



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## **TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO (TCC)**

SUZANA CHAVES DE OLIVEIRA

# **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO MOSQUITO–BACIA DO PARNAÍBA–FORTALEZA DOS NOGUEIRAS E ESTREITO(MA)**

**GEOCIÊNCIAS**  
U F P A

BELÉM

2011

SUZANA CHAVES DE OLIVEIRA

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS  
VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO MOSQUITO–BACIA  
DO PARNAÍBA–FORTALEZA DOS NOGUEIRAS E  
ESTREITO (MA)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à  
Faculdade de Geologia da Universidade Federal do  
Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para  
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Rosemary da Silva  
Nascimento.

BELÉM

2010

SUZANA CHAVES DE OLIVEIRA

# **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO MOSQUITO–BACIA DO PARNAÍBA–FORTALEZA DOS NOGUEIRAS (MA)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à  
Faculdade de Geologia da Universidade Federal do  
Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para  
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

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

Banca examinadora:

---

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Rosemary da Silva Nascimento - Orientadora  
Doutora em Geologia e Geoquímica  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Dr. Régis Munhoz Krás Borges  
Doutor em Geologia  
Universidade Federal do Pará

---

Membro:  
Titulação:  
Instituição:

A minha mãe,  
Minha grande fonte de inspiração e força.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a Deus, por existir em minha vida, e ter me dado paz de espírito e força para superar os obstáculos.

A minha amada mãe Rosa Chaves, por todo amor, carinho, incentivo na minha vida, nos meus estudos e por ser meu exemplo de vida.

A minha querida irmã Juliane Chaves, por iluminar minha vida com o seu amor e carinho.

Ao meu noivo Aderson Linhares, por seu amor, incentivo e compreensão nos meus momentos de ausência.

Ao meu avô Manoel Chaves, a minha avó Raimunda Chaves e as tias Adelaide, Adarlete, Adarlene e Marluce Chaves, pelo importante apoio e confiança que dedicaram a mim.

A minha orientadora, Dr<sup>a</sup>. Prof<sup>a</sup>. Rosemery da Silva Nascimento, pela importante ajuda na elaboração desse trabalho, também pela amizade e confiança que depositou em mim.

Ao Projeto ANP/PRH-06/UFPA, pela concessão da bolsa de iniciação científica, de fundamental importância para a elaboração deste trabalho.

Ao Prof. MSc. Fernando Pina, pela disponibilidade e acesso aos relatórios e amostras da disciplina Estágio de Campo I.

Ao Prof. Dr. Afonso Nogueira, por sua colaboração na viagem de campo deste trabalho.

Aos Profs. Drs. Estanislau Luczynski e Vladimir Távora, pela amizade feita no decorrer do curso.

A Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Ana Maria Góes, por sua atenção e disponibilização de dados sobre a Bacia do Parnaíba.

Aos amigos da turma de geologia de 2006: Ana Claudia Sodré, Amanda Rocha, Ediane Batista, Eduardo Albuquerque, Marilucia Teixeira e Rose Assunção, pela grande amizade que nasceu.

Aos amigos Alan Campos, François Silva, Keila Sardinha em especial as minhas queridas amigas Gleicy Paixão e Mirlane Almeida, pela forte amizade que há entre nós, pelas boas horas de estudos e por todos os momentos divertidos que passamos juntas.

E a todos os professores da Faculdade de Geologia, pelos conhecimentos a mim transmitidos no decorrer do curso.

“O futuro pertence àqueles que acreditam na  
beleza de seus sonhos”

Eleanor Roosevelt

## **RESUMO**

A Formação Mosquito é constituída por derrames basálticos com intercalações de arenitos, de composição toleítica e correlacionáveis com o magmatismo Penatecaua das Bacias do Solimões e Amazonas. Os basaltos apresentam coloração escura, raramente com tons verdes, são afaníticos e apresentam amígdalas preenchidas por zeólitas, essas rochas seriam mais antigas e teriam se derramado durante a fase de deposição eólica da Formação Sambaíba. Vem sendo interpretada na literatura como reflexo da abertura do Atlântico. Esses basaltos possuem idades variando entre 110 e 215 Ma e podem ser associados a dois pulsos magmáticos principais, exibem idade Juro-Triássica.

Palavras – Chave: Formação Mosquito. Basaltos. Magmatismo Penatecaua.

## **ABSTRACT**

Mosquito Formation consists of basalt flows with interbedded sandstone, tholeiitic composition and correlated with magmatism Penatecaua Basins Solimões and Amazonas. The basalts have dark colored, rarely with green tones, aphanitic and are filled by zeolites have tonsils, these rocks were older and had been shed during the deposition of wind Sambaíba Training. Literature has been interpreted as reflecting the opening of the Atlantic. These basalts have ages ranging between 110 and 215 Ma and may be associated with two main magmatic pulses, exhibit age-Triassic swear.

Key - word: Formation Mosquito. Basalts. Magmatism Penatecaua.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 01- Mapa de localização de Fortaleza dos Nogueira e Estreito(MA) .....	15
FIGURA 02- Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba.....	17
FIGURA 03- Mapa de limites geológicos Bacias Parnaíba e Grajaú.....	19
FIGURA 04- Carta estratigráfica Bacia do Parnaíba.....	21
FIGURA 05- Estruturas do Ciclo Brasileiro.....	27
FIGURA 06- Mapa arcabouço estrutural.....	28
FIGURA 07- Estruturas de compartimentação.....	29
FIGURA 08- Esboço geral quebra continentes Sul-Americano e Africano.....	30
FIGURA 09- Datações radiométricas K/Ar.....	31
FIGURA 10- Correlação magmáticas Bacias Parnaíba e Amazonas.....	34
FIGURA 11- Afloramento de basalto.....	37
FIGURA 12- Contato discordante arenito/basalto.....	37
FIGURA 13- Vista geral dos derrames basálticos da Pedreira Zé Queiróz-Estreito-MA.....	38
FIGURA 14- Paredão de basaltos com fraturas.....	38
FIGURA 15- Basalto com porções escuras.....	39
FIGURA 16- Detalhe figura 15.....	39
FIGURA 17- Porção amigdaloidal localizada.....	40
FIGURA 18- Extensão horizontal dos derrames basálticos.....	40

FIGURA 19- Perfil esquemático da figura 18.....	41
FIGURA 20 A/B- Amostra de mão do Olivina-basalto amigdaloidal .....	43
FIGURA 21- Fotomicrografia do olivina-basalto amigdaloidal.....	43
FIGURA 22- Amostra de mão de olivina-basalto porfirítico.....	45
FIGURA 23- Fotomicrografia do olivina-basalto porfirítico.....	45
FIGURA 24- Amostra de mão de olivina-basalto.....	47
FIGURA 25- Fotomicrografia do olivina-basalto.....	47
FIGURA 26- Amostra de mão de diabásio.....	49
FIGURA 27- Fotomicrografia textura subofítica.....	50
FIGURA 28- Fotomicrografia cristais inequigranulares de augita.....	50
FIGURA 29- Amostra de mão de olivina-basalto com amígdalas localizadas.....	62
FIGURA 30- Fotomicrografia A/B aspecto textural e detalhes das amígdalas.....	53
FIGURA 31- Fotomicrografia amígdalas preenchidas por zeólita.....	53
FIGURA 32- Fotomicrografia de olivina-basalto vesicular.....	54



## SUMÁRIO

<b>1- INTRODUÇÃO.....</b>	<b>13</b>
1.1- APRESENTAÇÃO.....	13
1.2- OBJETIVOS.....	18
1.3- ATIVIDADES E METODOLOGIA DE TRABALHO.....	18
<b>2- CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARNAÍBA.....</b>	<b>19</b>
<b>3- GEOLOGIA LOCAL DA FORMAÇÃO MOSQUITO NA REGIÃO DE FORTALEZA DOS NOGUEIRAS E ESTREITO (MA).....</b>	<b>35</b>
3.1- PETROGRAFIA DOS BASALTOS AFLORANTES EM FORTALEZA DOS NOGUEIRA (PROJETO FORTALEZA DOS NOGUEIRAS-ESTÁGIO DE CAMPO I).....	42
3.2- PETROGRAFIA DOS BASALTOS AFLORANTES NA REGIÃO DE ESTREITO.....	48
<b>4- CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>55</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>57</b>
<b>ANEXO I.....</b>	<b>63</b>
ANEXO I- MAPA GEOLÓGICO.....	63
ANEXO II- FICHA PETROGRÁFICA PROJETO FORTALEZA DOS NOGUEIRAS-ESTÁGIO DE CAMPO I.....	65



## 1- INTRODUÇÃO

### 1.1- APRESENTAÇÃO

O presente texto corresponde ao Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) da Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da UFPA. Trata do evento magmático que ocorreu a cerca de 200 Ma atrás e deixou registros nos continentes que circundam hoje o Oceano Atlântico na forma de derrames, soleiras, *sills* e diques. No Brasil, em especial nas bacias de Solimões, Amazonas e Parnaíba (Pastana, 1999).

Na Bacia do Parnaíba estas rochas ígneas básicas possuem idades variando entre 110 e 215 Ma e podem ser associadas a dois pulsos magmáticos principais (Góes e Feijó, 1994), são individualizadas em duas unidades litoestratigráficas relacionadas a eventos magmáticos extrusivos, são elas as Formações Mosquito e Sardinha (Figura 02). Os basaltos da Formação Mosquito exibem idade Juro-Triássica e são correlacionáveis ao Magmatismo Penatecaua das Bacias do Solimões e Amazonas (Cunha, 1994). Os resultados de datações Ar-Ar e K-Ar para esses basaltos definiram dois grupos de idades: o primeiro assinalando idades de 149,5 a 87 M.a. e o segundo assinalando idades de 215 a 150 M.a. (Mizusaki *et al*, 2004).

A Formação Mosquito, definida por Aguiar (1969), objeto deste estudo nas ocorrências da região de Fortaleza dos Nogueiras e Estreito no Estado do Maranhão (Figura 01), é caracterizada por derrames basálticos intercalados com arenito, ocorre predominantemente na porção oeste da Bacia do Parnaíba e vem sendo interpretada na literatura como reflexo da abertura do Atlântico (Milani e Thomaz Filho, 2000).

As informações cartográficas, petrográficas e geocronológicas obtidas em trabalhos de pesquisa em escala regional nas últimas décadas da Formação Mosquito na Bacia do Parnaíba são em escala regional, a relação de campo, forma de ocorrência e análise petrográfica das rochas básicas em áreas como a região de Fortaleza dos Nogueiras e Estreito no Estado do Maranhão continuam imprecisas. Assim, este estudo reuniu informações cartográficas e amostragem da Disciplina Estágio de Campo I da Faculdade de Geologia realizado na região de Fortaleza dos Nogueiras e dados de campo da região de Estreito com destaque na Pedreira Zé Queiróz. A fim de individualizar diversos tipos petrográficos e avançar no entendimento da caracterização petrográfica e da natureza deste magmatismo.

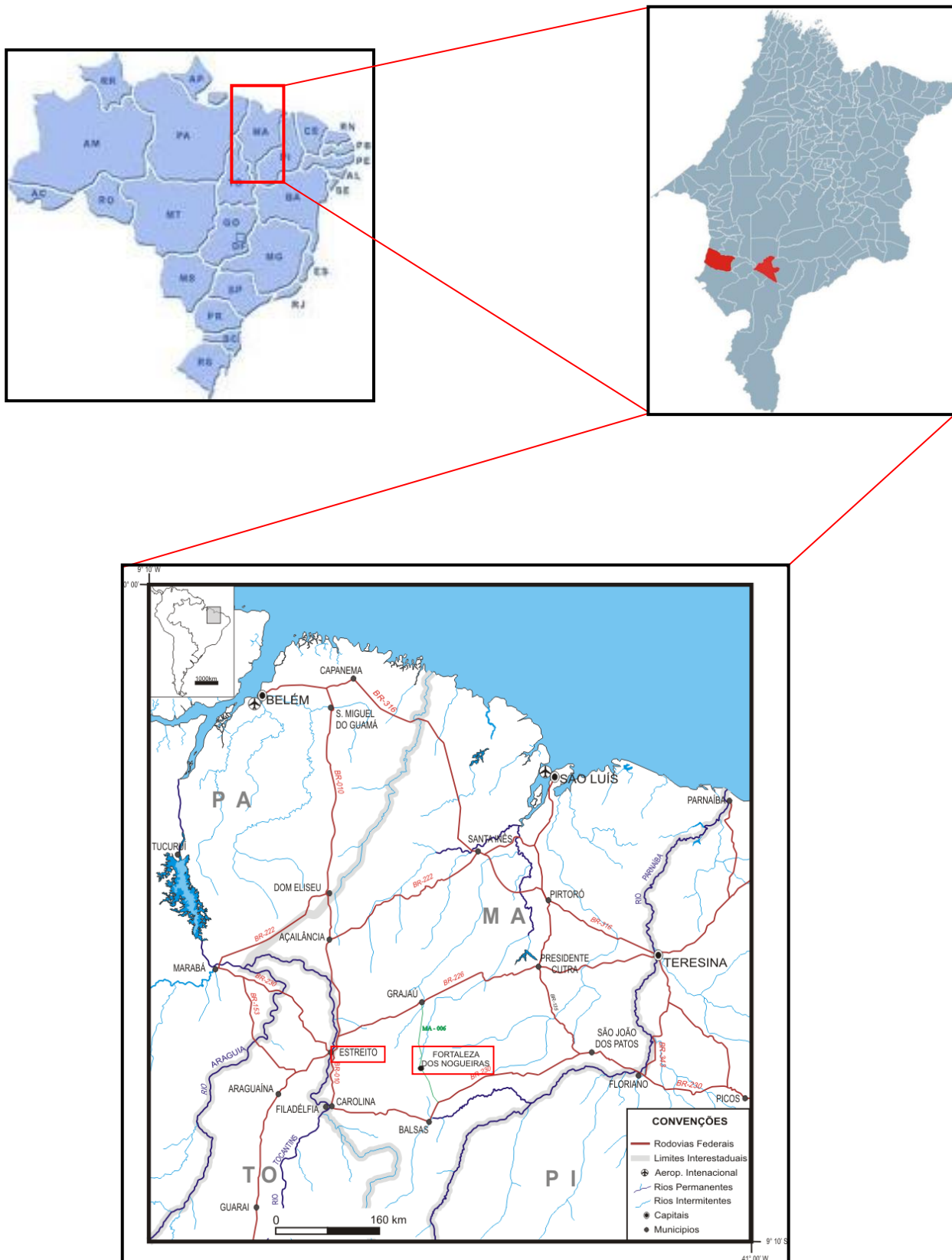
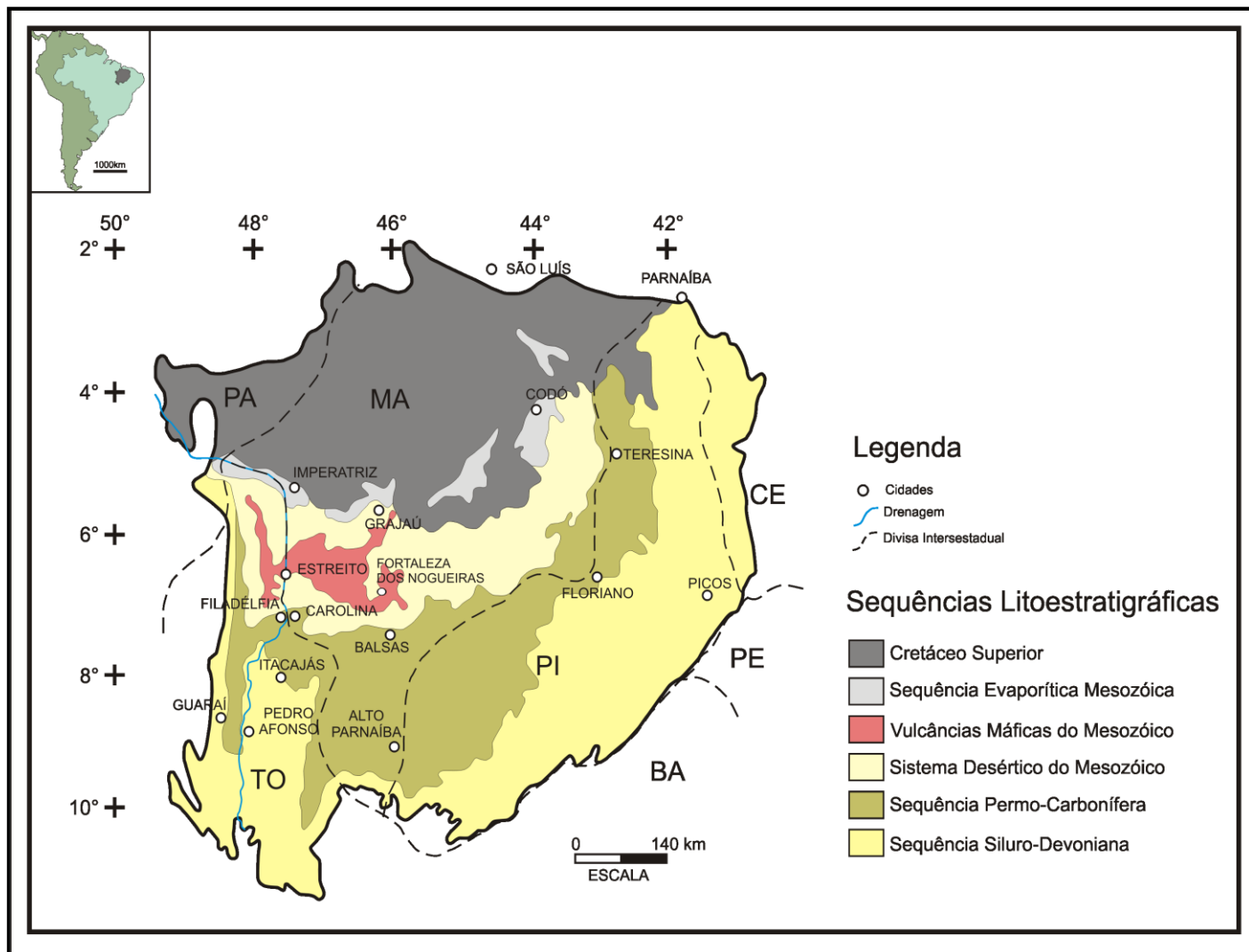


Figura 01: Mapa de localização do município de Fortaleza dos Nogueira (MA)





**Figura 02:** Mapa geológico simplificado da Bacia do Parnaíba, mostrando a ocorrência das rochas vulcânicas na Bacia do Parnaíba.

Fonte: Goés e Feijó (1994).

## 1.2- OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal individualizar tipos petrográficos de rochas básicas que ocorrem na região de Fortaleza dos Nogueiras e Estreito no Estado do Maranhão. Além de catalogar e organizar dados de campo provenientes da disciplina Estágio de Campo I, avançando para análise petrográfica detalhada das amostras de referida disciplina e com isso melhor entender a correlação dessas rochas com o magmatismo Penatecaua que ocorre na Bacia do Amazonas.

## 1.3- ATIVIDADES E METODOLOGIA DE TRABALHO

A metodologia envolveu pesquisas bibliográficas em artigos, revistas científicas e em relatórios da disciplina Estágio de Campo I ofertada na Faculdade de Geologia da UFPA, além de estudos laboratoriais envolvendo análises petrográficas das rochas vulcânicas básicas da Formação Mosquito. No período de 25 a 27 de janeiro de 2011 foi realizada uma etapa de campo na Pedreira Zé Queiróz na região de estreito, onde foi feita a coleta sistemática de amostras com descrição detalhada dos vários níveis de derrames.

Na análise petrográfica, foram confeccionadas 17 lâminas delgadas objetivando a identificação mineralógica, determinação da composição modal e textural, incluindo feições texturais e micro-Macestruturais indicativas de processos de cristalização magmática. Segundo os princípios e metodologia de Best (1982), Hyndman (1985) e Hibbard (1995) no estudo de rochas básicas.

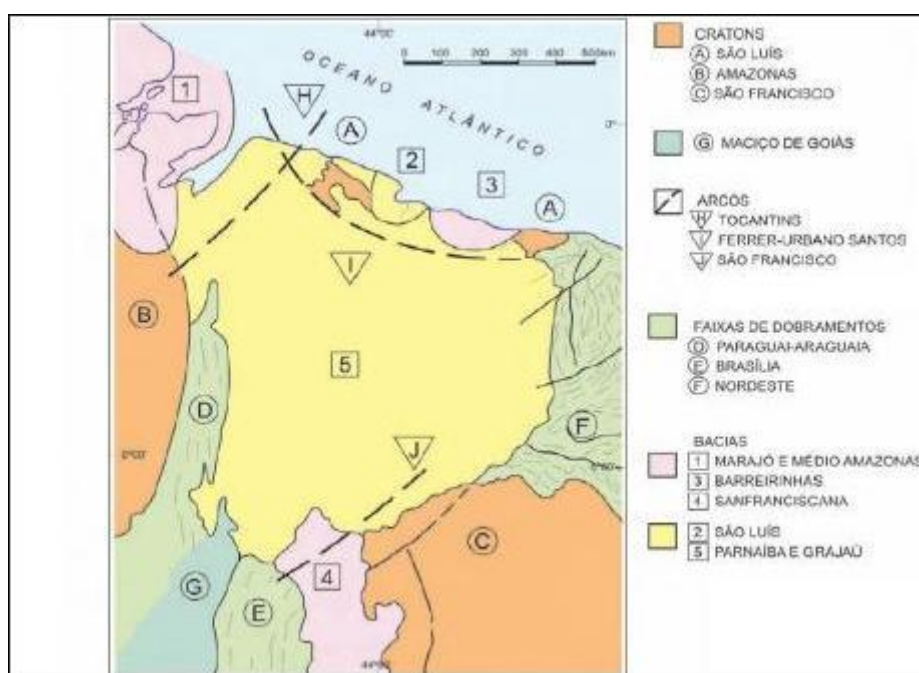
Na confecção do mapa geológico foram utilizadas imagens SRTM que foram digitalizadas com o uso dos *softwares* Arcgis 9.3 e Global Mapper 11.

## 2- CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARNAÍBA

### 2.1- LITOESTRATIGRAFIA

A Formação Mosquito está inserida no contexto geológico da Bacia do Parnaíba, ocupando uma área de cerca de aproximadamente 600 km<sup>2</sup> da porção noroeste do Nordeste brasileiro e, no depocentro, a espessura total de suas rochas atinge cerca de 3.500 m, abrange parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (Schobbenhaus, 1984).

Está limitada ao norte pelo Craton de São Luís; a oeste pelo Craton do Amazonas, faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia e maciço de Goiás; ao sul pela faixa de dobramentos de Brasília, e a leste pelo Craton de São Francisco e faixa de dobramentos Nordeste (Figura 03).



**Figura 03:** Mapa de limites geológicos das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.

Fonte: Rossetti (2001).

A Bacia do Parnaíba é uma bacia paleozóica intra-cratônica, com recobrimento de sedimentos Cretáceos e Terciários, desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o Estádio de estabilização da Plataforma Sul-

Americana (Almeida e Carneiro, 2004). O substrato da bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo, do Arqueano ao Ordoviciano, possivelmente predominem rochas formadas entre o final do Proterozóico e o início do Paleozóico, que corresponde ao tempo de consolidação desta plataforma.

Estruturas grabeniformes interpretadas no substrato da Bacia do Parnaíba, segundo Oliveira e Mohriak (2003), teriam controlado o depocentro inicial dessa bacia. Esses sítios deposicionais, ou riftes precursores da Bacia do Parnaíba, seriam correlacionáveis ao Gráben do Jaibaras e também a outros grábens, como o do Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema, que foram gerados num sistema de riftes do final do Proterozóico e início do Paleozóico.

Duas unidades sedimentares fazem parte do embasamento da Bacia do Parnaíba: a Formação Riachão, composta por grauvacas, arcósios, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos, seus depósitos imaturos são considerados de idade proterozóica média ou superior, por correlação com coberturas plataformais dos Cratons Amazônico e do São Francisco, e o grupo Jaibaras, aflorante no leste-nordeste da bacia, ocorre preenchendo calhas grabeniformes sugeridas por dados geofísicos.

De acordo com Vaz *et al* (2007), a sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da Bacia do Parnaíba pode se disposta em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, que são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas (Figura 04).

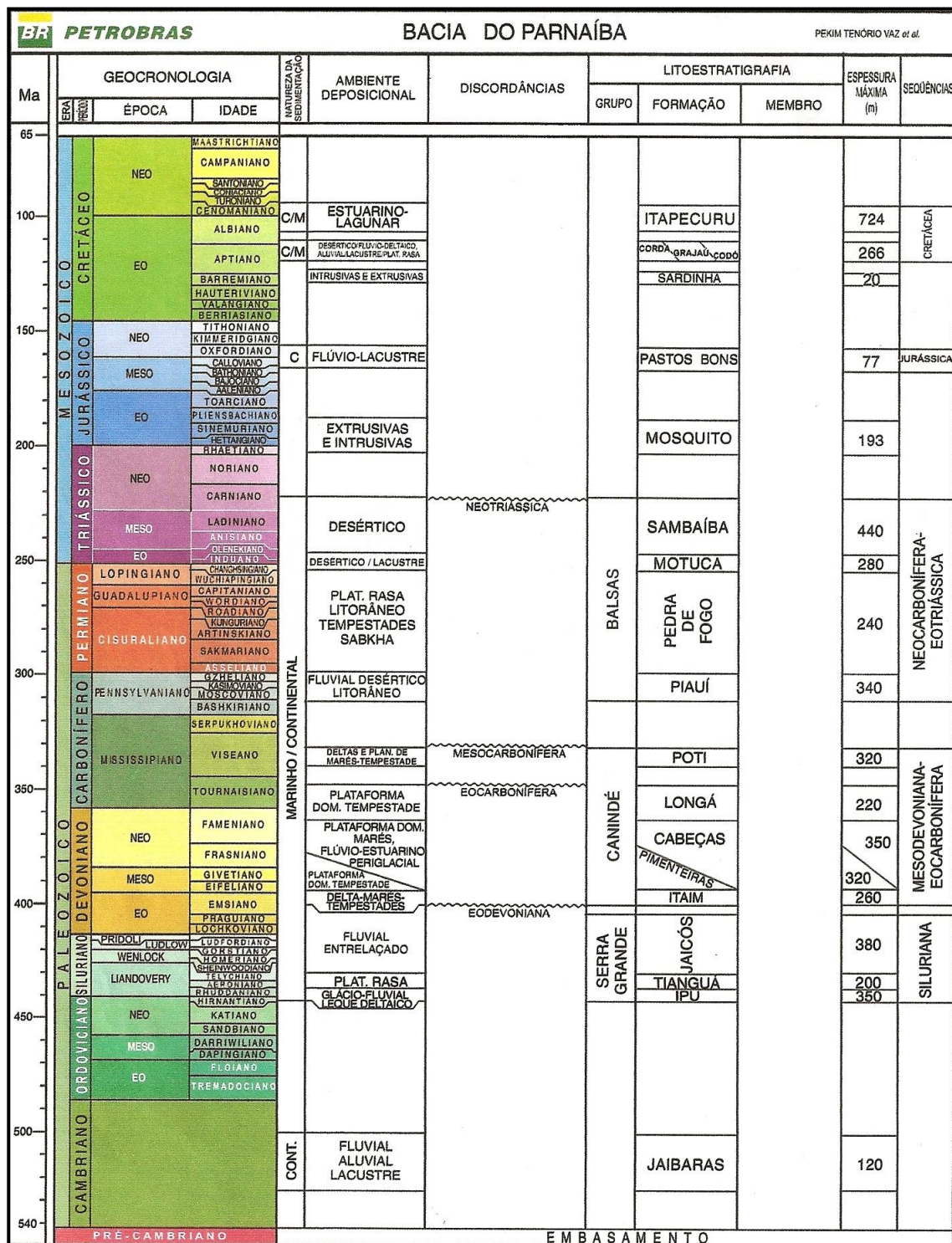


Figura 04: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. (Fonte: Vaz et al, 2007)

A configuração do registro sedimentar, segundo Vaz *et al* (2007), teve contribuição também da subsidência causada por estiramento litosférico, sobrecarga representada pelos depósitos que nelas se acumulavam e outros processos da dinâmica continental.

A Sequência Siluriana corresponde um ciclo transgressivo-regressivo completo, sua área de afloramento consiste de uma estreita faixa na extremidade leste da bacia, bordejada por rochas do embasamento, corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande reunindo as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós.

Na base do grupo, a Formação Ipu (Campbell, 1949), é composta por arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa e matações de quartzo e arenitos de fino a grossos. As rochas dessa unidade foram depositadas numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltáicos (Caputo, 1984).

A Formação Tianguá (Rodrigues, 1967) é composta por folhelhos cinza-escuro, bioturbados, sideríticos e carbonáticos, de arenitos cinza-claro, fino a médio, feldspático e de intercalações de siltitos e folhelhos cinza-escuros, bioturbados e micáceos, a deposição se deu em ambiente de plataforma rasa (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Jaicós (Plummer, 1946) é constituída por arenitos cinza com tonalidades claras, creme ou amarronzada, grossos, contendo seixo angulares e subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada ou lenticular (Caputo, 1984), depositados em sistemas fluviais entrelaçados (Góes e Feijó, 1994).

A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera está presente em quase toda a área abrangida pela bacia, seus estratos foram depositados discordantemente sobre a sequência mais antiga. Litoestratigraficamente corresponde ao Grupo Canindé reunindo as Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá, Poti.

A Formação Itaim (Kegel, 1953) é composta por arenitos finos a médios bem selecionados, na base dessa unidade são observados um maior número de

intercalações de folhelhos bioturbados. Seus sedimentos foram depositados em ambientes deltáicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestade.

A Formação Pimenteiras (Small, 1914) é formada por folhelhos cinza-escuro a pretos, esverdeados, em parte bioturbados, são radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia. São observadas intercalações de arenitos e siltitos, sua sedimentação aconteceu num ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades.

A Formação Cabeças (Plummer, 1946) é composta predominantemente por arenitos cinza-claros a branco, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Diamectitos ocorrem eventualmente e o maior freqüência na parte superior, foi depositado em ambiente plataformal sob a influência de correntes desencadeadas por processos de marés (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Longá (Albuquerque e Dequech, 1946) é formada por folhelhos cinza-escuro a pretos, em parte arroxeados, homogêneo e bioturbados, na sua porção média apresenta pacotes de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados e laminados (Lima e Leite, 1978), sua deposição ocorreu em ambiente plataformal dominado por tempestades (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Poti (Paiva, 1937) é composta por uma sucessão de estratos que pode se dividir em duas porções, a inferior constituída por arenitos cinza-esbranquiçados, médios e a superior composta por arenitos cinza, lâminas de siltitos e folhelhos com eventuais níveis de carvão (Lima e Leite, 1978), a deposição ocorreu em deltas e planícies de maré (Góes e Feijó, 1994).

A Sequência Neocarbonífera-Eotriássica marca mudanças estruturais e ambientais profundas na região ocupada da Bacia do Parnaíba, sob condições marinhas rasas e restritas houve uma sedimentação controlada por condições de aridez, responsáveis pela deposição de evaporitos e pela implantação de desertos no início e fim do ciclo de deposição. Litoestratigraficamente corresponde ao Grupo Balsas reunindo as Formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.

Lima e Leite (1978) dividiram a Formação Piauí Formação Piauí (Small, 1914) em duas sucessões: a inferior, composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Sua deposição ocorreu em ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas, em clima semi-árido a desértico (Lima e Leite, 1978).

A Formação Pedra de Fogo (Plummer, 1946) é caracterizada por uma grande variedade de rochas – sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e dolomito. Foram depositados em ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob ocasional influência de tempestade (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Motuca (Plummer, 1946) é composta por siltito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários, esse dois últimos, segundo Lima e Leite (1978), ocorrem sob forma de lentes delgadas nos pelitos. A Formação Motuca foi depositada em sistema desértico, com lagos associados (Góes e Feijó, 1994).

A Formação Sambaíba (Plummer, 1946) é composta por arenitos vermelhos a cor-de-rosa, creme-claro/esbranquiçado, em geral finos a médios, subangulosos a arredondados. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos caracterizam rochas de um sistema desértico, com contribuição fluvial.

A Sequência Jurássica é constituída apenas pela Formação Pastos Bons (Lisboa, 1914). A subsidência que culminou com essa deposição jurássica teve como origem o peso das rochas básicas da Formação Mosquito, que se somou ao da carga sedimentar então existente. O final dessa fase sedimentar teria sido uma consequência das atividades tectônicas concernentes à abertura do Atlântico Equatorial.

A Formação Pastos Bons podem ser divididos em três partes: na base predomina arenitos brancos ou com tonalidade esverdeada, amareladas, fino a médio. Na parte média ocorrem siltitos, folhelho/argilito cinza a verde, intercalados

com arenitos. A porção superior formada por arenito vermelho/cor-de-rosa, fino, gradando para siltito, contendo níveis de folhelho (Caputo, 1984), foi depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em clima semi-árido a árido.

A Sequência Cretácea os depocentros deslocaram-se da região central para as proximidades do extremo norte e noroeste da bacia, como reflexo da abertura do Atlântico. No caso dos depósitos marinhos, diferentemente das sequências anteriores, as transgressões e regressões provieram desse oceano, no estágio inicial de seu desenvolvimento. Litoestratigraficamente corresponde as Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

A Formação Corda é composta por arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito fino/fino e médios, seleção regular boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas, deduz-se que essa unidade foi depositada num sistema desértico.

A Formação Grajaú (Lisboa, 1914) é composta por arenitos creme-claro/esbranquiçado, creme-amarelado, médio a grosso, subangulosos a angulosos e mal selecionados.

A Formação Codó (Lisboa, 1914) é formada por folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenitos, são frequentes níveis de sílex e estromatólito. Tanto a Formação Grajaú quanto a Formação Codó foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltáico.

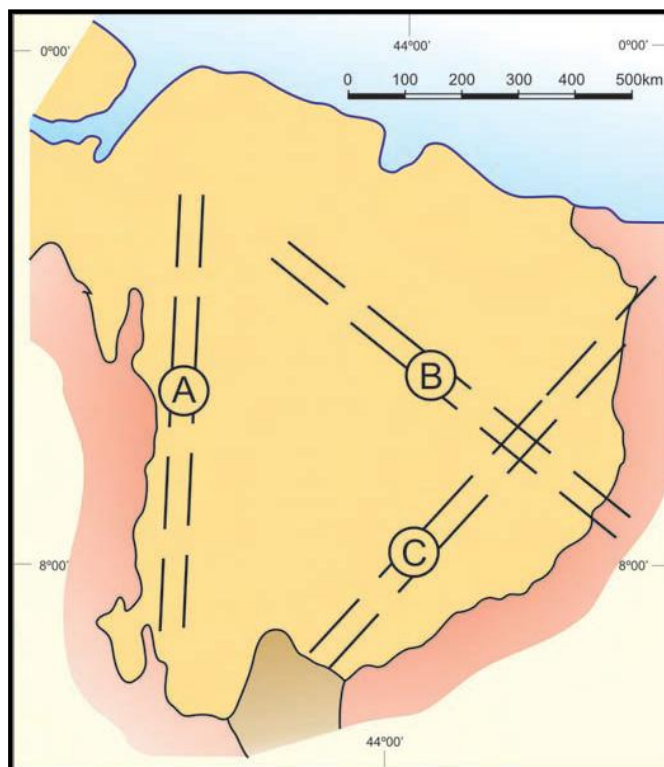
A Formação Itapecuru (Campbell, 1949) é composta por estratos arenosos e pelíticos correspondem a seis ciclos deposicionais atribuídos a sistemas de vales estuarinos. Os depósitos mostram uma natureza transgressiva, o litotipo mais freqüente o arenito fino, friável, com diversas estruturas, tais como estratificações cruzadas *swaley*, *hummocky*, acanalada, tabular.

Em um contexto mais amplo, a gênese dos depósitos das Formações Grajaú, Codó e Itapecuru estaria associada à movimentação tectônica ou ao processo de

separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo, ou seja, manifestaria a história do Oceano Atlântico nessa área (Rossetti *et al.*2001).

## 2.2- GEOLOGIA ESTRUTURAL DA BACIA DO PARNAÍBA.

As feições estruturais marcantes nesta bacia são os lineamentos Picos-Santa Inês, Tocantins-Araguaia e a zona de falha Transbrasiliana, muitas vezes estão diretamente relacionadas com eventos magmáticos que ocorreram ao longo do tempo geológico na Bacia do Parnaíba ( Fortes, 1978) (Figura 05).

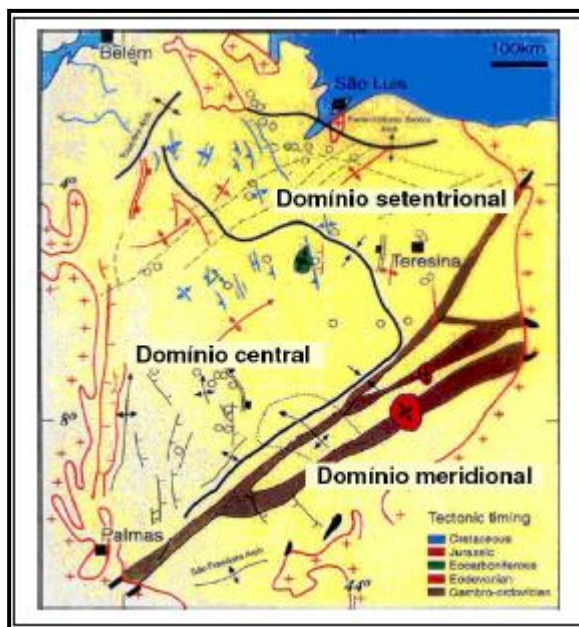


**Figura 05:** Estruturas do Ciclo Brasileiro de Compartimentação no Paleozóico: A- Lineamento Tocantins-Araguaia; B- Lineamento Picos-Santa Inês; C- Lineamento Transbrasiliano (Fonte: Fortes, 1978).

Divididos por áreas, o domínio setentrional é caracterizado pela presença de arcos regionais e abundantes falhas normais, enquanto no domínio central ocorrem estruturas relacionadas às intrusões ígneas. No domínio meridional foram interpretadas estruturas relacionadas à tectônica transcorrente (Petersohn, 2007) (Figura 06).

Os grandes lineamentos tiveram papel importante nos condicionamentos dos eventos subseqüentes, controlando a direção de deposição dos sedimentos mais jovens até o Carbonífero. Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros

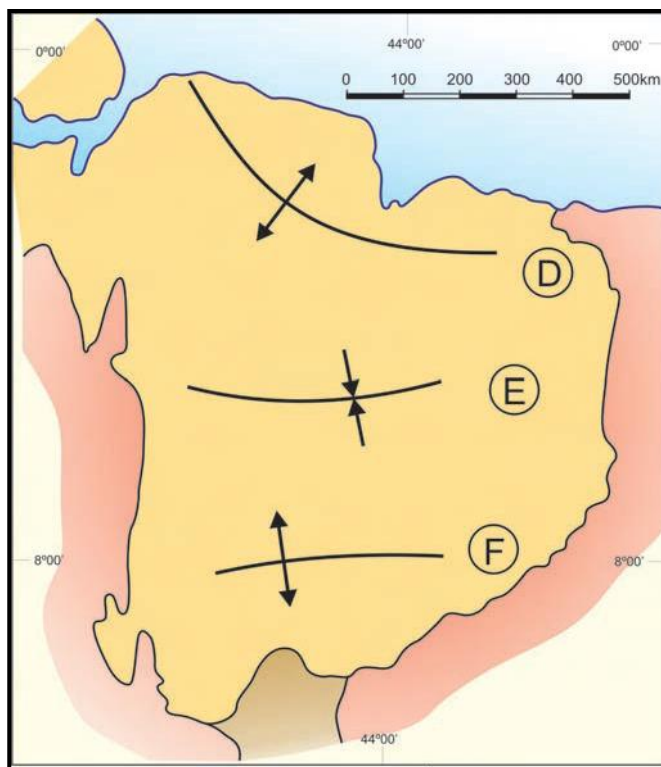
deslocaram-se para a parte central da bacia, a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise interior.



**Figura 06:** Mapa do arcabouço estrutural destacando os três domínios presentes na Bacia do Parnaíba (Fonte: Petersohn, 2007).

O Arco Ferrer-Urbano Santos, uma feição flexural positiva relacionada com a abertura, no Mesozóico, do Oceano Atlântico Equatorial, define o limite norte da Bacia do Parnaíba, onde o rifteamento do Atlântico quebrou a conexão então existente dessa imensa sinéclise com bacias análogas que atualmente, estão assentadas no noroeste da África (Milani e Thomas Filho, 2000; Góes, 1995) (Figura 07).

O contexto estrutural sempre é muito importante para o bom entendimento da história de uma bacia sedimentar, no caso da Bacia do Parnaíba, a atividade estrutural do Mesozóico, acompanhada por intenso magmatismo básico, merece destaque em função do papel desempenhado para a composição do sistema petrolífero.

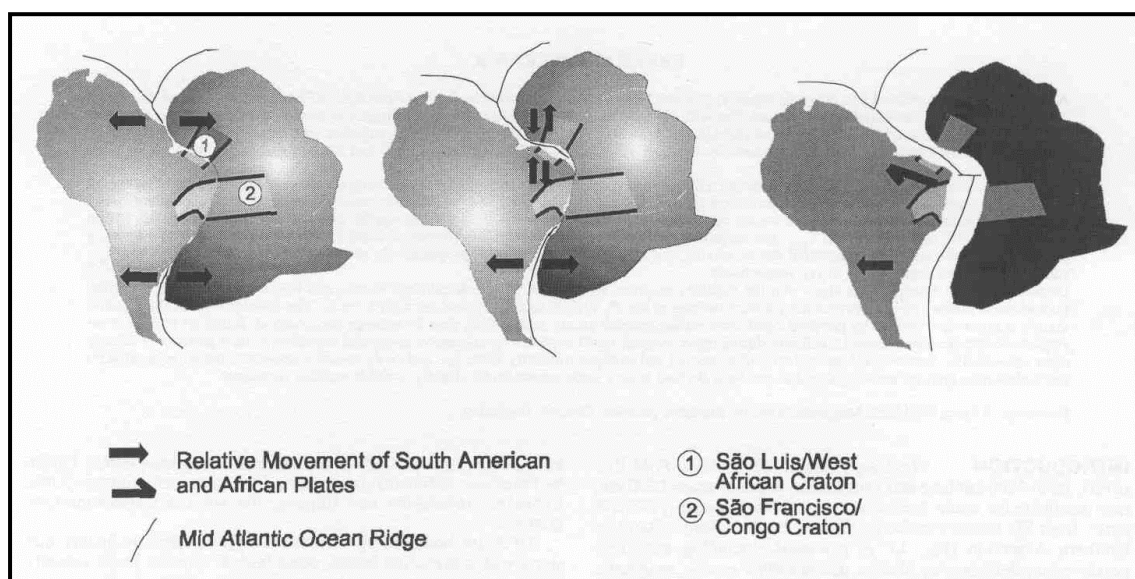


**Figura 07:** Estruturas de compartimentação na Bacia do Paraíba: D- Arco Ferrer-Urbano Santos; E- Anficlese de Xambioá; F- Alto do Rio Paraíba (Fonte: Góes, 1995).

### 2.3- MAGMATISMO NA BACIA DO PARNAÍBA

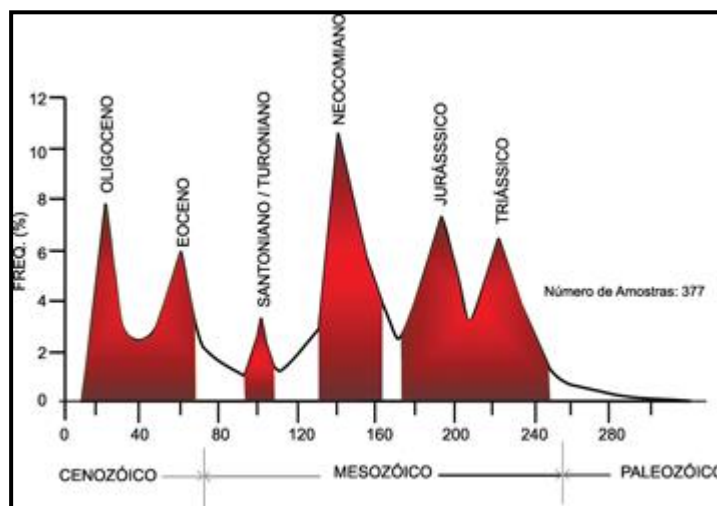
A ruptura do megacontinente Pangea estabeleceu no Brasil um novo estágio tectônico, o da Ativação, que levaria à abertura do Oceano Atlântico. Eventos distensionais, remobilização de falhas antigas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo básico caracterizaram essa etapa mesozóica na evolução da área que, posteriormente tornou-se o território brasileiro (Almeida e Carneiro, 2004, Zalán, 2004, Deckart, 1997).

O magmatismo, preferencialmente básico, que ocorreu nas bacias do Parnaíba, Paraná, Amazonas e Solimões teve início no Triássico (há cerca de 215 Ma), quando ocorreu o início da quebra continental entre os continentes Sul-Americano e Africano (Almeida 1986; Mizusaki, 1988; Thomaz Filho *et al.*2000) (Figura 08) . Esse magmatismo teve caráter intrusivo (diques e soleiras de diabásio) e extrusivo (derrames basálticos), encontra-se presente no sul da América do sul, dando início à abertura do oceano Atlântico sul, e na Bacia da Foz do Amazonas, dando início à abertura do Oceano Atlântico Norte. Além disso, a fragmentação do Godwana ocasionou a reativação e formação de sistemas de falhamentos e foi responsável também pelo magmatismo básico Penatecaua.



**Figura 08:** Esboço geral da quebra entre os continentes Sul-Americano e Africano evoluindo ao longo do tempo geológico (Fonte: Mizusaki, 1988).

Mizusaki *et al.*(1998) e Thomaz Filho *et al.*(2000), ao analisarem o rifteamento que causou a separação entre os continentes Sul-Americano e Africano, utilizaram os resultados de 337 datações radiométricas K/Ar de amostras de rochas básicas e alcalinas que ocorrem nas bacias sedimentares brasileiras para a elaboração do histograma na figura 09:



**Figura 09:** Datações radiométricas K/Ar das rochas básicas e alcalinas e a relação com o tempo geológico (Fonte: Thomaz Filho, 2000).

O histograma da figura 09 apresenta o ápice dos principais eventos magmáticos que atingiram as bacias sedimentares brasileiras: no primeiro evento (215 Ma -Triássico) e no segundo evento (180 Ma - Jurássico) houve ocorrência de dique e derrames de composição toleítica; no terceiro evento (130 Ma – Neocomiano) ocorreu derrames e diques de composição toleítica e intermediária; no quarto evento (80 a 90 Ma – Santoniano/Turoniano) predominam intrusões de composição básica a intermediária; no quinto evento (40 a 60 – Eoceno) e no sexto evento (idade inferior a 50 Ma – Eoceno ao Recente) ocorreram eventos sob a forma de cones vulcânicos de composição intermediária a alcalina.

Os dois grandes episódicos magmáticos do triássico e do Jurássico estão muito bem representados nas bacias paleozóicas do Solimões e do Amazonas, os eventos do Triássico, do Jurássico e do Neocomiano estão presentes na Bacia do Parnaíba.

Magmatismo com as mesmas características ocorreu até o Neocomiano (130 Ma), marcando o processo de rifteamento que deu origem às bacias marginais brasileiras e africanas e que se extravasou para as bacias do Paraná e Parnaíba e no continente africano, na Província Ígnea de Etendeka, na Namíbia (Siedner e Mitchell, 1976).

Nas bacias marginais ocorreram diques e derrames de rochas ígneas básicas de idades semelhantes intercaladas nos sedimentos depositados em ambientes continentais durante o estágio rifte dessas bacias.

Nesse contexto, na Bacia do Parnaíba acomodaram-se rochas ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas, de composição básica, as quais do ponto de vista estratigráfico foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito e Formação Sardinha.

Formação Mosquito foi o termo proposto por Aguiar (1971) para identificar derrames basálticos com intercalações de arenitos que afloram no rio homônimo, ao sul da cidade de Fortaleza dos Nogueiras (MA), Aguiar (1971) denominou Formação Sardinha a corpos de basalto, preto a roxo, mapeados entre as cidades de Fortaleza dos Nogueiras e Barra do Corda.

Estas rochas ígneas básicas possuem idades entre 110 e 215 Ma e podem ser associadas a dois pulsos magmáticos principais (Góes e Feijó, 1994). Os basaltos da Formação Mosquito exibem idade Juro-Triássica e são correlacionáveis ao Magmatismo Penatecaua das bacias do Solimões e Amazonas (Figura 10). Os resultados de datações Ar-Ar e K-Ar para esses basaltos definiram dois grupos de idades: o primeiro assinalando idades de 149,5 a 87 Ma, e o segundo assinalando idades de 215 a 150 Ma (Mizusaki *et al* 2004; Zalán, 2004)

As primeiras manifestações ígneas na Bacia do Parnaíba processaram-se na sua borda oeste, ao longo dos falhamentos Pré-Cambrianos que foram reativados provavelmente a partir do Triássico Médio. Segundo Resende (1971), esta reativação estaria relacionada às primeiras manifestações que precederam o rompimento dos continentes.

As manifestações ígneas posteriores, que tiveram lugar durante o Jurássico, corresponderiam a pulsações subseqüentes deste evento, com derrames basálticos e intrusões de diabásios se processando preferencialmente através dos fraturamentos desenvolvidos ao longo da borda oeste da bacia. O quadro evolutivo do magmatismo básico teria atuado de modo seletivo, com manifestações iniciais na Bacia do Amazonas e a seguir na Bacia do Parnaíba.

A fase do magmatismo principal da Bacia do Parnaíba, principalmente derrames durante o Jurássico, encontra correlação com as intrusões hipoabissais da Bacia Amazônica (2º ciclo), enquanto que na Bacia Paraná tais manifestações provavelmente apenas teriam começado de modo incipiente.

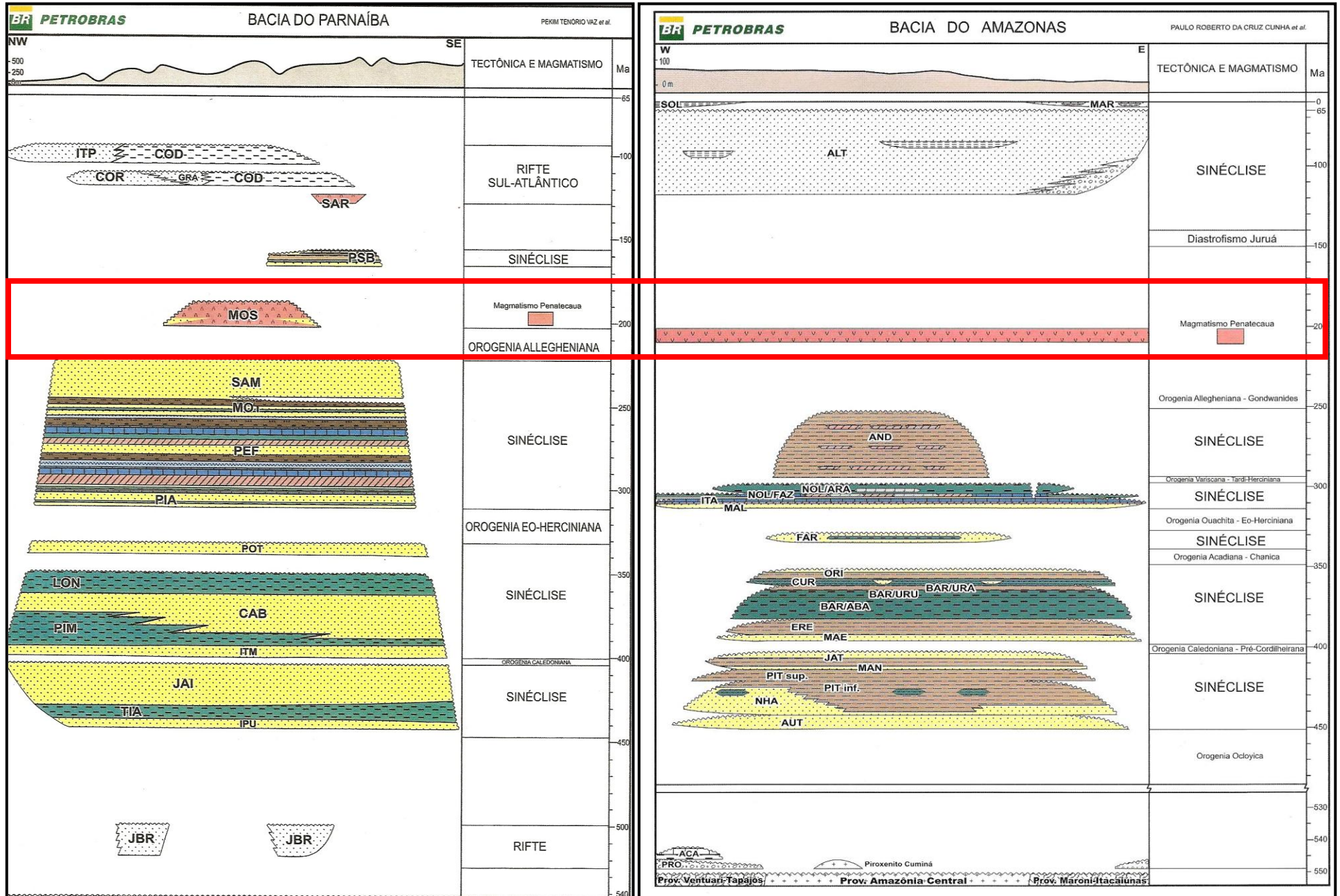


Figura 10: Cartas estratigráficas das bacias do Parnaíba e Amazonas. No destaque a correlação do magmatismo Mosquito com o magmatismo Penatecaua (Vaz et al, 2007; Cunha et al, 2007)

### **3- GEOLOGIA LOCAL DA FORMAÇÃO MOSQUITO NA REGIÃO DE FORTALEZA DOS NOGUEIRAS E ESTREITO (MA)**

Com base nos dados coletados nos relatórios de campo da disciplina Estágio de Campo I, a Formação Mosquito ocorre como derrames basálticos e diques de diabásio que afloram no Rio Mosquito, ao sul de Fortaleza dos Nogueiras (MA). São descritos cinco membros que compõem a formação: Basalto Inferior, Macapá, Basalto Médio, Tinguí e Basalto Superior. Os basaltos de modo geral correspondem a rochas de cor negra, cinza-escuro e cinza-arroxeadado, são homogêneos com níveis com estrutura amigdaloidal. As amígdalas são milimétricas a centimétricas, ocorrem envoltas em uma matriz afanítica e estão normalmente preenchidas por clorita, calcedônia e zeólita.

Os basaltos homogêneos são mineralogicamente formados por plagioclásio, augita, além de olivina e minerais opacos como acessórios e, quando alterados, desenvolvem estruturas características da esfoliação esferoidal. Estes basaltos apresentam-se sobrepostos a Formação Sambaíba em contato discordante caracterizado por uma superfície de erosão (Figura 11).

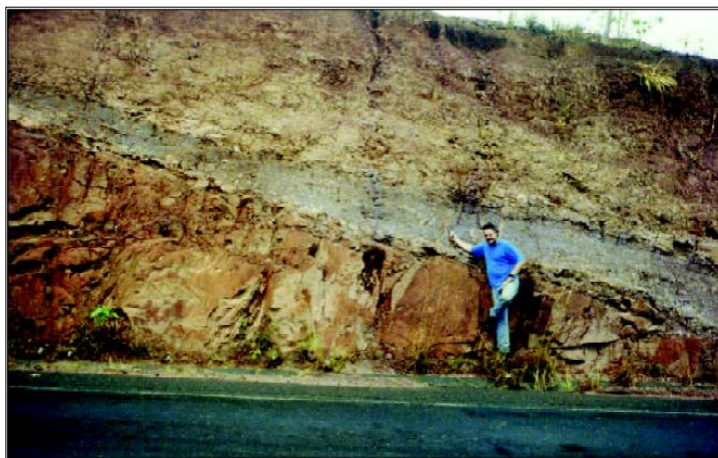
Com base nos dados dos relatórios da Disciplina Estágio de Campo I, na região de Fortaleza dos Nogueiras foi possível observar a ocorrência dos membros Macapá e Tinguí. Estes membros são constituídos por arenitos vermelhos, esbranquiçados e amarelados, com granulação variando de fina a grossa. Os grãos são angulosos a subangulosos, mal selecionados, alguns apresentam lentes de sílex e siltitos róseos com intercalações de sílex. Os membros Basalto Inferior, Médio e Superior são constituídos essencialmente por basaltos amigdaloidal, alguns apresentam-se intemperizados. São rochas de coloração cinza arroxeadado, textura amigdaloidal/vesicular e estrutura maciça e esferoidal (Figura 12).

Esses basaltos estão inclusos na unidade geomorfológica Chapadas do Meio-Norte, esta unidade geomorfológica é compartimentada em três níveis: nível superior (>400m), nível intermediário (entre 200 e 400m) e nível mais baixo (<200m). Os basaltos da Formação Mosquito na Região de Fortaleza dos Nogueiras correspondem aos níveis superior e intermediário, ou seja, formam topos

caracterizados por relevos tabulares de pequenas dimensões espaciais e delimitados por escarpas erosivas.

As rochas encaixantes são representadas por arenitos da Formação Sambaíba, apresentando coloração creme, com granulometria variando de média a grossa, estando em contato discordante erosivo com os basaltos. Assim como os basaltos, fazem parte da unidade geomorfológica Chapadas do Meio-Norte, onde correspondem ao nível geomorfológico mais baixo, com cotas inferiores a 200m.

Na região de Estreito, na Pedreira Zé Queiroz, os basaltos ocorrem como derrames de extensão horizontal (Figura 13, Figura 18), com vários pulsos magmáticos marcados por níveis centimétricos de basalto amigdaloidal intercalados com diabásio (Figura 17, Figura 19). São rochas de cor negra a cinza arroxeadas, com fraturas algumas vezes preenchidas por quartzo (Figura 14). No topo desta seqüência magmática foi observado um nível com enclaves centimétricos de basalto afanítico com bordas de reação envoltas numa matriz fina vesicular de lava basáltica (Figura 15, Figura 16).



**Figura 11:** Contato discordante entre arenito da Formação Sambaíba e basalto da Formação Mosquito. (Fonte: Arquivo SEPLAN)



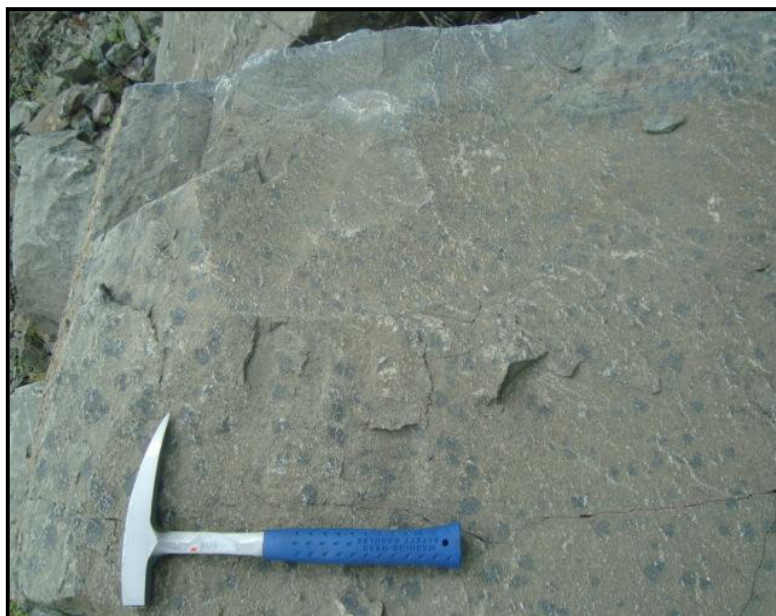
**Figura 12:** Afloramento de basalto da Formação Mosquito apresentando esfoliação esferoidal. Fonte: Arquivo SEPLAN.



**Figura 13:** Vista geral dos derrames basálticos da Formação Mosquito. Pedreira Zé Queirós – Estreito (MA)



**Figura 14:** Paredão de basaltos apresentando fraturamento. Pedreira Zé Queirós – Estreito (MA)



**Figura 15:** Basalto apresentando porções mais escuras de granulação mais grossa que o restante da rocha. Pedreira Zé Queirós – Estreito (MA).



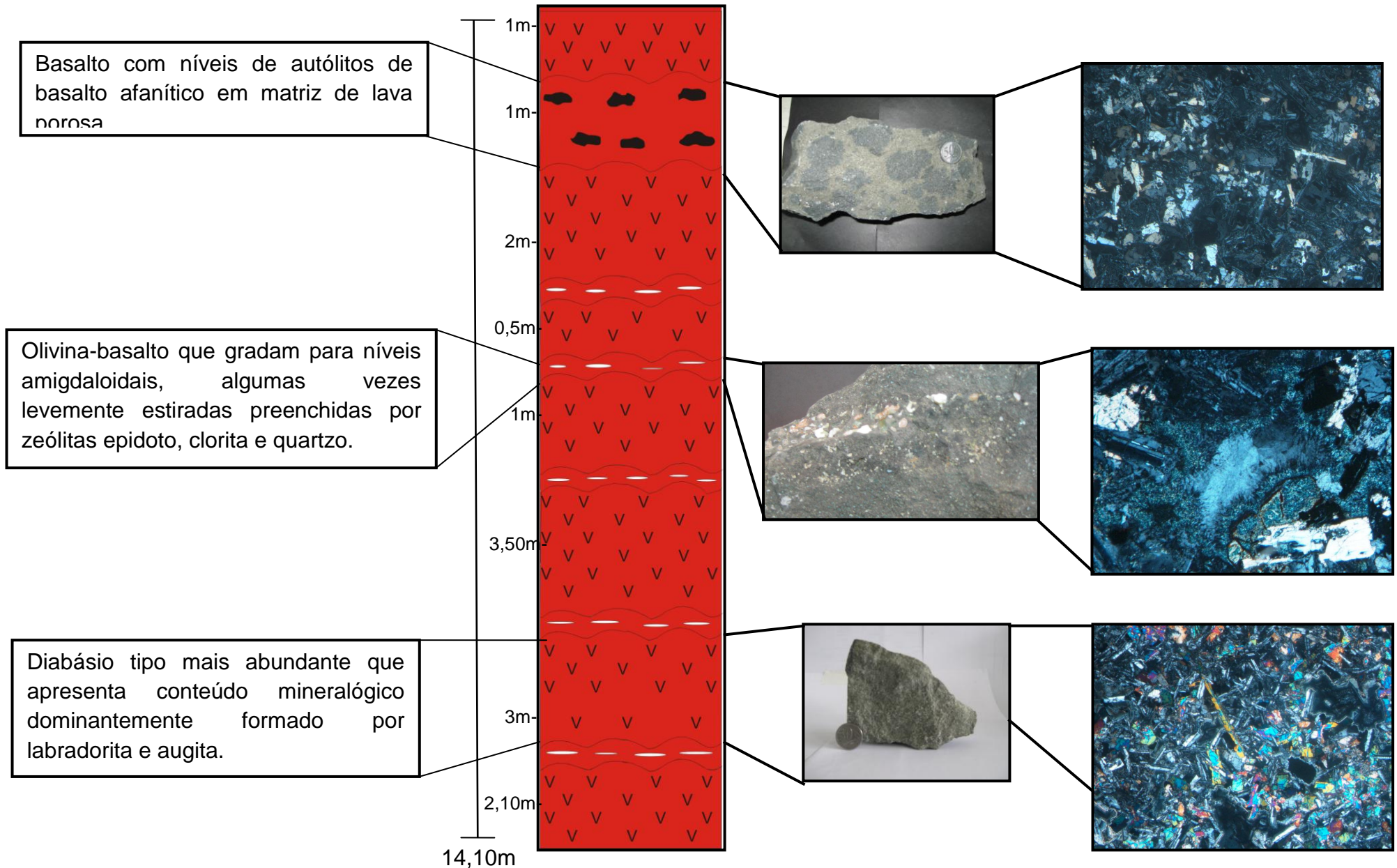
**Figura 16:** Detalhe das porções mais escuras presente no basaltos, observa-se que suas bordas não são regulares.



**Figura 17:** Porção amigdaloidal localizada. Pedreira Zé Queiróz – Estreito (MA)



**Figura 18:** Extensão horizontal do derrame basáltico, detalhe para a cobertura de solo acima dos basaltos. (Horizonte A).



**Figura 19:** Perfil esquemático da figura 18 das rochas básicas da Formação Mosquito que ocorrem na Pedreira Zé Queirós – Estreito (MA)

### 3.1- PETROGRAFIA DOS BASALTOS AFLORANTES EM FORTALEZA DOS NOGUEIRAS ( PROJETO FORTALEZA DOS NOGUEIRA – ESTÁGIO DE CAMPO I)

Do acervo da Disciplina Estágio de Campo I da Faculdade de Geologia da UFPA, foram realizadas a análise petrográfica em 10 amostras das rochas básicas que ocorrem amplamente na região de Fortaleza dos Nogueiras na forma de derrames e diques. Estas rochas possuem cor negra com tons cinza, com variações amigdaloidais e porfíricas. Com base em aspectos mineralógicos e texturais foram definidos três litotipos distintos: olivina-basalto amigdaloidal, basalto porfírico e basalto.

#### a) OLIVINA- BASALTO AMIGDALOIDAL

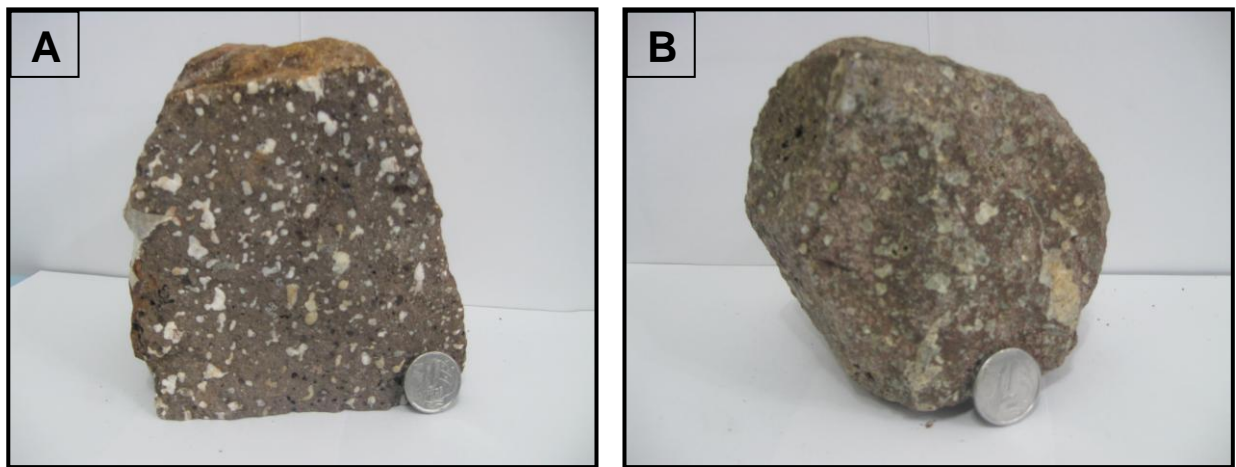
Rocha vulcânica de cor cinza-arroxeadado, apresentando amígdalas predominantemente de zeólitas e clorita envoltas em uma matriz de granulação fina (< 1 mm) (Figura 20). A trama textural predominante é amigdaloidal intergranular formada por cristais ripiformes de plagioclásio, do tipo labradorita com interstícios preenchidos por cristais de clinopiroxênio e olivina (Figura 21). Neste tipo petrográfico ocorrem como minerais essenciais plagioclásios e clinopiroxênio com 65% e 23% da proporção total da rocha, respectivamente. Olivina e minerais opacos ocorrem como varietais, com proporção modal de 10b% e 2%, respectivamente. A olivina está fortemente alterada para serpentina.

O plagioclásio é do tipo labradorita ( $An_{55}$ ), apresenta cristais equigranulares e subédricos, hábito prismático e maclamento albita-carlsbad e carlsbad. Frequentemente ocorrem alterações para epidoto e sericita..

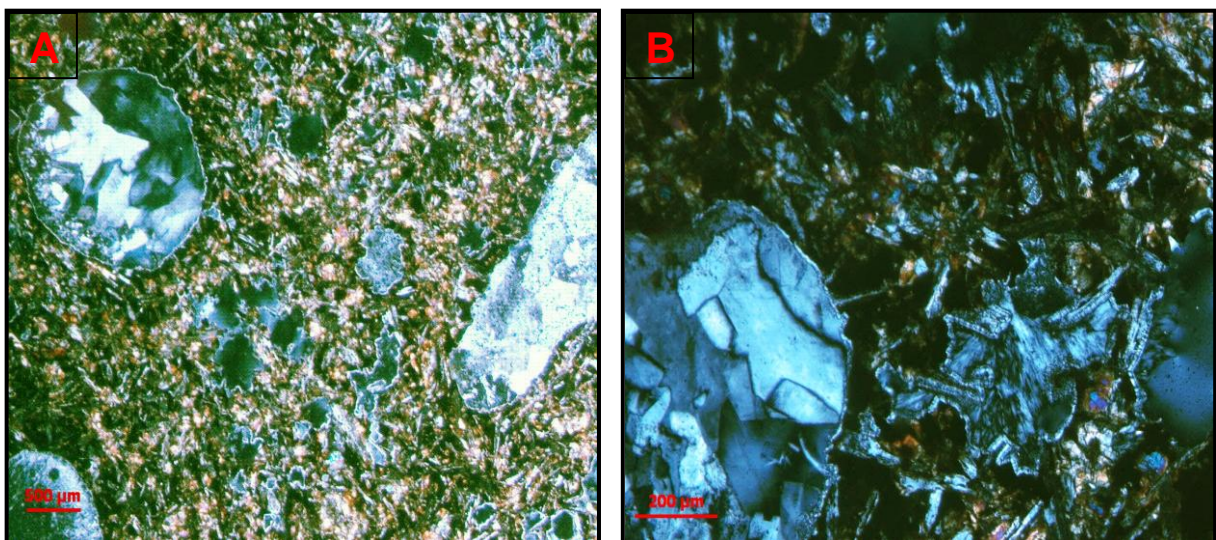
O clinopiroxênio é do tipo augita, apresenta cristais inequigranulares e subédricos, hábito prismático e ausência de pleocroísmo, em alguns cristais ocorre maclamento simples, seu ângulo de extinção é de  $38^\circ$  e sua birrefringência média é de -0.034. O ângulo  $2v$  é de aproximadamente  $40^\circ$  e seu

sinal ótico é positivo. Já a olivina ocorre como cristais inequigranulares e anedrais. Apresentam-se moderadamente fraturados e estão presente entre os plagioclásios, sua extinção é reta e a birrefringência média é de  $-0.040$ .

As amígdalas neste tipo petrográfico são preenchidas por zeólitas e clorita, algumas vezes em suas bordas há ocorrência de finos cristais de augita. Os minerais opacos ocorrem como cristais inequigranulares e anedrais, em geral associados aos piroxênios.



**Figura 20:** Amostras de Olivina-basalto amigdaloïdal provenientes da disciplina Estágio de Campo I na região de Fortaleza dos Nogueiras (MA) (Amostra PINA-05-A/B).



**Figura 21:** Fotomicrografias de Olivina-basalto amigdaloïdal destacando amígdalas preenchidas por zeólitas em matriz intergranular (A), com bordas regulares e irregulares (B)

## **b) OLIVINA-BASALTO PORFIRÍTICO**

Rocha vulcânica de cor cinza (Figura 22), com trama textural composta por duas populações de cristais com tamanhos distintos, fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio (1-3 mm) envoltos em uma matriz de granulação mais fina (< 1 mm) definindo um arranjo porfirítico (Figura 23).

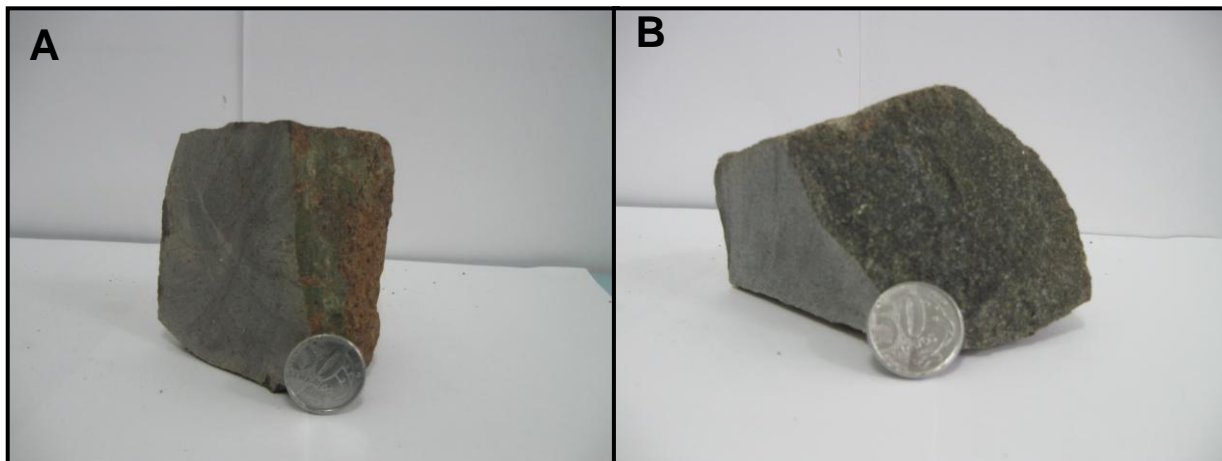
Em algumas amostras ocorrem cristais como aglomerados, definindo uma localmente textura glomeroporfirítica a proporção entre os fenocristais e a matriz é de 10% e 95% respectivamente. O arranjo textural da matriz é composto por cristais de clinopiroxênio e minerais opacos disposto entre os cristais de plagioclásio, definindo uma textura intergranular.

O conteúdo mineralógico é formado essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio com proporção modal de 70% e 24%, respectivamente. Olivinas e minerais opacos ocorrem como varietais, sendo a proporção modal de 3% e 2%, respectivamente, a fase secundária é representada por clorita e serpentina que ocorrem como minerais de alteração.

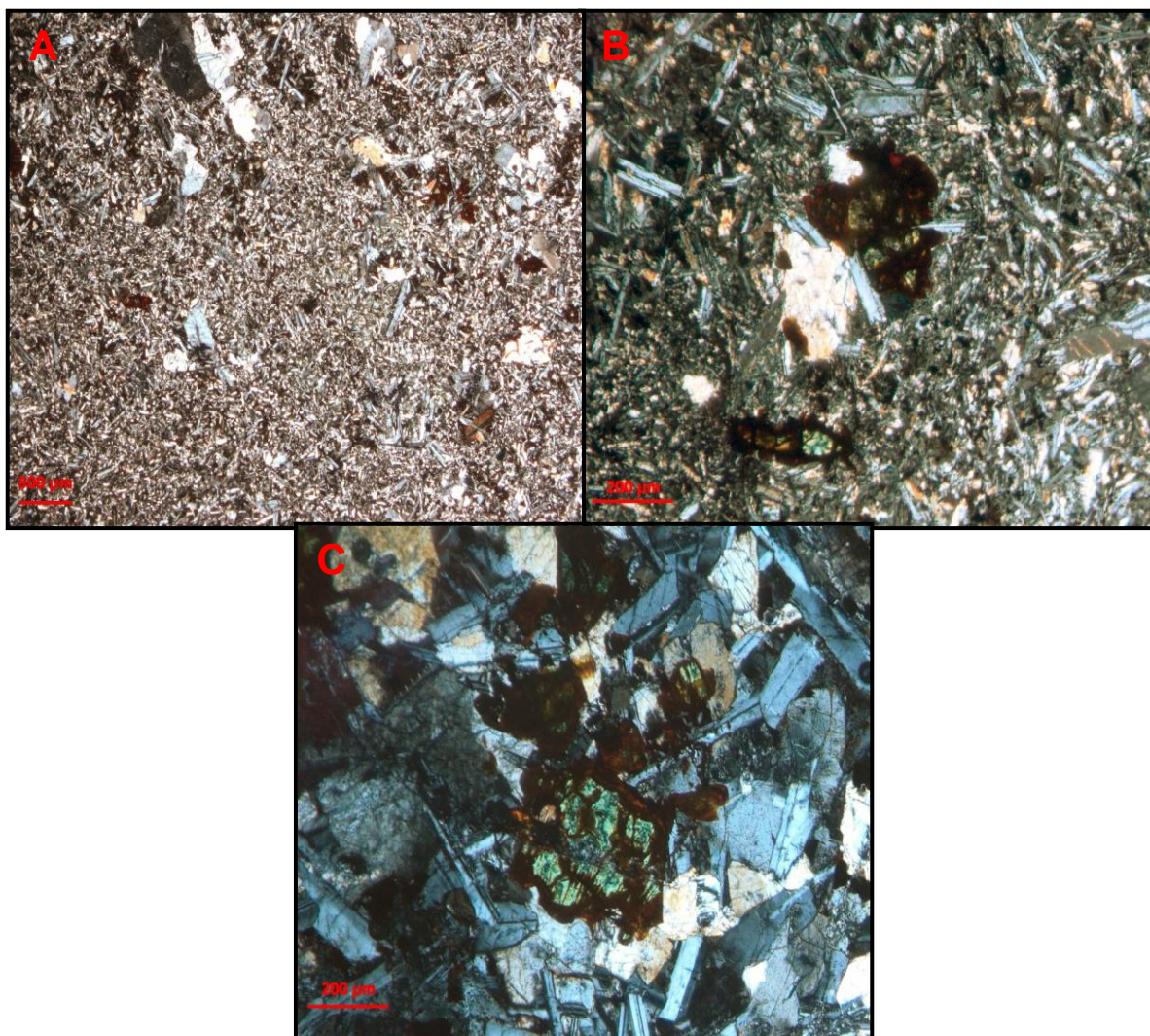
O plagioclásio, do tipo labradorita ( $An_{57}$ ), apresenta seus cristais na forma de ripas, são equigranulares e subédricos, hábito prismático e maclamento polissintético (albita-carlsbad). Em alguns cristais há alterações para sericita e epidoto.

O clinopiroxênio é do tipo augita e apresenta cristais inequigranulares e subédricos, hábito prismático e ausência de pleocroísmo, apresenta maclamento simples, seu ângulo de extinção é de  $40^\circ$  e sua birrefringência média é de -0.033. O ângulo  $2v$  é de aproximadamente  $61^\circ$  e seu sinal ótico é positivo.

Os cristais de olivina neste tipo petrográfico ocorrem como cristais inequigranulares e subédricos. Apresentam-se moderadamente fraturados e estão presente entre os plagioclásios. Sua extinção é reta e a birrefringência média é de -0.040 apresentam-se alterada para serpentina. Em relação aos aspectos genéticos desse litotipo.



**Figura 22:** Amostra de mão do Olivina-basalto porfirítico. A: amostra PINA-04; B: amostra PINA-01



**Figura 23:** Fotomicrografias do Olivina-basalto porfirítico: em A (2,5x) cristais de plagioclásio e augita imersos em uma matriz mais fina; em B e C (10X) detalhe do arranjo textural glomeroporfirítico.

### c) OLIVINA-BASALTO

Rocha vulcânica, de granulação fina (< 1 mm) cor cinza, com trama predominante intergranular e intersertal definida por cristais ripiformes de plagioclásio, do tipo labradorita, com cristais de clinopiroxênio e olivina, algumas vezes fortemente alterados para serpentina e indigita. (Figura 24).

A mineralogia é composta essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio com proporção modal de 70%, 25% respectivamente. Olivinas e minerais opacos ocorrem mais raramente como varietais, sendo a proporção modal de 3% e 2%, respectivamente. A fase secundária é representada por carbonato, clorita e serpentina que ocorrem como minerais de alteração.

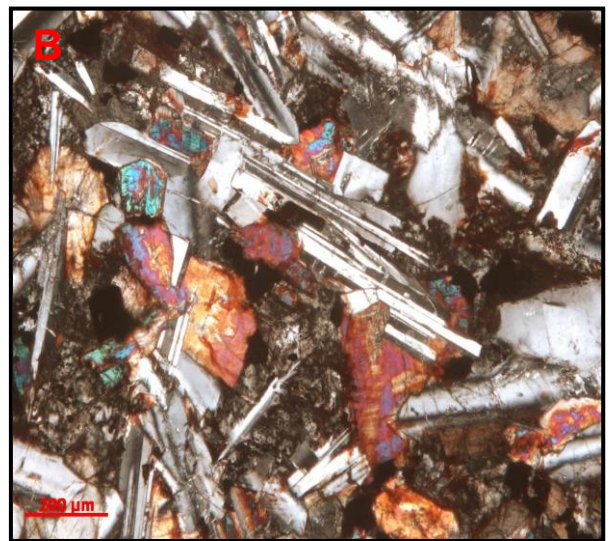
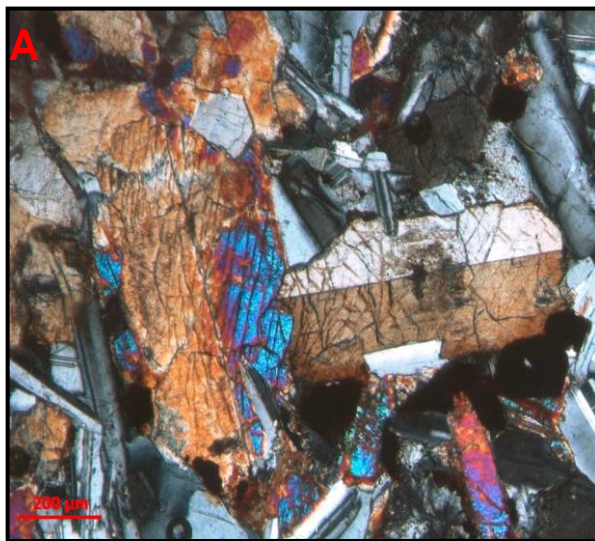
O plagioclásio, do tipo labradorita (An<sub>55</sub>), apresenta seus cristais na forma de ripas, são equigranulares e subédricos, hábito prismático e maclamento albita-carlsbad e carlsbad. Em alguns cristais há alterações para sericita, epidoto e carbonato.

O clinopiroxênio é do tipo augita e apresenta cristais inequigranulares e subédricos, hábito prismático e ausência de pleocroísmo (Figura 25), apresenta maclamento simples, seu ângulo de extinção é de 36° e sua birrefringência média é de -0.032. O ângulo 2v é de aproximadamente 60° e seu sinal ótico é positivo.

A olivina ocorre como cristais inequigranulares e subédricos. Apresentam-se moderadamente fraturados e estão presentes nos interstícios dos cristais de plagioclásios. Sua extinção é reta e a birrefringência média é de -0.040, em alguns cristais estão fortemente alterados para serpentina.



**Figura 24:** Olivina-basalto de cor negra proveniente do acervo da disciplina Estágio de Campo I (Amostra PSN-VII-15)



**Figura 25:** Fotomicrografias Olivina-basalto: em A (10x) cristais de augita apresentando maclamento simples (amostra PSN-VII-15), em B (10X) cristais de augita entre os cristais ripados de plagioclásio (amostra PSN-VII-15).

### 3.2- PETROGRAFIA DOS BASALTOS AFLORANTES NA REGIÃO DE ESTREITO, PEDREIRA ZÉ QUEIROZ

Na região de Estreito, na pedreira Zé Queiroz ocorre uma extensa soleira de rochas básicas, onde foram individualizados diferentes tipos petrográficos: diabásio, tipo petrográfico dominante, olivina-basalto, olivina-basalto amigdaloidal e basalto vesicular com autólitos que ocorre no topo da seqüência magmática. As análises petrográficas foram realizadas em 7 amostras da Pedreira Zé Queiroz representativas dos diferentes níveis do corpo vulcânico básico .

#### **a) Diabásio**

Rocha vulcânica de granulação média (1 a 5 mm), cor cinza, com trama textural predominante subofítica definida por cristais ripiformes de plagioclásio, parcialmente inclusos em cristais de clinopiroxênio e localmente ocorrem porções amigdaloidais (Figura 26).

A mineralogia é composta essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio com proporção modal de 65%, 30% respectivamente. Olivinas ocorrem e minerais opacos ocorrem como varietais, sendo a proporção modal de 3% e 2%, respectivamente.

O plagioclásio, do tipo labradorita ( $An_{54-56}$ ), apresenta seus cristais na forma de ripas, são equigranulares e subédricos, hábito prismático e maclamento albita-carlsbad e carlsbad.

O clinopiroxênio é do tipo augita e apresenta cristais inequigranulares e subédricos, hábito prismático e ausência de pleocroísmo (Figura 27), apresenta maclamento simples, seu ângulo de extinção é de  $36^\circ$  e sua birrefringência média é de  $-0.032$ . O ângulo  $2v$  é de aproximadamente  $59^\circ$  e seu sinal ótico é positivo.

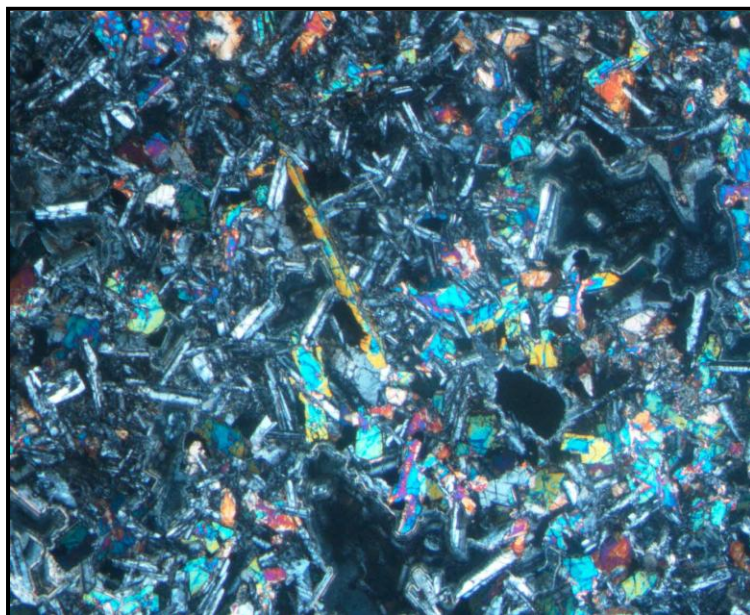
Os cristais de olivina ocorrem raramente como cristais inequigranulares e subédrico, são fortemente alterados para serpentina e indigita. Apresentam-

se moderadamente fraturados e estão dispostos entre os plagioclásios. Sua extinção é reta e a birrefringência média é de -0.040.

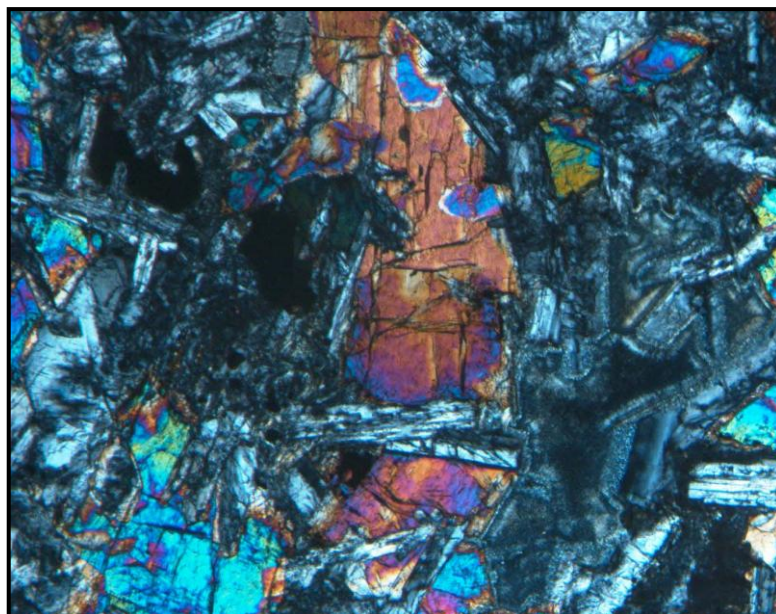
Neste tipo petrográfico foram observadas em algumas amostras foram observadas porções amigdaloidais com amígdalas preenchidas por zeólitas e epidoto.



**Figura 26:** Amostra de diabásio proveniente da Pedreira Zé Queiróz na região de Fortaleza dos Nogueiras(Amostra TSC/11-1-A).



**Figura 27:** Fotomicrografia do diabásio destacando textura subofítica (Amostra TSC/11-1-A).



**Figura 28:** Detalhe do cristal inequigranulares de augita com aspecto esquelético presente no diabásio (Amostra TSC/11-1-A).

## **b) Olivina-Basalto**

Rocha vulcânica, de granulação fina (< 1 mm) e cor cinza apresentando níveis que gradam para basalto amigdaloidal, caracterizado por amígdalas irregulares de epidoto, zeólita e quartzo envoltas em uma matriz afanítica (Figura 29), sugestivo de diferentes pulsos magmáticos. Contudo, a trama textural predominante é intersertal formada por cristais ripiformes de plagioclásio, do tipo labradorita, com cristais de clinopiroxênio e olivina .

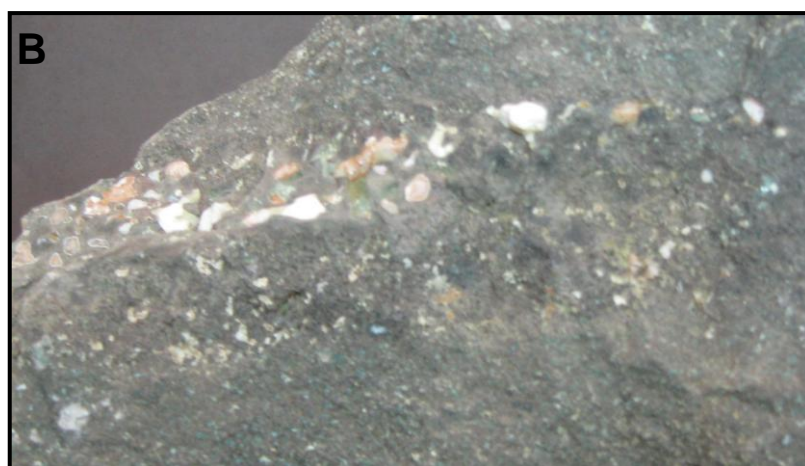
A composição mineralógica essencial é composta por plagioclásios e clinopiroxênio com 65% e 25% da proporção total da rocha, respectivamente. Olivina e minerais opacos ocorrem como varietais, com proporção modal de 8% e 2%, respectivamente (Figura 30, Figura 31). A clorita representa a fase secundária presente na lâmina.

O plagioclásio, do tipo labradorita (An 56), apresenta cristais em aspecto ripado, equigranulares e subédricos, hábito prismático e maclamento albita-carlsbad e carlsbad. Em alguns cristais há alterações para clorita.

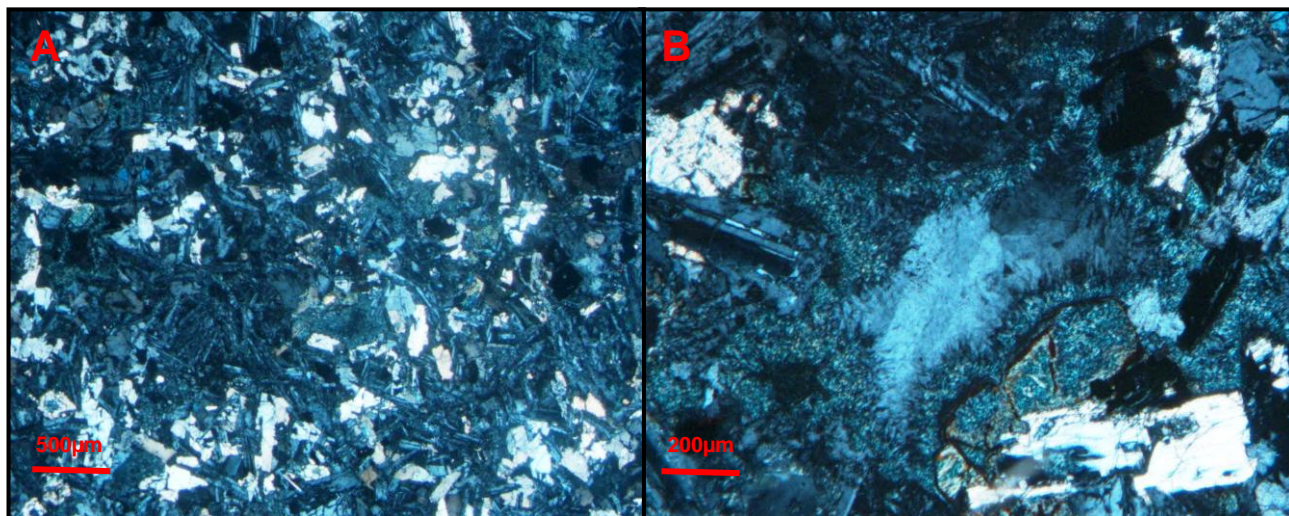
O clinopiroxênio é do tipo augita, apresentam cristais neutros, inequigranulares e subédricos, hábito prismático e ausência de pleocroísmo, em alguns cristais ocorre maclamento simples, alguns cristais apresentam aspecto esqueletal. Seu ângulo de extinção é de 38° e sua birrefringência média é de -0.03, o ângulo 2v é de aproximadamente 40° e seu sinal ótico é positivo.

A olivina ocorre como cristais inequigranulares e anedrais. Apresentam-se moderadamente fraturados e estão presente entre os plagioclásios, sua extinção é reta e a birrefringência média é de -0.040.

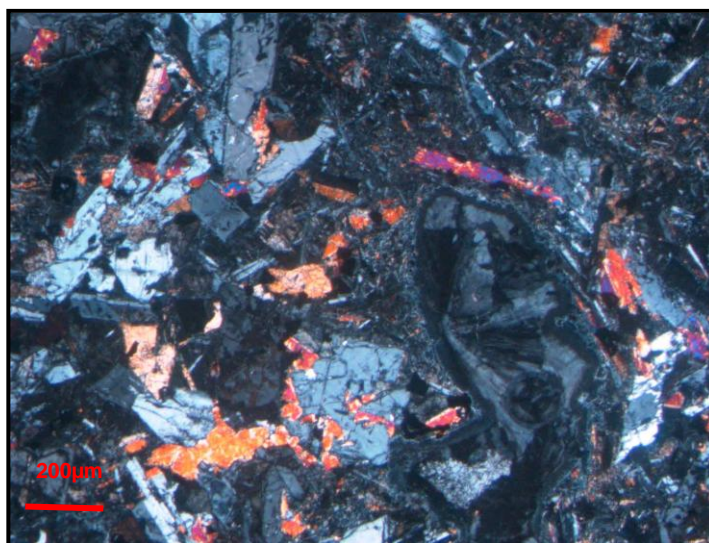
Os minerais opacos ocorrem como cristais inequigranulares e anedrais, freqüentemente associados aos piroxênios.



**Figura 29:** Em A: Olivina-basalto com porções localizadas de amígdalas; em B: detalhe das amígdalas. Amostra TSC/11-1-E



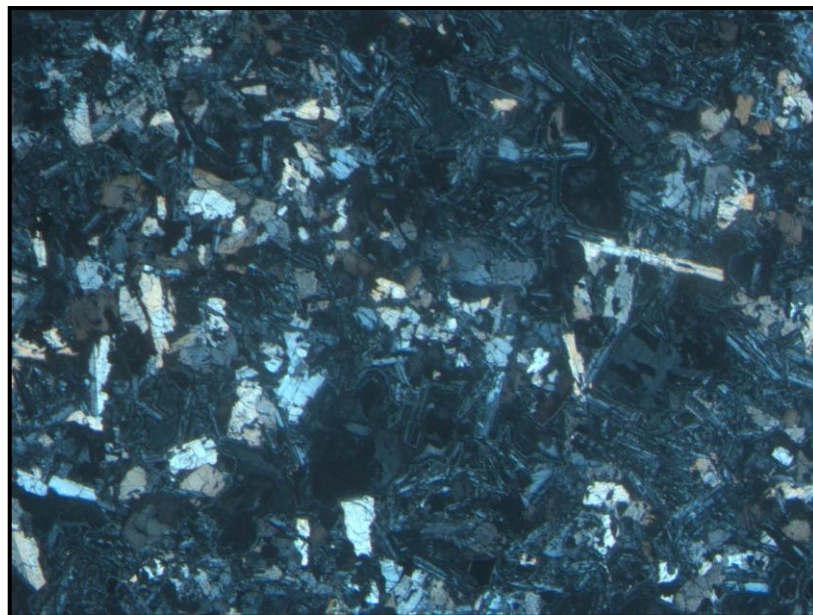
**Figura 30:** Fotomicrografias: Em A: aspecto textural intergranular do Olivina-basalto; Em B: Detalhe amígdala preenchida por zeólita, na borda são encontrados microcristais de cor verde (Amostra TSC/11-1-E)



**Figura 31:** Fotomicrografia de amígdala preenchida por zeólita envolta por cristais de augita (Amostra TSC/11-1-b).

### c) Olivina-Basalto Vesicular

Rocha vulcânica de cor cinza com abundância de autólitos irregulares de basalto afanítico envoltos em uma matriz de granulação fina (< 1 mm) com abundância de poros e vesículas. Neste tipo petrográfico, a matriz apresenta o conteúdo mineralógico predominantemente formado por plagioclásio e piroxênio fortemente alterados para clorita, epidoto, carbonato e sericita, cortado por veios e vênulas de quartzo. Apesar da alteração foi possível definir o plagioclásio do tipo labradorita ( $An_{54}$ ). Nos autólitos de basalto afanítico foi possível também observar a presença de microlitos de labradorita envoltos em matriz vítrea fortemente oxidada (Figura 32).



**Figura 32:** Fotomicrografia do Olivina-basalto vesicular (Amostra TSC/11-1-C).

#### 4- CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na região de Fortaleza dos Nogueiras e Estreito no Estado do Maranhão as rochas básicas da Formação Mosquito foram individualizados em olivina-basalto amigdaloidal, olivina-basalto porfírico, olivina-basalto vesicular e diabásios. De acordo Góes e Feijó (1994), essas rochas teriam se derramado durante a fase de deposição eólica da Formação Sambaíba. A mineralogia é essencialmente composta por plagioclásio do tipo labradorita ( $An_{55}$ ) com proporções variando entre 55% a 70% na rocha, o clinopiroxênio do tipo augita com proporções entre 20% a 25% e a olivina com proporções em torno 10% na rocha. As fases secundárias são epidoto, clorita, carbonato serpentina, indigita e sericita. Esta composição mineralógica está de acordo com magmas de afinidade toleítica descrita por Best 2003.

As rochas básicas que afloram na região de Estreito apresentam considerável extensão horizontal, são rochas de cor negra a cinza-arroxeadas, com ocorrência de níveis amigdaloidais sugerindo diversos pulsos magmáticos, as amígdalas são em geral marcadores de topo de derrame (Hibbard 1995). Já os diabásios são rochas de cor cinza e granulação média, provavelmente representam a porção mais interna do derrame, onde o resfriamento é mais lento. No topo desta seqüência magmática foi observado um nível de enclaves centimétricos de basalto afanítico com bordas de reação, envoltos em uma matriz fina, vesicular de lava de composição basáltica. Estes enclaves são autólitos que provavelmente representam porções preservadas de pulsos magmáticos iniciais que foram englobados por pulso magmático posterior e não foram totalmente assimilados pela lava rica em voláteis que deu origem a matriz fina e porosa que envolve hoje esses autólitos de basalto afanítico.

Os dados obtidos na petrografia das rochas básicas da Formação Mosquito na região de Fortaleza dos Nogueiras e Estreito no Estado do Maranhão são similares aos resultados das análises petrográficas das rochas básicas intrusivas encontradas na Região de Monte Alegre no Estado do Pará (Pastana 1999, Zalán 2004, Dutra *et al*, 2010), onde são descritos basaltos, olivina-diabásios e diabásios com afinidade toleítica com textural ofítica,

subofítica, intergranular e intersertal compostos essencialmente de labradorita , augita e pigeonita. Portanto, o Magmatismo Mosquito, pode ter iniciado há cerca de 215 Ma quando houve a quebra continental entre os continentes Sul-Americano e Africano. A fragmentação do Gondwana ocasionou a reativação e a formação de sistemas de falhamentos que foram responsáveis também pelo Magmatismo Penatecaua. Este mesmo magmatismo foi responsável pelas transformações da matéria orgânica em óleo e gás através do efeito térmico de suas rochas básicas.

Apesar de haver pouco volume de informações, interpretou-se que o efeito térmico das rochas básicas da Formação Mosquito, de idade Juro-Triássica, associado a processo de soterramentos foram de fundamental importância para a maturação dos folhelhos da Formação Longá e principalmente da Formação Pimenteiras. Contudo, só poderemos avançar nesta afirmação a partir de análises litoquímicas, isotópicas e análises de Carbono Orgânico Total (COT) em futuros estudos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, G.A. Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. 1971. São Paulo. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p. 113-122.

AGUIAR, G.A. **Bacia do Maranhão**: geologia e possibilidades de petróleo. Belém: PETROBRÁS, 1969. (Relatório Interno).

ALBUQUERQUE, O.R. & DEQUECH, V. Contribuição para a Geologia do meio-Norte, Especialmente Piauí e Maranhão. In: CONGRESSO PAN-AMERICANODE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA. 1946. Petropolis. **Anais**. v.3. p. 69-109.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Inundações marinhas Fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do continente sul-americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.

ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.

ALMEIDA, F.F.M. DE. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23. 1969. Salvador. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. v.2. p. 29-45. 1969.

ASMUS, H.E; PORTO, R.C. Classificação das Bacias Brasileiras Segundo a Tectônica de Placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. 1972. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 2. p. 67-90.

ÁVILA, R.M. **Reprocessamento de dado sísmico 2D da bacia do Parnaíba**. 2010. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

BAKSI, A.K.; ARCHIBALD, D.A. Mesozoic Igneous Activity in the Maranhão Province, Northern Brazil:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Evidence for Separate Episodes of Basaltic Magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*. P. 139-153. 1997.

BEST, M.G. **Igneous and Metamorphic Petrology**. Blackwell Publishing. USA. 2003.

CALDASSO, A.L. S; HAMA, M. Posicionamento Estratigráfico das Rochas Básicas da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. 1978. Recife. **Anais**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.2. p. 567-581.

CAMPBELL, D.F. Revised Report on the Reconnaissance Geology of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro: **CNP**, 1949. (Relatório Interno).

CAPUTO. M.V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basin of Brazil**. 1984. PhD Thesis - University of California, Santa Barbara, 1984.

CASTELO BRANCO, R. M. G; MARTINS, G.; OLIVEIRA, D. C.; CASTRO, D. L. Características gerais do quimismo mineral associado ao magmatismo kimberlítico na bacia sedimentar do Parnaíba. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2. 2002. Belém. Universidade Federal do Pará, 2002. p.78.

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

COX. K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. **The Interpretation of Igneous Rocks**. London. P. 176-196.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; BERTRAND, H. Age of Jurassic Continental Tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the Initial Opening of the Central Atlantic Ocean. **Earth Planet. Sci. Lett.** v. 150. p. 205-220. 1997.

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

DUTRA, A.C.S; NASCIMENTO, R.S; MOURO, C.A.V; GORAYEB, P.S.S. **Caracterização Petrográfica e Geoquímica do Magmatismo Penatecaua na Região de Monte Alegre - Pará**. 2010. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) – Universidade Federal do Pará, Belém. 2010.

FORTES, F. P. Geologia Estrutural e Tectônica da Bacia Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. 1978. Recife. **Anais**. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.1. p. 321-336.

GOÉS, A.M.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 57-68, jan./mar. 1994.

HIBBARD, M.J. **Petrography to Petrogenesis**. Prentice Hall. New Jersey. 1995.

HYNDMAN, D.W. **Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks**. McGraw-Hill. New York. 1985.

KEGEL, W. Contribuição para o Estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim Diversidade Geológica e Mineral. DNPM**. n. 141. p. 48. 1953.

LIMA, E.A.A.; LEITE, J.F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba: integração geológica metalogenética**. Relatório Final da Etapa III. Rio de Janeiro: MME/DNPM/CPRM, 1978. v. 12.

LISBOA, M.A.R. The Permian Geology of Northern Brazil. New Haven, Am. Jour. Of Sci. Ser. 4, V. XXXVII, n° 221. 1914.

MACKENZIE, S. W., YARDLEY, D.W.B. & GUILFORD, C. **Atlas of igneous rocks and their textures**. Longman Scientific & Technical. 1985.

MAITRE, R.W. **Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms.** 2<sup>nd</sup> Edition. Cambridge. 2002

MILANI, J.C.; THOMAS FILHO, A. Sedimentary Basy of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. **Tectonic evolution of South America.** Rio de Janeiro. P. 389-450. 2000.

MIZUSAKI, A.M. P; THOMAZ FILHO, A. O Magmatismo Pós-paleozóico no Brasil, p.281-291. In: C.R.; BRITO-NEVES, B.B, (ORG). **Geologia do Continente Sul-Americano:** Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. P: 281-291. 2004.

MIZUSAKI, A.M.P.; THOMAZ FILHO. A.; CESERO, P. de. Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. 1998.

OLIVEIRA, D.C.; MOHRIAK, W.U. Jaibaras Trough? An Important Element in the Early Tectonic Evolution of the Parnaíba Interior Sag Basin, Northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology.** P. 351-383. 2003.

PAIVA, G. Estratigrafia de Sondagem n°125. **Boletim de Serviços de Produção Mineral.** DNPM, n°18. Rio de Janeiro. P. 107. 1937.

PASTANA, J.M.N. Síntese Geológica e Favorabilidade para Tipos de jazimentos Minerais. Município de Monte Alegre, p. 1-29. 1999.

PLUMMER, F.D. Geossinclíneo do Parnaíba. In: **Conselho Nacional do Petróleo, Relatório de 1946.** Rio de Janeiro.

REZENDE, W.M. DE. O Mecanismo das Intrusões de Diabásio nas Bacias Paleozóicas do Amazonas e Maranhão. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. 1971. São Paulo. **Anais.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v.3. p.123-1137.

RODRIGUES, R. Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Depósitos Silurianos e Devonianos da Bacia do Parnaíba. Belém: PETROBRÁS, 1987. (Relatório Interno).

ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; ARAI, M. A Passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. P. 101-117. 2001.

SCHOBENHAUS, C. **GEOLOGIA DO BRASIL**: texto explicativo do mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais; escala 1: 2.500.000. Brasília DPNM. Cap. 4. P.159-169. 1984.

SIEDNER, G. & MITCHELL, J.G. Episodic Mesozoic Volcanism in Namibia and Brazil: K-Ar Isochron Study Bearing on the Opening of the South Atlantic. **Earth Planetary Science Letters**, V. 30. P. 292-302. 1976.

SMALL, H.L. Geologia e Suprimentos D'Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará. **Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas**. Série 1-D, publicação 32. Rio de Janeiro. P. 146. 1914.

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

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; MILANI, E.J.; CESERO, P. Rifting and Magmatism Associated with the South America and Africa Break Up. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 30. n. 1. p. 17-19. 2000.

VAZ, P.T.; REZENDE, N.G. WANDERLEY FILHO, J.R.; TRAVASSOS, W.A.S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2. p. 253-263, maio./Nov. 2007.

WERNICK, E. 203: **Rochas Magmáticas – Conceitos, Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica**. p. 272-280. 2003.

ZALÁN, P.V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C, R. BRITO-NEVES,

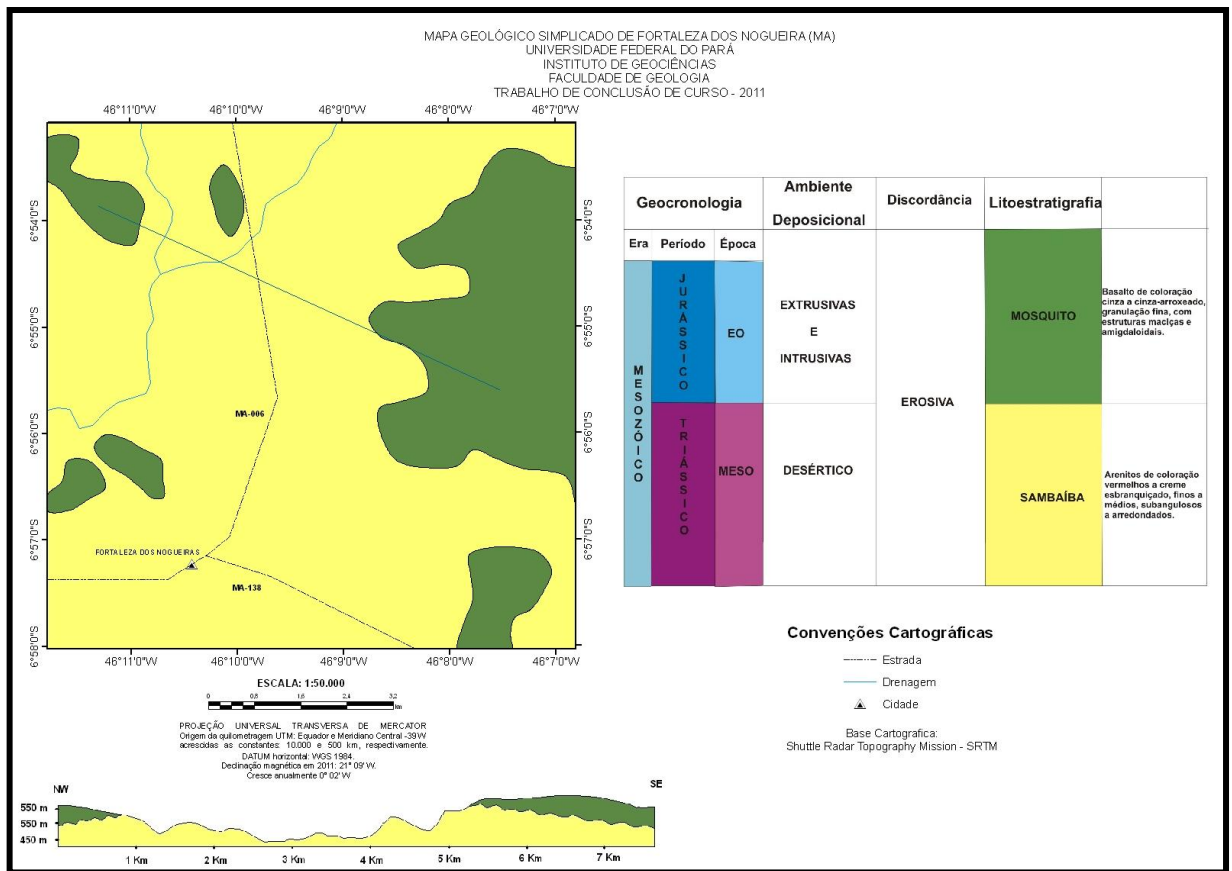
B.B. (ORG). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. p: 281-291.

ZUSSMAN, J. **Minerais Constituintes de Rochas: Uma Introdução.** Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 1981.

# **ANEXOS**

# **ANEXO I**

# **MAPA GEOLÓGICO**



**ANEXO II**

**FICHA PETROGRÁFICA:**

**PROJETO**

**FORTALEZA DOS NOGUEIRAS**

**ESTÁGIO DE CAMPO I**

**Coordenadas UTM: 0307381/9213258    Altimetria: 445m.**

Afloramento tipo morro (Serra do Campo Largo), na parte média da serra há laterita, a 520 m de altitude são encontrados basaltos róseos-avermelhados contendo níveis milimétricos de mineral esbranquiçado.

**Coordenadas UTM: 03370400/9210794    Altimetria: 410m**

Bloco rolado, contato observado entre arenito avermelhado, maciço e basalto alterado de cor arroxeadada.

**Coordenadas UTM: 0370509/9210392    Altimetria: 405m**

Arenitos creme, médio a grosso, dispostos sobre o solo de basalto. São encontrados blocos rolados de basaltos fresco, de coloração preta e textura afanítica.

**Coordenadas UTM: 0370394/9211216**

Afloramento tipo morro. A uma altitude de 424m são encontrados arenitos arroxeados, em altitude de 450m há basaltos alterados, de coloração arroxeadada, no topo do morro (altitude 456) ocorre laterização do basalto.

**Coordenadas UTM: 03375172/9357342**

Afloramento corte de estrada. São encontrados basalto amigdaloidais, de coloração verde e amígdala provavelmente preenchidas por zeólitas e/ou calcedônia.

**Coordenadas UTM: 0369422/9290262**

Afloramento corte de estrada. Basalto de coloração arroxeadada com amígdalas e intercalado com lâminas de arenito esbranquiçado.

**Coordenadas UTM: 0374711/9212420**

Nascente do Riacho Miringiba. Basalto amigdaloidal, arroxeadado, intemperizado, com amígdalas preenchidas com feldspato alterado para caulinita, com planos de fratura 202/subvertical.

**Coordenadas UTM: 037511183/9357354**

Camada composta de basalto amigdaloidal, coloração esverdeada, alterado e friável. Podem ser encontradas amígdalas preenchidas por zeólitas e calcedônia, esse afloramento é composto por quatro camadas, sendo as outras compostas por arenito, argilito e arenito.

**Coordenadas UTM: 0369421/9290264**

Afloramento corte de estrada. Afloramento composto por três camadas: a camada basal é composta por basalto amigdaloidal, de coloração vermelha, alterado e amígdalas preenchidas por zeólitas. As camadas posteriores são formadas por siltito e argilito.

**Coordenadas UTM: 0375030/9223752    Altimetria: 441m**

Afloramento corte de estrada. Basalto alterado, de coloração esbranquiçada e amigdaloidal. Acima encontra-se arenito amarelo esbranquiçado.

**Coordenadas UTM: 0380024/9223629    Altimetria: 440m**

Afloramento corte de estrada. Basalto amigdaloidal, de coloração avermelhada, foliação esferoidal com diferentes estágios de alteração. No topo são encontrados arenitos maciços.

**Coordenadas UTM: 0375565/9220160**

Afloramento com basalto de coloração preta, de textura afanítica, lateralmente varia para pórfiros de plagioclásio, adiante são encontrados arenitos.

**Coordenadas UTM: 0375237/9357374      Altimetria: 23m**

Conglomerado com brechas de diabásio, sucedida por um derrame basáltico amigdaloidal, estas são preenchidas por clorita e calcedônia, acima encontra-se arenito fino e argilito.

**Coordenadas UTM: 0368055/9229683      Altimetria: 23m**

Basaltos com amígdalas preenchidas por clorita e calcedônia estão concentradas no topo do derrame. Contato com siltito, acima encontra-se argilito.

**Coordenadas UTM: 0378432/9218284      Altimetria: 400m**

Basalto com amígdalas preenchidas por calcita e/ou calcedônia. Possuem fraturas que constituem pares cisalhantes, estes seguem mergulho subvertical com direção 80° e 150°. Uma camada de arenito corta o basalto com mergulho 55° e direção de mergulho 60°.

