,93	100,10	99,60	101,18	101,12	100,94	100,10	101,18	101,12	101,18	101,12	100,94	101,18	101,12	100,94
AB	41,94		44,18	87,11	91,05	44,62	42,67	83,02	89,17	45,78	46,21	42,67	83,02	89,17	45,78	46,21	83,02	89,17	45,78	46,21
OR	2,62		2,91	3,38	0,55	2,79	2,69	6,70	6,67	2,72	2,62	2,69	6,70	6,67	2,72	2,62	6,70	6,67	2,72	2,62
AN	55,44		52,91	9,51	8,40	52,60	54,64	10,28	4,16	51,50	51,17	54,64	10,28	4,16	51,50	51,17	10,28	4,16	51,50	51,17
Si	9,824		9,912	11,489	11,653	9,949	9,856	11,380	11,585	9,902	9,894	9,856	11,380	11,585	9,902	9,894	11,380	11,585	9,902	9,894
Al	6,117		6,027	4,574	4,350	5,987	6,068	4,690	4,368	6,016	6,032	6,068	4,690	4,368	6,016	6,032	4,690	4,368	6,016	6,032
Ca	2,211		2,098	0,370	0,331	2,093	2,204	0,403	0,165	2,083	2,074	2,204	0,403	0,165	2,083	2,074	0,403	0,165	2,083	2,074
Mn	0,000		0,000	0,000	0,000	0,075	0,001	0,000	0,006	0,000	0,004	0,001	0,000	0,006	0,000	0,004	0,000	0,006	0,000	0,004
Fe	0,062		0,080	0,019	0,019	0,075	0,052	0,036	0,187	0,070	0,078	0,052	0,036	0,187	0,070	0,078	0,036	0,187	0,070	0,078
Sr	0,000		0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,000	0,000	0,000	0,020	0,010	0,000	0,000	0,020	0,010
Ba	0,000		0,000	0,007	0,050	0,000	0,005	0,000	0,013	0,008	0,000	0,005	0,000	0,013	0,008	0,000	0,000	0,013	0,008	0,000
Na	1,673		1,752	3,386	3,586	1,776	1,721	3,255	3,536	1,852	1,873	1,721	3,255	3,536	1,852	1,873	3,255	3,536	1,852	1,873
K	0,105		0,115	0,132	0,022	0,111	0,109	0,263	0,264	0,110	0,106	0,109	0,263	0,264	0,110	0,106	0,263	0,264	0,110	0,106
Total	19,992		19,994	19,977	20,011	20,066	20,016	20,027	20,124	20,061	20,071	20,016	20,027	20,124	20,061	20,071	20,027	20,124	20,061	20,071

Análises de 1 a 18-amostra SJA-10A; de 19 a 32- amostra SMM-31A; da 33 a 38-amostra SMM-44C;

de 39 a 43-amostra SMM-30A; 44-amostra MIRIM-1; 45 e 46- amostra ESA-V-7.

M-micrófito; F-fenocristal; n-núcleo; b-borda.

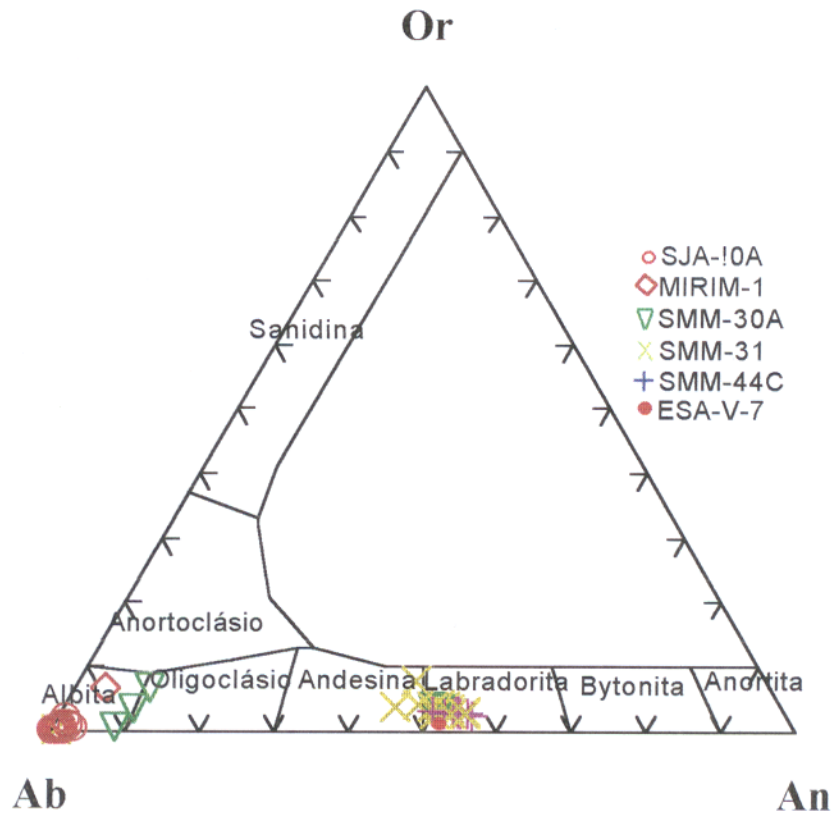


Figura 6.1 - Sistema Ab-An-Or de Deer et al. (1966) mostrando o posicionamento dos cristais de plagioclásio da Tabela 6.1.

As análises 22, 31 e 32 (Tab. 6.1), incluídas neste grupo composicional, e que se destacam na Fig. 6.1 por plotarem no campo da andesina, representam variações com composição de andesina cálcica. Analisando os dados da Tab. 6.1 verifica-se que estas análises não apresentam grandes variações nos teores de Na_2O em relação as demais composições deste grupo. A maioria dos cristais analisados apresenta concentrações de Na_2O em torno de 5%, sendo que nas análises acima relacionadas o teor de Na_2O varia entre 5 e 6%. As análises 22 e 31 foram realizadas na borda de fenocristais, cujos núcleos apresentam composição de labradorita (Na_2O em torno de 5% e CaO de aproximadamente 11%), podendo representar zoneamento de origem ígnea. A análise 32, por sua vez, foi obtida em um micrólito da matriz da amostra SMM-31A. Esta análise destaca-se das demais não só pela composição menos cálcica, mas também por apresentar teor de K_2O de 1,35%, enquanto os demais grãos analisados apresentam teores abaixo de 0,7%.

O segundo grupo composicional (análises 1 a 18 e 39 a 44, Tab. 6.1), representado tanto por microfenocristais como micrólitos, foi classificado como albita ou oligoclásio sódico. Uma característica particular desses minerais é que apresentam um grau de saussuritização mais intenso do que o observado nos cristais do grupo anterior. Os teores de SiO_2 variam entre 66-69%, Al_2O_3 entre 19-21%, CaO entre 0,08-0,58% e o Na_2O aproximadamente 11%. As análises 39, 40 e 43 (Tab. 6.1), realizadas em micrólitos da matriz, apresentam composição de oligoclásio sódico, contudo os microfenocristais dessas mesmas rochas que estão envoltos nesta matriz, apresentam composição labradorita. É muito provável que estas composições mais sódicas (albita-oligoclásio) não reflitam as composições das fases minerais primárias e sim reequilíbrios parciais devido ao metamorfismo que afetou essas rochas.

6.3 – ÁLCALI-FELDSPATO

As análises dos álcali-feldspatos foram obtidas nas amostras SJA-02C e SMM-39, totalizando 37 análises que são apresentadas na Tab. 6.2 e classificadas na Fig. 6.2. A amostra SJA-02C foi classificada como traquibasalto porfírico e a amostra SMM-39 como uma rocha vulcanoclástica onde foram analisados os fragmentos de traquibasaltos dominantes nesta rocha. As análises da microsonda eletrônica confirmaram a presença de álcali-feldspatos e revelaram composições que plotam no diagrama de Deer *et al.* (1966) (Fig. 6.2) nos campos da sanidina ou na interface sanidina-anortoclásio.

Tabela 6.2- Análises químicas de álcali-feldspatos (na base de 32 oxigénios) dos basaltos da Suíte Parapuí.

	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12							
	b	F	M	M	M	n	b	M	b	b	F	b	b	b	b	b	b	b	b	F	b	b	b	F	b					
SiO2	64,57	64,43	64,81	64,57	63,55	65,77	64,82	65,21	68,44	68,78	69,30	65,29	68,44	68,78	69,30	65,29	68,44	68,78	69,30	65,29	68,44	68,78	69,30	65,29	68,44	68,78	69,30	65,29		
Al2O3	18,23	18,35	18,39	18,53	17,90	17,71	18,25	18,44	19,29	19,25	19,67	18,17	18,44	18,44	19,25	19,25	18,17	18,44	19,25	19,25	18,17	18,44	19,25	19,25	18,17	18,44	19,25	19,25		
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
FeO	0,07	0,21	0,16	0,03	0,00	0,01	0,04	0,09	0,16	0,16	0,10	0,14	0,09	0,09	0,16	0,10	0,14	0,09	0,09	0,16	0,10	0,10	0,10	0,14	0,09	0,09	0,10	0,14		
SiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
BaO	0,04	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Na2O	0,43	0,24	0,28	0,69	0,22	0,29	0,25	0,33	0,86	10,38	10,30	0,24	0,33	0,33	0,86	10,30	0,24	0,33	0,33	0,86	10,30	10,30	0,24	0,33	0,33	0,86	10,30	0,24		
K2O	16,42	46,50	16,75	16,17	16,72	15,94	16,48	16,51	6,18	0,07	0,07	16,69	16,51	16,51	6,18	0,07	16,69	16,51	6,18	0,07	0,07	0,07	0,07	16,69	16,51	6,18	0,07	16,69		
Total	99,76	129,74	100,39	100,18	98,70	99,74	99,84	100,61	100,94	98,73	99,44	100,58	99,74	100,61	100,94	98,73	99,44	100,61	100,94	98,73	99,44	99,44	99,44	100,58	99,74	100,61	100,94	98,73	99,44	
AB	3,85	2,17	2,51	6,09	1,90	2,70	2,20	3,00	62,60	99,30	98,60	2,10	3,00	3,00	62,60	99,30	2,10	62,60	99,30	98,60	98,60	98,60	98,60	2,10	3,00	3,00	62,60	99,30	2,10	
OR	96,15	97,81	97,49	93,91	96,50	97,20	97,80	97,00	37,10	0,04	0,40	97,90	97,00	97,00	37,10	0,04	97,90	97,00	37,10	0,04	0,40	0,40	0,40	97,90	97,00	97,00	37,10	0,04	97,90	
NA	0,00	0,02	0,00	0,00	1,50	0,10	0,00	0,00	0,30	0,30	1,00	0,00	0,00	0,00	0,30	1,00	0,00	0,30	0,30	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,30	1,00	0,00	
Si	11,975	11,970	11,972	11,944	11,962	12,143	12,008	11,988	12,047	12,046	12,072	12,022	12,008	12,008	12,047	12,046	12,022	12,008	12,047	12,046	12,072	12,072	12,072	12,022	12,008	12,008	12,046	12,046	12,072	
Al	4,007	4,014	4,001	4,037	3,969	3,850	3,981	3,993	3,998	4,054	4,035	3,940	3,981	3,981	3,998	4,054	3,940	3,981	3,998	4,054	4,035	4,035	4,035	3,940	3,981	3,981	4,054	4,054	4,035	3,940
Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,063	0,004	0,000	0,001	0,011	0,009	0,036	0,000	0,000	0,000	0,011	0,009	0,000	0,000	0,011	0,009	0,036	0,036	0,036	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,036	0,000
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,011	0,033	0,025	0,050	0,000	0,010	0,006	0,013	0,023	0,029	0,015	0,022	0,006	0,006	0,023	0,029	0,015	0,022	0,023	0,029	0,015	0,015	0,015	0,022	0,006	0,006	0,029	0,029	0,015	0,022
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,030	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,156	0,087	0,102	0,247	0,081	0,103	0,088	0,118	2,340	3,524	3,480	0,086	0,088	0,088	2,340	3,524	0,086	0,088	2,340	3,524	3,480	3,480	3,480	0,086	0,088	0,088	2,340	3,524	3,480	0,086
K	3,885	3,911	3,947	3,816	4,015	3,755	3,901	3,872	1,387	0,015	0,015	3,920	3,872	3,872	1,387	0,015	3,920	3,872	1,387	0,015	0,015	0,015	0,015	3,920	3,872	3,872	1,387	0,015	3,920	3,920
Total	20,064	20,017	20,047	20,108	20,090	19,865	19,984	19,985	19,806	19,677	19,653	19,998	19,984	19,984	19,806	19,677	19,653	19,998	19,806	19,677	19,653	19,653	19,653	19,998	19,984	19,984	19,806	19,677	19,653	19,998

Tabela 6.2- Análises químicas de álcali-feldspatos (na base de 32 oxigénios) dos basaltos da Suíte Parapui.

	13		14		15		16		17		18		19		20		21		22		23		24		25		
	b	F	n	F	b	F	b	F	b	F	b	F	n	F	b	F	b	F	n	F	b	F	n	F	n	M	
SiO2	64,97		64,08		65,29		65,81		65,32		65,44		65,42		65,62		64,86		64,86		65,14		64,90		64,60		68,10
Al2O3	18,26		18,21		18,71		18,52		18,39		18,55		18,41		18,38		18,15		18,15		18,52		18,42		18,33		19,65
CaO	0,01		0,00		0,00		0,03		0,00		0,00		0,00		0,01		0,00		0,00		0,00		0,00		0,01		0,33
MnO	0,02		0,00		0,02		0,00		0,00		0,03		0,05		0,13		0,00		0,00		0,05		0,00		0,00		0,02
FeO	0,22		1,48		0,19		0,19		0,29		0,20		0,07		0,27		0,21		0,21		0,00		0,07		0,08		0,09
SrO	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,08
BaO	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00
Na2O	0,23		0,25		0,27		0,18		0,30		0,42		0,19		0,36		0,27		0,27		0,22		0,38		0,26		12,25
K2O	16,37		16,10		16,51		16,62		16,40		16,22		16,55		16,42		16,61		16,61		16,56		16,47		16,38		0,16
Total	100,09		100,11		100,98		101,34		100,69		100,86		100,70		101,20		100,09		100,09		100,49		100,24		99,66		100,69
AB	2,10		2,30		2,40		1,70		2,70		3,80		1,70		3,30		2,40		2,40		2,00		3,40		2,30		97,68
OR	97,80		97,70		97,60		98,20		97,30		96,20		98,30		96,70		97,60		97,60		96,90		96,60		97,60		0,85
NA	0,10		0,00		0,00		0,10		0,00		0,00		0,00		0,10		0,00		0,00		1,10		0,00		0,10		1,47
Si	12,008		11,901		11,964		12,011		11,997		11,991		12,015		12,011		12,008		12,008		11,922		11,983		11,992		11,880
Al	3,976		3,983		4,037		3,980		3,978		4,002		3,981		3,963		3,957		3,957		4,055		4,006		4,006		4,037
Ca	0,003		0,000		0,000		0,005		0,000		0,001		0,002		0,000		0,000		0,000		0,045		0,002		0,002		0,063
Mn	0,003		0,000		0,002		0,000		0,000		0,005		0,008		0,002		0,000		0,000		0,007		0,000		0,000		0,003
Fe	0,000		0,230		0,030		0,029		0,044		0,031		0,011		0,040		0,033		0,033		0,000		0,012		0,013		0,013
Sr	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,010
Ba	0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000		0,000
Na	0,084		0,096		0,096		0,065		0,106		0,148		0,068		0,129		0,097		0,097		0,081		0,135		0,093		4,144
K	3,860		3,814		3,860		3,869		3,842		3,792		3,848		3,836		3,923		3,923		3,926		3,880		3,879		0,036
Total	19,934		20,024		19,989		19,959		19,967		19,970		19,933		19,981		20,018		20,018		20,036		20,018		19,985		20,186

Tabela 6.2- Análises químicas de álcali-feldspatos (na base de 32 oxigênios) dos basaltos da Suíte Parapuí.

	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	n	M	M	n	b	n	b	b	n	b	M	M
	F			F	F	F	F	F	F	F		
SiO ₂	65,62	65,62	62,77	67,18	68,05	65,44	68,06	66,07	67,91	66,31	67,25	63,33
Al ₂ O ₃	21,72	20,83	23,44	19,39	19,82	21,25	19,78	20,01	19,13	21,27	19,34	18,31
CaO	0,64	0,73	0,98	0,33	0,34	0,66	0,40	0,78	0,34	0,69	0,26	0,03
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	0,43	0,31	0,34	0,06	0,05	0,25	0,19	0,22	0,31	0,34	0,37	0,12
SiO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,12	0,00	0,06	0,00	0,05	0,17	0,01	0,08	0,00	0,04	0,21
Na ₂ O	10,47	10,26	9,30	11,80	11,78	10,31	11,85	11,20	11,66	10,70	10,85	1,08
K ₂ O	1,56	1,36	2,25	0,16	0,16	1,28	0,24	0,35	0,30	0,98	0,75	14,88
Total	100,44	99,29	99,07	99,00	100,23	99,26	100,71	98,71	99,75	100,29	98,88	97,95
AB	88,37	88,78	82,14	97,62	97,54	89,51	96,91	94,43	96,81	91,26	94,46	43,55
OR	8,66	7,75	13,10	0,89	0,84	7,31	1,27	1,95	1,64	5,47	4,28	2,92
NA	2,97	3,47	4,76	1,50	1,57	3,17	1,81	3,62	1,55	3,27	1,26	53,53
Si	11,547	11,644	11,236	11,901	11,892	11,619	11,874	11,737	11,953	11,643	11,934	11,933
Al	4,502	4,381	4,941	4,046	4,080	4,444	4,065	4,186	3,965	4,398	4,043	4,064
Ca	0,120	0,139	0,187	0,062	0,064	0,126	0,075	0,148	0,064	0,130	0,050	0,007
Mn	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,003	0,000
Fe	0,063	0,063	0,052	0,010	0,007	0,036	0,028	0,032	0,045	0,049	0,055	0,018
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,000	0,008	0,000	0,004	0,004	0,004	0,011	0,001	0,005	0,000	0,003	0,015
Na	3,571	3,554	3,227	4,055	3,991	3,548	4,009	4,017	3,980	3,644	3,732	0,393
K	0,350	0,310	0,515	0,037	0,037	0,290	0,053	0,080	0,067	0,219	0,169	3,576
Total	20,155	20,099	20,158	20,115	20,075	20,067	20,115	20,211	20,079	20,083	19,989	20,006

Análises de 1 a 24- amostra SJA-OC; de 25 a 37- amostra SMM-39.

M- micrólio; F- fenocristal; n- núcleo; b- borda.

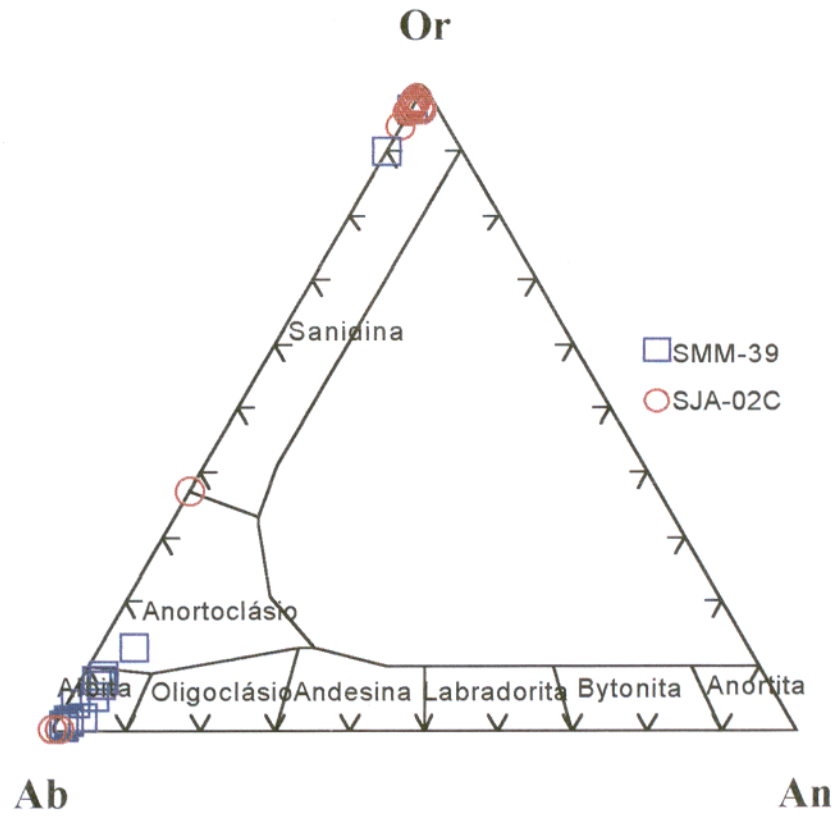


Figura 6.2 - Sistema Ab-An-Or de Deer et al. (1966) mostrando o posicionamento dos cristais de álcali-fedspatos da Tabela 6.2.

As análises 1 a 24 (amostra SJA-02C) apresentam composições que na Fig. 6.2 plotam no campo da sanidina (Or_{96-98}). Nesse caso, os teores de SiO_2 estão entre 63-65%, Al_2O_3 na faixa de 18%, Na_2O varia entre 0,2-0,6% e K_2O em aproximadamente 16%. Grande parte das análises dos microfenocristais e micrólitos dessa rocha não apresentaram diferenças composicionais e sugerem que a composição primária destes grãos é essencialmente potássica.

As análises 9, 10 e 11 (Tab. 3), realizadas na borda de um fenocristal sericitizado, são exceções, situando-se no campo da albita e no limite sanidina-anortoclásio (Fig. 6.2). Durante a análise petrográfica constatou-se que esta rocha apresentava cristais com intercrescimento micropertítico. Neste caso é provável que estas análises representem composições de um cristal que sofreu exsolução.

Os microfenocristais e micrólitos analisados na amostra SMM-39 (análises de 25 a 37, Tab. 6.2) plotaram no diagrama da Fig. 6.2 no campo da albita, variando para o campo do anortoclásio. A análise 37, entretanto, é uma exceção, representando um micrólito de composição sanidina. Isto sugere a existência de cristais primários de composição sódico-potássica (originalmente sanidina ou anortoclásio) crescido nas fases precoces de cristalização do magma que teriam sido preservados das transformações sofridas por processos posteriores.

6.4 – CLINOPIROXÊNIO

Os clinopiroxênios foram analisados nas amostras SMM-44C, MU-P-33A e MIRIM-1 que compreendem basaltos porfíricos e amigdaloidais, totalizando 30 análises, as quais estão apresentadas na Tab. 6.3. Eles constituem cristais aciculares que caracterizam-se por apresentarem as seguintes concentrações: $SiO_2= 46-50\%$, $CaO= 18-21\%$, $FeO_t= 12-16\%$, $MgO= 9-13\%$, $Al_2O_3= 2-4\%$ e $TiO_2= 1,3-3,5\%$. As concentrações de Cr_2O_3 e K_2O são baixas e apresentam valores inferiores a 1%.

Estas composições enquadram-se no sistema classificatório de Morimoto (1988), (Fig. 6.3), dentro do grupo de piroxênios de Ca-Mg-Fe. De acordo com esta classificação os clinopiroxênios estudados da Suíte Parapuí enquadram-se no tipo augita, com raras variações para o campo do diopsídio. Avaliando adicionalmente os teores de titânio na Tab. 6.3 ($TiO_2= 1,3$ a $3,5\%$) e comparando com as composições de augitas normais, que segundo Deer *et al.* (1992) apresentam teores de TiO_2 abaixo de 0,8%, a classificação mais adequada a estes clinopiroxênios é titanogaugita.

Tabela 6.3 - Composição química e fórmula estrutural (na base de 6 oxigênios) dos clinopiroxênios dos basaltos da Suíte Parapui.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,66	48,04	46,63	48,05	48,19	47,03	46,75	46,49	47,85	47,54	48,83	47,30	46,02	48,26	47,01
TiO ₂	2,54	2,30	2,55	1,74	2,55	2,90	2,26	3,61	2,44	2,94	2,43	2,10	3,55	2,77	2,85
Al ₂ O ₃	3,21	2,95	4,22	2,88	3,97	2,49	3,68	3,81	2,86	3,42	3,04	3,35	4,55	4,14	4,33
FeO	13,86	12,32	13,55	16,88	15,31	11,44	15,59	14,20	15,92	16,25	14,41	15,26	13,39	14,58	13,06
Fe ₂ O ₃	0,89	0,00	0,00	0,00	0,00	4,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,10	0,22	0,03	0,17	0,00	0,16	0,00	0,00	0,05	0,06	0,02	0,07	0,09	0,00
MnO	0,36	0,33	0,36	0,48	0,26	0,34	0,30	0,30	0,41	0,25	0,70	0,36	0,27	0,24	0,33
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,20	0,00
MgO	12,02	12,45	8,69	9,45	9,92	10,46	10,23	9,72	9,39	9,48	9,54	9,34	11,08	11,03	11,24
CaO	18,02	19,42	19,77	20,92	19,28	20,75	19,70	21,00	20,22	19,80	19,96	20,01	19,00	19,91	19,84
Na ₂ O	0,10	0,08	0,44	0,16	0,08	0,11	0,15	0,14	0,31	0,35	0,45	0,45	0,36	0,32	0,46
K ₂ O	0,00	0,00	0,45	0,13	0,00	0,00	0,10	0,12	0,07	0,07	0,08	0,09	0,01	0,04	0,01
Total	99,66	98,01	99,88	100,72	99,74	100,16	98,91	99,38	99,49	100,17	99,50	98,36	98,28	101,58	99,14
TSi	1,87	1,86	1,91	1,84	1,86	1,82	1,82	1,80	1,86	1,83	1,89	1,85	1,79	1,82	1,80
TAI	0,14	0,13	0,09	0,13	0,14	0,11	0,17	0,17	0,13	0,16	0,11	0,15	0,21	0,18	0,20
TFe ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Al	0,01	0,00	0,10	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Ti	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,08	0,07	0,11	0,07	0,09	0,07	0,06	0,10	0,08	0,08
M1Fe ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Fe ₂	0,20	0,21	0,32	0,41	0,31	0,25	0,34	0,33	0,39	0,37	0,35	0,39	0,25	0,29	0,28
M1Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Mg	0,69	0,72	0,50	0,54	0,57	0,60	0,59	0,56	0,54	0,55	0,55	0,54	0,64	0,62	0,64
M1Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
M2Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M2Fe ₂	0,24	0,19	0,12	0,13	0,19	0,12	0,17	0,13	0,13	0,16	0,11	0,11	0,18	0,17	0,14
M2Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
M2Ca	0,74	0,81	0,82	0,86	0,80	0,86	0,82	0,87	0,84	0,82	0,83	0,84	0,79	0,80	0,82
M2Na	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
M2K	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	3,98	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
WO	38,78	41,65	46,28	43,93	42,62	43,44	42,51	45,81	43,91	43,17	44,33	44,27	42,15	42,52	43,20
EN	35,98	37,16	28,31	27,62	30,52	30,52	30,72	28,50	28,39	28,75	29,47	28,75	34,21	32,76	34,04
FS	25,24	21,19	25,42	28,45	26,87	26,04	26,77	24,69	27,70	28,08	26,20	26,98	23,65	24,72	22,76

Análises de 1 e 2 (amostra SMM-44C)-Labradorita Basalto.
Análises de 3 a 15 (amostra MU-P-33A)-Andesina Basalto.

(continua)

Tabela 6.3 - Composição química e fórmula estrutural (na base de 6 oxigênios) dos clinopiroxênios dos basaltos da Suíte Parapuî.

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	46,97	47,07	48,19	50,31	50,98	49,71	48,70	49,66	49,24	49,88	49,36	49,98	49,91	48,71	48,95
TiO ₂	3,15	3,36	2,76	2,17	1,52	1,95	2,10	1,86	2,69	1,89	1,40	1,94	1,82	2,22	1,55
Al ₂ O ₃	4,26	4,36	3,95	2,07	3,07	2,57	2,76	2,38	2,27	2,71	2,29	2,36	2,25	3,02	2,95
FeO	14,97	13,58	13,58	12,89	12,41	12,30	12,63	11,69	12,28	12,50	14,53	12,70	12,34	14,29	13,73
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,00	0,27	0,25	0,68	0,58	0,40	0,32	0,89	0,13	0,14	0,45	0,04	0,05
MnO	0,17	0,44	0,36	0,29	0,37	0,36	0,34	0,29	0,35	0,32	0,39	0,33	0,32	0,32	0,34
NiO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	10,63	11,08	11,00	13,03	12,58	13,41	13,34	13,43	12,88	13,27	13,34	13,25	13,99	10,98	11,28
CaO	19,84	19,72	19,36	17,90	17,64	18,51	18,72	19,24	18,90	18,09	17,85	18,96	17,92	20,32	20,09
Na ₂ O	0,37	0,43	0,30	0,07	0,22	0,08	0,08	0,06	0,10	0,08	0,06	0,07	0,07	0,10	0,07
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
Total	100,45	100,13	99,52	99,06	99,10	99,57	99,25	99,01	99,06	99,64	99,32	99,72	99,10	100,02	99,03
TSi	1,79	1,79	1,85	1,93	1,95	1,89	1,86	1,89	1,89	1,90	1,88	1,90	1,93	1,86	1,89
TAI	0,19	0,20	0,15	0,07	0,05	0,11	0,12	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,07	0,14	0,12
TFe ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Al	0,00	0,00	0,03	0,02	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02
M1Ti	0,09	0,10	0,08	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,08	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,05
M1Fe ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M1Fe ₂	0,30	0,27	0,27	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17	0,18	0,15	0,20	0,19	0,17	0,31	0,29
M1Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
M1Mg	0,60	0,63	0,63	0,74	0,72	0,76	0,76	0,76	0,74	0,75	0,76	0,75	0,74	0,63	0,65
M1Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M2Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
M2Fe ₂	0,17	0,16	0,17	0,25	0,25	0,23	0,24	0,20	0,22	0,25	0,27	0,21	0,25	0,15	0,15
M2Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
M2Ca	0,81	0,81	0,80	0,74	0,72	0,75	0,77	0,79	0,78	0,74	0,73	0,77	0,74	0,83	0,83
M2Na	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
M2K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
WO	42,72	42,78	42,51	38,65	39,10	39,34	39,49	40,69	40,50	38,86	37,15	39,85	38,65	43,23	42,96
EN	31,84	33,46	33,59	39,14	38,80	39,65	39,15	39,53	38,38	39,65	38,62	38,77	39,14	32,50	33,55
FS	25,44	23,76	23,90	22,21	22,10	21,01	21,36	19,79	21,13	21,49	24,24	21,38	22,21	24,27	23,49

Análises de 16 a 18 (amostra MU-P-33a)-Andesinae Basalto.
Análises de 19 a 30 (amostra MIRIM-1)-Albita Basalto.

(conclusão)

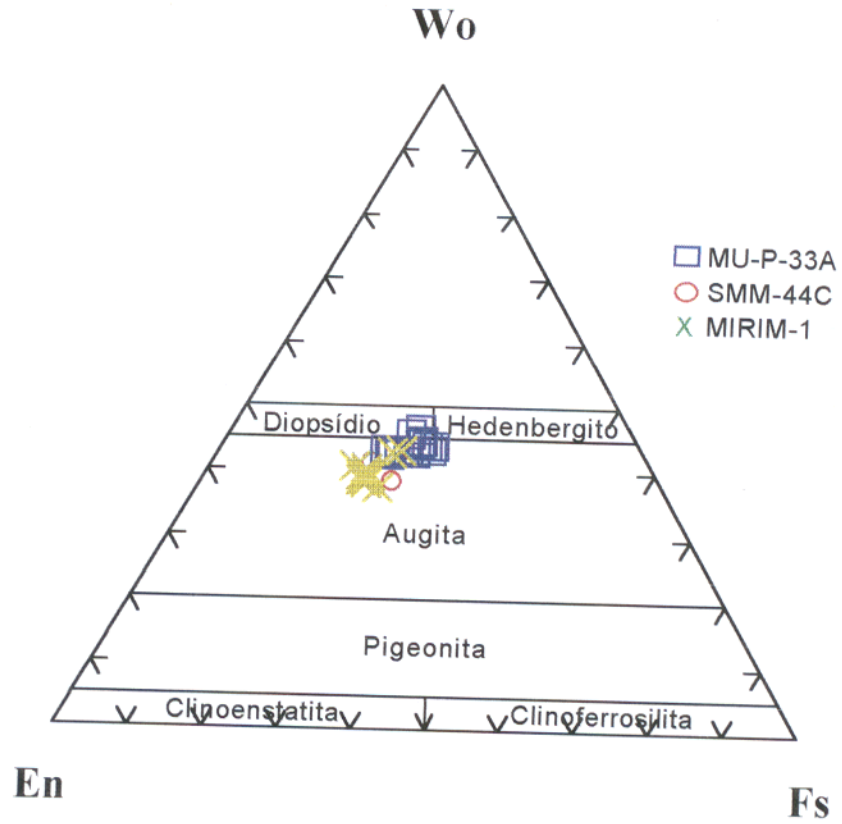


Figura 6.3 - Diagrama de Morimoto (1988) apresentando o domínio ocupado pelos clinopiroxênio dos basaltos da Suíte Parapuí (Tab. 6.3).

Isto vem confirmar a classificação efetuada nos estudos petrográficos utilizando suas propriedades óticas (Cap. 4), bem como está de acordo com a mineralogia clássica descrita para os basaltos alcalinos, onde este mineral é comum.

6.5 – MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos foram analisados nas amostras PA-53 e ESA-V-7, totalizando 11 análises que são apresentadas na Tab. 6.4. De acordo com a classificação de Deer *et al.* (1962) tratam-se basicamente de ilmenita e hematita.

Os cristais de ilmenita (análises 6-11, Tab. 6.4) têm formas aciculares e possuem cor cinza em luz refletida. Neles os teores de TiO_2 variam aproximadamente entre 44% e 49% e os de $\text{FeO}_{\text{total}}$ situam-se na faixa de 40%. Os teores de MnO concentram-se acima de 3% e os de Cr_2O_3 abaixo de 0,5%.

Os cristais de hematita são em geral subédricos, granulares e em luz refletida adquirem tons rosados. As análises desse mineral (1-5, Tab. 6.4) indicam teores de Fe_2O_3 de 58 a 67%, FeO de 27 a 30%, TiO_2 abaixo de 0,15% e MgO inferior a 2,8%.

Além destes minerais opacos, foram identificados pelos estudos petrográficos em luz refletida, cristais granulares de pirita que frequentemente ocorrem associados a agregados de hematita.

6.6 - ANFIBÓLIO

Nas amostras PA-48, PA-53 e PA-58 foram obtidas cerca de 11 análises de anfibólio, as quais estão contidas na Tab. 6.5. Os cristais analisados são aciculares e em geral ocorrem substituindo cristais de clinopiroxênio como resultado do processo metamórfico. Os teores de SiO_2 situam-se em torno de 53%, de MgO variam aproximadamente entre 9 e 13%, CaO entre 11 e 15% e FeO entre 15 e 18%. Plotando-se estas composições no diagrama da Fig. 6.4, de acordo com a classificação de Hawthorne (1981), enquadram-se no grupo de anfibólios pobres em alumínio, situando-se no campo da actinolita.

Tabela 6.4 - Composição química e fórmula estrutural (na base 6 oxigênicos) dos minerais opacos em basaltos da Suíte Parapuí.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	1,22	1,48	5,18	4,52	1,52	0,02	0,55	0,00	2,38	8,72	0,07
TiO ₂	0,05	0,06	0,14	0,05	0,21	47,90	47,97	48,94	47,53	44,41	48,25
Al ₂ O ₃	0,28	0,21	2,57	0,39	0,27	0,02	0,06	0,03	0,15	1,03	0,04
FeO	30,69	30,68	27,27	29,54	30,47	27,65	39,49	40,37	26,83	34,75	39,61
Fe ₂ O ₃	67,09	67,26	58,39	62,82	66,15	21,13	7,46	6,67	17,13	0,00	6,10
Cr ₂ O ₃	0,01	0,08	2,35	1,34	0,07	0,55	0,28	0,49	0,01	0,13	0,33
MnO	0,00	0,00	0,09	0,02	0,02	3,42	3,50	3,67	3,72	3,16	3,78
MgO	0,25	0,38	2,81	1,30	0,28	0,12	0,16	0,10	0,01	1,04	0,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,02	0,00	4,96	0,13
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,59	100,15	96,80	99,99	98,99	100,80	100,01	100,28	97,75	98,20	98,39
Si	0,07	0,08	0,28	0,25	0,09	0,00	0,03	0,00	0,12	0,42	0,00
Al	0,02	0,01	0,16	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	1,76	1,82	1,86	1,77	1,61	1,87
Fe ₂	1,47	1,46	1,23	1,36	1,46	1,13	1,67	1,71	1,11	1,40	1,70
Fe ₃	2,89	2,87	2,38	2,60	2,86	0,78	0,28	0,25	0,64	0,00	0,24
Cr	0,00	0,00	0,10	0,06	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,15	0,16	0,16	0,13	0,17
Mg	0,02	0,03	0,23	0,11	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,07	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,26	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,47	4,46	4,39	4,40	4,46	3,84	4,00	4,00	3,79	3,94	4,01

Análises de 1 a 5 (amostra PA-53)- Hematita Basalto.
Análises de 6 a 11 (amostra ESA-V-7) - Ilmenita Basalto.

Tabela 6.5 - Composição química e fórmula estrutural (na base de 23 oxigênicos) de anfíbios, em andesina basaltos da Suíte Parapu.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,14	52,36	52,53	52,88	53,53	53,89	53,23	45,74	53,88	53,66	53,32
TiO ₂	0,08	0,06	0,04	0,10	0,08	0,08	0,06	10,44	0,05	0,06	0,00
Al ₂ O ₃	1,39	1,07	2,36	1,25	1,32	1,20	1,95	2,36	1,47	1,31	1,86
FeO	15,97	16,13	16,11	18,47	15,90	17,95	16,03	12,03	15,98	16,95	15,88
Cl ₂ O ₃	0,03	0,00	0,20	0,06	0,06	0,00	0,19	0,06	0,07	0,05	0,13
MnO	0,33	0,27	0,31	0,32	0,32	0,34	0,37	0,24	0,36	0,08	0,35
MgO	13,44	12,55	13,04	11,94	13,64	12,87	13,29	9,95	13,68	12,84	13,80
CaO	12,01	13,26	12,16	11,59	12,13	11,53	12,88	15,74	11,91	12,16	12,21
Na ₂ O	0,05	0,04	0,08	0,06	0,06	0,05	0,09	0,04	0,06	0,08	0,09
K ₂ O	0,06	0,06	0,12	0,06	0,07	0,07	0,10	0,06	0,10	0,06	0,09
H ₂ O	2,03	2,03	2,03	2,01	2,04	2,06	2,06	2,00	2,05	2,04	2,05
Total	98,50	97,83	98,78	98,68	99,09	100,03	100,06	98,59	99,55	99,23	99,65
TSI	7,86	7,83	7,75	7,90	7,87	7,91	7,75	6,98	7,88	7,91	7,78
TAI	0,14	0,17	0,25	0,10	0,13	0,09	0,25	0,42	0,12	0,09	0,22
TFe ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TTi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,20	0,00	0,00	0,00
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,60	8,00	8,00	8,00
CAI	0,10	0,02	0,16	0,12	0,09	0,12	0,08	0,00	0,14	0,14	0,10
CCr	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
CFe ₃	0,00	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07
CTi	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
CMg	2,97	2,80	2,87	2,66	2,99	2,82	2,88	2,26	2,98	2,82	3,00
CFe ₂	1,92	1,91	1,93	2,20	1,90	2,06	1,86	1,53	1,87	2,02	1,82
CMn	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00
CCa	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,17	0,00	0,00	0,00
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BFe ₂	0,06	0,00	0,04	0,10	0,05	0,14	0,00	0,00	0,09	0,07	0,05
BMn	0,04	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,05	0,01	0,04
BCa	1,90	2,00	1,92	1,86	1,91	1,81	2,00	1,40	1,87	1,92	1,91
BNa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,42	2,00	2,00	2,00
ACa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ANa	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03
AK	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Total	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04
Cátions	15,03	15,03	15,05	15,03	15,03	15,03	15,04	15,02	15,04	15,03	15,04
Oxigênio	23,01	23,00	23,00	23,04	23,01	23,04	23,00	23,40	23,04	23,05	23,00

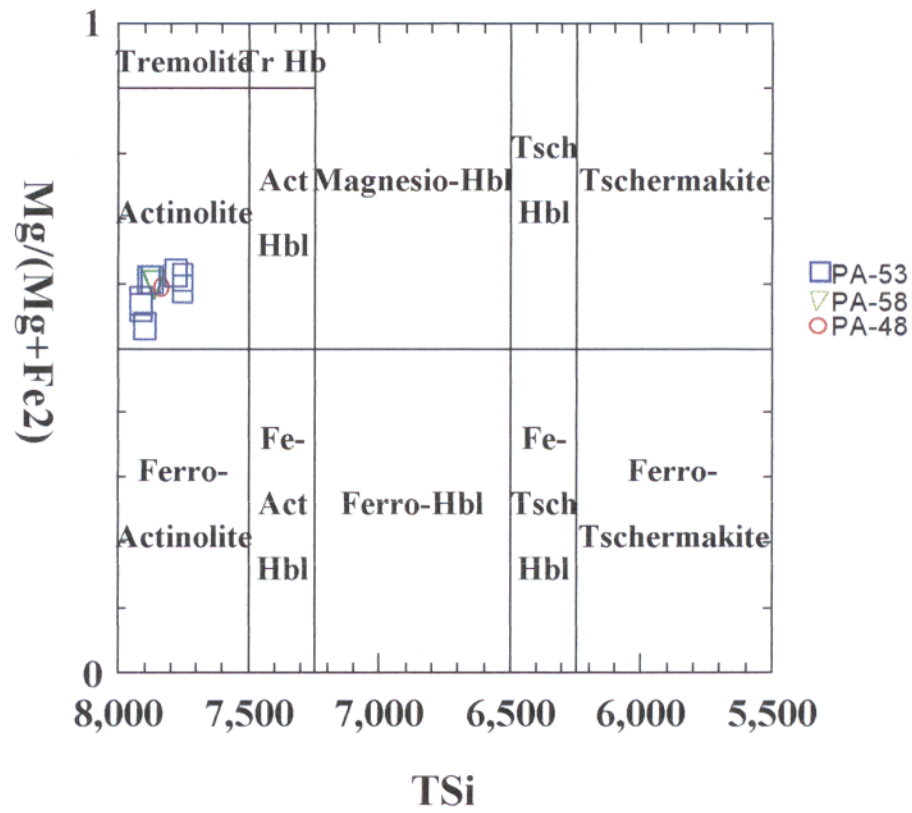


Figura 6.4 - Diagrama classificatório de Hawthorne (1981) para anfibólio com análises plotadas da Tabela 6.5.

6.7 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As análises de química mineral realizadas nos basaltos da Suíte Parapuí revelaram as composições das principais fases minerais deste tipo petrográfico, confirmando os resultados obtidos anteriormente com as análises petrográficas e de química de rocha.

Os basaltos da Suíte Parapuí são formados fundamentalmente por plagioclásio e clinopiroxênio. O plagioclásio apresenta composições de labradorita com variações para andesina cálcica, o que confirma os resultados obtidos no estudo petrográfico destas rochas.

Por outro lado, as análises revelaram ainda composições mais sódicas (albita-oligoclásio), que normalmente apresentam um certo grau de saussuritização, o que levou a interpretá-los como resultante de reequilíbrios parciais causados pelo metamorfismo na estrutura interna destes minerais levando a reordenação de Ca, Na, K, etc. com leve hidratação, cristalizando minerais como epidoto e sericita.

Os microfenocristais de álcali-feldspatos foram analisados em amostras de traquibasaltos e revelaram composições de sanidina-ortoclásio. A amostra SJA-02C apresenta uma particularidade mostrando um microfenocristal com composições de albita e anortoclásio-sanidina. Interpreta-se que as características químicas deste cristal estejam ligadas a processos de exsolução. De acordo com Deer *et al.* (1992) o processo de exsolução do intercrescimento pertítico pode originar-se pela imiscibilidade de um feldspato alcalino (originalmente homogêneo), pela cristalização simultânea de um feldspato potássico e um feldspato rico em sódio, ou ainda pela substituição de um feldspato potássico por um outro rico em sódio.

Os dados mostram que a Suíte Parapuí compreende basaltos cuja afinidade química alcalina está caracterizada pela presença de labradorita, titano-augita e ilmenita.

7 - CONCLUSÃO

- A Suíte Parapuí representa remanescentes de um vulcanismo alcalino acontecido no neoproterozóico que hoje resta embutido no Gráben Jaibaras como extensos derrames intercalados às sequências sedimentares ou como seixos, matacões e blocos em conglomerados da Formação Aprazível. A suíte consiste de uma sucessão de derrames de basaltos alcalinos, níveis restritos de riolitos e sucessivos depósitos piroclásticos ou epiclásticos, que acham-se interpostos aos sedimentos imaturos do Grupo Jaibaras. Tal vulcanismo de composição alcalina tem registros contemporâneos em outras regiões do país, como por exemplo no Paraná (Formação Guaratubinha, Castro *et al.* 1994) e Rio Grande do Sul (Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, Lima & Nardi 1998).

- A diversidade tipológica/composicional relatada em trabalhos anteriores não foi confirmada, identificando-se fundamentalmente dois grupos principais de rochas formados por basaltos alcalinos e riolitos. As variações existentes refletem diferentes tipos de textura, concentração de amígdalas, proporcionalidade vidro *versus* cristal e variações nos teores das fases minerais nos basaltos (opacos, olivina, titanogaugita e álcali-feldspato).

- Ao longo de toda a área de estudo, por todo o Gráben Jaibaras, não se identificou andesitos, muito menos espilitos ou queratófiros, conforme relatado por Costa *et al.* (1979), entretanto o *overprint* metamórfico sob condições de facies xisto verde baixo, mais intenso em determinados locais, modificou parcialmente as rochas vulcânicas básicas transformando a titanogaugita em tremolita-actinolita, plagioclásio em epidoto, sericita, carbonato e titanita e levando a decomposição da labradorita (somente identificada por microsonda em núcleos de cristais) para andesina (composição regular dos plagioclásio identificados petrograficamente). Essas transformações, embora parciais, são encontradas em todos os pontos estudados, dificultando sobremaneira o estudo dessas rochas. Tal fato provavelmente foi um dos motivos que levaram Costa *et al.* (1979) à classifica-los de andesitos e a interpreta-los como uma suíte cálcio-alcalina.

- Em termos gerais os basaltos, tipos mais abundantes na suíte, ocorrem em sucessão de extensos derrames de lavas maciças e amigdaloidais que se intercalam aos arenitos arcosianos do Grupo Jaibaras, os quais estão dobrados suavemente e falhados. Contudo, a tendência geral deste conjunto é formar camadas basculadas, ocasionalmente fraturadas, com mergulhos baixos a médios para E e SE. Na porção setentrional do gráben, os basaltos ocupam uma grande extensão areal e formam camadas que se destacam na topografia, com espessuras máximas na ordem de 350 m (Serrote do Madeiro, do Morro e São Maurício).

- A análise petrográfica dos diferentes tipos estudados, associados aos dados químicos de rochas e minerais revelaram afinidades alcalinas para os basaltos estudados. Petrograficamente os basaltos são rochas holocristalinas e hipovítreas e composicionalmente correspondem a basaltos alcalinos do tipo andesina-basaltos, olivina-basaltos, ilmenita-basaltos e traquibasaltos. Seus constituintes mineralógicos essenciais são plagioclásio (andesina) e titanaugita, e subordinadamente estão presentes álcali-feldspato, olivina, ilmenita, pirita, titanita e apatita.
- Do ponto de vista textural estas rochas apresentam grande variação de tipos, normalmente relacionados a determinada posição no leito do derrame, destacando rochas com texturas porfíricas, seriada, afírica, vitrofírica e amigdaloidal. Esta última, em geral, demarca zona superior dos derrames e está preenchida por minerais de baixa temperatura (clorita, zeólita, epidoto, quartzo, prehnita e carbonato).
- Quimicamente os basaltos caracterizam-se por apresentar altos teores de álcalis, TiO_2 e P_2O_5 e baixas razões Zr/TiO_2 e Nb/Y . O comportamento dos elementos traços nos diagramas de multi-elementos revela baixos valores de K e Rb e um relativo enriquecimento em Ba. O desenho geral das curvas é similar e mostra a homogeneidade composicional deste magmatismo. Os elementos terras raras apresentam, também, no diagrama de multi-elementos curvas de distribuição similares para todas as amostras analisadas nos diferentes setores do Gráben Jaibaras. O padrão destas curvas é inclinado com enriquecimento dos ETR leve em relação ETR pesados, leve anomalia negativa do Eu e razão $(\text{La}/\text{Lu})_N$ moderada a alta. A similaridade das curvas nestes diagramas sugere mesma filiação composicional para os basaltos estudados.
- Os riolitos nos dois setores estudados são derrames pouco expressivos e raros na suíte, em geral, formam camadas com espessuras em torno de 40 m, orientadas na direção NE-SW mergulhando para SE. As maiores expressões destas rochas ocorrem na localidade de Mumbaba e na estrada que liga Sobral a Jordão, onde as espessuras variam entre 150-200 m. São rochas porfíricas em que se destacam fenocristais de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato envoltos em uma matriz microcristalina felsítica, esferulíticas e com estruturas fluidais. Quimicamente são ricos em SiO_2 e álcalis, e apresentam baixas razões de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Nos diagrama de multi-elementos as duas amostras analisadas delineiam padrões similares. O comportamento dos ETR no diagrama de multi-elementos mostra anomalia negativa do Eu e enriquecimento do ETR leves em relação ao pesados, desenhando uma forte inclinação na curva, contudo os ETR pesados tendem a manter um padrão horizontal, mostrando ausência de fracionamento entre eles.

- As assinaturas geoquímicas dos basaltos e riolitos diferem completamente e sugerem origens distintas. Os basaltos alcalinos devem derivar do manto litosférico com probabilidade de contaminação crustal. Os riolitos, por outro lado, apresentam características de derivação crustal. Estudos isotópicos de Sm/Nd e Sr seriam necessários para evoluir na origem dessas rochas.
- A análise textural dos basaltos e riolitos permitiu interpretar que estas rochas, durante a sua evolução, tiveram um estágio de cristalização precoce em ambiente intratelúrico (alta temperatura à pressão confinante). Neste estágio o resfriamento foi lento e caracterizou-se pela cristalização precoce das fases que hoje são fenocristais. A ascensão do magma para a superfície provocou um resfriamento muito rápido resultando num desequilíbrio termal e composicional que gerou feições de reabsorção magmática em fenocristais.
- Os depósitos piroclásticos, halos de vesiculação e abundância de amígdalas nos vários níveis de derrames representam fases explosivas importantes e caracterizam um magmatismo subáreo, o que vem corroborar os estudos de Quadros *et al.* (1996).
- A Suíte Parapuí foi estabelecida através de um intenso vulcanismo durante a tectônica extensional de instalação da Bacia de Jaibaras no estágio rifte. Representa um magmatismo alcalino intracontinental com contribuição bimodal fundamentalmente de natureza basáltica e riolítica, em ambiente subáreo com efusões e explosões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; GAMA, Jr.T. 1989. Aspectos tectônicos da região de Martinópolis-Massapê-CE. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13. Fortaleza. *Atas...SBG*. p.265-267.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; GAMA, Jr.T.; HASUI, Y. 1988. O cinturão de cisalhamento do noroeste do Ceará. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...SBG*. v.2, p.20-23.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1993. Grábens eopaleozóicos do oeste cearense – considerações sobre as sequências lito-estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15. Natal. *Atas... SBG*. v.13. p.29-31.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8. Campina Grande. *Atas...SBG*. p.363-391. (Boletim, 6).
- BARD, J. P. 1980. *Microtextures de roches magmatiques et metamorphique*. Dordrecht, D. Riedel Publishing Co. 264p.
- BEST, M.G. 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. New York, W. H. Freeman & Co. 630p.
- CASTRO, N.A., JUNIOR, V.P., REIS NETO, J. 1994. Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Anais...SBG*. v.3, p.72-73.
- COBRA, R.Q. 1963. A Série Jaibaras. *Boletim Núcleo Pernambuco da SBG*, 1: 15-21.
- COSTA M.J.; FRANÇA, J.B.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGGA, I.F.; CRUZ, W.B.; HABEKOST, C.R. 1973. *Projeto Jaibaras*. Recife, DNPM/CPRM. 120p.
- COSTA M.J.; FRANÇA, J.B.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGGA, I.F.; HABEKOST, C.R.; CRUZ, W.B. 1979. *Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão- Projeto Jaibaras*. Brasília, MME/DNPM. 106p. (Série Geologia Básica, 11).
- COSTA, M.J.; LINS, C.A.C.; BACCHIEGGA, I.F. 1975. O Eo-cambriano e cambro-ordoviciano do nordeste do Ceará (Grupos Bambuí e Jaibaras). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7. Fortaleza. *Atas...SBG*. v.5. p.47-57.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London. George Allen & Unwin. 450p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock forming minerals vol.1, ortho-and ring silicates*. London, Longmans, Group Ltd. 528p.

- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *An introduction to rock forming minerals*. London. Longmans, Group Ltd. 528p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1972. *Rock forming minerals vol.1, ortho-and ring silicates*. London. Longmans, Group Ltd. p.77-112.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *The rock-forming minerals*. 2nd Edition. London. Logman Group Limited.. 696p.
- FETTER, A.H.; SANTOS, T.J.S.; NOGUEIRA NETO, J.A.; SCHMUS, W.R.V. 1995. Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do estado do Ceará- Resultados iniciais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16. Recife. *Atas...SBG*. v.2, p.70-85.
- FISCHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Review*, 1:287-298.
- FUJIMORI, S. 1990. *Composição química de rochas e suas aplicações*. Salvador. Centro Editorial e Didático da UFBA. 306p.
- GAUDETTE, H.E.; ABREU, F.A.M.; LAFON, J.M.; GORAYEB, P.S.S. 1993. Evolução transamazônica do cinturão de cisalhamento do noroeste do Ceará: Novas evidências geocronológicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15. Natal. *Atas....SBG*. v.13. p.317-319.
- GIESE, U. & BUHN., B. 1993. Early paleozoic rifting and bimodal volcanism in the ossa-morena zone of south west Spain. *Geologische Rundschau*, 83: 143-160.
- GORAYEB, P.S.S. & ABREU, F.A.M. 1989. A faixa de alto grau da região de Cariré-CE. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13. Fortaleza. *Atas...SBG*. p.182-184.
- GORAYEB, P.S.S. & COIMBRA, C.R. 1995. O zoneamento metamórfico termal ao redor do granito mucambo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16. Recife. *Atas...SBG*. v.1. p.336-340.
- GORAYEB, P.S.S. & SOARES, J.E.B. 1995. Os granitos fayalíticos de Mucambo-Ceará: Dados geológicos e considerações petrológicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16. Recife. *Atas...SBG*. v.1. p.270-273.
- GORAYEB, P.S.S. & NASCIMENTO, R.S. 1997. Rochas vulcânicas da suíte parapuí Bacia de Jaibaras-CE. Considerações geológicas e petrográficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17. Fortaleza. *Atas...SBG*. p.273-275. (Boletim, 15).

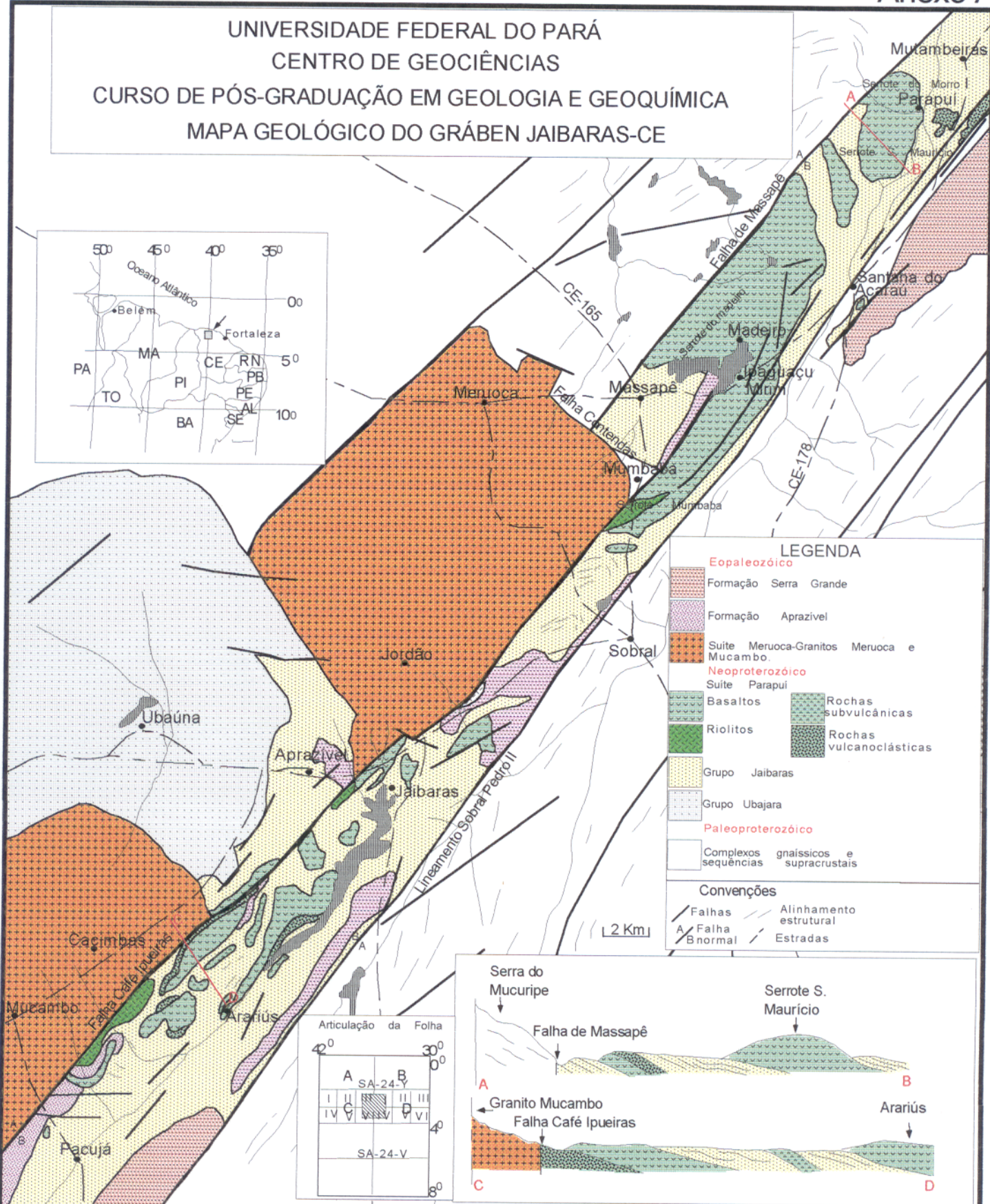
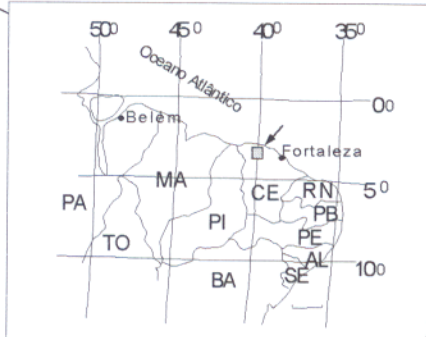
- GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; CORREA, J.A.M.; MOURA, C.A.V. 1988. Relações estratigráficas entre o granito meruoca e a sequência Ubajara-Jaibaras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...SBG*. v.6, p.2678-2688.
- GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M.; HASUI, Y. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no nordeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15. Natal. *Atas...SBG*. v.13. p.254-257.
- HAWTHORNE, F. 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. *Mineralogical Society of America. Reviews Mineralogy*, 9A: 1-102.
- KEGEL, W., SCORZA, E.T.; COELHO, F.C.T. 1958. *Estudos Geológicos do Norte do Ceará*. Rio de Janeiro, MME/DNPM/DGM. 46p. (Boletim, 134).
- LA ROCHE, H.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic using R₁-R₂ diagram and major element analysis: its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHIMID, R.; SORESEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R.; ZANETTIN, B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Recommendation of the International Union of Geological Sciences. Oxford, Blackweel Scientific Publications. 193p.
- LIMA, E.F. & NARDI, L.V.S. 1998. Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófitos esperssartíticos da associação shoshonítica de Lavras do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 113-124.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUIFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Logman Scientific & Technical. 148p.
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- MORIMOTO, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- NASCIMENTO, D.A. & GAVA, A. 1979. Novas considerações sobre a estratigrafia da Bacia de Jaibaras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9. Natal. *Atas...SBG*. v.7. p.14-29.
- NASCIMENTO, D.A.; GAVA, A.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. 1981. *Geologia da Folha SA-24 (Fortaleza)- Projeto RADAM*. Rio de Janeiro, MME/DNPM. v.21. p.23-212. (Levantamento de Recursos Minerais).

- NASCIMENTO, R.S. 1996. *Caracterização petrográfica das rochas vulcânicas das regiões de Parapuí, Massapê e Arariús-CE*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 70p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- NEVES, B.B.B. 1973. Elementos da geologia pré-cambriana do nordeste oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracajú. *Anais ... SBG*. V.2, p.105-128.
- NEVES, B.B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 198p. (Tese de Doutorado).
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1940. Geologia do Brasil. In: CONGRESSO CIENTÍFICO DE LISBOA. Ministério da Agricultura. 813p. (Ed. Comemorativa dos Centenários de Portugal).
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y e Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:33-47.
- PEARCE, T.H.; GORMAN B.E.; BIRKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and Intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36:121-132.
- QUADROS, M.L.E.S. 1996. *Estudo tectono-sedimentar da Bacia de Jaibaras, na região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, NW do Estado do Ceará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 134p. (Tese de Mestrado).
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Longman Group Ltd. 352p.
- SÁ, E.F.J.; HACKSPACHER, P.C.; NOGUEIRA, A.M.M.; McREATH, I.; LINS, F.A.; SRIVASTAVA, N.K.I. 1979. Observações sobre a estratigrafia e sequências ígneas da Bacia de Jaibaras, Nordeste do Ceará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 9. Natal. *Atas...SBG*. p. 30-38.
- SANTOS, F.J. & NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher. p.123-186.
- SANTOS, T.J. & HACKSPACHER, P.C. 1992. Geologia do grupo martinópole, noroeste do Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Anais...SBG*. v.1. p.298-299.

- SANTOS, T.J.S.S.; FETTER, A.H.; NOGUEIRA NETO, J.A., HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, R. 1998. Geochronology and geochemistry of the Médio Coreau domain NW Borborema Province. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...SBG*. p.29.
- SIAL, A.N. 1989. *Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos da meruoca e mucambo, Ceará*. Recife. Universidade Federal de Pernambuco. Centro de Tecnologia. Departamento de Geologia. 284p. (Tese apresentada para o concurso de professor-titular).
- SMALL, H. L. 1914. Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Ministério da Viação e Obras Públicas. Inspectoria de Obras Contra as Secas. Série I.D.. Geologia. Rio de Janeiro. 169p. (Publicação 32).
- STRECKEISEN, A. 1975. Classification and nomenclature of volcanic rock, lamprophyros, carbonatites and melilitic rock. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 134: 1-14.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publication, 42: 313-345.
- TORQUATO, J.R. 1995. A geologia do noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Revista de Geologia*, 8: 5-183.
- TORQUATO, J.R. & PEDREIRA, L.H.S.T. 1994. Considerações sobre a geologia de Granja-Martinópolis (CE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Anais...SBG*. v.3. p.239-240.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.N. 1970. *Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas*. Tradução de Ruy Ribeiro Franco. São Paulo. Polígono. 445p.
- WILSON, M. 1988. *Igneous petrogenesis*. London, Harper Collins Academic. 456p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and differentiation products using immobile. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. New York, Longman Scientific & Technical. 248p.

Anexo A

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
 CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
 CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA
 MAPA GEOLÓGICO DO GRÁBEN JAIBARAS-CE



LEGENDA

Eopaleozóico

- Formação Serra Grande
- Formação Aprazível
- Suite Meruoca-Granitos Meruoca e Mucambo

Neoproterozóico

- Suite Parapuí
- Basaltos
- Riolitos
- Grupo Jaibaras
- Grupo Ubajara

Paleoproterozóico

- Complexos gnáissicos e seqüências supracrustais

Rochas

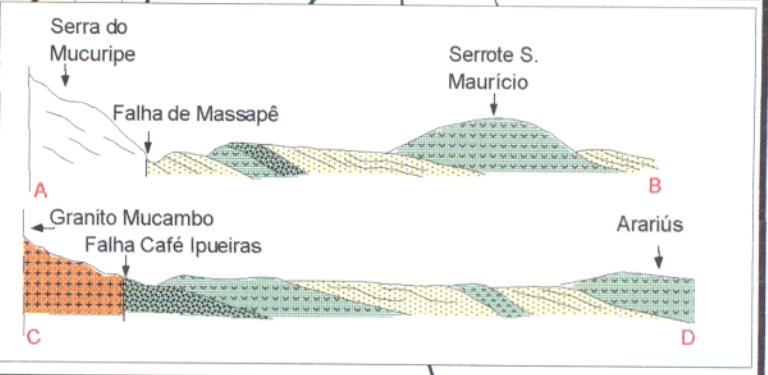
- subvulcânicas
- vulcanoclasticas

Convenções

- Falhas
- Falha A
- Falha B
- Alinhamento estrutural
- Estradas

Articulação da Folha

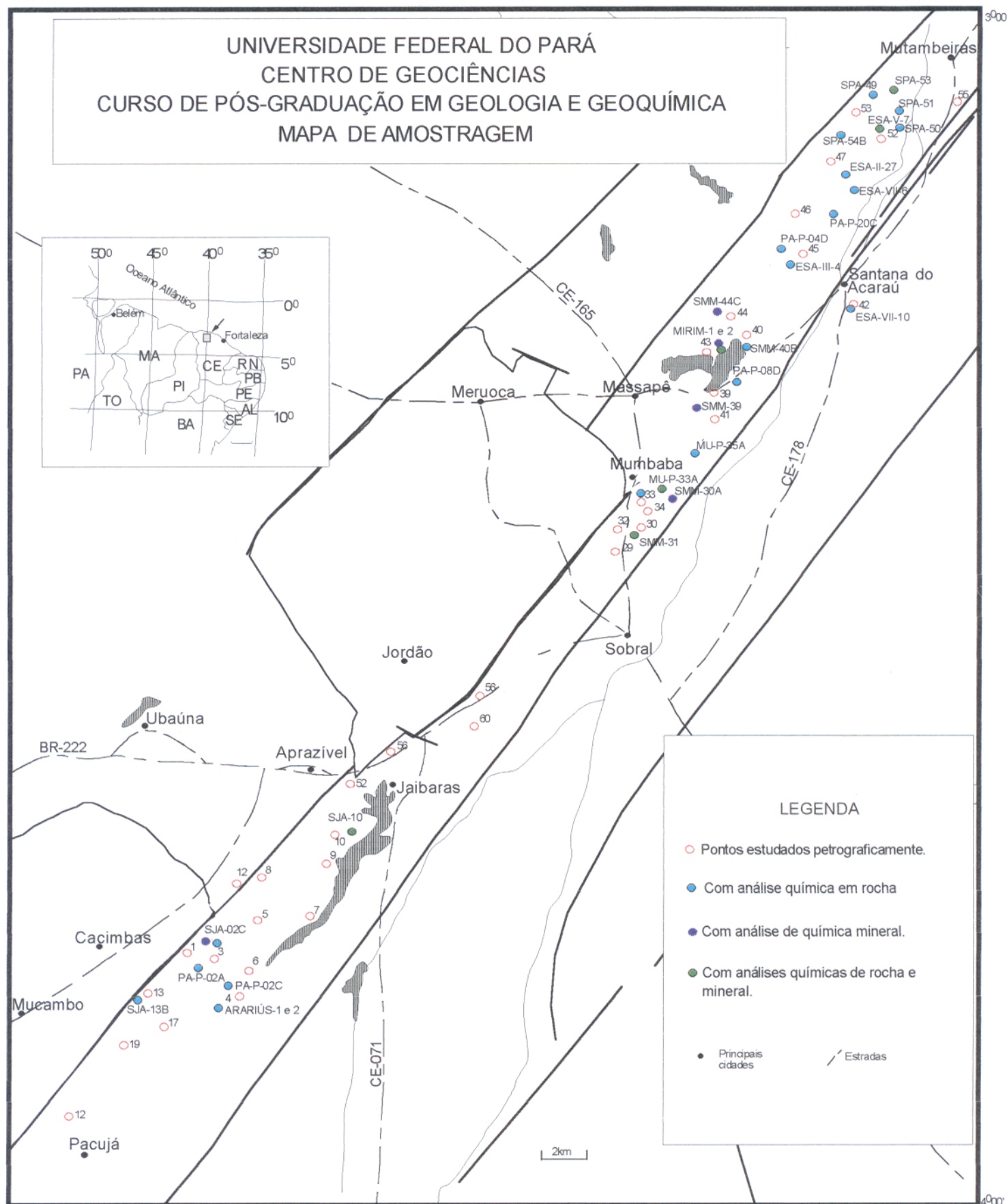
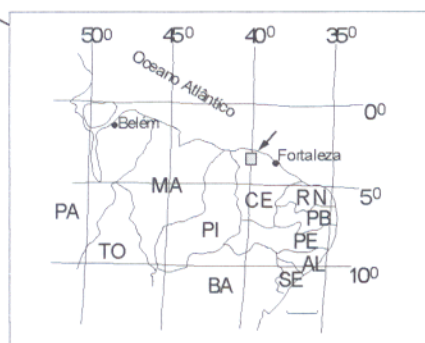
40°		30°	
A	SA-24-Y	B	
I	II	III	IV
V	VI	VII	VIII
SA-24-V			
40°		30°	



40°23' (Base cartográfica a partir dos mapas geológicos de Costa et al. 1979)

40°06'

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA
MAPA DE AMOSTRAGEM



LEGENDA

- Pontos estudados petrograficamente.
- Com análise química em rocha
- Com análise de química mineral.
- Com análises químicas de rocha e mineral.
- Principais cidades
- Estradas

ANEXOS