



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE
DAS ROCHAS ÍGNEAS CRETÁICAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA
DO CABO E SUAS RELAÇÕES COM AS UNIDADES SEDIMENTARES
DA BACIA DE PERNAMBUCO (NE DO BRASIL)**

Autor:

MARCOS ANTONIO LEITE DO NASCIMENTO

Orientador:

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza

Co-orientador:

Prof. Dr. Renato Marcos Darros de Matos

Tese nº04 / PPGG

Natal/RN, Dezembro de 2003



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

**GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA, GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE
DAS ROCHAS ÍGNEAS CRETÁICAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA
DO CABO E SUAS RELAÇÕES COM AS UNIDADES SEDIMENTARES
DA BACIA DE PERNAMBUCO (NE DO BRASIL)**

Autor:

MARCOS ANTONIO LEITE DO NASCIMENTO

Tese de Doutorado apresentada
em 22 de Dezembro de 2003,
para a obtenção do título de
Doutor em Geodinâmica pelo
Programa de Pós-Graduação em
Geodinâmica e Geofísica da
UFRN.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza (PPGG/UFRN)
Prof. Dr. Renato Marcos Darros de Matos (PPGG/UFRN)
Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá (PPGG/UFRN)
Profa. Dra. Leila Soares Marques (IAG/USP)
Prof. Dr. Mário Ferreira Lima Filho (PPGeo/UFPE)

Natal/RN, Dezembro de 2003

“... Apenas um Retalho Poético”

**Nosso amor começou certo dia ...
Mas, sei que te amo desde que eu nasci
Nunca eu pensei que o amor só fosse alegria
Mas, descobrindo você percebi que isso podia
Na minha boca, agora, mora o teu nome
É a vista que os meus olhos querem ter
Bom é olhar pra trás e admirar a vida que soubemos fazer
É fácil entender por que o seu coração é o meu lar
Eu trocaria a eternidade para estar com você,
sempre próximo a você
Assim, é óbvio você sempre escutar eu dizer
“Só é possível te amar”!!!!**

(Retalhado de canções do Nando Reis)

— AGRADECIMENTOS —

*“Quando a dor se aproxima fazendo eu perder a calma
passo uma esponja de rima nos ferimentos da alma”
(Jó Patriota em Cordel do Fogo Encantado)*

Meus amigos representam essa esponja e é por isso que prefiro ser o cara sempre alegre que sou. Mas como esquecido, antecipo-me pedindo desculpas a todos que infelizmente por ventura eu tenha esquecido de mencionar nesses agradecimentos.

A força e a coragem que utilizo para hoje terminar este trabalho, devo simplesmente a **DEUS**, àquele que me ajuda em todos os meus caminhos e que me orienta. Obrigado **SENHOR** pela apoio durante toda a minha vida. É importante manifestar aqui também todos os meus agradecimentos à **MINHA FAMÍLIA** (Pai, Mãe, Irmãos, Tios, Primos etc.). Obrigado pela força dada durante todo o cotidiano e pela paciência de vocês. E mesmo preferindo ir para um local bem melhor, diferente deste que nos encontramos, manifesto minha gratidão à **Maria da Conceição**. Minha vó, valeu, a senhora é demais!!! Também não poderia deixar de agradecer a minha **2ª FAMÍLIA** (Sogro, sogra, cunhadas e futura sobrinha) por tudo que vocês fizeram por mim.

Gostaria de ser grato a todos os professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (DG/UFRN) e em especial àqueles que fazem parte da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) pelo ensinamento e vivência concedido a minha pessoa durante esses anos que estive aqui.

Ao meu orientador, Prof. Dr. **Zorano S. de Souza**, agradeço a confiança em mim nesta etapa de pós-graduação. Recordo a primeira vez que você conversou comigo, convidando-me a trabalhar em um projeto acadêmico e assim iniciando a minha vida científica. Valeu, professor, pelas inúmeras discussões, e mesmo sem notar, por ter me ensinado a ser um pouco mais organizado. Ao meu co-orientador, Prof. Dr. **Renato Marcos D. de Matos**, gostaria de lhe agradecer por toda a orientação repassada à minha pessoa. Devo a você os ensinamentos quanto ao tema geologia do petróleo e no entendimento sobre a evolução tectônica de bacias sedimentares. É necessário ainda deixar aqui meus agradecimentos aos Profs. Drs. **Antonio Carlos Galindo** e **Emanuel Ferraz Jardim de Sá**, que mesmo não acompanhando diretamente meus trabalhos, ensinaram-me a lidar com a geologia de uma forma mais coerente.

Agradeço àqueles que de alguma forma auxiliaram e possibilitaram a conclusão desta tese. Aos Profs. Drs. Mário F. Lima Filho e Virgínio Henrique de M. L. Neumann (ambos da Pós-Graduação em Geociências da UFPE e ANP/PRH-26), e Fernando César Alves da Silva (Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN e ANP/PRH-22) pelo apoio nos trabalhos de campo e concessão de bibliografias. Aos colegas Jaime F. Eiras (UFPA, ANP/PRH-06), Daisy B. Alves (CENPES/PETROBRAS) e Joaquim R. Wanderley Filho (PETROBRAS/UN-BSOL) pelo incentivo e auxílio na elaboração de trabalhos sobre a influência de magmatismo em bacias sedimentares. Aos

Geólogos Francisco F. Lima Neto e Anderson Morais (CENPES/PETROBRAS) pela concessão de material bibliográfico sobre evolução tectônica de bacias. Ao Geólogo Diógenes C. de Oliveira (PETROBRAS/UN RN-CE) pelas diversas discussões e empréstimos de bibliografias. Ao compadre e geólogo Vladimir C. de Medeiros (CPRM/Recife), por disponibilizar mapas, fotografias aéreas e relatórios inéditos sobre a região de pesquisa. Aos Profs. Drs. Paulo Marcos Vasconcelos (Universidade de Queensland, Austrália) e Barry P. Kohn (Universidade de Melbourne, Austrália) pela aquisição e profícuas discussões quanto aos dados geocronológicos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Traços de Fissão, respectivamente). Ao Dr. Geólogo José Marcelo Arnosio (Universidade de Salta, Argentina e Pós-doutorando da UnB) por todos os ensinamentos e discussões sobre vulcanismo piroclástico.

Estendo meus agradecimentos aos órgãos que financiaram minha pesquisa (ANP, PRH-22, FINEP e FUNPEC), em especial a ANP/PRH-22 pela concessão da minha bolsa de doutorado (matrícula nº 1999.0745-0). No que diz respeito ao apoio logístico, fico muito grato a Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Departamento de Geologia (DG/UFRN), pelo auxílio em despesas de campo (transporte e combustível) e documentação fotográfica, bem como ainda confecção de seções delgadas, infra-estrutura laboratorial (bússolas, estereoscópios, microscópios petrográficos, microcomputadores, martelos, entre outros).

Aos companheiros de aperreio e sufoco, agradeço a paciência de todos em me aturar durante a elaboração desta tese. Obrigado, a Camilla B. de Almeida, Carlos César N. da Silva, Ingrid Maria G. Guedes, Luciano H. O. Caldas, Luiz Jorge Frutuoso Jr., Patrícia Rose de C. Costa, Rielva S. C. do Nascimento, Zuleide Maria C. Lima (e Marília), dentre muito outros. Aproveito também para agradecer a Alex F. Antunes, Debora do Carmo Sousa, Liliane R. Cruz e Werner F. Tabosa, todos sócios da Terra & Mar Soluções em Geologia e Geofísica Ltda, por apoiarem e incentivarem a ampliação dos conhecimentos dos sócios da empresa.

Mesmo não estando ligado à geologia, é necessário registrar meus agradecimentos a um estilo de vida e pensamento. Muitas inspirações surgiram por sua causa, nos momentos difíceis e (também) fáceis você me ajudou muito. Assim, deixo meus sinceros agradecimentos a ti "**Rock and Roll**", obrigado pela ajuda.

Deixo para externar meus agradecer ao final àquela pessoa que consegue sempre agüentar todo o meu estresse e "aperreação" durante esses últimos onze anos. Espero que essa fonte de paciência nunca se esgote, pois pretendo ficar contigo, pelos menos o resto de minha vida. Poderia escrever inúmeros poemas e fazer com que esse agradecimento fosse maior que os números de páginas desta tese. Entretanto, muito não compreendem o que é o *amor*. Prefiro não deixar em palavras tudo aquilo que sinto por ti, pelo menos aqui, já que a dedicatória desse trabalho é simplesmente só para você. Obrigado **Debora** por você fazer parte da minha vida. Serei eternamente grato a Deus por ter colocado você no meu caminho. Simplesmente TE AMO!!!

"A minha alma está armada e apontada para a cara do sossego (O Rappa)"

SUMÁRIO

Resumo.....	i
Abstract.....	iii

PARTE 1 - REVISÃO DA GEOLOGIA E OBJETIVOS DESTE TRABALHO

CAPÍTULO 1. – GEOLOGIA REGIONAL.....	01
1.1 – Introdução.....	01
1.2 – Geologia da Porção Centro-Sul da Província Borborema.....	01
1.2.1 – O Terreno Pernambuco-Alagoas.....	04
1.2.1.1 – O Segmento Oeste do TPA.....	05
1.2.1.2 – O Segmento Leste do TPA.....	05
1.3 – A Bacia de Pernambuco e suas Unidades Sedimentares.....	06
1.3.1 – Arcabouço Estrutural.....	07
1.3.1.1 – As Macroestruturas e os Grandes Falhamentos.....	07
1.3.1.2 – Diferentes Eventos Deformacionais.....	09
1.3.2 – Estratigrafia.....	09
1.3.2.1 – A Formação Cabo.....	10
1.3.2.2 – A Formação Estiva.....	14
1.3.2.3 – A Formação Algodoads.....	15
1.4 – A Evolução da Bacia de Pernambuco e sua Relação com as Bacias Circunvizinhas no Brasil e na África.....	17
1.4.1 – A Bacia de Pernambuco na Evolução do Atlântico Sul.....	17
1.4.2 – As Bacias Circunvizinhas da Bacia de Pernambuco.....	22
1.4.2.1 – A Bacia de Alagoas.....	22
1.4.2.2 – A Bacia da Paraíba.....	25
1.4.2.3 – A Bacia de Douala.....	28
CAPÍTULO 2. – REVISÃO DOS CONHECIMENTOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO.....	33
2.1 – Histórico dos Trabalhos sobre a Província Magmática do Cabo.....	33
2.2 – Caracterização de Tipos Litológicos e Texturais.....	35
2.3 – Geoquímica.....	38
2.4 – Geocronologia.....	40
CAPÍTULO 3. – PROBLEMAS, OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO E MÉTODOS.....	45
3.1 – Problemas e Objetivos.....	45
3.2 – Justificativa do Tema.....	46
3.3 – Localização da Área e Vias de Acesso.....	47
3.4 – Métodos de Trabalho.....	49

PARTE 2 - A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO

CAPÍTULO 4. – MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO.....	51
4.1 – Introdução.....	51
4.2 – Artigo Submetido ao Journal of South American Earth Sciences: “Current Knowledge of Magmatic Activities in the Pernambuco Basin, Northeastern Brazil”	52
1 – Introduction.....	52
2 – Geology of the Pernambuco Basin.....	54
2.1 – Stratigraphy.....	54
2.2 – Structural Framework.....	54
3 – Geology of the Cabo Magmatic Province (CMP).....	56
3.1 – The Cabo de Santo Agostinho Granite.....	56
3.2 – Pyroclastic Rocks (Ignimbrites).....	59
3.3 – Trachytes.....	61
3.4 – Rhyolites.....	62
3.5 – Basalts and Trachy-andesites.....	63
3.6 – Younger Rhyolites.....	64
4 – Discussions and Conclusions.....	64
Acknowledgements.....	65
References.....	65
4.3 – Elementos Estruturais.....	68
4.3.1 – Estruturação do Embasamento Cristalino.....	68
4.3.2 – A Caracterização dos Eventos Deformacionais.....	68
4.3.2.1 – Evento Deformacional D ₁	68
4.3.2.2 – Evento Deformacional D ₂	73
4.3.2.3 – Evento Deformacional D ₃	75
4.4 – Discussões e Conclusões.....	77
CAPÍTULO 5. – PETROGRAFIA E TEXTURAS.....	89
5.1 – Introdução.....	89
5.2 – Área de Exposição do Granito do Cabo de Santo Agostinho.....	89
5.2.1 – Granito do Cabo de Santo Agostinho.....	89
5.2.2 – Monzonitos.....	93
5.3 – Ignimbritos.....	95
5.4 – Traquitos.....	99
5.5 – Riolitos.....	102
5.6 – Basaltos e Traqui-andesitos.....	105
5.7 – Riolitos Tardios.....	108
5.8 – Discussões e Conclusões.....	109

CAPÍTULO 6. - LITOGEOQUÍMICA.....	111
6.1 – Introdução.....	111
6.2 – Definição Geoquímica das Rochas Estudadas.....	111
6.2.1 – Definição de Séries Magmáticas.....	111
6.2.2 – Saturação em Alumina.....	117
6.3 – Caracterização das Séries Magmáticas.....	117
6.3.1 – Elementos Maiores e Menores.....	117
6.3.2 – Elementos Traços, Terras Raras e Diagramas Multielementos.....	119
6.3.2.1 – Elementos Traços.....	119
6.3.2.2 – Elementos Terras Raras.....	121
6.3.2.3 – Diagramas Multielementos.....	124
6.4 – Discussões e Conclusões.....	126
 CAPÍTULO 7. – GEOCRONOLOGIA ⁴⁰Ar/³⁹Ar E TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO.....	 139
7.1 – Introdução.....	139
7.2 – O Método ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar.....	141
7.2.1 – Técnicas Analíticas.....	141
7.2.1 – Artigo a ser Submetido ao <i>Geological Society of America Bulletin</i> : “ ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Geochronology and Geochemistry of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil: Stratigraphic and Tectonic Implications”.....	144
Abstract.....	144
1 – Introduction.....	145
2 – Regional and Local Geology.....	148
2.1 – Geology of the Pernambuco Basin (PB).....	148
2.2 – Geology of the Cabo Magmatic Province (CMP).....	149
2.3 – Structural Framework.....	151
3 – Analytical Techniques.....	151
3.1 – Geochemistry.....	151
3.2 – ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Geochronology.....	152
4 – Results.....	153
4.1 – Geochemistry.....	153
4.2 – ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Geochronology.....	157
5 – Discussions.....	163
6 – Conclusions.....	165
Acknowledgements.....	166
References.....	166
7.3 – O Método de Datação por Traços de Fissão em Zircão.....	169
7.3.1 – Técnicas Analíticas.....	169
7.3.2 – Resultados Obtidos.....	170
7.3.2.1 – Riolitos.....	170
7.3.2.2 – Traquitos.....	172
7.3.2.3 – Basaltos.....	172
7.3.2.4 – Granito do Cabo.....	172
7.4 – Discussões e Conclusões.....	173

CAPÍTULO 8. – PETROGÊNESE E AMBIENTE TECTÔNICO.....	175
8.1 – Introdução.....	175
8.2 – Petrogênese.....	176
8.2.1 – Composição Isotópica.....	176
8.2.2 – Determinação do Mecanismo Petrogenético.....	180
8.2.3 – Quantificação do Mecanismo Petrogenético.....	181
8.2.3.1 – Magmatismo Básico.....	181
8.2.3.2 – Magmatismo Ácido.....	183
8.3 – Temperatura e Pressão.....	192
8.4 – Ambiente Tectônico.....	194

PARTE 3 – A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO E A BACIA DE PERNAMBUCO

CAPÍTULO 9. – A INFLUÊNCIA DO MAGMATISMO NA EVOLUÇÃO	
DO RIFTE DA BACIA DE PERNAMBUCO.....	199
9.1 – Modelos de Distensão Litosférica Formadores de Bacias Sedimentares.....	199
9.1.1 – Introdução.....	199
9.1.2 – Os Mecanismos Passivo e Ativo.....	200
9.1.3 – O Modelo de McKenzie.....	202
9.1.4 – O Modelo de Royden & Keen.....	204
9.1.5 – O Modelo de Wernicke.....	204
9.2 – Influência do Magmatismo na Evolução da Bacia de Pernambuco.....	205
9.3 – Discussões e Conclusões.....	207

PARTE 4 - CONCLUSÕES FINAIS

CAPÍTULO 10. – CONCLUSÕES FINAIS.....	211
REFERÊNCIAS.....	215

ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1. - GEOLOGIA REGIONAL

Fig. 1.1 - Reconstrução pré-deriva mesozóica de parte dos continentes africano e sul-americano, enfatizando os arranjos de zonas de cisalhamento continentais (simplificado de Jardim de Sá 1994). Legenda: PB – Província Borborema, EC – Escudo dos Camarões, EH – Escudo de Hogar, CC – Cratón do Congo, CSF – Cratón São Francisco, COA – Cratón do Oeste Africano, CN – Cinturão Nigeriano, LPe – Lineamento Pernambuco, LAd – Lineamento Adamaoua.	02
Fig. 1.2 – Arcabouço tectono-estratigráfico da Província Borborema e seus limites (modificado de Jardim de Sá 1994).	03
Fig. 1.3 – Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos (Santos 1999).	04
Fig. 1.4 – Mapa geológico simplificado do segmento leste do Terreno Pernambuco-Alagoas, enfatizando a granitogênese brasileira (modificado de Silva Filho <i>et al.</i> 2002).	06
Fig. 1.5 – Arcabouço estrutural simplificado da Bacia de Pernambuco com os diferentes estilos estruturais definidos para o contato entre a Formação Cabo e o embasamento precambriano (adaptado de Jardim de Sá <i>et al.</i> 2003).	08
Fig. 1.6 - Cartas estratigráficas das bacias Pernambuco-Paraíba (Feijó 1994a), de Pernambuco (Lima Filho 1998) e de Alagoas (Feijó 1994b).	11
Fig. 1.7 – Distribuição sedimentar das fácies da Formação Cabo, identificada como um sistema de leque aluvial desenvolvido em bordas falhadas de bacia (modificado de Cruz <i>et al.</i> 2003).	12
Fig. 1.8 – Seções colunares compostas da Formação Algodoads, de acordo com Cruz (2002). (a) Seção colunar da fácies de canal fluvial, localizada na estrada da Granex, oeste de Gaibu; (b) Seção colunar da fácies de planície de inundação, próxima a seção anterior.	16
Fig. 1.9 – Reconstrução pré-deriva do Nordeste do Brasil e Oeste da África durante quatro estágios tectônicos de acordo com Matos (1992, 1999). DAB = Depressão Afro-Brasileira; LPe = Lineamento Pernambuco; R = Bacia do Recôncavo; T = Bacia do Tucano; J = Bacia do Jatobá; G = Bacia do Gabão; AS = Bacia Sergipe-Alagoas; IG = Bacia de Iguatu; RP = Bacia Rio do Peixe; A = Bacia do Araripe; GJ = Graben de Jacuina; PO = bacia Potiguar offshore; RTJ = bacias Recôncavo – Tucano – Jatobá; GSA = bacias Gabão – Sergipe – Alagoas.	19
Fig. 1.10 – Reconstrução pré-drifte no Aptiano, com a distribuição espacial das principais bacias do nordeste brasileiro e oeste africano, de acordo com Matos (1999).	21
Fig. 1.11 – Mapa de localização da Bacia de Alagoas e suas circunvizinhas (modificado de Lima <i>et al.</i> 2002).	22
Fig. 1.12 – Mapa de localização da Bacia da Paraíba e suas circunvizinhas (modificado de Mabessone <i>et al.</i> 1991).	25
Fig. 1.13 – Geologia da região de ocorrência da Bacia de Douala, de acordo com Harris & Freeman (1999) e Dailly & Goh (2000).	29
Fig. 1.14 – Estratigrafia da Bacia de Douala, de acordo com Coward <i>et al.</i> (1999).	30

CAPÍTULO 2. - REVISÃO DOS CONHECIMENTOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO

Fig. 2.1 – Mapa litológico da Província Magmática do Cabo, modificado de Borba (1975), Figueiredo Filho (1980) e Sial <i>et al.</i> (1987).	37
Fig. 2.2 – Nomenclatura de rochas vulcânicas utilizando o diagrama total de álcalis vs. Sílica (TAS – Le Maitre 1989), com a divisória subalcalina / alcalina segundo Myashiro (1978) para as rochas da PMC. Para comparação foram acrescentadas amostras do Granito do Cabo. Os dados geoquímicos referem-se a Figueiredo Filho (1980) e Long <i>et al.</i> (1986).	38
Fig. 2.3 - Padrões de elementos terras raras para as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco, segundo diversos autores: (a) Sial <i>et al.</i> (1992); (b) Figueiredo & Schwab (1991); (c), (d) e (e) Guimarães <i>et al.</i> (1992).	39
Fig. 2.4 – Isócrona Rb-Sr para as rochas da PMC, usando dados de Rb-Sr (Legrand & Figueiredo Filho 1979).	40
Fig. 2.5 – Isócrona Rb-Sr para as rochas da PMC, segundo Gava <i>et al.</i> (1983).	41
Fig. 2.6 – Isócrona Rb-Sr em rocha total para o Granito do Cabo (Long <i>et al.</i> 1986).	42
Fig. 2.7 – Datações K-Ar (rocha total e mineral) da bibliografia (Gava <i>et al.</i> 1983, Mizusaki 1986), com suas respectivas barras de erro, para as diferentes rochas da PMC.	44
Fig. 2.8 - Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar (rocha total), com suas respectivas barras de erro, segundo Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002) para as rochas da PMC. Os trabalhos desenvolvidos nesta tese mostram que os basaltos são na realidade traqui-andesitos afaníticos.	44

CAPÍTULO 3. - PROBLEMAS, OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO E MÉTODOS

- Fig. 3.1** - (a) Mapa das bacias sedimentares brasileiras com destaque para a Bacia de Pernambuco; (b) Detalhe das principais localidades e vias de acesso da Bacia de Pernambuco. 48

CAPÍTULO 4. - MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO

- Fig. 1** - Geographyc situation of the interior and marginal Phanerozoic basins of northeaster Brazil and details of the Pernambuco Basin (modified after Almeida *et al.*, 1977). 53
- Fig. 2** - Geological map of the Pernambuco Basin, emphasizing the sedimentary Cretaceous units (modified after Lima Filho, 1998). For details of magmatic rocks see next figure. 55
- Fig. 3** - Geological map of the Cabo Magmatic Province. The main occurrences are clustered in two north-south aligned centers (see elliptical markers). 57
- Fig. 4** - Detailed geological map of the Cabo granite and schematic W-E section. This section was modified after Cruz (2002). 58
- Fig. 5** - Field aspect of the Cabo granite. (a) Porphyritic (quartz and sanidine phenocrysts) granite hosting elliptical, equigranular, microgranite in the center of the figure (0.9 km southeastern from Gaibu village). (b) Magmatic breccia with the same components as in (a) (Forte de Nazaré, 1.5 km southeast from Gaibu village). (c) Abrupt contact between the monzonite and the granite (Paraíso beach, Suape village). (d) Pseudotachylyte veins (black) cutting the Cabo granite (Suape beach). 59
- Fig. 6** - Geological map and schematic section of the ignimbrites. In the central portion lies the Engenho do Saco quarry (see Fig. 7a). The lower hemisphere stereographic projections show poles to flattening planes of the ignimbrites, defined by the orientation of fiammes and glassy shards. 60
- Fig. 7** - Field aspect of the Engenho do Saco quarry (3.7 km south from Ipojuca village). (a) General view of the quarry (about 30 m height). (b) Fragments of volcanics and of Precambrian crystalline rocks in ignimbrite. (c) Strongly welded rhyolitic ignimbrite showing flattened fiammes and shards. 61
- Fig. 8** - Field aspects of the trachytes. (a) Subvertical northeast trending dyke cutting sandstones of the Cabo Formation (north of Ipojuca village). (b) Amigdaloidal, strongly altered trachyte (TDR-North road). (c) Ellipsoidal lithophysas in trachyte (TDR-South road). 62
- Fig. 9** - (a) Vertical columnar jointings in rhyolite from Engenho Algodóais (west of Gaibu village). (b) Overview of rhyolites from Morro do Baobá site (SW of Suape beach). (c) General aspects of the Santo Aleixo island. (d) Curved magmatic surface of rhyolite from Santo Aleixo Island. (e) Curved magmatic surface and moderately dipping columnar jointings of Mirador rhyolite plug (Ipojuca village). 63
- Fig. 10** - Trachyte flow intruded by younger rhyolite dyke, both overlain by the Algodóais Formation (west of Gaibu village). 64
- Fig. 11** - Simplified stratigraphy of the Pernambuco Basin. 65
- Fig. 4.1** - Mapa com as principais direções dos falhamentos de borda da bacia, além das diferentes regiões de ocorrência de diques de traquito, pseudotaquíto e riolito tardio. 69
- Fig. 4.2** - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para as falhas encontradas no embasamento precambriano. (a) Estruturas NE-SW de rejeito normal; (b) Estruturas NW-SE com rejeito direcional; (c) Estereograma com a distribuição dos polos das falhas NE-SW e NW-SE. 70
- Fig. 4.3** - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) de diques de traquito. n = número de medidas. 70
- Fig. 4.4** - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para (a) os veios e diques de pseudotaquíto, e (b) para as falhas encontradas nos mesmos. 72
- Fig. 4.5** - Desenhos ilustrando os diferentes aspectos de campo dos pseudotaquíto e seus contatos com as rochas encaixantes. Todos os desenhos representam esboços de campo, em plano horizontal. 72
- Fig. 4.6** - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para as falhas encontradas nas rochas da PMC. (a) Estruturas NE-SW de rejeito normal; (b) Estruturas NW-SE com rejeito direcional; (c) Estereograma com a distribuição dos polos das falhas NE-SW e NW-SE. 73
- Fig. 4.7** - Desenhos esquemáticos mostrando as relações de campo entre diques de riolito tardio, veios de pseudotaquíto e rochas encaixantes: (a) desenho obtido em afloramento nas proximidades da Empresa Granex (Ponto MD-237) ; (b) nas proximidades do Forte de Nazaré (Ponto MD-401). 74
- Fig. 4.8** - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para diques de riolito tardio. n = número de medidas. 74
- Fig. 4.9** - Diferentes padrões de fraturamento para as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco. 76
- Fig. 4.10** - Estereograma de contagem (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para o conjunto de fraturas D₃ nas rochas da PMC. Isolinhas em 2, 4 e 6% para um total de 57 medidas. 77
- Fig. 4.11** - Perfil do poço 2-CPE-1-PE com profundidades aproximadas, modificado de Lima Filho (1998). Poço perfurado na Praia do Cupe, próximo a Porto de Galinhas. Notar diversas 78

"intercalações" de vulcânicas (traquitos, riolitos e basaltos) no pacote sedimentar. A foto mostra um detalhe do traquito com cerca de 100 metros de espessura.

Fig. 4.12 - (a) Mapa geológico da região da Praia de Itapoama e (b) perfil geológico esquemático. As falhas e o perfil foram baseados em Cruz (2002). (c) Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) de polos de acamamento ($S\alpha$) e lineação ($L\alpha$). 81

Fig. 4.13 - Diferentes relações litoestratigráficas observadas no Morro do Baobá. A figura ilustra uma seção esquemática aproximadamente N-S. 83

Fig. 4.14 - Posicionamento relativo dos eventos estruturais (simbolizados com D) que afetaram as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco e correlação com interpretações de outros autores (Cruz 2002, Frutuoso Júnior 2002, Almeida 2003). 85

Fig. 4.15 - Mapa com a localização dos principais afloramentos utilizados nas correlações estratigráficas. Todas as ilustrações representam perfis (incluindo cota do topo da seção), exceto a de número 8, que corresponde a plano horizontal. 86

Fig. 4.16 - Litoestratigrafia proposta para a Bacia de Pernambuco, modificada a partir de Lima Filho (1998), Frutuoso Júnior (2002) e Cruz (2002). O posicionamento dos eventos deformacionais segue o sugerido na figura 4.14. 87

CAPÍTULO 5. – PETROGRAFIA E TEXTURAS

Fig. 5.1a - Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) com os campos das séries magmáticas (Lameyre & Bowden 1982) para as rochas plutônicas da área de exposição do Granito do Cabo. Legenda: 2 - álcali-feldspato granito; 8 - monzonito; tr - trondjemítico; to - toleítico; calc - cálcio-alcálico; mz - monzonítico; al - granitóides aluminosos em províncias alcalinas; alc - alcalino; mob - mobilizados crustais. 90

Fig. 5.1b - Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1979) para as rochas vulcânicas da PMC. Legenda: 2 - álcali-feldspato riolito; 7 - traquito; 8 - latito; 10 - andesito/basalto. 90

Fig. 5.2 - Diagramas ternários mostrando algumas particularidades dos ignimbritos: (a) constituintes principais; (b) tipos de fragmentos; (c) fragmentos vulcânicos; (d) fragmentos líticos. 98

CAPÍTULO 6. – LITOGEOQUÍMICA

Fig. 6.1 - Mapa geológico simplificado da Província Magmática do Cabo, mostrando a localização das amostras analisadas. 112

Fig. 6.2 - Classificação química e nomenclatura utilizando o diagrama total de álcalis versus Sílica (TAS – Le Maitre 1989), com a divisória subalcalina / alcalina segundo Myashiro (1978) para as rochas da PMC. Para comparação foram acrescentadas amostras do Granito do Cabo, bem como os campos das rochas básicas a intermediárias (1) e ácidas (2) da PMC, ambas obtidas na literatura (mais detalhe ver Cap. 2). 114

Fig. 6.3 - Diagrama de Wright (1969) para rochas com razão K_2O/Na_2O entre 1 e 2,5 (a) e para razão K_2O/Na_2O menor que 1 (b). Segue a mesma legenda da figura 6.2. 114

Fig. 6.4 - Diagrama catiônico R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980) para as rochas da PMC. Segue a mesma legenda da figura 6.2. 115

Fig. 6.5 - Diagramas classificatórios de séries alcalinas (Middlemost 1975, Wilson 1989). (a) Diagrama Na_2O versus K_2O mostrando as subdivisões em séries alcalinas sódica, potássica e de alto-K. (b, c) Diagramas SiO_2 versus K_2O e SiO_2 versus Na_2O para a distinção entre basaltos alcalinos e subalcalinos (adaptado de Middlemost 1975). 116

Fig. 6.6 - Diagramas triangulares para as rochas da PMC: (a) catiônico K-Na-Ca (Barker & Arth 1976); (b) AFM (Jensen 1976). 116

Fig. 6.7 - Representação das rochas da PMC segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli 1989). 117

Fig. 6.8 - Diagramas binários utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Os dados estão nas tabelas 6.3 a 6.9. 118

Fig. 6.9 - Diagramas binários para elementos traços, utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Os dados estão nas tabelas 6.3 a 6.9. 120

Fig. 6.10 - Espectros de elementos terras raras (ETR) com base nos dados das tabelas 6.10 a 6.16: (a) Granito do Cabo; (b) monzonito; (c) ignimbrito; (d) traquito; (e) riolito; (f) basalto a traqui-andesito; (g) riolito tardio. Em todos os casos, usaram-se os valores de normalização segundo Evensen *et al.* (1978), explicitados na figura 6.10g. 122

Fig. 6.11 - Diagramas multielementos para as rochas estudadas. Para a normalização, foram utilizados os valores condriticos propostos por Thompson (1982), exceto para Rb, K e P que foram normalizados segundo o manto primitivo de acordo do mesmo autor. Os valores usados para normalização encontram-se no diagrama 6.11f. Segue-se a mesma legenda da figura 6.10. 125

CAPÍTULO 7. – GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ E TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO

Fig. 7.1 - Mapa geológico simplificado da Província Magmática do Cabo, mostrando a localização das amostras analisadas.	140
Fig. 1 - Simplified geologic framework of the Borborema Province, northeastern Brazil, with emphasis to the Meso-Cenozoic magmatism (modified after Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984)	146
Fig. 2 - Geographyc situation of the Pernambuco Basin.	148
Fig. 3 - Geological map of the Pernambuco Basin, emphasizing the sedimentary Cretaceous units (modified after Lima Filho, 1998).	150
Fig. 4 - Total alkali-silica diagram after Le Maitre (1989), with the limited of the subalkaline and alkaline series according to Myashiro (1978) for the Cabo Magmatic Province.	154
Fig. 5 - Harker variation diagrams with of wt. % SiO_2 abscissa for igneous rocks of the Cabo Magmatic Province.	155
Fig. 6 - Chondrite normalized REE patterns for the different lithologies of the Cabo Magmatic Province. The normalizing values are those suggested by Evensen <i>et al.</i> (1978).	157
Fig. 7 - Whole-rock and minerals $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ideogram ages for the Cabo Magmatic Province.	158
Fig. 8 - Plateau ages for whole rock and minerals of the Cabo Magmatic Province.	160
Fig. 9 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (whole rock and minerals) for the Cabo Magmatic Province, with the respective error range. Kf = K-feldspar; Amph = Amphibole; Biot = Biotite; WR = Whole Rock.	163
Fig. 10 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock ages of the Cabo Magmatic Province, with the respective error range, compiled after Lima Filho and Szatmari (2002).	164

CAPÍTULO 8. – PETROGÊNESE E AMBIENTE TECTÔNICO

Fig. 8.1 - Diagrama de correlação $1/\text{Sr}$ versus I_{Sr} ($t = 102$ Ma) para as rochas ácidas da PMC.	177
Fig. 8.2 - Relação entre as razões isotópicas de Sr e Nd para as rochas básicas a intermediárias da PMC. Legenda: (1). campo das rochas do Magmatismo Rio-Ceará-Mirim e (2). campo das rochas do Magmatismo Macau, ambos segundo Hollanda (2002).	180
Fig. 8.3 - Diagramas relacionando um elemento incompatível (Rb) com outro compatível (Sr) para as rochas da PMC. FP = fusão parcial, CF = cristalização fracionada.	180
Fig. 8.4 - Diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ versus Yb_{N} normalizados segundo condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978) para as rochas básicas a intermediária da PMC com $I_{\text{Sr}} < 0,704$ e os monzonitos. As curvas contínuas representam a fusão parcial em equilíbrio calculada usando a equação de Shaw (1970) para o manto empobrecido (ME) e o manto enriquecido (ML) com valores de $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ e Yb_{N} de 1/2 (Martin 1985) e 15,8/0,4 (Menzies <i>et al.</i> 1987), respectivamente. Foram utilizadas amostras com $I_{\text{Sr}} < 0,704$, $\text{SiO}_2 < 47\%$ e $\text{MgO} > 7\%$.	182
Fig. 8.5 - Padrão de terras raras das amostras básicas a intermediárias utilizadas no modelamento de fusão parcial. Para normalização, foram usados os valores condriticos de Evensen <i>et al.</i> (1978).	182
Fig. 8.6 - Modelamento de cristalização fracionada para o Granito do Cabo.	185
Fig. 8.7 - Modelamento de cristalização fracionada para os ignimbritos.	186
Fig. 8.8 - Modelamento de cristalização fracionada para os traquitos considerando a amostra menos evoluída como derivada de um líquido monzonítico.	187
Fig. 8.9 - Modelamento de cristalização fracionada para os traquitos.	189
Fig. 8.10 - Modelamento de cristalização fracionada para os riolitos.	190
Fig. 8.11 - Diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ versus Yb_{N} normalizados segundo Evensen <i>et al.</i> (1978), para as rochas ácidas menos evoluídas da PMC. As curvas contínuas representam a fusão parcial da crosta continental, com valores de $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ e Yb_{N} segundo Taylor & McLennan (1985). (1) 5% biotita, 5% anfibólio; (2) 7% biotita, 7% anfibólio; (3) 7% biotita, 7% anfibólio, 2% granada.	191
Fig. 8.12 - Diagrama relacionado temperatura, profundidade e grau de fusão parcial (F), baseado em Ahern & Turcotte (1979). Na figura, estão representadas as médias obtidas a partir da composição química das amostras estudadas (Albarède 1992).	193
Fig. 8.13 - Projeções das isotermas e da linha cotética do sistema $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ para $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2\text{kb}$ e 7kb , com base nos dados de Tuttle & Bowen (1958, <i>in</i> Winkler 1977). E_1 a E_6 são pontos eutéticos. M é o mínimo de temperatura na linha cotética. As composições são dadas em porcentagem em peso. Lc = leucita; Plag = plagioclásio; L = líquido. V = vapor.	194
Fig. 8.14 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para as rochas básicas a intermediárias da PMC: (a) Pearce & Cann (1973); (b) Meschede (1986). MORB – Basaltos de cadeia meso-oceânica.	195
Fig. 8.15 - Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para as rochas ácidas da PMC: (a) Thiéblemont & Cabanis (1990); (b) Gorton & Schandl (2000). MORB – Basaltos de cadeia meso-oceânica, WPB – Basaltos intraplaca.	196
Fig. 8.16 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos aplicados as rochas ácidas a intermediárias da PMC: (a, b) Pearce <i>et al.</i> (1984); (c) Thiéblemont & Tégnyey (1994).	196

- Fig. 8.17** – Diagrama de multielementos para as rochas básicas da PMC, normalizados segundo Thompson (1982). O campo em cinza representa a média dos basaltos alcalinos do Quênia (Wilson 1989). 197
- Fig. 8.18** – Diagramas de multielementos para as rochas ácidas da PMC, normalizado com relação aos ORG (Pearce *et al.* 1984). A normalização foi feita usando os valores indicados na figura 8.18e. 198

CAPÍTULO 9. – A INFLUÊNCIA DO MAGMATISMO NA EVOLUÇÃO DO RIFTE DA BACIA DE PERNAMBUCO

- Fig. 9.1** – Desenho esquemático mostrando os diferentes estágios de estiramento de uma litosfera continental e suas respectivas bacias sedimentares (Allen & Allen 1990). 200
- Fig. 9.2** – Modelos de rifteamento ativo e passivo (Wilson 1989). a) No mecanismo ativo o campo de distensão é consequência da ascensão de uma pluma mantélica, cujos processos são gerados através da sequência domeamento-vulcanismo-rifteamento. b) No mecanismo passivo o campo de distensão é consequência do diferencial de tensões na litosfera, dando origem a uma sequência definida por: rifteamento-domeamento-vulcanismo. 201
- Fig. 9.3** – Modelo de distensão litosférica uniforme proposto por McKenzie (1978), modificado a partir de Allen & Allen (1990). β = fator de estiramento crustal. 203
- Fig. 9.4** – Modelo de distensão litosférica não-uniforme proposto por Royden & Keen (1980), modificado a partir de Allen & Allen (1990). δ = fator de estiramento crustal e β = fator de estiramento subcrustal. 203
- Fig. 9.5** – Modelo de distensão litosférica por cisalhamento simples (Wernicke 1985). 205
- Fig. 9.6** – Diagrama relacionando temperatura, profundidade, taxa de fusão e fator de estiramento, de acordo com Keen (1987). O círculo cinza representa o valor médio para as rochas básicas da PMC. Legenda: Z_f = nível em que a base da litosfera deve se elevar para iniciar a fusão; T_a = gradiente termal da astenosfera; F = taxa de fusão parcial; β_c = fator de estiramento crítico. 207
- Fig. 9.7** – Desenho esquemático mostrando os diferentes processos de evolução da PMC: (a). diferentes processos de geração para os magmas básico e ácido; (b). início do rifteamento na Bacia de Pernambuco com a deposição da Formação Cabo; (c). intrusão e extrusão de material magmático nas rochas da Formação Cabo; (d). estágio de arrefecimento da astenosfera e subsequente subsidência tectônica, com a deposição das formações Estiva e Algodoads. FP = Fusão parcial; CF = Cristalização fracionada. 210

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2. - REVISÃO DOS CONHECIMENTOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO

- Tab. 2.1** – Dados geocronológicos obtidos pelos métodos K-Ar e Rb-Sr para as rochas da PMC, segundo Vandoros *et al.* (1966). 40
- Tab. 2.2** – Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas pelo CPGeo-USP para as rochas da PMC (Gava *et al.* 1983). Gran. = granito. Os autores não especificam se as análises são em 1σ ou 2σ . 41
- Tab. 2.3** – Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em rocha total para o Granito do Cabo por Long *et al.* (1986). 42
- Tab. 2.4** – Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ trabalhadas por Figueiredo Filho *et al.* (1995) para as rochas ígneas da Bacia de Pernambuco. 42
- Tab. 2.5** – Dados geocronológicos obtidos pelo método K-Ar para as rochas da PMC, segundo Gava *et al.* (1983). 43
- Tab. 2.6** – Dados geocronológicos obtidos pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar , em rocha total, para as rochas da PMC, segundo Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002). 43

CAPÍTULO 5. – PETROGRAFIA E TEXTURAS

- Tab. 5.1** – Composição modal representativa para os litotipos presentes no Granito do Cabo de Santo Agostinho. 91
- Tab. 5.2** – Composição modal representativa dos monzonitos. 94
- Tab. 5.3** – Composição modal representativa dos ignimbritos. 96
- Tab. 5.4** – Composição modal representativa dos traquitos. 100
- Tab. 5.5** – Composição modal representativa dos riolitos. 103
- Tab. 5.6** – Composição modal representativa de traqui-andesitos e basaltos. 107
- Tab. 5.7** – Composição modal representativa dos riolitos tardios. 108

CAPÍTULO 6. – LITOGEOQUÍMICA

Tab. 6.1 - Comparação de médias de composições químicas das rochas da Província Magmática do Cabo, com base nas tabelas 6.3 a 6.9.	113
Tab. 6.2 - Comparação de médias de concentração em elementos terras raras das rochas da Província Magmática do Cabo, com base nas tabelas 6.10 a 6.16.	123
Tab. 6.3 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para o Granito do Cabo de Santo Agostinho.	127
Tab. 6.4 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os monzonitos.	128
Tab. 6.5 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os ignimbritos.	129
Tab. 6.6 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os traquitos porfiríticos.	130
Tab. 6.7 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os riolitos.	131
Tab. 6.8 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os basaltos e traqui-andesitos.	133
Tab. 6.9 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os riolitos tardios.	134
Tab. 6.10 - Concentrações em elementos terras raras para o Granito do Cabo de Santo Agostinho.	135
Tab. 6.11 - Concentrações em elementos terras raras para os monzonitos.	135
Tab. 6.12 - Concentrações em elementos terras raras para os riolitos.	136
Tab. 6.13 - Concentrações em elementos terras raras para os ignimbritos.	137
Tab. 6.14 - Concentrações em elementos terras raras para os traquitos porfiríticos.	137
Tab. 6.15 - Concentrações em elementos terras raras para os basaltos e traqui-andesitos.	138
Tab. 6.16 - Concentrações em elementos terras raras para os riolitos tardios.	138

CAPÍTULO 7. – GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ E TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO

Tab. 7.1 - Dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para as rochas da Província Magmática do Cabo.	143
Tab. 1 - Major (wt%) and trace element (ppm) average concentrations of Cabo Magmatic Province rocks, northeastern Brazil.	156
Tab. 7.2 - Dados de traços de fissão em zircão para as rochas da Província Magmática do Cabo.	171

CAPÍTULO 8. – PETROGÊNESE E AMBIENTE TECTÔNICO

Tab. 8.1 - Dados de isótopos de Rb e Sr para as rochas da PMC.	177
Tab. 8.2 - Dados de isótopos de Sm e Nd para as rochas da PMC.	178
Tab. 8.3 - Composições químicas dos minerais utilizados no modelamento de cristalização fracionada para as rochas ácidas.	183
Tab. 8.4 - Coeficientes de partição mineral/líquido para elementos terras raras em rochas ácidas, utilizados no modelamento do magmatismo ácido (valores compilados por Martin (1987, 1990). Seguem-se os mesmos símbolos da tabela 8.3; Zir = zircão; Alan = alanita.	184
Tab. 8.5 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada do Granito do Cabo a partir de balanço de massa de óxidos.	184
Tab. 8.6 - Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento do Granito do Cabo, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.	185
Tab. 8.7 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada dos ignimbritos com base no balanço de massa de óxidos.	186
Tab. 8.8 - Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos ignimbritos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.	186
Tab. 8.9 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada do traquito a partir do monzonito, de acordo com o balanço de massa de óxidos.	187
Tab. 8.10 - Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos traquitos a partir dos monzonitos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.	188
Tab. 8.11 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada dos traquitos por meio do balanço de massa de óxidos.	188
Tab. 8.12 - Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos traquitos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.	189
Tab. 8.13 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada dos riolitos a partir do balanço de massa de óxidos.	190

Tab. 8.14 – Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos riolitos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4. 190

LISTA DE FOTOS

CAPÍTULO 4. - MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO

Foto 4.1 – Feições microscópicas de pseudotaquilito. Notar textura muito fina e inclusões de fragmentos de rochas e minerais (lâmina MD10F, nicóis cruzados).	73
Foto 4.2 – Contato entre pseudotaquilito (parte inferior) e riolito tardio (parte superior). No contorno do fenocristal de sanidina, nota-se uma reativação dúctil-rúptil do pseudotaquilito (lâmina MD-10F, nicóis cruzados).	75
Foto 4.3 – Traquito sotoposto a conglomerado da Formação Algodoads, visto em perfil N-S. O detalhe mostra clastos de traquito [estrada da Granex (Ponto MD-127)].	80
Foto 4.4 – Arenitos médios a grossos da Formação Algodoads capeando traquitos, observado em perfil N-S [estrada TDR-Norte [(Ponto MD-180)].	80
Foto 4.5 – Traqui-andesito cortado em baixo ângulo por traquito porfirítico, visto em perfil E-W [(Praia de Itapoama (Ponto MD-44)].	80
Foto 4.6 – Disjunções colunares em riolito do Morro do Baobá [3 km a W do Porto de Suape (Ponto MD-146)].	82
Foto 4.7 – Fragmentos de riolito em conglomerado provavelmente da Formação Cabo no Morro do Baobá, observado em perfil N-S [3 km a W do Porto de Suape (Ponto MD-146)].	82
Foto 4.8 – Dique E-W de riolito tardio cortando rochas traquíticas, observado em planta [próximo a estrada da Granex (Ponto MD-237)].	84
Foto 4.9 – Dique E-W de riolito tardio cortando rochas da fácies predominante do Granito do Cabo [Praia do Paraíso (Ponto MD-401)].	84
Foto 4.10 – Dique E-W de riolito tardio cortando o Granito do Cabo e o pseudotaquilito, em planta [Praia do Paraíso (Ponto MD-401)].	84

CAPÍTULO 5. – PETROGRAFIA E TEXTURAS

Foto 5.1 – Anfibólio imerso em uma matriz quartzo-feldspática (lâmina MD-10A1, nicóis cruzados).	92
Foto 5.2 – Textura granofírica em franja radial (lâmina MD-10A, nicóis cruzados).	92
Foto 5.3 – Textura granofírica esferulítica (lâmina MD-35B1, nicóis cruzados).	92
Foto 5.4 – Anfibólio anedral, parcialmente transformado em biotita (lâmina MD-10A1, nicóis paralelos).	92
Foto 5.5 – Anfibólio associado a fenocristais de plagioclásio geminado em monzonito (lâmina MD10E, nicóis cruzados).	94
Foto 5.6 – Textura eutaxítica com fiammes em formas de sigmóides e tabulares (lâmina MD-178, nicóis cruzados).	97
Foto 5.7 – Plagioclásio com geminação polissintética e fragmento de riolito fino (lâmina MD-83B, nicóis cruzados).	97
Foto 5.8 – Fragmento de traqui-andesito com matriz pilotaxítica (lâmina MD-79//, nicóis cruzados).	97
Foto 5.9 – Fragmento de gnaiss envolto numa matriz fina de composição riolítica (lâmina MD-83B1, nicóis cruzados).	97
Foto 5.10 – Fenocristal de sanidina com alteração para carbonato (lâmina MD-51, nicóis cruzados).	101
Foto 5.11 – Microfenocristal de plagioclásio com geminação polissintética (lâmina MD-25A1, nicóis cruzados).	101
Foto 5.12 – Microfenocristais de clinopiroxênio, opacos e plagioclásio (lâmina MD-25A1, nicóis cruzados).	101
Foto 5.13 – Microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio em matriz hialopilitica (lâmina MD-25A1, nicóis cruzados).	101
Foto 5.14 – Fenocristais de quartzo e sanidina, ambos com bordas corroídas (lâmina MD-22A, nicóis cruzados).	104
Foto 5.15 – Fenocristal de quartzo com golfos de dissolução e espaços preenchidos por matriz (lâmina MD-71, nicóis cruzados).	104
Foto 5.16 – Lamelas de biotita dispersas em matriz quartzo-feldspática (lâmina MD-71, nicóis cruzados).	104
Foto 5.17 – Cristais de anfibólio e biotita alterada na matriz quartzo-feldspática (lâmina MD-283, nicóis paralelos).	104
Foto 5.18 – Matriz de basalto rica em micrólitos de plagioclásio (lâmina MD-419, nicóis cruzados).	106

Foto 5.19 - Fenocristal de olivina com bordas parcialmente corroídas (lâmina MD-362, nicóis cruzados).	106
Foto 5.20 - Fenocristal de plagioclásio em matriz pilotaxítica (lâmina MD-85, nicóis cruzados).	106
Foto 5.21 - Microfenocristais de clinopiroxênio e sanidina em matriz pilotaxítica (lâmina MD-85, nicóis cruzados).	106
Foto 5.22 – Fenocristais de quartzo com embaiamento em riolito tardio (lâmina MD407, nicóis cruzados).	109
Foto 5.23 – Cristais de anfibólio azul e biotita em riolito tardio (lâmina MD407, nicóis paralelos).	109

— RESUMO —

A área pesquisada situa-se em uma estreita faixa de direção NNE no litoral sul do Estado de Pernambuco. Geologicamente, compreende a Bacia de Pernambuco (BP), situada entre o Lineamento Pernambuco (a norte), o Alto de Maragogi (a sul) e o Terreno Pernambuco-Alagoas (a oeste), os três últimos de idade Pré-Cambriana. Esta tese compreende os resultados obtidos para a Província Magmática do Cabo (PMC), com finalidade de caracterizar as relações geológicas, estratigráficas, geocronológicas, geoquímicas e petrogenéticas de rochas ígneas cretácicas presentes na BP.

A BP é composta pelas formações Cabo (fase rifte), basal (conglomerados polimícticos, arenitos, folhelhos), Estiva (calcários, argilitos) e, no topo, Algodoads (conglomerados monomícticos, arenitos, folhelhos). A PMC é representada por traquitos, riolitos, piroclásticas (ignimbritos), basaltos / traqui-andesitos, monzonitos e álcali-feldspato granito, os quais ocorrem como diques, derrames, soleiras, lacólitos e *plugs*. Observações de campo e descrição de dados de poços demonstram que grande parte das rochas magmáticas é intrusiva na Formação Cabo, com algumas ocorrências também sugestivas de contemporaneidade com fácies siliciclásticas desta formação. Dados geocronológicos, usando as metodologias $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e traços de fissão em zircão, revelam uma idade de cerca de 102 ± 1 Ma para as rochas da PMC. Esta idade representa um evento marcante em toda a província, haja vista a sua detecção em todos os tipos de materiais ígneos datados. Ela é considerada como uma idade mínima (Albiana) para o episódio magmático e o pico da fase rifte da BP. As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são cerca de 10-14 Ma mais jovens do que as idades palinológicas disponíveis para a BP.

Geoquimicamente, a PMC pode ser dividida em dois grupos: (i) uma suíte transicional a alcalina, subdividida em basaltos a traqui-andesitos (tipos de textura fina, contendo fenocristais de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio), traquitos (textura porfírica, com fenocristais de sanidina e plagioclásio) e monzonitos; (ii) uma associação vulcano-plutônica alcalina, de composição ácida bastante fracionada, constituída de quatro subconjuntos, um formado por rochas de fluxo piroclástico (ignimbritos), o segundo por riolitos de textura fina a média, ambos com fenocristais de quartzo e sanidina, o terceiro referente ao Granito do Cabo, contendo anfibólio alcalino, e por fim riolitos tardios. A distinção entre esses quatro tipos é feita com base essencialmente em aspectos de campo e petrográficos. A coerência dos padrões de elementos terras raras e de anomalias de Eu em cada grupo corroboram a separação dos mesmos. Razões entre elementos compatíveis e incompatíveis e modelamentos geoquímicos sugerem evolução por cristalização fracionada a baixas pressões para os traquitos e demais rochas ácidas, ao passo que basaltos / traqui-andesitos e monzonitos evoluíram por mecanismos de fusão parcial.

Dados isotópicos de Sr e Nd revelam duas fontes distintas para a PMC. Para as rochas

ácidas, as altas razões isotópicas iniciais de Sr ($I_{Sr} = 0,7064-1,2295$) e o epsilon de Nd negativo ($\epsilon_{Nd} = -0,43$ a $-3,67$) caracterizam uma fonte crustal, com idade mesoproterozóica ($T_{DM} = 0,92-1,04$ Ga). Para as rochas básicas a intermediárias, as baixas razões isotópicas iniciais do Sr ($I_{Sr} = 0,7031-0,7042$) e o epsilon de Nd positivo ($\epsilon_{Nd} = +1,28$ a $+1,98$) indicam uma fonte primordial do tipo manto empobrecido, cujos magmas teriam sido extraídos de um manto neoproterozóico ($T_{DM} = 0,61-0,66$ Ga). Todavia, o fracionamento dos elementos terras raras leves dessas rochas e modelos quantitativos de fusão parcial requerem um manto lherzolítico com pequenas quantidades de granada (1-3%), porém enriquecido em elementos incompatíveis. Esta aparente incoerência de dados geoquímicos e de isótopos de Nd pode se resolver admitindo que o agente metassomatizante não apagou as características isotópicas originais dos magmas. Usando as composições químicas dos basaltos e traqui-andesitos, estima-se que os respectivos magmas foram gerados por taxas de fusão entre 2 e 5% de uma fonte lherzólítica, a pressões e temperaturas de cerca de 14 kbar e 1269°C. Tais parâmetros físicos são compatíveis com taxas de estiramento litosférico (β) em torno de 2,5. Em um modelo de estiramento uniforme, este valor de β seria válido para a evolução da bacia como um todo. Porém, em um modelo de estiramento heterogêneo, β seria menor para a porção crustal, em comparação com a porção subcrustal / mantélica.

A integração dos dados obtidos sugere a evolução do magmatismo da BP conforme segue: 1º) fusão parcial (2-5%) do manto lherzolítico com pequena quantidade de granada (1-3%), gerando magmas basálticos, traqui-andesíticos e monzoníticos, enriquecidos em elementos incompatíveis, especialmente terras raras leves; 2º) posicionamento destes magmas na base da crosta continental, provocando a fusão parcial (em graus variados e a diferentes profundidades) desta e, assim, originando os magmas ácidos; 3º) concomitante à fase prévia, magmas traquíticos seriam produzidos por fracionamento a partir de um líquido monzonítico; 4º) colocação dos diversos magmas em níveis superficiais (derrames) ou subsuperficiais / hipabissais quase que sincronicamente, em geral intrusivos no pacote de rochas sedimentares da Formação Cabo, marcando o pico (ou final) da fase rifte na BP. A suposta presença de granada na fonte lherzolítica não condiz com as profundidades de cerca de 14 kbar para a geração magma basáltico, obtida por parâmetros químicos. Isto pode ser acomodado admitindo-se o soerguimento astenosférico sob o rifte, o que colocaria material quente (pluma?) oriundos de grandes profundidades (granada lherzolito) em níveis subcrustais. A geração dos magmas e o subsequente posicionamento de grande volume dos mesmos estariam acoplados ao processo de rifteamento da BP, com controle de falhas de borda (NNE-SSW) e de transferência (NW-SE) como sítios de colocação dos magmas. Com base no fator de estiramento (β) e no confronto de dados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e palinológicos, deduz-se que a fase rifte (sedimentação clástica a pelítica da Formação Cabo e magmatismo básico a ácido) teve uma duração máxima de 10-14 Ma.

— ABSTRACT

The area studied forms a thin NNE-directed belt situated south of Recife town (Pernambuco state), northeastern Brazil. Geologically, it comprises the Pernambuco Basin (PB), which is limited by the Pernambuco Lineament to the north, the Maragogi high to the south and the Pernambuco – Alagoas massif to the west, all of them with Precambrian age. This thesis reports the results obtained for the Cabo Magmatic Province (CMP), aiming the characterization of the geology, stratigraphy, geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Cretaceous igneous rocks presented in the PB.

The PB is composed of the Cabo Formation (rift phase) at the base (polymictic conglomerates, sandstones, shales), an intermediate unit, the Estiva Formation (marbles and argillites), and, at the top, the Algodóis Formation (monomictic conglomerates, sandstones, shales). The CMP is represented by trachytes, rhyolites, pyroclastics (ignimbrites), basalts / trachy-andesites, monzonites and alkali-feldspar granite, which occur as dykes, flows, sills, laccoliths and plugs. Field observations and well descriptions show that the majority of the magmatic rocks have intrusive contacts with the Cabo Formation, although some occurrences are also suggestive of synchronism between volcanism and siliciclastic sedimentation. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and zircon fission tracks for the magmatic rocks indicate an average age of 102 ± 1 Ma for the CMP. This age represents an expressive event in the province and is detected in all igneous dated materials. It is considered as a minimum age (Albian) for the magmatic episode and the peak of the rift phase in the PB. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates are about 10-14 Ma younger than published palynologic ages for this basin.

Geochemically, the CMP may be divided in two major groups; i) a transitional to alkaline suite, constituted by basalts to trachy-andesites (types with fine-grained textures and phenocrysts of sanidine and plagioclase), trachytes (porphyritic texture, with phenocrysts of sanidine and plagioclase) and monzonites; ii) a alkaline suite, highly fractionated, acidic volcano-plutonic association, formed by four subtypes (pyroclastic flows – ignimbrites, fine- to medium-grained rhyolites, a high level granite, and later rhyolites). These four types are distinguished essentially by field aspects and petrographic and textural features. Compatible versus incompatible trace element concentrations and geochemical modeling based on both major and trace elements suggest the evolution through low pressure fractional crystallization for trachytes and other acidic rocks, whereas basalts / trachy-andesites and monzonites evolved by partial melting from a mantle source.

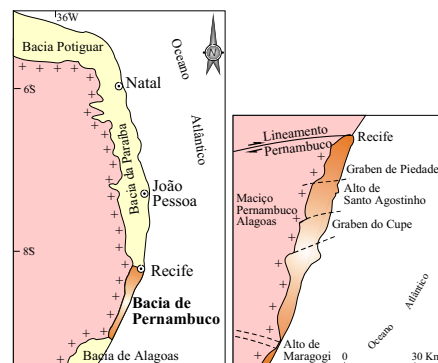
Sr and Nd isotopes reveal two distinct sources for the rocks of the CMP. Concerning the acidic ones, the high initial Sr ratios ($I_{\text{Sr}} = 0.7064\text{--}1.2295$) and the negative ϵ_{Nd} (-0.43 to -3.67) indicate a crustal source with mesoproterozoic model ages (T_{DM} from 0.92 to 1.04 Ga). On the other hand, the basic to intermediate rocks have low I_{Sr} ($0.7031\text{--}0.7042$) and positive ϵ_{Nd} ($+1.28$ to $+1.98$), which requires the depleted mantle as the most probable source; their model ages

are in the range 0.61-0.66 Ga. However, the light rare earth enrichment of these rocks and partial melting modeling point to an incompatible-enriched lherzolitic mantle with very low quantity of garnet (1-3%). This apparent difference between geochemical and Nd isotopes may be resolved by assuming that the metasomatizing agent did not obliterate the original isotopic characteristics of the magmas. A 2 to 5% partial melting of this mantle at approximately 14 kbar and 1269°C account very well the basalts and trachy-andesites studied. By using these pressure and temperatures estimates for the generation of the basaltic to trachy-andesitic magma, it is determined a lithospheric stretching (β) of 2.5. This β value is an appropriated estimate for the sub-crustal stretching (asthenospheric or the base of the lithosphere?) region under the Pernambuco Basin, the crustal stretching probably being lower.

The integration of all data obtained in this thesis permits to interpret the magmatic evolution of the PB as follows; 1st) the partial melting of a garnet-bearing lherzolite generates incompatible-enriched basaltic, trachy-andesitic and monzonitic magmas; 2nd) the underplating of these basaltic magmas at the base of the continental crust triggers the partial melting of this crust, and thus originating the acidic magmas; 3rd) concomitantly with the previous stage, trachytic magmas were produced by fractionation from a monzonitic to trachy-andesitic liquid; 4th) the emplacement of the several magmas in superficial (e.g. flows) or sub-superficial (e.g. dykes, sills, domes, laccoliths) depths was almost synchronically, at about 102 ± 1 Ma, and usually crosscutting the sedimentary rocks of the Cabo Formation. The presence of garnet in the lherzolitic mantle does not agree with pressures of about 14 kbar for the generation of the basaltic magma, as calculated based on chemical parameters. This can be resolved by admitting the asthenospheric uplifting under the rift, which would place deep and hot material (mantle plume?) at sub-crustal depths. The generation of the magmas and their subsequent emplacement would be coupled with the crustal rifting of the PB, the border (NNE-SSW directed) and transfer (NW-SE directed) faults serving as conduits for the magma emplacement. Based on the β parameter and the integration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and palynologic data it is interpreted a maximum duration of 10-14 Ma for the rift phase (Cabo Formation clastic sedimentation and basic to acidic magmatism) of the PB.

Capítulo I

Geologia Regional



1

GEOLOGIA REGIONAL

1.1 – INTRODUÇÃO

A Bacia de Pernambuco encontra-se próxima ao último elo de ligação entre os continentes sul-americano e africano (a Bacia da Paraíba) em épocas anteriores à deriva continental, estando intimamente associada à abertura do Oceano Atlântico Sul e das bacias marginais costeiras brasileiras, iniciada no Jurássico superior, mas desenvolvida plenamente no Cretáceo. As rochas sedimentares e magmáticas, cretáceas, em conjunto com as coberturas cenozóicas, repousam de forma discordante sobre o embasamento Pré-cambriano pertencente ao Terreno Pernambuco-Alagoas, porção centro-sul da Província Borborema.

Este capítulo objetiva, portanto, sintetizar o estado da arte da geologia regional tanto do substrato granito-gnássico como da região de ocorrência da Bacia de Pernambuco, de forma a melhor contextualizar a integração de dados e discussões finais sobre a evolução da área objeto da presente tese.

1.2 – GEOLOGIA DA PORÇÃO CENTRO-SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA

O Nordeste do Brasil compõe a denominada Província Borborema (PB), termo usado por Almeida *et al.* (1977) para englobar o conjunto de unidades geológicas estabilizadas ao final da orogênese brasileira. Essa província representa um segmento crustal de uma extensa faixa fortemente afetada pela deformação Brasileira/Pan-Africana (600 ± 50 Ma), denominada Faixa Trans-Saara (Fig. 1.1), resultante da colisão entre os crátons do Oeste Africano/São Luís e Congo-Kasai/São Francisco, que constituíam massas continentais consolidadas em tempos pré-Brasileiros (Jardim de Sá 1994, Brito Neves *et al.* 2001). Os limites desta província são marcados a norte e leste por bacias sedimentares costeiras, a oeste pela Bacia da Paraíba e a sul pelo Cráton São Francisco (Fig. 1.2).

A PB compreende vastas áreas de rochas gnáissico-migmatíticas de idades arqueana e paleoproterozóica, correspondendo ao substrato geológico regional (Jardim de Sá 1994). Elas compõem blocos separando extensas faixas de rochas supracrustais, cujas idades variam de Paleo- a Mesoproterozóicas (Zona Transversal, entre os lineamentos Pernambuco e Patos, Ceará Central, Faixa Seridó) a Neoproterozóicas (NW do Ceará e faixas Sergipana e Riacho do Pontal, as duas últimas no limite sul da província). Duas características marcantes da Província Borborema são o expressivo magmatismo brasileiro e o notável sistema de zonas de cisalhamento, constituindo o último episódio de deformação dúctil regional.

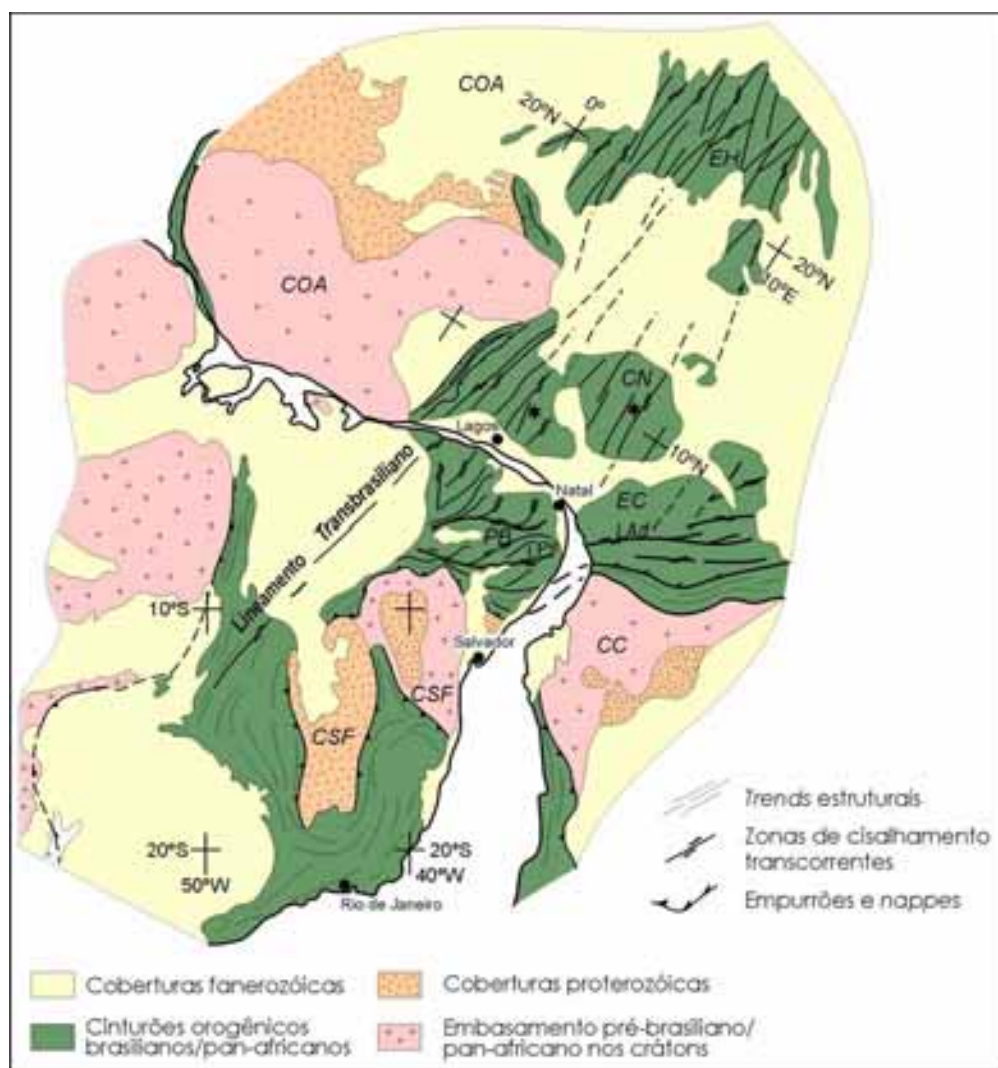


Figura 1.1 – Reconstrução pré-deriva mesozóica de parte dos continentes africano e sul-americano, enfatizando os arranjos de zonas de cisalhamento continentais (simplificado de Jardim de Sá 1994).
 Legenda: PB – Província Borborema, EC – Escudo dos Camarões, EH – Escudo de Hogar, CC – Cratón do Congo, CSF – Cratón São Francisco, COA – Cratón do Oeste Africano, CN – Cinturão Nigeriano, LPe – Lineamento Pernambuco, LAd – Lineamento Adamaoua.

Em virtude da presença de diversos blocos crustais com evoluções geodinâmicas distintas entre si, a partir da década de 1970 inúmeros trabalhos vêm subdividindo a Província Borborema em setores ou domínios estruturais (Brito Neves 1975, 1983; Santos & Brito Neves 1984; Caby *et al.* 1991; Jardim de Sá 1994). No início da década de 1990, diversos trabalhos já atribuem aos diferentes blocos crustais o conceito de terrenos, resultando, daí, uma série de compartimentos no arcabouço da PB (Jardim de Sá *et al.* 1992; Jardim de Sá 1994; Santos 1995, 1996, 1999).

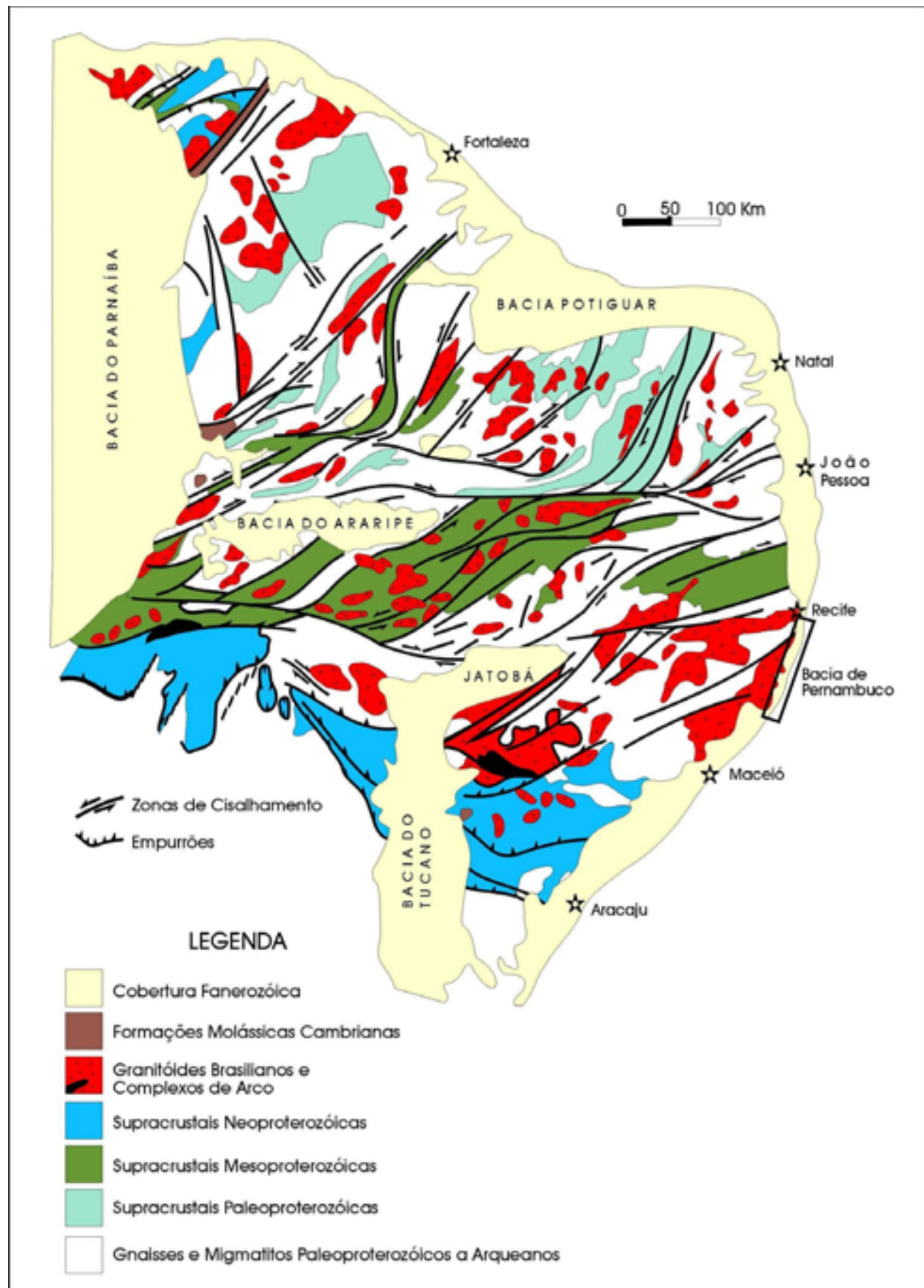


Figura 1.2 – Arcabouço tectono-estratigráfico da Província Borborema e seus limites (modificado de Jardim de Sá 1994).

1.2.1 – O TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS

Esta unidade geológica vem sendo estudada há pelo menos três décadas, já tendo sido interpretada como alto tectônico (Brito Neves *et al.* 1973), área cratogênica (Mello *et al.* 1977) ou maciço (Brito Neves 1975). Mais recentemente, Santos (1995) considerou-a como um dos principais terrenos da PB, compondo uma das unidades do domínio externo (Fig. 1.3; Santos 1999). Por outro lado, Silva *et al.* (2002) sugeriram usar o termo “Complexo Pernambuco-Alagoas” tendo em vista a ocorrência de diferentes tipos litológicos na área de abrangência do referido terreno.

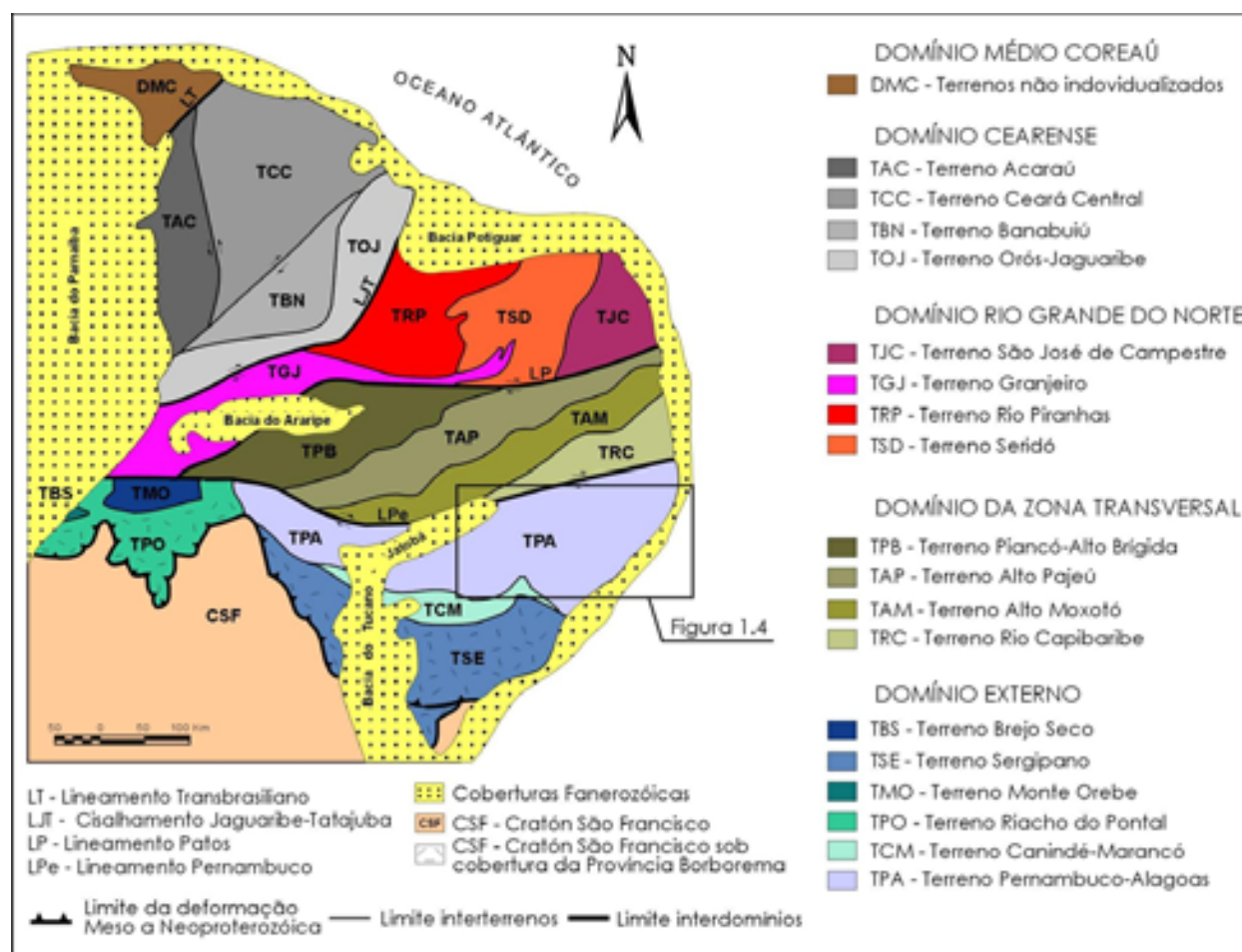


Figura 1.3 – Compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos tectono-estratigráficos (Santos 1999).

O Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA) localiza-se entre o Lineamento Pernambuco (a norte) e os terrenos Canindé-Marancó, Sergipano (ambos a sul) e Riacho do Pontal (a oeste), sendo encoberto pelas rochas sedimentares das bacias de Pernambuco e de Alagoas (a leste) (Fig. 1.3). De acordo com Medeiros *et al.* (1996), as rochas sedimentares das bacias de Tucano e Jatobá encobrem a porção centro-oeste do TPA, individualizando-o geograficamente nos setores oeste (TPAO) e leste (TPAL). Os limites do TPA são marcados por importantes zonas de

cisalhamento transcorrentes, a exemplo do Lineamento Pernambuco de direção E-W (limite norte do terreno), ou contracionais com direção predominantemente ENE-WSW e em alguns locais com componentes transcorrentes (observadas nos limites sul e oeste).

1.2.1.1 – O SEGMENTO OESTE DO TPA

O TPAO caracteriza-se por possuir uma tectônica de *nappes* com indicadores de transporte de massa para WNW, englobando fragmentos arqueanos e seqüências supracrustais do denominado evento Cariris Velhos (Medeiros *et al.* 1996). Em termos litológicos, compõe-se de rochas graníticas, gnássicas e migmatíticas, podendo apresentar restos de supracrustais, o conjunto chamado Complexo Belém do São Francisco, e por termos metavulcanossedimentares com paragêneses em fácies anfibolito (o Complexo Cabrobó). Ortognaisses dioríticos a sienograníticos, sintectônicos, tipo Cariris Velhos (Mesoproterozóico) são bem representativos, enquanto o magmatismo neoproterozóico restringe-se a atividades graníticas nas proximidades do Lineamento Pernambuco.

1.2.1.2 – O SEGMENTO LESTE DO TPA

Na porção leste do TPA, são observadas regiões com predomínio ora de paragneisses, migmatitos com protólitos paraderivados, quartzitos e raras lentes de mármore, ora com abundância de anfibolitos, ou com meta-arcóseos e quartzitos, o conjunto sendo correlacionado a seqüências similares do Complexo Cabrobó do TPAO. O Complexo Belém do São Francisco, neste segmento, constitui-se de ortognaisses e migmatitos. Ortognaisses metaluminosos e leuco-ortognaisses peraluminosos são freqüentes no TPAL, possivelmente correlacionáveis aos metagranitóides Cariris Velhos existentes no TPAO.

No extremo leste do TPA, as rochas que afloram nas proximidades da Bacia de Pernambuco são formadas, portanto, por litotipos dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, além de numerosos plútons neoproterozóicos (Fig. 1.4). De acordo com Rocha (1990) e Gomes (2001), esse magmatismo é representado por intrusões sin- a pós-tectônicas e compreende granitóides sienograníticos a monzoníticos, porfíricos (tipo Itaporanga), com enclaves dioríticos (batólitos de Massaranduba, sul de Escada e Barreiros), monzonitos e sienitos de granulação média (batólitos de Coimbra e Ipojuca), quartzo dioritos / monzodioritos e monzogranitos (batólito de Gurjaú, a sul de Jaboatão). Mais recentemente, Silva Filho *et al.* (2002) identificaram cinco grandes batólitos graníticos neste segmento do TPA (Fig. 1.4), dos quais dois fazem parte do embasamento da Bacia de Pernambuco: Garanhuns (representado pelos plútons Chã Grande, Pedra Selada e Massauassú) e Ipojuca-Atalaia (plútons Ipojuca e Rio Formoso).

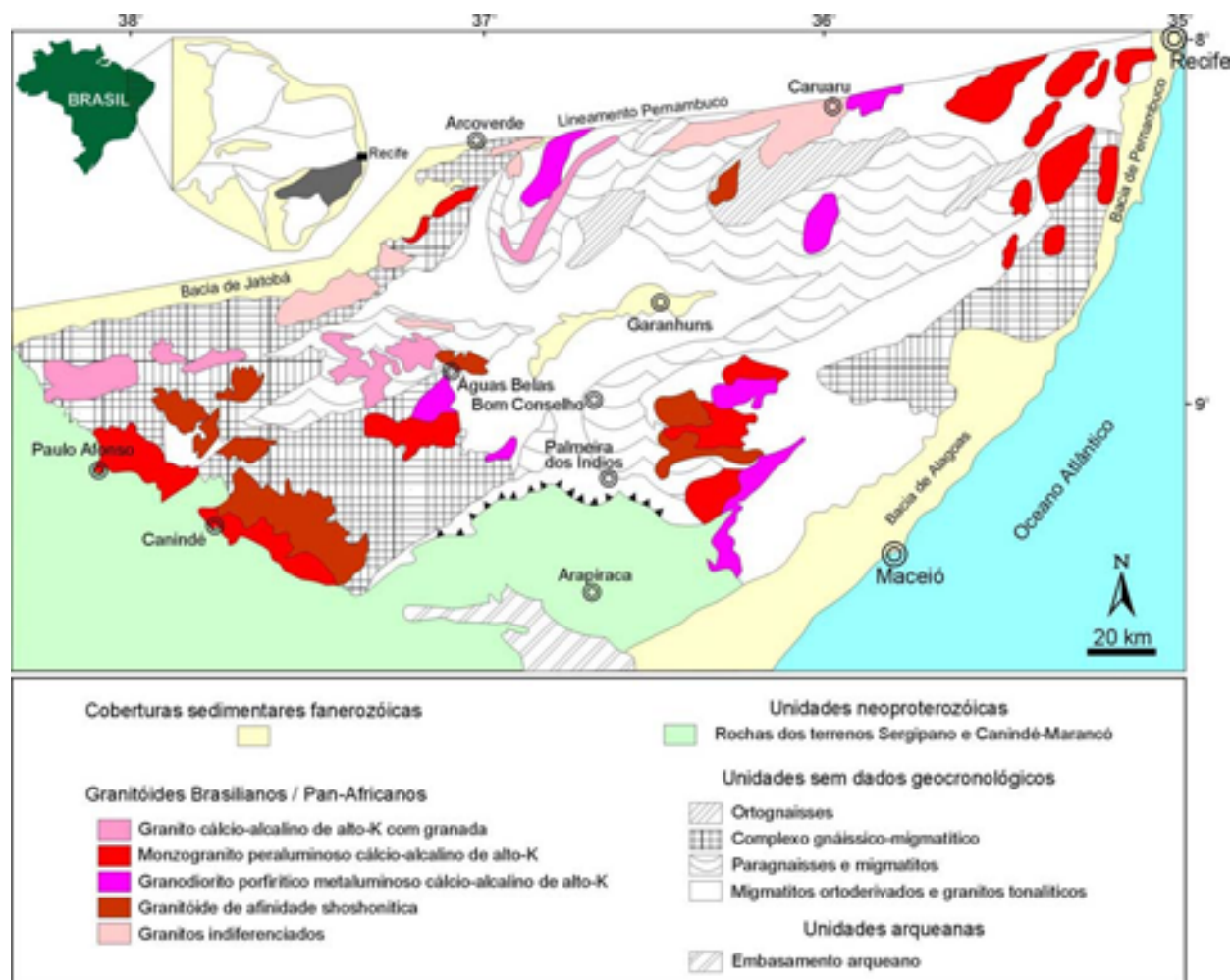


Figura 1.4 – Mapa geológico simplificado do segmento leste do Terreno Pernambuco-Alagoas, enfatizando a granitogênese brasileira (modificado de Silva Filho et al. 2002).

1.3 – A BACIA DE PERNAMBUCO E SUAS UNIDADES SEDIMENTARES

Até meados da década de 1990 a Bacia de Pernambuco era descrita no mesmo contexto geológico da Bacia da Paraíba, com a denominação Bacia de Pernambuco-Paraíba (Feijó 1994a). Em 1998, Lima Filho sugeriu a individualização em duas bacias com base em diferenças estratigráficas e estruturais. De acordo com este autor, na Bacia de Pernambuco ocorre uma expressiva seção rifte, vulcanossedimentar, a qual não é observada a norte de Recife (na Bacia da Paraíba). Ao contrário, nesta última ocorrem várias exposições de plataformas carbonáticas neocretáceas a paleógenas, especialmente entre Recife e João Pessoa. Assim, para Lima Filho (1998), a Bacia de Pernambuco compreende, em sua porção emersa, uma área de aproximadamente 900 km² da Margem Continental Leste Brasileira, entre o Lineamento Pernambuco (a norte) e o Alto de Maragogi (a sul, na divisa com o Estado de Alagoas).

1.3.1 – ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Seguindo a proposição de Lima Filho (1998), o arcabouço estrutural da Bacia de Pernambuco, estabelecido provavelmente no início do Cretáceo, pode ser subdividido em dois elementos morfo-estruturais principais, que são os *grabens* assimétricos de Piedade e Cupe e o alto interno do Cabo de Santo Agostinho, detectados a partir de interpretação geofísica (Fig. 1.5). Nos *grabens* se concentrariam as maiores espessuras da Formação Cabo, bem como os centros vulcânicos mais expressivos. O Alto do Cabo de Santo Agostinho apresenta uma direção aproximadamente NW-SE, separando os dois *grabens* assimétricos, e aparentemente está centrado no corpo granítico homônimo e as rochas vulcânicas da região entre a Vila de Suape e o Engenho Algodoads.

1.3.1.1 – As MACROESTRUTURAS E OS GRANDES FALHAMENTOS

O arcabouço estrutural (Polônia 1997; Lima Filho 1998) seria controlado por um duplo sistema de falhas, representadas por falhas de borda e falhas internas à bacia, com direção principalmente NE, de rejeito normal, e falhas de transferência, dextróginas, de direção NW/W. A presença de falhas normais com direção NE sugere um eixo principal de distensão (σ_3) de orientação NW (Jardim de Sá *et al.* 2003). As direções observadas para os grandes falhamentos coincidem com a estruturação dúctil-rúptil identificada no embasamento precambriano.

Recentemente, Jardim de Sá *et al.* (2003) reconheceram além dos dois sistemas de falhas anteriormente mencionados, um terceiro caracterizado por falhas de descolamento distensionais (Fig. 1.5). Estes três tipos de contato estrutural envolvem os conglomerados da Formação Cabo e o embasamento cristalino. As *falhas normais de alto ângulo*, de *trend* NE, são caracterizadas por estarem associadas aos pacotes de conglomerados (fácies proximal da Formação Cabo). O acamamento dessas rochas mergulha em direção ao interior da bacia ou contrariamente às falhas, indicando rotação de blocos e/ou falhas lítricas. As principais ocorrências de rochas vulcânicas estão associadas a este tipo de falhas. As *falhas de transferência* são reconhecidas como pontes, que interligam falhas normais de alto ângulo. Elas possuem *trend* NW, com rejeito oblíquo ou direcional. Em alguns setores essas falhas mostram continuidade para o interior da bacia, por vezes controlando o alojamento das rochas magmáticas. Por fim, as *falhas distensionais de baixo ângulo*, ou zonas de descolamento distensionais, são caracterizadas por falhas lítricas, predominantemente antitéticas, com mergulhos para NW, associadas a estruturas do tipo *roll-over*. Estas encontram-se enraizadas em um deslocamento no contato entre a Formação Cabo e o embasamento precambriano.

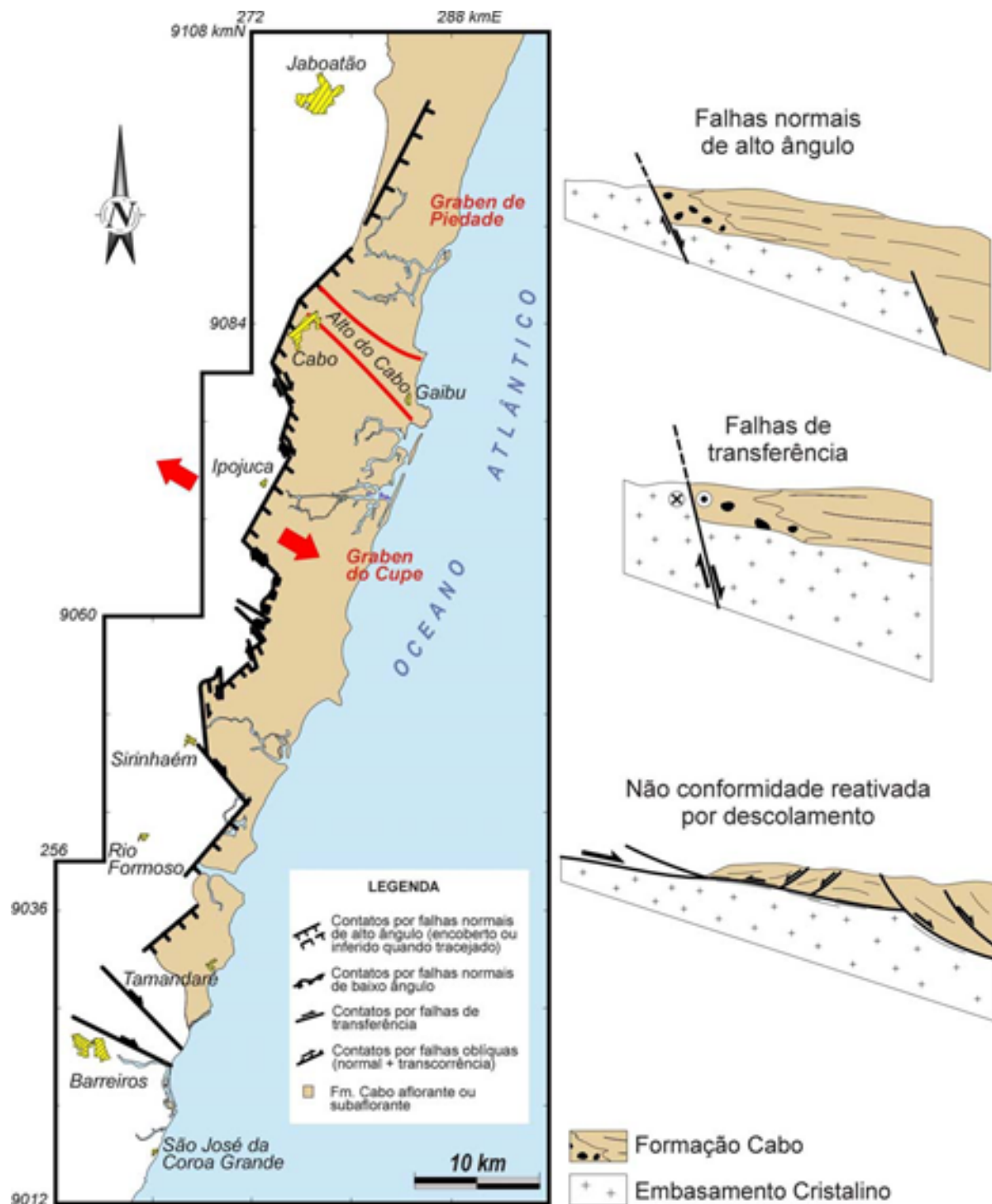


Figura 1.5 – Arcabouço estrutural simplificado da Bacia de Pernambuco com os diferentes estilos estruturais definidos para o contato entre a Formação Cabo e o embasamento precambriano (adaptado de Jardim de Sá et al. 2003).

1.3.1.2 – DIFERENTES EVENTOS DEFORMACIONAIS

Um estudo detalhado a cerca dos diferentes eventos deformacionais encontrados na Bacia de Pernambuco, podem ser obtidos em Cruz (2002), Frutuoso Júnior (2002) e Almeida (2003). A descrição aqui reportada acerca desses eventos baseia-se nesses autores.

O evento mais antigo, denominado de D_1 , é correlacionado com a fase de distensão/rifteamento cretácea e corresponde ao rejeito principal das falhas de borda e internas que afetaram a seção rifte da bacia (Formação Cabo e PMC). Este evento é representado por falhas normais de alto e baixo ângulo, com direção NE, e de transferência com direção NW, com movimentação tanto dextrógira quanto sinistrógira. Em geral, as falhas normais com mergulho para SE delimitam a Formação Cabo com relação às rochas precambrianas a oeste. Cruz (2002) caracterizou um segundo enxame de falhas normais, na região do Cabo-Gaibu, cujo mergulho das camadas basculadas sugere tratarem-se de falhas antitéticas. Este arranjo define um *graben* de segunda ordem na borda da bacia, no qual encontram-se acumuladas as maiores espessuras da fácies proximal da Formação Cabo, além de um expressivo centro de vulcanismo traquítico. Oliveira (1994) e Lima Filho (1998) já haviam identificado esta estruturação através de modelamento gravimétrico. O alinhamento principal NE-SW das falhas normais sugerem um eixo principal de distensão (σ_3) de direção NW-SE.

O segundo evento, denominado D_2 , compreende a reativação das falhas originadas no primeiro evento, bem como a novas falhas que afetaram os litotipos da fase drifte (formações Estiva e Algodóais), também em regime distensional. Almeida (2003) mostrou que as falhas do evento D_2 também possuem basculamento das camadas. Na região de Porto de Galinhas, esta autora identificou a presença de um intenso falhamento (Falha de Porto de Galinhas) que representa um exemplo de reativação D_2 de uma estrutura sin-rifte. Em geral, este segundo evento mostra eixo principal de distensão (σ_3) com direção NW a E-W. A deformação D_2 pode ser creditada ao final do cretáceo (idade da Formação Estiva), ou, mais provavelmente, Paleógena, já que afetam rochas da Formação Algodóais.

Por fim, o terceiro evento, denominado D_3 , representa um sistema de tensões diferente com relação aos anteriores e é responsável por mostrar falhas normais com direção NW a WNW. Podem ocorrer como reativação das falhas de transferência D_1 . Esse evento atinge todas as formações com exceção das unidades quaternárias. O eixo principal de distensão (σ_3) apresenta orientação NE-SW a N-S. Os melhores marcadores são observados nas rochas da Formação Barreiras, conferindo a este evento uma provável idade neocenozóica.

1.3.2 – ESTRATIGRAFIA

A primeira coluna proposta para a Bacia de Pernambuco foi sugerida por Kegel (1959) com apoio exclusivamente em observações de campo. Neste trabalho, foram identificados os conglomerados do Cabo, as diferentes rochas vulcânicas e litotipos sedimentares considerados

infra-Barreiras e Barreiras. Vinte anos depois, Amaral & Menor (1979) sugeriram uma nova coluna acrescentando ao Grupo Pernambuco (Kegel 1959) as formações Cabo e Estiva e aplicando o termo Formação Ipojuca para as rochas ígneas. Em 1994, a Petrobrás sugeriu uma carta estratigráfica para a bacia em lide (Feijó 1994a), voltando a agrupar todos os litotipos das bacias de Pernambuco e da Paraíba em uma única bacia (Fig. 1.6a). Os resultados até então desanimadores com relação à ocorrência de hidrocarbonetos contribuíram significativamente para a sua exclusão como área de interesse para pesquisas mais detalhadas.

Lima Filho (1998) realizou uma análise estratigráfica da Bacia de Pernambuco e sugeriu uma nova litoestratigrafia para a mesma (Fig. 1.6b), promovendo algumas modificações naquela proposta anteriormente por Feijó (1994a). De acordo com Lima Filho (1998), a Bacia de Pernambuco seria composta, da base para o topo, pelas formações Cabo (seção rifte), Estiva e Algodoais, as duas últimas fazendo parte da seção pós-rifte. Há cerca de 100 milhões de anos, esta bacia foi palco de um intenso magmatismo, conhecido na literatura como Suíte Ipojuca, posicionando na base e/ou no topo da Formação Cabo (Fig. 1.6b). Sobrepondo-se às unidades mencionadas, ocorrem ainda a Formação Barreiras, terraços pleistocênicos e sedimentos quaternários. A seguir, tem-se uma descrição mais detalhada a cerca de cada unidade sedimentar, com exceção dos litotipos Plio-Quaternários. As rochas magmáticas serão detalhadas no capítulo 2.

1.3.2.1 - FORMAÇÃO CABO

Deve-se a Oliveira & Leonardos (1943) uma das primeiras descrições dos litotipos da Formação Cabo, caracterizando-as como conglomerados compostos por enormes blocos de gnaisses e granitos. Kegel (1959), estudando os cortes de estrada entre as cidades de Ponte de Carvalhos e Cabo, constatou que as colinas eram formadas por conglomerados formados principalmente por grandes blocos e seixos de granito e gnaiss, denominando-os de Conglomerado do Cabo. No entanto, credita-se a Cobra (1960) a primeira utilização do termo Formação Cabo. Ele também constatou que essas rochas não eram de caráter restrito, como concebido por Kegel (1959), mas que podiam ser encontradas em uma faixa desde as proximidades de Ponte de Carvalhos até o limite sul do Estado de Pernambuco.

As primeiras tentativas de subdivisão dessa formação foram creditadas a Pedrosa Júnior (1969), que propôs uma seqüência iniciada por um conglomerado inferior com intercalações de arcóseos e argilito micáceos, terminando com um pacote de conglomerado superior. Falcão (1976) procurou especificar dados referentes à localização, forma de ocorrência, feições petrográficas, tamanho dos componentes e composição mineralógica. Posteriormente, Alheiros (1987) e Brito (1992) reconheceram a existência de uma fácies de leque aluvial, subdividindo-a em proximal, mediana e distal. Nóbrega (1995) através de estudos macro e microscópicos dos testemunhos de sondagens do Poço 2-CPE-1-PE (Poço do Cupe), reconheceu uma subdivisão similar, designando-as fácies mediana, distal e lacustre.

BACIA DE ALAGOAS

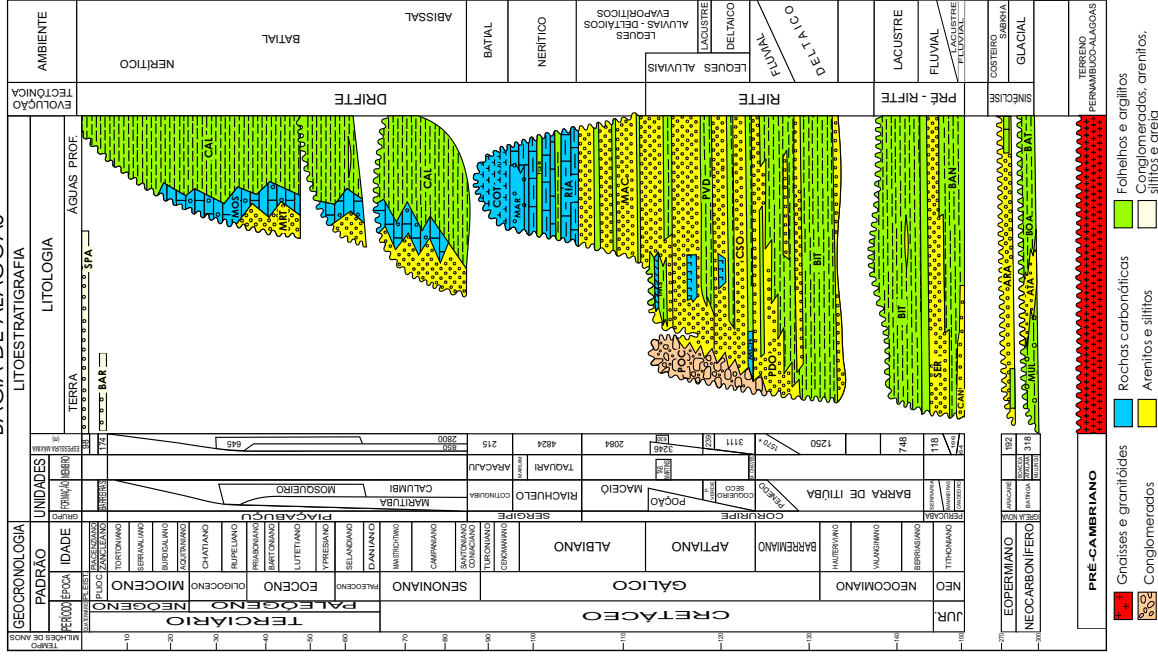


Figura 1.6c. Bacia de Alagoas

BAT = Formação Batina; MUL = Membro Mulungu; ATA = Membro Atalaia; BOA = Membro Boacica; ARA = Formação Aracaré; CAN = Formação Candeeira; BAN = Formação Bananeiras; SER = Formação Serapiá; BIT = Formação Barra de Itiúba; PDO = Formação Penado; CSO = Formação Coqueiro Seco; MCH = Membro Morro do Chaves; PVD = Formação Ponta Verde; POC = Formação Poção; MAC = Formação Maceió; TMS = Membro Tabuleiro de Martins; RIA = Formação Riachuelo; TAR = Membro Taquari; MAR = Membro Marim; COT = Formação Colíngua; AUJ = Membro Aracaju; CAL = Formação Calumbi; MOS = Formação Mosquito; MRT = Formação Marituba; BAR = Formação Barreiras; SPA = Sedimentos de Praia e Aluvião.

BACIA DE PERNAMBUCO

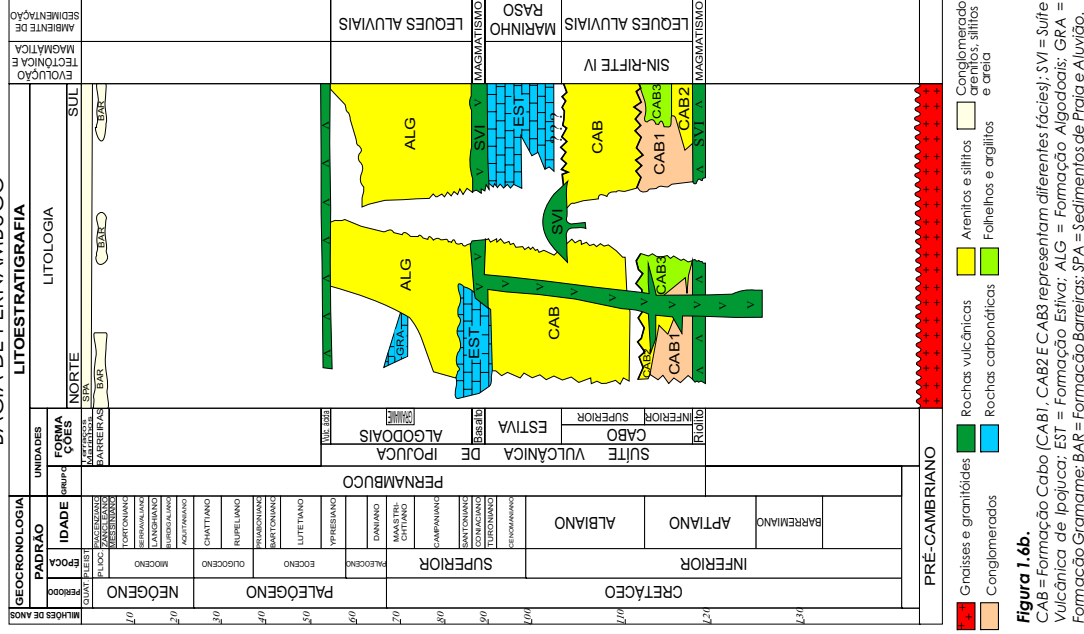


Figura 1.6b. Bacia de Pernambuco

CAB = Formação Cabo; CAB1, CAB2 e CAB3 representam diferentes fácies; SVI = Suíte Vulcânica de Ipojuca; EST = Formação Estiva; ALG = Formação Algodais; GRA = Formação Gramame; BAR = Formação Barreiras; SPA = Sedimentos de Praia e Aluvião.

BACIA DE PERNAMBUCO-PARAÍBA

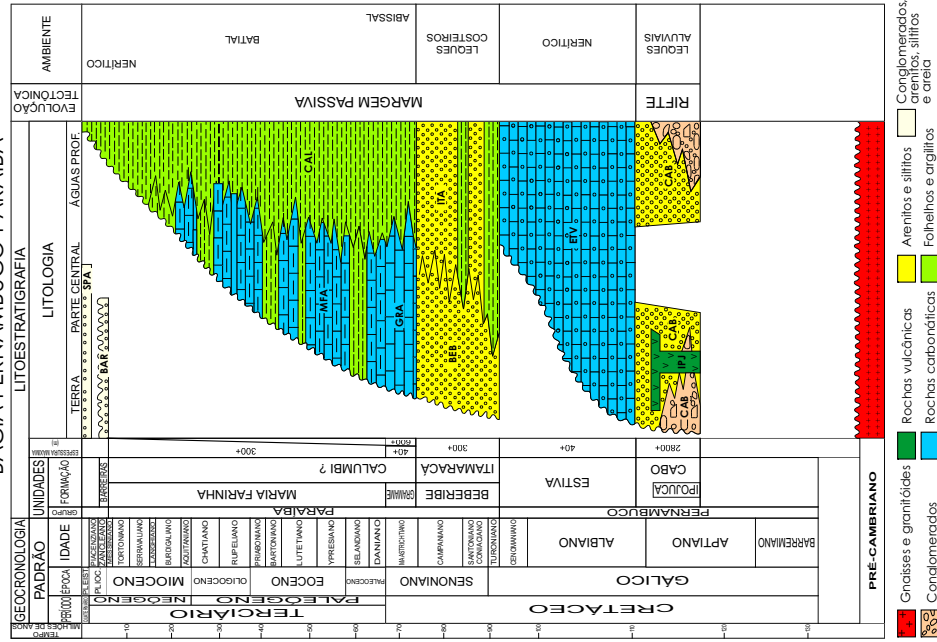


Figura 1.6a. Bacia de Pernambuco-Paraíba

CAB = Formação Cabo; IPJ = Formação Ipojuca; EV = Formação Estiva; BEB = Formação Beberibe; ITA = Formação Itamaracá; GRA = Formação Gramame; MFA = Formação Marinha Faina; CAL = Formação Calumbi; BAR = Formação Barreiras; SPA = Sedimentos de Praia e Aluvião.

Recentemente, Lima Filho (1998) e Cruz *et al.* (2003) confirmaram a presença das três diferentes fácies para a Formação Cabo, cuja variação lateral caracterizaria um sistema de leques aluviais subaéreos ou sublacustres em clima árido (Fig. 1.7).

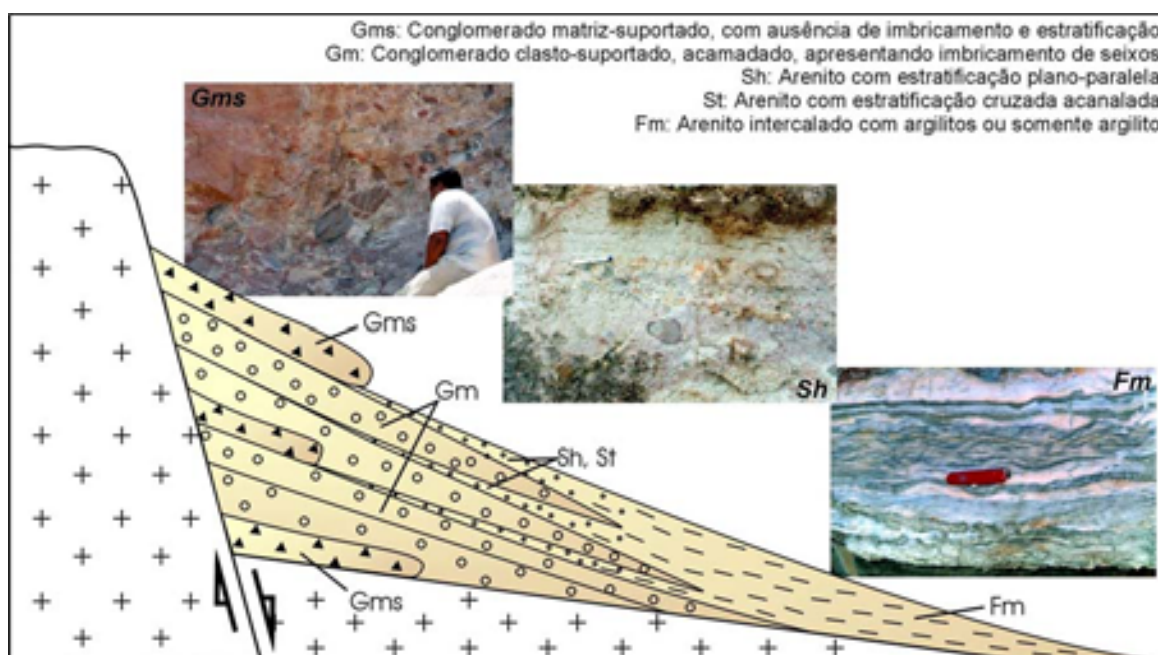


Figura 1.7 – Distribuição sedimentar das fácies da Formação Cabo, identificada como um sistema de leque aluvial desenvolvido em bordas falhadas de bacia (modificado de Cruz *et al.* 2003).

A descrição aqui reportada das diferentes fácies da Formação Cabo baseia-se em Lima Filho (1998) e Cruz (2002). A **fácies proximal** (CAB1 na Fig. 1.6b) encontra-se nas proximidades dos falhamentos de borda da bacia, desde a região do Cabo até Sirinhaém. É composta por conglomerados polimíticos e polimodais, maciços ou, eventualmente, acamadados, com intercalações arenosas, contendo seixos e matacões de granitóides finos ou porfíricos, gnaisses, xistos, pegmatitos e anfibolitos, imersos em uma matriz arenosa. Os seixos e matacões podem variar de arredondados a subangulosos, com diâmetro usualmente decimétricos, podendo, todavia, atingir dimensões de até 3 metros em matacões. A matriz dessas rochas é imatura, predominantemente do tipo sin-deposicional, contendo fragmentos angulosos de quartzo, feldspatos e diferentes tipos de rochas. Em alguns locais, os conglomerados e brechas são suportados pela matriz. Segundo Cruz (2002), a associação espacial com as falhas de borda, a estrutura predominantemente maciça dessas rochas, sua distribuição caótica, bem como o pouco retrabalhamento e mal selecionamento dos seixos, sugerem que estes depósitos foram originados através da acumulação de material coluvial na base de um relevo escarpado associado a falhas (Fig. 1.7). Neste tipo de sistema, os processos que atuam com frequência são de natureza gravitacional, a exemplo do fluxo de detritos.

A **fácies mediana** (CAB2 na Fig. 1.6b) ocorre interdigitada lateralmente e/ou capeando a fácies anterior, por vezes também depositada diretamente sobre o embasamento cristalino. A transição com a fácies proximal é marcada por arenitos grossos a médios, intercalados com

níveis conglomeráticos descontínuos (Fig. 1.7), de espessura métrica a decimétrica, normalmente com estratificações plano-paralelas, próprias do regime de fluxo superior, ou acanaladas de grande porte. Na interface com a fácies distal, esses arenitos variam de médios a finos, intercalados com níveis argilosos e sílticos. Eles representam arenitos imaturos tanto do ponto de vista composicional quanto textural. O baixo grau de arredondamento dos grãos e o mal selecionamento sugerem transporte por fluxos de alta densidade em curtas distâncias, tipo correntes em lençóis, ocasionadas por enxurradas esporádicas que carrearam material da fácies proximal (Cruz 202). Lima Filho (1998) também sugeriu que esses arenitos foram depositados por correntes confinadas em canais, que segundo o mesmo seria também um tipo de fluxo comum em sistemas de leques aluviais.

Finalmente, a **fácies distal** (CAB3 na Fig. 1.6b) ocorre próxima a linha de costa, sendo melhor caracterizada nas regiões de Tamandaré - Rio Formoso (Praia de Guadalupe), Itapoama, norte de Gaibu (Engenho Caramuru) e em Suape (Morro do Baobá, em uma seção que inclui folhelhos carbonosos com restos vegetais e intercalações vulcânicas). Essa fácies é formada por folhelhos intercalados com siltitos e arenitos médios a finos. Depósitos turbidíticos, que compõem esta fácies nas regiões de Guadalupe e do Engenho Caramuru, são descritos como ocorrências de camadas arenosas, freqüentemente apresentando micro-laminações cruzadas, indicativas da seqüência C de Bouma, e camadas de folhelho correspondentes às seqüências D e E (Lima Filho 1998). Os pacotes arenosos apresentam, mesmo que localmente, geometria tabular, com estratificação cruzada acanalada de médio porte e clastos argilosos entre as estratificações, indicativo do retrabalhamento de níveis de argilito e siltito, e folhelhos subjacentes. Nos pacotes de granulometria areia fina – silte, ocorrem laminações desse material com argilito, formando estruturas tipo *ripples* e *wave* (Cruz 202). Estruturas de escape de fluido como dobras convolutas e perturbação da laminação também são comumente observadas nestes depósitos. Lima Filho (1998) interpretou que a sucessão rítmica desses arenitos e folhelhos representaria a progradação e retrogradação da porção distal de leques aluviais adentrando em um lago tectônico, cuja sedimentação foi esporadicamente marcada por depósitos turbidíticos.

Os litotipos sedimentares da Formação Cabo tiveram o seu posicionamento estratigráfico muito questionado até terem sido realizadas as primeiras datações K-Ar e Rb-Sr por Vandomos *et al.* (1966), os quais obtiveram idades entre 99 e 85 Ma para rochas vulcânicas intercaladas aos sedimentos. Com base nestas idades, foi possível interpretar que a Formação Cabo teria idade supostamente mais antiga que o Albiano (Feijó 1994a). À título de comparação, análises palinológicas das rochas sedimentares da Formação Cabo no Poço 2-CPE-1-PE mostraram que a idade da sua porção inferior (no intervalo 2892 - 2946 m) é Aptiana, com a presença de *Turbatus inaperturopollenites*, ou seja a zona palinológica P-260 (Feijó 1994a, Nóbrega 1995, Lima Filho 1998). Por outro lado, a porção superior é de idade albiana, contendo *Sergipea variverrucata* e *Pustulosus vitreisporites*, o que equivale às zonas palinológicas P-270 e P-280, respectivamente (Feijó 1994a, Nóbrega 1995, Lima Filho 1998).

1.3.2.2 - FORMAÇÃO ESTIVA

Deve-se a Branner (1902) a primeira descrição de calcários na Bacia de Pernambuco nas proximidades da Fazenda Estiva (região de Tamandaré), sendo-lhes atribuída uma idade terciária e a correlação com calcários da Formação Marinha Farinha, encontrada na Bacia da Paraíba. A primeira referência ao termo "formação" para os calcários descritos por Branner (1902) e posteriormente por Moraes (1928) foi feita por Oliveira & Leonardos (1943), que os denominaram de Formação Estiva. Cobra (1960) também descreveu calcários nesta bacia, mais precisamente nas proximidades do Engenho Gameleira (Município de Ipojuca). Beurlen & Cobra (1960) mostraram que os calcários das regiões de Cocaia, Gameleira e Tamandaré pertenciam a um único horizonte estratigráfico. Deste modo, a presença do bivalve *Neithea sergipensis* nos mesmos permitiu correlacioná-los à Formação Riachuelo da Bacia de Alagoas. Maciel (1968) descreveu em maior detalhe um calcário maciço, finamente cristalizado, fossilífero, com alto teor de magnésio, na Praia de Cocaia (região de Suape). Alheiros (1987) sugeriu posicionar as rochas da Formação Estiva sobre àquelas da Formação Cabo, admitindo uma possível discordância entre elas. Numa visão diferente, Rocha (1990) interpretou os litotipos da Formação Estiva como uma fácies distal da Formação Cabo, sendo o contato marcado por um nível de folhelho vermelho (um possível paleossolo). Acima deste, haveria ainda folhelhos verdes e pretos, calcários, siltitos e arenitos calcíferos.

Somente a partir dos trabalhos de Lima Filho *et al.* (1994a) e Lima Filho (1998), verificou-se que, na realidade, os calcários são as rochas predominantes na formação em lide. Esses autores reconheceram três níveis distintos, interpretados como conseqüências de três fases transgressivas, descritos como dolomititos de coloração creme (no topo), margas e argilitos creme a cinza (na porção intermediária), e calcários cinza esbranquiçados, finos (na base). Descrição e interpretação semelhantes foram apresentados por Amaral & Menor (1979), também caracterizando diferentes níveis de margas, calcários e outros sedimentos. O primeiro ciclo transgressivo é marcado por sedimentos carbonáticos interdigitados com arcóseos possivelmente da Formação Cabo, sotopostos a basaltos e traquitos na região a oeste do Porto de Suape. O segundo ciclo é constituído por sedimentos marinhos, em geral carbonáticos, com forte influência terrígena na direção do continente, variando entre termos carbonáticos e argilo-carbonáticos a areno-silticos carbonáticos. O último ciclo é representado por carbonatos (sub)aflorentes, sobrepostos às vulcânicas da Suíte Ipojuca e sotopostos a uma superfície de erosão designada como pré-Barreiras por aqueles autores. Esta superfície foi a seguir redefinida como pré-Algodoads por Lima Filho (1998) e Cruz (2002). Outras ocorrências da Formação Estiva são observadas a oeste de Porto de Galinhas (Engenho Gameleira - calcários dolomíticos maciços) e na estrada para a Ponta de Serrambi (calcários alterados e margas de cor creme-amarelada, sotopostos à Formação Algodoads).

De acordo com dados paleontológicos, a Formação Estiva pode ser encontrada na Bacia de Pernambuco com duas idades distintas. A mais antiga, de idade cenomaniana-

turoniana é encontrada em alternâncias de calcários, margas, siltitos, argilitos e folhelhos na região de Porto de Galinhas / Fazenda Gameleira (Muniz & Almeida 1988; Lima & Pedrão 1994). Uma terceira idade, referida ao intervalo turoniano-santoniano, foi descrita em calcários e margas no poço 9-JG-1-PE por Lima Filho (1998).

1.3.2.3 - FORMAÇÃO ALGODOAIS

Ao estudar a Formação Barreiras nas proximidades da cidade do Cabo de Santo Agostinho, Kegel (1959) identificou que a sua porção inferior apresentava uma maior quantidade de argila, diferenciando-se dos arenitos avermelhados contendo seixos de quartzo e pouco consolidados que ocorrem na porção superior. Com isso, ele sugeriu chamar a parte inferior de Infra-Barreiras e a superior de Formação Barreiras propriamente dita. Cobra (1960) denominou de arcóseos pós-vulcânicos os litotipos derivados do retrabalhamento da Formação Cabo e dos sedimentos Infra-Barreiras descritos por Kegel (1959).

Somente três décadas depois, Rocha (1990) denominou de Membro Algodoads os arenitos e conglomerados do topo da Formação Cabo. Para este autor, seria possível reconhecer um pacote de arenito friável, maciço, portando fragmentos angulosos de quartzo e feldspato em uma matriz fina areno-argilosa de cor vermelha. Lateralmente, esse material interdigita-se com conglomerados com desorganizados seixos de rochas vulcânicas, com matriz areno-argilosa de cor creme. Por estar sobreposto aos calcários da Formação Estiva, em uma ocorrência nas proximidades da Fazenda Gameleira, este membro foi posicionado no Coniaciano. Lima Filho *et al.* (1994b) propuseram a designação Formação Algodoads, tendo em vista a área de ocorrência e a não observação de relações de contato com a Formação Cabo. Esses autores reconheceram três fácies, interpretadas como leques aluviais pós-vulcânico, mediano e aluvial distal.

A descrição detalhada aqui reportada para a Formação Algodoads baseia-se em Lima Filho (1998), Cruz (2002) e Cruz *et al.* (2003). Segundo esses autores, as rochas desta formação repousam em discordância angular ou erosional sobre os litotipos da Formação Cabo e/ou da Suíte Ipojuca (Fig. 1.8), ou ainda sobre os carbonatos da Formação Estiva, esta em geral sub-aflorante. Localmente (ex. na região de Jaboatão, a SW de Recife), esta formação capeia diretamente o embasamento cristalino. Uma discordância erosional marca o contato da Formação Algodoads com a Formação Barreiras (ex. região do Cabo-Gaibu). Segundo Lima Filho (1998), tal discordância é marcada por níveis basais de conglomerados e arenitos conglomeráticos, constituindo um marco estratigráfico que individualiza a sedimentação santoniana-paleógena (Formação Algodoads) da neógena (Formação Barreiras). Ainda de acordo com esse autor, a distinção com respeito aos siliciclásticos da Formação Cabo seria a presença de fragmentos vulcânicos nos conglomerados da Formação Algodoads. Este critério, todavia, tem se revelado insuficiente, já as rochas vulcânicas da Suíte Ipojuca podem exibir relações de contemporaneidade com a Formação Cabo (vide adiante, cap. 4).

As rochas sedimentares que compõem a Formação Algodoads correspondem a conglomerados mono a polimíticos, com predomínio de fragmentos vulcânicos (especialmente traquitos) e menos comumente quartzo e litotipos do embasamento cristalino, além de arenitos e intercalações de argilitos. A fácies conglomerática é formada predominantemente por seixos/blocos de traquitos subjacentes. Esses fragmentos são, geralmente, angulosos a subangulosos, de baixa esfericidade e tamanhos variados, com matriz de composição areno-argilosa. A natureza dos seixos/blocos marca o pouco transporte sofrido, caracterizando a proximidade dos conglomerados, com relação à área-fonte. Esses conglomerados exibem níveis de seixos relativamente regulares, com embricamento caracterizando sentido de fluxo trativo com paleocorrente para NNE. Verticalmente, esses conglomerados gradam para arenitos grossos a conglomeráticos com intercalações de arenitos finos e argilitos, sugerindo uma significativa diminuição de energia em direção ao topo (Fig. 1.8a).

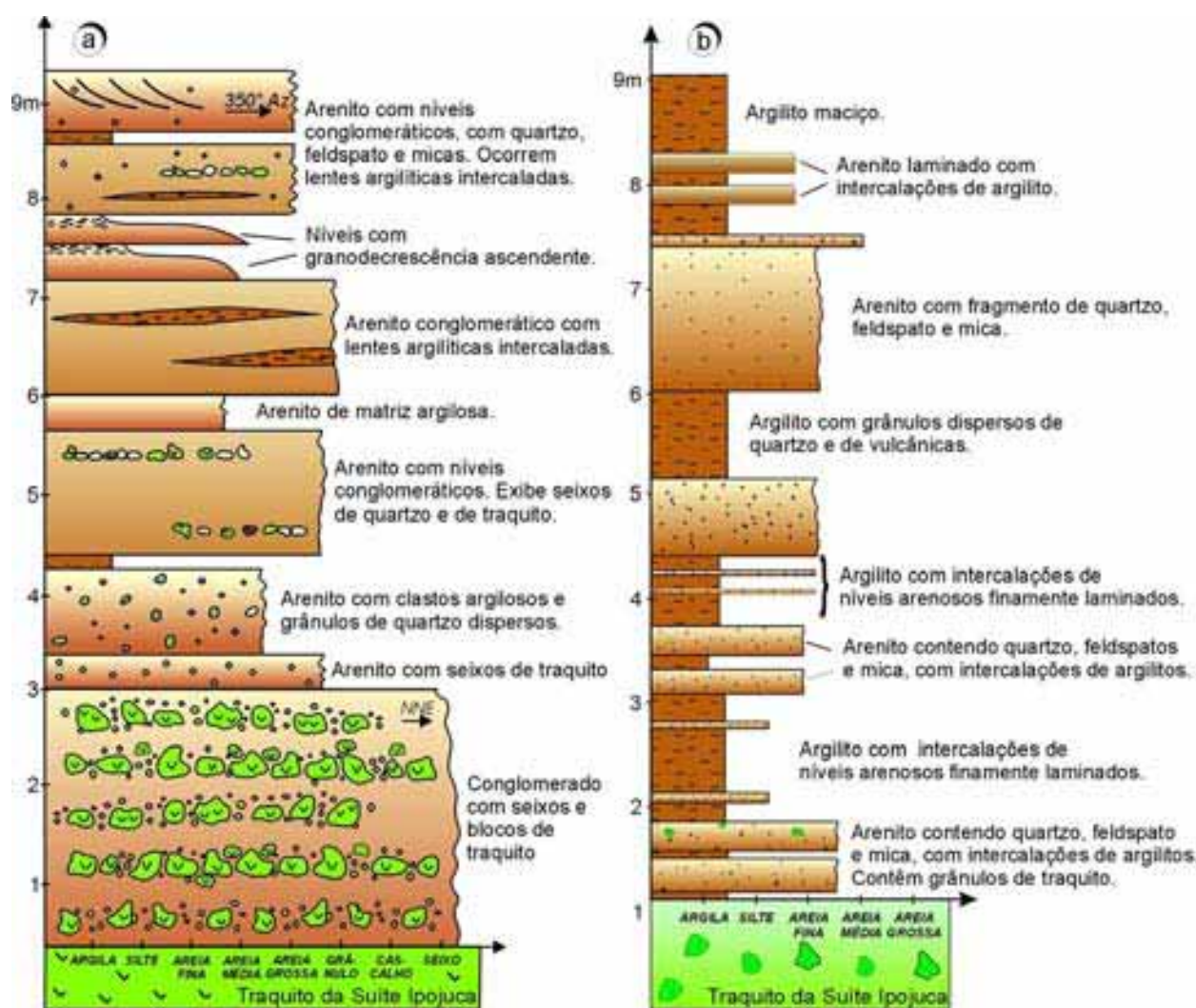


Figura 1.8 – Seções colunares compostas da Formação Algodoads, de acordo com Cruz (2002). (a) Seção colunar da fácies de canal fluvial, localizada na estrada da Granex, oeste de Gaibu; (b) Seção colunar da fácies de planície de inundação, próxima a seção anterior.

Além da fácies conglomerática, também ocorre uma fácies arenosa com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, gradando em direção ao topo para arenitos médios a finos, com estratificação cruzada de pequeno porte, representando uma fácies de canal fluvial (Cruz 2002). Estratificação plano-paralela, de regime de fluxo inferior, também se observa em níveis de arenitos finos a médios, intercalados aos argilitos. Os níveis argilosos intercalados devem estar relacionados a uma fácies de planície de inundação (Fig. 1.8b). As observações de campo mostram feições diagnósticas de depósitos de rios entrelaçados e/ou meandrantos, sendo interpretados por Cruz (2002) como uma fácies intermediária, ou seja, depósitos do tipo fluvial entrelaçado a meandrante. Esta autora mostra que o sistema fluvial descrito para a Formação Algodoads difere do sistema deposicional caracterizado para a Formação Cabo. Ela também sugere que as áreas fontes eram distintas entre essas formações, com retrabalhamento de rochas vulcânicas, parte do embasamento cristalino e siliciclásticas no caso da Formação Algodoads, e principalmente litotipos do embasamento cristalino no caso da Formação Cabo.

Cruz *et al.* (2003) mostram que o posicionamento estratigráfico da Formação Algodoads ainda permanece duvidoso. As unidades sotoposta (Formação Estiva) e sobreposta (Formação Barreiras) não apresentam idades precisas, principalmente em função da carência de dados paleontológicos, resultando em um intervalo longo (pós-Santoniano a Oligoceno?) para a formação em tela. Os autores ainda sugerem que considerando a Formação Algodoads como sobreposta aos carbonatos da Formação Estiva (e conseqüente transgressão marinha no Cretáceo superior), pode-se inferir que a Formação Algodoads caracterizaria uma seqüência regressiva prolongando-se até o Paleoceno ou mesmo o Mioceno.

1.4 – A EVOLUÇÃO DA BACIA DE PERNAMBUCO E SUA RELAÇÃO COM AS BACIAS CIRCUNVIZINHAS NO BRASIL E NA ÁFRICA

1.4.1 – A BACIA DE PERNAMBUCO NA EVOLUÇÃO DO ATLÂNTICO-SUL

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Pernambuco está diretamente associada com a ruptura dos continentes sul-americano e africano no decorrer da abertura do Oceano Atlântico Sul, cujo rifteamento maior se deu no Cretáceo inferior. Nos últimos anos, diversos autores vêm descrevendo e discutindo a evolução do Atlântico, com destaque para Rabinowitz & LaBrecque (1979), Szatmari *et al.* (1984, 1987), Françolin & Szatmari (1987), Marinho & Mascle (1987), Matos (1987, 1992, 1999, 2000), Caputo (1988), Conceição *et al.* (1988), Dias (1991), Karner *et al.* (1992), Chang *et al.* (1988), dentre outros.

No modelo proposto por Rabinowitz & LaBrecque (1979), a abertura do rifte atlântico-sul estaria relacionada com uma rotação horária da América do Sul em relação a África, ocasionando distensão e transcorrência na margem leste brasileira e compressão na margem

equatorial. Com base nesse modelo, Szatmari *et al.* (1984, 1987) definiram uma história evolutiva para a formação do Atlântico Sul, onde a direção predominante da abertura do rifte (na região entre Campos e Salvador) seria NS/NNE. Ao atingir a última região, o rifteamento bifurcou-se, tomando a partir daí duas direções. Aquele de direção NS originou as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, enquanto que o de direção NE gerou as bacias de Sergipe, Alagoas e Pernambuco. A partir desta, a direção de rifteamento mudou gradualmente para NS até a margem equatorial brasileira.

Na última década, Matos (1992, 1999) discutiu os diferentes processos de abertura do Oceano Atlântico Sul e o papel da Província Borborema no processo de ruptura litosférica durante o Cretáceo. De acordo com esse autor, vários dos modelos anteriores sugeridos teriam se baseado em observações parciais e/ou em bancos de dados incompletos, resultando em campos de tensões improváveis.

Segundo Chang *et al.* (1988) e Matos (1992, 1999), é possível reconhecer três estágios rifte, denominados de sin-rifte I, II e III (Fig. 1.9). A caracterização desses três estágios baseia-se em diferentes estilos estruturais, dinâmica do rifteamento e variações estratigráficas no registro sedimentar, conforme descritos a seguir.

O estágio sin-rifte I (Jurássico superior), também conhecido como seção pré-rifte, representa o início da deformação distensional; contém depósitos siliciclásticos em uma ampla e rasa depressão denominada de Depressão Afro-Brasileira (Fig. 1.9a), reconhecida nas bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas, além da Bacia do Araripe, como também no oeste da África. O estágio sin-rifte II (Barremiano inferior - Neocomiano) caracteriza-se pela geração da maioria dos riftes e de três direções principais de abertura, ou seja: Gabão-Sergipe-Alagoas (GSA), Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e Cariri-Potiguar (CP). Tratam-se de bacias riftes controladas por falhas normais de direção NE-SW e separadas por altos internos do embasamento. Matos (1999) mostrou que existe um certo diacronismo na propagação do rifte durante esse estágio, definindo assim dois sub-estágios, denominados sin-rifte IIa e sin-rifte IIb. Os sedimentos do sub-estágio sin-rifte IIa, depositados no início do Berriasiano, estavam confinados aos *trends* do RTJ e GSA (Fig. 1.9b). Já no decorrer do sub-estágio sin-rifte IIb (final do Berriasiano - início do Barremiano), a deformação distensional propagou-se para norte, ultrapassando o Lineamento Pernambuco-Adamaoua, dando início à deposição no *trend* CP (Fig. 1.9c). Matos (1999) ainda comenta que o Lineamento Pernambuco-Adamaoua comportou-se como uma mega-zona de acomodação, balanceando mecanicamente a deformação a sul (ao longo dos *trends* RTJ e GSA) simultaneamente com a distensão ao norte (*trend* CP).

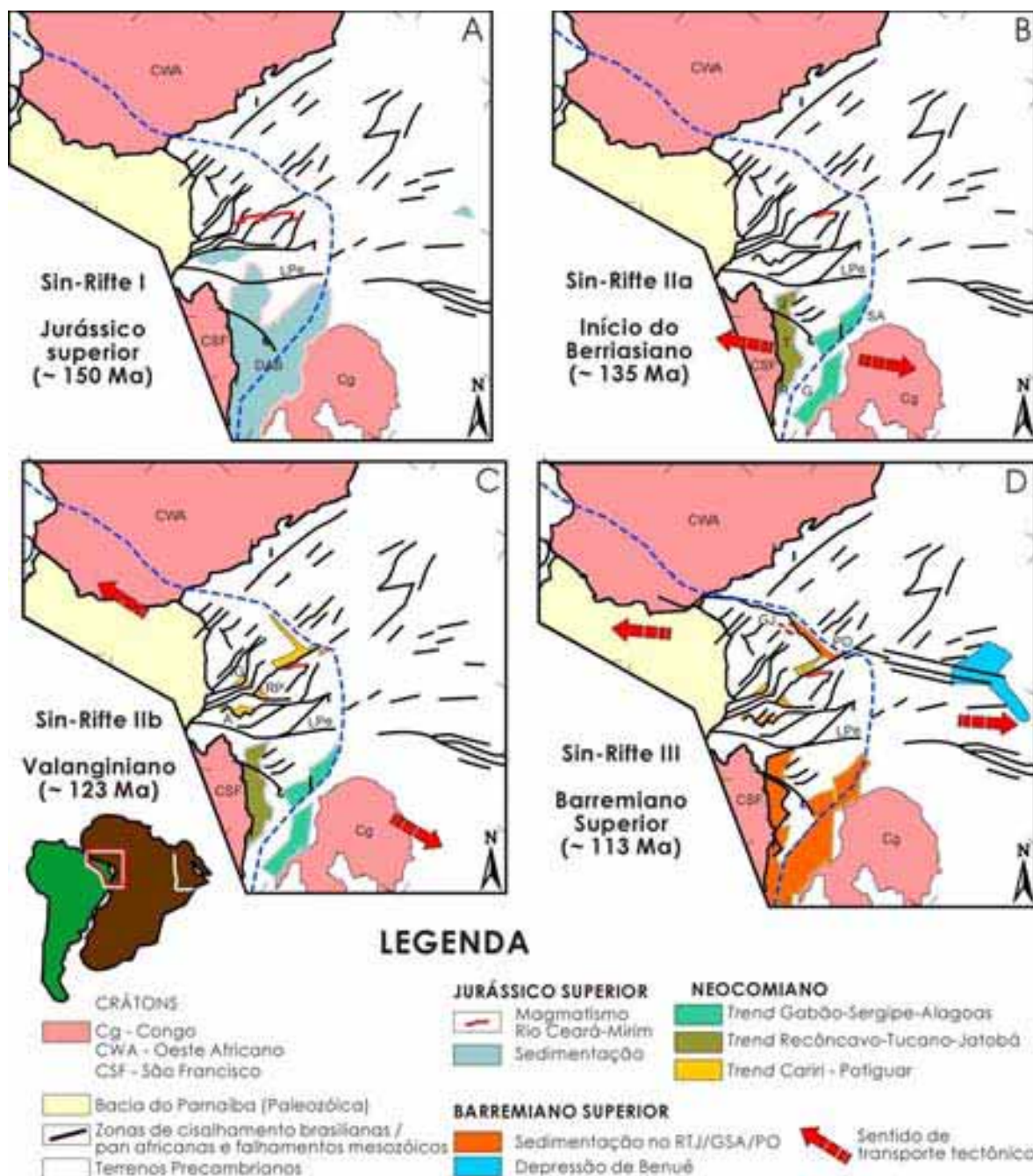


Figura 1.9 – Reconstrução pré-deriva do Nordeste do Brasil e Oeste da África durante quatro estágios tectônicos de acordo com Matos (1992, 1999). DAB = Depressão Afro-Brasileira; LPe = Lineamento Pernambuco; R = Bacia do Recôncavo; T = Bacia do Tucano; J = Bacia do Jatobá; G = Bacia do Gabão; AS = Bacia Sergipe-Alagoas; IG = Bacia de Iguatu; RP = Bacia Rio do Peixe; A = Bacia do Araripe; GJ = Graben de Jacaúna; PO = bacia Potiguar offshore; RTJ = bacias Recôncavo – Tucano – Jatobá; GSA = bacias Gabão – Sergipe – Alagoas.

Por fim, o terceiro estágio, conhecido como sin-rifte III (Fig. 1.9d), caracteriza-se pelo período de maior taxa de subsidência no eixo SE-AL. Os sedimentos correlatos revelam uma grande mudança na cinemática do rifteamento, com desenvolvimento sincrônico de dois *trends* deformacionais. Inicia-se a deformação cisalhante da margem equatorial, com a propagação e o clímax do rifteamento na margem leste (identificado principalmente nas

bacias de Sergipe e Alagoas). A deformação se concentra ao longo dos principais *trends*, e a direção de transporte tectônico muda de NNW (no sin-rifte IIb) para uma direção aproximadamente EW (no sin-rifte III). O *trend* Cariri-Potiguar emerso é abortado, enquanto que os primeiros efeitos do estiramento na futura margem equatorial são registrados pelos sedimentos basais e na Fossa de Benué. Na mesma época, a margem leste passava por sua maior fase de estiramento, refletida em espessa acumulação de sedimentos sin-rifte nas bacias do Gabão, Sergipe e Alagoas. Matos (1999) mostrou que o eixo de deposição nestas duas últimas bacias era de direção NE até o limite da Bacia de Alagoas (o Alto de Maragogi). Já a norte deste lineamento, nos domínios da Bacia de Pernambuco, não existem evidências de sedimentos mais antigos que o Barremiano, o que não descarta totalmente a ocorrência de possíveis sedimentos mais velhos (Jurássico Superior) nos depocentros ainda não testemunhados. Para este autor, as altas taxas inferidas de estiramento durante o sin-rifte III estão, aparentemente, restritas ao sul do Alto de Maragogi. Provavelmente, a ausência de sedimentos desta idade a norte do Alto de Maragogi deve-se à influência do Lineamento Pernambuco na arquitetura e localização da deformação distensional. A região representada hoje pela Bacia de Pernambuco teria funcionado como uma zona de amortecimento entre a Bacia de Alagoas, a sul (sob altas taxas de distensão), e a região ao norte do Lineamento Pernambuco (Bacia da Paraíba), caracterizado aparentemente pela ausência de sedimentos desta idade.

Para Matos (1999, 2000), durante a propagação do rifteamento o afinamento litosférico prosseguia numa região confinada entre os crátons São Francisco e Congo, expandindo-se na Faixa Sergipana. A medida que se propagava em direção ao Lineamento Pernambuco, sua trajetória foi refratada pelo Terreno Pernambuco-Alagoas. Estes obstáculos infra-litosféricos postergaram até o Aptiano inferior, o início do rifteamento na porção mais oriental do NE brasileiro (bacias de Pernambuco e Paraíba) e na África (bacias de Douala e Rio del Rey) (Fig. 1.10). Esta região, chamada de Zona Transversal (Mabesoone & Alheiros 1988; Santos 1999), caracteriza-se por um conjunto de bacias nos lados brasileiro e africano, entre os altos de Maragogi (AL) e de Touros (RN). Segundo Matos (2000, 2001), no decorrer do Aptiano, com o início do espalhamento do fundo oceânico, começou a ser vencida a inércia do movimento entre as placas, provocando um aumento nas tensões aplicadas à Zona Transversal, levando ao seu rompimento quase ortogonal e o conseqüente início da deposição rifte ao longo da Zona Transversal. O processo de rompimento desta zona teria ocorrido concomitantemente à ruptura dos crátons do Oeste Africano e São Luiz e o conseqüente estiramento crustal de toda a margem equatorial Afro-Brasileira. O diacronismo na deposição dos sedimentos é observado no Aptiano inferior, onde os principais eixos de rifteamento acumulavam sedimentos finais da fase rifte (*trend* GSA) ou sedimentos transicionais (marinho evaporítico e seus equivalentes proximais nos *trends* do RTJ e Cariri-Potiguar-emersa). Nesta mesma época, dava-se a deposição de sedimentos continentais, sob influência marinha da fase rifte da Bacia de

Pernambuco, conforme revelam as palinozonas P-260 e P-270 do poço 2-CPE-1-PE (Poço do Cupe) (Lima Filho 1998).

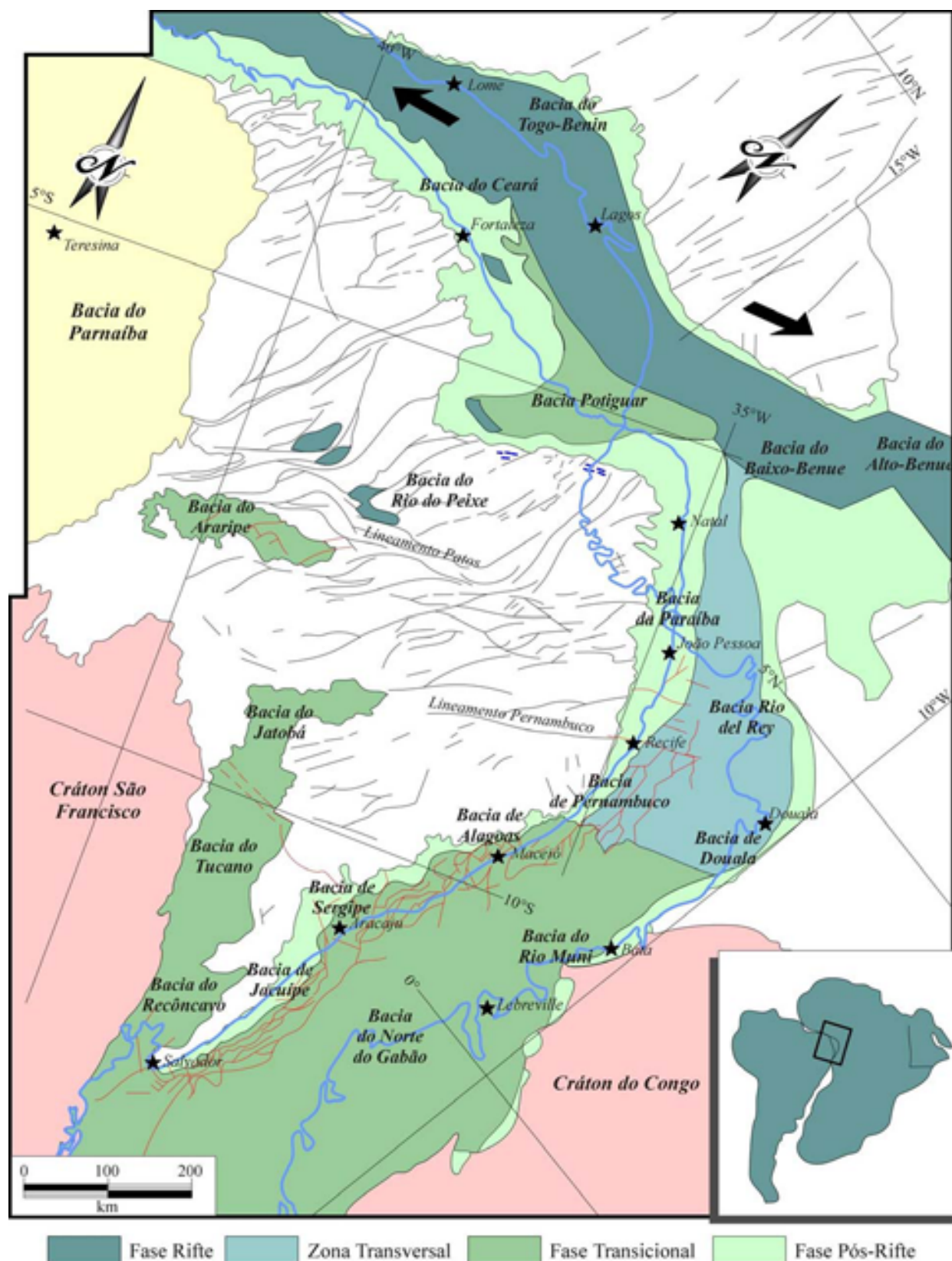


Figura 1.10 – Reconstrução pré-drifte no Aptiano, com a distribuição espacial das principais bacias do nordeste brasileiro e oeste africano, de acordo com Matos (1999). As linhas vermelhas representam o arcabouço estrutural.

Usando critérios bioestratigráficos nas bacias de Sergipe e Alagoas, Koutsoukos (1992) sugeriu que no decorrer do Albiano médio já havia a ligação final entre as margens equatorial e leste brasileiras e que a fase de margem passiva estava totalmente formada. A subida eustática no Albiano favoreceu a implantação das plataformas carbonáticas nas bacias Potiguar (Formação Ponta do Mel), Alagoas (Formação Riachuelo) e provavelmente encontra-se registrada na seção Albiana da Formação Estiva (Bacia de Pernambuco). A partir do Albiano, iniciou-se a fase drifte (perdurando até o Recente) ou de subsidência térmica, dominada por uma sedimentação marinha franca, típica da fase de deriva continental.

1.4.2 – AS BACIAS CIRCUNVIZINHAS DA BACIA DE PERNAMBUCO

1.4.2.1 - A BACIA DE ALAGOAS

A geologia da Bacia de Alagoas sempre foi abordada no contexto da Bacia Sergipe-Alagoas. Todavia, Feijó (1994b) sugeriu que as bacias de Sergipe e Alagoas poderiam ser individualizadas principalmente a partir de importantes diferenças estruturais e estratigráficas. Desta forma, aqui serão apresentadas apenas informações a cerca da Bacia de Alagoas, por esta marcar o limite sul da Bacia de Pernambuco (Fig. 1.11). O preenchimento sedimentar neopaleozóico e jurássico da Bacia de Alagoas possui grande similaridade com a Bacia de Sergipe, porém as rochas do cretáceo inferior são bem mais desenvolvidas na primeira. Seus sedimentos foram depositados francamente sobre rochas graníticas pré-cambrianas do Terreno Pernambuco-Alagoas.

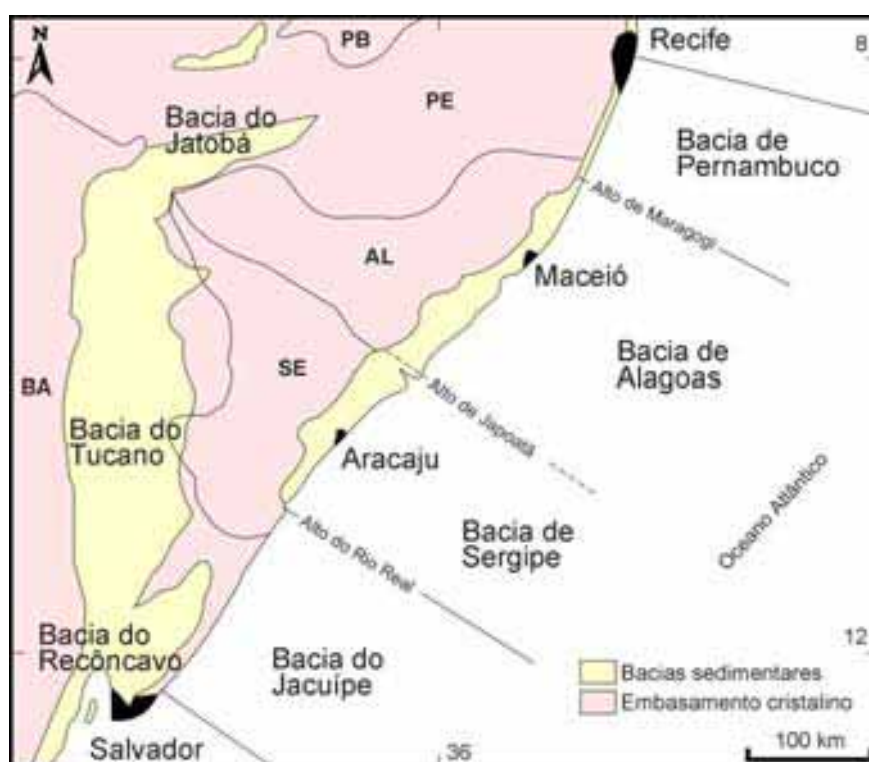


Figura 1.11 – Mapa de localização da Bacia de Alagoas e suas circunvizinhas (modificado de Lima et al. 2002).

Feijó (1994b) e Azambuja Filho *et al.* (1998) reconheceram cinco fases tectono-estratigráficas principais, correspondendo a superseqüências (Fig. 1.6c) que compreendem rochas de fases paleozóica (sinéclise), pré-rifte, rifte, transicional e drifte. Com base nesses autores são descritos a seguir os diferentes grupos com suas respectivas formações e membros.

GRUPO IGREJA NOVA

Neste grupo estão representadas as rochas da fase de sinéclise. O mesmo subdivide-se nas formações Batinga e Aracaré, de idade neopaleozóica. A **Formação Batinga** comporta três membros, que ocorrem interdigitados. O Membro Mulungu compõe-se de conglomerados (diamictitos) com seixos e matacões de rochas ígneas e metamórficas. O Membro Atalaia compreende arenitos grossos, enquanto que o Membro Boacica corresponde a arenitos finos a siltitos laminados. Interpreta-se que essa formação foi depositada em ambiente glácio-marinho. A **Formação Aracaré** mostra intercalações de arenito médio, folhelho e calcário, associada a sílex. A deposição dessas rochas se deu sob condições costeiras e retrabalhamento eólico.

GRUPO PERUCABA

Aqui estão reunidas as rochas clásticas flúvio-lacustres das formações Candeeiro, Bananeiras e Serraria, todas de idade jurássica. A **Formação Candeeiro** compreende arenitos finos a médios, contendo intercalações de siltito e argilito. A **Formação Bananeiras** é constituída por folhelhos e argilitos vermelhos, sendo depositado em ambiente lacustre. A **Formação Serraria** comporta arenitos médios a grossos depositadas por rios entrelaçados com retrabalhamento eólico.

GRUPO CORURIPE

Neste grupo, encontra-se as diversas formações representativas da fase rifte e início da fase transicional. A primeira é representada pelas formações Barra de Itiúba, Penedo, Coqueiro Seco e Ponta Verde, e a transicional, pelas formações Poção e Maceió. A **Formação Barra de Itiúba** contém uma sucessão monótona de folhelhos com intercalações de arenito fino e calcilutitos, interpretada como deltas com retrabalhamento eólico em ambiente lacustre. A **Formação Penedo** é formada por espessos pacotes de arenitos finos a grossos, retratando a deposição em sistemas fluviais entrelaçados. A **Formação Coqueiro Seco** corresponde a alternâncias monótonas de arenitos finos a grossos, micáceos e folhelhos silticos. Nesta formação, ocorre o Membro Morro do Chaves, representado por calcirruditos. Essas rochas foram depositadas por deltas em ambiente lacustre. Finalmente, a **Formação Ponta Verde** é caracterizada por folhelhos que representam um marco transgressivo nesta bacia.

Na fase transicional, a **Formação Poção** caracteriza-se por conglomerados com matacões e seixos de rochas graníticas de até 3 m de diâmetros em uma matriz arcoseana mal selecionada. Estas rochas ocorrem somente na Bacia de Alagoas, alcançando a maior espessura junto às falhas da borda da bacia. Os clásticos desta formação foram depositados

em leques aluviais sintectônicos. De acordo com Feijó (1994b), esta formação pode ser correlacionada com a Formação Cabo da Bacia de Pernambuco, idéia já defendida por Alheiros *et al.* (1990). A **Formação Maceió** é constituída por intercalações de arenitos finos a grossos, folhelhos betuminosos com interlaminações de anidrita, dolomita e camadas de halita informalmente chamada de Evaporito Paripueira. Os arenitos desta formação formam o reservatório do Tabuleiro de Martins, produtor de óleo nas proximidades da cidade de Maceió.

GRUPO SERGIPE

Este grupo marca o início da deposição dos sedimentos que representam a fase drifte ou termal, caracterizada por condições oceânicas. Seu primeiro representante é a **Formação Riachuelo**, que engloba um complexo clástico-carbonático, subdividido nos membros Taquari e Maruim. O primeiro corresponde a intercalações de calcilutitos e folhelhos, enquanto o segundo contém calcarenitos e calcirruditos oncolíticos e oolíticos, além de recifes algálicos isolados. A **Formação Cotinguiba** apresenta, nesta bacia, somente o Membro Aracaju, composto de argilitos, folhelhos e margas. Estas rochas foram depositadas em talude e bacia oceânica.

GRUPO PIAÇABUÇU

Este grupo engloba as formações Calumbi, Mosqueiro e Marituba, e representa uma típica seqüência siliciclástica transgressiva-regressiva. A **Formação Calumbi** constitui-se de argilitos e folhelhos, com intercalações de arenitos finos a grossos. Os pelitos foram depositados em regiões de talude e bacia oceânica, com arenitos resultantes da ação de correntes de turbidez. A **Formação Mosqueiro** compõe-se de calcarenitos bioclásticos, formados por foraminíferos e moluscos. Finalmente, a **Formação Marituba** compreende arenitos grossos a médios depositados em leques costeiros.

ROCHAS ÍGNEAS

Asmus & Carvalho (1978) sugeriram a inexistência de qualquer atividade magmática mesozóica ou cenozóica na Bacia de Alagoas. Porém, Feijó (1994b) mostrou que em porções mais distais da Bacia de Alagoas, sob lâmina d'água superior a 2000 m de profundidade, algumas manifestações magmáticas podem ser reconhecidas através de registros sísmicos. Eles corresponderiam a corpos rochosos compactos e coniformes, com poucos quilômetros quadrados de área, interpostos às rochas sedimentares. A natureza e idade dessas rochas são desconhecidas, no entanto o truncamento e deformações provocados nos refletores sísmicos sugerem atribuir-lhes idade turoniana. Um outro evento mais novo, de provável idade eocênica, pode ocorrer como intrusões localizadas.

1.4.2.2 - A BACIA DA PARAÍBA

Localiza-se entre as bacias de Pernambuco (a sul) e Potiguar (a norte), situando-se geologicamente entre o Lineamento Pernambuco e o Alto de Touros (Fig. 1.12). As seqüências sedimentares representativas desta bacia repousam discordantemente sobre o embasamento pré-cambriano, que apresenta estruturas planares mergulhando suavemente para leste, configurando uma geometria do tipo rampa homoclinal. Com isto, as camadas mais inferiores afloram na borda ocidental da bacia, enquanto que as mais superiores afloram em direção à costa (Feijó 1994a; Lima Filho 1998). A coluna estratigráfica desta bacia (Fig. 1.6a) demonstra apenas litotipos do estágio drifte, contendo seqüências transgressivas e regressivas. Sua estratigrafia é relativamente simples, apresentando apenas quatro seqüências, denominadas formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. Recobrimdo discordantemente todas essas seqüências, ocorrem a Formação Barreiras, sedimentos de praia e aluviões.

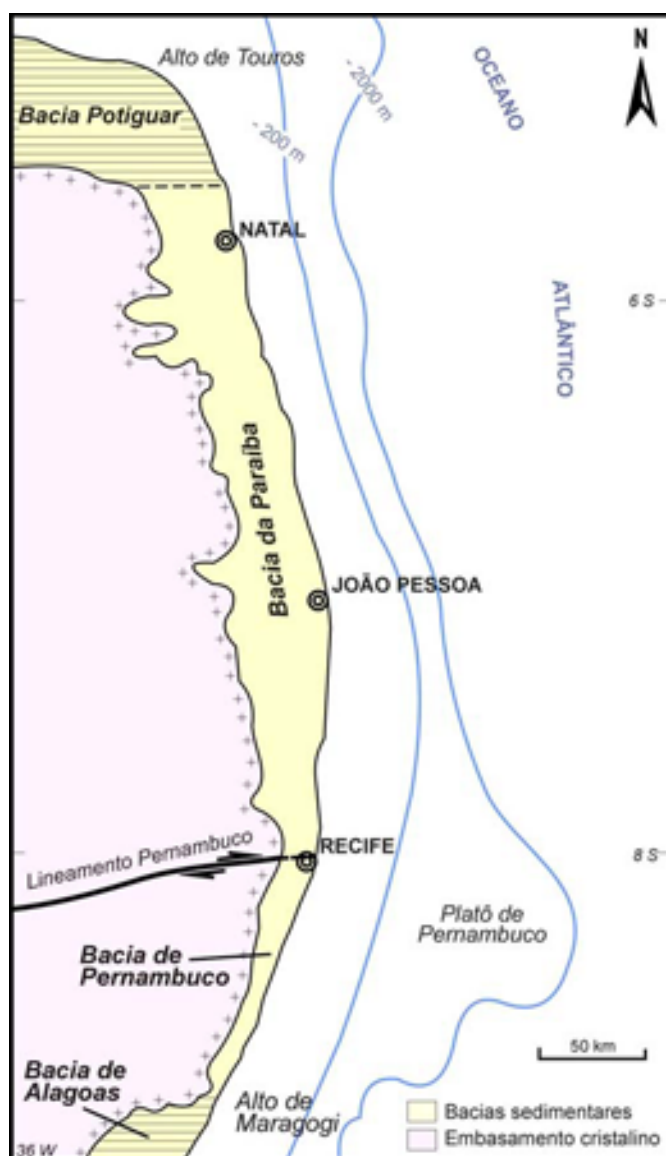


Figura 1.12 – Mapa de localização da Bacia da Paraíba e suas circunvizinhas (modificado de Mabessone et al. 1991).

FORMAÇÃO BEBERIBE

Esta unidade foi descrita inicialmente por Kegel (1955), sendo então caracterizada como membro da Formação Itamaracá. Todavia, a sua estratigrafia só foi formalizada posteriormente por Beurlen (1967a). A sua porção basal repousa erosional e discordantemente sobre o embasamento cristalino (Nóbrega & Alheiros 1991), delineando-se por uma camada de argila branca caolinítica. De acordo com Dantas (1980), a formação em tela compõe-se de uma seqüência arenosa, de granulação grossa a fina, mal selecionada, com coloração variando de cinza clara a creme, tendo, na base, o predomínio de leitos arenosos conglomeráticos. Segundo Amaral *et al.* (1977), a sua porção superior é composta de por arenitos quartzosos, compactos, carbonáticos, de textura média a grossa. Em direção à plataforma, esses litotipos intercalam-se com os sedimentos transgressivos da Formação Itamaracá.

A Formação Beberibe ocorre na sua maioria em sub-superfície, principalmente ao longo da faixa costeira entre o rio Goiana e a falha de Canguaretama. Entre o Lineamento Pernambuco e o rio Goiana, ela aflora a oeste da Ilha de Itamaracá, numa faixa de aproximadamente 15 km. Quando observados em afloramentos, os arenitos constituem espessos pacotes monótonos, maciços e superficialmente intemperizados. Em decorrência disto, a Formação Beberibe revela-se de difícil distinção com relação as rochas da Formação Barreiras.

FORMAÇÃO ITAMARACÁ

Esta formação foi definida para uma seqüência de calcarenitos (Kegel 1953), com freqüente interdigitação com uma fácies marinha, o Membro Beberibe (Kegel 1955). Posteriormente, Beurlen (1967) sugeriu o abandono do termo Formação Itamaracá, incorporando-a à porção inferior da Formação Gramame, incluindo uma camada de fosfato. Desta forma, o membro Beberibe passou a constituir uma nova formação (Formação Beberibe), sotoposta à Formação Gramame. Na revisão estratigráfica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, Mabesoone *et al.* (1991) não incluíram a Formação Itamaracá, considerada então apenas como uma fácies litorâneo-marinha da Formação Beberibe. Mais recentemente, Lima Filho & Souza (2001) retomaram a designação de Formação Itamaracá de Kegel (1953), estabelecendo seus limites a partir de anomalias de raios-gama observadas na passagem dos “arenitos calcíferos” (Formação Itamaracá) para os calcários da Formação Gramame. Essa anomalia corresponde a uma camada rica em fosfato e, permite estabelecer correlações a distâncias superior a 50 km.

Segundo Nóbrega & Alheiros (1991), parte da formação em lide corresponde a um pacote sedimentar bem estratificado, formado por arenitos finos de coloração creme, além de siltitos cinza esverdeados, com manchas avermelhadas, e ricamente fóssilífero (inúmeras conchas de bivalves mal preservados), caracterizando um ambiente lagunar. Os níveis mais friáveis (arenitos e siltitos) desenvolveram-se sobre a fácies fluvial anterior, com intercalações de

níveis conglomeráticos no topo indicando a recorrência do processo fluvial. Nesta formação são ainda reconhecidas as fácies supramesolitoral e fosfática (Tinoco & Siqueira 1976). A fácies fosfática caracteriza-se pela formação de um horizonte de fosforito mais ou menos contínuo, com espessura variando desde alguns centímetros até 4 metros, podendo conter moldes internos de foraminíferos.

FORMAÇÃO GRAMAME

Este termo foi inicialmente aplicado por Oliveira (1940) para as ocorrências de calcários margosos do vale do Rio Gramame, a sul de João Pessoa (PB). Com o passar dos anos essa formação passou a incorporar outros sedimentos que ocorrem no Estado de Pernambuco (Leal e Sá 1998).

Atualmente, considera-se que a Formação Gramame representa o estágio de instalação definitiva da transgressão marinha durante o Cretáceo (Menor *et al.* 1977). Ela repousa em contato gradacional ou interdigitado sobre sedimentos siliciclásticos e distais da Formação Beberibe (Manso *et al.* 1992). Seu limite inferior se dá através de uma superfície de inconformidade, apesar de em muitos locais parecer contínua devido a interdigitação entre o arenito calcífero e os horizontes fosfáticos da Formação Itamaracá (Manso *et al.* 1992). A passagem para com os calcários da Formação Maria Farinha, limite superior, é marcada por contatos gradacionais (Menor *et al.* 1977).

Para a Formação Gramame, a fácies calcária, praticamente domina a unidade, sendo constituída de calcários cinzentos, mais ou menos argilosos, com intercalações de níveis de margas e argilas. Na base, esses calcários são dolomíticos, tornando-se gradualmente cálcicos para o topo da seqüência (Menor *et al.* 1977). Pode conter, ainda, pacotes de margas com marcas de atividades orgânicas e bioturbação, passando, em direção ao topo, para calcários areno-argilosos, em parte fossilíferos (Manso *et al.* 1992). A associação fóssil caracteriza-se pela predominância de amonóides como os mais comuns, além de gastrópodes, lamelibrânquios, cefalópodes, equinodermos, restos de crustáceos, dentes e escamas de peixes e tubos de vermes geralmente piritizados (Beurlen 1967b; Menor *et al.* 1977). Tal associação confirma um ambiente marinho, com fundo lodoso, relativamente distante da costa que seria a fase de maior extensão da transgressão marinha (Beurlen 1967).

FORMAÇÃO MARIA FARINHA

Esta denominação foi feita inicialmente por Oliveira (1940) para calcários fossilíferos encontrados a norte de Recife. Esta formação repousa diretamente sobre as rochas da Formação Gramame, sem que se perceba alguma discordância ou hiato, mergulhando para leste e mostrando uma suave ondulação no sentido norte – sul (Oliveira & Ramos 1956). É considerada como caracterizando o início da regressão marinha na Bacia da Paraíba (Leal e Sá 1998). Litologicamente, contém, na base, calcário pseudolitográfico, seguindo-se calcários

detríticos finos, bem estratificados, bastante dolomitizados, passando, na parte superior, para calcários detríticos argilosos e margas calcárias (Oliveira 1978).

Os locais de ocorrência da Formação Maria Farinha restringem-se a uma estreita região litorânea, com boas exposições na Fábrica de Cimento Poty (Paulista-PE), onde se observa o contato entre as Formações Gramame e Maria Farinha, na Ilha de Itamaracá e na orla marítima entre Olinda e Pitimbu (no Estado de Pernambuco), recoberta em sua grande maioria por delgada camada de arenitos recentes, constituintes das praias e dunas.

Na porção basal, a Formação Maria Farinha está em contato com a Formação Gramame através de "calcário vidro", de cor creme, homogêneo, compacto, utilizado como uma camada-guia, a qual estende-se desde a cidade de Recife até a Ilha de Itamaracá, reaparecendo, depois, na Paraíba como um arenito calcífero de granulação fina (Kegel 1955). Quase todas as camadas constituintes da Formação Maria Farinha são fossilíferas, contendo tanto macro como microfósseis, a exemplo dos cefalópodes nautilóides (Maury 1930) e *Hercoglossa lamegoi* (Oliveira 1940), exclusivos desta formação. A macrofauna é abundante e constituída notadamente por gastrópodes, lamelibrânquios, equinodermatas, crustáceos e restos de tartarugas (Beurlen 1959). Na microfauna os foraminíferos bentônicos dominam sobre os plantônicos (Oliveira 1978), indicando um ambiente de sedimentação pouco profundo, águas quentes, relativamente próximo à costa, com muitas oscilações constituindo uma seqüência sedimentar negativa incompleta, caracterizando, então o início da regressão marinha na Bacia Paraíba.

ROCHAS ÍGNEAS

Até o momento, não são reportadas ocorrências importantes de rochas ígneas na Bacia da Paraíba. Todavia, Asmus & Carvalho (1978), baseados em perfis de velocidade sísmica, sugeriram a presença de corpos ígneos aparentemente intrusivos nos sedimentos e correlacionados às vulcânicas Terciárias de Boa Vista e Queimadas.

1.4.2.3 - A BACIA DE DOUALA

A Bacia de Douala (Camarões/África) representa uma das várias bacias de margem divergente encontrada ao longo da costa oeste da África, tendo sido formada através do rifteamento ocorrido entre a África e América do Sul durante o quebra do continente Gondwana. Ela é predominantemente uma bacia *offshore*, estando separada da Bacia do Rio Muni, ao sul, pelo Arco Corisco e da Bacia do Rio del Rey, a NW, pelo Lineamento Vulcânico de Camarões (Fig. 1.13). O seu limite leste é marcado por um grande falhamento normal, de direção N-S, que a separa de rochas do embasamento precambriano (Fig. 1.13).

Meyers *et al.* (1996) mostraram que esta bacia contém litotipos típicos de fases sin-rifte, transicionais (ou proto-oceânica) e pós-rifte. A sedimentação foi controlada por litologias pré-

rifte e pela topografia, com propagação do rifte de norte para sul e variação lateral entre as diferentes unidades, caracterizadas a seguir.

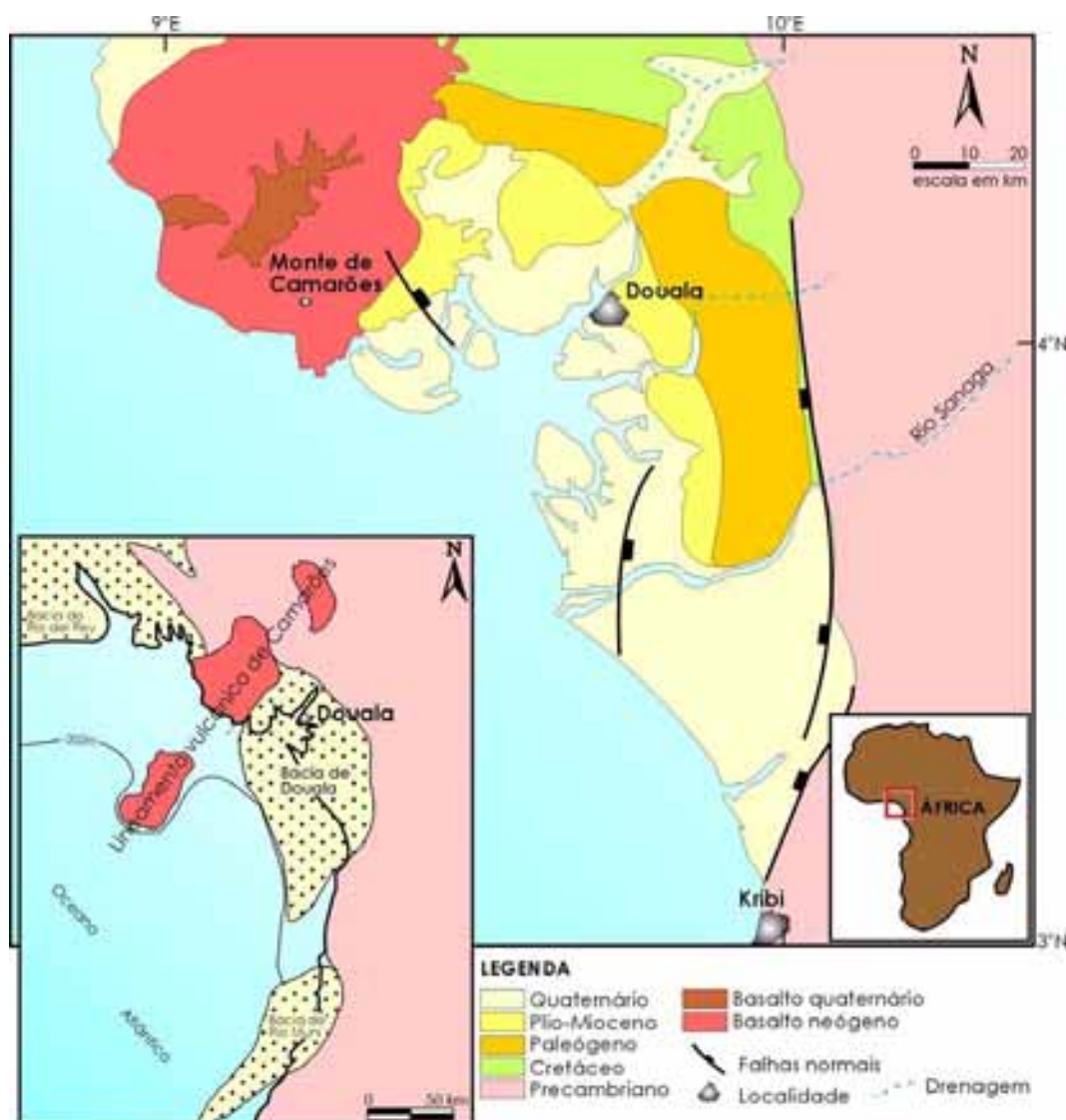


Figura 1.13 – Geologia da região de ocorrência da Bacia de Douala, de acordo com Harris & Freeman (1999) e Dailly & Goh (2000).

FASE SIN-RIFTE

Na porção nordeste da Bacia de Douala, os depósitos sin-rifte, de idade aptiana, estão depositados diretamente sobre o embasamento continental, enquanto que no sudoeste são encontrados espessos pacotes de sedimentos mais jovens sobrepostos aos litotipos sin-rifte (Pauken 1992). Este autor subdividiu as rochas sedimentares em quatro litofácies, destacando conglomerados com fragmentos do embasamento cristalino. Esses litotipos são considerados mineralogicamente imaturos, sugerindo pouco retrabalhamento e curto transporte (Meyers et al. 1996). Podem ser encontrados ainda arenitos grossos, siltitos e folhelhos representativos de uma seqüência turbidítica, além de arenitos finos com intercalações de matéria orgânica. Esse

conjunto litológico é correlacionado à Formação Mundeck, definida por Hedberg (1968, *in* Gorini 1981).

Depósitos sin-rifte pré-aptianos e rochas do embasamento não têm sido encontrados nos poços perfurados nesta bacia. Pauken (1992) sugeriu que litotipos sin-rifte mais antigos e possivelmente sedimentos pré-rifte podem ter sido depositados nos paleo-altos e logo a seguir erodidos. Segundo Meyers *et al.* (1996), rochas vulcânicas sin-rifte não têm sido observadas nesta e nem na Bacia do Norte do Gabão, o mesmo ocorrendo no lado brasileiro, com a correspondente Bacia de Alagoas. Todavia, Coward *et al.* (1999), ao revisar e sintetizar as bacias produtoras de petróleo no Atlântico Sul, apresentaram uma coluna litoestratigráfica na qual são encontrados depósitos pré-rifte formados por arenitos e siltitos e litotipos vulcânicos juro-cretácicos, todos correlacionados a Formação Mundeck (Fig. 1.14).

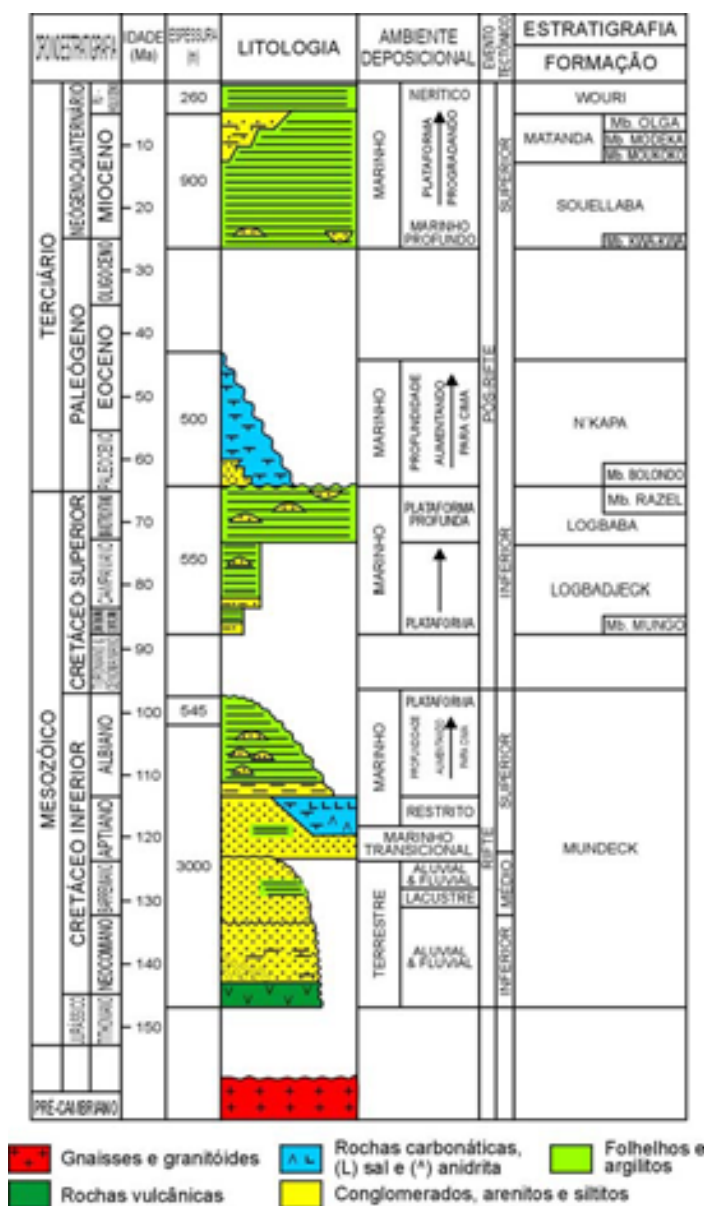


Figura 1.14 – Estratigrafia da Bacia de Douala, de acordo com Coward *et al.* (1999).

FASE TRANSICIONAL (PROTO-OCEÂNICA)

Com a continuação da abertura do Oceano Atlântico e conseqüente espalhamento do assoalho oceânico no Aptiano, ocorreu uma rápida subsidência nesta bacia culminando com a invasão das primeiras águas marinhas (Meyers *et al.* 1996). Estes autores sugeriram que na Bacia de Douala a separação definitiva entre os continentes africano e sul-americano teria ocorrido após a deposição da Formação Mundek. Outra evidência, mesmo que indireta, de que os sedimentos basais desta bacia são de idade pré-aptiana, refere-se ao fato de que em poços perfurados foram encontrados evaporitos na porção *offshore* (Gorini 1981). Essas evaporitos possuem idade entre 110-120 Ma, sendo correlacionados àqueles encontrados nas bacias marginais no Atlântico Sul (Meyers *et al.* 1996).

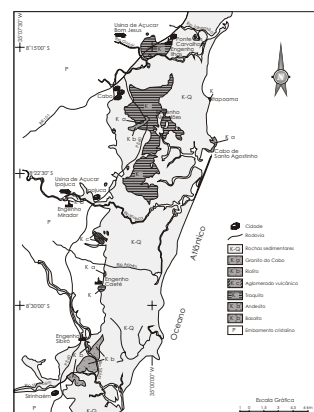
FASE PÓS-RIFTE

Após a deposição dos evaporitos da fase transicional, seguiu-se a sedimentação pós-rifte com predomínio de sedimentação clásticos / pelíticos (siltitos e folhelhos), terminando com carbonatos de águas rasas. Esta seqüência de rochas é representada pelas formações Logbadjeck, Logbaba e N'Kapa na coluna da figura 1.14. De acordo com Meyers *et al.* (1996), no coniaciano-santoniano ocorreu um ajuste tectônico ao longo da margem oeste africana, produzindo erosão das unidades mais antigas e subseqüente deposição de sedimentos plataformais (formações Logbaba e N'Kapa) sobre a inconformidade gerada. As unidades pós-rifte cretácicas são encontradas principalmente na porção NNE da Bacia de Douala. Do Paleoceno ao Recente, a fase pós-rifte é dominada por turbiditos marinhos e sedimentos deltáicos (principalmente siltitos e folhelhos).



Capítulo II

Revisão dos Conhecimentos da Província Magmática do Cabo



2

REVISÃO DOS CONHECIMENTOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO

2.1 – HISTÓRICO DOS TRABALHOS SOBRE A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO CABO

Os primeiros trabalhos relacionados a Província Magmática do Cabo (PMC) são creditados a John Casper Branner, que, no final do século XIX (janeiro de 1876 e julho de 1899), visitou por duas vezes o litoral sul de Pernambuco. Em 1902, este autor publicou o trabalho intitulado "The Geology of the Northeast Coast of Brazil" no boletim da Sociedade Geológica da América, abordando em detalhes os traquitos das praias de Itapoama e Pedras Pretas, o Granito do Cabo de Santo Agostinho e os riolitos da Ilha de Santo Aleixo. No seu artigo "Estudos Geológicos no Estado de Pernambuco", Moraes (1928) apresentou um resumo do texto original de Branner (1902), quando então foi dado um maior destaque para o Granito do Cabo de Santo Agostinho e para os traquitos de Itapoama e Pedras Pretas.

Quase trinta anos depois, trabalhos de mapeamentos realizados por Oliveira & Ramos (1956) contribuíram para uma das primeiras classificações das rochas ígneas de alguns afloramentos nas proximidades de Recife. Eles distinguiram quatro tipos diferentes de rochas (traquitos, riolitos, comenditos e basaltos), que foram agrupadas em uma única unidade no respectivo mapa geológico. A seguir, Cobra (1960), através de mapeamento geológico, também considerou as manifestações magmáticas em uma só unidade, englobando as rochas que ocorrem entre a cidade do Cabo de Santo Agostinho e o Engenho Algodoads, distinguindo petrograficamente riolitos e traquitos, além do próprio Granito do Cabo. Uma síntese destes conhecimentos foi publicada posteriormente por Cobra (1967).

Barbosa (1962) descreveu detalhes petrográficos de rochas efusivas do Estado de Pernambuco, adicionando novos dados em 1966. Nesse mesmo ano, Vandomos e colaboradores divulgaram as primeiras idades geocronológicas para as rochas da PMC, através dos métodos K-Ar e Rb-Sr, concluindo que todas as litologias eram consangüíneas. Nos anos de 1968 e 1969, diversos estudos geológicos e geofísicos da antiga Escola de Geologia de Pernambuco foram executados na PMC, destacando-se aqueles referentes às rochas vulcânicas da região de Ipojuca (Maciel 1968), os traquitos da região de Serinhaém (Pedrosa Jr. 1969) e algumas vulcânicas da região de Tamandaré (Santos Filho 1969).

Mello & Siqueira (1972) elaboraram um dos primeiros mapas geológicos integrando todas as rochas da PMC, incluindo descrições petrográficas das mesmas. Em 1973, Sial estabeleceu o termo suíte cálcio-alcálica do Cabo de Santo Agostinho para todas as rochas

ígneas (vulcânicas e subvulcânicas) da província. Logo a seguir, Borba (1975) realizou, em seu trabalho de mestrado, estudos petrográficos e geoquímicos (com elementos maiores) em traquitos, riolitos e basaltos, fornecendo as primeiras discussões sobre processos evolutivos. Sial (1976) definiu o termo Província Magmática do Cabo para as rochas vulcânicas e o Granito do Cabo, associando esta província à passagem da Placa Sul-Americana sobre a pluma de Ascensão. Neste mesmo ano, Rand realizou estudos geofísicos na faixa litorânea sul de Recife e mostrou a importância das rochas magmáticas na evolução da Bacia de Pernambuco.

Costa & Mello (1978) promoveram o primeiro guia de excursão para a região do Cabo de Santo Agostinho com visitas às rochas vulcânicas desta área. Legrand *et al.* (1978) realizaram uma revisão sobre o Granito do Cabo, abordando o seu caráter peralcalino e a existência de uma fácies microgranítica associada. No mesmo sentido, Figueiredo Filho *et al.* (1978) discutiram a natureza alcalina para as rochas dessa província, enquanto que Borba (1978) interpretou aspectos petrogenéticos com os dados geoquímicos ora disponíveis na literatura (apenas para as rochas vulcânicas). Legrand & Figueiredo Filho (1979) fizeram uma reavaliação dos dados isotópicos com base em estudos petrográficos do Granito Cabo, definindo novas idades para este corpo. Deve-se a Amaral & Menor (1979) a designação de Formação Ipojuca para englobar todas as rochas vulcânicas e subvulcânicas (incluindo o Granito do Cabo) aflorantes na porção sul do Estado de Pernambuco. Neste mesmo ano, Borba & Sial (1979) forneceram os primeiros dados geoquímicos e interpretações petrológicas para o Granito do Cabo.

Figueiredo Filho (1980), em sua dissertação de mestrado, agrupou as análises geoquímicas existentes e acrescentou novos dados, classificando as rochas da PMC como de natureza alcalina. Sial *et al.* (1980) apresentaram os primeiros resultados de elementos terras raras do Granito do Cabo de Santo Agostinho, discutindo em detalhe a sua gênese. Gava *et al.* (1983) fizeram uma reavaliação dos dados geocronológicos de Vandoros *et al.* (1966) e determinam uma nova idade para a província magmática utilizando as diferentes rochas em uma mesma isócrona.

Em 1986, foram retomadas as publicações sobre as rochas da PMC, em especial o do Granito do Cabo através do trabalho de Long *et al.* (1986), que apresentaram uma discussão detalhada a respeito da origem desse granito, bem como uma nova idade Rb-Sr. Neste mesmo ano, Mizusaki (1986) forneceu uma idade K-Ar para traquitos intercalados nos arenitos da Formação Cabo, encontrados no Poço 2-CPE-1-PE da PETROBRAS. Sial *et al.* (1987) promoveram uma nova excursão para a PMC, apresentando uma síntese de dados de campo, petrográficos e geoquímicos.

Em 1991, Figueiredo Filho e Schwab resumiram os aspectos litogeoquímicos das rochas vulcânicas da PMC, inclusive reportando os primeiros dados de elementos terras para as rochas vulcânicas. Neste mesmo ano, eles apresentaram os aspectos geoquímicos para elementos maiores e terras raras dos riolitos da Ilha de Santo Aleixo (Figueiredo Filho & Schwab 1991b). Borba (1991) sintetizou as informações da dissertação de mestrado do vulcanismo do Cabo,

abordando principalmente aspectos petrográficos e geoquímicos. Guimarães *et al.* (1992) publicaram novos dados de elementos terras raras para traquitos, riolitos e basaltos a sul de Recife. Lima Filho *et al.* (1994) realizaram um estudo detalhado da Bacia de Pernambuco e apresentaram novas interpretações sobre o magmatismo desta bacia, criando a denominação Suíte Vulcânica de Ipojuca.

Em 1994 e 1995, Pinho descreveu tipos vulcânicos coletados em amostras de testemunhos e calhas dos poços 2-CPE-1-PE e 9-JG-1-PE da PETROBRAS, mostrando a grande quantidade de rochas magmáticas (riolitos, basaltos e traquitos) em subsuperfície na Bacia de Pernambuco. Tais informações foram disponibilizadas em Lima *et al.* (1997) e Lima & Pinho (1997), enfatizando o aspecto sin-rifte do vulcanismo e a relação deste com a sedimentação. Chavez (1995), estudando a região de Ipojuca/Ponta da Gamboa, e Ivo (1995), na região de Sirinhaém, abordaram as rochas vulcânicas encontradas naquela bacia. Lima Filho *et al.* (1996) publicaram um resumo sobre o magmatismo e as rochas piroclásticas da Bacia de Pernambuco, a partir da reavaliação de dados de campo, petrográficos e geoquímicos encontrados na literatura. Lima Filho (1998a), em sua tese de doutorado, sugeriu a mudança do termo Formação Ipojuca para Suíte Vulcânica de Ipojuca, englobando todas as rochas vulcânicas e o Granito do Cabo. Lima Filho (1998b) associou as rochas magmáticas da bacia em lide com diferentes eventos tectono-magmáticos.

Em 2001, Lima Filho promoveu mais uma excursão de campo para a Bacia de Pernambuco, enfatizando as rochas vulcânicas e subvulcânicas e suas relações com as unidades sedimentares. Neste trabalho, também foram apresentadas informalmente as primeiras idade geocronológicas com o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para as rochas magmáticas (os dados completos encontram-se em Lima Filho & Szatmari 2002). Finalmente, Cruz (2002) sugeriu a mudança do termo Suíte Vulcânica de Ipojuca (Lima Filho *et al.* 1994) para Suíte Magmática de Ipojuca, por essa última apresentar tanto rochas vulcânicas como subvulcânicas (no caso, o Granito do Cabo). Mais recentemente, Almeida (2003) caracterizou as relações de campo existentes entre as rochas ígneas e as sedimentares da região de Porto de Galinhas e Sirinhaém.

2.2 – CARACTERIZAÇÃO DE TIPOS LITOLÓGICOS E TEXTURAIS

Trabalhos de caráter regional abordando informações de campo e petrográficos das rochas magmáticas foram realizados por Borba (1975) e Figueiredo Filho (1980) e posteriormente resumidos em Sial *et al.* (1987). Estes trabalhos também apresentaram o mapa geológico da PMC (Fig. 2.1), onde se observa a distribuição das rochas ígneas nas proximidades do embasamento que bordeja a Bacia de Pernambuco a oeste. De acordo com Sial *et al.* (1987), esse magmatismo ocorre como diques, derrames, soleiras, *plugs* ou corpos semi-circulares. Composicionalmente, correspondem a traquitos, riolitos, basaltos/andesitos, ignimbritos e álcali-feldspato granito. Segundo esses autores, as rochas vulcânicas são representadas predominantemente por **traquitos**, apesar de Lima Filho (1998a) considerar que

a maioria dos denominados traquitos seriam, de fato, basaltos intemperizados. As principais áreas de ocorrências das rochas traquíticas estão nos engenhos Ilhas, Algodoads e na Praia de Itapoama. São rochas de granulação fina, coloração escura, produzindo um solo avermelhado. Por vezes, apresentam texturas porfírica e amigdaloidal. Petrograficamente, são identificados micrólitos de feldspatos sem orientação preferencial. O feldspato potássico é representado pela sanidina, ocorrendo como microfenocristais, enquanto plagioclásio aparece mais raramente como fenocristais zonados. O quartzo reflete em sua maioria produto de silicificação secundária. O principal máfico é o clinopiroxênio (aegirina-augita), aparecendo como microfenocristais ou em pequenos agregados, usualmente oxidados.

Sial *et al.* (1987) mostraram que as vulcânicas ácidas são exemplificadas por diques e *plugs* de **riolitos**. Os principais locais de ocorrência estão próximos a Usina Ipojuca, engenhos Mirador e Algodoads e no Sítio dos Anjos. Os riolitos possuem textura afanítica ou porfírica, formando corpos com disjunções colunares multifacetadas de eixo colunar tanto horizontal quanto vertical. Em campo, é possível identificar fenocristais de quartzo e feldspato potássico (sanidina) numa matriz de coloração rósea a cinza. Em seções delgadas, são identificados plagioclásio disperso na matriz ou como microfenocristais zonados. Dentre os minerais máficos, o mais comum é a biotita, ainda ocorrendo eventualmente anfibólio e piroxênio, os quais estão via de regra transformados em óxidos e hidróxidos.

As rochas básicas, descritas como **basaltos** e **andesitos** (Sial *et al.* 1987), localizam-se principalmente na porção centro-sul da bacia, com exemplos nos engenhos Sibiró e Caeté. Possuem cor preta e granulação fina. A mineralogia de ambas as litologias é muito parecida e relativamente simples, podendo conter plagioclásio disperso na matriz na forma de pequenos micrólitos ou ainda como microfenocristais. O mineral máfico principal é a olivina, tendo ainda pequenos agregados de augita. O piroxênio está mais freqüente nos andesitos, ao passo que a olivina é encontrada somente nos basaltos. A biotita é observada como finas lamelas distribuídas na matriz.

Contido nesta província magmática ocorrem rochas de natureza piroclástica representadas por **ignimbritos**. Uma das primeiras referências descrevendo tais litologias deve-se a Rocha (1990), apesar de Borba (1975) apresentar em seu mapa geológico (Fig. 2.1) ocorrências de aglomerados vulcânicos, todavia sem fazer qualquer outro comentário. Gava *et al.* (1983) também mencionaram em seu banco de dados isotópicos (Rb-Sr) análises para duas amostras de ignimbritos (ver item adiante). Rocha (1990) descreveu a presença de aglomerados ou brechas vulcânicas na região do Engenho Saco. Tratam-se de rochas de cor creme e matriz fanerítica fina, contendo fragmentos de litotipos ígneos (granitos e dioritos), sedimentares (calcários) e metamórficos (xistos e gnaisses), além de quartzo e K-feldspato. Lima Filho *et al.* (1996) retomaram o estudo dessas rochas e revelaram novos locais de ocorrências nos engenhos Algodoads e Água Fria.

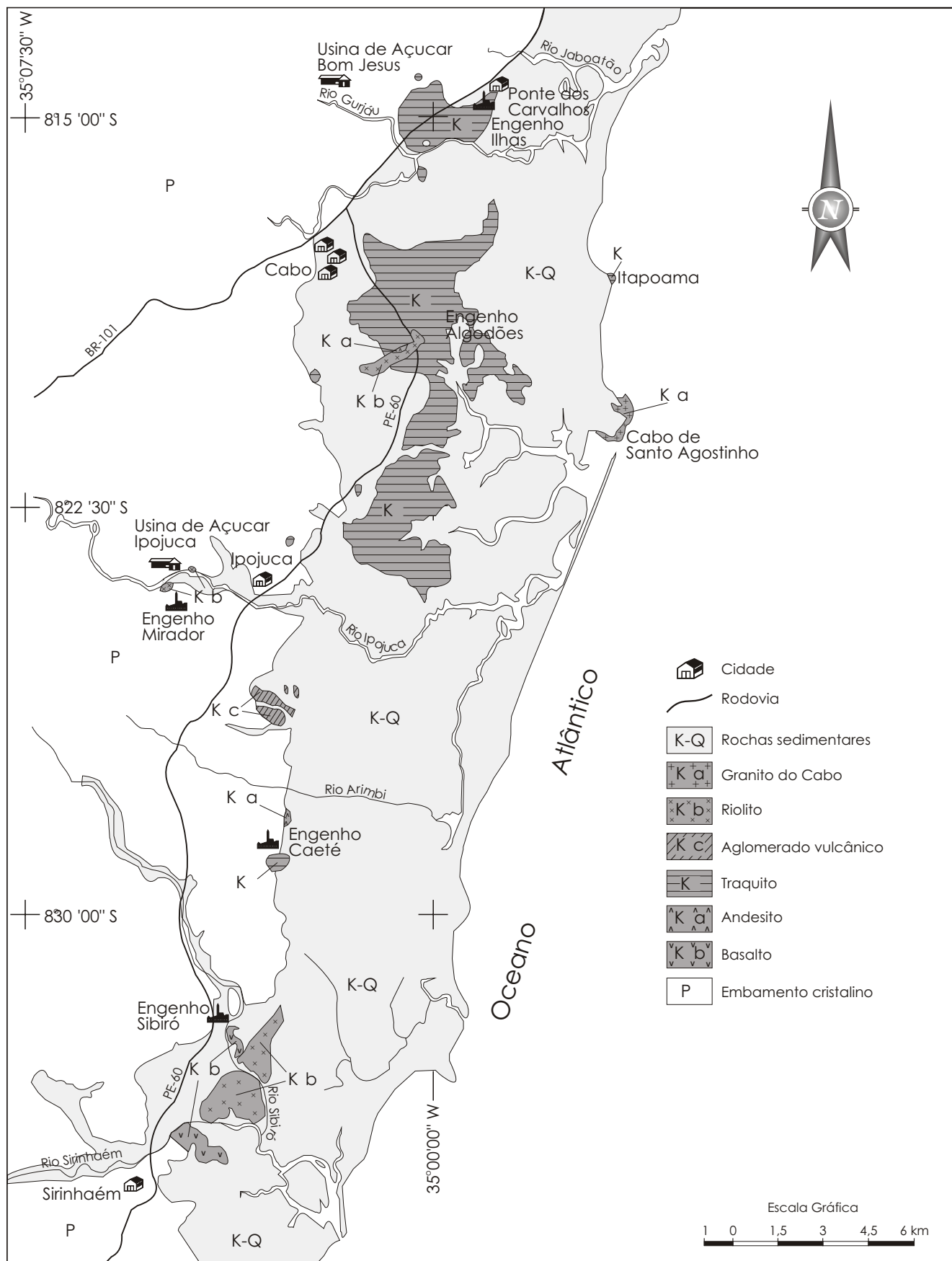


Figura 2.1 - Mapa litológico da Província Magmática do Cabo, modificado de Borba (1975), Figueiredo Filho (1980) e Sial et al. (1987).

Por fim, representando as rochas mais estudadas da PMC, têm-se o Granito do Cabo de Santo Agostinho. Ele corresponde a um corpo ígneo de granulação fina a média, leucocrático, de composição **álcali-feldspato granito**. Em campo, é possível observar duas variedades texturais, um granito e um microgranito. Long *et al.* (1986) e Sial *et al.* (1987) mostraram que essas variedades possuem similaridades mineralógicas, ambas contendo feldspato alcalino (ortoclásio) e quartzo. É comum a presença de textura granofírica. O anfibólio (arfvedsonita) é o mineral máfico mais importante, sendo encontrado com hábito intersticial, o que denota seu caráter tardio na cristalização. Também ocorre, como produto de transformação do anfibólio, a biotita, além de magnetita, fluorita, turmalina e cassiterita como acessórios (Sial *et al.* 1987).

2.3 – GEOQUÍMICA

Até meados de 1970, poucas eram as análises geoquímicas para as rochas ígneas da Bacia de Pernambuco e todas apresentavam apenas dados referentes a elementos maiores (mais detalhes em Figueiredo Filho 1980). Borba (1975) reuniu um conjunto de 10 novas análises de elementos maiores, individualizando três grandes grupos litológicos (basaltos, traquitos e riolitos) e concluindo pela consanguineidade e natureza alcalina dos mesmos e evolução por mecanismos de cristalização fracionada. Com relação ao Granito do Cabo, Borba & Sial (1979) admitiram duas hipóteses para a formação do mesmo. Uma seria a partir de um líquido granítico pobre em H₂O e enriquecido em álcalis, gerado na crosta inferior ou média, e a outra como produto de diferenciação de um magma basáltico. Uma compilação dos dados geoquímicos publicados até 1980 foi feita por Figueiredo Filho (1980), sendo ilustrados graficamente na figura 2.2. Este autor corroborou interpretações prévias de cogeneticidade entre todas as rochas ígneas da PMC.

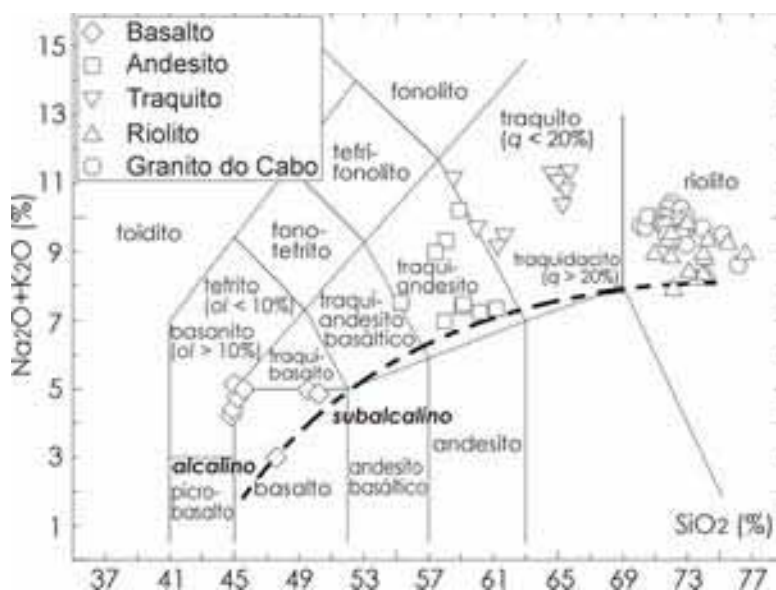


Figura 2.2 – Nomenclatura de rochas vulcânicas utilizando o diagrama total de álcalis vs. Sílica (TAS – Le Maitre 1989), com a divisória subalcalina / alcalina segundo Myashiro (1978) para as rochas da PMC. Para comparação foram acrescentadas amostras do Granito do Cabo. Os dados geoquímicos referem-se a Figueiredo Filho (1980) e Long et al. (1986).

Resultados referentes a elementos terras raras foram obtidos nas rochas do Granito do Cabo por Sial *et al.* (1980). Segundo esses autores, os padrões são semelhantes, com enriquecimento nos terras raras leves (ETRL) e leve empobrecimento nos terras raras pesados (ETRP), sendo comum uma forte anomalia negativa de Eu (Fig. 2.3a). Eles concluíram que o Granito do Cabo teria sido gerado a partir de um magma granítico (ou quartzo-sienítico) rico em álcalis e pobre em H₂O, formado por fusão parcial da crosta continental inferior ou média, em decorrência de repetidas injeções de magma basáltico na base dessa crosta. Apenas em 1991, foram apresentadas as primeiras análises de terras raras para as rochas vulcânicas (Figueiredo Filho & Schwab 1991), com padrões de forte enriquecimento dos termos leves e anomalia negativa de Eu em parte das amostras (Fig. 2.3b). Novos dados foram reportados por Guimarães *et al.* (1992) para o mesmo conjunto de rochas, ressaltando a forte anomalia negativa de Eu em riolitos (menos pronunciada em traquitos) e um grupo de riolitos com espectros praticamente planos (Fig. 2.3c). Os basaltos foram comparados ao tipo HPT (altos P e Ti) da Bacia do Paraná e admitidos como não cogenéticos aos riolitos e traquitos; os basaltos derivariam de um manto homogêneo e empobrecido em elementos incompatíveis, e os riolitos e traquitos, da fusão da crosta continental.

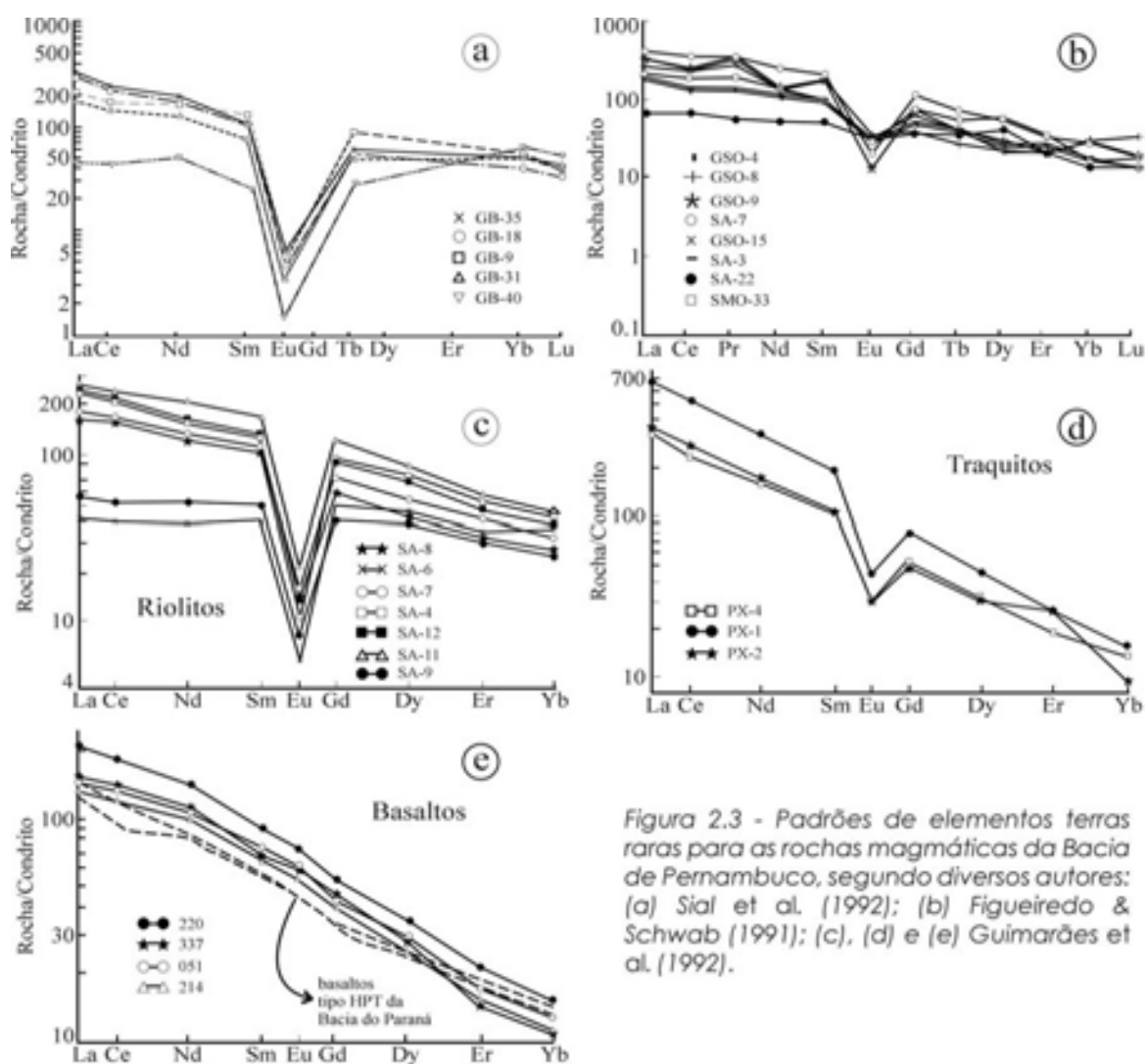


Figura 2.3 - Padrões de elementos terras raras para as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco, segundo diversos autores: (a) Sial *et al.* (1992); (b) Figueiredo & Schwab (1991); (c), (d) e (e) Guimarães *et al.* (1992).

2.4 – GEOCRONOLOGIA

As primeiras idades absolutas obtidas para as rochas da PMC foram reportadas por Vandoros *et al.* (1966), com valores variando entre 99 e 85 Ma pelos métodos K-Ar e Rb-Sr (Tabela 2.1). Em reavaliação posterior destes mesmos dados, Vandoros & Valarelli (1976) estabeleceram um novo intervalo de idade entre 114 e 90 Ma.

Legrand & Figueiredo Filho (1979), reavaliaram os dados Rb-Sr e redefiniram uma isócrona com idades de $135 \pm 0,7$ Ma para os riolitos e $104 \pm 0,8$ Ma para o Granito do Cabo (Fig. 2.4), utilizando análises obtidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo-USP - Tabela 2.2, posteriormente publicados por Gava *et al.* 1983),

Tabela 2.1 – Dados geocronológicos obtidos pelos métodos K-Ar e Rb-Sr para as rochas da PMC, segundo Vandoros *et al.* (1966).

Método K-Ar			
Rocha	Local	Material	Idade (Ma)*
Riolito	Engenho Algodoads	Ortoclásio	99
Basalto	Tiriri	Rocha total	94
Traquito	Itapoama	Rocha total	89
Traquito	Itapoama	Feldspato	85
Quartzo Pórfiro	Engenho Velho	Rocha total	92
Quartzo Pórfiro	Gaibu - Suape	Rocha total	88
Granito	Gaibu - Suape	Anfibólio	91
Granito	Gaibu - Suape	Anfibólio	87
Granito	Gaibu - Suape	Ortoclásio	87
Método Rb-Sr (idade convencional)			
Granito	Gaibu - Suape	Ortoclásio	90
Granito	Gaibu - Suape	Ortoclásio	89
Granito	Gaibu - Suape	Rocha total	88

* - Os autores não especificaram os desvios padrões.

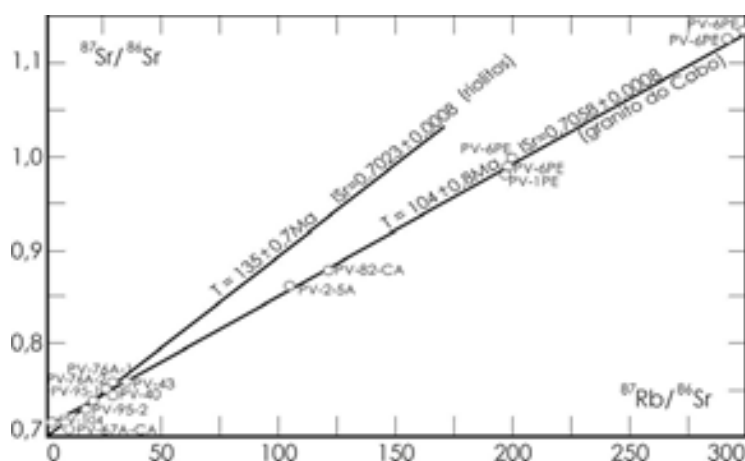


Figura 2.4 – Isócrona Rb-Sr para as rochas da PMC, usando dados de Rb-Sr (Legrand & Figueiredo Filho 1979).

Tabela 2.2 – Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas pelo CPGeo-USP para as rochas da PMC (Gava et al. 1983). Gran. = granito. Os autores não especificam se as análises são em 1σ ou 2σ .

Método Rb-Sr						
Nº de Campo	Rocha	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{medidas}}$
PV-67A-CA	Diorito	Rocha total	176,86	420,16	$1,2170 \pm 0,019$	$0,7071 \pm 0,0021$
PV-95	Traquito	Rocha total	140,53	42,14	$9,5610 \pm 1,141$	$0,7198 \pm 0,0018$
PV-95	Traquito	Rocha total	140,53	33,84	$11,8790 \pm 0,169$	$0,7243 \pm 0,0072$
PV-40	Traquito	Rocha total	143,38	16,86	$24,2060 \pm 0,379$	$0,7397 \pm 0,0043$
PV-76A	Ignimbrito	Rocha total	404,59	44,85	$26,027 \pm 0,520$	$0,7524 \pm 0,0016$
PV-76A	Ignimbrito	Rocha total	376,16	44,40	$24,44 \pm 0,510$	$0,7494 \pm 0,0016$
PV-104	Basalto	Rocha total	80,87	505,23	$0,4640 \pm 0,006$	$0,7091 \pm 0,0022$
PV-43	Riolito	Rocha total	255,30	21,76	$29,588 \pm 0,467$	$0,7535 \pm 0,0026$
PV-2-5A	Riolito	Rocha total	168,55	4,42	$109,93 \pm 1,390$	$0,8619 \pm 0,0031$
PV-82-CA	Gran. Pórfiro	Rocha total	182,84	4,24	$120,31 \pm 2,166$	$0,8828 \pm 0,0030$
PV-82-CA	Gran. Pórfiro	Rocha total	182,84	4,22	$120,77 \pm 2,103$	$0,8809 \pm 0,0030$
PV-1PE	Gran. Pórfiro	Rocha total	219,79	3,05	$197,94 \pm 2,822$	$0,9950 \pm 0,0037$
PV-1PE	Gran. Pórfiro	Rocha total	216,92	3,03	$196,78 \pm 2,271$	$0,9953 \pm 0,0020$
PV-6PE	Granito	Rocha total	163,51	2,11	$199,36 \pm 7,467$	$1,0055 \pm 0,0164$
PV-6PE*	Granito	Rocha total	177,75	2,15	$201,94 \pm 3,081$	$1,0104 \pm 0,0152$
PV-6PE*	Granito	Feldspato	292,90	3,10	$284,59 \pm 5,470$	$1,1160 \pm 0,0040$
PV-6PE*	Granito	Feldspato	287,00	2,90	$299,02 \pm 5,730$	$1,1490 \pm 0,0088$

*Dados compilados de Vandoros et al. (1966).

Trabalhando com os mesmos dados da tabela 2.2, Gava et al. (1983) recalcularam uma nova idade Rb-Sr (mineral + rocha total) de $102,9 \pm 1,4$ Ma ($I_{\text{Sr}} = 0,7073 \pm 0,0008$, MSWD = 0,6128), interpretando-a como indicativo de um único episódio magmático (Fig. 2.5). Deste modo, haveria um único evento magmático para a província, e não dois como admitido por Legrand & Figueiredo Filho (1979). Logo em seguida, Long et al. (1986) definiram uma isócrona Rb-Sr (rocha total) com idade de $105 \pm 1,8$ Ma e razão inicial (I_{Sr}) de $0,7084 \pm 0,0011$ (Fig. 2.6 e Tabela 2.3), corroborando o valor calculado por Legrand & Figueiredo Filho (1979) para o Granito do Cabo.

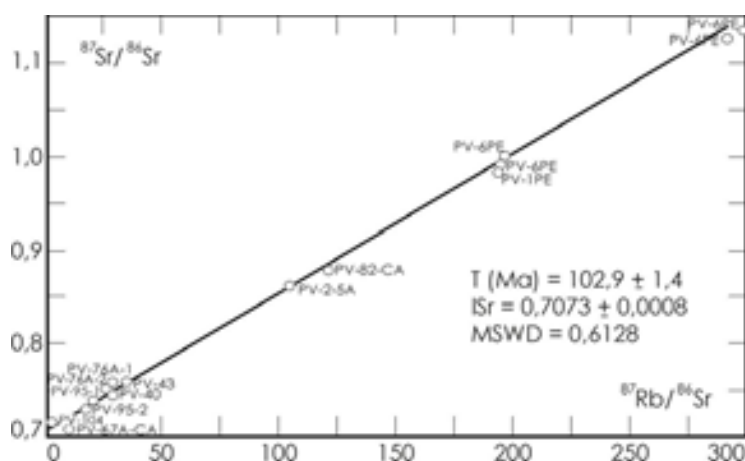


Figura 2.5 – Isócrona Rb-Sr para as rochas da PMC, segundo Gava et al. (1983).

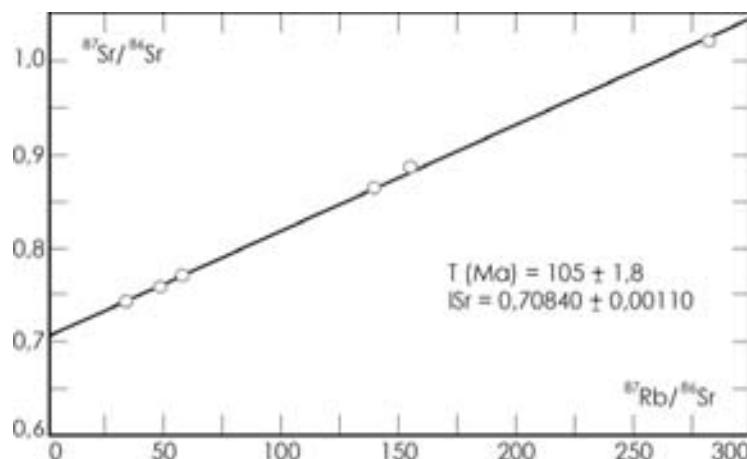


Figura 2.6 – Isócrona Rb-Sr em rocha total para o Granito do Cabo (Long et al. 1986).

Tabela 2.3 – Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas em rocha total para o Granito do Cabo por Long et al. (1986).

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
GB-09	215	20,9	29,7	0,7529
GB-18	222	5,26	122,0	0,8876
GB-26	210	10,50	57,4	0,7940
GB-31	213	4,27	144,0	0,9244
GB-35	265	16,60	46,1	0,7749
GB-40	226	2,26	285,0	1,1144

Análise semelhante àquela de Gava et al. (1983) foi realizada por Figueiredo Filho et al. (1995), os quais reinterpretaram dados Rb-Sr prévios (Tabela 2.4) e definiram uma isócrona com idade de $107 \pm 3,9$ Ma, $I_{\text{Sr}} = 0,7094 \pm 0,0017$ e $\text{MSWD} = 1,59$ para o conjunto de rochas magmáticas da província.

Tabela 2.4 – Razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ trabalhadas por Figueiredo Filho et al. (1995) para as rochas ígneas da Bacia de Pernambuco.

Nº de Campo	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
PV-6	KF-Granito	215	20,9	29,7	0,7529
PV-76A	Ignimbrito	222	5,26	122,0	0,8876
PV-95	Traquito	210	10,50	57,4	0,7940
PV-104	Basalto	213	4,27	144,0	0,9244
PV-67A	Diorito	265	16,60	46,1	0,7749
PV-40	Traquito	263	16,70	45,6	0,7796
PV-2	Riolito	226	2,26	285,0	1,1144

Vandoros et al. (1966) reportaram o primeiro conjunto de datações K-Ar para as rochas da PMC, os quais foram posteriormente refeitos e ampliados por Gava et al. (1983), podendo ser vistos na tabela 2.5. Foram, então, calculadas idades entre 102 e 89 Ma, as mais antigas relacionadas aos basaltos e riolitos (102-100 Ma) e as mais jovens, ao conjunto traquitos + Granito do Cabo (99-89 Ma). Idade semelhante a estas últimas devem-se a Mizusaki (1986),

referentes a rochas vulcânicas do poço 2-CPE-1-PE (*graben* do Cupe), com valor de $102,5 \pm 3,8$ Ma. Considerando o contexto da amostra datada, Mizusaki (1986) inferiu uma idade eoalbiana para a porção mediana da Formação Cabo.

Recentemente, os primeiros dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (rocha total) foram apresentados por Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002), sendo reportados na tabela 2.6. É importante ressaltar que os trabalhos desenvolvidos nesta tese mostram que as duas últimas rochas da tabela 2.6 são, na verdade, traqui-andesitos de textura fina, facilmente confundidas em campo com os basaltos. Tais resultados colocam em questionamento o significado e a validade das idades mais jovens, baseadas em resultados K-Ar, referidos acima.

Tabela 2.5 – Dados geocronológicos obtidos pelo método K-Ar para as rochas da PMC, segundo Gava et al. (1983).

Método K-Ar			
Campo	Rocha	Material	Idade (Ma)
PV-1-PE	Riolito	Feldspato	$101,9 \pm 2,7$
PV-1-PE	Riolito	Feldspato	$100,4 \pm 2,7$
PV-7-PE	Basalto	Rocha total	$101,3 \pm 2,6$
PV-14-PE	Traquito	Rocha total	$98,7 \pm 2,7$
PV-9-PE	Traquito	Rocha total	$95,6 \pm 2,5$
PV-9-PE	Traquito	Feldspato	$91,3 \pm 2,5$
PV-3-PE	Granito	Anfibólio	$96,6 \pm 2,9$
PV-3-PE	Granito	Feldspato	$92,6 \pm 2,6$
PV-6-PE	Granito	Anfibólio	$89,4 \pm 11,8$
PV-4-PE	Quartzo Pórfiro	Rocha total	$94,7 \pm 2,5$

Tabela 2.6 – Dados geocronológicos obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, em rocha total, para as rochas da PMC, segundo Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002).

Método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$		
Rocha	Local	Idade (Ma)
Granito	Gaibu-Suape	$111,2 \pm 1,3$
Ignimbrito	Engenho Saco	$110,7 \pm 1,3$
Riolito	Engenho Algodoais	$102,9 \pm 0,4$
Riolito	Ilha de Santo Aleixo	$100,3 \pm 0,6$
Traquito	Praia de Itapoama	$103,1 \pm 0,6$
Basalto	Engenho Sibiró	$100,7 \pm 0,6$
Basalto	Granex	$102,1 \pm 0,3$

A figura 2.7 sintetiza os dados K-Ar encontrados na literatura (Gava et al. 1983; Mizusaki 1986). Levando em conta os erros analíticos reportados, observa-se que há uma dispersão das idades, com valores oscilando entre 103 e 89 Ma (Albiano a Turoniano). Por outro lado, as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mostram-se bem mais precisas, destacando-se dois picos, o mais jovem a 103-

100 Ma (riolitos traquitos), e o mais antigo em 111 Ma (granito do Cabo e ignimbritos) (Fig. 2.8). Considerando as características inerentes aos métodos K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e as evidências e transformações hidrotermais nas rochas da PMC, os valores mais jovens que 100 Ma podem ser de fato idades rejuvenescidas.

Um outro aspecto a considerar refere-se ao significado das idades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e as reveladas por análises palinológicas. De acordo com Lima & Pedrão (1987), Lima Filho (1998) e Lima Filho & Santos (2001), foram encontradas as palinozonas P-260 e P-280 nas rochas da Formação Cabo, correspondendo, aproximadamente, ao intervalo 110 a 106 Ma. Como tais rochas são as encaixantes do magmatismo, infere-se, que o evento ígneo datado é mais jovem do que aquela formação.

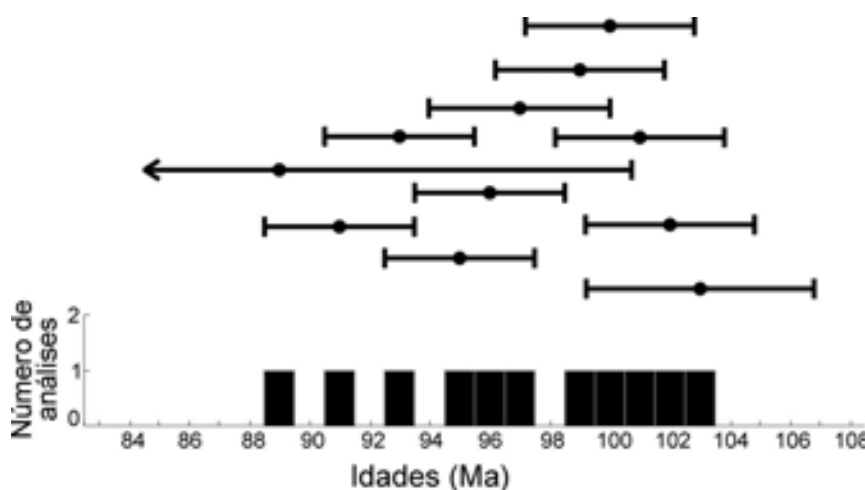


Figura 2.7 – Datações K-Ar (rocha total e mineral) da bibliografia (Gava et al. 1983, Mizusaki 1986), com suas respectivas barras de erro, para as diferentes rochas da PMC.

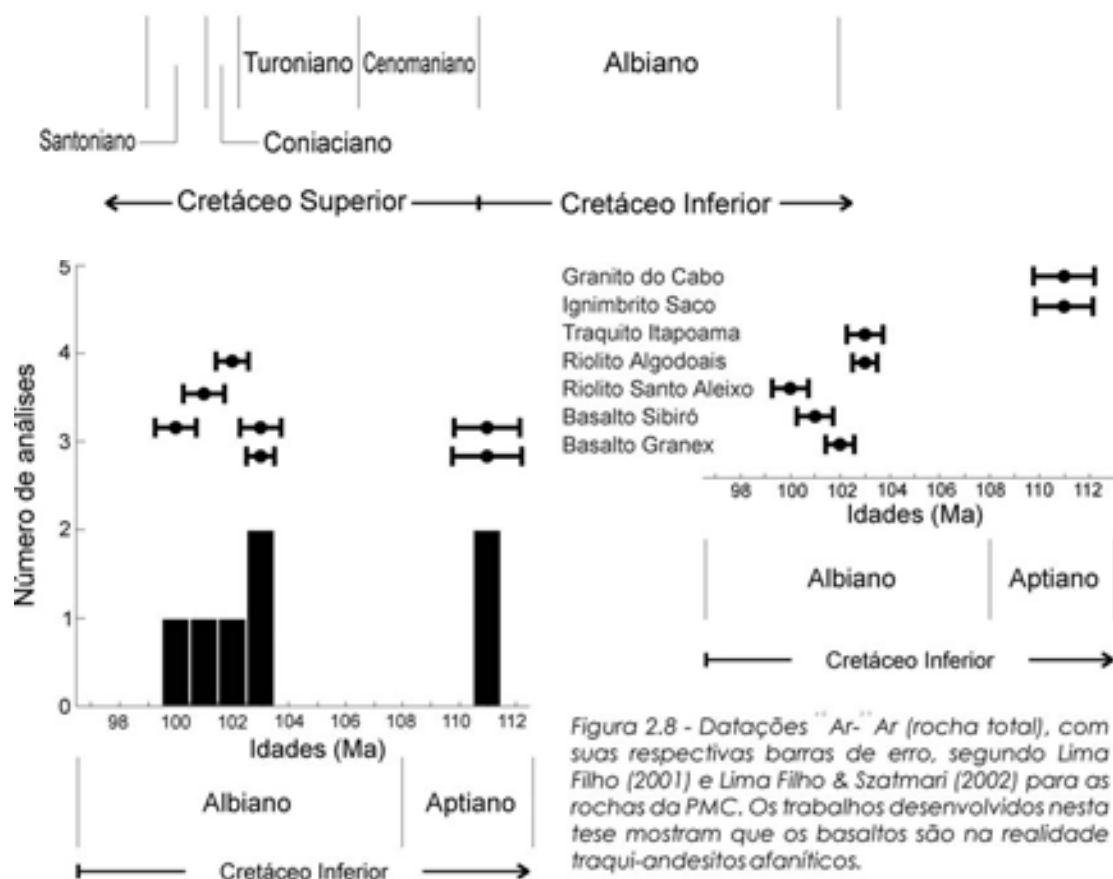
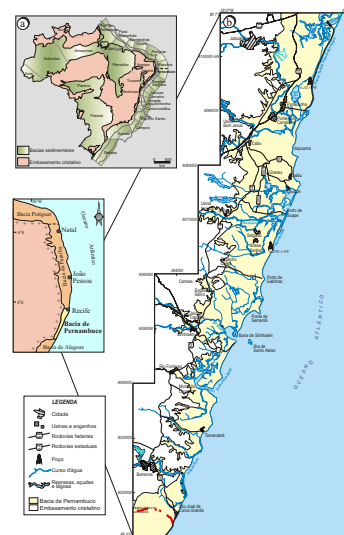


Figura 2.8 - Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (rocha total), com suas respectivas barras de erro, segundo Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002) para as rochas da PMC. Os trabalhos desenvolvidos nesta tese mostram que os basaltos são na realidade traqui-andesitos afaníticos.

Capítulo III

Problemas, Objetivos, Localização e Métodos



3

PROBLEMAS, OBJETIVOS, LOCALIZAÇÃO E MÉTODOS

3.1 – PROBLEMAS E OBJETIVOS

Os estudos bibliográficos apresentados nos capítulos precedentes demonstram a persistência de alguns problemas referentes ao magmatismo presente na Bacia de Pernambuco. Dentre os principais pontos pendentes, destacam-se os seguintes:

- ①. ausência de um estudo mais aprofundado das relações entre o magmatismo e as rochas sedimentares encontradas na bacia em lide, tanto em superfície como em subsuperfície;
- ②. escassez de estudos mais detalhados a cerca da mineralogia das rochas ígneas;
- ③. escassez de análises litogeoquímicas, especialmente no que se refere aos elementos traços;
- ④. pouco entendimento dos processos petrogenéticos e das fontes envolvidas na geração do magmatismo;
- ⑤. poucos dados isotópicos e geocronológicos;
- ⑥. necessidade de um melhor entendimento da relação do magmatismo com a evolução tectônica do estágio rifte na Bacia de Pernambuco.

Desta forma, esta tese sintetiza os resultados obtidos para a Província Magmática do Cabo (PMC), com a finalidade principal de caracterizar a gênese e processos evolutivos relacionados com os eventos ígneos. Para tal, são utilizadas informações obtidas a partir de dados de campo, litogeoquímicos, geocronológicos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Traço de Fissão em zircão) e isotópicos (Sr e Nd), cuja integração subsidia a discussão de modelos evolutivos para o magmatismo e para a própria bacia onde os mesmos estão alojados.

Os trabalhos executados foram desenvolvidos no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), contando com o apoio técnico-científico do PPGG e do Departamento de Geologia da UFRN (DG/UFRN). Os referidos órgãos contribuíram com confecção de seções delgadas, infra-estrutura laboratorial (bússolas, estereoscópios, microscópios petrográficos, martelos, veículos) e preparação de amostras para análises geoquímicas e isotópicas. Todas as atividades desenvolvidas e resultados analíticos foram financiados pelo Programa de Recursos

Humanos (PRH) da Agência Nacional do Petróleo para o Setor de Petróleo e Gás (ANP/MME/MCT), no qual está inserido o Programa de Formação em Geologia, Geofísica e Informática no Setor de Petróleo e Gás da UFRN (PRH-22/ANP).

A orientação desta tese ficou a cargo do professor Dr. Zorano Sérgio de Souza e co-orientação do professor Dr. Renato Marcos Darros de Matos, ambos do Departamento de Geologia (DG) e do Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da UFRN. Contou ainda com a colaboração dos professores Drs. Emanuel Ferraz Jardim de Sá e Fernando César Alves da Silva ambos do DG/UFRN e PPGG, e Dr. Paulo Marcos de Paula Vasconcelos (Universidade de Queensland, Austrália).

3.2 – JUSTIFICATIVA DO TEMA

A pesquisa de hidrocarbonetos em bacias sedimentares requer abordar inicialmente os processos que estão relacionados com a origem das bacias, em especial o preenchimento sedimentar, as feições tectônicas e a ocorrência de rochas magmáticas. Neste último caso, é necessário ainda monitorar o aporte térmico propiciado por essas rochas e os efeitos na geração, migração, acumulação e remobilização de óleo e gás. Em tal contexto, o magmatismo pode funcionar como fonte adicional de calor, além do calor para a geração de hidrocarbonetos, como rocha-reservatório ou selante e como marcador crono-estratigráfico, muito útil para datação indireta de rochas sedimentares, especialmente quando estas são afossííferas (Eiras & Wanderley Filho 2003).

Trabalhos enfocando a influência do magmatismo na maturação e remobilização de campos de óleo e gás são reportados na literatura mundial (Schiuma 1988; Orchuela *et al.* 1989; Chen *et al.* 1999). Há mais de uma década, estudos neste sentido têm sido aplicados a exemplos brasileiros há uma década (Zalán *et al.* 1985; Mizusaki 1986; Conceição 1992; Conceição *et al.* 1993, dentre outros), além de pesquisas mais recentes (Alves *et al.* 2000; Bender *et al.* 2001; Alves & Rodrigues 2002; Roisenberg *et al.* 2002; Eiras & Wanderley Filho 2002; Eiras & Wanderley Filho 2003).

Períodos com ocorrências de magmatismo são identificados em diversas bacias sedimentares brasileiras. Esses episódios magmáticos caracterizam fases importantes na evolução geológica dessas bacias. Por exemplo, na Bacia de Solimões verifica-se que o período relacionado à geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos coincide com os eventos magmáticos do Triássico e do Jurássico (Silva 1987; Alves *et al.* 2000). Recentemente, Bender *et al.* (2001) mostraram, por meio de modelagem geoquímica, que a transformação da matéria orgânica em óleo e gás ocorreu devido ao efeito térmico produzidos pelas rochas magmáticas. O diferente tipo de fluido encontrado nos reservatórios (óleo ou gás) depende da espessura e da distância do corpo intrusivo em relação às rochas geradoras e reservatório. Na Bacia do Solimões, as maiores jazidas de gás situam-se nas proximidades de rochas ígneas, ao passo que as acumulações de óleo ocorrem em locais mais distantes (Silva 1987; Alves *et al.*

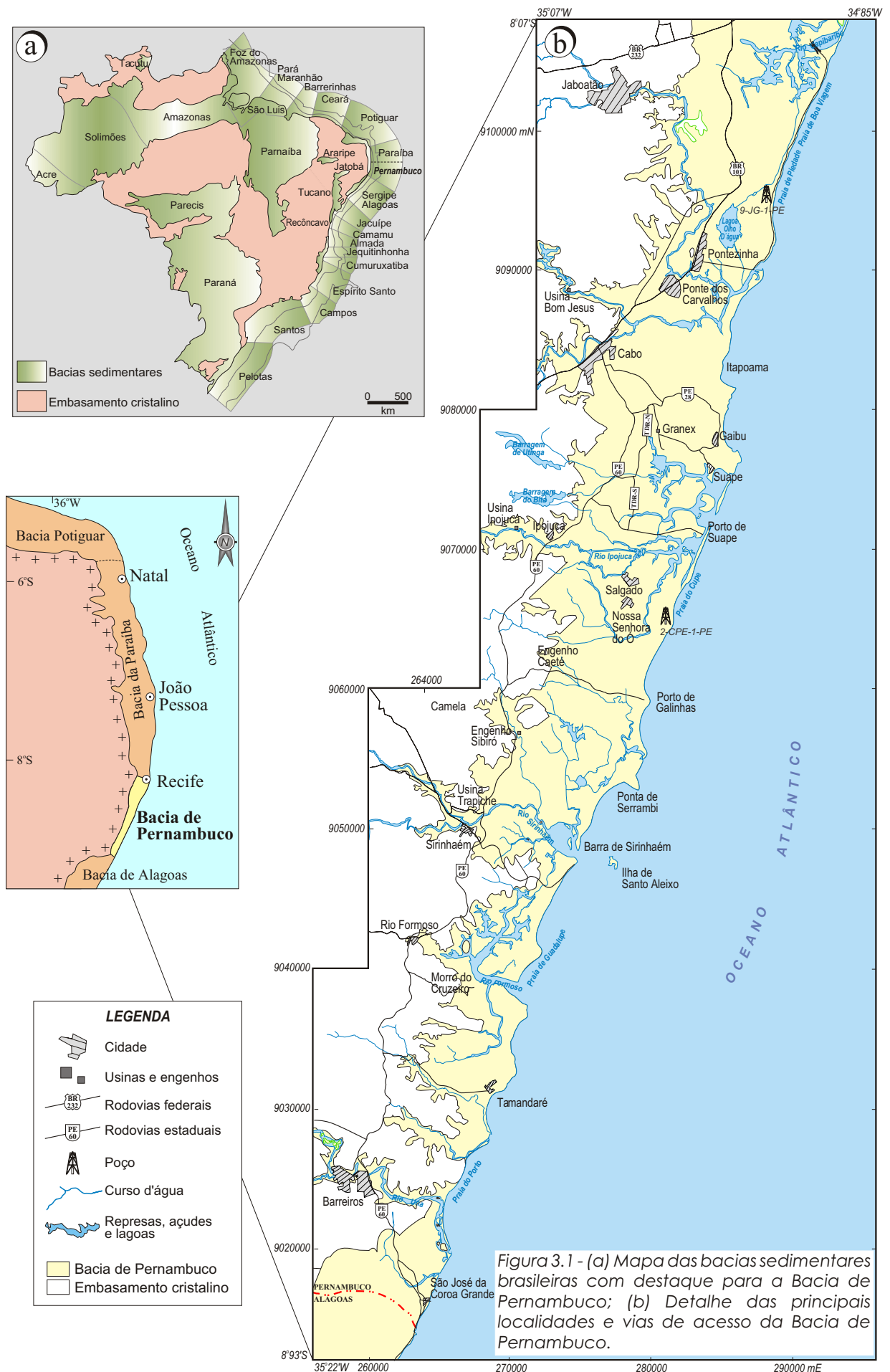
2000). Em outras bacias brasileiras que possuem magmatismo (exs. Bacias do Amazonas e do Paraná), também se observa o mesmo sincronismo entre os eventos magmáticos e o processo de geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos (Thomaz Filho *et al.* 2001).

O estudo do magmatismo em bacias sedimentares necessita enfocar três aspectos principais: a) idade absoluta do(s) evento(s) magmático(s) com respeito à deposição dos horizontes geradores e/ou selantes das acumulações de óleo e gás; dados geocronológicos servirão para verificar a sincronicidade, ou não, destes eventos e a acumulação sedimentar; b) o modo de ocorrência das rochas magmáticas (soleiras, derrames, intrusões hipabissais, domos, lacólitos) e tipos de interações com as encaixantes (efeitos térmicos, injeção de fluidos e vapores superaquecidos); c) a caracterização da evolução térmica do magmatismo e o conseqüente gradiente de temperatura provocado nas encaixantes.

Desta forma, a Bacia de Pernambuco oferece um bom exemplo para investigação da relação entre suítes magmáticas neocretáceas e o pacote sedimentar, o que será investigado de modo multidisciplinar na tese em lide. A abordagem da Província Magmática do Cabo como um dos objetivos principais deste trabalho visa obter marcadores crono-estratigráficos na história de evolução da bacia, bem como esclarecer os controles e o significado tectônico desse evento.

3.3 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de pesquisa situa-se em uma estreita faixa paralela ao litoral sul do Estado de Pernambuco, geograficamente limitando-se a norte com a região metropolitana de Recife e a sul com a cidade de São José da Coroa Grande, na divisa com o Estado de Alagoas (Fig. 3.1). O acesso a mesma pode ser feito partindo de Natal (RN) através da BR-101 até a cidade do Cabo (PE), a partir daí toma-se a rodovia estadual PE-60 até a divisa com o Estado de Alagoas. Outras estradas estaduais podem ser tomadas no interior da área de trabalho, a exemplo da PE-28. No entanto são mais comuns estradas carroçáveis e caminhos que interligam lugarejos, fazendas e sítios.



3.4 – MÉTODOS DE TRABALHO

Para a confecção desta tese, foram realizadas atividades envolvendo trabalhos de laboratório, alternados com trabalhos de campo. Maiores detalhes sobre os diferentes métodos são discutidos nos capítulos seguintes. Os métodos empregados para o desenvolvimento da presente tese foram realizados nas diferentes etapas descritas abaixo.

① - **Etapa preliminar** - Esta etapa inicial compreende o levantamento bibliográfico sistemático realizado para a área de estudo, principalmente enfocando os aspectos propostos para abordagem nesta tese, bem como também os temas ligados à fundamentação teórica e ferramentas de trabalho empregadas. Nesta etapa foram ainda efetuadas as primeiras análises de mapas topográficos, geológicos e produtos de sensoriamento remoto (fotografias aéreas, imagens de satélites e radar), com a finalidade de visualizar/identificar diferentes feições no interior do continente com continuidade até o litoral, bem como a individualização de unidades litoestratigráficas e seleção de afloramentos para as etapas de campo.

② - **Etapa de campo** - No decorrer dos trabalhos de campo, que foram executadas 10 missões, totalizando 48 dias de trabalho. Elas foram executadas com o propósito de reconhecer diferentes litologias e unidades litoestratigráficas, seleção e coleta de amostras para preparação de seções delgadas, análises químicas e isotópicas. Os trabalhos também serviram para auxiliar na observação de diferentes feições estruturais, com destaque para os critérios de intrusão/inclusão (presença de apófises e xenólitos) e as características estruturais (foliações e lineações), originadas em diferentes épocas.

③ - **Etapa laboratorial/escritório** – Subdividiu-se em três sub-etapas, de acordo com os diferentes métodos empregados, conforme descritos a seguir.

3.1 Estudos petrográficos - com as rochas coletadas nos trabalhos de campo, foram confeccionadas as seções delgadas para estudos petrográficos em microscópios de luz transmitida e microscópio eletrônico de varredura. A principal finalidade dessa sub-etapa é a caracterização petrográfica das rochas magmáticas, tanto com relação aos seus aspectos macroscópicos, considerando texturas e estruturas, como também aspectos microscópicos, feições mineralógicas e microtexturais. O estudo petrográfico detalhado possibilitou o reconhecimento de diferentes litologias, como também serviu para selecionar as amostras não alteradas e/ou transformadas para análises químicas e isotópicas.

3.2 Estudos geoquímicos e isotópicos - Definidas as melhores amostras na sub-etapa anterior, as mesmas foram então preparadas mecanicamente (fragmentação, moagem e separador Frantz). De posse desse material, o mesmo foi enviado para os diferentes laboratórios. No caso das análises químicas de rocha total, essas foram realizadas por fluorescência de raio-X e por espectrometria de plasma de fonte gasosa (ICP-MS), ambas no Laboratório da Lakefield Geosol Ltda (Brasil). Para a obtenção dos dados isotópicos (Sr e Nd), as amostras foram enviadas ao Laboratório de Geocronologia da UnB (Brasil). Quanto aos

dados geocronológicos, esses são individualizados em $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Traços de Fissão em zircão. No primeiro caso as análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia de Queensland (Austrália), enquanto que para a obtenção dos dados de Traço de Fissão foi utilizado o Laboratório de Melbourne (Austrália). Maiores detalhes a cerca dos diferentes métodos analíticos se encontram nos respectivos capítulos.

④ - **Etapa final** - Nesta última etapa, realizou-se a integração dos dados de campo e de laboratório/escritório, registrados em artigos submetidos a periódicos especializados e nos 10 capítulos desta tese.

Capítulo IV

Mapeamento Geológico e Estratigrafia do Magmatismo



4

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO

4.1 – INTRODUÇÃO

A área de estudo apresenta uma ampla variação de rochas vulcânicas e subvulcânicas e espessos pacotes de rochas sedimentares, para as quais foram empregados critérios estruturais, mineralógicos, texturais e, quando observadas, relações de contato na interpretação das unidades de mapeamento e definição da litoestratigrafia da área de ocorrência da Bacia de Pernambuco. Em função dos objetivos da presente tese, ênfase maior foi dada à caracterização dos componentes vulcano-plutônicos da Província Magmática do Cabo (PMC). Todavia, o forte intemperismo atuante na região do litoral pernambucano, a extensiva atividade antrópica (plantação de cana-de-açúcar), a ampla cobertura terciário-quaternária e as chuvas freqüentes dificultaram uma melhor individualização das diferentes unidades litoestratigráficas da área.

O anexo 01 apresenta o mapa geológico detalhado da região estudada, englobando tanto as unidades magmáticas como as sedimentares cretáceas da Bacia de Pernambuco, além das rochas e sedimentos cenozóicos. O trabalho de mapeamento geológico permitiu reconhecer sete unidades magmáticas na presente escala de reconhecimento (1:200.000). Elas foram distinguidas com base em critérios de campo, tais como textura, direção e mergulho (no caso de diques) e efeitos de contato.

Os dados obtidos, integrados àqueles da literatura disponível, bem como as discussões e principais conclusões sobre o capítulo em tela estão sintetizados em um artigo submetido em junho de 2003 ao *Journal of South American Earth Sciences*, que se encontra a seguir.

No parte final deste capítulo, apresentam-se os elementos estruturais e são reportados dados adicionais sobre os traquitos e diques riolíticos, objetivando complementar as informações expostas no mencionado artigo. A integração desse conjunto de informações permite uma definição adequada e consistente do arcabouço litoestratigráfico.

4.2 – ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES

CURRENT KNOWLEDGE OF MAGMATIC ACTIVITIES IN THE PERNAMBUCO BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL

Marcos Antonio Leite do Nascimento^{a*}, Zorano Sérgio de Souza^b,
Mário Ferreira Lima Filho^c

^a Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) / UFRN, PRH-22 ANP, Caixa Postal 1639, CEP 59078-970, Natal, RN, Brazil, e-mail: marcos@geologia.ufrn.br

^b Departamento de Geologia e PPGG / UFRN, PRH-22 ANP, Caixa Postal 1502, CEP 59078-970, Natal, RN, Brazil, e-mail: zorano@geologia.ufrn.br

^c Departamento de Geologia e Programa de Pós-Graduação em Geociências / UFPE, PRH-26 ANP, Rua Acadêmico Hélio Ramos, s/n, 6º andar, Cidade Universitária, CEP 50670-901, Recife, PE, Brazil, e-mail: mflf@npd.ufpe.br

Abstract

The Pernambuco Basin (PB) corresponds to a thin belt of sedimentary and magmatic rocks making part of the Cretaceous Pernambuco – Paraíba Basin, northeastern Brazil. In its onshore portion, the PB is composed of a lowermost rift unit of Aptian to Albian age (siliciclastic sediments - Cabo Formation), a intermediate unit (calcareous - Estiva Formation) and, at the top, another siliciclastic unit, ending the drift phase of the basin (the Algodóais Formation). At about 102 Ma ago, an important magmatic activity was registered in the PB. It is composed of basic (basalt) to acidic (rhyolite, trachyte, high level granite) rocks that occur as dykes, sills, lacoliths, pyroclastics, small domes and stocks. Although unequivocal field relationships were not observed for all magmatic rocks, crosscutting contacts suggest that a great volume of them intruded the siliciclastic rocks of the Cabo Formation, but not those ones of the Algodóais Formation, which has a lot of volcanic clasts in its basal conglomerate facies. In some places, the presence of rhyolitic and trachytic fragments within acidic ignimbrites and sandstones reveals that this explosive event occurred after two episodes of volcanism in the PB, part of them possibly being synchronous with deposition of the Cabo Formation.

Keywords: Northeastern Brazil, Cretaceous, Magmatism, Pernambuco Basin

1. Introduction

Northeastern Brazil (Fig. 1) comprises a widespread geotectonic unit of the South American platform, the Borborema Province (Almeida et al., 1977). This province has a number of high temperature continental-scale ductile shear zones that were imprinted at the end of the Precambrian and beginning of the Cambrian (Vauchez et al., 1995). The main shear zones have dextral kinematics, as exemplified by the NE-SW trending Picuí – João Câmara Shear Zone (at the eastern border of the Seridó Belt), and the E-W trending Patos and Pernambuco shear zones (Corsini et al., 1991; Sá et al., 1995), the last ones limiting a

central segment (the Transversal Zone), where a series of sinistral ductile shear zones form a strike-slip to transtrational mega-domino structure (Santos, 1996). The Precambrian structures were reactivated many times during the Phanerozoic and controlled and/or affected the deposition of Cretaceous (e.g. Potiguar, Rio do Peixe, Tucano – Jatobá, Pernambuco – Paraíba) and Tertiary sedimentary basins and Quaternary sediments (Senant and Popof, 1989; Bezerra et al., 1993; Fonseca & Saadi, 1995). A persistent seismic activity is still recognized, reflecting the tectonic instability of this part of the Borborema Province up to now (Assumpção et al., 1985).

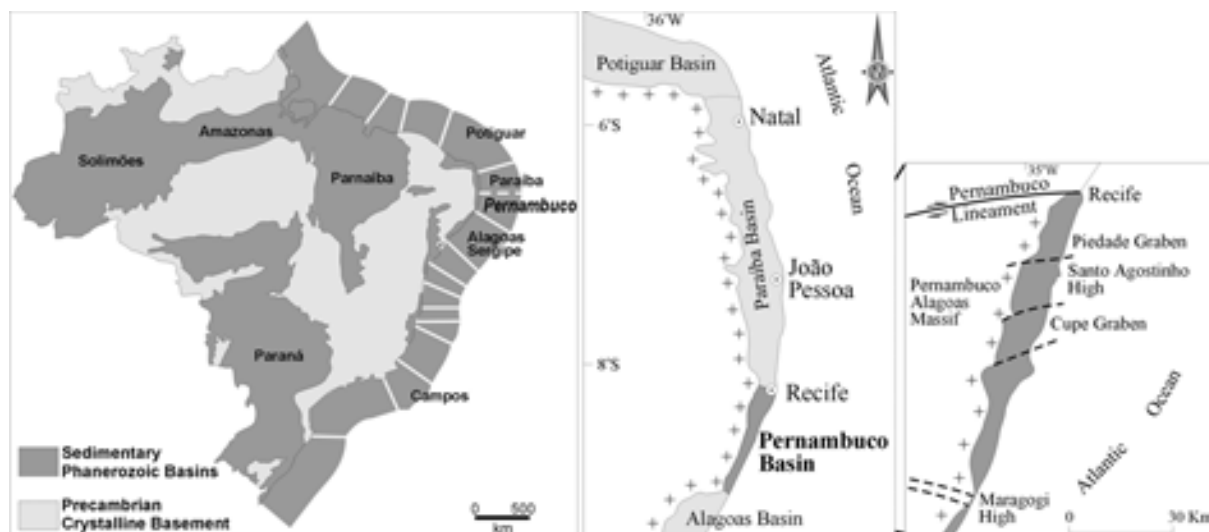


Fig. 1. Geographical situation of the interior and marginal Phanerozoic basins of northeastern Brazil and details of the Pernambuco Basin (modified after Almeida et al., 1977).

The Pernambuco Basin (PB) corresponds to a thin belt of sedimentary and magmatic rocks belonging to the southern portion of the Cretaceous Pernambuco – Paraíba Basin. The continental component of the PB is better known than its offshore counterpart (Lima Filho, 1998). Situated immediately south of Recife, the geologic limits of the PB are the Pernambuco Lineament on the north, the Maragogi high on the south and the Pernambuco – Alagoas Massif on the west (Fig. 1). In its onshore portion (Lima Filho, 1998), the PB is composed of a lowermost Aptian to Albian rift phase, constituted mainly by siliciclastic sediments of the Cabo Formation and rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP - trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites, high level granite). These units stratigraphically underlie a calcareous sequence (the Estiva Formation) and a siliciclastic one (the Algodão Formation), which comprise the drift phase of the basin (Lima Filho, 1998).

In this province, there are a great number of volcanic and hypabyssal rocks, with ages ranging from early Cretaceous to Tertiary (Mizusaki et al., 2002). The available Rb/Sr (Long et al., 1986), K/Ar (Vandoros et al., 1966) and recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Lima Filho & Szatmari, 2002) geochronologic data for the magmatic rocks of the CMP show ages in the range 111 Ma to 85 Ma (Albian to Santonian). However, other $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data reported by Nascimento et al. (2003) provide new geochronological constraints for the magmatism in the PB and suggest that the

magmatic events in the PB are restricted to a much narrower time interval (102 ± 1 Ma) than previously proposed.

This magmatism may reflect mantle thermal anomalies associated with the break-up of Gondwanaland and, possibly, the migration of the South American Platform over the Santa Helena plume (Cordani, 1970; Chang et al., 1992). These rocks occur as dykes, sills, small flows, volcanic conduits and plugs (Sial, 1976a; Almeida et al., 1988). They preceded or succeeded the implantation of the Cretaceous rifts (Lima Filho, 1998) in the Borborema Province and probably contributed to the processes of regional re-heating, uplifting and denudation related to the generation of sediments that filled continental and marginal basins (Sá et al., 1999). In this way, they probably enhanced the maturation and (re)mobilization of organic materials in sedimentary basins, being directly related to the generation of oil reservoirs in these basins; and they are possibly associated with tectonic reactivations that may have generated structural traps in these sedimentary basins.

The present paper reports an update overview based on field relationships between the magmatic and the siliciclast rocks of the PB. Together with recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data (Lima Filho and Szatmari, 2002; Nascimento et al., 2003), the new observations permitted a detailed description of the main pulses of magmatic rocks in this region.

2. Geology of the Pernambuco Basin (PB)

2.1. Stratigraphy

The PB in its onshore counterpart corresponds to a thin belt extending for about 80 km in NNE direction (Fig. 1). Following Lima Filho (1998), the onshore portion of the PB (Fig. 2) is composed of a lowermost Aptian to Albian rift phase, characterized mainly by siliciclastic sediments of the Cabo Formation, intruded and/or interleaved with a series of igneous rocks (the Cabo Magmatic Province). These units stratigraphically underlie a calcareous sequence (the Estiva Formation) and a siliciclastic one (the Algodois Formation – mono- to polymict conglomerates with fragments and blocks of earlier volcanics and sandstone intercalations), which represent the drift phase of the basin. Finally, the Barreiras Formation (Tertiary) lies above an erosional surface that cuts the Algodois Formation.

The rift section of the PB (the Cabo Formation and associated volcanic and hypabyssal rocks) is composed of the Cabo Formation siliciclastics and the penecontemporaneous Cabo magmatic Province, of Aptian to Albian age. The Cabo Formation is constituted by three alluvial fan sedimentary facies (Lima Filho, 1988; Cruz, 2002; Frutuoso Jr., 2002; Cruz et al., 2003): i) a proximal-fan facies – polymict, outcropping adjacent to normal faults along the western basin border – polymodal conglomerates and breccias, with large blocks and pebbles of granites, gneisses, schists, pegmatites; this unit grades to ii) a mid-fan facies – medium grained immature sandstones, and iii) a distal-fan facies – interlayered argillites and black, grey or greenish shales and siltstones.

Closely associated with the rift phase of the PB, the Cabo Magmatic Province (CMP) was first described by Sial (1976b). It is composed of a series of volcanic and hypabyssal rocks, including trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites and the Cabo granite (a high level granite pluton). Even if field exposures of the contacts between the magmatic rocks and the sedimentary country rocks are quite rare, existing evidences suggest that the magmatic activity was synchronous with rift sedimentation (Lima and Pinho, 1997). Conglomeratic sandstones of the Cabo Formation, containing trachyte and rhyolite clasts, are intruded by similar rocks,

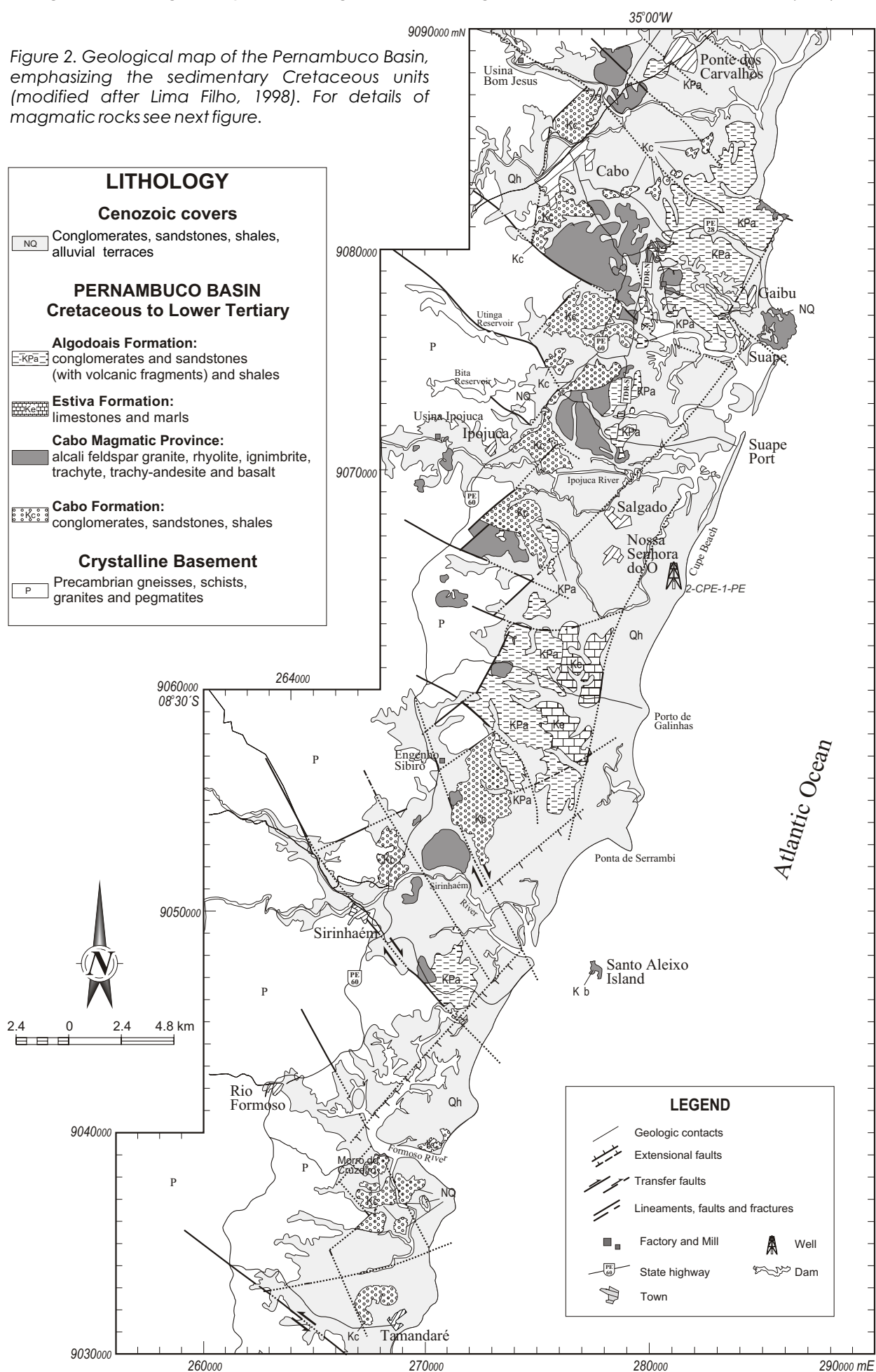
suggesting different magmatic pulses in the CMP. Trachytic and rhyolitic fragments found within pyroclastic flows (ignimbrites) also point to successive volcanic events during the rift phase of the PB. Shallow drill holes in the Suape area (Amaral and Menor, 1979) suggest that the Cabo granite had been already uplifted during the deposition of the Estiva carbonates and the topmost part of the Cabo Formation should have been eroded before the deposition of the Algodois Formation. On the other hand, the description of intercalations (dykes or flows?) of volcanics (trachytes or basalts) in the Estiva Formation (Amaral and Menor, 1979) indicates the persistence of some problems concerning the stratigraphic relations between this formation and the volcanic rocks of the CMP.

2.2. Structural Framework

The structural framework of the PB was probably reached in lower Cretaceous, before and/or during the emplacement of the CMP. In a regional scale, the main structures are the asymmetrical Cupe and Piedade grabens, which are separated by the Santo Agostinho high (Lima Filho, 1998). These structures contains the thickest section of the Cabo Formation as well as the major volume of magmatic rocks in the PB (Lima Filho, 1998).

The structural and tectonic evolution of the PB were addressed by Polônia (1997), Lima Filho (1998), Cruz (2002) and Sá et al. (2003). Their main conclusions are reported in the following. The initial rift phase of the PB is characterized by steep-dipping NE-trending, synthetic and antithetic extensional faults, linked by NE-trending, mostly dextral strike-slip (or oblique) faults that have behaved as transfer zones to the former. These structures define a major NW-trending extensional direction that controlled the oblique opening of the rift. Emplacement of the CMP was probably controlled by this kinematic setting. A younger structural event involved reactivation of earlier faults, also including E-W extensional faults. These late structures also affected the Algodois and Barreiras formations. This younger event is compatible with a N-S or NNE-trending extensional direction, coupled with an orthogonal compression probably related to the meso-Atlantic spreading combined with the Andean compression, propagated through the South American plate (Cruz, 2002; Sá et al., 2003).

Figure 2. Geological map of the Pernambuco Basin, emphasizing the sedimentary Cretaceous units (modified after Lima Filho, 1998). For details of magmatic rocks see next figure.



3. Geology of the Cabo Magmatic Province (CMP)

The PB has a variety of volcanic and hypabyssal rocks that show several different relationships with the sedimentary ones. A number of criteria such as structural patterns, mineralogy, texture and contact effects, were employed for mapping the geological units and defining the magmatic stratigraphy of the basin. However, the deep weathering, the anthropic activities, the expressive Tertiary and Quaternary coastal covers and the rain seasons rendered difficult to set up a definitive lithostratigraphic sequence of the magmatic rocks of the CMP. Despite these difficulties, the field observations obtained up to now suggested the existence of six magmatic units, described in the following paragraphs and items.

Figure 3 is an oversimplification of the Fig. 2, standing out the magmatic rocks of the region studied. According to this figure, it may be pointed out two main magmatic centers, each one having broadly elliptical shape elongated in the north-south direction. The northeastern center includes the major occurrences of trachyte flows on the southeast of the Cabo village, as well as small rhyolitic domes and plugs (west of Ponte dos Carvalhos village, Engenho Algodóais, Morro do Baobá). The southern center includes mostly rhyolitic domes, plugs and pyroclastic flows (west and south from Ipojuca village and north and south from the Sirinhaém river), as well as some basalts and trachy-andesites). The Santo Aleixo rhyolitic island (east of Barra de Sirinhaém village) and the Cabo granite (in between Gaibu and Suape beaches) could be considered isolated centers.

3.1. The Cabo de Santo Agostinho Granite

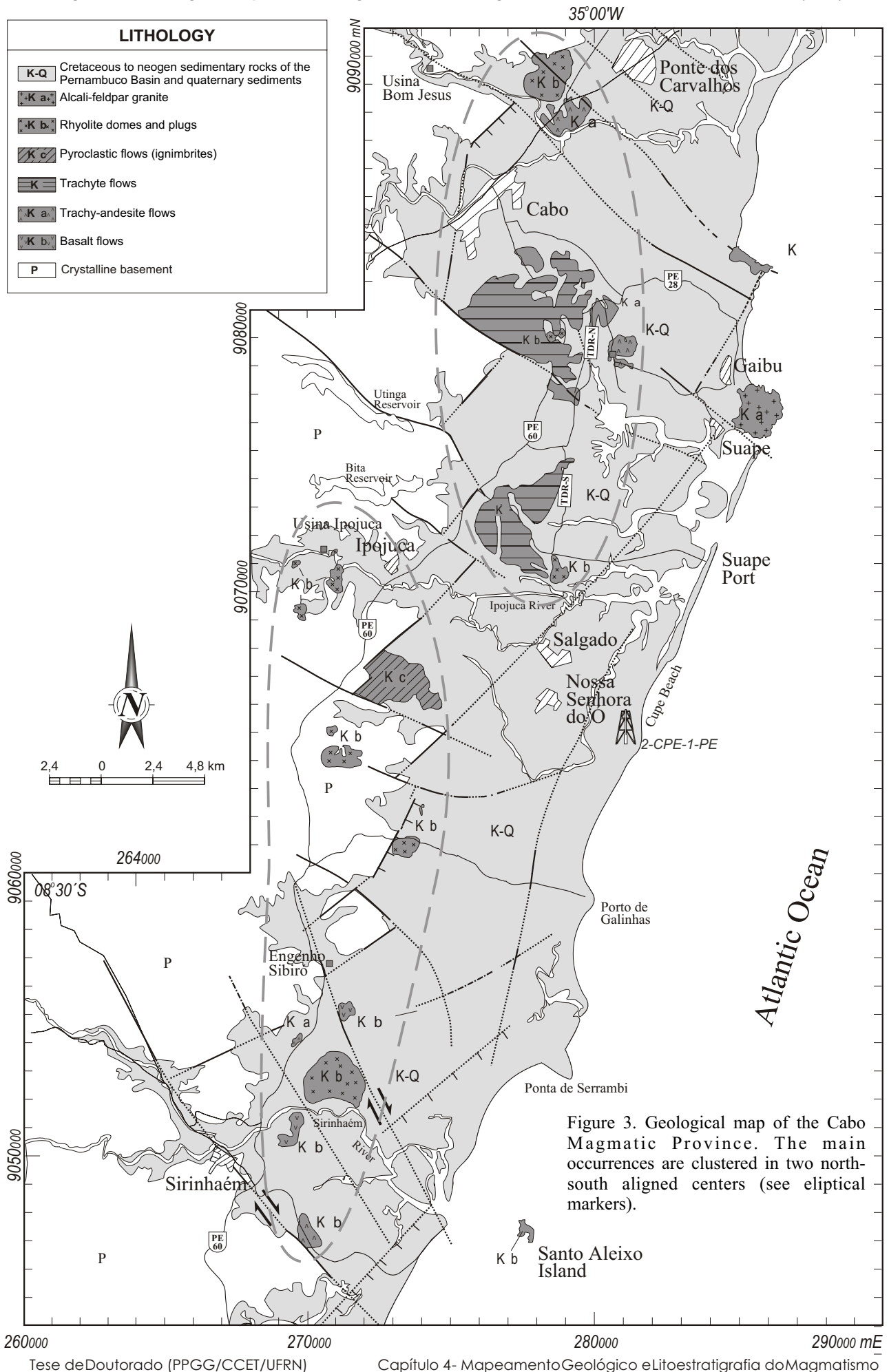
The Cabo de Santo Agostinho Granite forms a small semi-circular stock (with about 4 km²), situated 30 km on the south of Recife. The geological map of this body is represented on Fig. 4. It resembles to a promontory on the coast of Pernambuco state, between Gaibu and Suape villages. Its western border is partially overlain by the sedimentary rocks of the Algodóais and Barreiras formations, whereas its northern, eastern and southern margins are covered by the Atlantic Ocean. Its contacts with the surrounding rocks are not observed on the present erosional level. However, by using

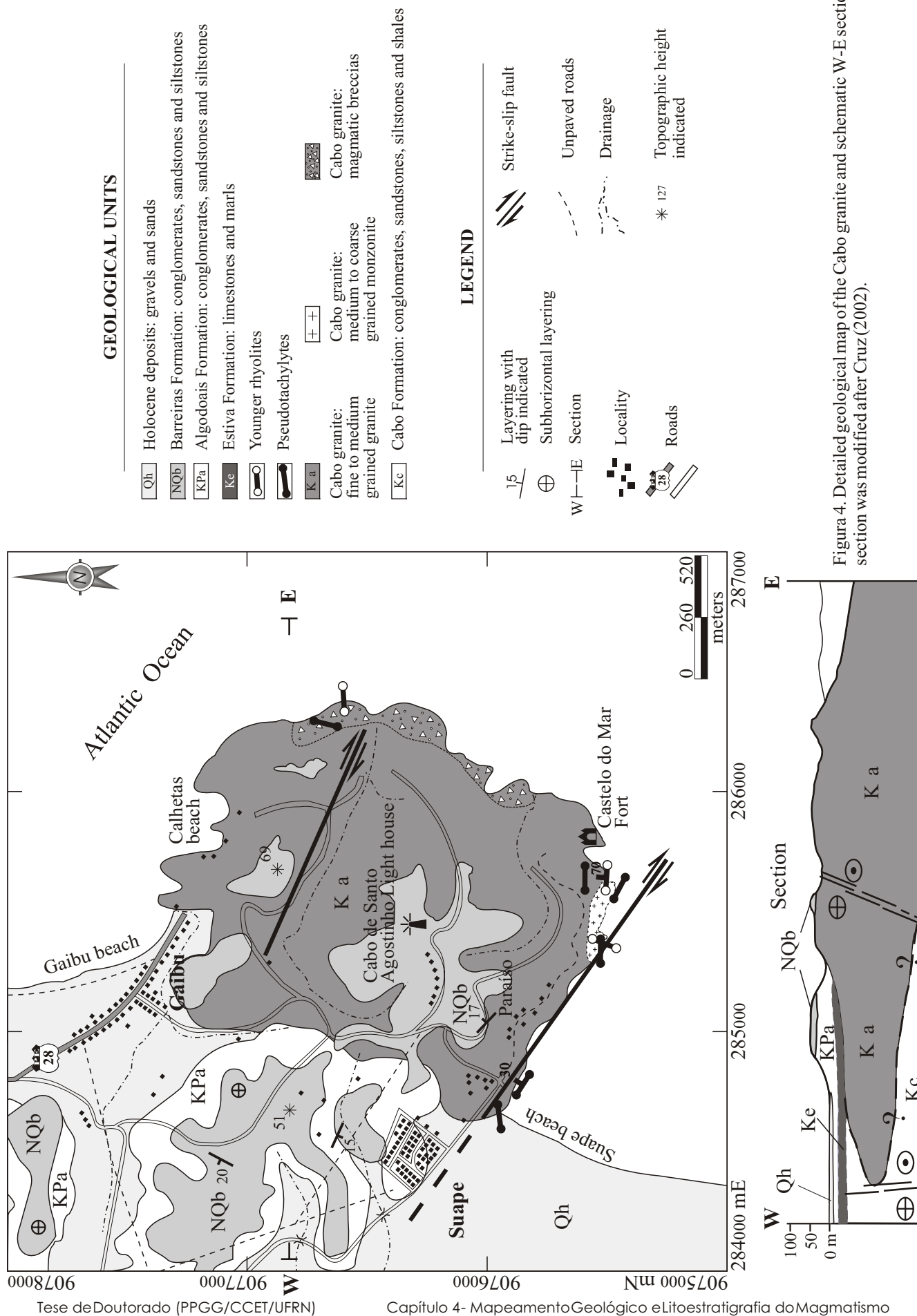
geophysical data (Araújo, 1994), drill holes (Amaral and Menor, 1979), besides surface geological and structural data, Cruz (2002) interpreted the Cabo granite with as having a tabular shape intrusive into the rocks of the Cabo Formation (see section W-E in Fig. 4).

The major lithologic component of the Cabo granite (Fig. 4) is a light colored (grey, white or pink), medium to coarse grained granite, occasionally having elliptical or semi-circular microgranular enclaves also with granitic composition (Fig. 5a) in its eastern and northeastern borders. In the easternmost portion, there is a thin belt of magmatic breccias, with microgranular, chaotic fragments and blocks of fine grained granites within an equigranular granitic matrix (Fig. 5b). Both petrographic facies may contain millimetric to decimetric-size miarolitic cavities with euhedral crystals of quartz and black tourmaline. These cavities are generated from exsolution from a fluid phase under low lithostatic pressure, with an estimate of about 1 to 2 km depth (Thorpe and Brown, 1985). These cavities, together with the abundance of granophyric textures, indicate that this granite is a high level or hypabyssal body (Nascimento et al., 2002a).

The southern border of the Cabo granite is well distinguished for the occurrence of a medium to coarse grained, equigranular, monzonite. It shows abrupt contacts (Fig. 5c) with the other facies of the Cabo granite described above. In a macroscopic scale, it can be distinguished for its darkness color and absence of quartz.

Finally, it should be mentioned the occurrence in the southwestern, southern and northeastern border of the Cabo granite, of a series of veins and dykes of pseudotachylyte. They crosscut the previous rocks (granites and monzogranites) and mark the brittle faults affecting these rocks (Fig. 5d). Their ages are not known, but certainly they are not older than 102 Ma, the ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of the Cabo granite (Nascimento et al., 2003). Usually, the pseudotachylytes have black color and a very fine grained to vitreous texture. They frequently include with angular to subrounded clasts of the granitic and monzonitic hosts. The pseudotachylyte dykes occur in more than one generation (predominating in the 90° and 140° azimuth) with low or strong dips.





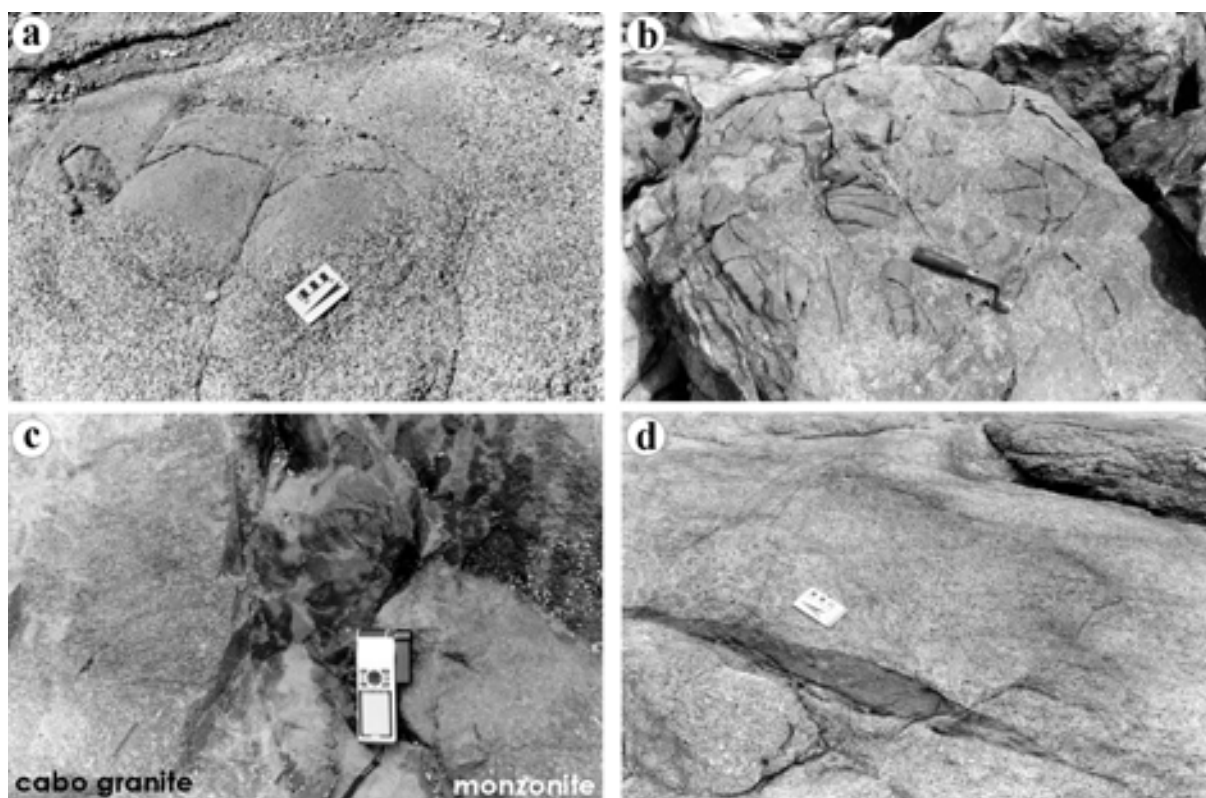


Fig 5. Field aspect of the Cabo granite. (a) Porphyritic (quartz and sanidine phenocrysts) granite hosting elliptical, equigranular, microgranite in the center of the figure (0.9 km southeastern from Gaibu village). (b) Magmatic breccia with the same components as in (a) (Forte de Nazaré, 1.5 km southeast from Gaibu village). (c) Abrupt contact between the monzonite and the granite (Paraíso beach, Suape village). (d) Pseudotachylyte veins (black) cutting the Cabo granite (Suape beach).

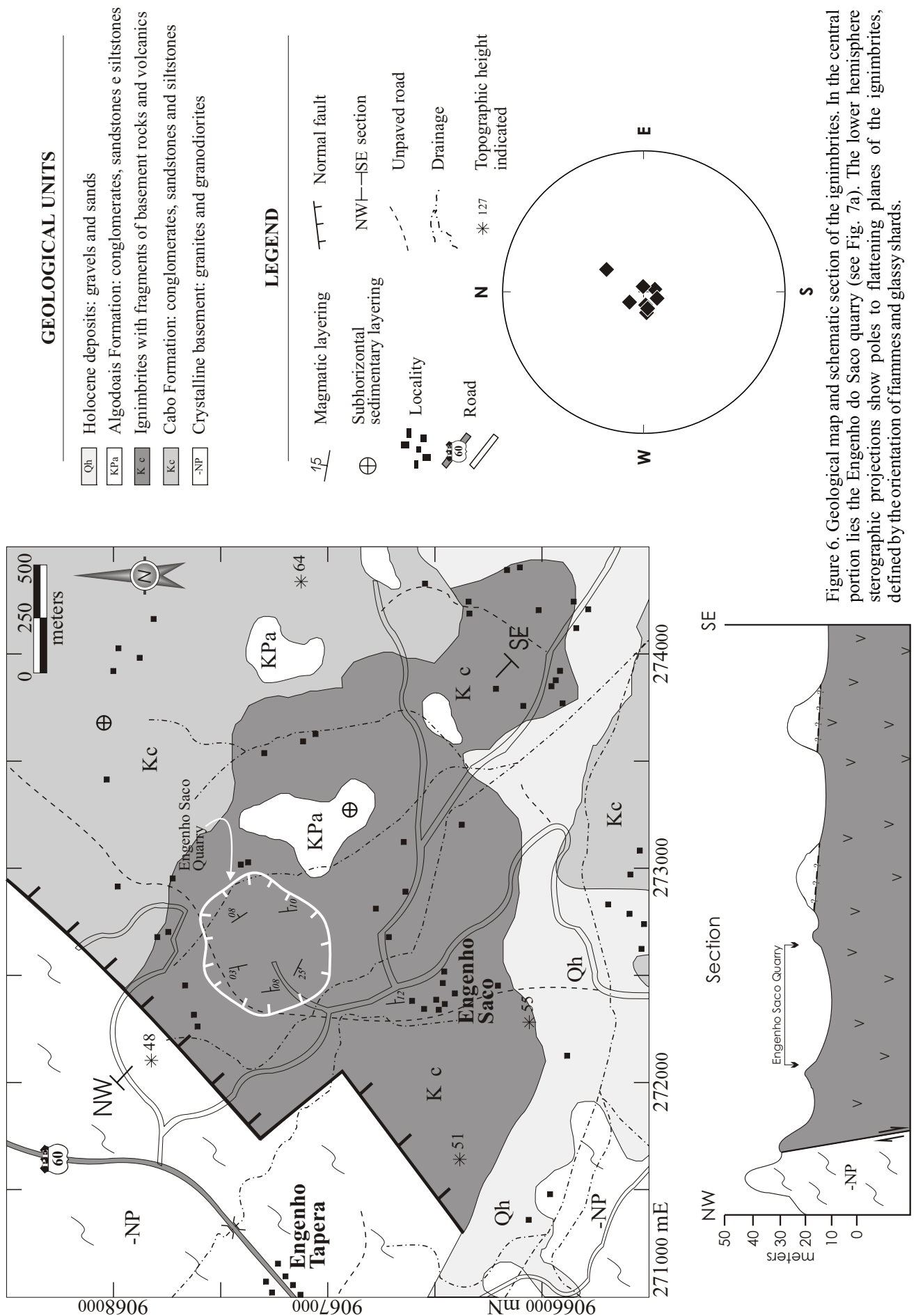
3.2. Pyroclastic Rocks (Ignimbrites)

In a descriptive point of view, an ignimbrite may be characterized as a deposit formed by pumices and lithic fragments dispersed in a volcanogenic matrix, whereas genetically it represents a deposit formed by pyroclastic flow, independently of its volume and degree of welding (Sparks et al., 1973). Generally, the ignimbrite deposits are not well sorted, have variably percentage of dust, ash and lithic fragments and may be generated from any type of magma (Fisher and Schmincke, 1984).

The PB presents the only known example of Cretaceous ignimbrite in Brazil. Figure 6 is the detailed geological map of these ignimbrites. They outcrop near the faulted contacts with the Precambrian crystalline basement on the west and underlie the sedimentary rocks of the Algodão Formation on the northeast (see the NW-SE section Fig. 6). The main ignimbrite exposition is seen at the Engenho do Saco quarry (Fig. 7a), where very fresh ignimbrite having a thickness of at least 25 m extends for about 3000 m². The

ignimbrites are relatively unsorted (Fig. 7b), with millimetric to decimetric angular fragments of the crystalline basement (gneisses, granites, schists, pegmatites), as well as of volcanic rocks (rhyolites, trachyandesites) and strongly welded pumices and fiammes (Fig. 7c). The matrix of the ignimbrite is light colored with an average rhyolitic composition.

The shape of the pumice and fiammes indicate that the compaction of the ignimbrite occurred at high temperature (Smith and Cole, 1997; Kurchavov and Shatagin, 1999). The plane of flattening of these volcanogenic fragments are usually flat or dip slightly toward west or east (see stereographic projection on Fig. 6). A preliminary estimation of the degree of flattening was made on planes orthogonal and parallel to the surface defined by fiammes and glassy shards. The calculated average X/Y and X/Z ratios are of 1.04 and 4.27, respectively, plotting in flattening field in the Flinn-Ramsay diagram (Hobbs et al., 1976) and indicates that the original ignimbrite lost approximately 50% volume.



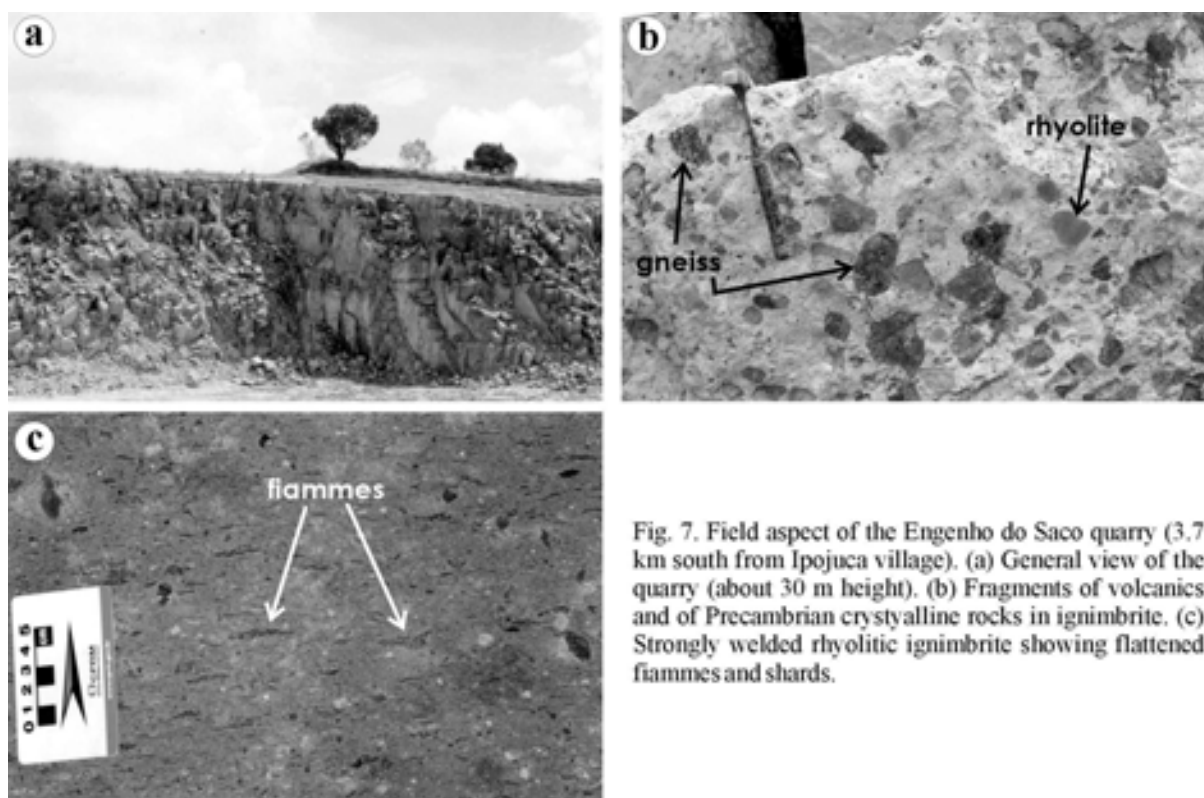


Fig. 7. Field aspect of the Engenho do Saco quarry (3.7 km south from Ipojuca village). (a) General view of the quarry (about 30 m height). (b) Fragments of volcanics and of Precambrian crystalline rocks in ignimbrite. (c) Strongly welded rhyolitic ignimbrite showing flattened fiammes and shards.

3.3. Trachytes

They form flows mainly on the southeast of the Cabo village and may sporadically occur as metric dykes crosscutting conglomerates and sandstones of the Cabo Formation. Data from shallow drill holes suggest thickness greater than 10 m for the trachyte flows and could reach up to 100 m (Amaral and Menor, 1979; Lima Filho, 1998). When observed in the field, the trachyte dykes (Fig. 8a) are northeast or east-west trending and have moderate to subvertical (65° - 85°) dips. Their orientations suggest north-south to NW-SE regional extension.

Probably, the major part of the trachytes is younger than the Cabo Formation. However, in some places (e.g. Morro do Cruzeiro at the mouth of the Formoso river) fine grained trachyte (probably a flow) is overlain by medium to coarse grained sandstone containing small fragments of trachyte. This sandstone was interpreted as belonging to the Cabo Formation (Sá et al., 2003) and so at least one event of trachytic volcanism would be older than the Cabo Formation. On the other hand, the lowermost part of the Algodoads Formations has chaotic conglomerates with decimetric to metric subrounded clast of trachytes. No intrusive relationships were

observed between this formation and the trachytic rocks.

The best expositions of the trachytes are near the Engenho Algodoads and the Itapoama and Ponta das Pedras beaches. In these places, the trachytes usually have medium to coarse grained, porphyritic, texture, with millimetric phenocrysts of sanidine in a red to violet, fine grained matrix (Fig. 8b). It is also reported the occurrence of medium to fine grained trachytes, commonly with concentration of amygdalae on the top of the flows. The amygdalae are filled with carbonate, zeolite and chalcedony. The alteration of feldspar and of the amygdale-filling mineral produces cavities that are characteristic of this type of rock. The alignment of sanidine phenocrysts results in a broadly planar or linear magmatic fabric of the trachytes. In the Itapoama beach, the orientation of these structures suggests the flowage of the magmas in a broad W-E direction. The activity of late-magmatic fluids results in oriented structures on the top of some flows (Fig. 8b). In other places, the trachytes have abundant centimetric to decimetric-wide bubblelike structures composed of concentric shells of chalcedony and quartz, interpreted as lithophysas. They also form a good magmatic lineation oriented approximately NE-SW (Fig. 8c).

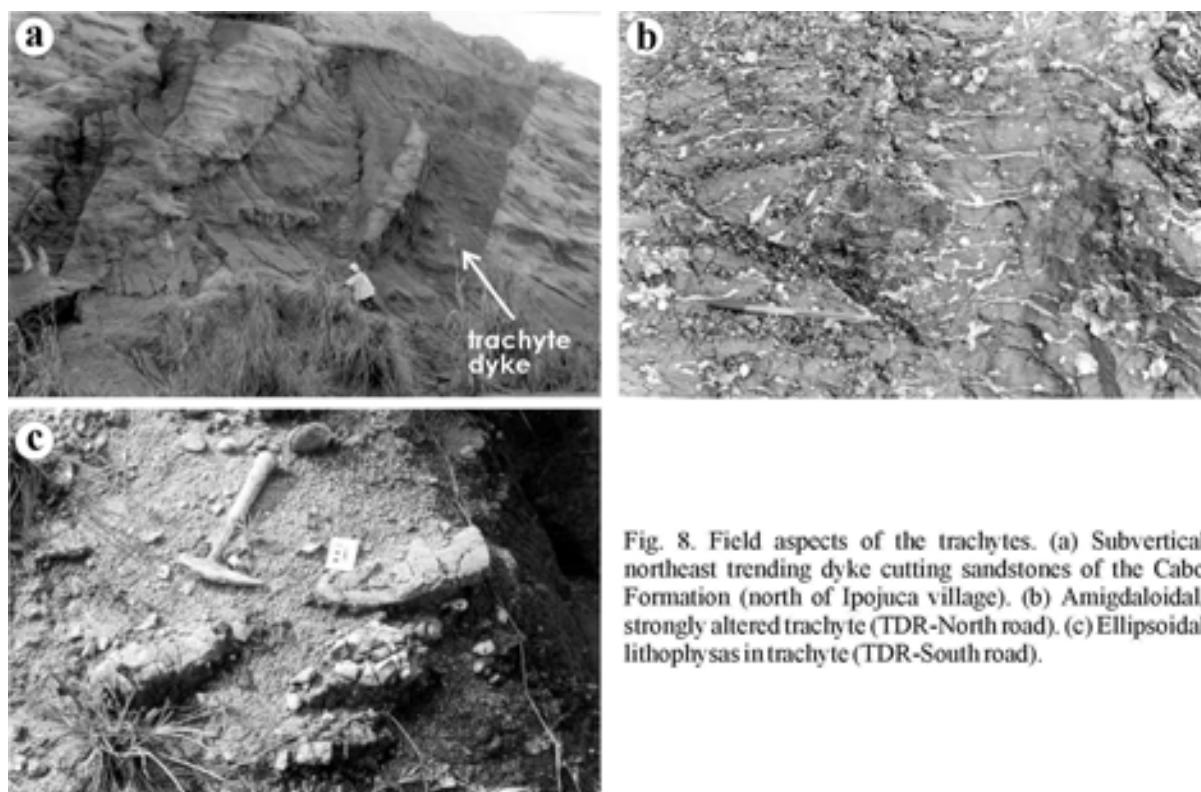


Fig. 8. Field aspects of the trachytes. (a) Subvertical northeast trending dyke cutting sandstones of the Cabo Formation (north of Ipojuca village). (b) Amigdaloidal, strongly altered trachyte (TDR-North road). (c) Ellipsoidal lithophysas in trachyte (TDR-South road).

3.4. Rhyolites

They occur typically as small plugs, domes, sills, dykes and flows. They intrude the rocks of the Precambrian basement or the sandstones and shales of the Cabo Formation. Frequently, the rhyolites show columnar jointing with four- five- or six-sided polygons. The axis of the columns may be vertical (Fig. 9a) or horizontal.

Based on field textural aspects, two main facies were recognized for the CMP (Frutuoso Jr., 2002; Nascimento et al., 2002b). The first one (e.g. Usina Ipojuca, Morro do Baobá and Engenhos Caetés, Algodóais and Pindoba) has medium to coarse grained texture, with millimetric phenocrysts of quartz and sanidine in a grey to pink, fine grained to vitreous matrix. Near the Usina Ipojuca, a small plug has 60 m height and an area of about 0.75 km². In this site, the columnar axes are horizontal and the magmatic lines of flowage of the magma are arranged radially. In the same plug, the magmatic surface is folded in tight to isoclinal style, with axial plane and fold axis of 55°/330°Az and 60°/110°Az, respectively.

The Morro do Baobá site (Fig. 9b) shows stratigraphic relations concerning the sandstones and shales of the Cabo Formation and the volcanic rocks. The basal portion of this hill has dark grey to greenish shale intruded by flat lying trachy-andesite sill, and both are crosscutted by W-E trending rhyolite dyke irradiated from the central part of the hill. A metric wide conglomerate sandstone, containing older rhyolite and trachyte fragments, overlies the basal shales and is intruded by both rhyolite and trachy-andesite cited before.

The second textural facies is represented by very fine grained rocks, where the quartz crystals may be recognized only by the aid of a hand lenses. The main sites are those ones of Sítio dos Anjos, Engenho Mirador and the Santo Aleixo island (Fig. 9c). In this island, the magmatic surfaces may be gentle (Fig. 9d) or tightly folded. The Mirador plug shows curved columnar jointings plunging toward northeast (Fig. 9e). The geometry of these jointings is suggestive of the action of convection cells within the volcanic conduit (Frutuoso Jr., 2002).

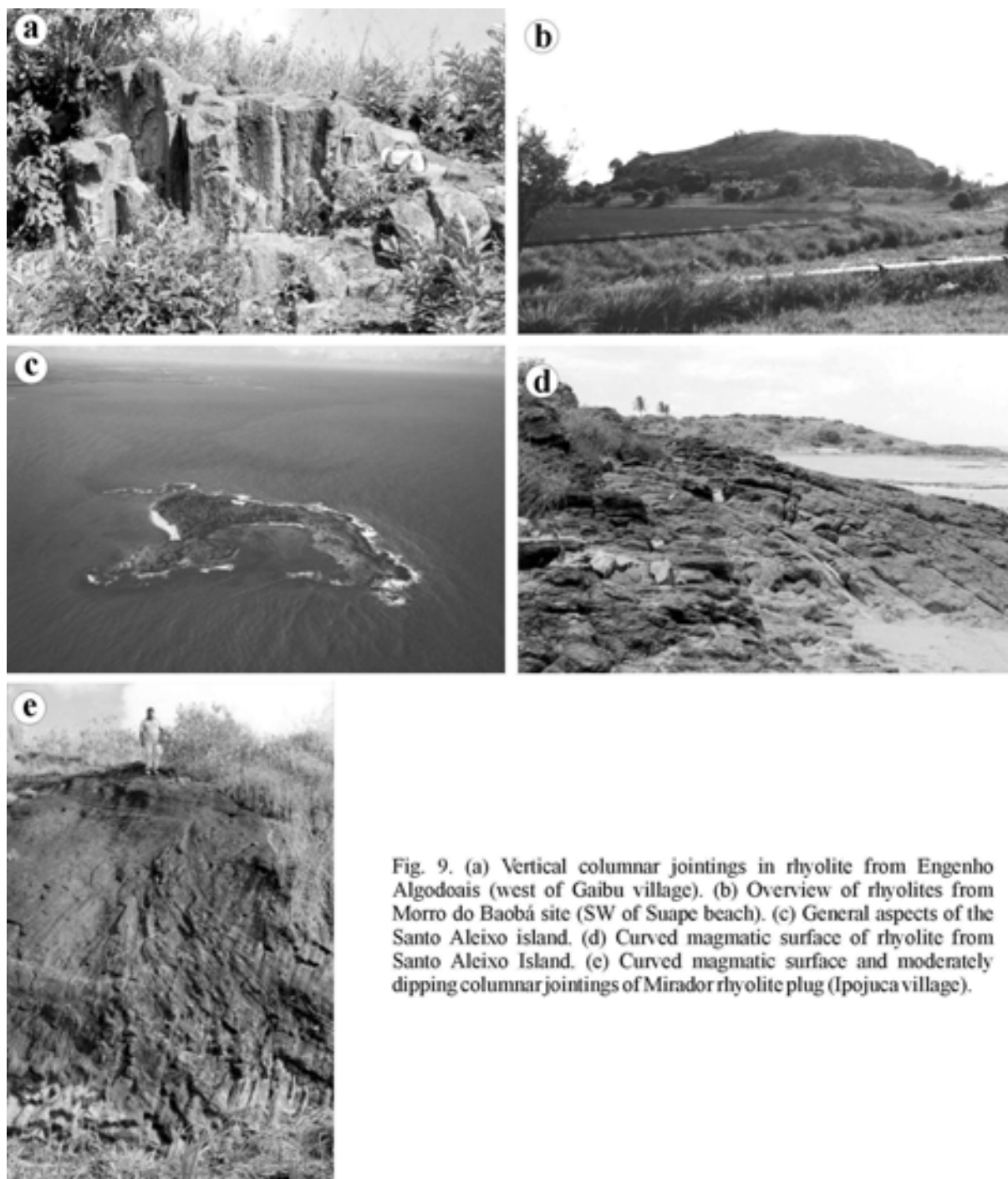


Fig. 9. (a) Vertical columnar jointings in rhyolite from Engenho Algodoads (west of Gaibu village). (b) Overview of rhyolites from Morro do Baobá site (SW of Suape beach). (c) General aspects of the Santo Aleixo island. (d) Curved magmatic surface of rhyolite from Santo Aleixo Island. (e) Curved magmatic surface and moderately dipping columnar jointings of Mirador rhyolite plug (Ipojuca village).

3.5. Basalts and Trachy-Andesites

They comprise the least voluminous rocks of the CMP. They are characteristically very fine grained, aphanitic or even vitreous when fresh. Very small green olivine crystals may be observed with a hand lenses. However, usually these rocks are strongly weathered to a violet or brownish argillaceous regolith. The most important expositions of these rocks are found

on the west of Sirinhaém village, probably a sill intruding sandstones of the Cabo Formation. In other places (e.g. the TDR road, Engenho Ilhas and near the Engenho Sibiró), the basalts and trachy-andesites appear to form small flows underlying the Algodoads Formation. The contact relations between these rocks and the other magmatic ones of the PB are not well constrained.

3.6. Younger Rhyolites

The youngest rocks of the CMP are referred to medium to coarse grained porphyritic rhyolites, with millimetric phenocrysts of quartz and sanidine. They occur always as E-W trending dykes, with subvertical (greater than 70°) or low to moderate (15°-25°) dips. Their orientations suggest a broad north-south regional extension. They present intrusive

contacts with the Cabo granite and monzonite, pseudotachylytes, trachytes (Fig. 10), trachy-andesites and older rhyolites, as exemplified in Morro do Baobá, TDR-South and the Granex road. The age of these late rhyolites are not known up to now. However, an age younger than 102 ± 1 Ma is estimated based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates (Nascimento et al., 2003) of trachytes, rhyolites and the Cabo granite that are intruded by the referred rhyolites.



Fig. 10. Trachyte flow intruded by younger rhyolite dyke, both overlain by the Algodoads Formation (west of Gaibu village).

4. Discussions and Conclusions

The data presented in this paper demonstrate that the Cabo Magmatic Province is composed by six main lithologic types, which may be clustered in a volcanic group (basalts and trachy-andesites, older rhyolites, trachytes, ignimbrites, younger rhyolites) and a plutonic / hypabyssal one (granites / monzonites). The relative chronology of these magmatic rocks is not very well constrained. However, it appears that almost all magmatic rocks were emplaced at about 102 ± 1 Ma as revealed by recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data (Nascimento et al., 2003). Some crosscutting relations indicate that the trachy-andesites / basalts are older than the rhyolites domes and flows and the porphyritic trachytes. On the other hand, the ignimbrite rocks postdate two previous events of volcanism, one of trachy-andesitic (and basaltic?) composition and another one rhyolitic. The plutonic / hypabyssal rocks (the Cabo granite and monzonite) are synchronous with those volcanic types (Nascimento et al., 2003), but no field relations were described between them. After the emplacement and faulting of the Cabo granite and monzonite, the

intrusion of the youngest rhyolites occurred. The possibility that the last ones could be synchronous or intrusive into the Estiva or even the Algodoads formations is not discarded. These observations are tentatively represented in the preliminary stratigraphy of the magmatic rocks of the Pernambuco Basin in Fig. 11.

Most of the field observations indicates that the magmatic rocks are clearly intrusive into the rift section of the Pernambuco Basin (the Cabo Formation) and older than the post-rift phase (the Estiva and Algodoads formations). However, the occurrence of sandstones containing rhyolite and trachy-andesite clasts (in mid- to top of the Morro do Baobá site) and of trachyte flows underlying the same type of sandstone (e.g. at the base of the Morro do Cruzeiro site) suggest that at least some part of the magmatism was synchronous with one siliciclastic sedimentation during the deposition of Cabo Formation (e.g. Lima and Pinho, 1997).

Finally, the data reported in this paper together with the recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data serve to evaluate the criteria for defining the stratigraphy of the basin itself, and specially its

basal section (the Cabo Formation). As all magmatic rocks so far dated gave similar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (102 ± 1 Ma; Nascimento et al., 2003), an important event of magma

generation and emplacement must be considered in future petrologic and tectonic studies of the Pernambuco Basin.

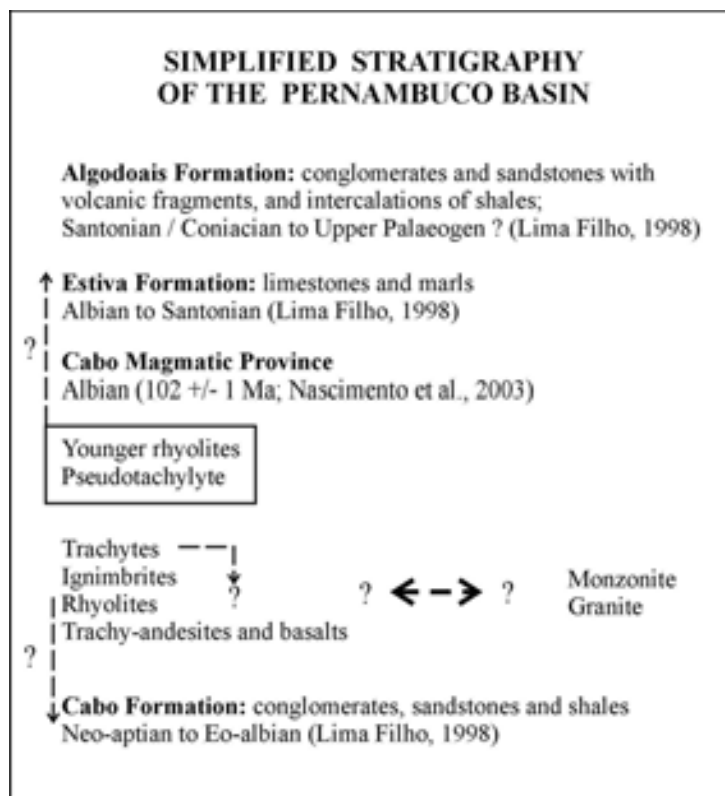


Fig. 11. Simplified stratigraphy of the Pernambuco Basin.

Acknowledgements

References

- Almeida, F.F.M.de, Hasui, Y., Neves, B.B. Brito, Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste (Campina Grande-PB) Proceedings, 363-391.
- Almeida, F.F.M., Dal Ré Carneiro, C., Machado Jr., D.L., Dehira, L.K., 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 18, 451-462.
- Amaral, A.J.R., Menor, E.A., 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. IX Simpósio de Geologia do Nordeste (Natal-RN) Proceedings 1, 251-269.
- Araújo, R.D., 1994. Levantamento geofísico nos arredores do Granito de Santo Agostinho. Unpublished undergraduate report, Departamento de Geologia, UFPE, Recife, 64 pp.
- Assumpção, M., Suarez, G., Veloso, J.A., 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics* 113, 283-293.
- Bezerra, H.H.R., Saadi, A., Moreira, J.A.M., Lins, F.A.P.L., Nogueira, A.M.B., Macedo, J.W.P., Lucena, L.F., Nazaré Jr., D., 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal – RN com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (Rio Claro-SP) Proceedings, 317-321.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- Cordani, U.G., 1970. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. *Boletim IAG / USP* 1, 9-75.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C.J., Sá, E.F.J., 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos - Seridó system, northeastern Brazil. *Geology* 19, 586-589.
- Cruz, L.R., 2002. Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco. Unpublished undergraduate report, Departamento e Curso de Geologia, UFRN, Natal, 74 pp.

- Cruz, L.R., Lima Filho, M.F., Neumann, V.H.M.L., Sá, E.F.J., Silva, F.C.A., Frutuoso Jr., L.J., Nascimento, M.A.L., Guedes, I.M.G., Antunes, A.F., Almeida, C.B., Melo, K.J.V., 2003. As unidades siliclásticas da Sub-Bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. II Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás (in press).
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Fonseca, V.P., Saadi, A., 1995. Compartimentos morfo-tectônicos no baixo curso do Rio Açu (Açu - Macau), RN. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste (Recife-PE) Proceedings 1, 172-176.
- Frutuoso Jr., L.J., 2002. Mapeamento geológico da área Suape – Nossa Senhora do Ó, Bacia de Pernambuco, com ênfase nas relações estratigráficas entre o vulcanismo (Suíte Ipojuca) e o pacote sedimentar. Unpublished undergraduate report, Departamento e Curso de Geologia, UFRN, Natal, 59 pp.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., Williams, P.F., 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- Kurchavov, A.M., Shatagin, K.N., 1999. Genesis of fiamme-shaped segregations in ignimbrites of the Korgantas Massif, Central Kazakhstan: geological, petrographic and isotopic - geochemical evidence. *Petrology* 7, 304-321.
- Lima Filho, M.F., 1998. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco. Unpublished PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 pp.
- Lima Filho, M.F., Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados (Belém-PA) Proceedings, Abstract volume, 59-59.
- Lima, W.S., Pinho, G.D.C., 1997. Petrographic characterization of the syn-rift volcanics from the Cabo Province, northeastern Brazil and its relations to the surrounding sediments. IGCP Project 381 - South Atlantic Mesozoic Correlations, Rio de Janeiro, SAMC News 7, 18-20.
- Long, L.E., Sial, A.N., Ekvanil, H.E., Borba, G.S., 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho - Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 341-350.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 183-198.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Galindo, A.C., 2002a. Textura granofírica nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. *Revista de Geologia* 15, 101-107.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Lima Filho, M.F., 2002b. Estudo petrográfico e geoquímico de rochas riolíticas na Província Magmática do Cabo e sua relação com as rochas sedimentares da Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil). XLI Congresso Brasileiro de Geologia (João Pessoa-PB) Proceedings 1, 603-603.
- Nascimento, M.A.L., Vasconcelos, P.M., Souza, Z.S., Sá, E.F.J., Carmo, I.O., Thiede, D., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. Accepted to the IV South America Symposium on Isotope Geology, Salvador, August 2003 (in press).
- Sá, E.F.J., Matos, R.M.D., Moraes Neto, J.M., Saadi, A., Pessoa Neto, O.C., 1999. Epirogenia Cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (Lençóis-BA) Proceedings, section 4, 58-61.
- Sá, E.F.J., Medeiros, V.C., Amaro, V.E., 1995. Os cisalhamentos brasileiros na Zona Transversal, NE do Brasil: uma megaestrutura em dominó. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste (Recife-RN) Proceedings 1, 134-138.
- Sá, E.F.J., Silva, F.C.A., Lima Filho, M.F., Antunes, A.F., Cruz, L.R., Almeida, C.B.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Frutuoso Jr., L.J.; Souza, Z.S.; Neumann, V.H.M.L., 2003. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. II Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás (in press).
- Santos, E. J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia (Salvador-BA) Proceedings 6, 47-50.
- Sial, A.N., 1976a. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 299-311.
- Sial, A.N., 1976b. The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: a Brazilian record of the ascension plume activity in the past. III Latin-American Geological Congress (Acapulco) Proceedings 1, 105-105.
- Smith, T.R., Cole, J.W., 1997. Somers Ignimbrite Formation: cretaceous high-grade ignimbrites from South Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75, 39-57.
- Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L., 1973. Products of ignimbrites eruptions. *Geology* 1, 115-118.

- Thorpe, R., Brown, G., 1985. The field description of igneous rocks. John Wiley & Sons, London, 154 pp.
- Vandoros, P., Cordani, U., Matzko, J.J., 1966. Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo. XX Congresso Brasileiro de Geologia (Vitória-ES) Proceedings 1, 64-66.
- Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Silva, M.E., Arthaud, M., Amaro, V.E., 1995. The Borborema shear zone system. Journal of South America Earth Sciences 8, 247-266.

4.3 – ELEMENTOS ESTRUTURAIS

4.3.1 – INTRODUÇÃO

Mesmo com as dificuldades encontradas devido ao forte intemperismo e a ampla cobertura terciário-quadernária, foi possível proceder uma análise estrutural da região pesquisada. Optou-se por uma sistemática de agrupamento das estruturas, levando em consideração critérios de superposição e diferentes estilos deformacionais. Adicionalmente, foram também enfatizadas as relações de truncamento entre as estruturas tectônicas e as sedimentares e magmáticas. Na terminologia adotada, as fases de deformação receberam a designação de D (deformação), sendo a mais antiga chamada D₁ e a mais jovem, D₃.

4.3.2 – CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS

4.3.2.1 - EVENTO DEFORMACIONAL D₁

Este evento provavelmente transcorreu em um lapso de tempo relativamente longo. Na concepção aqui adotada, ele cobre o intervalo de tempo desde o início do rifteamento (e subsequente ou concomitante, deposição dos sedimentos basais da Formação Cabo) até a intrusão / extrusão das rochas magmáticas, exemplificadas por diques e derrames traquíticos e pelo Granito do Cabo de Santo Agostinho.

O evento mais antigo (D_{1a}), está correlacionado com a fase inicial de distensão e rifteamento, responsável pela formação das falhas de borda e de transferência (Fig. 4.1). Ele é caracterizado por falhas normais de alto e baixo ângulo, de direção NE, e de transferência, usualmente dextrógira, com direção NW. Em linhas gerais, as falhas normais com mergulho para SE delimitam a Formação Cabo com relação as rochas precambrianas (a oeste). A geometria das falhas de borda (Fig. 4.2), com direções NE-SW e rejeito normal, sugere um eixo principal de distensão (σ_3) na direção NW-SE. A idade mínima do evento D_{1a} é estimada como Aptiana ou mesmo Barremiana (~ 116-112 Ma), de acordo com evidências palinológicas observadas por Lima Filho (1998) para a Formação Cabo no Poço 2-CPE-1-PE.

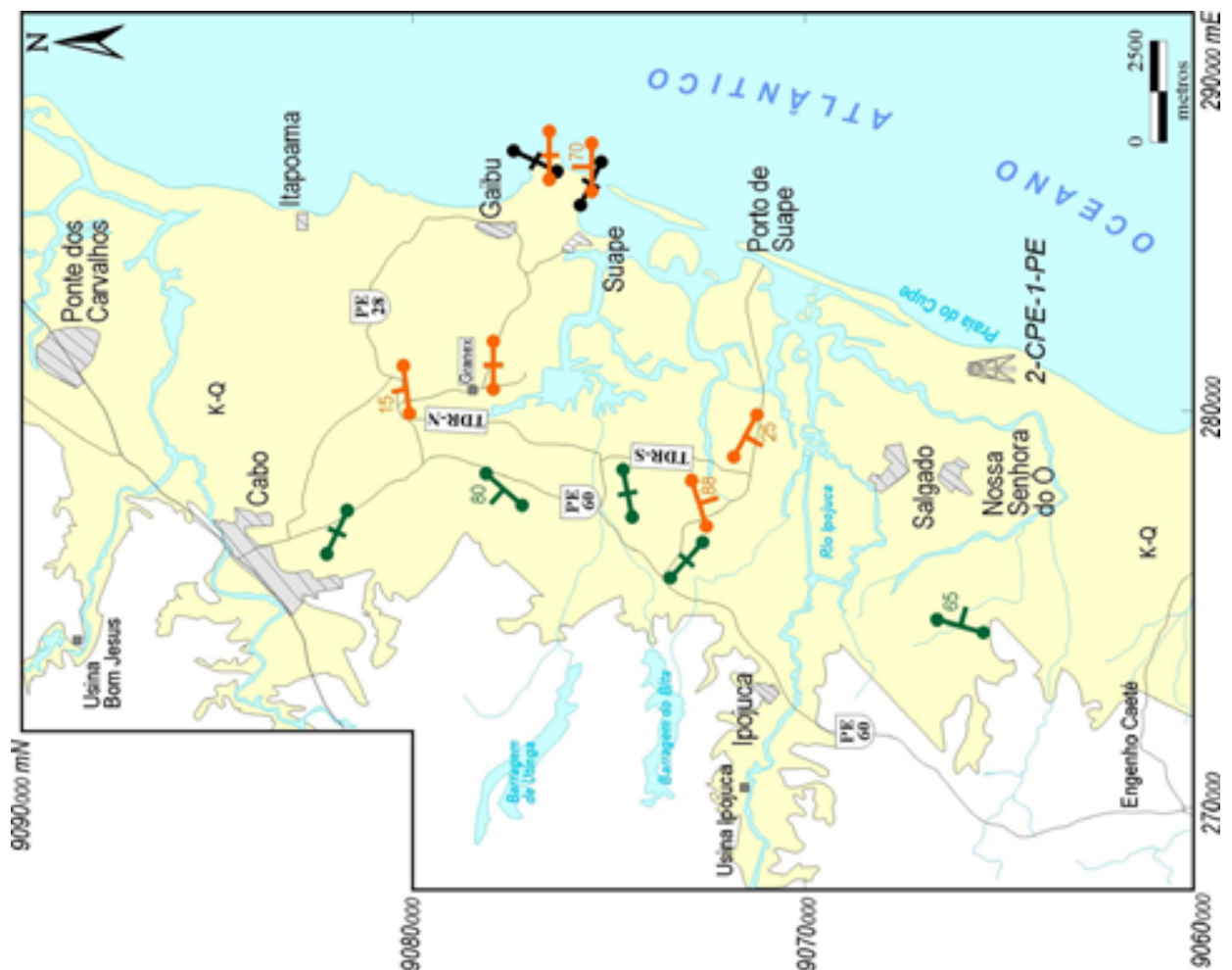


Figura 4.1 - Mapa com as principais direções dos falhamentos de borda da bacia, além das diferentes regiões de ocorrência de diques de traquito, pseudotraquito e riolito tardio.

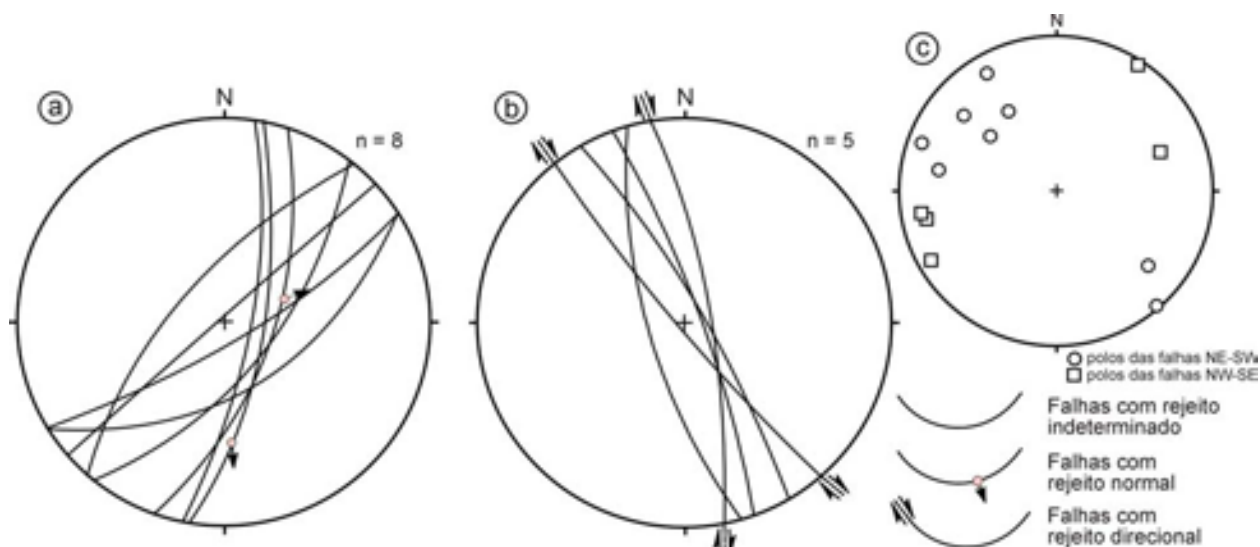


Figura 4.2 – Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para as falhas encontradas no embasamento precambriano. (a) Estruturas NE-SW de rejeito normal; (b) Estruturas NW-SE com rejeito direcional; (c) Estereograma com a distribuição dos polos das falhas NE-SW e NW-SE.

Após a deposição, compactação e diagênese dos sedimentos da Formação Cabo, deu-se a imposição do evento D_{1b} . Ele se relaciona à instalação dos diques de rochas vulcânicas, especialmente os traquíticos. Portanto, estes seriam alguns milhões de anos mais jovens (10-14 Ma) que as falhas de borda e a deposição e litificação da Formação Cabo. A figura 4.1 ilustra os diferentes locais de ocorrência dos diques de traquitos. As projeções dos mesmos encontram-se na figura 4.3. As diferentes atitudes mostram que não é possível definir um eixo principal de distensão (σ_3) para as falhas/fraturas que os alojaram. Todavia, o posicionamento desses diques aparenta um controle de falhas de borda (diques NE-SW) ou de transferência (diques NW-SE), que teriam, então, sido reativadas durante a colocação dos mesmos. A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 102 ± 1 Ma, obtida para o magmatismo desta bacia (Nascimento *et al.* 2003), é uma estimativa precisa para o evento D_{1b} .

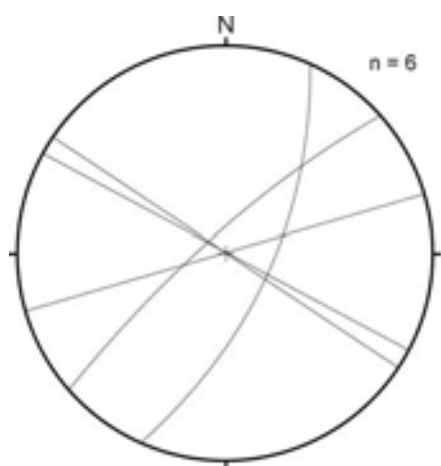


Figura 4.3 - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) de diques de traquito. n = número de medidas.

Por fim, o evento D_{1c} pôde ser reconhecido principalmente no Granito do Cabo, através da presença de diques de pseudotaquilitos e faixas ultramiloníticas.

O pseudotaquilito representa uma rocha de falha caracterizada por material muito fino, limitado por uma superfície planar bem definida. Ele é gerado através da fusão local da rocha ao longo de um plano de falha devido ao calor produzido pelo deslizamento friccional e/ou fraturamento intenso (Phillipotts 1964, Sibson 1975, Wenk 1978, Maddock 1983). Esta fusão ocorre a temperaturas superiores a 1000°C em zonas de poucos milímetros de espessura, denominada de superfície de geração (Passchier & Trouw 1998). O líquido formado pode introduzir-se em pequenas falhas ramificadas a partir da falha principal, gerando os veios de injeção. O líquido de fusão resfria rapidamente dando origem a um material de granulação muito fina ou vítrea. A matriz deste material pode conter pequenas inclusões de minerais (principalmente quartzo e feldspatos) ou fragmentos da rocha encaixante. Pseudotaquilitos normalmente não estão associados com veios de quartzo e via de regra só ocorrem em rochas maciças, pouco porosas, secas, como granitos, gnaisses, gabros e anfibolitos. Isto se deve ao fato do fluido presente nas rochas porosas diminuir a pressão normal efetiva sobre o plano de falha que está em vias de aquecimento e, assim, não produz calor suficiente para gerar a fusão. Desta forma, dificilmente são encontrados pseudotaquilitos em rochas sedimentares.

Os pseudotaquilitos da área estudada apresentam direções variadas, com predomínio de E-W (Fig. 4.4a). Podem ter mergulhos fortes, subverticais, ou moderados, com freqüente modificação de atitude no mesmo dique e/ou suas ramificações (Fig. 4.5a, b). Faixas de pseudotaquilito com espessura decimétrica marcam o contato entre o monzonito e o granito (Fig. 4.5c). Os veios, apófises e *stockworks* de pseudotaquilito afetam ora o granito (Fig. 4.5d), ora o monzonito, ou ambos. Esses veios e diques possuem matriz de cor escura (preta a marrom), textura muito fina e contêm fragmentos angulares a subarredondados da rocha hospedeira (Foto 4.1). Em um episódio subsequente, possivelmente logo após o rápido resfriamento do pseudotaquilito, deu-se a sua reativação por meio de falhas oblíquas ou transcorrentes, com direções NNE-SSW ou próximas a E-W (Fig. 4.4b). Essas falhas também atingiram as demais rochas da PMC, onde os padrões semelhantes aos das falhas principais (NE-SW e NW-SE), sugerem prováveis reativações das falhas normais e de transferência do evento D_{1a} (Fig. 4.6).

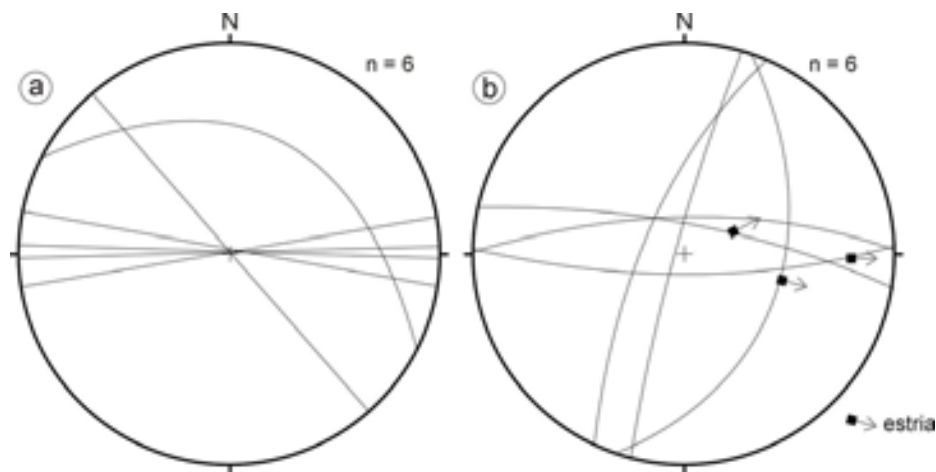


Figura 4.4 – Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para (a) os veios e diques de pseudotaquílios, e (b) para as falhas encontradas nos mesmos.

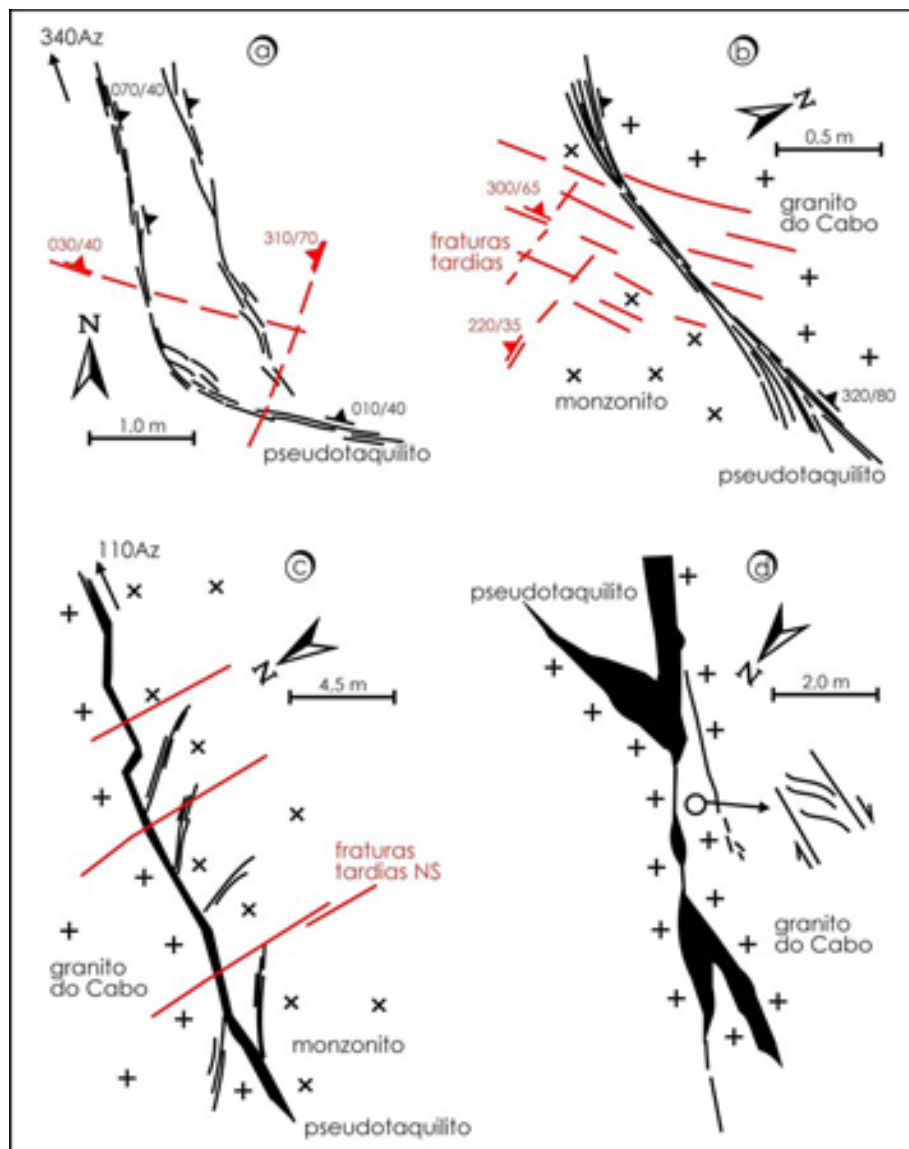


Figura 4.5 – Desenhos ilustrando os diferentes aspectos de campo dos pseudotaquílios e seus contatos com as rochas encaixantes. Todos os desenhos representam esboços de campo, em plano horizontal.

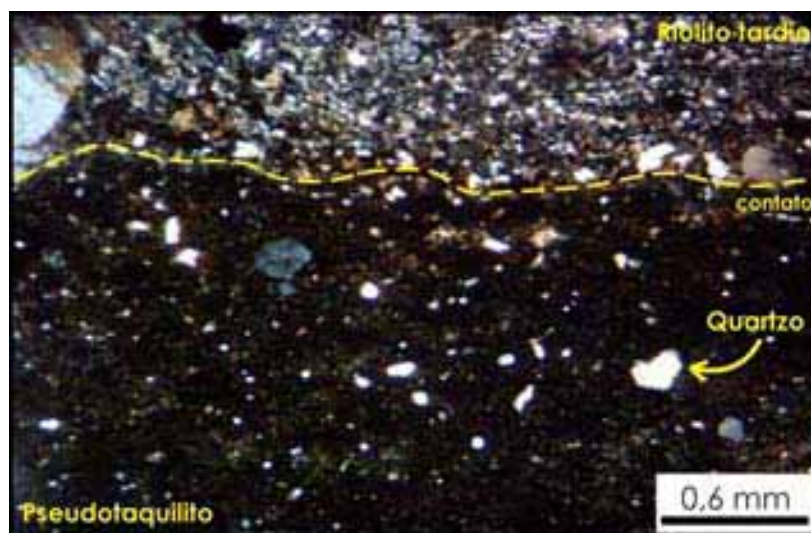


Foto 4.1 – Feições microscópicas de pseudotaquíllito. Notar textura muito fina e inclusões de fragmentos de rochas e minerais (lâmina MD10F, nicóis cruzados).

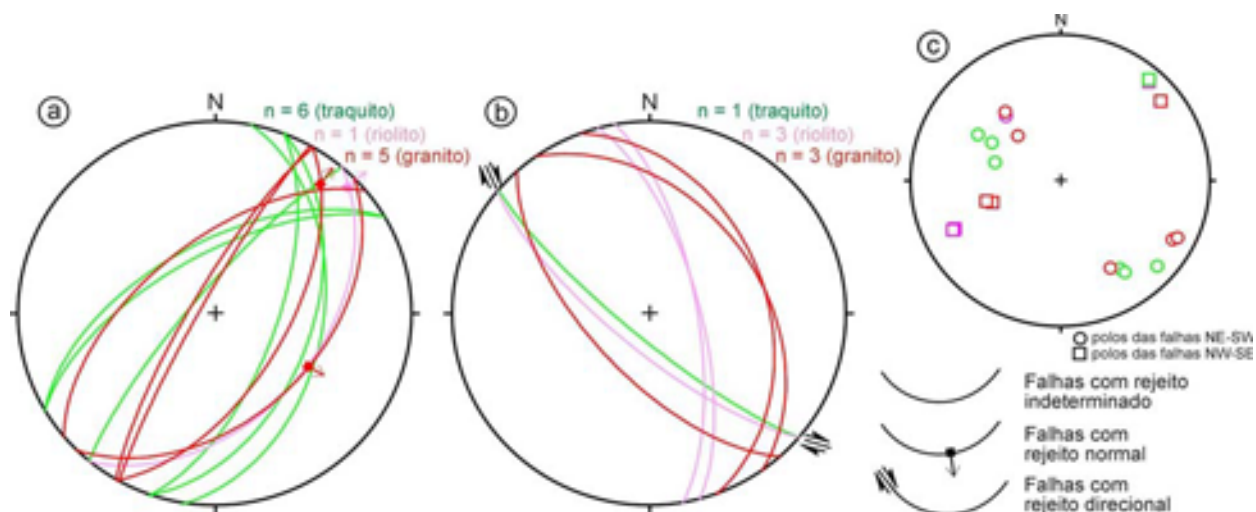


Figura 4.6 – Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para as falhas encontradas nas rochas da PMC. (a) Estruturas NE-SW de rejeito normal; (b) Estruturas NW-SE com rejeito direcional; (c) Estereograma com a distribuição dos polos das falhas NE-SW e NW-SE.

4.3.2.2 - EVENTO DEFORMACIONAL D₂

Um evento mais jovem que o anterior pode ser reconhecido com base na disposição dos diques de riolitos tardios. Estes encontram-se afetando as rochas da PMC, especialmente os derrames de traquitos e o granito do Cabo (Fig. 4.7). Observando o mapa da figura 4.1, é possível verificar uma direção caracteristicamente E-W, o que sugere um eixo de distensão (σ_3) na direção N-S. A partir da projeção estereográfica dos riolitos tardios (Fig. 4.8), nota-se que, embora mantendo a direção próxima de N-S, o eixo de distensão máximo σ_3 mostra variação de mergulho. Para alguns diques (aqueles subverticais), σ_3 seria horizontal, enquanto para os diques de baixo ângulo, σ_3 teria mergulho moderado a forte. A idade desses riolitos tardios ainda não foi obtida, no entanto espera-se um resultado mais jovem que o encontrado para as rochas da PMC (102 ± 1 Ma). Observações microscópicas desses riolitos tardios mostram que microfenocristais de sanidina, quartzo e opacos são contornados por filmes de pseudotaquíllito

(Foto 4.2). Na borda do fenocristal de sanidina, nota-se a reativação dúctil-rúptil do pseudotaquilito, que contorna o cristal. Além disso, são identificados microfraturamentos sincrônicos à reativação do pseudotaquilito.

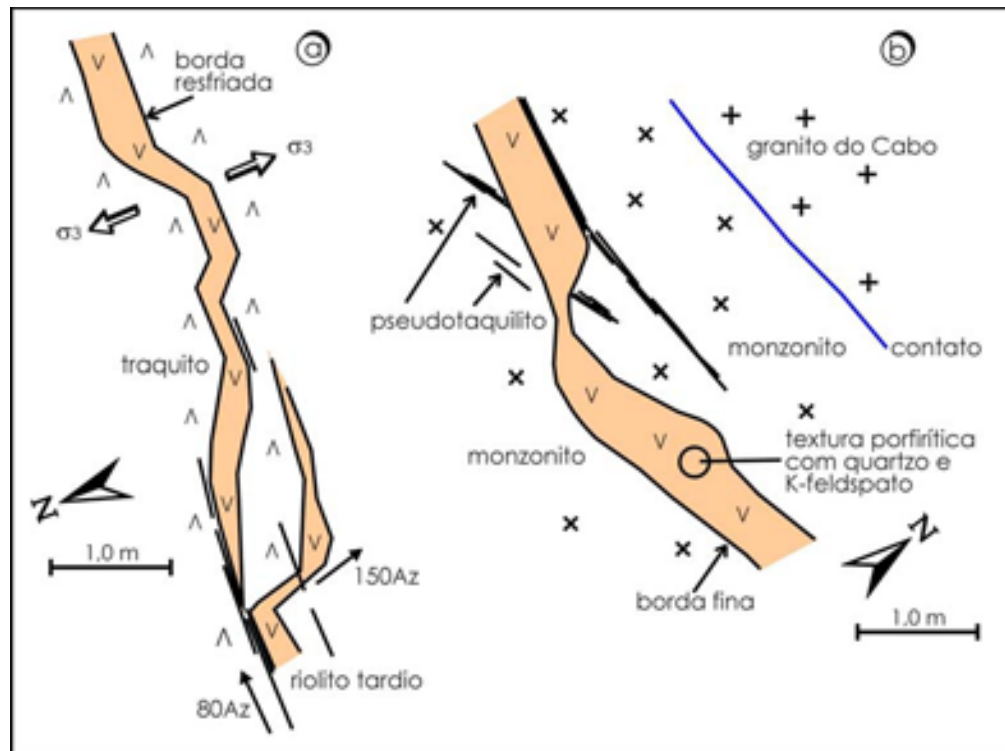


Figura 4.7 – Desenhos esquemáticos mostrando as relações de campo entre diques de riolito tardio, veios de pseudotaquilito e rochas encaixantes: (a) desenho obtido em afloramento nas proximidades da Empresa Granex (Ponto MD-237); (b) nas proximidades do Forte de Nazaré (Ponto MD-401).

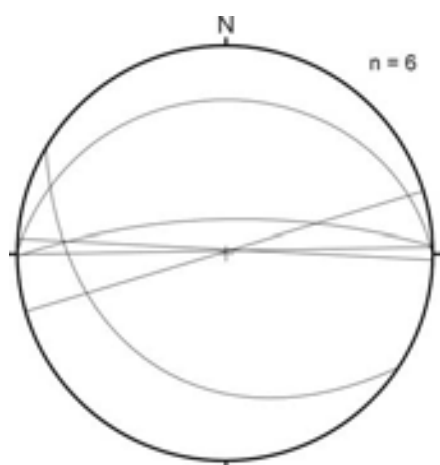


Figura 4.8 - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para diques de riolito tardio. n = número de medidas.

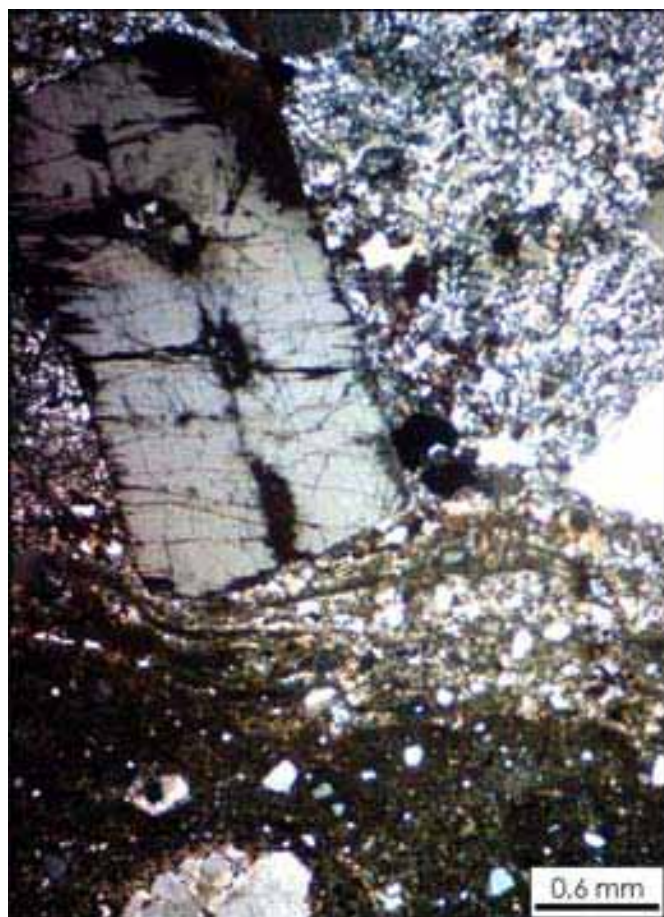


Foto 4.2 - Contato entre pseudotaquíllito (parte inferior) e riolito tardio (parte superior). No contorno do fenocristal de sanidina, nota-se reativação dúctil-rúptil do pseudotaquíllito (lâmina MD-10F, nicóis cruzados).

4.3.2.3 - EVENTO DEFORMACIONAL D₃

As rochas da Bacia de Pernambuco, especialmente as magmáticas, mostram-se com intenso fraturamento rúptil na forma de fraturas e juntas. Esta tectônica é aqui considerada como a mais jovem de todas. Tais estruturas, que truncam os marcadores prévios, inclusive os riolitos jovens, foram englobadas no evento D₃. Elas se caracterizam por não ter preenchimento mineral e pela ausência de movimentação relativa entre blocos. Podem, todavia, servir de condutos de oxidação e alteração das rochas por elas afetadas.

Nos ignimbritos do Engenho Saco, são identificadas duas direções principais de fraturamento, uma ESE e outra NNW (Fig. 4.9a), sendo esta última precoce em relação ao primeiro conjunto, mostrando cinemática dextrógira.

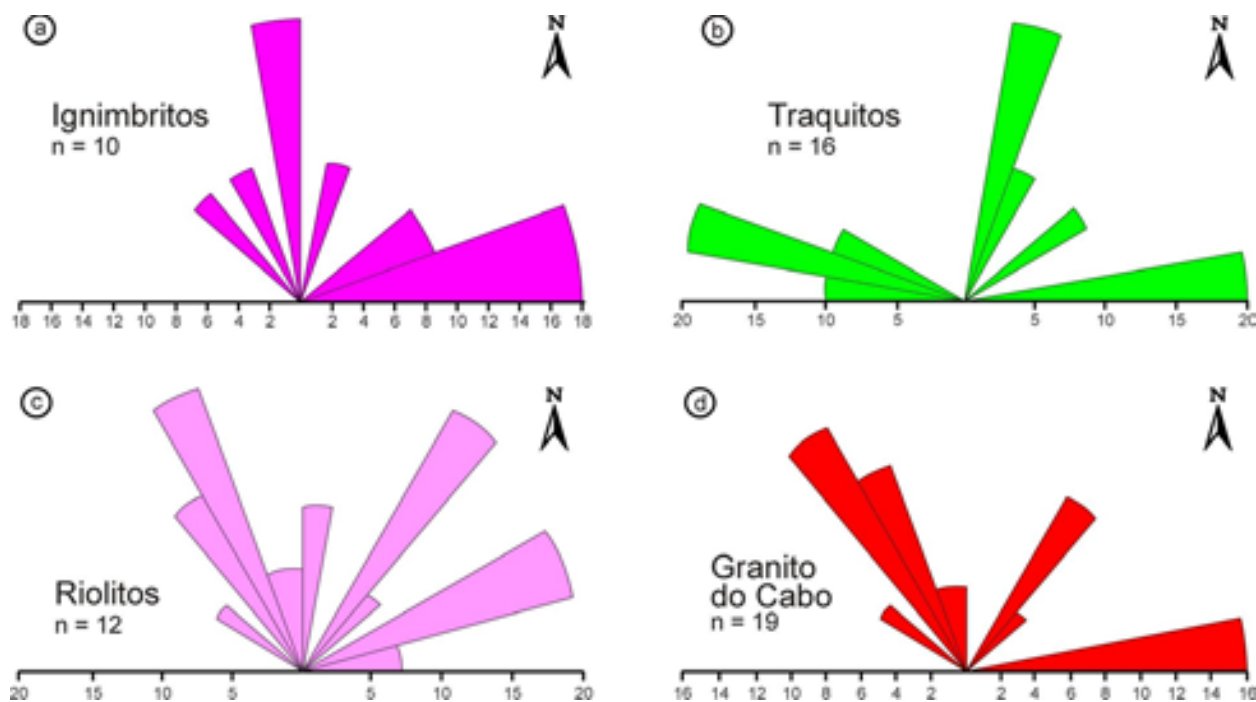


Figura 4.9 – Diferentes padrões de fraturamento para as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco.

Em traquitos, as estruturas rúpteis têm direção predominante NE-SW, mais também WNW e ENE (Fig. 4.9b). Frutuoso Júnior (2002) mostrou que, às vezes, os traquitos podem ocorrer brechados e cataclasados, com fraturas preenchidas por calcedônia e material caulínítico, evidenciando um intenso fraturamento a muito baixas profundidades.

Quanto aos riolitos, os padrões de fraturamento mostram duas direções principais, NE-SW e NW-SE (Fig. 4.9c). No Morro da Baobá, Frutuoso Júnior (2002) descreveu estruturas preferencialmente NE-SW, ocorrendo com preenchimento de material caulínítico, semelhante a alguns traquitos da região. Fraturas de direção NW-SE também são observadas nestes riolitos; no entanto, elas truncam o sistema anterior, de direção NE.

Por fim, observam-se fraturas sem preenchimento afetando rochas do Granito do Cabo. Estas são preferencialmente de direção NW e E-W (Fig. 4.9d), podendo ocorrer subordinamente fraturas e juntas de direção NE. Essa fraturas também afetam os monzonitos e pseudotaquilitos associados ao Granito do Cabo (Fig. 4.5).

A figura 4.10 ilustra o conjunto de fraturas em estereograma de contagem, denotando direções preferencialmente NE-SW. Isto pode estar ligado a reativações tardias das falhas que configuram o arcabouço principal da bacia.

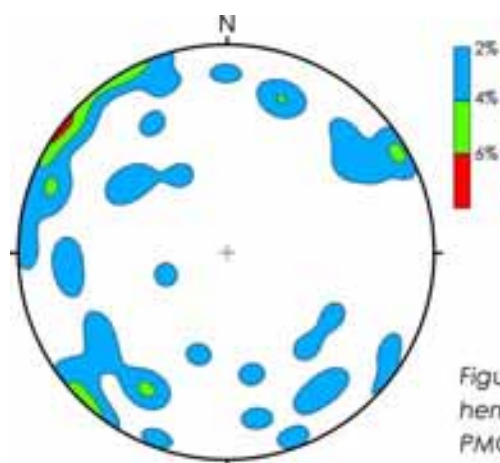


Figura 4.10 - Estereograma de contagem (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para o conjunto de fraturas D nas rochas da PMC. Isolinhas em 2, 4 e 6% para um total de 57 medidas.

4.4 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

De acordo com a proposta de litoestratigrafia apresentada na figura 11 do artigo anexado a este capítulo, os componentes litológicos da PMC podem ser reagrupados em três grupos:

- i) rochas plutônicas a hipabissais, representadas pelo clássico granito do Cabo, aqui incluindo as variedades graníticas e monzoníticas, equigranulares, e brechas magmáticas;
- ii) rochas vulcânicas (derrames, soleiras, *plugs*) de composição variando desde basalto e traqui-andesito a riolito e piroclásticas (ignimbritos); idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ revelam a sincronicidade dos pulsos magmáticos (~102 Ma) que geraram as diferentes rochas (ver capítulo 7 – Geocronologia);
- iii) diques riolíticos tardios, intrusivos nas demais unidades, de idade incerta.

Dois poços exploratórios feitos na Bacia de Pernambuco, denominados 2-CPE-1-PE e 9-JG-1-PE, foram reportados por Lima *et al.* (1997) e Lima & Pinho (1997) e descritos por Lima Filho (1998). Os poços referidos atingiram, respectivamente, 2953 e 1096 m. Sondagens mais rasas são referidas e descritas por Amaral & Menor (1979) e Rocha (1990). Segundo Lima *et al.* (1997), o Poço 2-CPE-1-PE apresenta uma maior quantidade de rochas ácidas (traquitos e riolitos, principalmente), enquanto que no Poço 9-JG-1-PE, são identificados em sua maioria basaltos e traqui-andesitos. O perfil do Poço 2-CPE-1-PE, montado por Lima Filho (1998), encontra-se na figura 4.11. Esse autor descreveu 8 níveis de rochas vulcânicas (traquitos, riolitos, basaltos a traqui-andesitos) considerados como intercalações na Formação Cabo. Estas “intercalações” possuem espessuras variadas, algumas com menos de 3 m e outras podendo atingir 90 m. Com base nas relações observadas em superfície e nos dados radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver capítulo 7), aquelas “intercalações” são aqui re-interpretadas como soleiras e/ou diques, intrusivos nas unidades basal e superior da Formação Cabo.

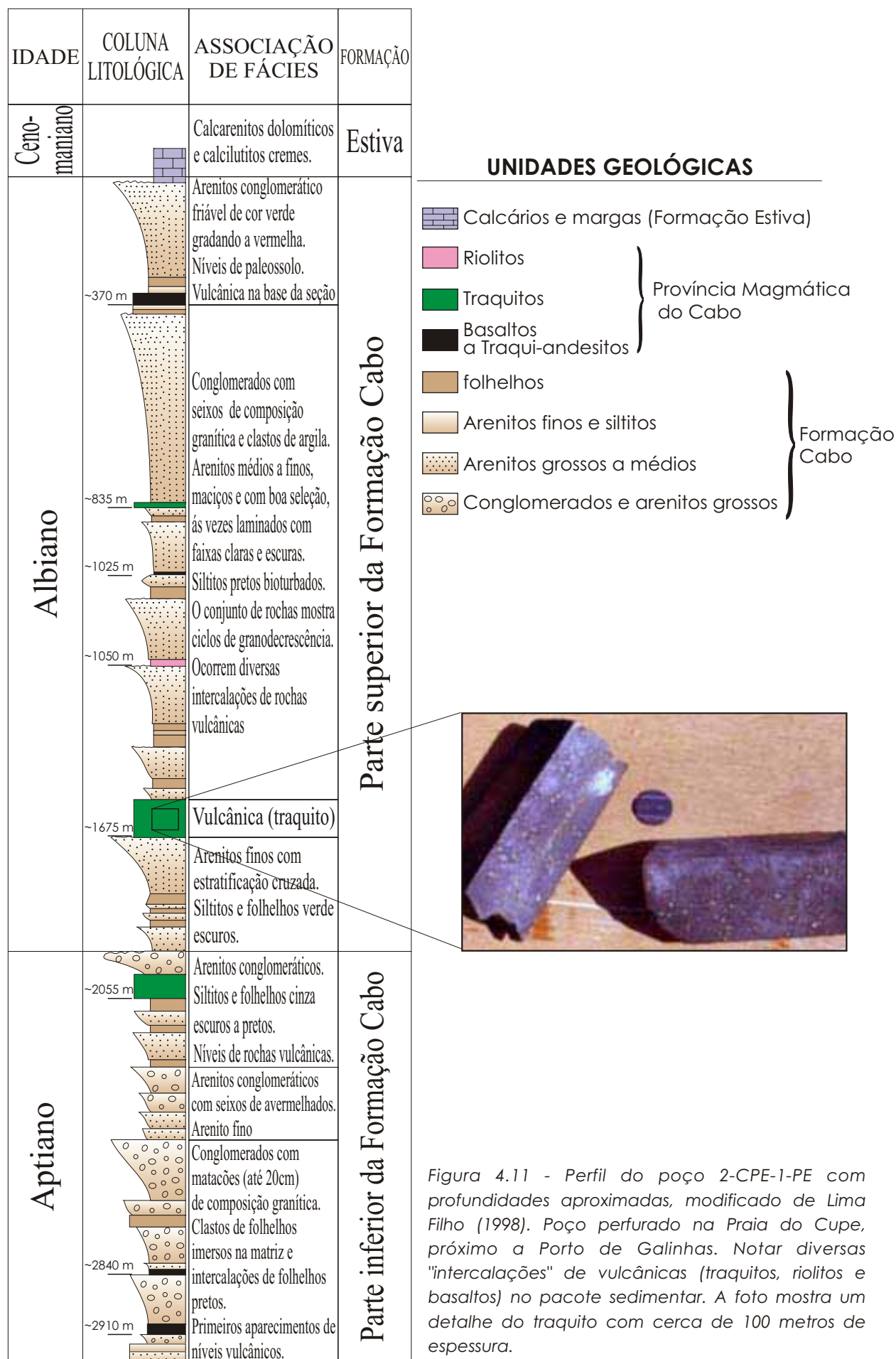


Figura 4.11 - Perfil do poço 2-CPE-1-PE com profundidades aproximadas, modificado de Lima Filho (1998). Poço perfurado na Praia do Cupe, próximo a Porto de Galinhas. Notar diversas "intercalações" de vulcânicas (traquitos, riолitos e basaltos) no pacote sedimentar. A foto mostra um detalhe do traquito com cerca de 100 metros de espessura.

Perfazendo o tipo mais volumoso em superfície, os traquitos e traqui-andesitos são as rochas que mostram relações de contato mais freqüentes com outras unidades da Bacia de Pernambuco. Os traquitos porfíricos, inclusive, servem como bons marcadores do contato inferior da Formação Algodoads, que, via de regra, é representado por conglomerados polimodais, com grande quantidade de fragmentos do traquito porfírico subjacente (Foto 4.3) ou arenitos médios a grossos (Foto 4.4). Em outros locais, a exemplo da Praia de Itapoama (Foto 4.5), um dique de traquito porfírico intrude em baixo ângulo derrame precoce de traqui-andesito com concentração de amígdalas no topo. Todavia, o que mais ressalta na escala de mapeamento são os traquitos porfíricos. Eles afloram na região costeira entre as praias de Ponta das Pedras e Itapoama e em direção ao continente, onde são sotopostos a arenitos da Formação Algodoads, com contatos por vezes marcados por falhas normais ou transcorrentes (Fig. 4.12a,b). A orientação de fenocristais de sanidina produz uma lineação de direção aproximadamente E-W (Fig. 4.12c), caracterizando a direção do fluxo de magma. Variações na atitude da superfície magmática, ilustradas na projeção estereográfica dos respectivos pólos na figura 4.12c, são creditadas a efeitos da proximidade de falhamentos.

Relações adicionais são encontradas no Morro do Baobá, situado a SW da vila e praia de Suape. Uma visão geral do referido morro pode ser vista na figura 9 do artigo submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*. A porção oeste do Morro do Baobá tem uma geometria lacolítica, sendo constituído por riolito de textura média a grossa, contendo fenocristais milimétricos de quartzo e sanidina. O riolito pode ter aspecto maciço ou apresentar disjunções colunares verticais nas partes oeste e SW (Foto 4.6). Com base na sua forma de ocorrência e texturas macro e microscópicas, ele foi correlacionado aos riolitos encontrados nas regiões dos engenhos Algodoads, Ipojuca, Mirador e Caetés, oeste de Ponte dos Carvalhos e na ilha de Santo Aleixo (ver localização na figura 3 do artigo). Na porção sul do Morro do Baobá, o riolito é intrusivo numa unidade sedimentar e em traqui-andesito. A figura 4.13 ilustra estas relações. Em nível topográfico mais baixo, ocorrem folhelhos de cores variadas (creme, marrom, verde, preto), com raras soleiras de espessura centimétrica a decimétrica de traqui-andesito. Em nível topográfico mais elevado, observa-se uma unidade siliciclástica com espessura de cerca de 3-4 m, com granodecrescência ascendente, contendo arenito conglomerático com matriz siltico-argilosa, arenito médio a grosso e siltito. Fragmentos de riolito e traqui-andesito no conglomerado (Foto 4.7) indicam a existência de pelo menos um evento vulcânico anterior à intrusão do riolito que forma o topo do Morro do Baobá.

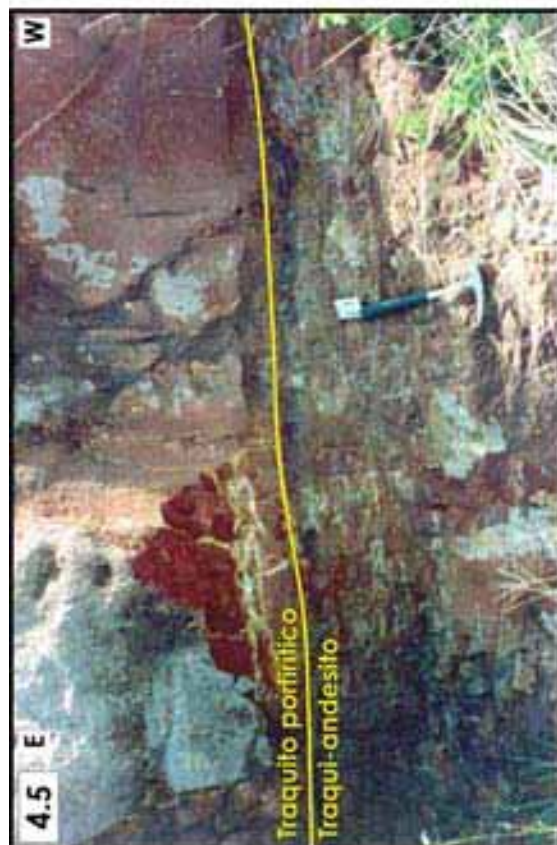
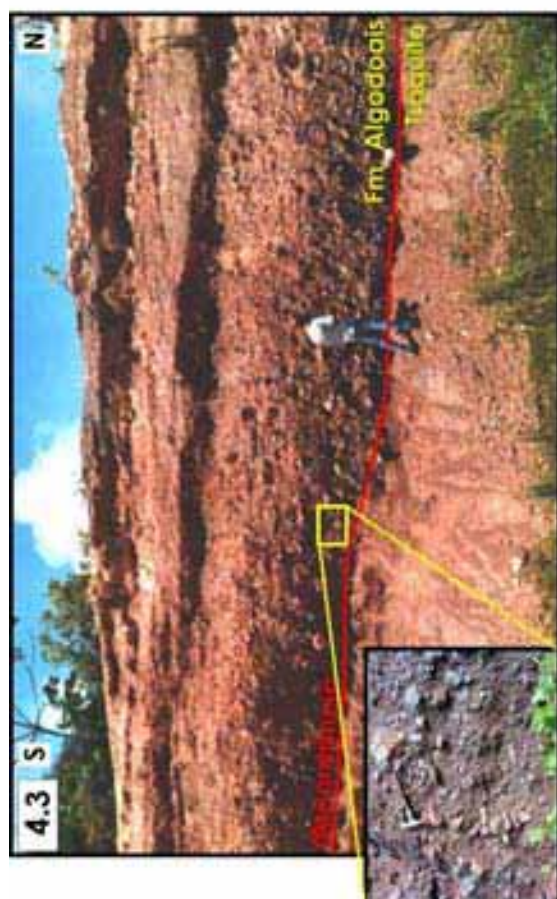


Foto 4.3 - Traquito sobreposto a conglomerado da Formação Algodão, visto em perfil N-S. O detalhe mostra clastos de traquito [estrada da Granex (Ponto MD-127)].

Foto 4.4 - Arenitos médios a grossos da Formação Algodão capeando traquitos, observado em perfil N-S [estrada TDR-Norte (Ponto MD-180)].

Foto 4.5 - Traqui-andesito cortado em baixo ângulo por traquito porfítico, visto em perfil E-W [Praia de Itapoama (Ponto MD-44)].

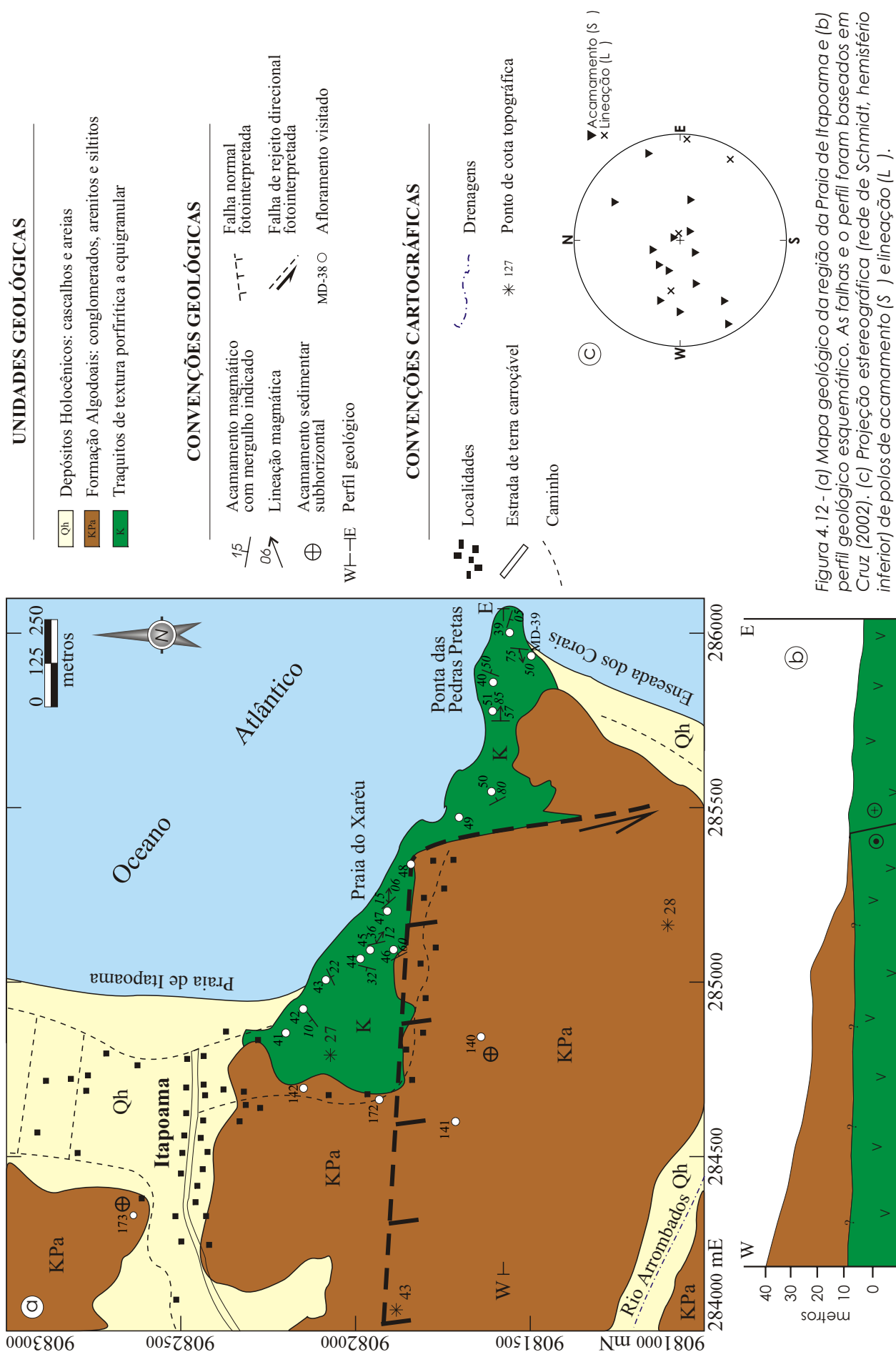




Foto 4.6 - Disjunções colunares em riolito do Morro do Baobá [3 km a W do Porto de Suape (Ponto MD-146)].



Foto 4.7 - Fragmentos de riolito em conglomerado provavelmente da Formação Cabo no Morro do Baobá, observado em perfil N-S [3 km a W do Porto de Suape (Ponto MD-146)].

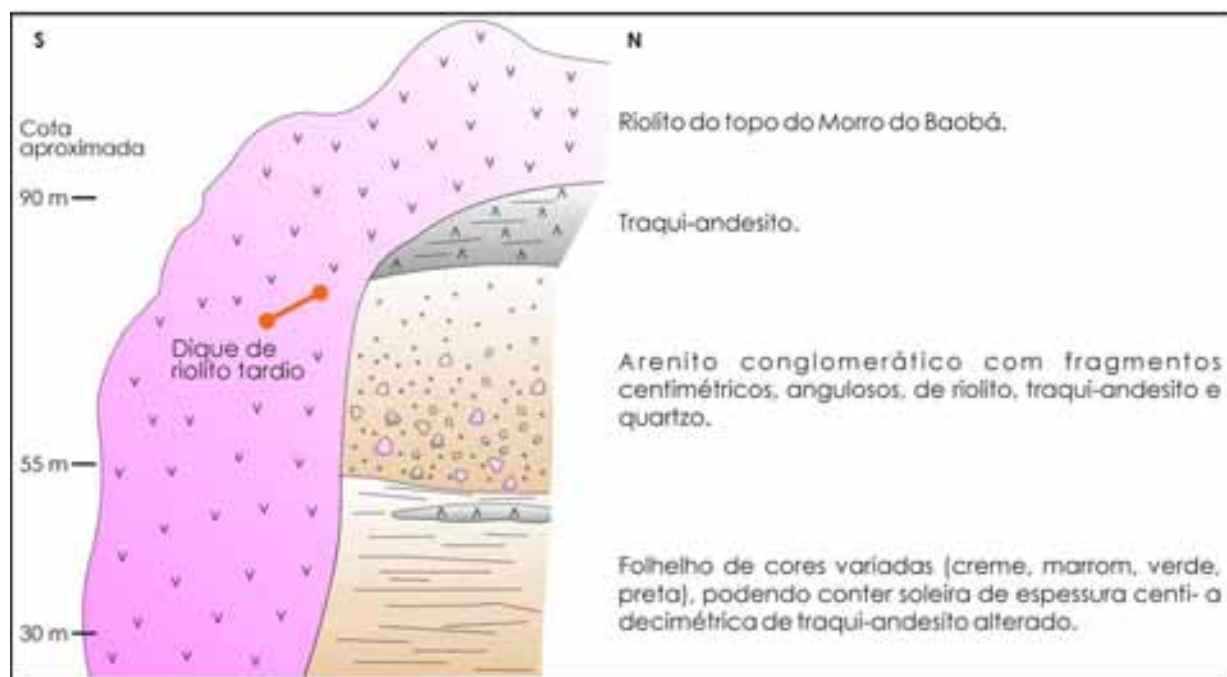


Figura 4.13 – Diferentes relações litoestratigráficas observadas no Morro do Baobá. A figura ilustra uma seção esquemática aproximadamente N-S.

Finalmente, cabe mencionar uma outra unidade magmática, os diques de riólitos tardios. Uma característica marcante é a sua ocorrência como corpos de espessura centimétrica ou decimétrica, com direções próximas de E-W e mergulhos variando de moderados (20-35°) a altos (60-88°). Eles truncam todas as unidades descritas acima (Fotos 4.8 e 4.9), ficando ainda em aberto a definição dos contatos com os litotipos das formações Estiva e Algodoads. Eles são claramente mais jovens do que o riólito principal de topo do Morro do Baobá, bem como posteriores ao evento tectônico que provocou falhamentos rúpteis na região (neste trabalho, o evento D_{1c}), já que mostram relações de intrusão em pseudotaquilitos na área de exposição do granito do Cabo (Foto 4.10 e Fig. 4.7b).

A análise estrutural possibilitou reconhecer pelo menos três eventos importantes na estruturação da bacia, envolvendo as rochas ígneas (Fig. 4.14). O primeiro, denominado D₁, durou um lapso de tempo longo, com sucessivas reativações, gerando os eventos D_{1a}, D_{1b} e D_{1c}. O primeiro (D_{1a}) pode ser correlacionado ao evento regional D₁ definido por Cruz (2002), Frutuoso Júnior (2002) e Almeida (2003). Ele estaria relacionado ao rifteamento, segundo uma distensão NW-NE. Mudanças locais no sistema de tensão podem ser observadas pelas diferentes direções dos diques de rochas vulcânicas. O evento D₂ é marcado por diques de riólitos tardios, registrando distensão N-S. A não observação da relação de contato entre essas rochas e as das formações Algodoads e Estiva não permite inferir a idade relativa de D₂. Por fim, um intenso fraturamento (evento D₃) afeta as rochas da PMC, porém sua idade absoluta não está caracterizada.



Foto 4.8 - Dique E-W de riolito tardio cortando rochas traquíticas, observado em planta [próximo a estrada da Granex (Ponto MD-237)].



Foto 4.9 - Dique E-W de riolito tardio cortando rochas da fácies predominante do Granito do Cabo [Praia do Paraíso (Ponto MD-401)].



Foto 4.10 - Dique E-W de riolito tardio cortando o Granito do Cabo e o pseudotaquilito, em planta [Praia do Paraíso (Ponto MD-401)].

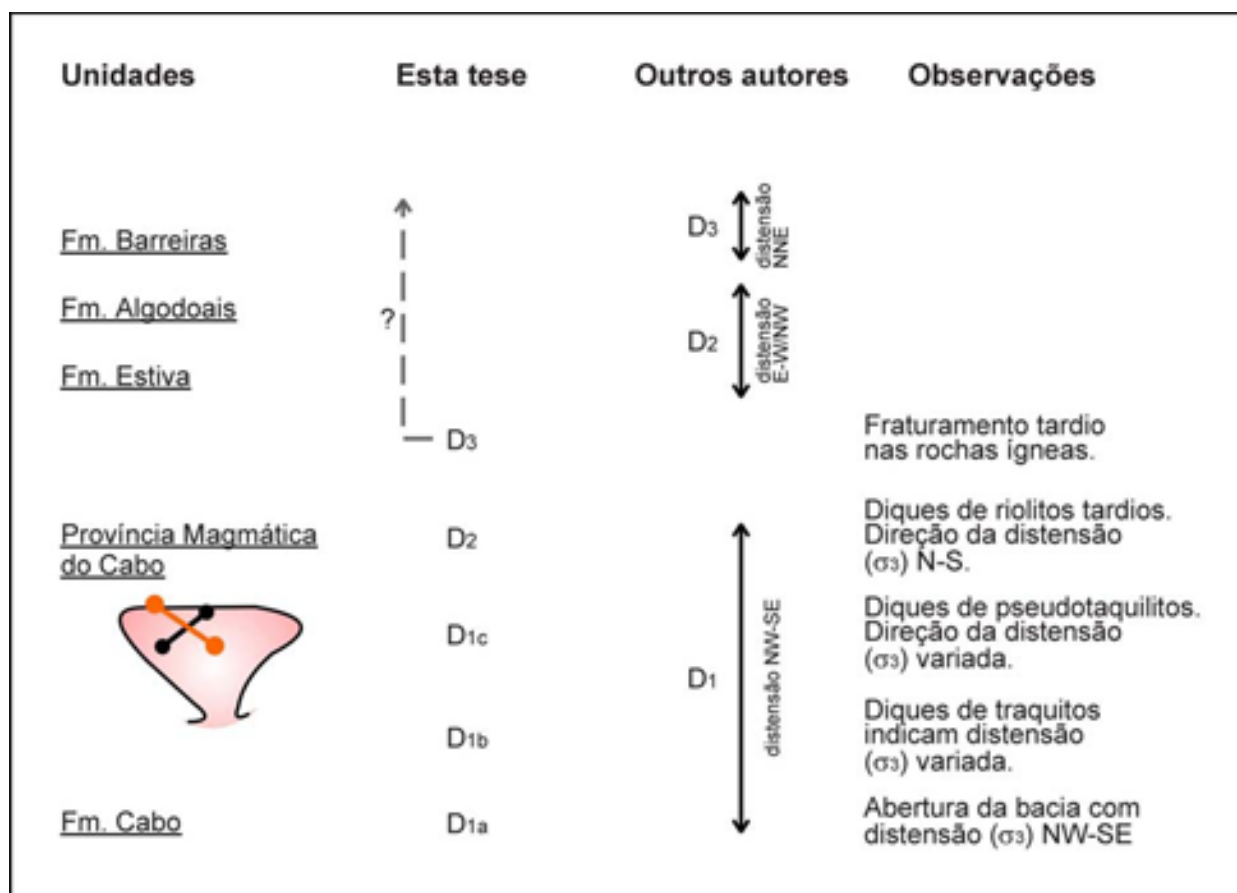
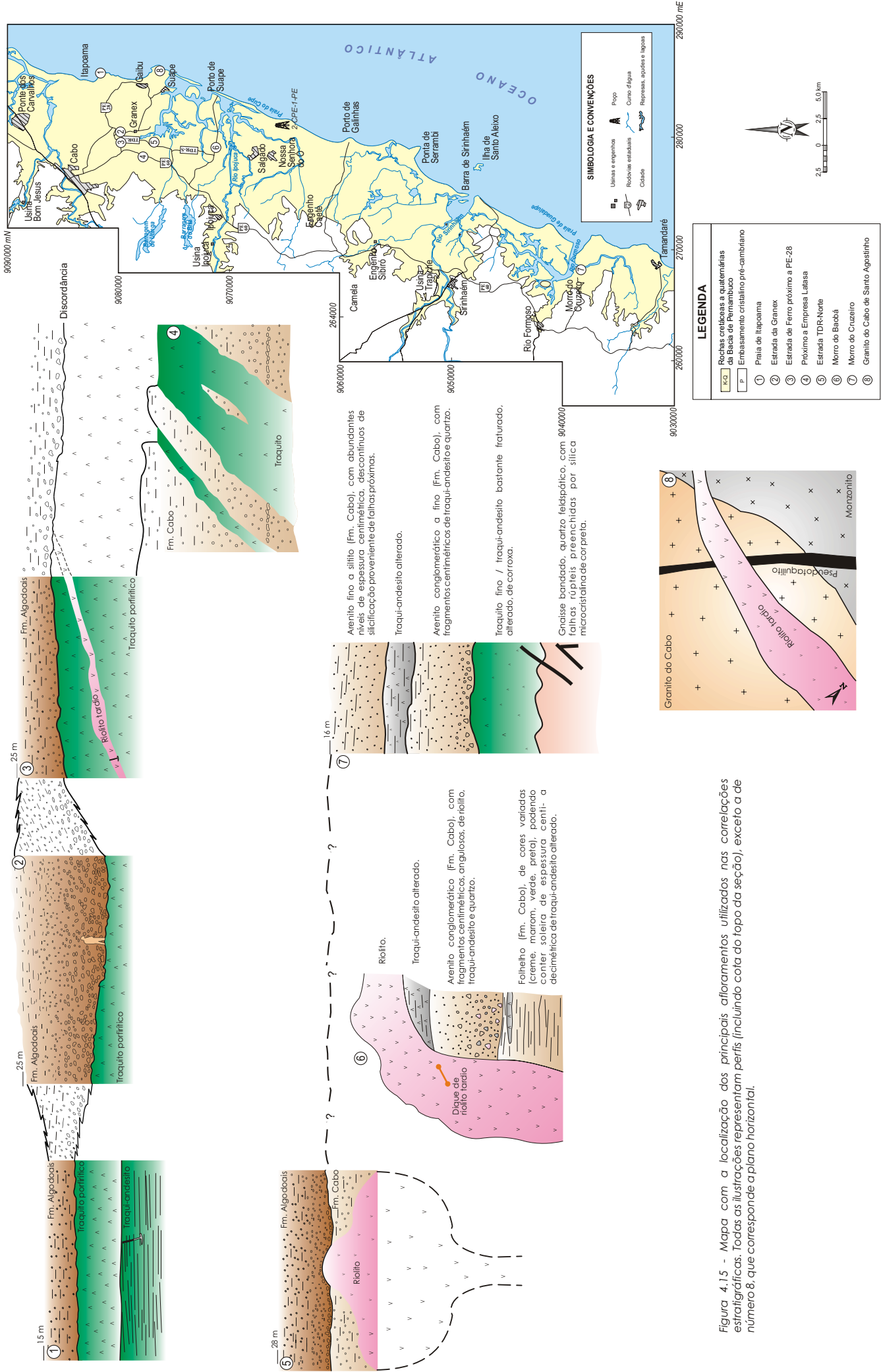


Figura 4.14 – Posicionamento relativo dos eventos estruturais (simbolizados com D) que afetaram as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco e correlação com interpretações de outros autores (Cruz 2002, Frutuoso Júnior 2002, Almeida 2003).

A figura 4.15 sintetiza os principais locais utilizados nas discussões e interpretações acima expostas, contribuindo para a proposição da coluna litoestratigráfica da região estudada (Fig. 4.16). As linhas tracejadas e contínuas partindo de traquitos e das rochas sedimentares da Formação Cabo nesta última figura indicam as possibilidades de correlação lateral entre essas diferentes unidades. Para os riolitos tardios, não está claro se eles pertenceriam à fase principal da PMC, ou seriam bem mais jovens, precedentes ou mesmo posteriores as formações Estiva e/ou Algodoads.

Algumas questões, entretanto, ainda permanecem sem resposta adequada com base nos dados até agora apresentados. Quais são as relações de contato do granito do Cabo com as demais rochas da província? Os fluxos piroclásticos que originaram os ignimbritos seriam cronocorrelatos, ou não, aos demais eventos vulcânicos de natureza riolítica? Qual o significado dos diques riolíticos jovens? Fariam eles parte do mesmo processo tectônico que gerou e moldou a Bacia de Pernambuco durante o Cretáceo, ou representariam um evento muito mais novo, de idade Neógena?



COBERTURAS CENOZÓICAS

Coberturas Holocênicas Indivisas

Qh Areias e cascalhos contendo intercalações de camadas argilosas

Coberturas Pleistocênicas

Qtp Arenitos finos a grossos e conglomerados

Formação Barreiras

NQb Conglomerados e arenitos com níveis de argilitos e folhelhos, e por vezes cimentado por óxido de ferro.

BACIA DE PERNAMBUCO

Formação Algodoads

KPa Arenitos e conglomerados com seixos de vulcânicas e de quartzo, contendo ainda camadas siltico-argiliticas

Formação Estiva

Ke Calcários maciços, dolomíticos, intercalados com margas e argilitos

Província Magmática do Cabo

Diques riolíticos tardios

Kγa

Kγb

Kγc

Kδ

Kβa

Kβb

Kγa - Granito do Cabo, incluindo rochas monzoníticas e brechas magmáticas

Kγb - Riolitos

Kγc - Ignimbritos

Kδ - Traquitos porfíricos

Kβa - Traqui-andesitos

Kβb - Basaltos

Formação Cabo

Kcp

Fácies Proximal

Kcm

Fácies Mediana

Kcd

Fácies Distal

Kcp - conglomerados polimiticos com matriz arcoseana

Kcm - arenitos grossos a conglomeráticos e níveis siltico-arenosos

Kcd - siltitos, argilitos e folhelhos, todos intercalados em arenitos

EMBASAMENTO PRECAMBRIANO

ε-NPγ

Granitódes Brasilanos (600 Ma?)

Pm

Metassupracrustais Proterozóicas

APgm

Complexo Gnáissico-Migmatítico

Figura 4.16 - Litoestratigrafia proposta para a Bacia de Pernambuco, modificada a partir de Lima Filho (1998), Frutuoso Júnior (2002) e Cruz (2002). O posicionamento dos eventos deformacionais segue o sugerido na figura 4.14.

Capítulo IV

Mapeamento Geológico e Estratigrafia do Magmatismo



4

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO

4.1 – INTRODUÇÃO

A área de estudo apresenta uma ampla variação de rochas vulcânicas e subvulcânicas e espessos pacotes de rochas sedimentares, para as quais foram empregados critérios estruturais, mineralógicos, texturais e, quando observadas, relações de contato na interpretação das unidades de mapeamento e definição da litoestratigrafia da área de ocorrência da Bacia de Pernambuco. Em função dos objetivos da presente tese, ênfase maior foi dada à caracterização dos componentes vulcano-plutônicos da Província Magmática do Cabo (PMC). Todavia, o forte intemperismo atuante na região do litoral pernambucano, a extensiva atividade antrópica (plantação de cana-de-açúcar), a ampla cobertura terciário-quaternária e as chuvas freqüentes dificultaram uma melhor individualização das diferentes unidades litoestratigráficas da área.

O anexo 01 apresenta o mapa geológico detalhado da região estudada, englobando tanto as unidades magmáticas como as sedimentares cretáceas da Bacia de Pernambuco, além das rochas e sedimentos cenozóicos. O trabalho de mapeamento geológico permitiu reconhecer sete unidades magmáticas na presente escala de reconhecimento (1:200.000). Elas foram distinguidas com base em critérios de campo, tais como textura, direção e mergulho (no caso de diques) e efeitos de contato.

Os dados obtidos, integrados àqueles da literatura disponível, bem como as discussões e principais conclusões sobre o capítulo em tela estão sintetizados em um artigo submetido em junho de 2003 ao *Journal of South American Earth Sciences*, que se encontra a seguir.

No parte final deste capítulo, apresentam-se os elementos estruturais e são reportados dados adicionais sobre os traquitos e diques riolíticos, objetivando complementar as informações expostas no mencionado artigo. A integração desse conjunto de informações permite uma definição adequada e consistente do arcabouço litoestratigráfico.

4.2 – ARTIGO SUBMETIDO AO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES

CURRENT KNOWLEDGE OF MAGMATIC ACTIVITIES IN THE PERNAMBUCO BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL

Marcos Antonio Leite do Nascimento^{a*}, Zorano Sérgio de Souza^b,
Mário Ferreira Lima Filho^c

^a Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) / UFRN, PRH-22 ANP, Caixa Postal 1639, CEP 59078-970, Natal, RN, Brazil, e-mail: marcos@geologia.ufrn.br

^b Departamento de Geologia e PPGG / UFRN, PRH-22 ANP, Caixa Postal 1502, CEP 59078-970, Natal, RN, Brazil, e-mail: zorano@geologia.ufrn.br

^c Departamento de Geologia e Programa de Pós-Graduação em Geociências / UFPE, PRH-26 ANP, Rua Acadêmico Hélio Ramos, s/n, 6º andar, Cidade Universitária, CEP 50670-901, Recife, PE, Brazil, e-mail: mflf@npd.ufpe.br

Abstract

The Pernambuco Basin (PB) corresponds to a thin belt of sedimentary and magmatic rocks making part of the Cretaceous Pernambuco – Paraíba Basin, northeastern Brazil. In its onshore portion, the PB is composed of a lowermost rift unit of Aptian to Albian age (siliciclastic sediments - Cabo Formation), a intermediate unit (calcareous - Estiva Formation) and, at the top, another siliciclastic unit, ending the drifte phase of the basin (the Algoduais Formation). At about 102 Ma ago, an important magmatic activity was registered in the PB. It is composed of basic (basalt) to acidic (rhyolite, trachyte, high level granite) rocks that occur as dykes, sills, lacoliths, pyroclastics, small domes and stocks. Although unequivocal field relationships were not observed for all magmatic rocks, crosscutting contacts suggest that a great volume of them intruded the siliciclastic rocks of the Cabo Formation, but not those ones of the Algoduais Formation, which has a lot of volcanic clasts in its basal conglomerate facies. In some places, the presence of rhyolitic and trachytic fragments within acidic ignimbrites and sandstones reveals that this explosive event occurred after two episodes of volcanism in the PB, part of them possibly being synchronous with deposition of the Cabo Formation.

Keywords: Northeastern Brazil, Cretaceous, Magmatism, Pernambuco Basin

1. Introduction

Northeastern Brazil (Fig. 1) comprises a widespread geotectonic unit of the South American platform, the Borborema Province (Almeida et al., 1977). This province has a number of high temperature continental-scale ductile shear zones that were imprinted at the end of the Precambrian and beginning of the Cambrian (Vauchez et al., 1995). The main shear zones have dextral kinematics, as exemplified by the NE-SW trending Picuí – João Câmara Shear Zone (at the eastern border of the Seridó Belt), and the E-W trending Patos and Pernambuco shear zones (Corsini et al., 1991; Sá et al., 1995), the last ones limiting a

central segment (the Transversal Zone), where a series of sinistral ductile shear zones form a strike-slip to transtranstional mega-domino structure (Santos, 1996). The Precambrian structures were reactivated many times during the Phanerozoic and controlled and/or affected the deposition of Cretaceous (e.g. Potiguar, Rio do Peixe, Tucano – Jatobá, Pernambuco – Paraíba) and Tertiary sedimentary basins and Quaternary sediments (Senant and Popof, 1989; Bezerra et al., 1993; Fonseca & Saadi, 1995). A persistent seismic activity is still recognized, reflecting the tectonic instability of this part of the Borborema Province up to now (Assumpção et al., 1985).

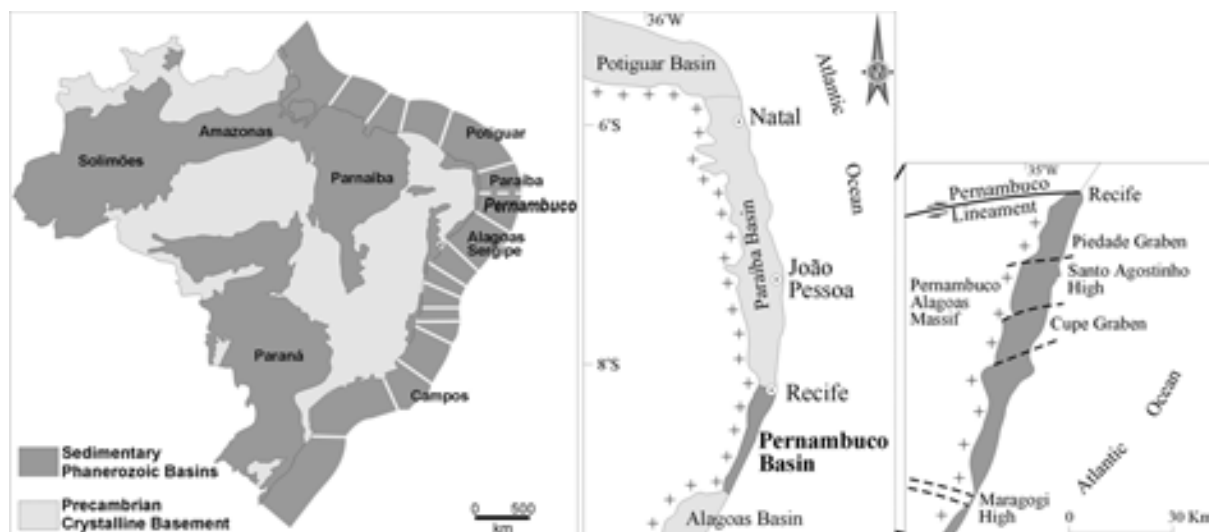


Fig. 1. Geographical situation of the interior and marginal Phanerozoic basins of northeastern Brazil and details of the Pernambuco Basin (modified after Almeida et al., 1977).

The Pernambuco Basin (PB) corresponds to a thin belt of sedimentary and magmatic rocks belonging to the southern portion of the Cretaceous Pernambuco – Paraíba Basin. The continental component of the PB is better known than its offshore counterpart (Lima Filho, 1998). Situated immediately south of Recife, the geologic limits of the PB are the Pernambuco Lineament on the north, the Maragogi high on the south and the Pernambuco – Alagoas Massif on the west (Fig. 1). In its onshore portion (Lima Filho, 1998), the PB is composed of a lowermost Aptian to Albian rift phase, constituted mainly by siliciclastic sediments of the Cabo Formation and rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP - trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites, high level granite). These units stratigraphically underlie a calcareous sequence (the Estiva Formation) and a siliciclastic one (the Algodão Formation), which comprise the drift phase of the basin (Lima Filho, 1998).

In this province, there are a great number of volcanic and hypabyssal rocks, with ages ranging from early Cretaceous to Tertiary (Mizusaki et al., 2002). The available Rb/Sr (Long et al., 1986), K/Ar (Vandoros et al., 1966) and recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Lima Filho & Szatmari, 2002) geochronologic data for the magmatic rocks of the CMP show ages in the range 111 Ma to 85 Ma (Albian to Santonian). However, other $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data reported by Nascimento et al. (2003) provide new geochronological constraints for the magmatism in the PB and suggest that the

magmatic events in the PB are restricted to a much narrower time interval (102 ± 1 Ma) than previously proposed.

This magmatism may reflect mantle thermal anomalies associated with the break-up of Gondwanaland and, possibly, the migration of the South American Platform over the Santa Helena plume (Cordani, 1970; Chang et al., 1992). These rocks occur as dykes, sills, small flows, volcanic conduits and plugs (Sial, 1976a; Almeida et al., 1988). They preceded or succeeded the implantation of the Cretaceous rifts (Lima Filho, 1998) in the Borborema Province and probably contributed to the processes of regional re-heating, uplifting and denudation related to the generation of sediments that filled continental and marginal basins (Sá et al., 1999). In this way, they probably enhanced the maturation and (re)mobilization of organic materials in sedimentary basins, being directly related to the generation of oil reservoirs in these basins; and they are possibly associated with tectonic reactivations that may have generated structural traps in these sedimentary basins.

The present paper reports an update overview based on field relationships between the magmatic and the siliciclast rocks of the PB. Together with recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data (Lima Filho and Szatmari, 2002; Nascimento et al., 2003), the new observations permitted a detailed description of the main pulses of magmatic rocks in this region.

2. Geology of the Pernambuco Basin (PB)

2.1. Stratigraphy

The PB in its onshore counterpart corresponds to a thin belt extending for about 80 km in NNE direction (Fig. 1). Following Lima Filho (1998), the onshore portion of the PB (Fig. 2) is composed of a lowermost Aptian to Albian rift phase, characterized mainly by siliciclastic sediments of the Cabo Formation, intruded and/or interleaved with a series of igneous rocks (the Cabo Magmatic Province). These units stratigraphically underlie a calcareous sequence (the Estiva Formation) and a siliciclastic one (the Algodois Formation – mono- to polymict conglomerates with fragments and blocks of earlier volcanics and sandstone intercalations), which represent the drift phase of the basin. Finally, the Barreiras Formation (Tertiary) lies above an erosional surface that cuts the Algodois Formation.

The rift section of the PB (the Cabo Formation and associated volcanic and hypabyssal rocks) is composed of the Cabo Formation siliciclastics and the penecontemporaneous Cabo magmatic Province, of Aptian to Albian age. The Cabo Formation is constituted by three alluvial fan sedimentary facies (Lima Filho, 1988; Cruz, 2002; Frutuoso Jr., 2002; Cruz et al., 2003): i) a proximal-fan facies – polymict, outcropping adjacent to normal faults along the western basin border – polymodal conglomerates and breccias, with large blocks and pebbles of granites, gneisses, schists, pegmatites; this unit grades to ii) a mid-fan facies – medium grained immature sandstones, and iii) a distal-fan facies – interlayered argillites and black, grey or greenish shales and siltstones.

Closely associated with the rift phase of the PB, the Cabo Magmatic Province (CMP) was first described by Sial (1976b). It is composed of a series of volcanic and hypabyssal rocks, including trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites and the Cabo granite (a high level granite pluton). Even if field exposures of the contacts between the magmatic rocks and the sedimentary country rocks are quite rare, existing evidences suggest that the magmatic activity was synchronous with rift sedimentation (Lima and Pinho, 1997). Conglomeratic sandstones of the Cabo Formation, containing trachyte and rhyolite clasts, are intruded by similar rocks,

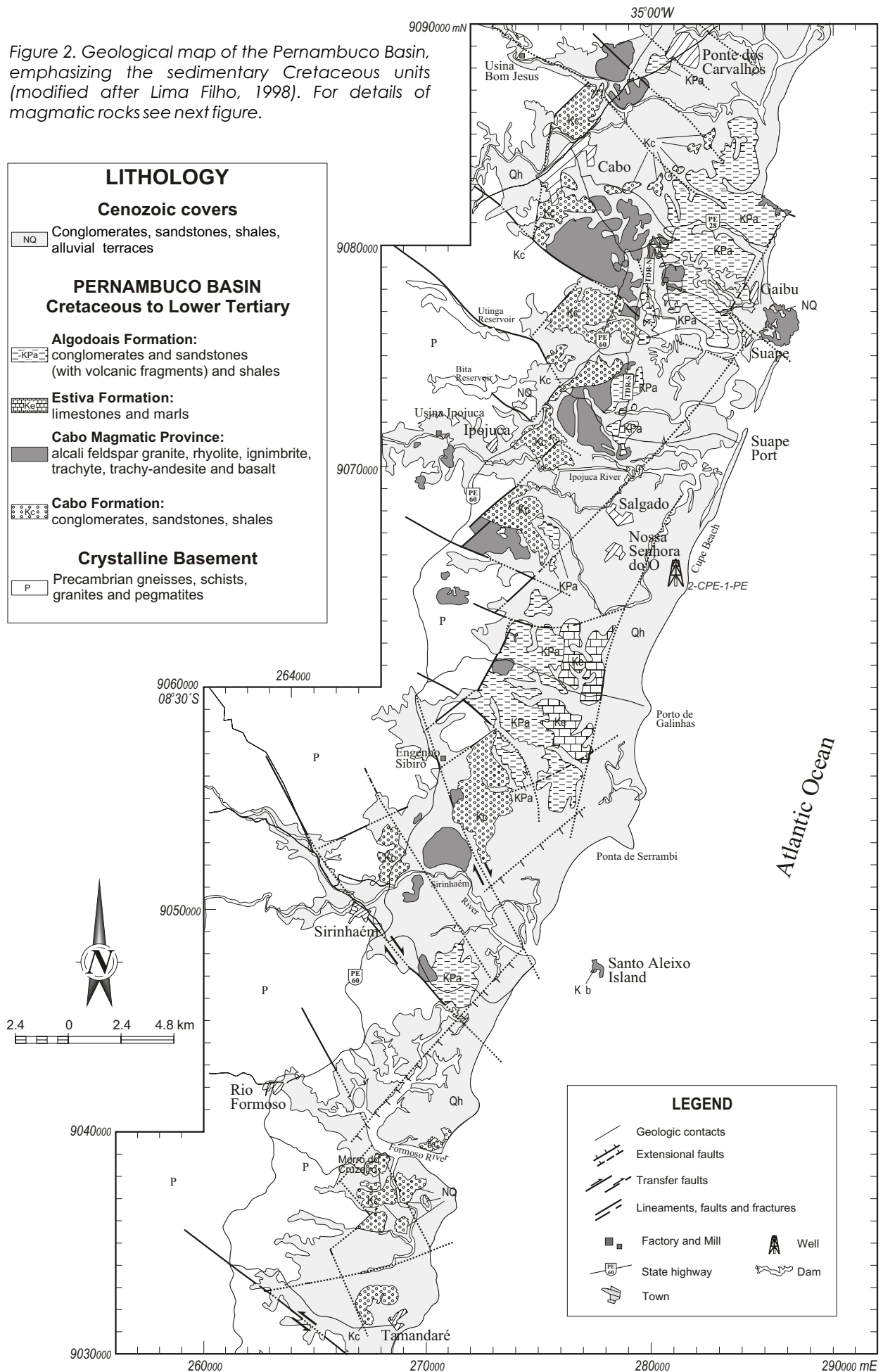
suggesting different magmatic pulses in the CMP. Trachytic and rhyolitic fragments found within pyroclastic flows (ignimbrites) also point to successive volcanic events during the rift phase of the PB. Shallow drill holes in the Suape area (Amaral and Menor, 1979) suggest that the Cabo granite had been already uplifted during the deposition of the Estiva carbonates and the topmost part of the Cabo Formation should have been eroded before the deposition of the Algodois Formation. On the other hand, the description of intercalations (dykes or flows?) of volcanics (trachytes or basalts) in the Estiva Formation (Amaral and Menor, 1979) indicates the persistence of some problems concerning the stratigraphic relations between this formation and the volcanic rocks of the CMP.

2.2. Structural Framework

The structural framework of the PB was probably reached in lower Cretaceous, before and/or during the emplacement of the CMP. In a regional scale, the main structures are the asymmetrical Cupe and Piedade grabens, which are separated by the Santo Agostinho high (Lima Filho, 1998). These structures contains the thickest section of the Cabo Formation as well as the major volume of magmatic rocks in the PB (Lima Filho, 1998).

The structural and tectonic evolution of the PB were addressed by Polônia (1997), Lima Filho (1998), Cruz (2002) and Sá et al. (2003). Their main conclusions are reported in the following. The initial rift phase of the PB is characterized by steep-dipping NE-trending, synthetic and antithetic extensional faults, linked by NE-trending, mostly dextral strike-slip (or oblique) faults that have behaved as transfer zones to the former. These structures define a major NW-trending extensional direction that controlled the oblique opening of the rift. Emplacement of the CMP was probably controlled by this kinematic setting. A younger structural event involved reactivation of earlier faults, also including E-W extensional faults. These late structures also affected the Algodois and Barreiras formations. This younger event is compatible with a N-S or NNE-trending extensional direction, coupled with an orthogonal compression probably related to the meso-Atlantic spreading combined with the Andean compression, propagated through the South American plate (Cruz, 2002; Sá et al., 2003).

Figure 2. Geological map of the Pernambuco Basin, emphasizing the sedimentary Cretaceous units (modified after Lima Filho, 1998). For details of magmatic rocks see next figure.



3. Geology of the Cabo Magmatic Province (CMP)

The PB has a variety of volcanic and hypabyssal rocks that show several different relationships with the sedimentary ones. A number of criteria such as structural patterns, mineralogy, texture and contact effects, were employed for mapping the geological units and defining the magmatic stratigraphy of the basin. However, the deep weathering, the anthropic activities, the expressive Tertiary and Quaternary coastal covers and the rain seasons rendered difficult to set up a definitive lithostratigraphic sequence of the magmatic rocks of the CMP. Despite these difficulties, the field observations obtained up to now suggested the existence of six magmatic units, described in the following paragraphs and items.

Figure 3 is an oversimplification of the Fig. 2, standing out the magmatic rocks of the region studied. According to this figure, it may be pointed out two main magmatic centers, each one having broadly elliptical shape elongated in the north-south direction. The northeastern center includes the major occurrences of trachyte flows on the southeast of the Cabo village, as well as small rhyolitic domes and plugs (west of Ponte dos Carvalhos village, Engenho Algodóais, Morro do Baobá). The southern center includes mostly rhyolitic domes, plugs and pyroclastic flows (west and south from Ipojuca village and north and south from the Sirinhaém river), as well as some basalts and trachy-andesites). The Santo Aleixo rhyolitic island (east of Barra de Sirinhaém village) and the Cabo granite (in between Gaibu and Suape beaches) could be considered isolated centers.

3.1. The Cabo de Santo Agostinho Granite

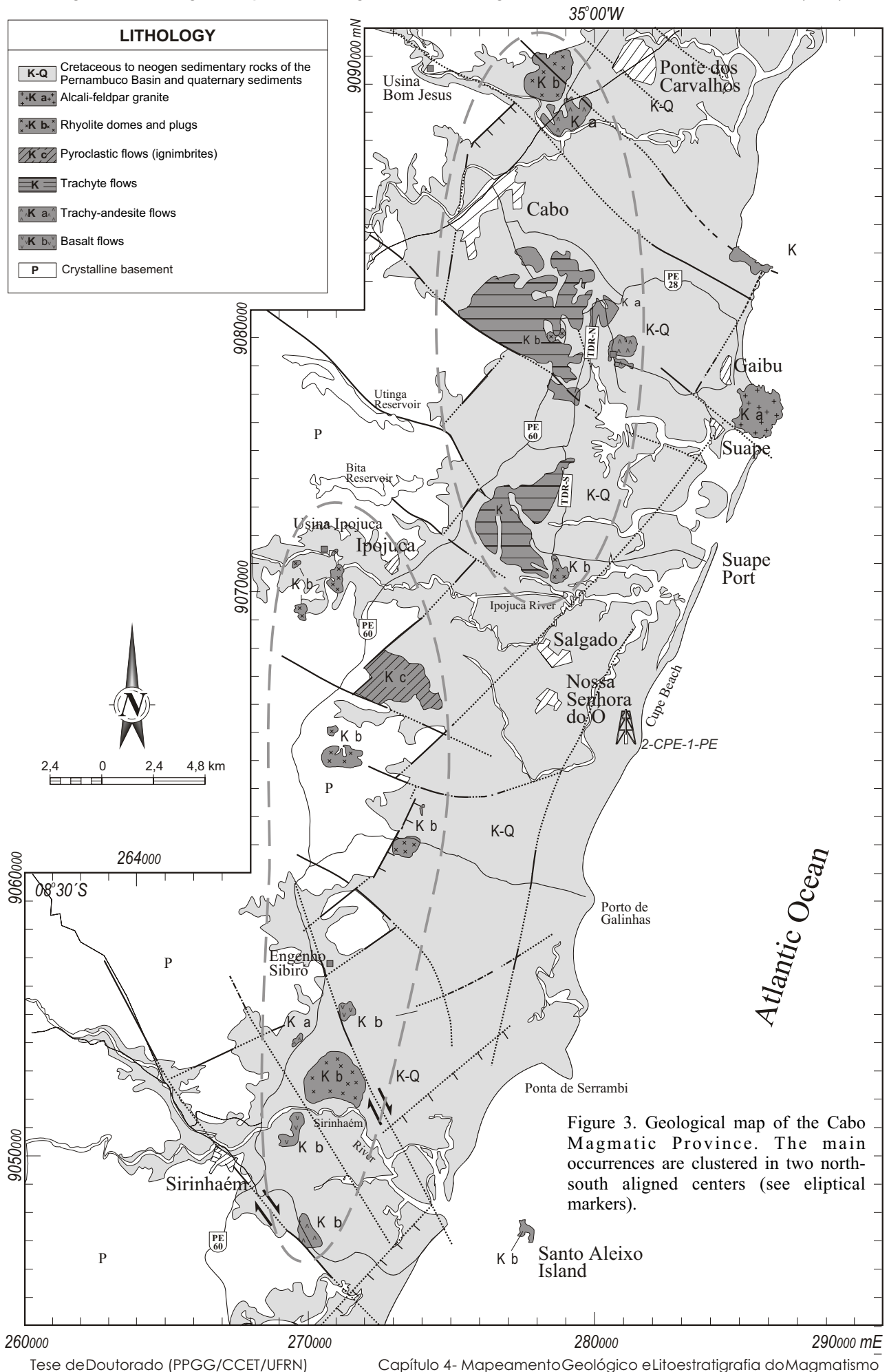
The Cabo de Santo Agostinho Granite forms a small semi-circular stock (with about 4 km²), situated 30 km on the south of Recife. The geological map of this body is represented on Fig. 4. It resembles to a promontory on the coast of Pernambuco state, between Gaibu and Suape villages. Its western border is partially overlain by the sedimentary rocks of the Algodóais and Barreiras formations, whereas its northern, eastern and southern margins are covered by the Atlantic Ocean. Its contacts with the surrounding rocks are not observed on the present erosional level. However, by using

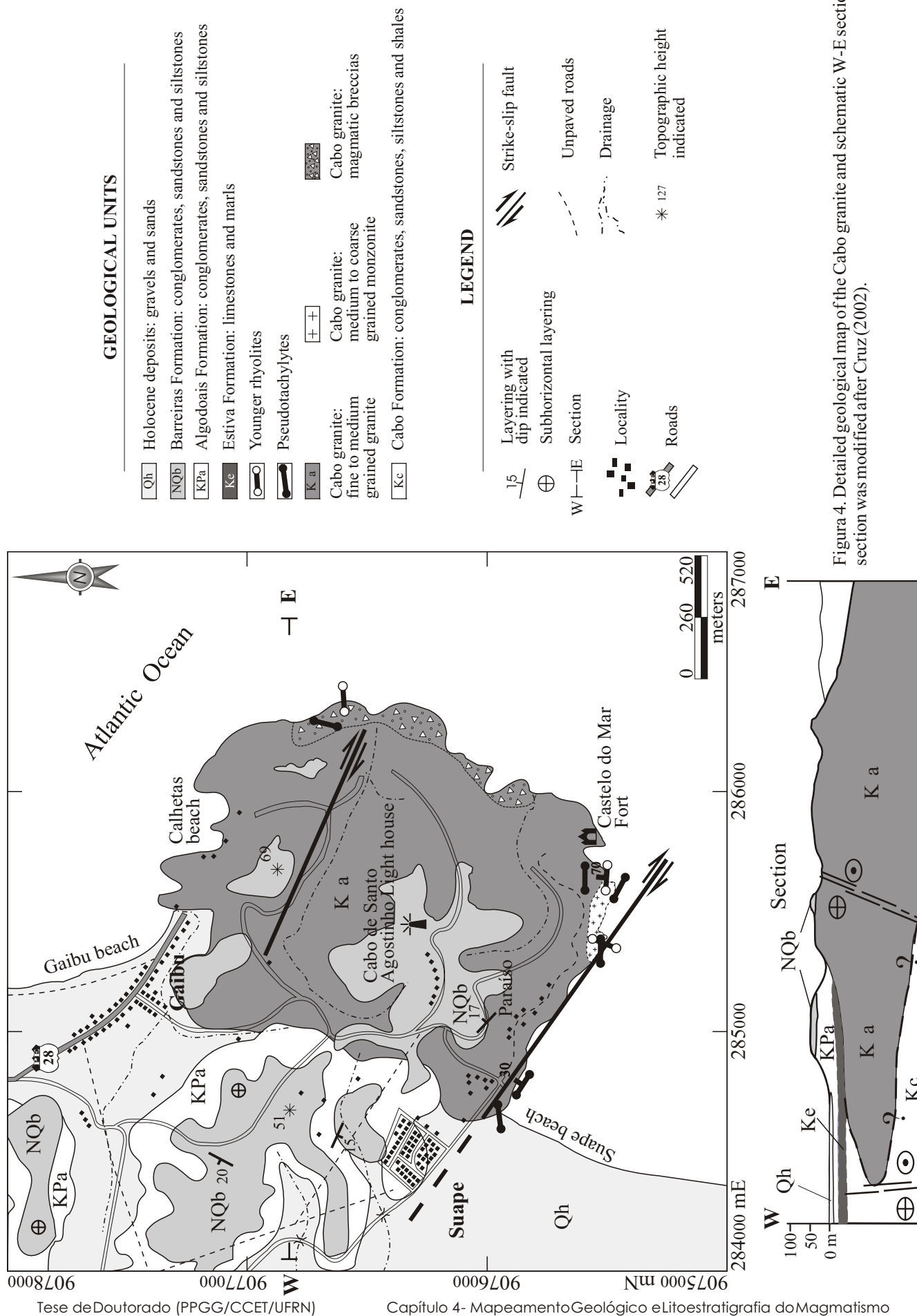
geophysical data (Araújo, 1994), drill holes (Amaral and Menor, 1979), besides surface geological and structural data, Cruz (2002) interpreted the Cabo granite with as having a tabular shape intrusive into the rocks of the Cabo Formation (see section W-E in Fig. 4).

The major lithologic component of the Cabo granite (Fig. 4) is a light colored (grey, white or pink), medium to coarse grained granite, occasionally having elliptical or semi-circular microgranular enclaves also with granitic composition (Fig. 5a) in its eastern and northeastern borders. In the easternmost portion, there is a thin belt of magmatic breccias, with microgranular, chaotic fragments and blocks of fine grained granites within an equigranular granitic matrix (Fig. 5b). Both petrographic facies may contain millimetric to decimetric-size miarolitic cavities with euhedral crystals of quartz and black tourmaline. These cavities are generated from exsolution from a fluid phase under low lithostatic pressure, with an estimate of about 1 to 2 km depth (Thorpe and Brown, 1985). These cavities, together with the abundance of granophyric textures, indicate that this granite is a high level or hypabyssal body (Nascimento et al., 2002a).

The southern border of the Cabo granite is well distinguished for the occurrence of a medium to coarse grained, equigranular, monzonite. It shows abrupt contacts (Fig. 5c) with the other facies of the Cabo granite described above. In a macroscopic scale, it can be distinguished for its darkness color and absence of quartz.

Finally, it should be mentioned the occurrence in the southwestern, southern and northeastern border of the Cabo granite, of a series of veins and dykes of pseudotachylyte. They crosscut the previous rocks (granites and monzogranites) and mark the brittle faults affecting these rocks (Fig. 5d). Their ages are not known, but certainly they are not older than 102 Ma, the ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of the Cabo granite (Nascimento et al., 2003). Usually, the pseudotachylytes have black color and a very fine grained to vitreous texture. They frequently include with angular to subrounded clasts of the granitic and monzonitic hosts. The pseudotachylyte dykes occur in more than one generation (predominating in the 90° and 140° azimuth) with low or strong dips.





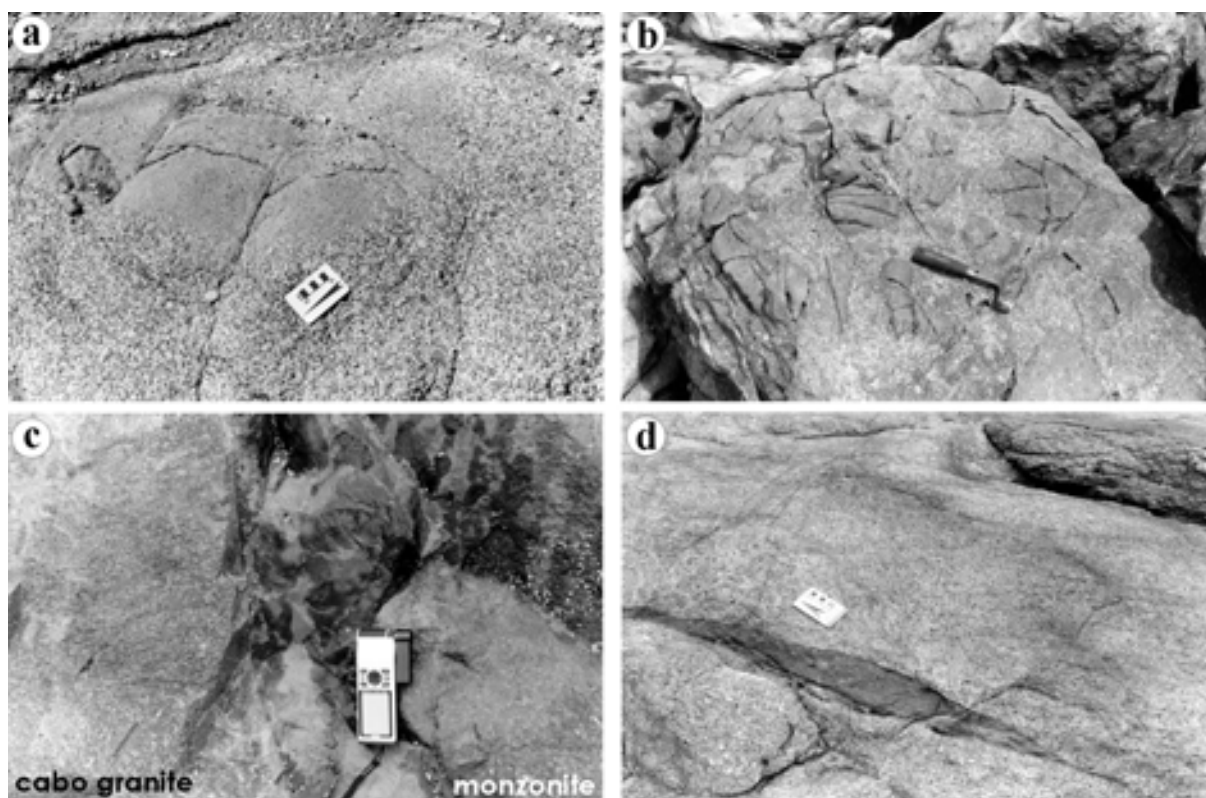


Fig 5. Field aspect of the Cabo granite. (a) Porphyritic (quartz and sanidine phenocrysts) granite hosting elliptical, equigranular, microgranite in the center of the figure (0.9 km southeastern from Gaibu village). (b) Magmatic breccia with the same components as in (a) (Forte de Nazaré, 1.5 km southeast from Gaibu village). (c) Abrupt contact between the monzonite and the granite (Paraíso beach, Suape village). (d) Pseudotachylyte veins (black) cutting the Cabo granite (Suape beach).

3.2. Pyroclastic Rocks (Ignimbrites)

In a descriptive point of view, an ignimbrite may be characterized as a deposit formed by pumices and lithic fragments dispersed in a volcanogenic matrix, whereas genetically it represents a deposit formed by pyroclastic flow, independently of its volume and degree of welding (Sparks et al., 1973). Generally, the ignimbrite deposits are not well sorted, have variably percentage of dust, ash and lithic fragments and may be generated from any type of magma (Fisher and Schmincke, 1984).

The PB presents the only known example of Cretaceous ignimbrite in Brazil. Figure 6 is the detailed geological map of these ignimbrites. They outcrop near the faulted contacts with the Precambrian crystalline basement on the west and underlie the sedimentary rocks of the Algodão Formation on the northeast (see the NW-SE section Fig. 6). The main ignimbrite exposition is seen at the Engenho do Saco quarry (Fig. 7a), where very fresh ignimbrite having a thickness of at least 25 m extends for about 3000 m². The

ignimbrites are relatively unsorted (Fig. 7b), with millimetric to decimetric angular fragments of the crystalline basement (gneisses, granites, schists, pegmatites), as well as of volcanic rocks (rhyolites, trachyandesites) and strongly welded pumices and fiammes (Fig. 7c). The matrix of the ignimbrite is light colored with an average rhyolitic composition.

The shape of the pumice and fiammes indicate that the compaction of the ignimbrite occurred at high temperature (Smith and Cole, 1997; Kurchavov and Shatagin, 1999). The plane of flattening of these volcanogenic fragments are usually flat or dip slightly toward west or east (see stereographic projection on Fig. 6). A preliminary estimation of the degree of flattening was made on planes orthogonal and parallel to the surface defined by fiammes and glassy shards. The calculated average X/Y and X/Z ratios are of 1.04 and 4.27, respectively, plotting in flattening field in the Flinn-Ramsay diagram (Hobbs et al., 1976) and indicates that the original ignimbrite lost approximately 50% volume.

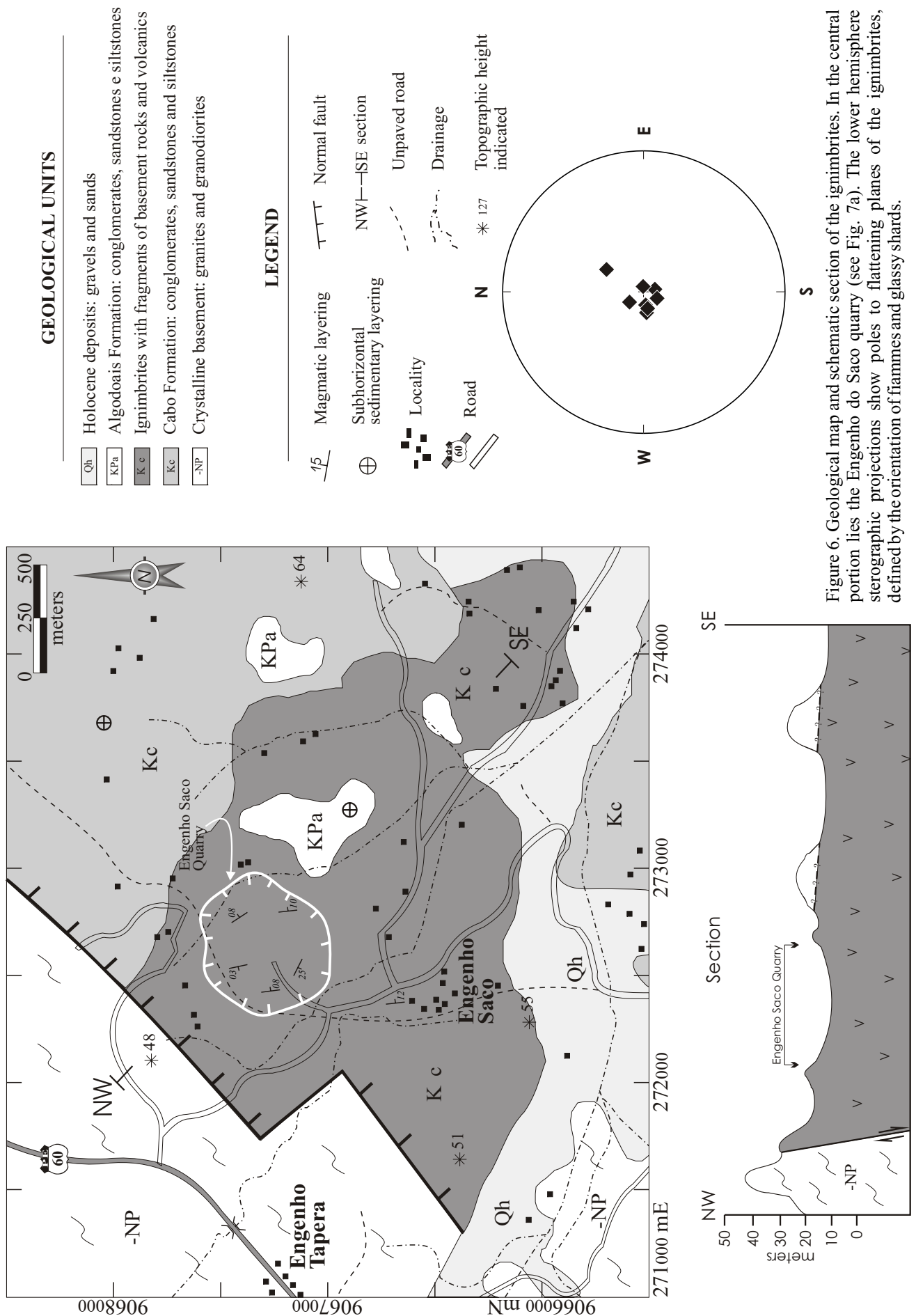


Figure 6. Geological map and schematic section of the ignimbrites. In the central portion lies the Engenho do Saco quarry (see Fig. 7a). The lower hemisphere stereographic projections show poles to flattening planes of the ignimbrites, defined by the orientation of flames and glass shards.

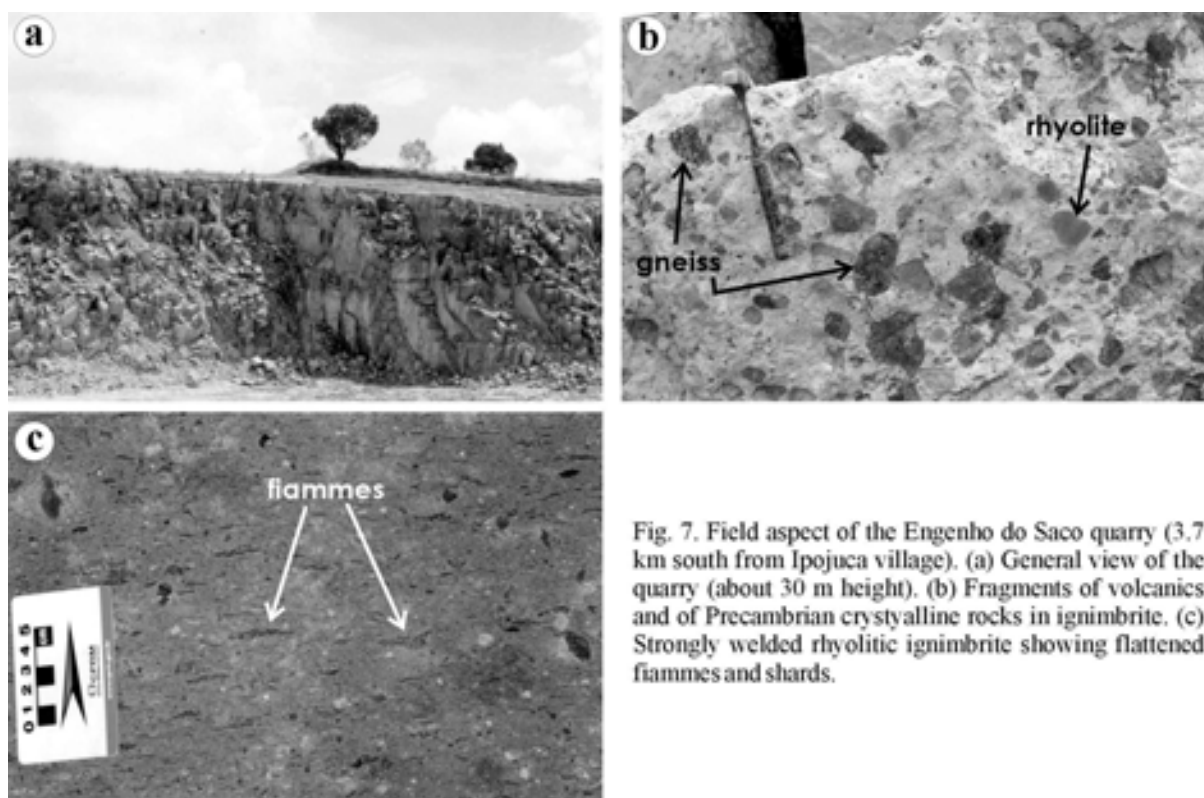


Fig. 7. Field aspect of the Engenho do Saco quarry (3.7 km south from Ipojuca village). (a) General view of the quarry (about 30 m height). (b) Fragments of volcanics and of Precambrian crystalline rocks in ignimbrite. (c) Strongly welded rhyolitic ignimbrite showing flattened fiammes and shards.

3.3. Trachytes

They form flows mainly on the southeast of the Cabo village and may sporadically occur as metric dykes crosscutting conglomerates and sandstones of the Cabo Formation. Data from shallow drill holes suggest thickness greater than 10 m for the trachyte flows and could reach up to 100 m (Amaral and Menor, 1979; Lima Filho, 1998). When observed in the field, the trachyte dykes (Fig. 8a) are northeast or east-west trending and have moderate to subvertical (65° - 85°) dips. Their orientations suggest north-south to NW-SE regional extension.

Probably, the major part of the trachytes is younger than the Cabo Formation. However, in some places (e.g. Morro do Cruzeiro at the mouth of the Formoso river) fine grained trachyte (probably a flow) is overlain by medium to coarse grained sandstone containing small fragments of trachyte. This sandstone was interpreted as belonging to the Cabo Formation (Sá et al., 2003) and so at least one event of trachytic volcanism would be older than the Cabo Formation. On the other hand, the lowermost part of the Algodoads Formations has chaotic conglomerates with decimetric to metric subrounded clast of trachytes. No intrusive relationships were

observed between this formation and the trachytic rocks.

The best expositions of the trachytes are near the Engenho Algodoads and the Itapoama and Ponta das Pedras beaches. In these places, the trachytes usually have medium to coarse grained, porphyritic, texture, with millimetric phenocrysts of sanidine in a red to violet, fine grained matrix (Fig. 8b). It is also reported the occurrence of medium to fine grained trachytes, commonly with concentration of amygdalae on the top of the flows. The amygdalae are filled with carbonate, zeolite and chalcedony. The alteration of feldspar and of the amygdale-filling mineral produces cavities that are characteristic of this type of rock. The alignment of sanidine phenocrysts results in a broadly planar or linear magmatic fabric of the trachytes. In the Itapoama beach, the orientation of these structures suggests the flowage of the magmas in a broad W-E direction. The activity of late-magmatic fluids results in oriented structures on the top of some flows (Fig. 8b). In other places, the trachytes have abundant centimetric to decimetric-wide bubblelike structures composed of concentric shells of chalcedony and quartz, interpreted as lithophysas. They also form a good magmatic lineation oriented approximately NE-SW (Fig. 8c).

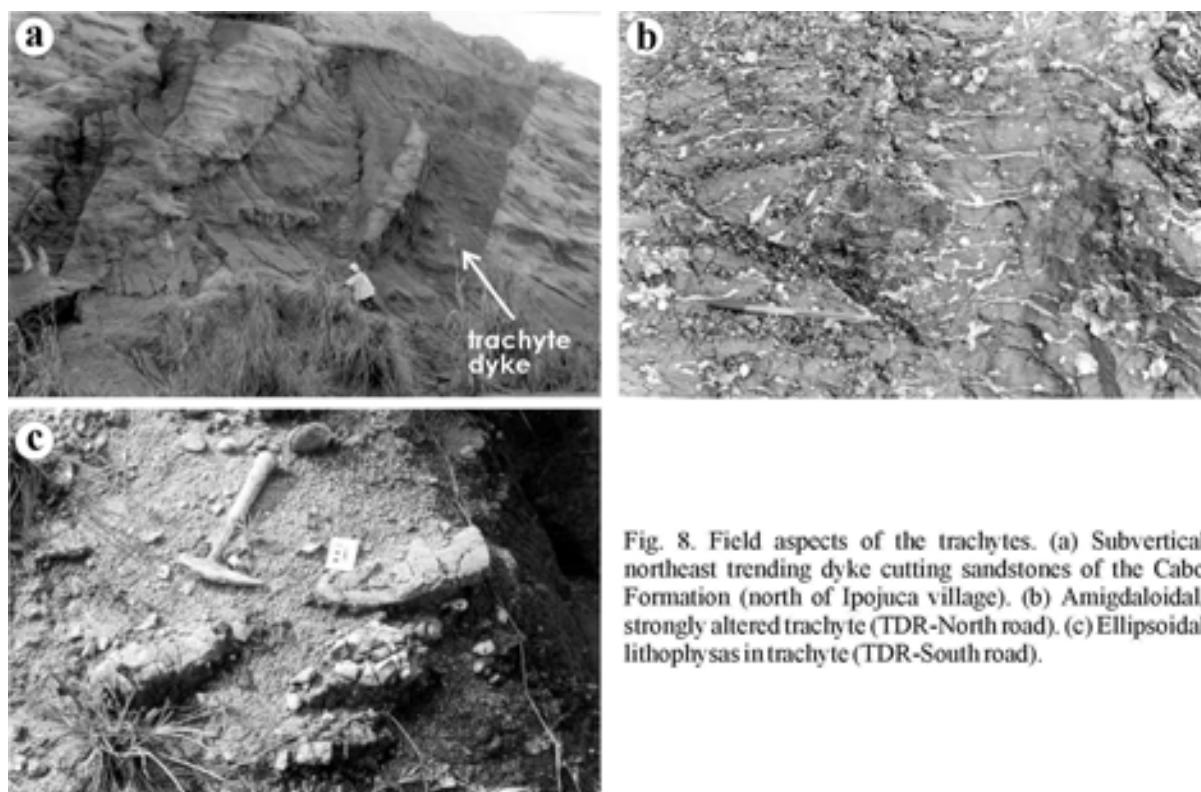


Fig. 8. Field aspects of the trachytes. (a) Subvertical northeast trending dyke cutting sandstones of the Cabo Formation (north of Ipojuca village). (b) Amigdaloidal, strongly altered trachyte (TDR-North road). (c) Ellipsoidal lithophysas in trachyte (TDR-South road).

3.4. Rhyolites

They occur typically as small plugs, domes, sills, dykes and flows. They intrude the rocks of the Precambrian basement or the sandstones and shales of the Cabo Formation. Frequently, the rhyolites show columnar jointing with four- five- or six-sided polygons. The axis of the columns may be vertical (Fig. 9a) or horizontal.

Based on field textural aspects, two main facies were recognized for the CMP (Frutuoso Jr., 2002; Nascimento et al., 2002b). The first one (e.g. Usina Ipojuca, Morro do Baobá and Engenhos Caetés, Algodóais and Pindoba) has medium to coarse grained texture, with millimetric phenocrysts of quartz and sanidine in a grey to pink, fine grained to vitreous matrix. Near the Usina Ipojuca, a small plug has 60 m height and an area of about 0.75 km². In this site, the columnar axes are horizontal and the magmatic lines of flowage of the magma are arranged radially. In the same plug, the magmatic surface is folded in tight to isoclinal style, with axial plane and fold axis of 55°/330°Az and 60°/110°Az, respectively.

The Morro do Baobá site (Fig. 9b) shows stratigraphic relations concerning the sandstones and shales of the Cabo Formation and the volcanic rocks. The basal portion of this hill has dark grey to greenish shale intruded by flat lying trachy-andesite sill, and both are crosscutted by W-E trending rhyolite dyke irradiated from the central part of the hill. A metric wide conglomerate sandstone, containing older rhyolite and trachyte fragments, overlies the basal shales and is intruded by both rhyolite and trachy-andesite cited before.

The second textural facies is represented by very fine grained rocks, where the quartz crystals may be recognized only by the aid of a hand lenses. The main sites are those ones of Sítio dos Anjos, Engenho Mirador and the Santo Aleixo island (Fig. 9c). In this island, the magmatic surfaces may be gentle (Fig. 9d) or tightly folded. The Mirador plug shows curved columnar jointings plunging toward northeast (Fig. 9e). The geometry of these jointings is suggestive of the action of convection cells within the volcanic conduit (Frutuoso Jr., 2002).

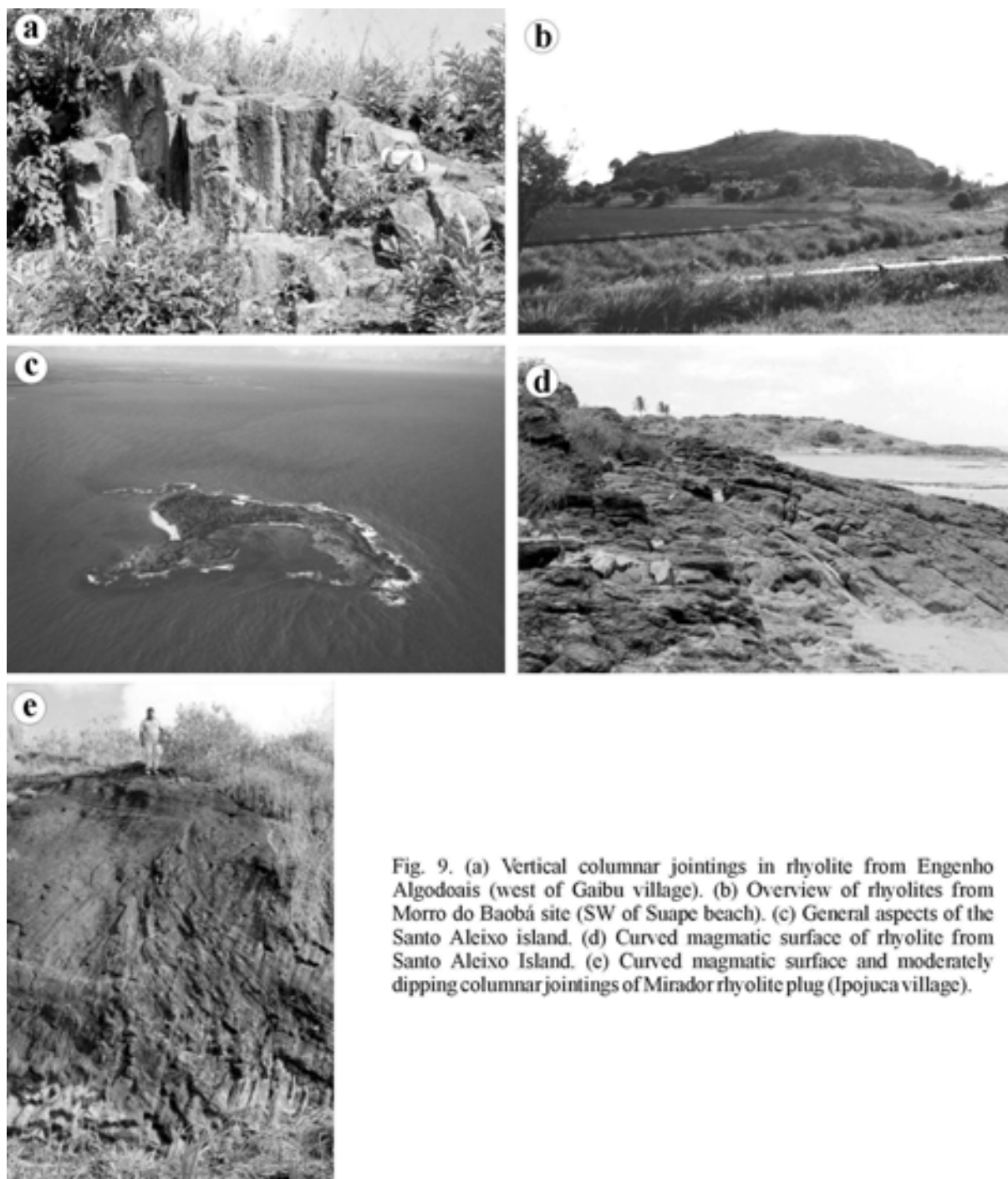


Fig. 9. (a) Vertical columnar jointings in rhyolite from Engenho Algodoads (west of Gaibu village). (b) Overview of rhyolites from Morro do Baobá site (SW of Suape beach). (c) General aspects of the Santo Aleixo island. (d) Curved magmatic surface of rhyolite from Santo Aleixo Island. (e) Curved magmatic surface and moderately dipping columnar jointings of Mirador rhyolite plug (Ipojuca village).

3.5. Basalts and Trachy-Andesites

They comprise the least voluminous rocks of the CMP. They are characteristically very fine grained, aphanitic or even vitreous when fresh. Very small green olivine crystals may be observed with a hand lenses. However, usually these rocks are strongly weathered to a violet or brownish argillaceous regolith. The most important expositions of these rocks are found

on the west of Sirinhaém village, probably a sill intruding sandstones of the Cabo Formation. In other places (e.g. the TDR road, Engenho Ilhas and near the Engenho Sibiró), the basalts and trachy-andesites appear to form small flows underlying the Algodoads Formation. The contact relations between these rocks and the other magmatic ones of the PB are not well constrained.

3.6. Younger Rhyolites

The youngest rocks of the CMP are referred to medium to coarse grained porphyritic rhyolites, with millimetric phenocrysts of quartz and sanidine. They occur always as E-W trending dykes, with subvertical (greater than 70°) or low to moderate (15°-25°) dips. Their orientations suggest a broad north-south regional extension. They present intrusive

contacts with the Cabo granite and monzonite, pseudotachylytes, trachytes (Fig. 10), trachy-andesites and older rhyolites, as exemplified in Morro do Baobá, TDR-South and the Granex road. The age of these late rhyolites are not known up to now. However, an age younger than 102 ± 1 Ma is estimated based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates (Nascimento et al., 2003) of trachytes, rhyolites and the Cabo granite that are intruded by the referred rhyolites.



Fig. 10. Trachyte flow intruded by younger rhyolite dyke, both overlain by the Algodoads Formation (west of Gaibu village).

4. Discussions and Conclusions

The data presented in this paper demonstrate that the Cabo Magmatic Province is composed by six main lithologic types, which may be clustered in a volcanic group (basalts and trachy-andesites, older rhyolites, trachytes, ignimbrites, younger rhyolites) and a plutonic / hypabyssal one (granites / monzonites). The relative chronology of these magmatic rocks is not very well constrained. However, it appears that almost all magmatic rocks were emplaced at about 102 ± 1 Ma as revealed by recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data (Nascimento et al., 2003). Some crosscutting relations indicate that the trachy-andesites / basalts are older than the rhyolites domes and flows and the porphyritic trachytes. On the other hand, the ignimbrite rocks postdate two previous events of volcanism, one of trachy-andesitic (and basaltic?) composition and another one rhyolitic. The plutonic / hypabyssal rocks (the Cabo granite and monzonite) are synchronous with those volcanic types (Nascimento et al., 2003), but no field relations were described between them. After the emplacement and faulting of the Cabo granite and monzonite, the

intrusion of the youngest rhyolites occurred. The possibility that the last ones could be synchronous or intrusive into the Estiva or even the Algodoads formations is not discarded. These observations are tentatively represented in the preliminary stratigraphy of the magmatic rocks of the Pernambuco Basin in Fig. 11.

Most of the field observations indicates that the magmatic rocks are clearly intrusive into the rift section of the Pernambuco Basin (the Cabo Formation) and older than the post-rift phase (the Estiva and Algodoads formations). However, the occurrence of sandstones containing rhyolite and trachy-andesite clasts (in mid- to top of the Morro do Baobá site) and of trachyte flows underlying the same type of sandstone (e.g. at the base of the Morro do Cruzeiro site) suggest that at least some part of the magmatism was synchronous with one siliciclastic sedimentation during the deposition of Cabo Formation (e.g. Lima and Pinho, 1997).

Finally, the data reported in this paper together with the recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data serve to evaluate the criteria for defining the stratigraphy of the basin itself, and specially its

basal section (the Cabo Formation). As all magmatic rocks so far dated gave similar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (102 ± 1 Ma; Nascimento et al., 2003), an important event of magma

generation and emplacement must be considered in future petrologic and tectonic studies of the Pernambuco Basin.

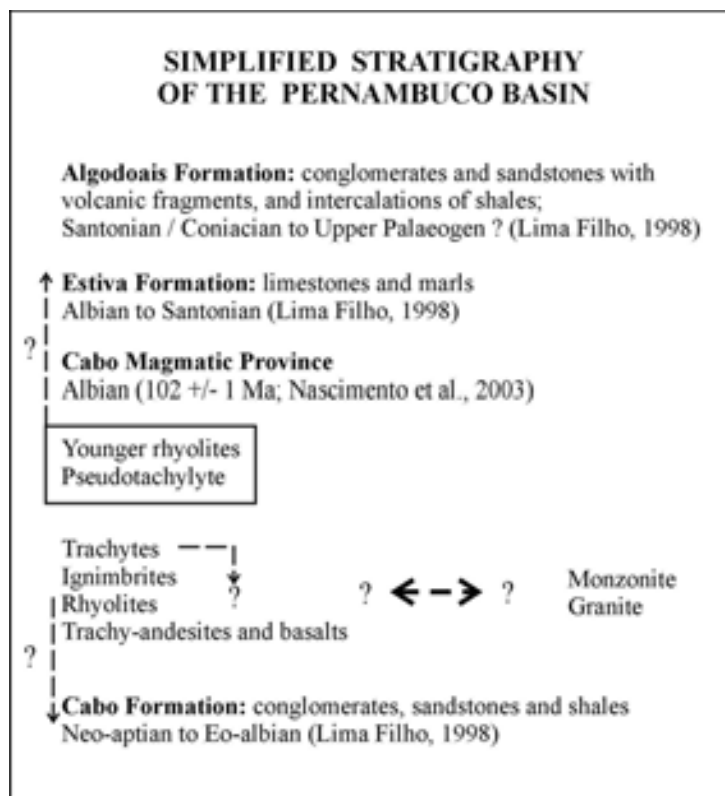


Fig. 11. Simplified stratigraphy of the Pernambuco Basin.

Acknowledgements

References

- Almeida, F.F.M.de, Hasui, Y., Neves, B.B. Brito, Fuck, R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste (Campina Grande-PB) Proceedings, 363-391.
- Almeida, F.F.M., Dal Ré Carneiro, C., Machado Jr., D.L., Dehira, L.K., 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 18, 451-462.
- Amaral, A.J.R., Menor, E.A., 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. IX Simpósio de Geologia do Nordeste (Natal-RN) Proceedings 1, 251-269.
- Araújo, R.D., 1994. Levantamento geofísico nos arredores do Granito de Santo Agostinho. Unpublished undergraduate report, Departamento de Geologia, UFPE, Recife, 64 pp.
- Assumpção, M., Suarez, G., Veloso, J.A., 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics* 113, 283-293.
- Bezerra, H.H.R., Saadi, A., Moreira, J.A.M., Lins, F.A.P.L., Nogueira, A.M.B., Macedo, J.W.P., Lucena, L.F., Nazaré Jr., D., 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal – RN com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (Rio Claro-SP) Proceedings, 317-321.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- Cordani, U.G., 1970. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. *Boletim IAG / USP* 1, 9-75.
- Corsini, M., Vauchez, A., Archanjo, C.J., Sá, E.F.J., 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: The Patos - Seridó system, northeastern Brazil. *Geology* 19, 586-589.
- Cruz, L.R., 2002. Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco. Unpublished undergraduate report, Departamento e Curso de Geologia, UFRN, Natal, 74 pp.

- Cruz, L.R., Lima Filho, M.F., Neumann, V.H.M.L., Sá, E.F.J., Silva, F.C.A., Frutuoso Jr., L.J., Nascimento, M.A.L., Guedes, I.M.G., Antunes, A.F., Almeida, C.B., Melo, K.J.V., 2003. As unidades siliclásticas da Sub-Bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. II Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás (in press).
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Fonseca, V.P., Saadi, A., 1995. Compartimentos morfo-tectônicos no baixo curso do Rio Açu (Açu - Macau), RN. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste (Recife-PE) Proceedings 1, 172-176.
- Frutuoso Jr., L.J., 2002. Mapeamento geológico da área Suape – Nossa Senhora do Ó, Bacia de Pernambuco, com ênfase nas relações estratigráficas entre o vulcanismo (Suíte Ipojuca) e o pacote sedimentar. Unpublished undergraduate report, Departamento e Curso de Geologia, UFRN, Natal, 59 pp.
- Hobbs, B.E., Means, W.D., Williams, P.F., 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- Kurchavov, A.M., Shatagin, K.N., 1999. Genesis of fiamme-shaped segregations in ignimbrites of the Korgantas Massif, Central Kazakhstan: geological, petrographic and isotopic - geochemical evidence. *Petrology* 7, 304-321.
- Lima Filho, M.F., 1998. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco. Unpublished PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 pp.
- Lima Filho, M.F., Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados (Belém-PA) Proceedings, Abstract volume, 59-59.
- Lima, W.S., Pinho, G.D.C., 1997. Petrographic characterization of the syn-rift volcanics from the Cabo Province, northeastern Brazil and its relations to the surrounding sediments. IGCP Project 381 - South Atlantic Mesozoic Correlations, Rio de Janeiro, SAMC News 7, 18-20.
- Long, L.E., Sial, A.N., Ekvanil, H.E., Borba, G.S., 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho - Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 341-350.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz-Filho, A., Milani, E.J., Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 183-198.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Galindo, A.C., 2002a. Textura granofírica nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. *Revista de Geologia* 15, 101-107.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Lima Filho, M.F., 2002b. Estudo petrográfico e geoquímico de rochas riolíticas na Província Magmática do Cabo e sua relação com as rochas sedimentares da Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil). XLI Congresso Brasileiro de Geologia (João Pessoa-PB) Proceedings 1, 603-603.
- Nascimento, M.A.L., Vasconcelos, P.M., Souza, Z.S., Sá, E.F.J., Carmo, I.O., Thiede, D., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. Accepted to the IV South America Symposium on Isotope Geology, Salvador, August 2003 (in press).
- Sá, E.F.J., Matos, R.M.D., Moraes Neto, J.M., Saadi, A., Pessoa Neto, O.C., 1999. Epirogenia Cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (Lençóis-BA) Proceedings, section 4, 58-61.
- Sá, E.F.J., Medeiros, V.C., Amaro, V.E., 1995. Os cisalhamentos brasileiros na Zona Transversal, NE do Brasil: uma megaestrutura em dominó. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste (Recife-RN) Proceedings 1, 134-138.
- Sá, E.F.J., Silva, F.C.A., Lima Filho, M.F., Antunes, A.F., Cruz, L.R., Almeida, C.B.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Frutuoso Jr., L.J.; Souza, Z.S.; Neumann, V.H.M.L., 2003. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. II Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás (in press).
- Santos, E. J., 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia (Salvador-BA) Proceedings 6, 47-50.
- Sial, A.N., 1976a. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 299-311.
- Sial, A.N., 1976b. The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: a Brazilian record of the ascension plume activity in the past. III Latin-American Geological Congress (Acapulco) Proceedings 1, 105-105.
- Smith, T.R., Cole, J.W., 1997. Somers Ignimbrite Formation: cretaceous high-grade ignimbrites from South Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75, 39-57.
- Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L., 1973. Products of ignimbrites eruptions. *Geology* 1, 115-118.

- Thorpe, R., Brown, G., 1985. The field description of igneous rocks. John Wiley & Sons, London, 154 pp.
- Vandoros, P., Cordani, U., Matzko, J.J., 1966. Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo. XX Congresso Brasileiro de Geologia (Vitória-ES) Proceedings 1, 64-66.
- Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Silva, M.E., Arthaud, M., Amaro, V.E., 1995. The Borborema shear zone system. Journal of South America Earth Sciences 8, 247-266.

4.3 – ELEMENTOS ESTRUTURAIS

4.3.1 – INTRODUÇÃO

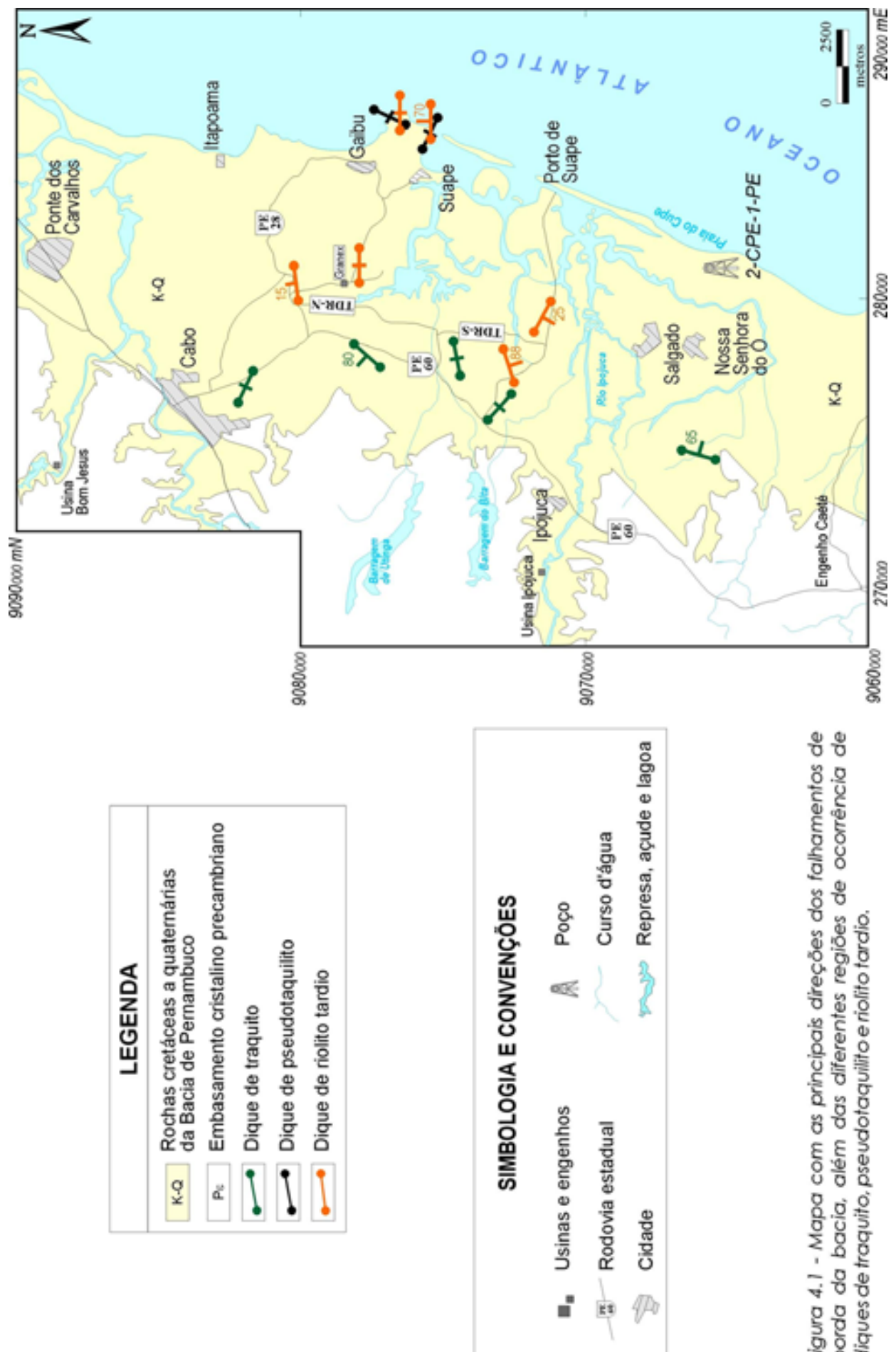
Mesmo com as dificuldades encontradas devido ao forte intemperismo e a ampla cobertura terciário-quadernária, foi possível proceder uma análise estrutural da região pesquisada. Optou-se por uma sistemática de agrupamento das estruturas, levando em consideração critérios de superposição e diferentes estilos deformacionais. Adicionalmente, foram também enfatizadas as relações de truncamento entre as estruturas tectônicas e as sedimentares e magmáticas. Na terminologia adotada, as fases de deformação receberam a designação de D (deformação), sendo a mais antiga chamada D₁ e a mais jovem, D₃.

4.3.2 – CARACTERIZAÇÃO DOS EVENTOS DEFORMACIONAIS

4.3.2.1 - EVENTO DEFORMACIONAL D₁

Este evento provavelmente transcorreu em um lapso de tempo relativamente longo. Na concepção aqui adotada, ele cobre o intervalo de tempo desde o início do rifteamento (e subsequente ou concomitante, deposição dos sedimentos basais da Formação Cabo) até a intrusão / extrusão das rochas magmáticas, exemplificadas por diques e derrames traquíticos e pelo Granito do Cabo de Santo Agostinho.

O evento mais antigo (D_{1a}), está correlacionado com a fase inicial de distensão e rifteamento, responsável pela formação das falhas de borda e de transferência (Fig. 4.1). Ele é caracterizado por falhas normais de alto e baixo ângulo, de direção NE, e de transferência, usualmente dextrógira, com direção NW. Em linhas gerais, as falhas normais com mergulho para SE delimitam a Formação Cabo com relação as rochas precambrianas (a oeste). A geometria das falhas de borda (Fig. 4.2), com direções NE-SW e rejeito normal, sugere um eixo principal de distensão (σ_3) na direção NW-SE. A idade mínima do evento D_{1a} é estimada como Aptiana ou mesmo Barremiana (~ 116-112 Ma), de acordo com evidências palinológicas observadas por Lima Filho (1998) para a Formação Cabo no Poço 2-CPE-1-PE.



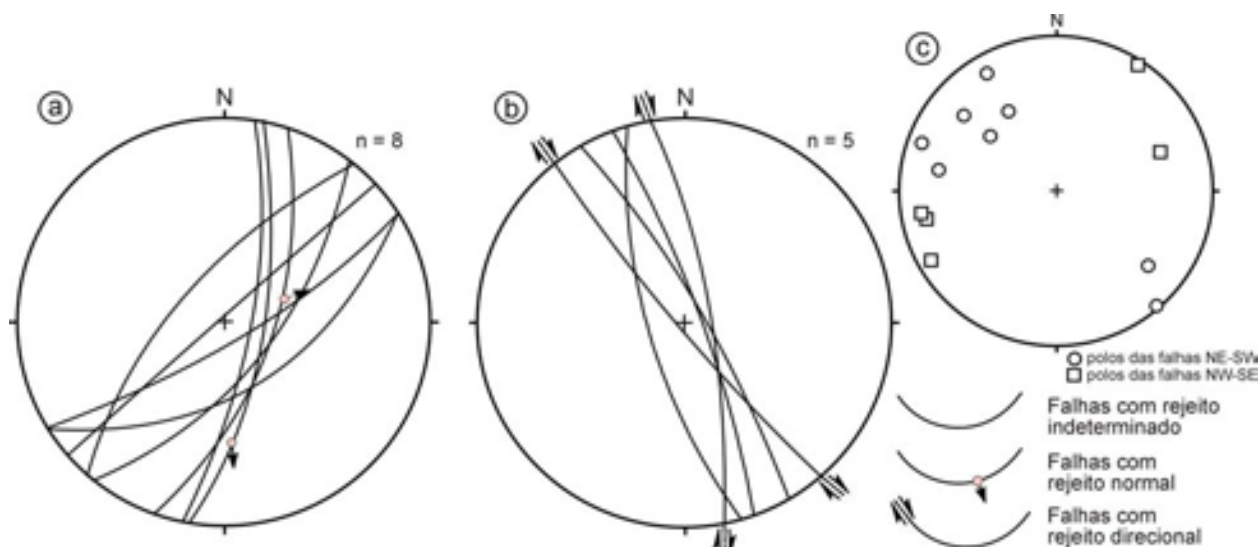


Figura 4.2 – Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para as falhas encontradas no embasamento precambriano. (a) Estruturas NE-SW de rejeito normal; (b) Estruturas NW-SE com rejeito direcional; (c) Estereograma com a distribuição dos polos das falhas NE-SW e NW-SE.

Após a deposição, compactação e diagênese dos sedimentos da Formação Cabo, deu-se a imposição do evento D_{1b} . Ele se relaciona à instalação dos diques de rochas vulcânicas, especialmente os traquíticos. Portanto, estes seriam alguns milhões de anos mais jovens (10-14 Ma) que as falhas de borda e a deposição e litificação da Formação Cabo. A figura 4.1 ilustra os diferentes locais de ocorrência dos diques de traquitos. As projeções dos mesmos encontram-se na figura 4.3. As diferentes atitudes mostram que não é possível definir um eixo principal de distensão (σ_3) para as falhas/fraturas que os alojaram. Todavia, o posicionamento desses diques aparenta um controle de falhas de borda (diques NE-SW) ou de transferência (diques NW-SE), que teriam, então, sido reativadas durante a colocação dos mesmos. A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 102 ± 1 Ma, obtida para o magmatismo desta bacia (Nascimento *et al.* 2003), é uma estimativa precisa para o evento D_{1b} .

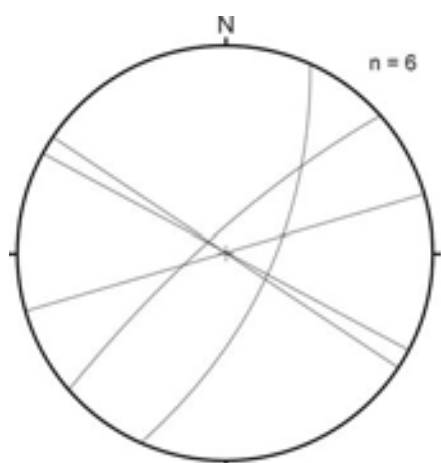


Figura 4.3 - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) de diques de traquito. n = número de medidas.

Por fim, o evento D_{1c} pôde ser reconhecido principalmente no Granito do Cabo, através da presença de diques de pseudotaquilitos e faixas ultramiloníticas.

O pseudotaquilito representa uma rocha de falha caracterizada por material muito fino, limitado por uma superfície planar bem definida. Ele é gerado através da fusão local da rocha ao longo de um plano de falha devido ao calor produzido pelo deslizamento friccional e/ou fraturamento intenso (Phillipotts 1964, Sibson 1975, Wenk 1978, Maddock 1983). Esta fusão ocorre a temperaturas superiores a 1000°C em zonas de poucos milímetros de espessura, denominada de superfície de geração (Passchier & Trouw 1998). O líquido formado pode introduzir-se em pequenas falhas ramificadas a partir da falha principal, gerando os veios de injeção. O líquido de fusão resfria rapidamente dando origem a um material de granulação muito fina ou vítrea. A matriz deste material pode conter pequenas inclusões de minerais (principalmente quartzo e feldspatos) ou fragmentos da rocha encaixante. Pseudotaquilitos normalmente não estão associados com veios de quartzo e via de regra só ocorrem em rochas maciças, pouco porosas, secas, como granitos, gnaisses, gabros e anfibolitos. Isto se deve ao fato do fluido presente nas rochas porosas diminuir a pressão normal efetiva sobre o plano de falha que está em vias de aquecimento e, assim, não produz calor suficiente para gerar a fusão. Desta forma, dificilmente são encontrados pseudotaquilitos em rochas sedimentares.

Os pseudotaquilitos da área estudada apresentam direções variadas, com predomínio de E-W (Fig. 4.4a). Podem ter mergulhos fortes, subverticais, ou moderados, com freqüente modificação de atitude no mesmo dique e/ou suas ramificações (Fig. 4.5a, b). Faixas de pseudotaquilito com espessura decimétrica marcam o contato entre o monzonito e o granito (Fig. 4.5c). Os veios, apófises e *stockworks* de pseudotaquilito afetam ora o granito (Fig. 4.5d), ora o monzonito, ou ambos. Esses veios e diques possuem matriz de cor escura (preta a marrom), textura muito fina e contêm fragmentos angulares a subarredondados da rocha hospedeira (Foto 4.1). Em um episódio subsequente, possivelmente logo após o rápido resfriamento do pseudotaquilito, deu-se a sua reativação por meio de falhas oblíquas ou transcorrentes, com direções NNE-SSW ou próximas a E-W (Fig. 4.4b). Essas falhas também atingiram as demais rochas da PMC, onde os padrões semelhantes aos das falhas principais (NE-SW e NW-SE), sugerem prováveis reativações das falhas normais e de transferência do evento D_{1a} (Fig. 4.6).

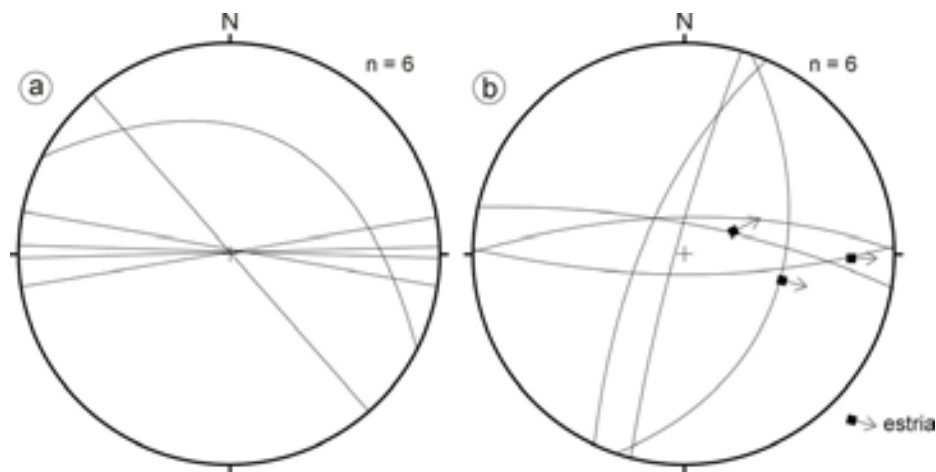


Figura 4.4 – Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para (a) os veios e diques de pseudotaquílios, e (b) para as falhas encontradas nos mesmos.

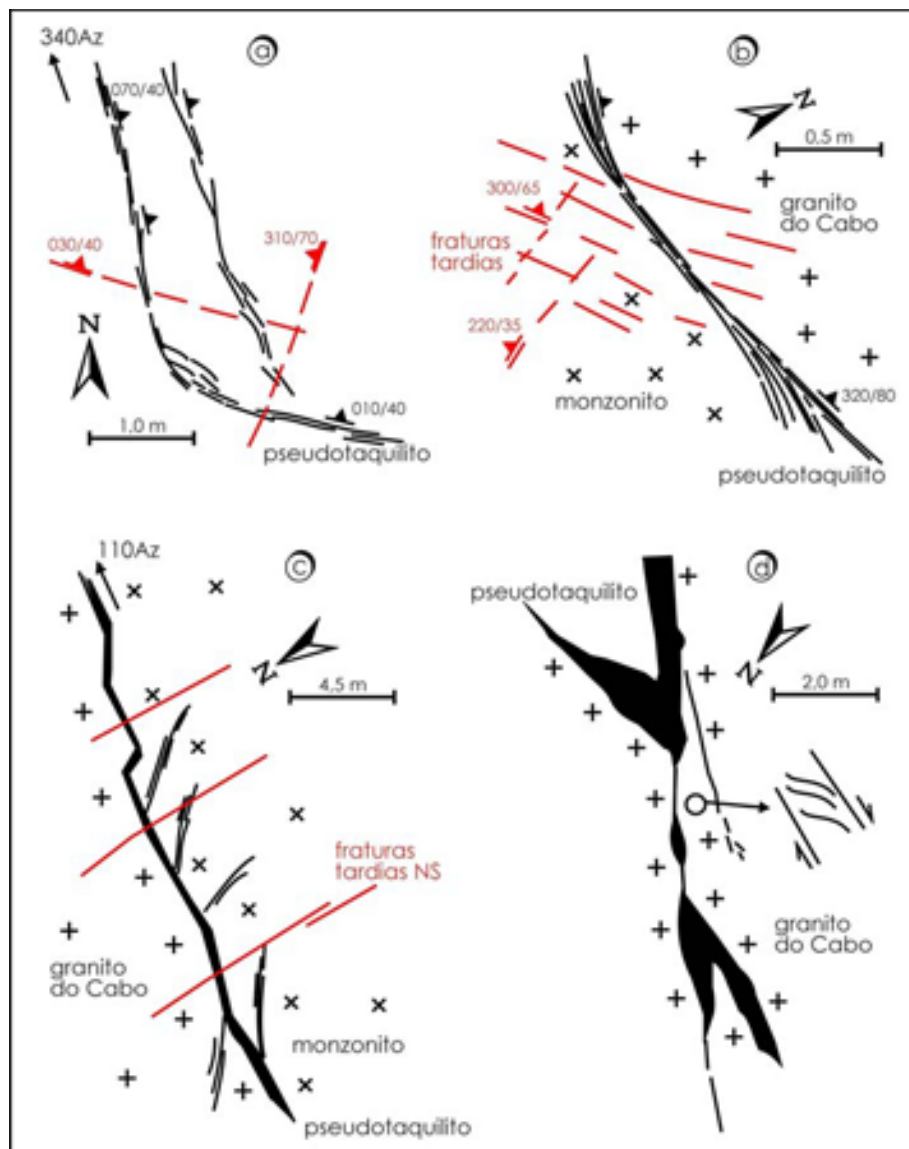


Figura 4.5 – Desenhos ilustrando os diferentes aspectos de campo dos pseudotaquílios e seus contatos com as rochas encaixantes. Todos os desenhos representam esboços de campo, em plano horizontal.

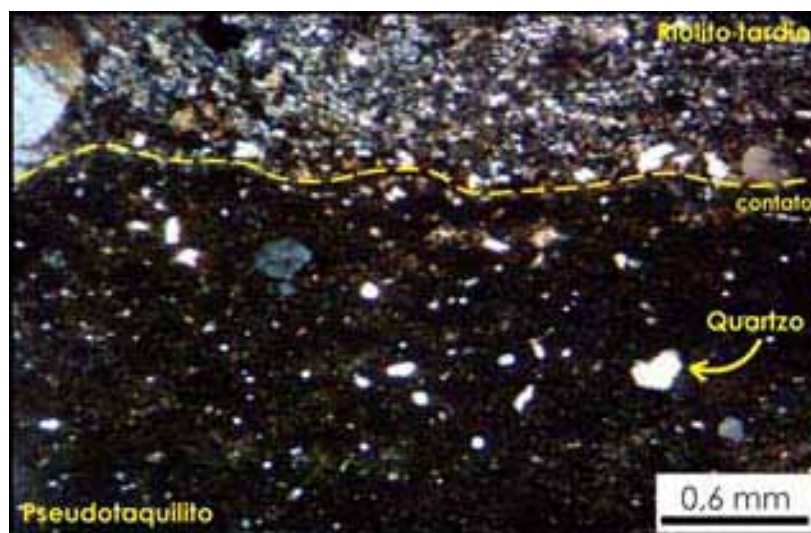


Foto 4.1 – Feições microscópicas de pseudotaquilito. Notar textura muito fina e inclusões de fragmentos de rochas e minerais (lâmina MD10F, nicóis cruzados).

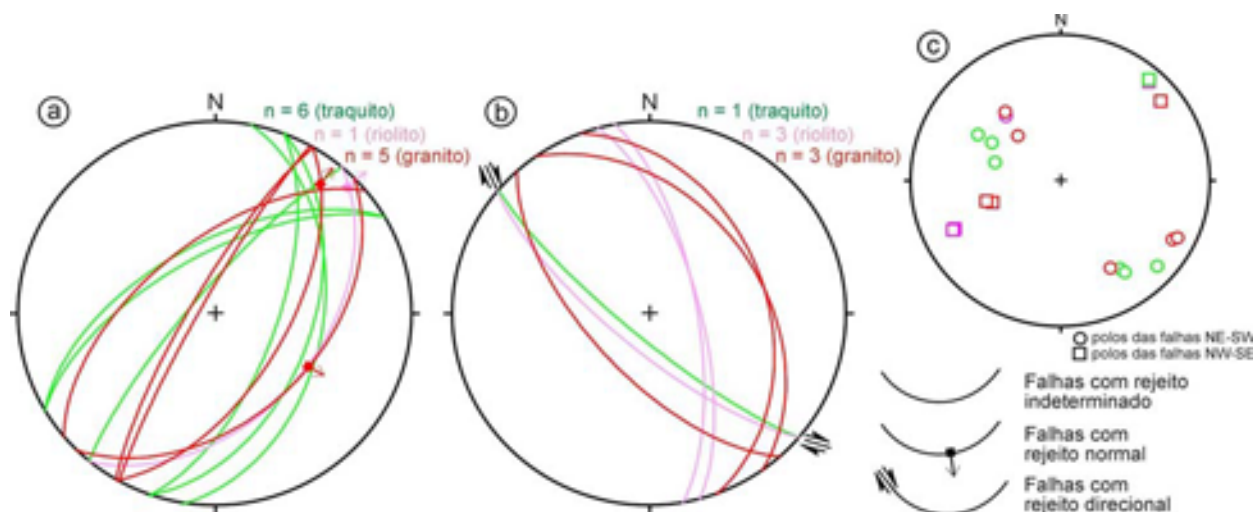


Figura 4.6 – Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para as falhas encontradas nas rochas da PMC. (a) Estruturas NE-SW de rejeito normal; (b) Estruturas NW-SE com rejeito direcional; (c) Estereograma com a distribuição dos polos das falhas NE-SW e NW-SE.

4.3.2.2 - EVENTO DEFORMACIONAL D₂

Um evento mais jovem que o anterior pode ser reconhecido com base na disposição dos diques de riolitos tardios. Estes encontram-se afetando as rochas da PMC, especialmente os derrames de traquitos e o granito do Cabo (Fig. 4.7). Observando o mapa da figura 4.1, é possível verificar uma direção caracteristicamente E-W, o que sugere um eixo de distensão (σ_3) na direção N-S. A partir da projeção estereográfica dos riolitos tardios (Fig. 4.8), nota-se que, embora mantendo a direção próxima de N-S, o eixo de distensão máximo σ_3 mostra variação de mergulho. Para alguns diques (aqueles subverticais), σ_3 seria horizontal, enquanto para os diques de baixo ângulo, σ_3 teria mergulho moderado a forte. A idade desses riolitos tardios ainda não foi obtida, no entanto espera-se um resultado mais jovem que o encontrado para as rochas da PMC (102 ± 1 Ma). Observações microscópicas desses riolitos tardios mostram que microfenocristais de sanidina, quartzo e opacos são contornados por filmes de pseudotaquilito

(Foto 4.2). Na borda do fenocristal de sanidina, nota-se a reativação dúctil-rúptil do pseudotaquilito, que contorna o cristal. Além disso, são identificados microfraturamentos sincrônicos à reativação do pseudotaquilito.

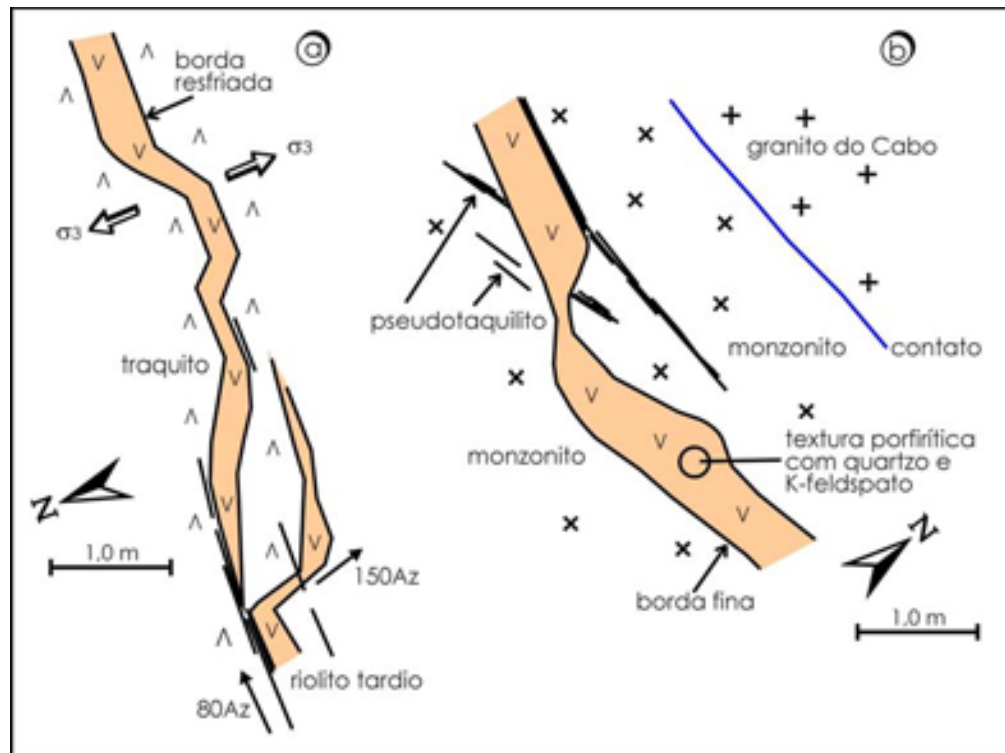


Figura 4.7 – Desenhos esquemáticos mostrando as relações de campo entre diques de riolito tardio, veios de pseudotaquilito e rochas encaixantes: (a) desenho obtido em afloramento nas proximidades da Empresa Granex (Ponto MD-237); (b) nas proximidades do Forte de Nazaré (Ponto MD-401).

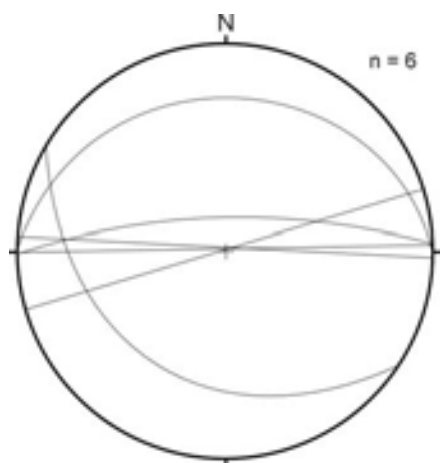


Figura 4.8 - Projeção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para diques de riolito tardio. n = número de medidas.

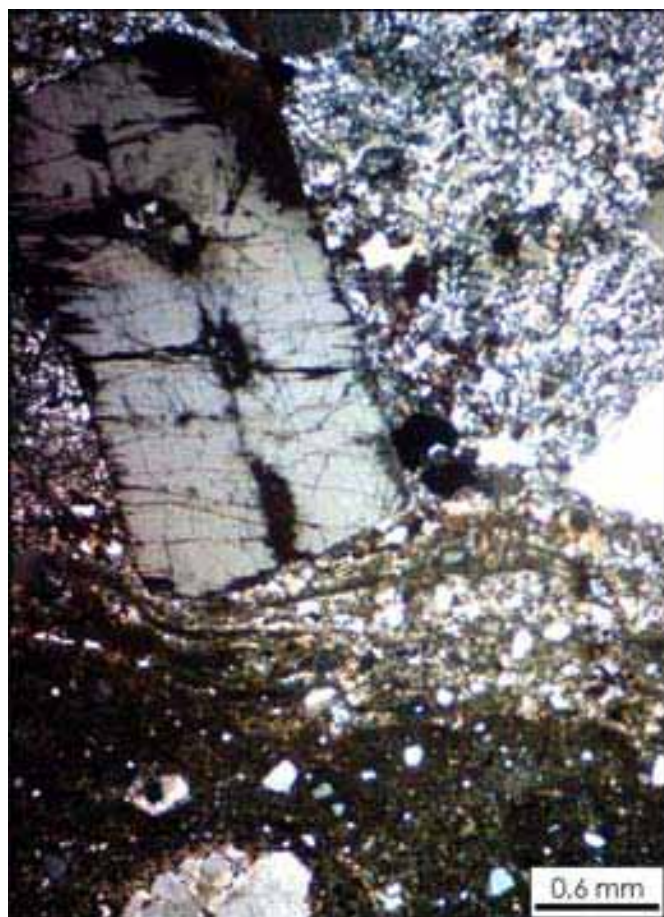


Foto 4.2 - Contato entre pseudotaquíllito (parte inferior) e riólito tardio (parte superior). No contorno do fenocristal de sanidina, nota-se reativação dúctil-rúptil do pseudotaquíllito (lâmina MD-10F, nicóis cruzados).

4.3.2.3 - EVENTO DEFORMACIONAL D₃

As rochas da Bacia de Pernambuco, especialmente as magmáticas, mostram-se com intenso fraturamento rúptil na forma de fraturas e juntas. Esta tectônica é aqui considerada como a mais jovem de todas. Tais estruturas, que truncam os marcadores prévios, inclusive os riolitos jovens, foram englobadas no evento D₃. Elas se caracterizam por não ter preenchimento mineral e pela ausência de movimentação relativa entre blocos. Podem, todavia, servir de condutos de oxidação e alteração das rochas por elas afetadas.

Nos ignimbritos do Engenho Saco, são identificadas duas direções principais de fraturamento, uma ESE e outra NNW (Fig. 4.9a), sendo esta última precoce em relação ao primeiro conjunto, mostrando cinemática dextrógira.

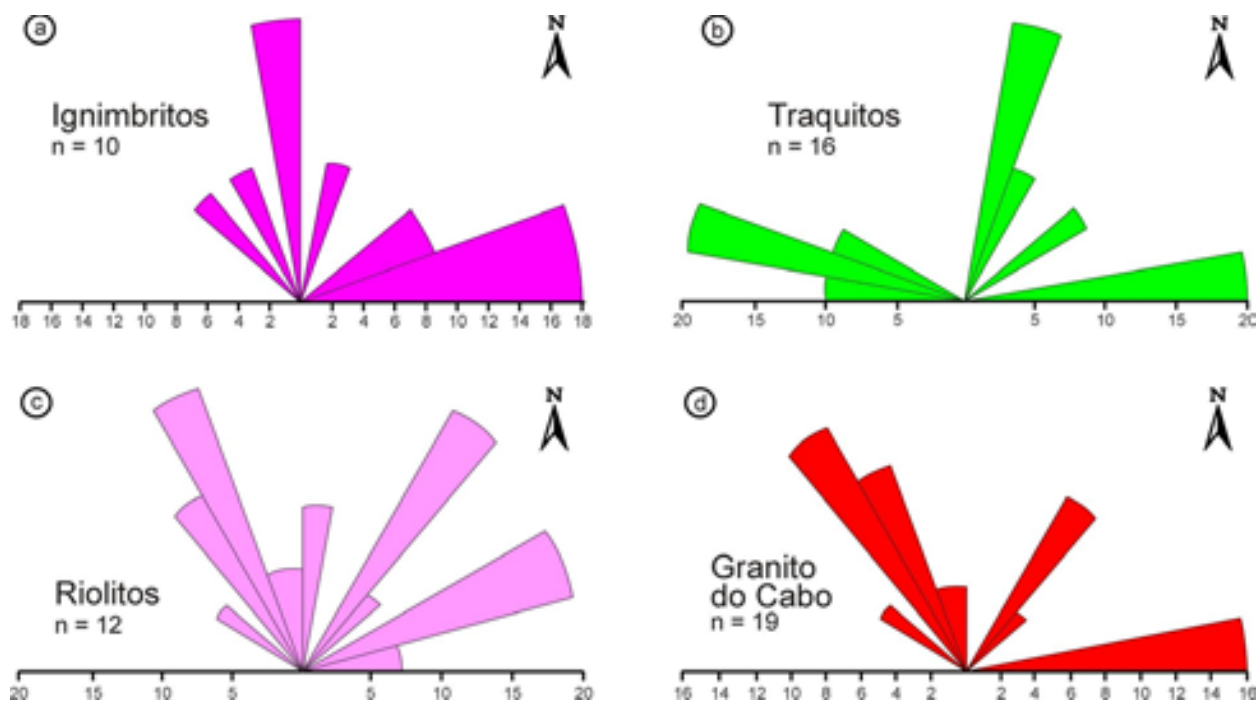


Figura 4.9 – Diferentes padrões de fraturamento para as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco.

Em traquitos, as estruturas rúpteis têm direção predominante NE-SW, mais também WNW e ENE (Fig. 4.9b). Frutuoso Júnior (2002) mostrou que, às vezes, os traquitos podem ocorrer brechados e cataclasados, com fraturas preenchidas por calcedônia e material caulínítico, evidenciando um intenso fraturamento a muito baixas profundidades.

Quanto aos riolitos, os padrões de fraturamento mostram duas direções principais, NE-SW e NW-SE (Fig. 4.9c). No Morro da Baobá, Frutuoso Júnior (2002) descreveu estruturas preferencialmente NE-SW, ocorrendo com preenchimento de material caulínítico, semelhante a alguns traquitos da região. Fraturas de direção NW-SE também são observadas nestes riolitos; no entanto, elas truncam o sistema anterior, de direção NE.

Por fim, observam-se fraturas sem preenchimento afetando rochas do Granito do Cabo. Estas são preferencialmente de direção NW e E-W (Fig. 4.9d), podendo ocorrer subordinamente fraturas e juntas de direção NE. Essa fraturas também afetam os monzonitos e pseudotaquilitos associados ao Granito do Cabo (Fig. 4.5).

A figura 4.10 ilustra o conjunto de fraturas em estereograma de contagem, denotando direções preferencialmente NE-SW. Isto pode estar ligado a reativações tardias das falhas que configuram o arcabouço principal da bacia.

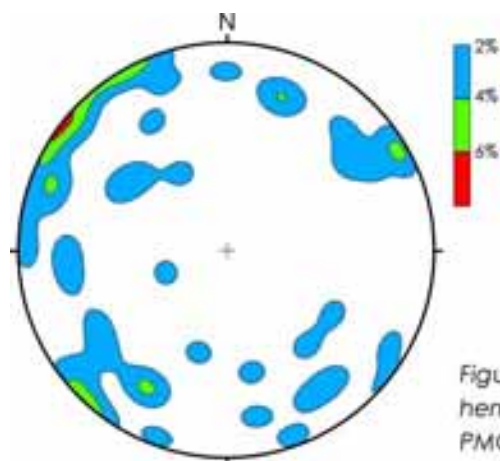


Figura 4.10 - Estereograma de contagem (rede de Schmidt, hemisfério inferior) para o conjunto de fraturas D nas rochas da PMC. Isolinhas em 2, 4 e 6% para um total de 57 medidas.

4.4 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

De acordo com a proposta de litoestratigrafia apresentada na figura 11 do artigo anexado a este capítulo, os componentes litológicos da PMC podem ser reagrupados em três grupos:

- i) rochas plutônicas a hipabissais, representadas pelo clássico granito do Cabo, aqui incluindo as variedades graníticas e monzoníticas, equigranulares, e brechas magmáticas;
- ii) rochas vulcânicas (derrames, soleiras, *plugs*) de composição variando desde basalto e traqui-andesito a riolito e piroclásticas (ignimbritos); idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ revelam a sincronicidade dos pulsos magmáticos (~102 Ma) que geraram as diferentes rochas (ver capítulo 7 – Geocronologia);
- iii) diques riolíticos tardios, intrusivos nas demais unidades, de idade incerta.

Dois poços exploratórios feitos na Bacia de Pernambuco, denominados 2-CPE-1-PE e 9-JG-1-PE, foram reportados por Lima *et al.* (1997) e Lima & Pinho (1997) e descritos por Lima Filho (1998). Os poços referidos atingiram, respectivamente, 2953 e 1096 m. Sondagens mais rasas são referidas e descritas por Amaral & Menor (1979) e Rocha (1990). Segundo Lima *et al.* (1997), o Poço 2-CPE-1-PE apresenta uma maior quantidade de rochas ácidas (traquitos e riolitos, principalmente), enquanto que no Poço 9-JG-1-PE, são identificados em sua maioria basaltos e traqui-andesitos. O perfil do Poço 2-CPE-1-PE, montado por Lima Filho (1998), encontra-se na figura 4.11. Esse autor descreveu 8 níveis de rochas vulcânicas (traquitos, riolitos, basaltos a traqui-andesitos) considerados como intercalações na Formação Cabo. Estas “intercalações” possuem espessuras variadas, algumas com menos de 3 m e outras podendo atingir 90 m. Com base nas relações observadas em superfície e nos dados radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (ver capítulo 7), aquelas “intercalações” são aqui re-interpretadas como soleiras e/ou diques, intrusivos nas unidades basal e superior da Formação Cabo.

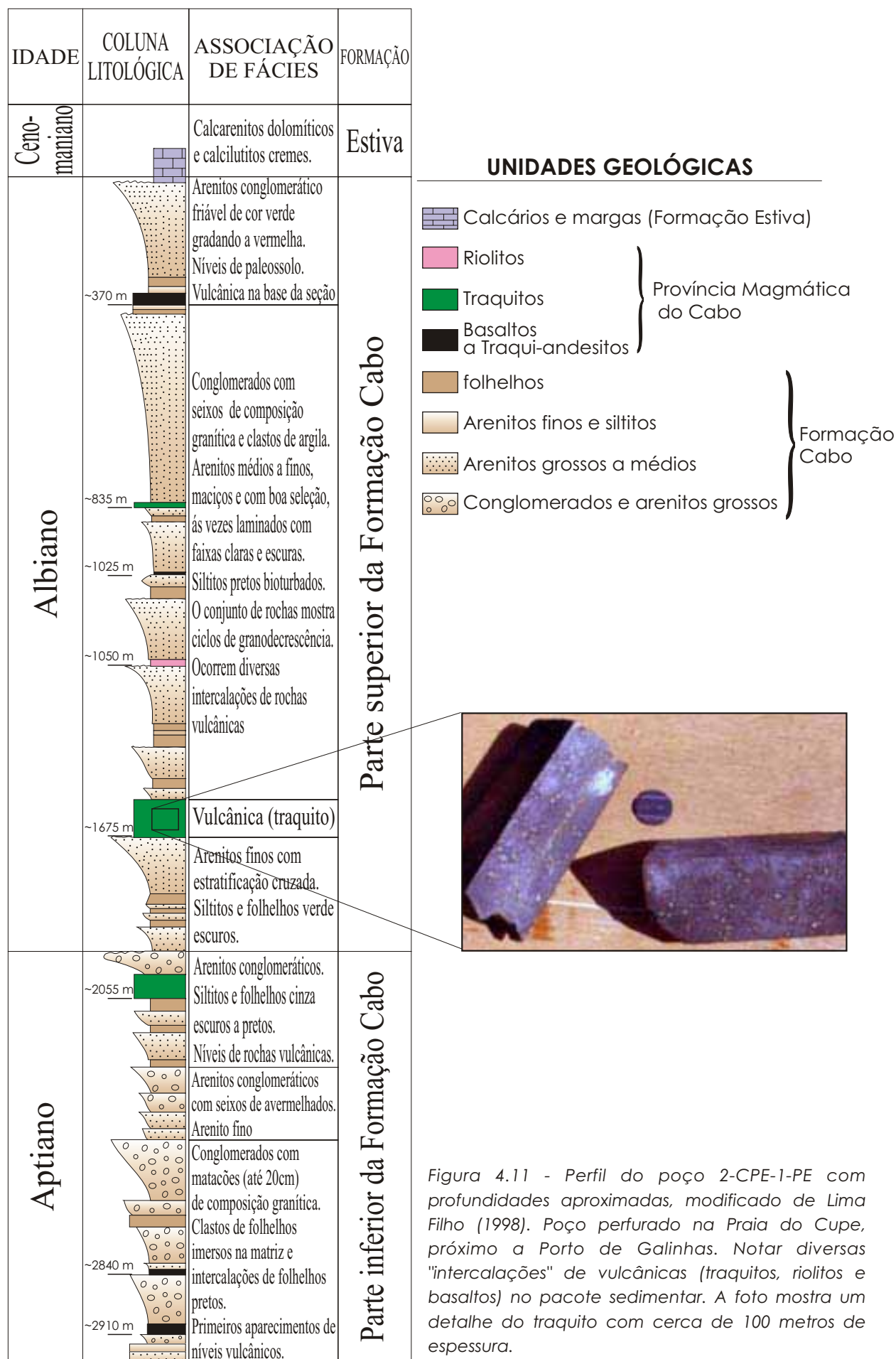


Figura 4.11 - Perfil do poço 2-CPE-1-PE com profundidades aproximadas, modificado de Lima Filho (1998). Poço perfurado na Praia do Cupe, próximo a Porto de Galinhas. Notar diversas "intercalações" de vulcânicas (traquitos, riолitos e basaltos) no pacote sedimentar. A foto mostra um detalhe do traquito com cerca de 100 metros de espessura.

Perfazendo o tipo mais volumoso em superfície, os traquitos e traqui-andesitos são as rochas que mostram relações de contato mais freqüentes com outras unidades da Bacia de Pernambuco. Os traquitos porfíricos, inclusive, servem como bons marcadores do contato inferior da Formação Algodoads, que, via de regra, é representado por conglomerados polimodais, com grande quantidade de fragmentos do traquito porfírico subjacente (Foto 4.3) ou arenitos médios a grossos (Foto 4.4). Em outros locais, a exemplo da Praia de Itapoama (Foto 4.5), um dique de traquito porfírico intrude em baixo ângulo derrame precoce de traqui-andesito com concentração de amígdalas no topo. Todavia, o que mais ressalta na escala de mapeamento são os traquitos porfíricos. Eles afloram na região costeira entre as praias de Ponta das Pedras e Itapoama e em direção ao continente, onde são sotopostos a arenitos da Formação Algodoads, com contatos por vezes marcados por falhas normais ou transcorrentes (Fig. 4.12a,b). A orientação de fenocristais de sanidina produz uma lineação de direção aproximadamente E-W (Fig. 4.12c), caracterizando a direção do fluxo de magma. Variações na atitude da superfície magmática, ilustradas na projeção estereográfica dos respectivos pólos na figura 4.12c, são creditadas a efeitos da proximidade de falhamentos.

Relações adicionais são encontradas no Morro do Baobá, situado a SW da vila e praia de Suape. Uma visão geral do referido morro pode ser vista na figura 9 do artigo submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*. A porção oeste do Morro do Baobá tem uma geometria lacolítica, sendo constituído por riolito de textura média a grossa, contendo fenocristais milimétricos de quartzo e sanidina. O riolito pode ter aspecto maciço ou apresentar disjunções colunares verticais nas partes oeste e SW (Foto 4.6). Com base na sua forma de ocorrência e texturas macro e microscópicas, ele foi correlacionado aos riolitos encontrados nas regiões dos engenhos Algodoads, Ipojuca, Mirador e Caetés, oeste de Ponte dos Carvalhos e na ilha de Santo Aleixo (ver localização na figura 3 do artigo). Na porção sul do Morro do Baobá, o riolito é intrusivo numa unidade sedimentar e em traqui-andesito. A figura 4.13 ilustra estas relações. Em nível topográfico mais baixo, ocorrem folhelhos de cores variadas (creme, marrom, verde, preto), com raras soleiras de espessura centimétrica a decimétrica de traqui-andesito. Em nível topográfico mais elevado, observa-se uma unidade siliciclástica com espessura de cerca de 3-4 m, com granodecrescência ascendente, contendo arenito conglomerático com matriz siltico-argilosa, arenito médio a grosso e siltito. Fragmentos de riolito e traqui-andesito no conglomerado (Foto 4.7) indicam a existência de pelo menos um evento vulcânico anterior à intrusão do riolito que forma o topo do Morro do Baobá.

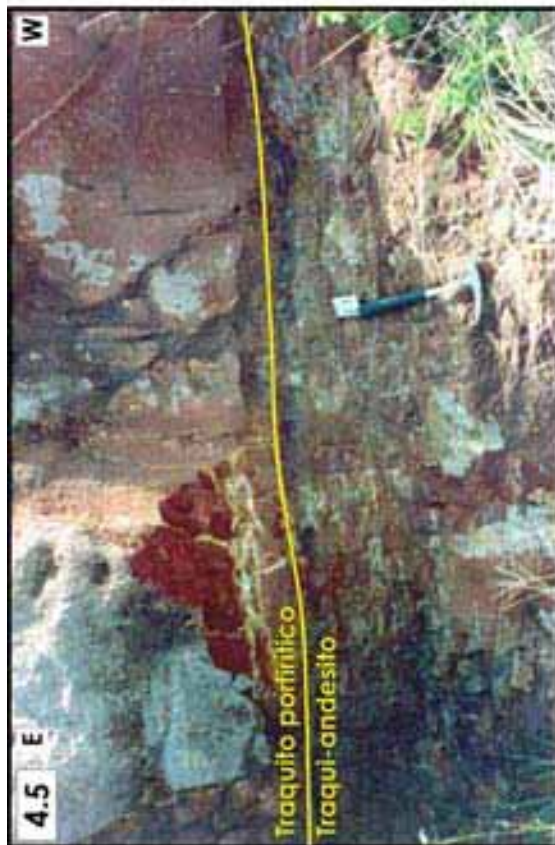
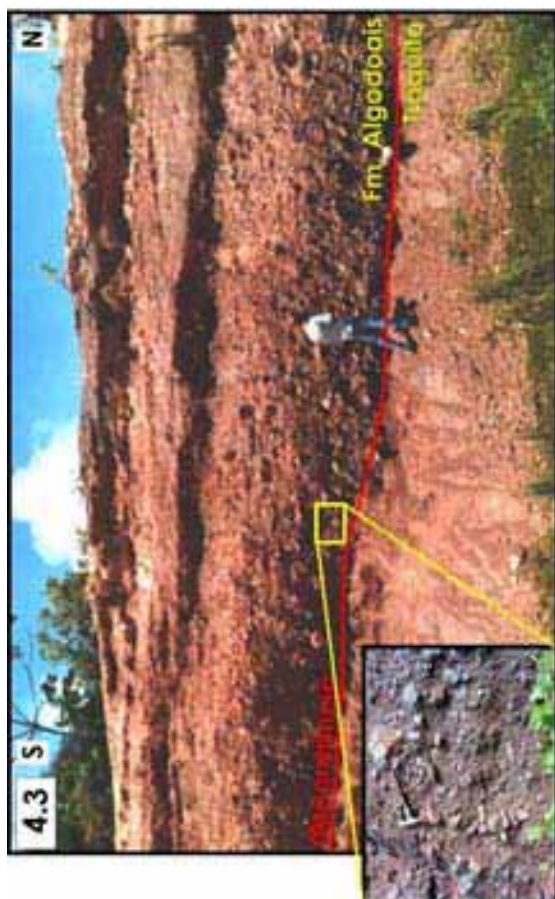


Foto 4.3 - Traquito sobreposto a conglomerado da Formação Algodão, visto em perfil N-S. O detalhe mostra clastos de traquito [estrada da Granex (Ponto MD-127)].

Foto 4.4 - Arenitos médios a grossos da Formação Algodão capeando traquitos, observado em perfil N-S [estrada TDR-Norte (Ponto MD-180)].

Foto 4.5 - Traqui-andesito cortado em baixo ângulo por traquito porfítico, visto em perfil E-W [Praia de Itapoama (Ponto MD-44)].

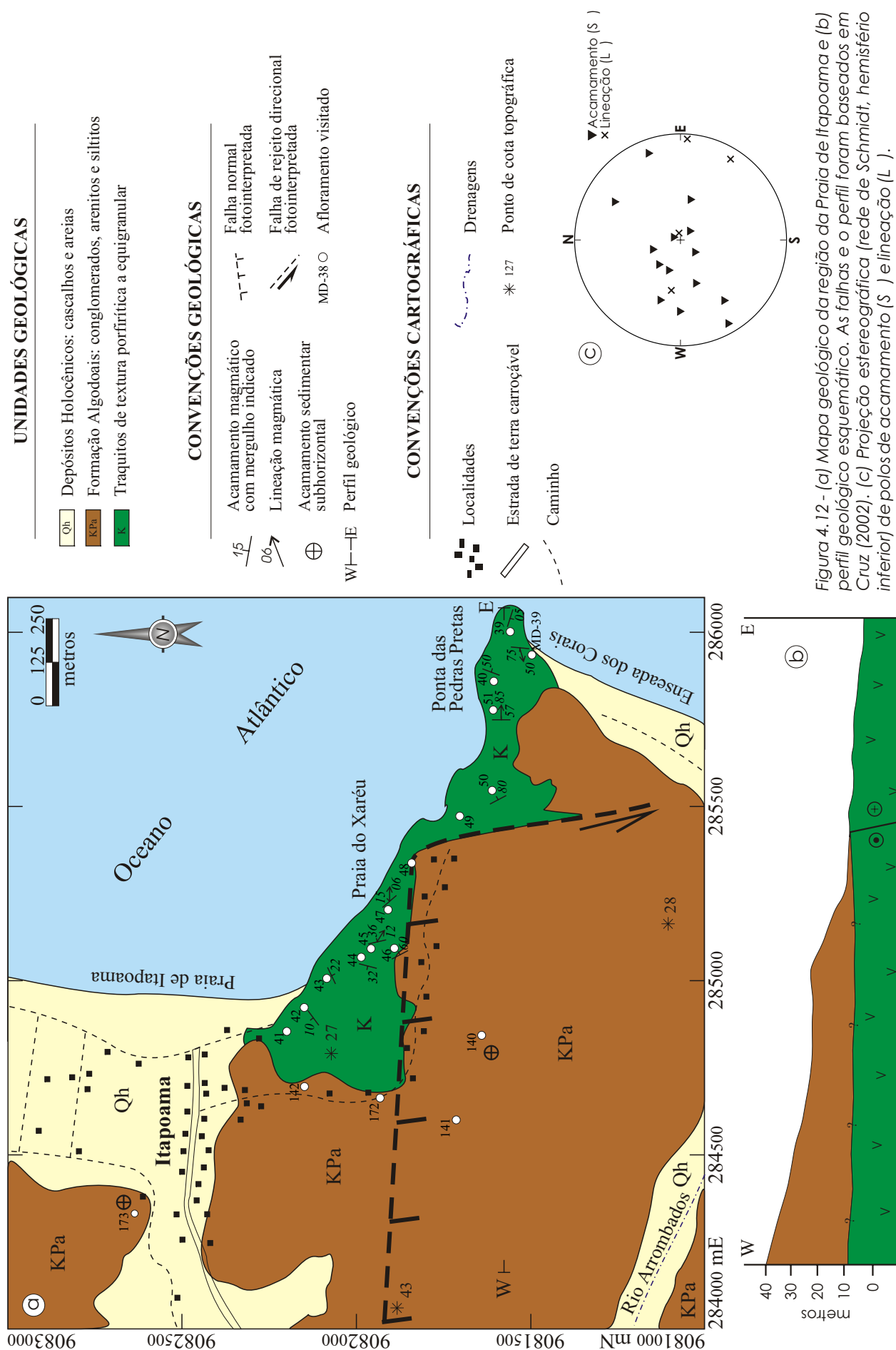




Foto 4.6 - Disjunções colunares em riolito do Morro do Baobá [3 km a W do Porto de Suape (Ponto MD-146)].



Foto 4.7 - Fragmentos de riolito em conglomerado provavelmente da Formação Cabo no Morro do Baobá, observado em perfil N-S [3 km a W do Porto de Suape (Ponto MD-146)].

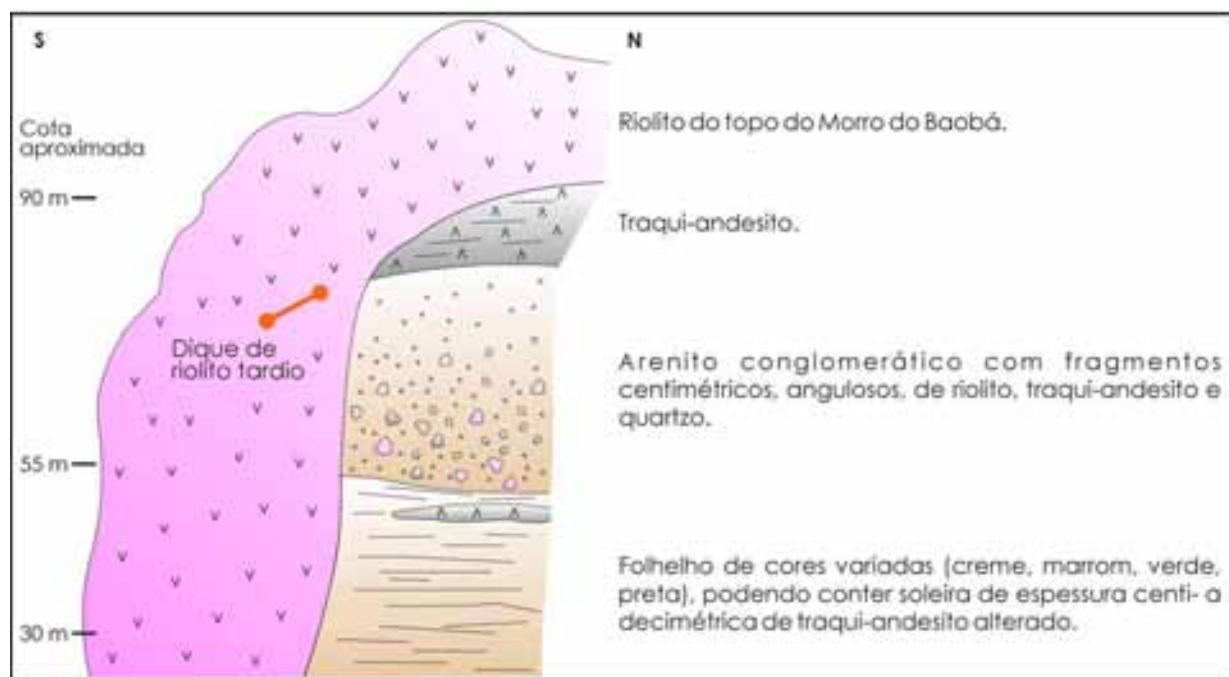


Figura 4.13 – Diferentes relações litoestratigráficas observadas no Morro do Baobá. A figura ilustra uma seção esquemática aproximadamente N-S.

Finalmente, cabe mencionar uma outra unidade magmática, os diques de riolitos tardios. Uma característica marcante é a sua ocorrência como corpos de espessura centimétrica ou decimétrica, com direções próximas de E-W e mergulhos variando de moderados (20-35°) a altos (60-88°). Eles truncam todas as unidades descritas acima (Fotos 4.8 e 4.9), ficando ainda em aberto a definição dos contatos com os litotipos das formações Estiva e Algodoads. Eles são claramente mais jovens do que o riolito principal de topo do Morro do Baobá, bem como posteriores ao evento tectônico que provocou falhamentos rúpteis na região (neste trabalho, o evento D_{1c}), já que mostram relações de intrusão em pseudotaquilitos na área de exposição do granito do Cabo (Foto 4.10 e Fig. 4.7b).

A análise estrutural possibilitou reconhecer pelo menos três eventos importantes na estruturação da bacia, envolvendo as rochas ígneas (Fig. 4.14). O primeiro, denominado D₁, durou um lapso de tempo longo, com sucessivas reativações, gerando os eventos D_{1a}, D_{1b} e D_{1c}. O primeiro (D_{1a}) pode ser correlacionado ao evento regional D₁ definido por Cruz (2002), Frutuoso Júnior (2002) e Almeida (2003). Ele estaria relacionado ao rifteamento, segundo uma distensão NW-NE. Mudanças locais no sistema de tensão podem ser observadas pelas diferentes direções dos diques de rochas vulcânicas. O evento D₂ é marcado por diques de riolitos tardios, registrando distensão N-S. A não observação da relação de contato entre essas rochas e as das formações Algodoads e Estiva não permite inferir a idade relativa de D₂. Por fim, um intenso fraturamento (evento D₃) afeta as rochas da PMC, porém sua idade absoluta não está caracterizada.



Foto 4.8 - Dique E-W de riolito tardio cortando rochas traquíticas, observado em planta [próximo a estrada da Granex (Ponto MD-237)].



Foto 4.9 - Dique E-W de riolito tardio cortando rochas da fácies predominante do Granito do Cabo [Praia do Paraíso (Ponto MD-401)].



Foto 4.10 - Dique E-W de riolito tardio cortando o Granito do Cabo e o pseudotaquilito, em planta [Praia do Paraíso (Ponto MD-401)].

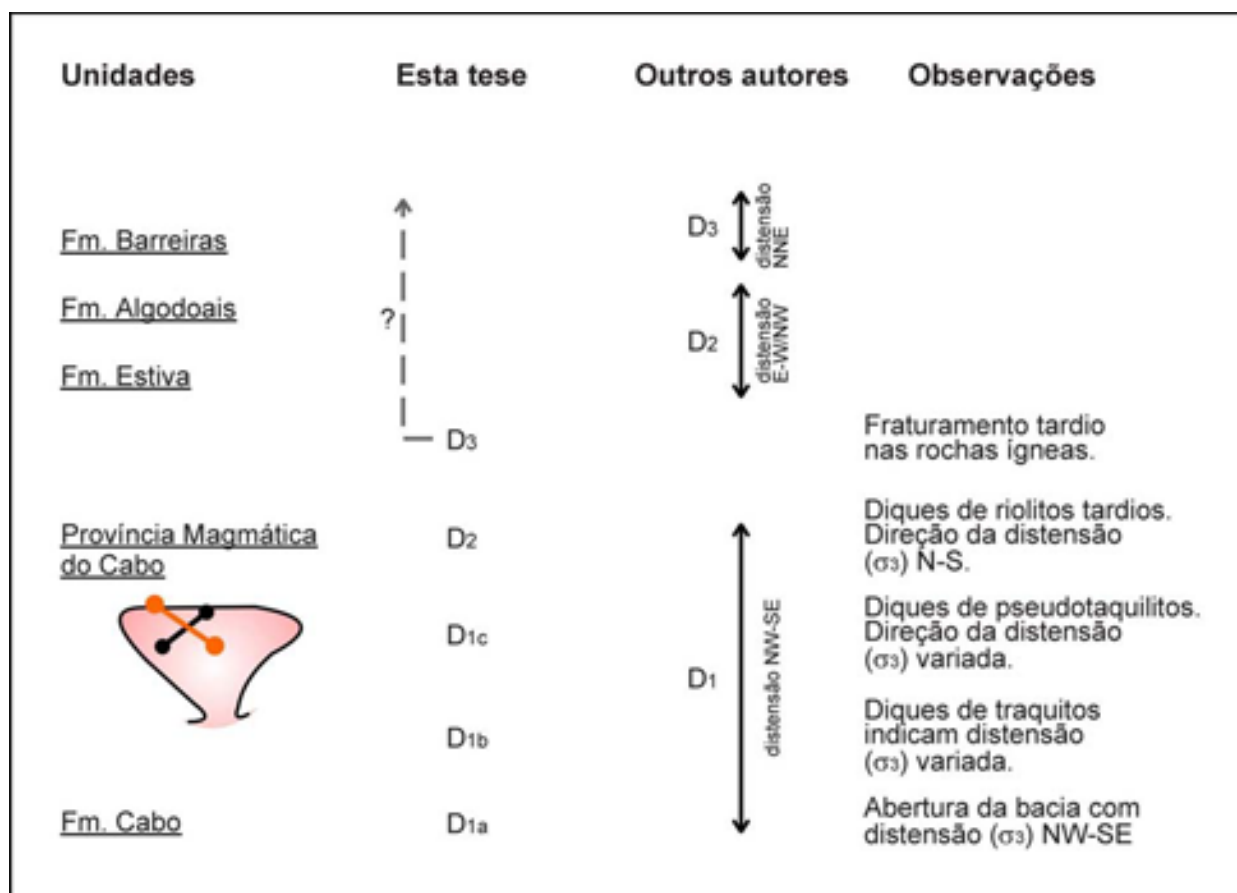


Figura 4.14 – Posicionamento relativo dos eventos estruturais (simbolizados com D) que afetaram as rochas magmáticas da Bacia de Pernambuco e correlação com interpretações de outros autores (Cruz 2002, Frutuoso Júnior 2002, Almeida 2003).

A figura 4.15 sintetiza os principais locais utilizados nas discussões e interpretações acima expostas, contribuindo para a proposição da coluna litoestratigráfica da região estudada (Fig. 4.16). As linhas tracejadas e contínuas partindo de traquitos e das rochas sedimentares da Formação Cabo nesta última figura indicam as possibilidades de correlação lateral entre essas diferentes unidades. Para os riolitos tardios, não está claro se eles pertenceriam à fase principal da PMC, ou seriam bem mais jovens, precedentes ou mesmo posteriores as formações Estiva e/ou Algodoads.

Algumas questões, entretanto, ainda permanecem sem resposta adequada com base nos dados até agora apresentados. Quais são as relações de contato do granito do Cabo com as demais rochas da província? Os fluxos piroclásticos que originaram os ignimbritos seriam cronocorrelatos, ou não, aos demais eventos vulcânicos de natureza riolítica? Qual o significado dos diques riolíticos jovens? Fariam eles parte do mesmo processo tectônico que gerou e moldou a Bacia de Pernambuco durante o Cretáceo, ou representariam um evento muito mais novo, de idade Neógena?

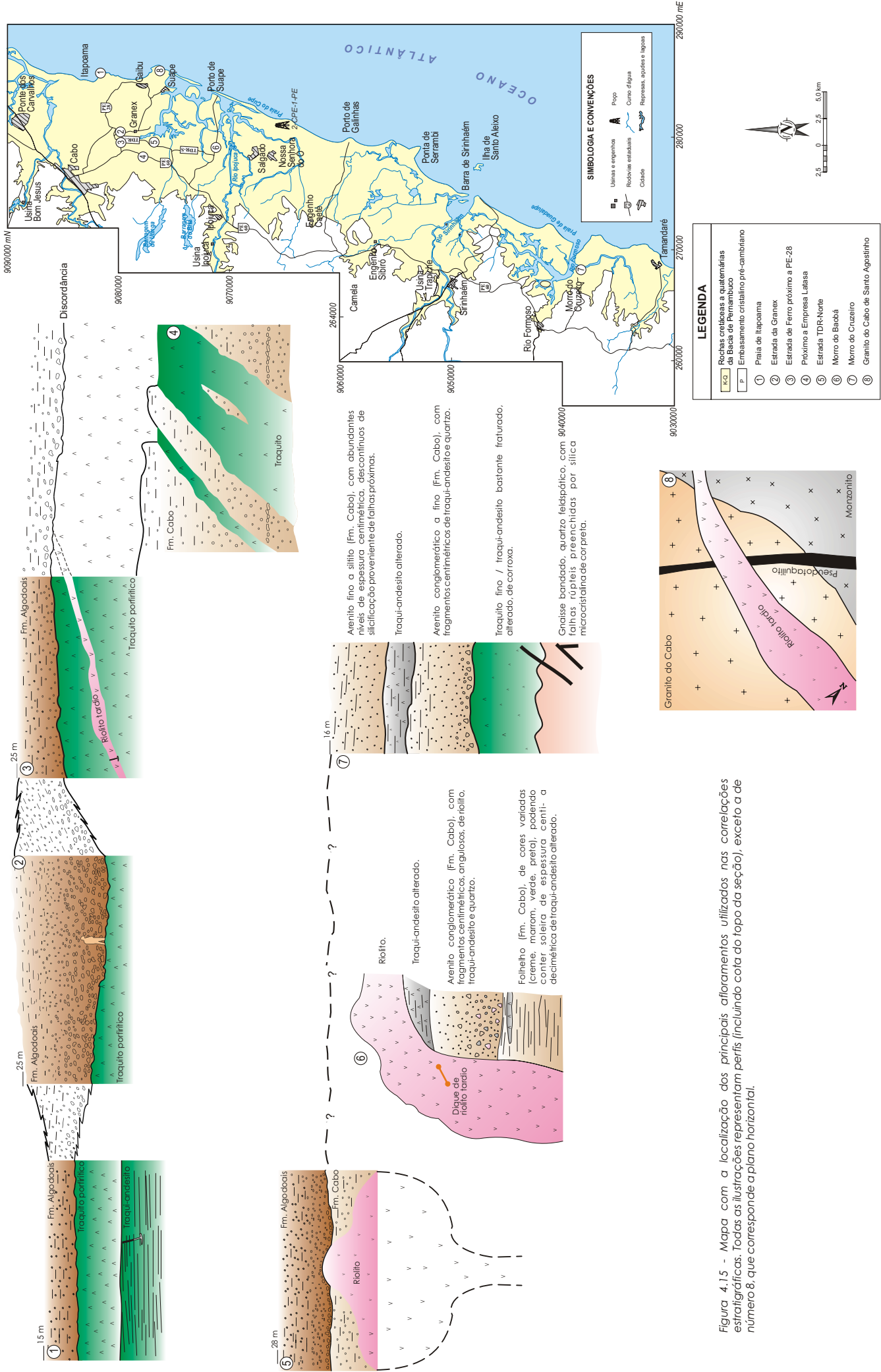


Figura 4.15 - Mapa com a localização dos principais afloramentos utilizados nas correlações estratigráficas. Todas as ilustrações representam perfis (incluindo cota do topo da seção), exceto a de número 8, que corresponde a plano horizontal.

COBERTURAS CENOZÓICAS

Coberturas Holocênicas Indivisas

Qh Areias e cascalhos contendo intercalações de camadas argilosas

Coberturas Pleistocênicas

Qtp Arenitos finos a grossos e conglomerados

Formação Barreiras

NQb Conglomerados e arenitos com níveis de argilitos e folhelhos, e por vezes cimentado por óxido de ferro.

BACIA DE PERNAMBUCO

Formação Algodoads

KPa Arenitos e conglomerados com seixos de vulcânicas e de quartzo, contendo ainda camadas siltico-argiliticas

Formação Estiva

Ke Calcários maciços, dolomíticos, intercalados com margas e argilitos

Província Magmática do Cabo

Diques riolíticos tardios

Kγa

Kγb

Kγc

Kδ

Kβa

Kβb

Kγa - Granito do Cabo, incluindo rochas monzoníticas e brechas magmáticas

Kγb - Riolitos

Kγc - Ignimbritos

Kδ - Traquitos porfíricos

Kβa - Traqui-andesitos

Kβb - Basaltos

Formação Cabo

Kcp

Fácies Proximal

Kcm

Fácies Mediana

Kcd

Fácies Distal

Kcp - conglomerados polimiticos com matriz arcoseana

Kcm - arenitos grossos a conglomeráticos e níveis siltico-arenosos

Kcd - siltitos, argilitos e folhelhos, todos intercalados em arenitos

EMBASAMENTO PRECAMBRIANO

ε-NPγ

Granitódes Brasilanos (600 Ma?)

Pm

Metassupracrustais Proterozóicas

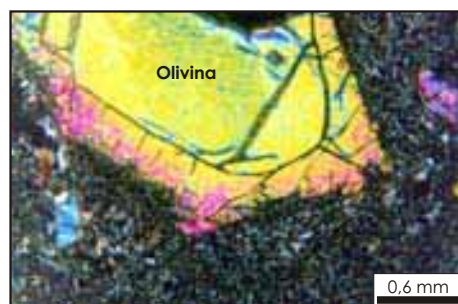
APgm

Complexo Gnáissico-Migmatítico

Figura 4.16 - Litoestratigrafia proposta para a Bacia de Pernambuco, modificada a partir de Lima Filho (1998), Frutuoso Júnior (2002) e Cruz (2002). O posicionamento dos eventos deformacionais segue o sugerido na figura 4.14.

Capítulo V

Petrografia e Texturas



5

PETROGRAFIA E TEXTURAS

5.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo aborda as características petrográficas e texturais das rochas da Província Magmática do Cabo (PMC), envolvendo aspectos macroscópicos e microscópicos. Para a caracterização de propriedades óticas e microtexturas, foram utilizados os textos básicos de Deer *et al.* (1966, 1996), MacKenzie *et al.* (1982), Roubault (1982) e Hibbard (1995).

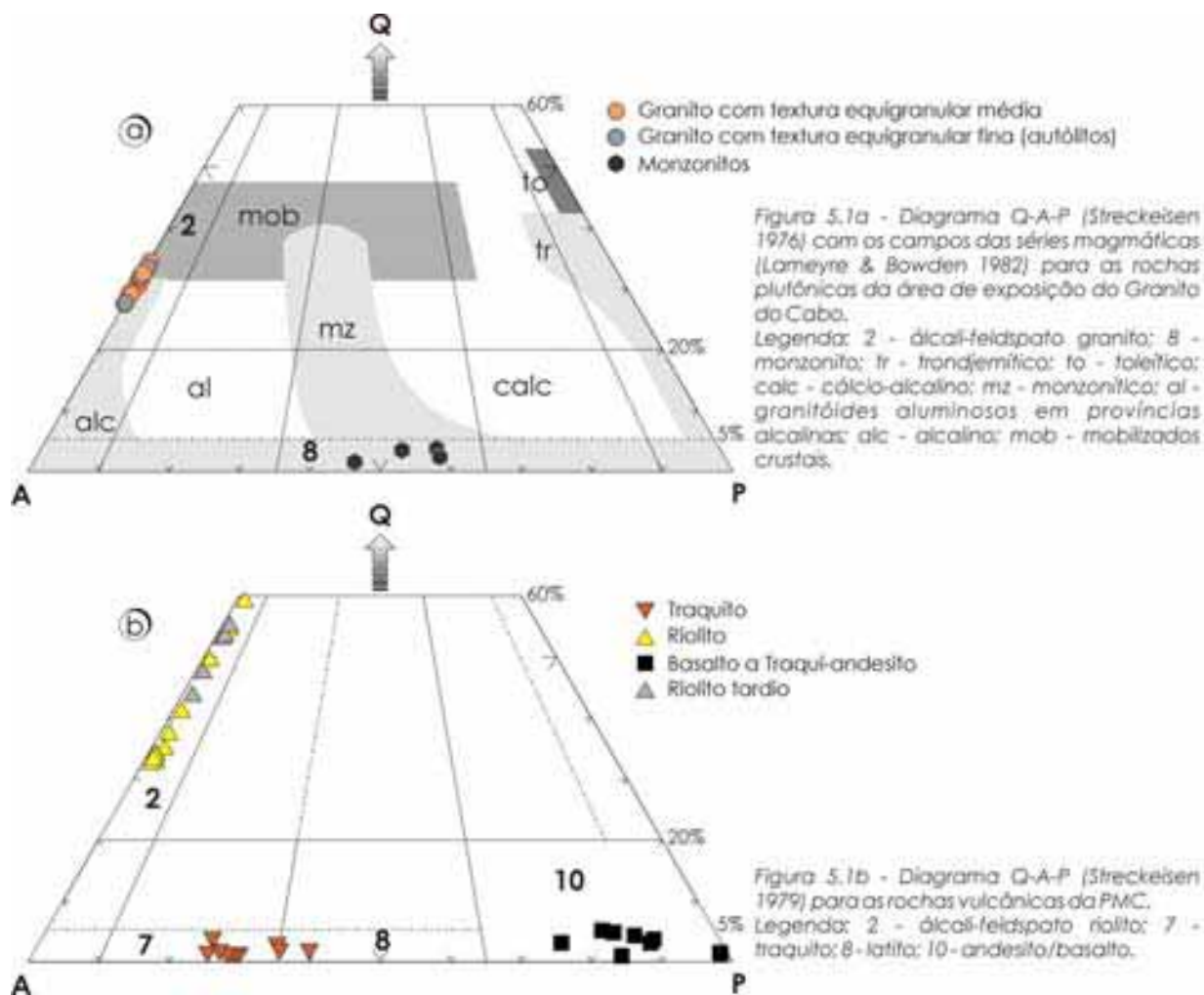
Na classificação petrográfica, foi empregada a terminologia proposta por Streckeisen (1976) para o Granito do Cabo de Santo Agostinho e Streckeisen (1979) para os tipos vulcânicos, com o plote dos valores modais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio no diagrama Q-A-P (Fig. 5.1). Tais composições modais foram obtidas a partir da contagem de cerca de 1000 pontos por seção, com o auxílio do contador de pontos tipo *Swift* (modelo F). No entanto, para a nomenclatura das rochas vulcânicas, usou-se o diagrama TAS (total de álcalis vs. sílica), adicionada a classificação de Le Maitre (1989), conforme discutida no capítulo 6.

O estudo petrográfico das rochas da PMC foi efetuado a partir de um total de 78 seções delgadas, sendo 15 amostras do Granito do Cabo, 4 monzonitos, 8 ignimbritos, 9 traquitos, 26 riolitos, 4 basaltos, 7 traqui-andesitos e 5 riolitos tardios. Em função da área de exposição, os monzonitos são descritos juntamente com o Granito do Cabo.

5.2 – ÁREA DE EXPOSIÇÃO DO GRANITO DO CABO DE SANTO AGOSTINHO

5.2.1 – GRANITO DO CABO DE SANTO AGOSTINHO

Corresponde a superfície de maior área aflorante. Predominam rochas equigranulares, de textura média a grossa, hololeucocráticas, de composição álcali-feldspato granito (em virtude do caráter albitico do plagioclásio) e coloração cinza esbranquiçada a rósea. A mineralogia essencial é representada por feldspatos (ortoclásio e plagioclásio) e quartzo, perfazendo mais de 90% do conjunto de minerais, enquanto que as fases máficas variam entre 0,4% e 10% (Tabela 5.1). O mineral máfico principal é o anfibólio (Foto 5.1), que pode atingir até 4,1%, ocorrendo ainda como acessórios, opacos, alanita, apatita, zircão, bem como biotita, epidoto e carbonato. Algumas amostras de borda do corpo, mesmo sem marca de intemperismo, mostram alterações marcantes dos feldspatos, denotada pela presença de sericita. Os autólitos de microgranito encontrados no Granito do Cabo apresentam textura fina e coloração cinza, com mineralogia similar a da fácies principal (Fig. 5.1a).



Em seções delgadas, observam-se raros cristais de **plagioclásio** (An_{3-6}) com geminação polissintética, hábito tabular subédrico e dimensões de até 0,3 mm, sendo comumente circundado por orla de feldspato potássico. Este ocorre como **feldspato potássico** (ortoclásio), predominando grãos subédricos com até 0,5 mm de tamanho. Encontram-se freqüentemente sericitizados em graus variados. Mostram evidências de reação com o magma, já que suas bordas são em parte corroídas ou arredondadas. Uma feição marcante é a textura granofírica, representada principalmente pelos tipos franja radial e esferulítica (Fotos 5.2 e 5.3). Esta é uma textura formada pelo intercrescimento simultâneo de quartzo e K-feldspato, que, juntamente com as cavidades miarolíticas vistas em campo, confirmam o posicionamento hipabissal do corpo (detalhes em Nascimento *et al.* 2002). O **quartzo** apresenta-se em cristais anédricos ou subédricos (seções basais hexagonais, prismáticas ou bi-terminadas), de tamanho inferior a 0,3 mm, com extinção ondulante e forma globular, típica de intrusões hipabissais. São abundantes texturas de embaiamento de quartzo, evidenciando sua formação em profundidade e

Tabela 5.1 - Composição modal representativa para os litotipos presentes no Granito do Cabo de Santo Agostinho.

Minerais	Granito do Cabo de Santo Agostinho														Autólitos			
	Fácies Principal														MD-10C	MD-35B1	MD-10D	MD-35B
	MD-57	MD-14	MD-08	MD-32B	MA-10A1	MD-57A	MD-10A	MA-35A	MD-32A	MD-07	MD-29							
Quartzo	30,5	25,9	27,0	30,6	27,1	30,0	29,1	30,0	28,8	26,2	27,9							
Plagioclásio	8,0	18,2	25,5	12,1	24,5	15,7	21,0	9,9	8,5	21,0	19,0							
Ortoclásio	51,1	47,8	39,9	49,9	42,9	48,9	44,8	57,0	57,9	49,0	51,0							
Anfibólio	2,5	3,9	2,8	4,0	3,5	2,0	4,1	2,0	2,8	1,5	1,1							
Opacos	4,0	1,0	3,0	3,0	2,0	3,0	1,0	1,0	2,0	2,0	0,5							
Acessórios	3,5	3,2	1,8	0,4	Tr	0,4	Tr	0,9	1,0	0,2	0,4							
Total	99,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9							
Q	33,9	28,2	29,2	33,0	28,9	31,7	30,7	31,2	29,9	27,2	28,5							
A	56,8	52,0	43,2	53,9	45,0	51,7	46,9	59,5	61,2	51,0	52,1							
P	8,9	19,8	27,6	13,1	26,1	16,6	22,4	10,3	8,8	21,8	19,4							
M	10,0	8,1	7,6	7,4	5,5	5,4	5,1	3,9	3,8	3,7	2,0							

Acessórios = zircão + alantita + biotita + fluorita + carbonato + epidoto; Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio; M = somatório de minerais máficos; Tr = Traços.

Feições microscópicas do Granito do Cabo de Santo Agostinho.

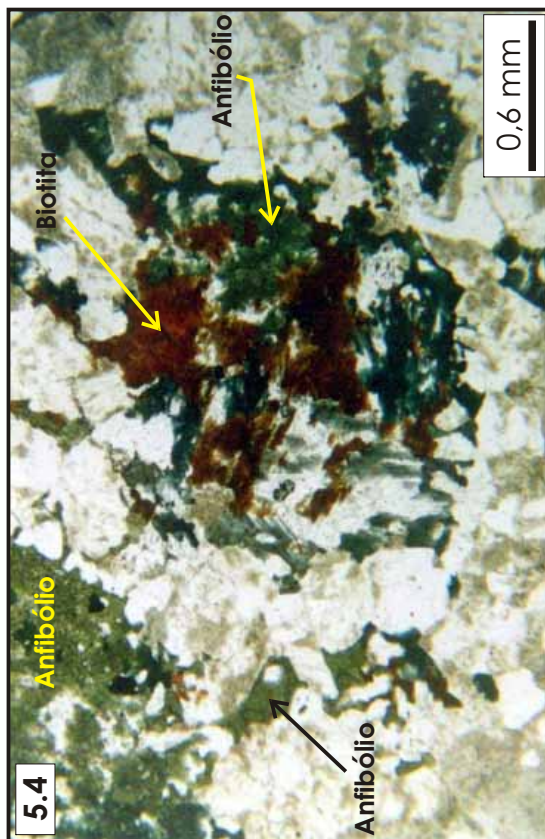
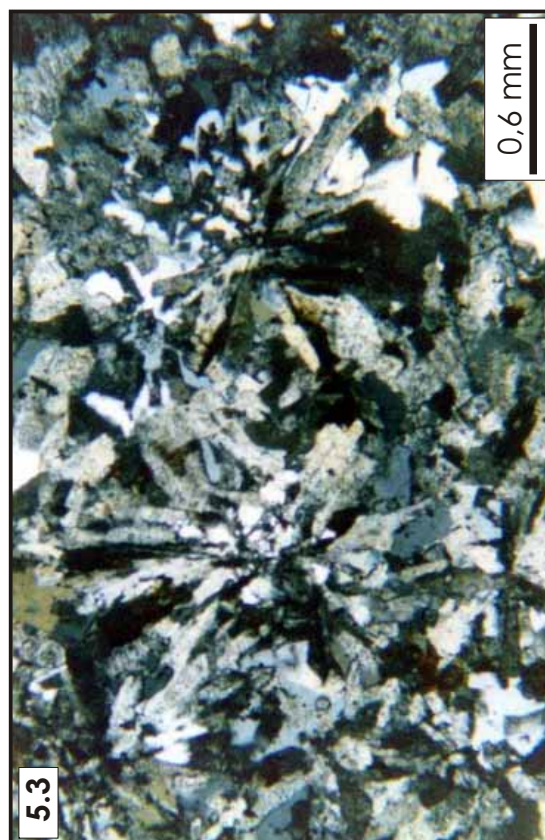
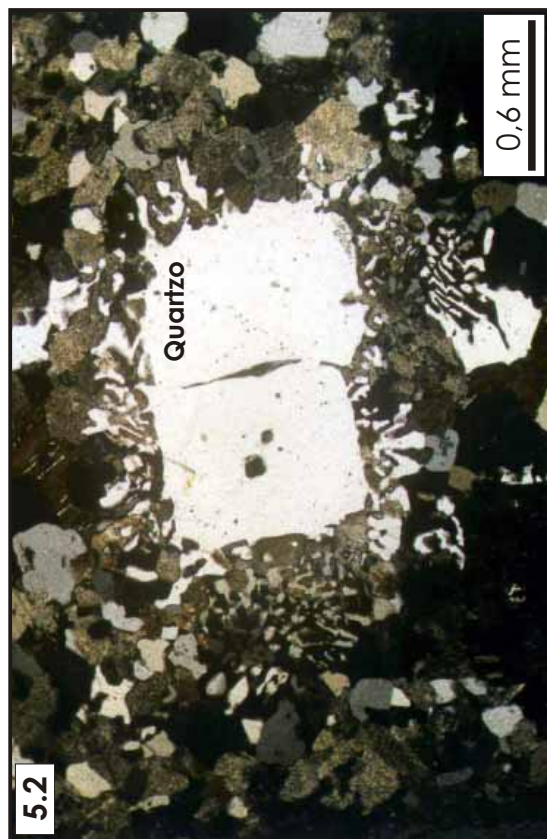
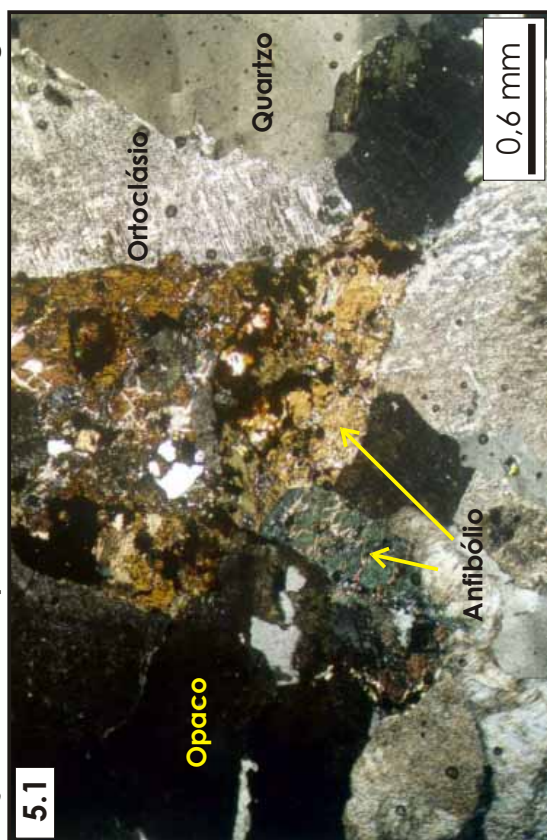


Foto 5.1 - Anfibólio imerso em uma matriz quartzo-feldspática (lâmina MD-10A1, nicóis cruzados).

Foto 5.2 - Textura granofírica em franja radial (lâmina MD-10A, nicóis cruzados).

Foto 5.3 - Textura granofírica esferulítica (lâmina MD-35B1, nicóis cruzados).

Foto 5.4 - Anfibólio anedral, parcialmente transformado em biotita (lâmina MD-10A1, nicóis paralelos).

posterior reequilíbrio químico com o líquido magmático a menores pressões. Uma segunda geração de quartzo (**Qz₂**) tem hábito anédrico, intersticial, sendo observado ao longo da clivagem do K-feldspato ou em fraturas.

O **anfibólio** é o mineral máfico mais importante, ocorrendo como cristais alongados e/ou aglomerados de pequenos cristais anédricos ou subédricos, sempre menores que 0,5 mm (Foto 5.4). Características óticas tais como forte pleocroísmo com cores variando de azul escuro (Z) a verde claro (X), baixo ângulo de extinção ($Z^{\wedge}c = 5-10^{\circ}$), ângulo e sinal ótico ($2V \cong 80^{\circ}$, biaxial negativo) e elongação negativa permitem classificá-lo como **riebeckita** ou **arfvedsonita**. É considerado um mineral de cristalização tardia, talvez em estágio *subsolidus*, em função de seu hábito intersticial ou esquelético. Muitas vezes, mostra transformação para carbonato, biotita e **opacos**. Estes últimos ocorrem sob duas formas texturais. O **Op₁** é predominantemente **magnetita** ocorrendo como pequenos cristais na matriz quartzo-feldspática. São grãos subédricos de hábito quadrático e tamanho inferior a 0,3 mm. Uma segunda geração de opacos (**Op₂**) mostra-se como cristais anédricos gerados a partir da transformação de anfibólio. A **alanita** ocorre como pequenos cristais anédricos com tamanho inferior a 0,2 mm, dispersos na matriz quartzo-feldspática. O **zircão** e a **apatita** representam os minerais de cristalização mais precoce, ocorrendo como inclusões nos demais minerais e com tamanho inferior a 0,2 mm. **Fluorita**, **biotita** e **epídoto** são raramente encontrados como grãos pequenos (< 0,2 mm), com os dois últimos representando produtos de transformação de anfibólio (Foto 5.4), onde preenchem fraturas ou se acomodam em seus planos cristalográficos e terminações. **Turmalina** e quartzo são encontrados nas cavidades miarolíticas, tendo usualmente hábito prismático euédrico.

5.2.2 – MONZONITOS

Os monzonitos se distinguem do Granito do Cabo por terem coloração escura (preta ou verde), textura equigranular ligeiramente mais grossa, menor quantidade de quartzo e abundante plagioclásio (Fig. 5.1a). A mineralogia essencial é representada por plagioclásio e feldspato potássico, chegando até 80% (Tabela 5.2). O máfico principal é o anfibólio (até 23%), tendo ainda, como acessórios, opacos, biotita e zircão. Comumente, mostram-se catacladosos, com texturas de fragmentação e cominuição do feldspatos.

Tabela 5.2 - Composição modal representativa dos monzonitos.

Minerais	Monzonitos			
	MD-400C	MD-10E	MD-10C	MD-10C1
Quartzo	1,1	2,5	1,9	2,8
Plagioclásio	32,4	40,6	45,6	42,8
Ortoclásio	37,5	29,0	32,0	37,5
Anfibólio	23,1	18,0	11,8	10,5
Biotita	0,1	Tr	0,2	0,3
Opacos	3,9	7,8	5,5	5,0
Zircão	Tr	0,1	0,1	0,2
Apatita	Tr	Tr	0,1	Tr
Secundários	1,8	2,0	2,8	0,9
Total	99,9	100,0	100,0	100,0
Q	1,5	3,5	2,4	3,4
A	52,8	40,2	40,3	45,1
P	45,6	56,3	57,3	51,5
ΣM	28,9	27,9	19,5	16,9

Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio; ΣM = somatório de minerais máficos; Tr = Traços.

O **plagioclásio** (An₁₈₋₂₂) possui forma tabular, curta ou alongada, subédrica a anédrica, com dimensão variando de 0,4 mm a 2,0 mm. Mostra geminação polissintética (Foto 5.5), por vezes associada à macla Carlsbad, bem como zonação normal. Em alguns casos, é possível perceber alterações para saussurita nas suas partes centrais, ou formação de carbonato em fraturas e falhas. Contém inclusões de zircão e minerais opacos. O **feldspato potássico** ocorre como cristais subédricos a anédricos, atingindo até 3,0 mm, podendo ter textura pertita. Contém inclusões de minerais opacos ou revela estágios de sericitização. O **quartzo**, quando encontrado, é anédrico, com extinção ondulante e dimensões inferiores a 0,2 mm.



Foto 5.5 – Anfibólio associado a fenocristais de plagioclásio geminado em monzonito (lâmina MD10E, nicóis cruzados).

O **anfibólio** tem dimensões entre 0,3 mm e 2,0 mm e, por vezes, com geminação simples. Pode conter inclusões de minerais opacos e zircão. Suas propriedades óticas (cores de pleocroísmo verde clara a verde acastanhada, ângulo de extinção de 25-30° e elongação positiva) permitem enquadrá-lo no grupo das hornblendas (Foto 5.5). A **biotita** aparece como

cristais lamelares, subédricos a anédricos, com bordas serrilhadas, de cor marrom claro e tamanho inferior a 0,8 mm.

Os minerais **opacos** apresentam-se em dois tipos texturais distintos. Os **Op₁** são euédricos a subédricos, dispersos na matriz da rocha, atingindo até 0,3 mm de tamanho, possivelmente tratando-se de **magnetita**. Já os **Op₂** compreendem grãos anédricos, derivados da transformação de anfibólio, podendo representar **ilmenita**. O **zircão** ocorre como grãos euédricos, com tamanho inferior a 0,2 mm, inclusos em anfibólio, plagioclásio e feldspato potássico. **Carbonatos** e **saussurita** são produtos de transformação tardia do plagioclásio, enquanto a **sericita** provem do feldspato potássico.

5.3 – IGNIMBRITOS

Apresentam uma matriz fina, de composição riolítica, que engloba lamelas de biotita, bem como fragmentos de cristais de plagioclásio, quartzo, opacos, zircão e microclina (Tabela 5.3). Também são onipresentes fragmentos líticos, tanto de rochas do embasamento precambriano (gnaisses e granitos), como de vulcânicas (riolito, traqui-andesito e púmice). Estas rochas revelam a típica textura eutaxítica de ignimbritos descritos na literatura (Fisher & Schmincke 1984), definida por forte orientação de fragmentos placóides, tabulares ou disformes de vidro vulcânico e/ou de púmices, compactados e formando uma superfície planar ou sinuosa, definindo a orientação de fluxo magmático (Foto 5.6).

De modo geral, os ignimbritos estudados mostram o predomínio de matriz, com proporções relativa entre 45,6% e 47%. Considerando os fragmentos como um todo, eles podem ser classificados como tufo vítricos, em função da abundância de púmices e vidros, e também uma quantidade importante (em torno de 30-40%) de fragmentos de cristais (Fig. 5.2a). Os clastos do embasamento não ultrapassam 10%, havendo, no entanto, uma grande proporção de fragmentos de material vulcânico em relação aos fragmentos de cristais (Fig. 5.2b). Com respeito aos componentes vulcanogênicos, há o predomínio de fragmentos de púmice (Fig. 5.2c). Por fim, a figura 5.2d mostra que para os fragmentos líticos existe um pequeno predomínio de clastos do embasamento em relação aos de vulcânicas.

Tabela 5.3 - Composição modal representativa dos ignimbritos.

Constituintes	Ignimbritos									
	MD-79A2	MD-79B	MD-79	MA-83B	MD-79A1	MD-178	MD-83A	MD-79A		
Matriz	42,6	44,1	44,4	44,9	46,2	46,5	47,0	47,0		
Púmice	31,6	28,9	29,3	29,0	25,0	34,0	24,9	22,5		
Quartzo	6,9	6,0	6,1	4,8	5,2	8,8	5,5	5,9		
Biotita	5,0	4,2	5,1	3,9	5,2	3,9	4,4	4,8		
Plagioclásio	2,9	2,4	3,9	2,8	4,8	0,8	4,2	3,0		
Microclina	0,7	Tr	1,1	0,1	1,6	Tr	Tr	0,5		
Opacos	3,2	5,9	4,2	5,0	5,2	0,5	5,6	6,1		
Zircão	0,3	Tr	0,2	0,1	Tr	Tr	Tr	0,4		
Gnaiss/Granito	3,7	3,5	3,3	4,2	3,4	2,5	4,0	3,8		
Riolito	1,0	2,8	0,9	2,8	1,0	1,5	2,1	3,5		
Traqui-andesito	2,1	2,2	1,4	2,4	2,4	1,5	2,2	2,5		
Total	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0		
Fragmentos:										
cristais	19,0	18,5	20,6	16,7	22,0	14,0	19,7	20,7		
líticos	6,8	8,5	5,6	9,4	6,8	5,5	8,3	9,8		
rochas vulcânicas¹	3,1	5,0	2,3	5,2	3,4	3,0	4,3	6,0		
material vulcânico²	34,7	33,9	31,6	34,2	28,4	37,0	29,2	28,5		
embasamento	3,7	3,5	3,3	4,2	3,4	2,5	4,0	3,8		

Fragm. = fragmentos; Tr = Traços.; 1. riolito + traqui-andesito; 2. púmice + riolito + traqui-andesito.

Feições microscópicas de ignimbritos.

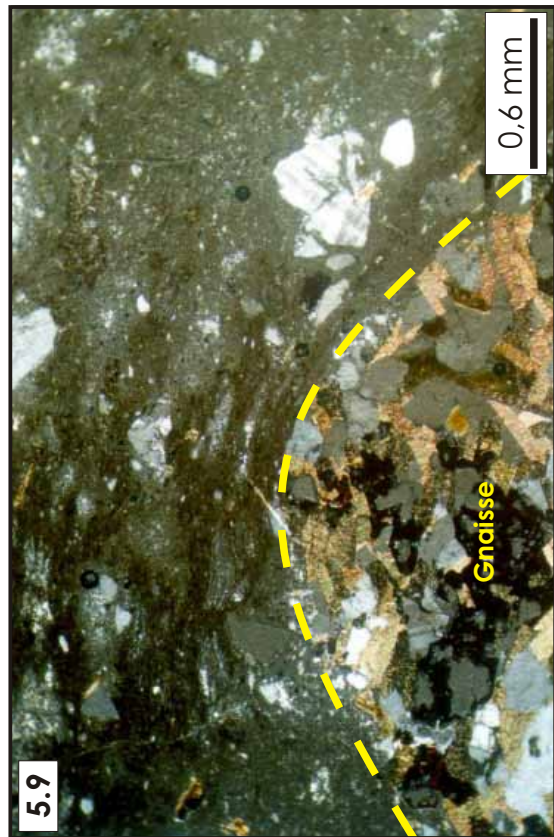
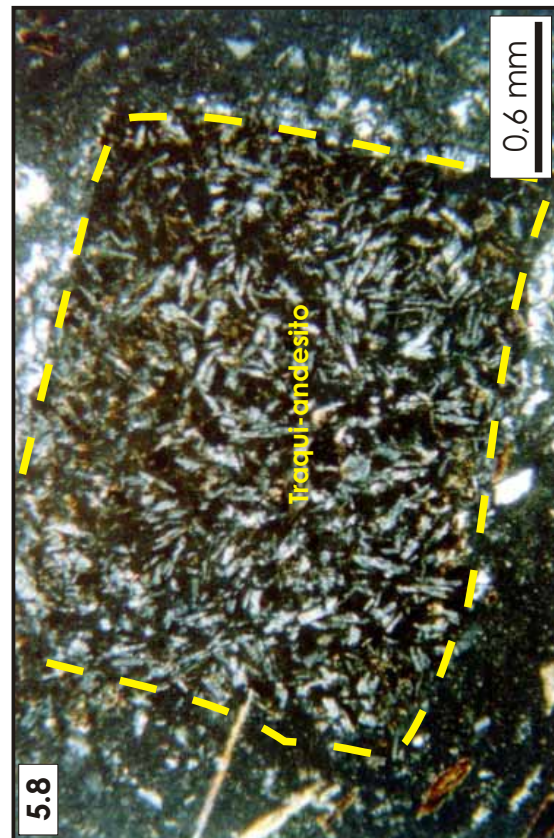
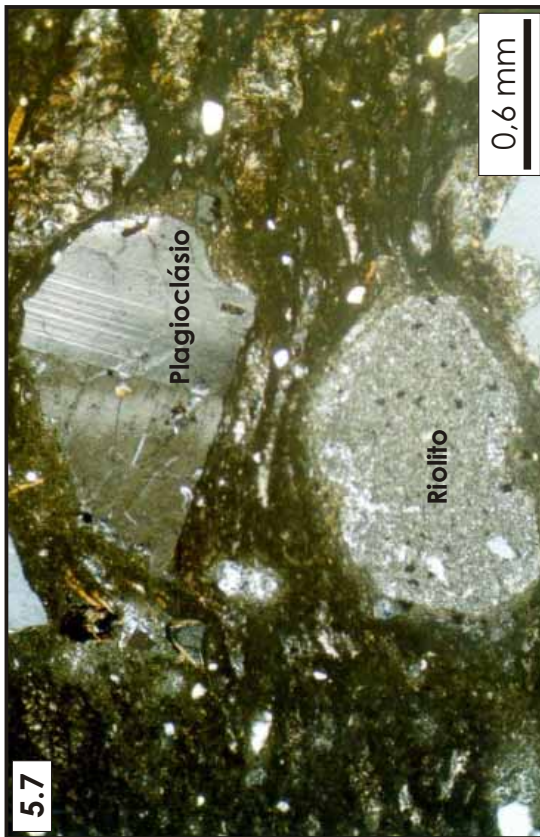
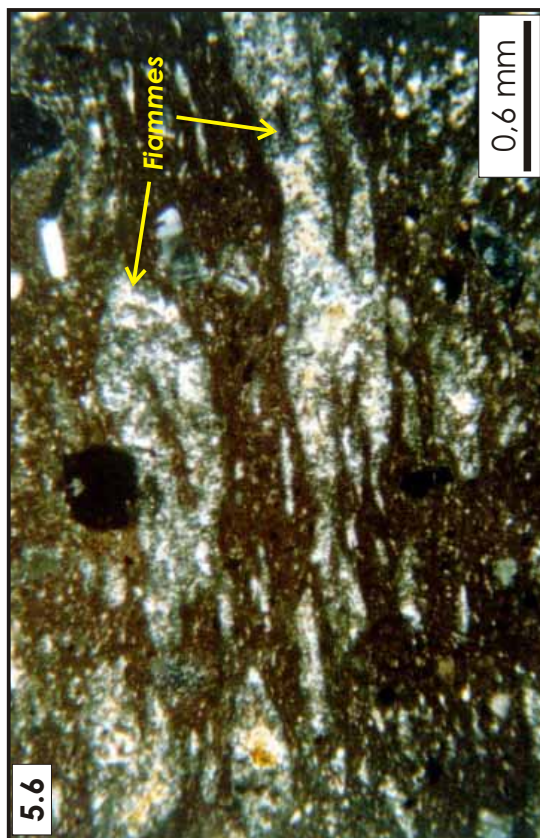


Foto 5.6 - Textura eutaxítica com fiammes em formas de sigmóides e tabulares (lâmina MD-178, nicóis cruzados).
 Foto 5.7 - Plagioclásio com geminação polissintética e fragmento de riolito fino (lâmina MD-83B, nicóis cruzados).
 Foto 5.8 - Fragmento de traqui-andesito com matriz pilotaxítica (lâmina MD-79//, nicóis cruzados).
 Foto 5.9 - Fragmento de gnaíse envolto numa matriz fina de composição riolítica (lâmina MD-83B1, nicóis cruzados).

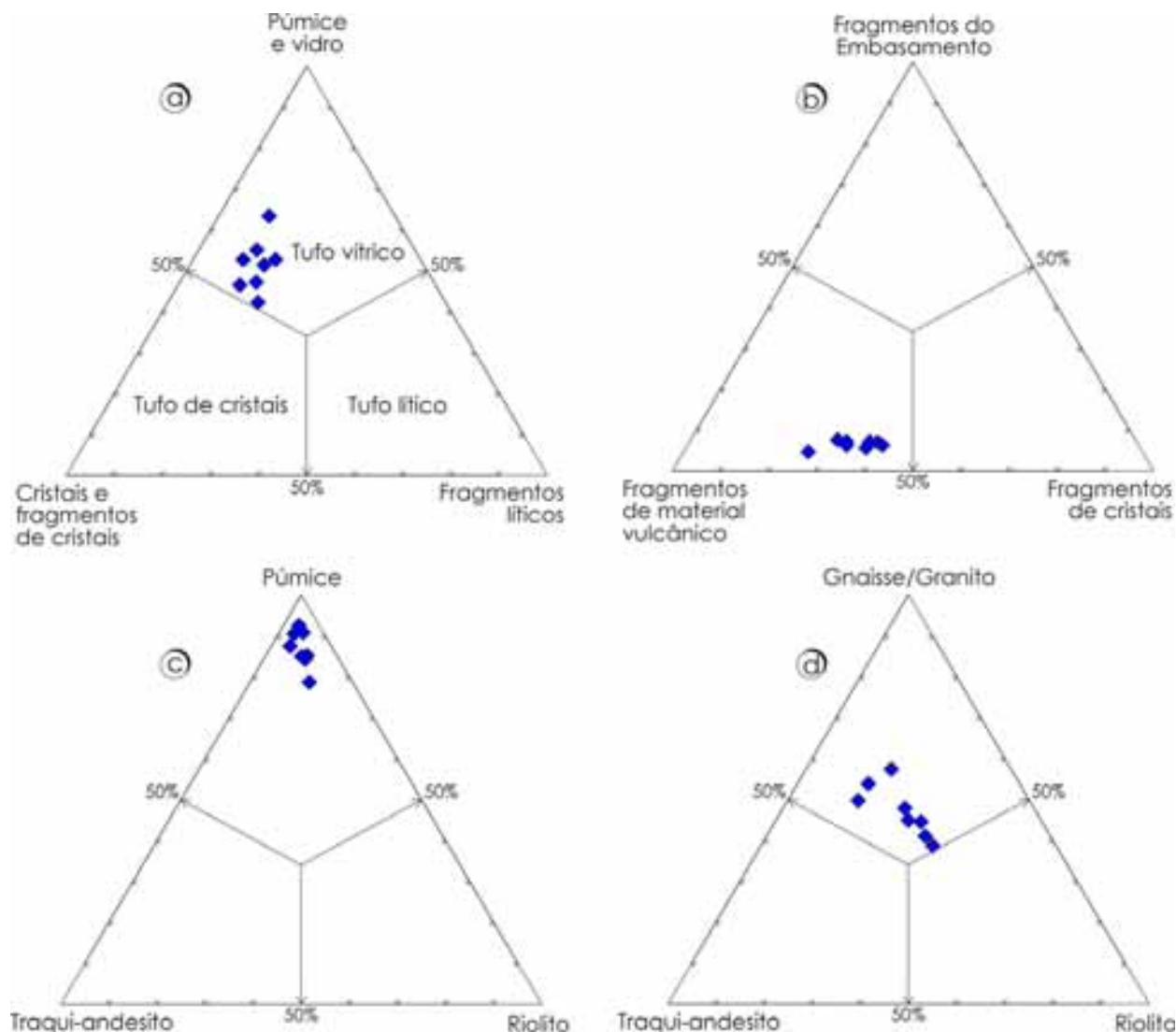


Figura 5.2 – Diagramas ternários mostrando algumas particularidades dos ignimbritos: (a) constituintes principais; (b) tipos de fragmentos; (c) fragmentos vulcânicos; (d) fragmentos líticos.

Os púmices estão representados por *fiammes* decorrentes de forte compactação (Foto 5.6). O elevado grau de soldagem dos ignimbritos dificulta a distinção de sua mineralogia juvenil. Todavia, ainda é possível reconhecer pequenos cristais subédricos a anédricos de plagioclásio e quartzo, este último com extinção ondulante. Cristais de biotita podem ocorrer como finas lamelas subédricas com bordas corroídas. É comum a presença de textura esferulítica, originada por processos de devitrificação em alta temperatura.

Dispersos na matriz dos ignimbritos, são encontrados fragmentos de **quartzo** subédrico a anédrico, comumente com extinção ondulante, com tamanho até 2,0 mm. Podem ter bordas corroídas ou orientação no sentido de fluxo. O **plagioclásio** ocorre como cristais subédricos a anédricos, geminados na lei da albita, exibindo forma alongada e dimensões menores que 1,0 mm (Foto 5.7). A **biotita** ocorre como cristais lamelares, de cor vermelha a marrom, subédricos a anédricos, com tamanhos entre 0,5 e 3,0 mm, e contatos interdigitados ou retos com a matriz

vulcânica. Os minerais **opacos** são subédricos, por vezes de forma quadrada, seguindo a clivagem da biotita, e distribuídos aleatoriamente na matriz. Possuem tamanho menor que 0,7 mm e estão inclusos em quartzo e feldspatos. Por fim, o **zircão** define cristais euédricos, menores que 0,2 mm, encontrados como inclusões em quartzo, feldspatos, biotita e na matriz riolítica. São encontrados ainda cristais de **microclina** subédrica ou anédrica, de tamanho inferior a 2 mm, com geminação segundo a lei albita-periclélio, associada a restos de geminação Carlsbad, devendo representar xenocristais aprisionados pelo vulcanismo explosivo.

Os fragmentos líticos mostram formas variadas (arredondadas, angulosas, retangulares), via de regra preservando a sua mineralogia interna e textura original. Os **traqui-andesitos** revelam textura fina, micrólitos de plagioclásio e grânulos de clinopiroxênio dispersos numa matriz fina, onde ainda se distingue a textura pilotaxítica, ou finas ripas de feldspato alcalino (Foto 5.8). Os fragmentos de **riolito** também possuem textura muito fina, vítrea ou esferulítica, sendo reconhecidos pequenos cristais de feldspatos e quartzo (Foto 5.7). Os clastos de **gnaisse** (Foto 5.9) e **granito** apresentam textura média a grossa, com presença de quartzo, feldspatos, biotita, anfibólio e opacos.

5.4 – TRAQUITOS

São rochas com textura porfírica variando de média a grossa, normalmente com o alinhamento por fluxo magmático dos feldspatos (textura traquítica). Nas porções de topo de derrames, podem ter amígdalas com carbonatos ou quartzo/calcedônia. A textura porfírica é dada por fenocristais submilimétricos a milimétricos de sanidina, caracterizada por hábito tabular, macla Carlsbad, ângulo 2V baixo ($\cong 20^\circ$) e fina borda de albita. Dentre as fases máficas, destacam-se clinopiroxênio (aegirina-augita), biotita, titanita, zircão, apatita e opacos (Tabela 5.4).

A **sanidina** ocorre como fenocristais prismáticos (Foto 5.10), euédricos a subédricos, com até 3,0 mm de tamanho, imersos em uma matriz fina, onde se destacam micrólitos de feldspatos orientados, formando texturas traquítica e/ou pilotaxítica. Observam-se raros fenocristais subédricos de **plagioclásio** (An_{20-23}), geminados nas leis da albita ou baveno (Foto 5.11), com 1,5 mm de dimensão, dispersos na matriz fina. Podem ser zonados e estão freqüentemente carbonatizados.

Tabela 5.4 - Composição modal representativa dos traquitos.

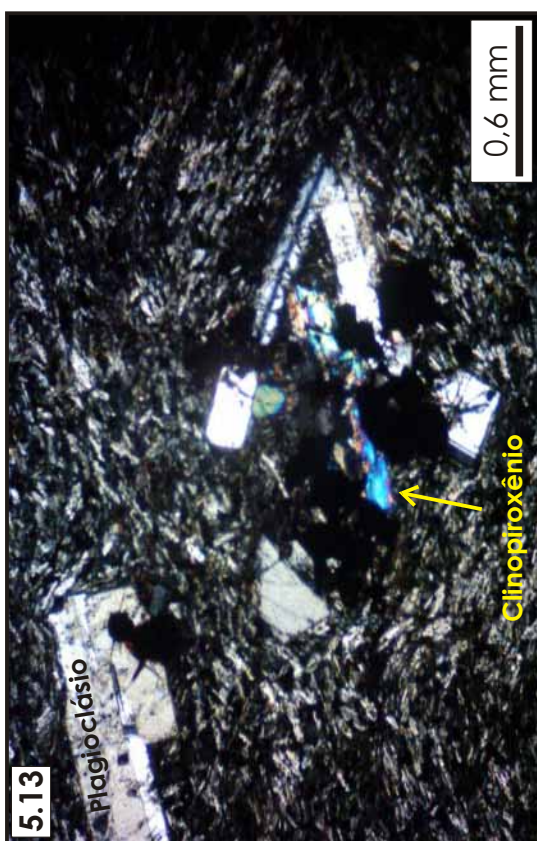
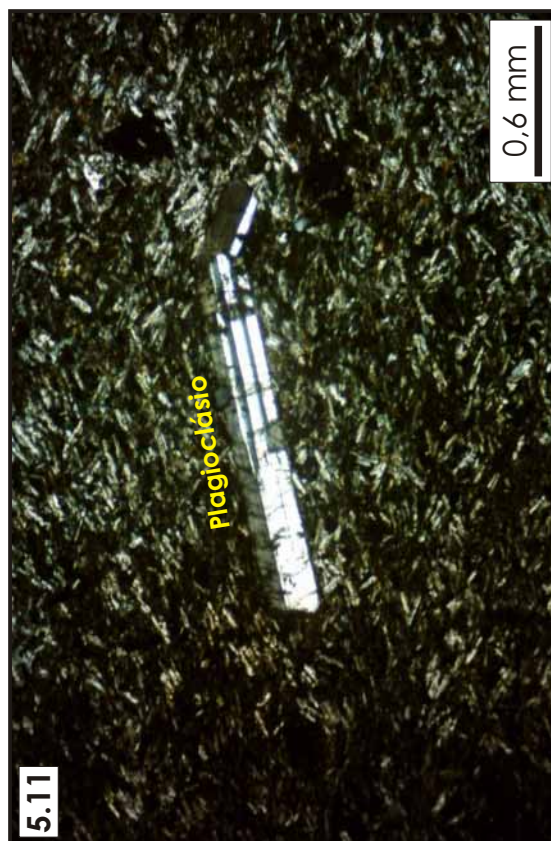
Constituintes	Traquitos								
	MD-25A1	MD-17	MD-25	MD-51A	MD-45B	MD-51	MD-38	MD-40	MD-40A
Matriz	78,4	76,0	80,0	79,8	79,9	83,2	83,8	88,0	83,0
Plagioclásio	2,9	4,0	3,4	5,2	4,5	5,0	3,5	3,8	4,0
Sanidina	8,1	9,5	8,5	7,9	11,6	9,1	10,5	7,0	11,8
Quartzo	-	-	-	0,1	Tr	0,2	Tr	0,2	0,6
Clinopiroxênio	4,5	3,5	Tr	0,2	0,9	Tr	Tr	Tr	Tr
Biotita	-	-	-	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr
Titanita	Tr	-	-	-	Tr	-	-	-	-
Opacos	6,1	7,0	7,8	5,1	2,9	0,9	1,9	0,5	0,5
Zircão	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	-
Apatita	-	Tr	-	-	Tr	-	-	Tr	Tr
Carbonato	Tr	Tr	0,2	1,6	0,1	1,6	0,3	0,5	0,1
Total	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Q	-	-	-	0,8	-	1,5	-	1,8	3,6
A	73,6	70,4	71,4	59,8	72,1	63,6	75,0	63,6	72,0
P	26,4	29,6	28,6	39,4	27,9	34,9	25,0	34,5	24,4
ΣM	10,6	10,5	8,0	6,9	4,0	2,5	2,2	1,0	0,6

Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio; ΣM = somatório de minerais máficos; Tr = Traços.

A mineralogia máfica principal é representada por **clinopiroxênio**, o qual ocorre como grânulos e/ou microfenocristais subédricos a anédricos, com até 0,8 mm de tamanho, isolados (Foto 5.12), ou formando agregados, via de regra parcialmente alterados para minerais opacos. Características óticas tais como ângulo de extinção baixo ($Z^c = 10-12^\circ$), alongação negativa, ângulo $2V = 70-90^\circ$ e forte pleocroísmo (Z = verde escuro, X = verde amarelado) permitem classificá-lo como do grupo da aegirina-augita. A **biotita** tem cor marrom, hábito lamelar ou intersticial, terminações serrilhadas e dimensão inferior a 1,5 mm. A **titanita** forma pequenos cristais subédricos, de tamanho variando entre 0,3 e 1,0 mm, associados a biotita e clinopiroxênio. Os **opacos** aparecem sob duas formas distintas. O **Op₁** define grãos subédricos disseminados na matriz traquítica, com tamanho entre 0,2 e 0,4 mm. O **Op₂** representa grãos anédricos, formados a partir da desestabilização de clinopiroxênio (Foto 5.13) e biotita. Cristais de **zircão** e **apatita**, com até 0,2 mm de diâmetro, são vistos como inclusões em clinopiroxênio, biotita e opacos. O **carbonato** é encontrado como produto de transformação do plagioclásio e do clinopiroxênio, ou ocorrem preenchendo amígdalas e fraturas.

O **quartzo** ocorre muito raramente na matriz como pequenos cristais (< 0,2 mm) e/ou filetes isolados, provavelmente relacionados a uma silicificação secundária preenchendo amígdalas. Um quartzo de cristalização magmática (**Qz₁**) pode ser observado, mas de forma rara.

Feições microscópicas de traquitos porfíricos.



- Foto 5.10 - Fenocristal de sanidina com alteração para carbonato (lâmina MD-51, nicóis cruzados).
- Foto 5.11 - Microfenocristal de plagioclásio com geminação polissintética (lâmina MD-25A1, nicóis cruzados).
- Foto 5.12 - Microfenocristais de clinopiroxênio, opacos e plagioclásio (lâmina MD-25A1, nicóis cruzados).
- Foto 5.13 - Microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio em matriz hialopílica (lâmina MD-25A1, nicóis cruzados).

5.5 – RIOLITOS

Petrograficamente, tanto as variedades porfíricas, quanto as finas, afíricas, descritas em campo, apresentam fenocristais e microfenocristais de quartzo e feldspatos (sanidina predominante sobre plagioclásio), bem como opacos e raros biotita, anfibólio, apatita e zircão (Tabela 5.5). As características identificadas ao microscópio também permitem a individualização em duas fácies, com base principalmente na textura de sua matriz, conforme interpretado por Frutuoso Júnior (2002). O primeiro grupo apresenta uma matriz muito fina, onde não é possível identificar a sua mineralogia a olho nu. Destacam-se ripas prismáticas de sanidina, além de fenocristais de quartzo e uma geração precoce de sanidina. O segundo grupo apresenta uma matriz com textura média a grossa, com variação local de granulação. Contém fenocristais de quartzo e sanidina, aglomerados de biotita e mais raramente pequenos cristais de anfibólio. A semelhança mineralógica permite uma descrição conjunta dos diferentes minerais encontrados.

O **quartzo** apresenta-se como microfenocristais subédricos a anédricos, de tamanho inferior a 1,5 mm, embaiados, com golfos de dissolução e reabsorção pelo líquido magmático (Fotos 5.14 e 5.15), e terminações facetadas ou triangulares. A **sanidina** pode ocorrer como aglomerados de cristais definindo uma textura do tipo *synneusis*, indicando que o magma ainda estava no estágio líquido quando de sua cristalização (Smith 1974). Todavia, é mais comum a presença da sanidina como microfenocristais isolados (< 2 mm) e geminados na lei Carlsbad (Foto 5.14). O **plagioclásio** (An₁₀₋₁₄), quando encontrado, está disperso na matriz da rocha, mostrando bordas corroídas e tamanho inferior a 0,4 mm. São encontrados ainda cristais zonados com geminação simples ou polissintética. É comum observar transformação para carbonatos. A **biotita**, de ocorrência muito rara, tem cor vermelha a marrom, tamanho menor que 0,2 mm e suas lamelas mostram intensa alteração para opacos (Foto 5.16). São encontradas também como agregados imersos na matriz dos riolitos de textura grossa. Subordinadamente, são encontrados pequenos cristais de **anfibólio** (Foto 5.17), subédricos a anédricos, menores que 0,3 mm, com pleocroísmo verde a azulado, ocorrendo juntamente com cristais de **opacos**. Estes últimos são encontrados em seções quadradas, sugestiva de magnetita, de tamanho inferior a 0,4 mm, ou como produto de desestabilização da biotita. Ainda é referida a presença de pequenos cristais euédricos a subédricos de **zircão** e **apatita**, também menores que 0,2 mm. O **carbonato** ocorre como produto de transformação do plagioclásio e pode ser encontrado ainda preenchendo fraturas.

Tabela 5.5 - Composição modal representativa dos riolitos.

Constituintes	MD-22	MD-112	MD-128	MD-64	MD-64A2	MD-64A1	MD-115	MD-71	MD-78B	MD-78A	MD-73A	MD-118	MD-72
Matriz	73,0	73,5	75,3	75,5	79,8	80,1	82,3	82,5	83,5	84,4	84,5	84,5	85,0
Quartz	8,9	7,5	8,4	8,2	6,7	6,5	6,0	5,8	6,0	5,1	5,0	4,4	5,0
Sanidina	17,9	15,0	16,3	16,3	13,1	13,1	11,7	11,7	9,8	9,8	9,8	8,8	10,0
Plagioclásio	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,2	0,2	0,2	-	-
Biotita	-	2,2	Tr	Tr	0,2	0,2	-	-	-	-	-	-	-
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	0,1	1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,3	-
Zircão	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-
Carbonato	0,1	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Q	33,2	33,3	34,0	33,5	33,5	33,2	33,9	33,1	37,5	33,8	33,3	33,3	33,3
A	66,8	66,7	66,0	66,5	65,5	66,8	66,1	66,9	61,3	64,9	65,3	66,7	66,7
P	-	-	-	-	1,00	-	-	-	1,2	1,3	1,4	-	-
M	0,2	4,0	Tr	Tr	0,2	0,2	Tr	-	-	-	-	2,3	-

Constituintes	MD-268	MD-198	MD-73B	MD-340	MD-283	MD-266	MD-74	MD-207	MD-75	MD-120	MD-76A	MD-77	MD-76B
Matriz	85,0	85,0	85,1	85,1	85,6	87,0	90,0	91,0	92,0	99,5	99,6	99,7	99,8
Quartz	5,3	3,6	4,9	4,9	4,6	4,3	3,3	3,7	2,7	0,3	0,2	0,1	0,1
Sanidina	9,5	7,3	10,0	9,6	9,3	8,6	6,7	5,2	5,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Plagioclásio	0,1	Tr	-	Tr	Tr	0,1	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	Tr	2,8	-	0,3	0,5	Tr	-	-	-	-	-	-	-
Anfibólio	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	Tr	1,3	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	-	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	Tr	-	-	-
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-	-	-	-
Total	99,9	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0
Q	35,6	33,0	32,9	33,8	33,1	33,1	33,0	41,6	34,1	60,0	50,0	33,4	50,0
A	63,8	67,0	67,1	66,2	66,9	66,2	67,0	58,4	65,9	40,0	50,0	66,6	50,0
P	0,6	Tr	-	Tr	Tr	0,7	-	-	-	-	-	-	-
M	Tr	4,1	-	-	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	-	-	-

Q = quartz; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio; M = somatório de fenocristais de minerais máficos; Tr = Traços.

Feições microscópicas de riolitos.

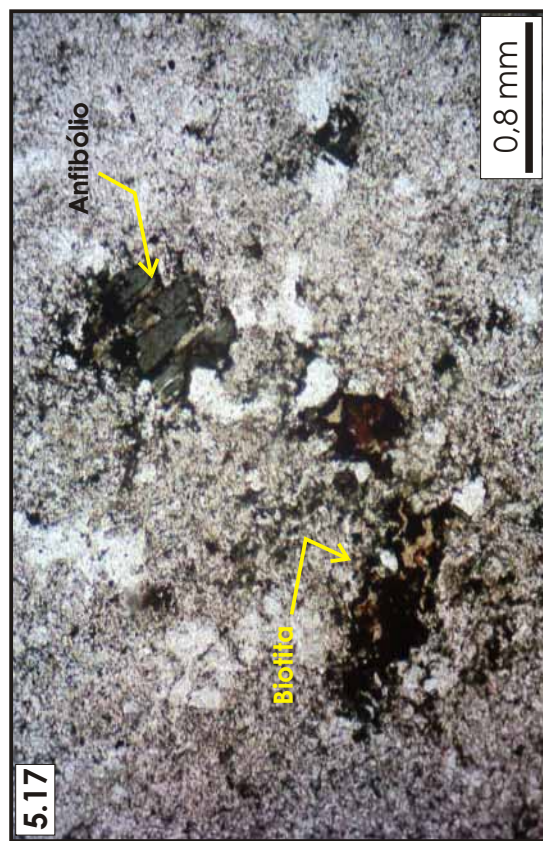
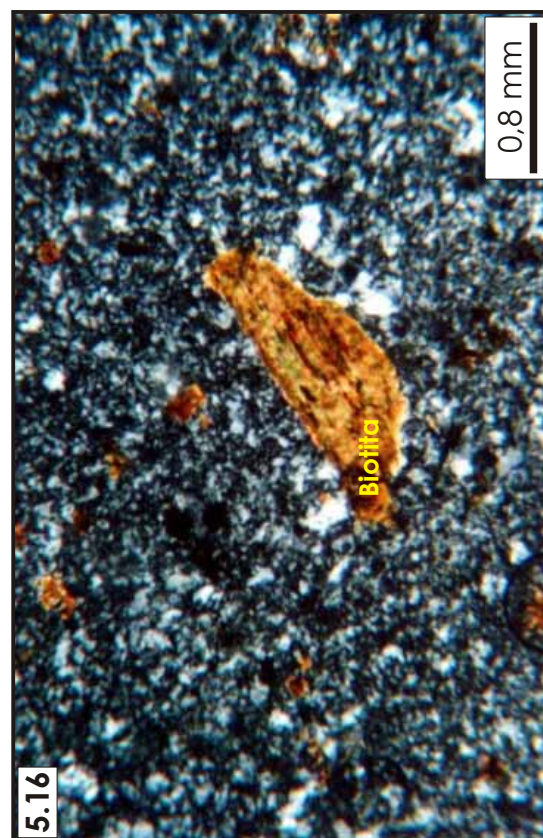
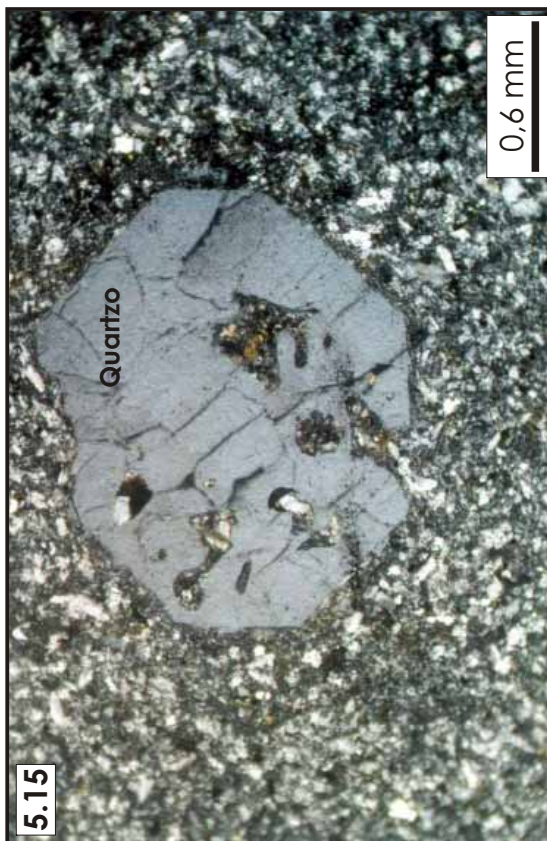
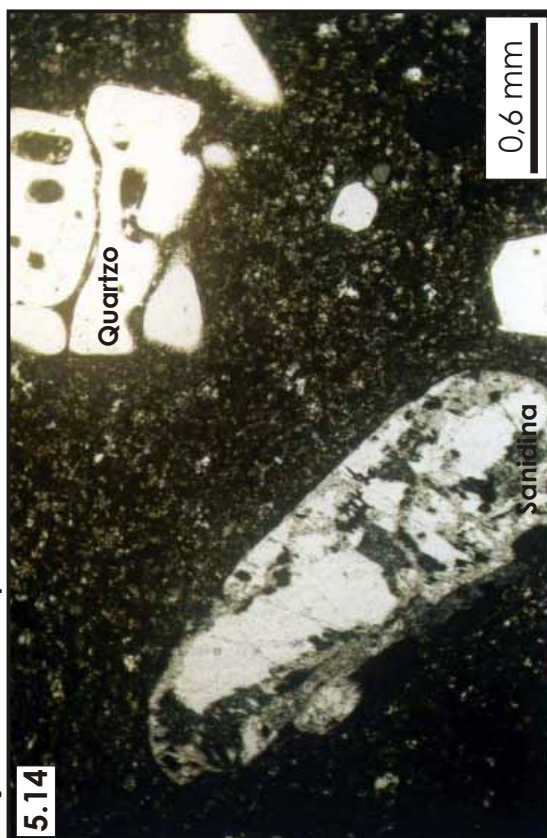


Foto 5.14 - Fenocristais de quartzo e sanidina, ambos com bordas corroídas (lâmina MD-22A, nicóis cruzados).
 Foto 5.15 - Fenocristal de quartzo com golfos de dissolução e espaços preenchidos por matriz (lâmina MD-71, nicóis cruzados).
 Foto 5.16 - Lamelas de biotita dispersas em matriz quartzo-feldspática (lâmina MD-71, nicóis cruzados).
 Foto 5.17 - Cristais de anfibólio e biotita alterada na matriz quartzo-feldspática (lâmina MD-283, nicóis paralelos).

5.6 – BASALTOS E TRAQUI-ANDESITOS

Os basaltos são rochas de textura muito fina a vítrea, normalmente afíricas ou em alguns casos contendo micrólitos e microfenocristais de plagioclásio (Foto 5.18) predominantes em relação aos de clinopiroxênio (augita-ferroaugita), olivina (Foto 5.19), opacos e apatita (Tabela 5.6). Já os traqui-andesitos ocorrem como rochas de textura fina (por vezes com presença de vidro vulcânico) com orientação de micrólitos de feldspatos (sanidina e plagioclásio) e matriz em arranjos pilotaxíticos a traquíticos (Foto 5.20). Nem sempre portam fenocristais máficos, mas quando estes ocorrem são representados por clinopiroxênio e opacos (Foto 5.21).

Os microfenocristais de **plagioclásio** apresentam-se geminados na lei da albita e exibem forma tabular alongada, por vezes com faces bem desenvolvidas (Foto 5.20), com dimensões entre 0,1 e 0,6 mm. Pequenos cristais de plagioclásio mostram borda albitica. No entanto, a maior abundância desse mineral se dá sob a forma de micrólitos na matriz da rocha (< 0,1 mm). O **clinopiroxênio** ocorre como microfenocristais (< 0,5 mm) ou pequenos cristais subédricos a anédricos (Foto 5.21), de coloração esverdeada a marrom clara. O pleocroísmo verde claro (Z) a marrom claro (X), ângulo de extinção elevado ($Z \wedge c = 35-43^\circ$), sinal ótico positivo, ângulo $2V \cong 40^\circ$ e elongação positiva permitem classificá-lo como da série augita-ferroaugita. A **olivina** (Fe_{50}) é incolor, com tamanhos variados, aparecendo como fenocristais subédricos a anédricos, com terminação triangular típica (Foto 5.19), atingindo até 2 mm de tamanho, ou grânulos reconhecíveis apenas pela sua alta birrefringência em contraste com a matriz vítrea. A **biotita** ocorre em menor quantidade, sempre sob a forma de pequenas lamelas prismáticas, com tamanho menor que 0,4 mm, de cor marrom, distribuídas regularmente na matriz. Mais raramente, são encontrados cristais prismáticos de **opacos**, ora disseminados na matriz, onde têm dimensões inferiores a 0,2 mm, ora ocorrendo ao longo das clivagens da biotita. A **apatita** é observada como pequenos cristais (< 0,2 mm) ou finas agulhas dispersas na matriz vítrea. A **sanidina**, que ocorre somente nos traqui-andesitos, aparece como microfenocristais prismáticos, euédricos a subédricos, com tamanho menor que 0,2 mm (Foto 5.21).

Feições microscópicas de basaltos (5.18 e 5.19) e traqui-andesitos (5.20 e 5.21).

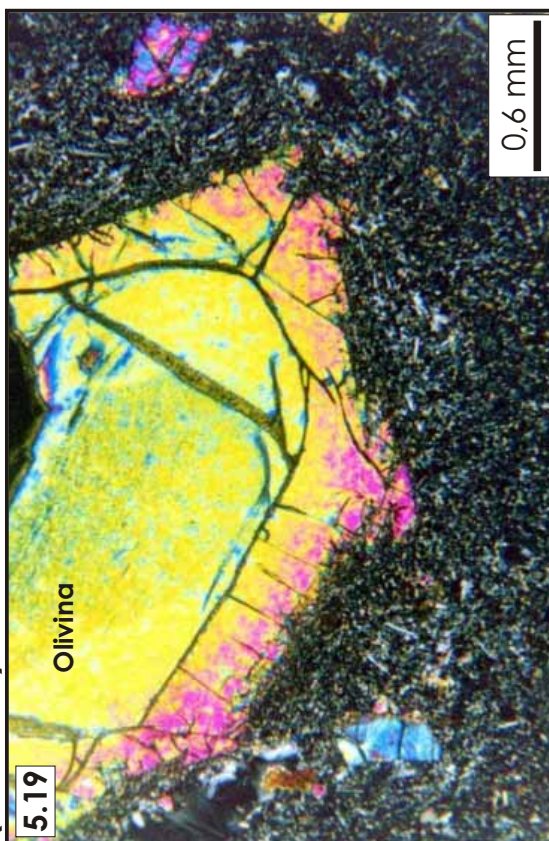


Foto 5.18 - Matriz de basalto rica em micrólitos de plagioclásio (lâmina MD-419, nicóis cruzados).

Foto 5.19 - Fenocristal de olivina com bordas parcialmente corroídas (lâmina MD-362, nicóis cruzados).

Foto 5.20 - Fenocristal de plagioclásio em matriz pilotaxítica (lâmina MD-85, nicóis cruzados).

Foto 5.21 - Microfenocristais de clinopiroxênio e sanidina em matriz pilotaxítica (lâmina MD-85, nicóis cruzados).

Tabela 5.6 - Composição modal representativa de traqui-andesitos e basaltos.

Constituintes	Traqui-andesitos								Basaltos			
	MD-65	MD-65A	MD-85	MD-382	MD-382A	MD-297A	MD-297B		MD-419	MD-362A	MD-362B	MD-416
Matriz	81,0	85,2	68,0	90,0	91,2	93,0	95,1		52,2	55,5	56,8	61,3
Olivina	-	-	-	-	-	-	-		26,9	23,6	24,5	20,8
Clinopiroxênio	Tr	Tr	2,3	-	-	Tr	-		6,7	6,2	4,3	5,8
Biotita	-	-	-	Tr	-	3,4	0,6		6,0	5,6	6,6	3,9
Plagioclásio	8,0	7,3	19,0	3,0	2,6	1,7	1,1		2,7	3,9	2,9	2,3
Sanidina	1,1	0,8	5,8	0,6	0,3	0,3	0,2		-	-	-	-
Quartzo	0,4	0,3	0,8	0,2	0,1	0,1	Tr		-	-	-	-
Opacos	9,5	6,4	4,0	6,1	5,8	2,1	2,9		5,4	5,2	4,8	5,9
Apatita	-	-	Tr	Tr	-	-	-		0,1	Tr	Tr	Tr
Total	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0	100,0	99,9		100,0	100,0	99,9	100,0
Q	4,2	3,6	3,1	5,3	3,3	4,7	-		-	-	-	-
A	11,6	9,5	22,7	15,8	10,0	14,3	14,3		-	-	-	-
P	84,2	86,9	74,2	78,9	86,7	81,0	78,6		100,0	100,0	100,0	100,0
M	9,5	6,4	6,3	6,1	5,8	5,5	3,5		45,0	40,6	40,2	36,4

Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio; M = somatório de fenocristais de minerais máficos; Tr = Traços.

5.7 – RIOLITOS TARDIOS

Os riolitos tardios apresentam fenocristais milimétricos de quartzo e sanidina (tabela 5.7) em uma matriz de textura média a grossa, por vezes porfírica, guardando semelhanças com a fácies de textura grossa encontrada nos riolitos mais antigos (ver item 5.5).

Tabela 5.7 - Composição modal representativa dos riolitos tardios.

Minerais	Riolitos Tardios				
	MD-407	MD-10F	MD-401A	MD-401C	MD-10A1
Matriz	75,2	80,0	80,0	81,5	82,0
Quartzo	8,3	6,5	6,6	6,1	5,8
Sanidina	16,5	13,1	13,3	12,2	11,8
Plagioclásio	-	-	-	0,1	-
Anfibólio	0,1	Tr	-	-	0,1
Biotita	Tr	0,2	Tr	-	0,3
Opacos	-	Tr	-	-	-
Zircão	Tr	0,1	0,1	Tr	Tr
Apatita	-	-	Tr	-	-
Total	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0
Q	33,5	33,2	33,1	33,1	32,9
A	66,5	66,8	66,9	66,3	67,1
P	-	-	-	0,6	-
ΣM	Tr	0,3	0,1	Tr	0,4

Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio; ΣM = somatório de fenocristais de minerais máficos; Tr = Traços.

Microscopicamente, o **quartzo** ocorre como fenocristais subédricos a anédricos, com dimensão variando entre 0,3 a 2,5 mm. Encontram-se embaiados com golfos de dissolução e reabsorção pelo líquido magmático (Foto 5.22). A **sanidina** encontra-se sob a forma de fenocristais, subédricos, de tamanho inferior a 2,0 mm e geminados na lei de Carlsbad. Ocorrem ainda como pequenos cristais (< 0,4 mm), subédricos a anédricos, dispersos na matriz da rocha. O **plagioclásio** ocorre como pequenos cristais (< 0,5 mm), por vezes zonados com geminação simples ou polissintética.

Subordinadamente, são encontrados dispersos na matriz, pequenos cristais de **anfibólio**, subédricos a anédricos, menores que 0,3 mm, com pleocroísmo verde a azulado, ocorrendo juntamente com cristais de **biotita** (Foto 5.23). Estes últimos são de ocorrência muito rara, têm cor vermelha a marrom e tamanho menor que 0,2 mm. Os **opacos** são encontrados em seções quadradas, sugestiva de magnetita, de tamanho inferior a 0,4 mm, ou como produto de desestabilização do anfibólio e da biotita. Por fim, ocorrem ainda pequenos cristais euédricos a subédricos de **zircão** e **apatita**, com dimensões menores que 0,2 mm.

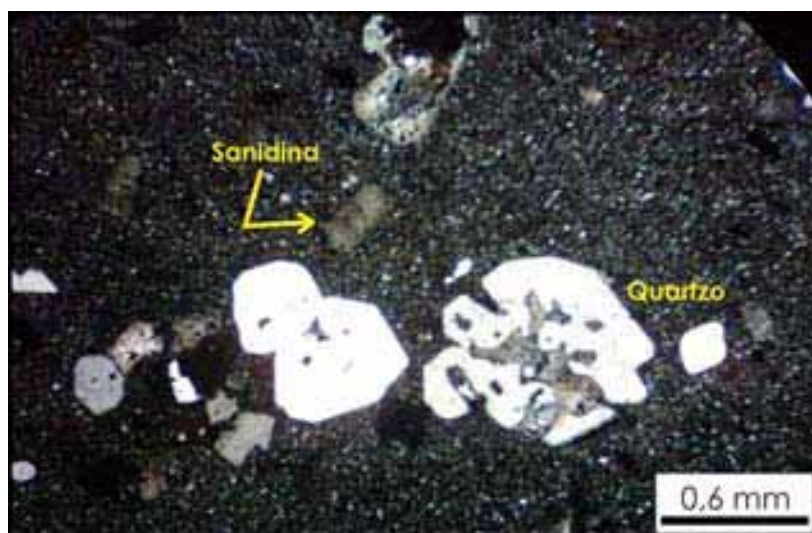


Foto 5.22 – Fenocristais de quartzo com embaiamento em riolito tardio (lâmina MD-407, nicóis cruzados).

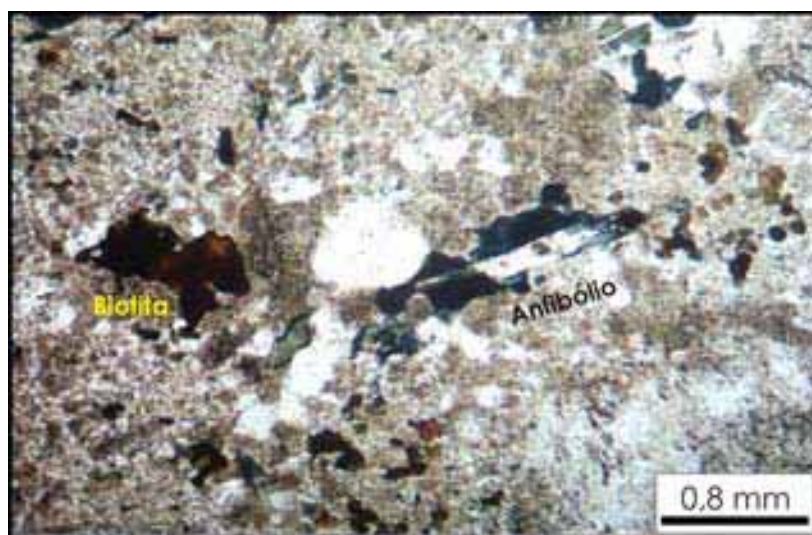


Foto 5.23 – Cristais de anfibólio azul e biotita em riolito tardio (lâmina MD-407, nicóis paralelos).

5.8 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O conjunto de informações obtidas com as observações microscópicas permite identificar feições particulares a cada litotipo estudado. No entanto, as fases minerais precoces comuns a todas as rochas estudadas (exceto os basaltos) estão representadas por zircão + apatita + opacos₁, ao passo que alanita ocorre somente no Granito do Cabo. Representando minerais magmáticos precoces, têm-se clinopiroxênio e titanita nos traqui-andesitos e traquitos; olivina e clinopiroxênio nos basaltos; e anfibólio nos monzonitos. Na seqüência de cristalização de todas as rochas ocorrem plagioclásio e biotita, a exceção do Granito do Cabo que apresenta biotita tardia e dos basaltos que não possuem esta mica. Feldspato potássico e quartzo ocorrem de modo precoce no Granito do Cabo e mais tardiamente nas demais rochas. Por fim, encontra-se anfibólio como mineral tardio no Granito do Cabo e em riolitos. Minerais relacionados ao estágio *subsolidus* de baixa temperatura, provavelmente refletindo efeitos de fluidos tardios, são representados por epídoto (apenas no Granito do Cabo), quartzo₂

e carbonatos (apenas no Granito do Cabo, traqui-andesitos e traquitos) e opacos₂ (em todas as rochas com exceção dos ignimbritos).

No Granito do Cabo, a presença de intercrescimentos granofíricos (quartzo e K-feldspato) e de cavidades miarolíticas demonstram um posicionamento hipabissal para este granito, cujo o alojamento seu deu em nível crustal raso, provavelmente evidenciando uma cristalização a profundidades menores que 2 km (Thorpe & Brown 1999). Processos de sericitização de feldspatos e carbonatização de anfibólio mostram importante atividade de fluidos magmáticos ao final da cristalização ou no resfriamento final do corpo.

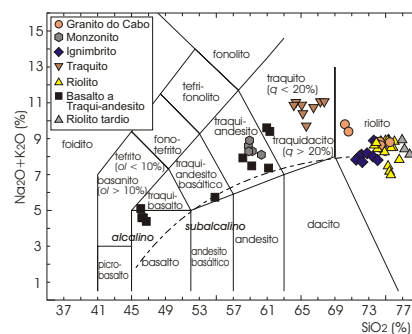
Os ignimbritos são caracterizados como depósitos vulcanogênicos de natureza explosiva, com características texturais e elevadas concentrações de fragmentos de cristais juvenis indicando uma origem a partir de líquidos com alta taxa de cristalização. Processos de fragmentação, originada por meio de explosão de bolhas de gás em conjunto com impactos ocorridos ao longo do conduto vulcânico e/ou transporte turbulento em superfície, explicaria o aspecto fragmentado. A presença de textura esferulítica nos púmices pode estar associada a processos de desvitrificação em alta temperatura.

A presença da textura traquítica/pilotaxítica nos traquitos e traqui-andesitos revela diferentes taxas de cristalização do magma, culminando com extrusão e orientação fluidal marcante.

Os riolitos são caracterizados por variações texturais e de granulação, representados por rochas com texturas finas e grossas, indicando níveis de posicionamento variados, sendo os primeiros mais rasos. Isto vale tanto para os pequenos derrames como para os *plugs*. Apesar das variações texturais, os diversos corpos riolíticos possuem mineralogia semelhante.

Capítulo VI

Litogeoquímica



6

LITOGEOQUÍMICA

6.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo tem o objetivo de apresentar e interpretar os dados geoquímicos relativos às rochas da Província Magmática do Cabo (PMC). Para tanto, foram efetuadas 58 análises litogeoquímicas, das quais 8 do Granito do Cabo, 5 monzonitos, 8 ignimbritos, 8 traquitos, 16 riolitos, 4 basaltos, 6 traqui-andesitos e 3 riolitos tardios. Os ignimbritos consistem de proporções variadas de púmice, cristais e fragmentos líticos, e para selecionar amostras representativas do magma parental dessas rochas foram coletadas para análise apenas os clastos de púmices. A figura 6.1 ilustra a localização de todas as amostras analisadas. As médias das composições químicas encontram-se na tabela 6.1, enquanto os dados completos estão no final deste capítulo. Os elementos maiores, menores e traços foram determinados por fluorescência de raios-X, enquanto que os elementos terras raras foram obtidos através de espectrometria de plasma de fonte gasosa (ICP-MS), ambos em laboratórios da Lakefield Geosol Ltda. O ferro total é reportado como $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$. A precisão analítica para os elementos maiores é inferior a 2%, podendo alcançar 5% para aqueles de menores concentrações (MnO , MgO , P_2O_5). Para os elementos traços, a precisão é 5%, chegando a 10% para teores menores que 30 ppm.

O tratamento dos dados, incluindo a construção de diferentes diagramas geoquímicos, foram feitos com os programas Excel (em ambiente Windows-98), e Newpet no sistema MS-DOS (D. Clarke, versão 1994 - Mem. Univ. Newfoundland).

6.2 – DEFINIÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ESTUDADAS

6.2.1 – DEFINIÇÃO DE SÉRIES MAGMÁTICAS

As rochas em lide apresentam uma característica comum que é o enriquecimento em álcalis. O diagrama relacionando o total de álcalis com a sílica (Fig. 6.2), além de auxiliar na classificação das diferentes rochas da PMC, foi útil também para comprovar a natureza ligeiramente alcalina das mesmas. Neste diagrama, praticamente todas as rochas analisadas plotam no campo das séries alcalinas ou na divisória com as séries subalcalinas, de acordo com classificação de Miyashiro (1978). Vale ressaltar que rochas muito diferenciadas, de alto teores em sílica são de difícil enquadramento quanto a sua filiação magmática, requerendo integrar dados geológicos, petrográficos e geoquímicos para uma correta caracterização (Collins *et al.* 1982, Whalen *et al.* 1987).

Figura 6.1 - Mapa geológico simplificado da Província Magmática do Cabo, mostrando a localização das amostras analisadas.

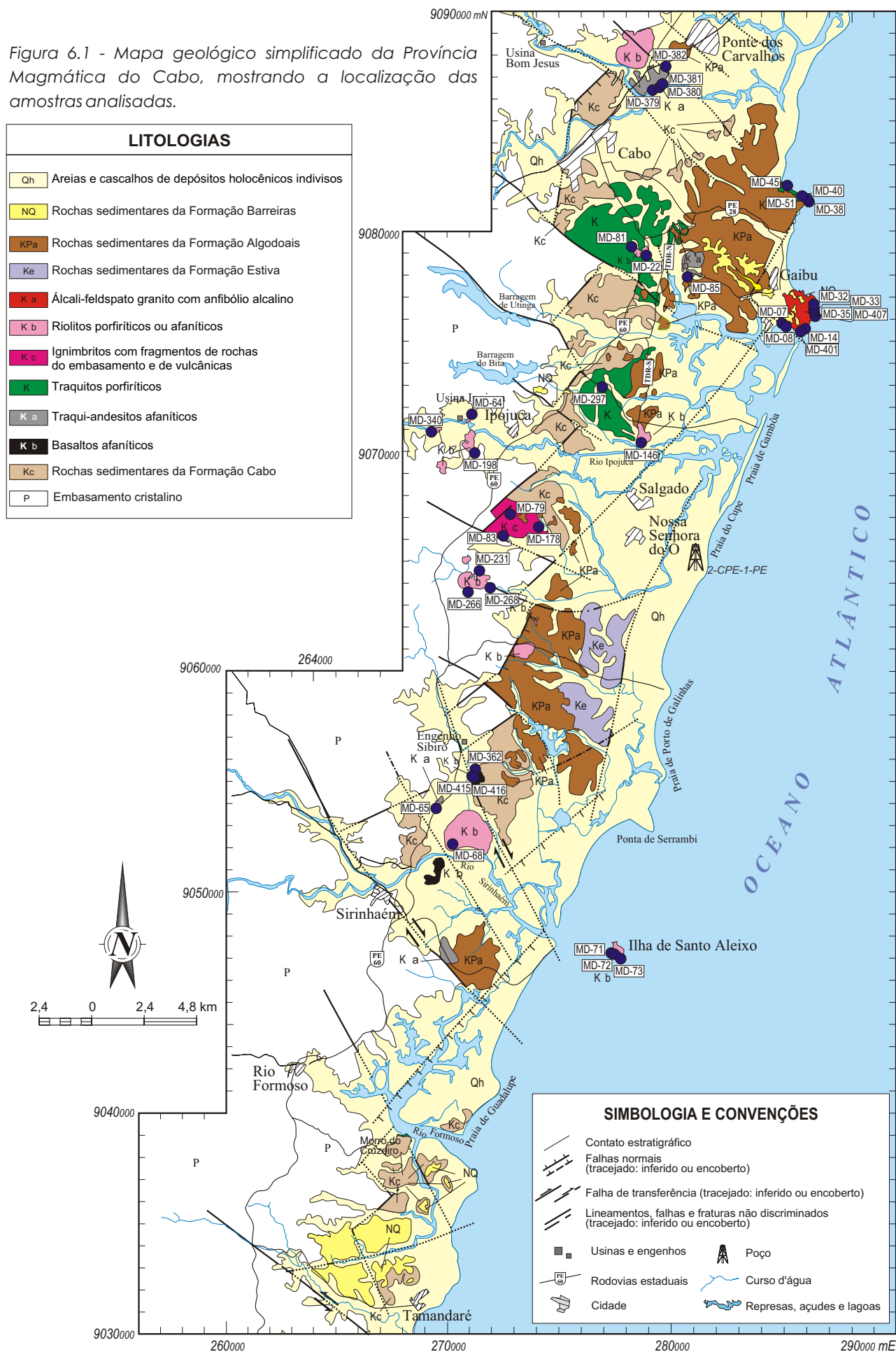


Tabela 6.1 - Comparação de médias de composições químicas das rochas da Província Magmática do Cabo, com base nas tabelas 6.3 a 6.9.

Elementos	Granito do Cabo (n = 8)	Monzonitos (n = 5)	Riolitos (n = 16)	Riolitos Tardios (n = 3)	Ignimbritos (n = 8)	Traquitos (n = 8)	Traqui-andesitos (n = 6)	Basaltos (n = 4)
	média	média	média	média	média	média	média	média
SiO ₂ (% peso)	73,49	59,20	75,09	77,30	72,70	65,74	59,25	46,35
TiO ₂	0,14	1,14	0,12	0,09	0,18	0,30	1,18	3,73
Al ₂ O ₃	12,46	16,28	12,36	11,33	12,61	15,41	15,22	13,28
Fe ₂ O ₃ ^T	2,69	8,30	2,58	1,70	2,83	4,96	8,58	14,45
MnO	0,04	0,15	0,03	0,01	0,03	0,09	0,17	0,18
MgO	0,15	1,38	0,23	0,36	0,59	0,39	1,65	8,18
CaO	0,25	3,18	0,26	0,14	0,52	0,72	3,73	8,33
Na ₂ O	3,78	4,50	3,02	2,87	3,09	4,36	4,18	2,98
K ₂ O	5,11	3,94	5,39	5,70	4,99	6,30	3,75	1,73
P ₂ O ₅	0,01	0,46	0,01	0,02	0,04	0,04	0,40	0,94
PF	0,64	0,92	0,70	0,47	1,64	0,82	1,23	0,12
Total	98,75	99,46	99,81	100,00	99,19	99,13	99,34	100,23
Ba (ppm)	88	1050	37	20	56	608	1307	388
Ga	45	34	49	43	62	39	31	24
Nb	176	78	230	250	400	140	74	61
Hf	13	15	16	15	18	22	24	11
Th	19	26	34	64	77	21	10	16
Ta	12	13	17	33	38	11	11	11
Rb	247	154	262	297	523	133	68	15
Sr	24	521	25	35	68	93	511	743
Y	286	84	202	174	319	86	59	33
Zr	574	590	673	685	829	932	757	374
Na ₂ O+K ₂ O	8,89	8,44	8,42	8,57	8,06	10,66	7,93	4,70
Na ₂ O/K ₂ O	0,74	1,15	0,58	0,50	0,64	0,70	1,21	1,73
Rb/Sr	11,40	0,29	12,90	8,50	13,50	2,39	0,15	0,02
A/CNK	1,02	0,94	1,11	1,02	1,11	1,01	0,86	0,61
A/NK	1,06	1,40	1,14	1,04	1,21	1,10	1,41	1,98
Coríndon	0,47	0,71	1,46	0,73	1,28	0,48	-	-
Diopsídon	0,13	2,74	1,77	0,29	-	0,90	3,89	14,12
Hiperstênio	1,62	6,44	1,73	1,84	2,89	2,70	6,22	7,09
Olivina	-	-	-	-	-	-	-	11,26
Nefelina	-	-	-	-	-	-	-	0,92
#Mg	10,19	24,73	16,20	29,69	29,78	12,96	24,33	52,78
								2,10

n = número de amostras. = desvio padrão. PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃/[CaO+Na₂O+K₂O]. A/NK = razão molar Al₂O₃/[Na₂O+K₂O]. N = subscrito indicando mineral normativo. # Mg = número de Mg = 100x(MgO/40,35)/[(MgO/40,35)+[Fe₂O₃x0,8998/71,84]].

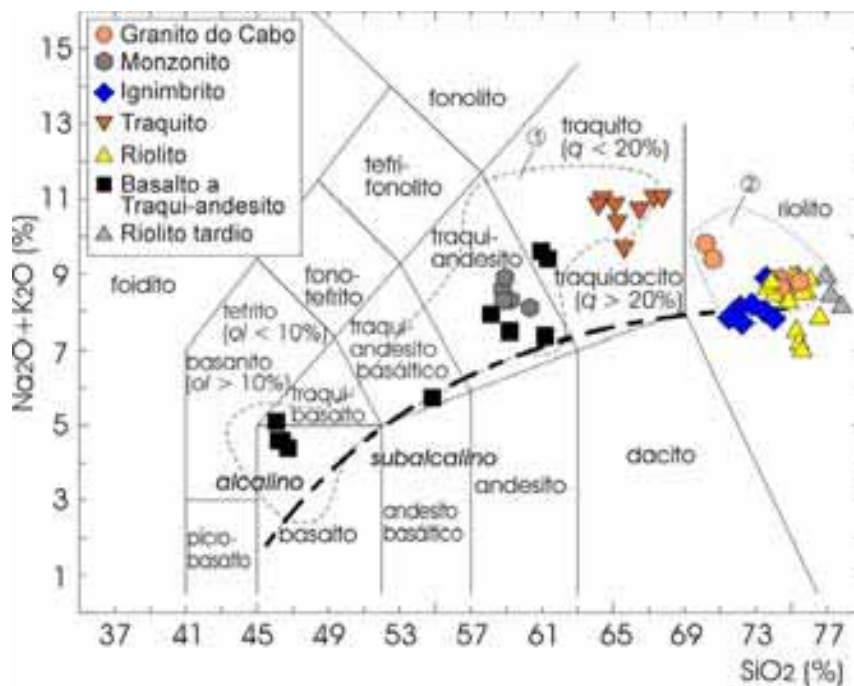


Figura 6.2 – Classificação química e nomenclatura utilizando o diagrama total de álcalis versus Sílica (TAS – Le Maitre 1989), com a divisória subalcalina / alcalina segundo Myashiro (1978) para as rochas da PMC. Para comparação foram acrescentadas amostras do Granito do Cabo, bem como os campos das rochas básicas a intermediárias (1) e ácidas (2) da PMC, ambas obtidas na literatura (mais detalhe ver Cap. 2).

O índice de alcalinidade também serve para separar rochas cálcio-alcálinas, alcálinas e peralcálinas. Neste sentido, Wright (1969) propôs que para rochas com razão K_2O/Na_2O de 1 a 2,5, emprega-se $2Na_2O$ ao invés do total de álcalis na razão original $[Al_2O_3+CaO+(K_2O+Na_2O)]/[Al_2O_3+CaO-(K_2O+Na_2O)]$. Caso isso não seja feito, rochas cálcio-alcálinas de alto-K e sienitos cálcio-alcálinos deslocam-se para o campo alcalino (Wright 1969). Assim, utilizando-se este índice de alcalinidade, as rochas em tela posicionam-se predominantemente no campo das séries alcálinas (Fig. 6.3a, b). Deste modo, o diagrama de Wright (1969) discrimina bem a alcalinidade de rochas com altos teores de sílica, ao contrário do TAS. Todavia, para as menos diferenciadas (basaltos e monzonitos), nota-se que parte das amostras tendem a situar-se bem próxima da divisória com o campo cálcio-alcálico. Isto é corroborado pelo fato de apenas uma amostra de basalto conter nefelina normativa, mesmo assim abaixo de 1% (Tabela 6.1).

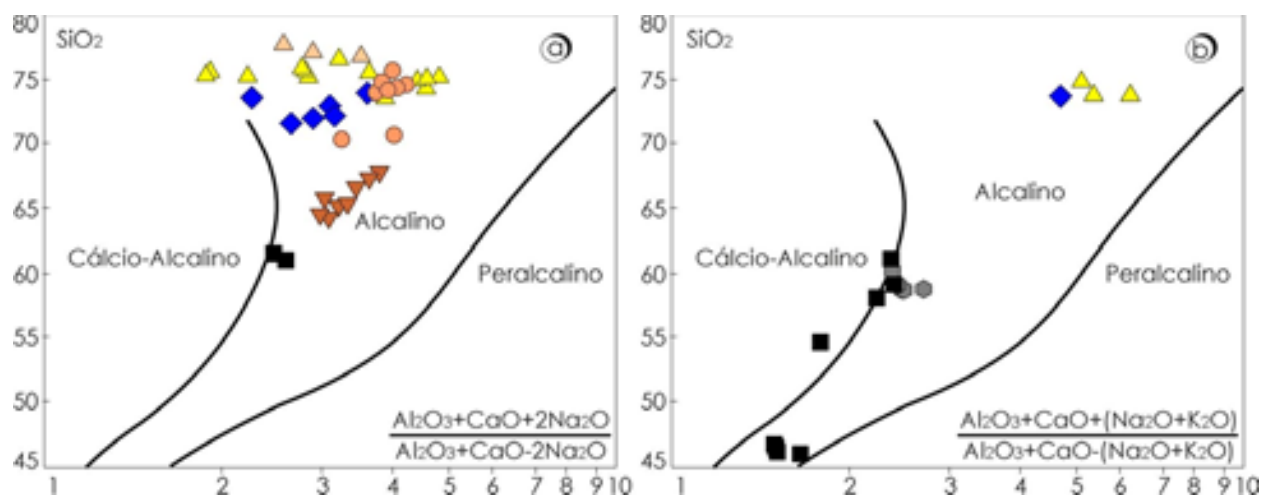


Figura 6.3 – Diagrama de Wright (1969) para rochas com razão K_2O/Na_2O entre 1 e 2,5 (a) e para razão K_2O/Na_2O menor que 1 (b). Segue a mesma legenda da figura 6.2.

Um outro diagrama que ilustra uma certa ambigüidade em termos de alcalinidade das rochas estudadas encontra-se na figura 6.4. Nesta, basaltos, traqui-andesitos e monzonitos plotam numa região entre as linhagens de diferenciação subalcalina e alcalina. Já os traquitos e parte de riolitos, ignimbritos e o Granito do Cabo tendem a seguir a linhagem alcalina, mas se concentram na porção mais diferenciada.

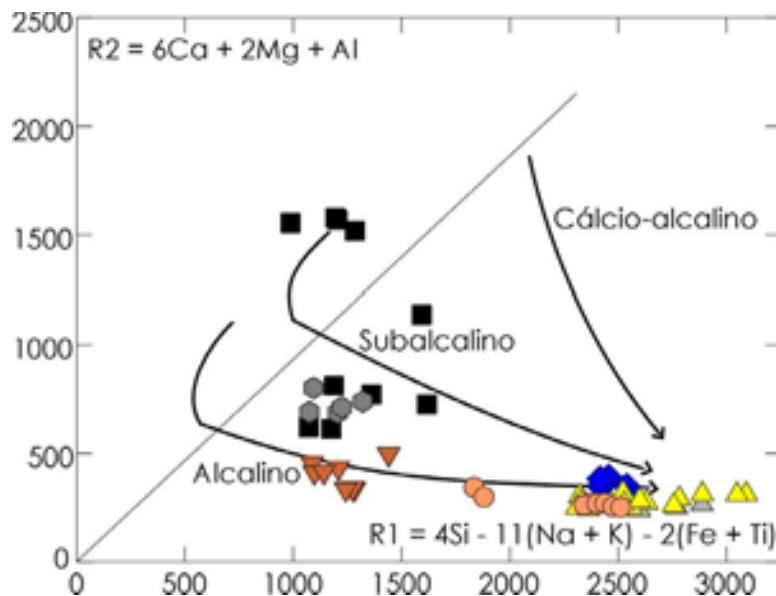


Figura 6.4 – Diagrama catiônico R1-R2 (De La Roche et al. 1980) para as rochas da PMC. Segue a mesma legenda da figura 6.2.

Rochas de séries magmáticas alcalinas podem ser subdivididas em sódica, potássica e de alto-K de acordo com as proporções relativas de Na_2O e K_2O (Middlemost 1975, Wilson 1989). A figura 6.5a mostra que as rochas estudadas, à exceção de alguns riolitos e ignimbritos com teores de Na_2O inferiores a 3% e os riolitos tardios, podem ser definidas como de séries potássicas. Diagramas confrontando SiO_2 e K_2O ou Na_2O (Fig. 6.5b, c) podem ser utilizados para diferenciar membros basálticos de séries alcalinas e subalcalinas (Middlemost 1975). Os diagramas mostram que os basaltos e traqui-andesitos possuem natureza levemente alcalina.

As figuras 6.2, 6.3a e 6.5a sugerem a existência de dois grandes grupos de rochas na PMC. Um deles corresponde a basaltos/traqui-andesitos, monzonitos e traquitos, englobando tipos com teores de sílica entre 45 e 68%. O segundo refere-se ao conjunto de termos mais ácidos ($\text{SiO}_2 > 70\%$), incluindo o Granito do Cabo, ignimbritos, riolitos e riolitos tardios. Os diagramas triangulares K-Na-Ca e A-F-M da figura 6.6 corroboram a separação nos dois grandes grupos acima referidos. No primeiro caso (Fig. 6.6a), distingue-se claramente uma linhagem envolvendo basaltos, traqui-andesitos e monzonitos, caracterizada por empobrecimento relativo em Ca e enriquecimento em K. Já os tipos ácidos posicionam-se próximo a aresta Na-K, com menos de 10% de Ca. No segundo caso (Fig. 6.6b), basaltos, traqui-andesitos e monzonitos parecem ter evoluído inicialmente com ligeiro enriquecimento em FeO, seguindo-se o empobrecimento em MgO e enriquecimento em álcalis. Já os tipos ácidos

aparentam uma evolução com forte empobrecimento em FeO e enriquecimento em álcalis, praticamente sem efeito marcante em MgO.

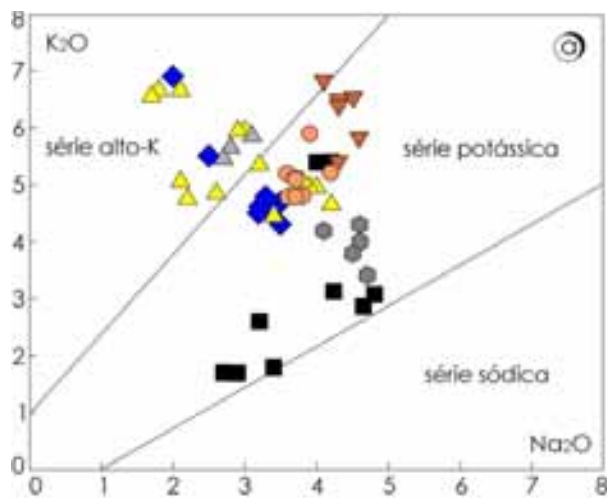


Figura 6.5 - Diagramas classificatórios de séries alcalinas (Middlemost 1975, Wilson 1989). (a) Diagrama Na_2O versus K_2O mostrando as subdivisões em séries alcalinas sódica, potássica e de alto-K. (b, c) Diagramas SiO_2 versus K_2O e SiO_2 versus Na_2O para a distinção entre basaltos alcalinos e subalcalinos (adaptado de Middlemost 1975).

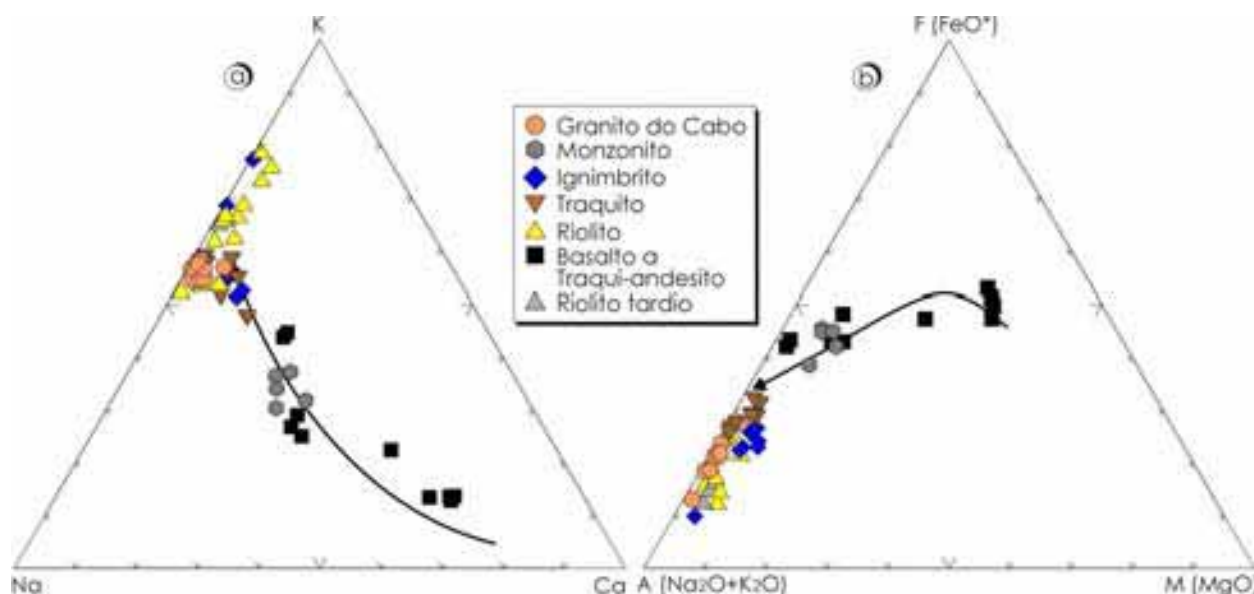
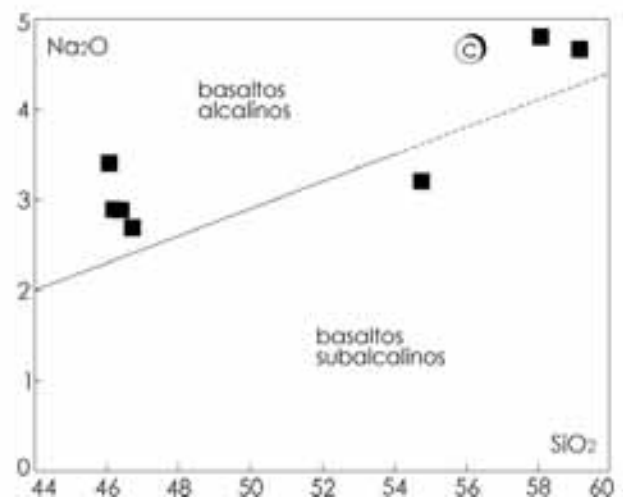
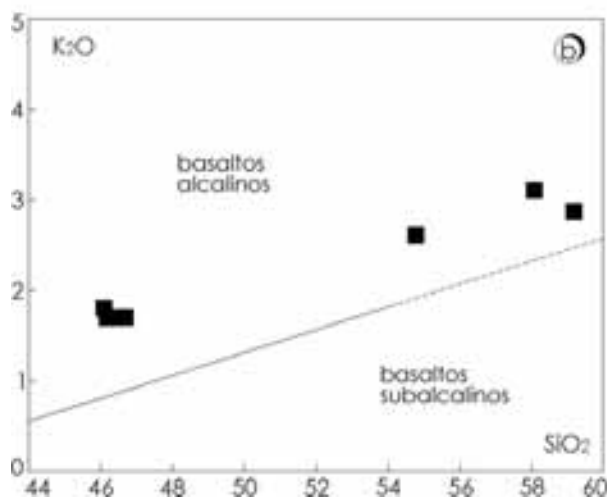
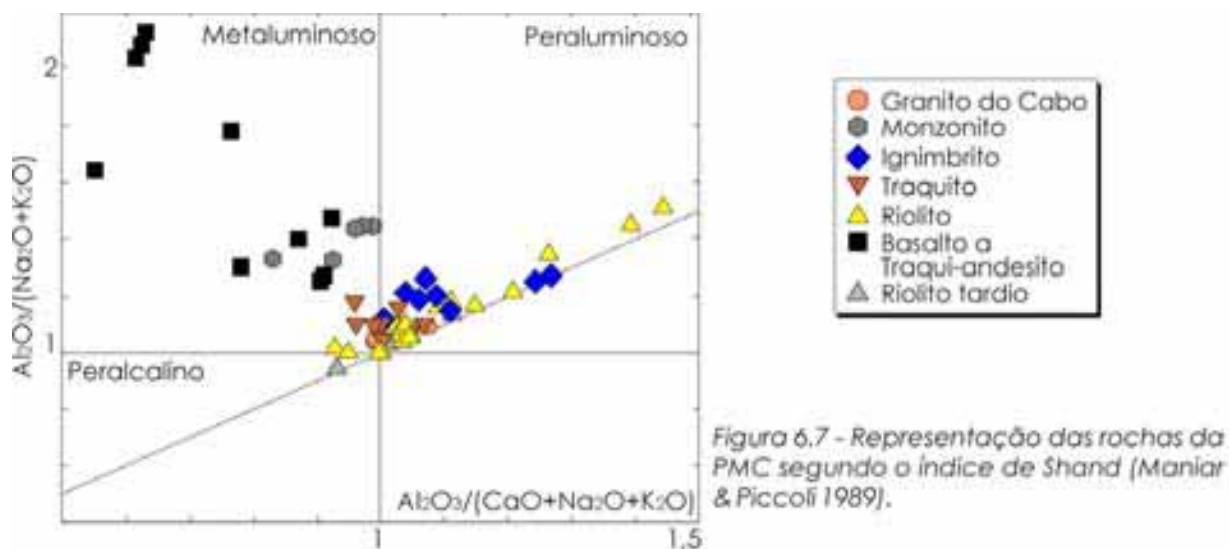


Figura 6.6 – Diagramas triangulares para as rochas da PMC: (a) catiônico K-Na-Ca (Barker & Arth 1976); (b) AFM (Jensen 1976).

6.2.2 – SATURAÇÃO EM ALUMINA

A utilização do índice de Shand, também conhecido como índice de saturação em alumina, considera as razões molares $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$. Isto permite classificar as rochas como metaluminosas, peraluminosas ou peralcalinas. Este índice, em sua forma modificada por Maniar & Piccoli (1989), mostra que a maioria das rochas da PMC são peraluminosas ou transicionais a metaluminosas (Fig. 6.7), estas últimas relativas às amostras menos diferenciadas de traquitos, basaltos e traqui-andesitos, bem como de monzonitos. Apenas uma amostra de riolito tardio mostra-se ligeiramente deficiente em Al_2O_3 , tendendo a peralcalina. As composições normativas (CIPW) mostram que os tipos mais ácidos (riolitos, ignimbritos, Granito do Cabo e traquitos) possuem coríndon normativo (podendo alcançar até 4,1% no caso dos riolitos). Em termos do conteúdo em sílica, verifica-se uma subsaturação nos basaltos (sem quartzo normativo, mas com olivina = 6,0-14,5% e uma amostra com nefelina = 0,92%, classificando-os como olivina toleito a basaltos ligeiramente alcalinos) e saturação crescente nos demais grupos, com as seguintes porcentagens de quartzo normativo: monzonitos - 7,2-10,4%, traqui-andesitos - 7,4-14,5%, traquitos - 10,5-15,6%, Granito do Cabo - 23,0-34,5%, riolitos, riolitos tardios e ignimbritos - 30,9-42,8%.



6.3 – CARACTERIZAÇÃO DAS SÉRIES MAGMÁTICAS

6.3.1 – ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Diagramas binários, considerando SiO_2 como índice de diferenciação, estão representadas na figura 6.8. Esta figura e a tabela 6.1 servem para caracterizar as particularidades geoquímicas das mesmas. Em praticamente todos os diagramas, a individualização em termos de campos e/ou tendências de diferenciação possibilitou separar

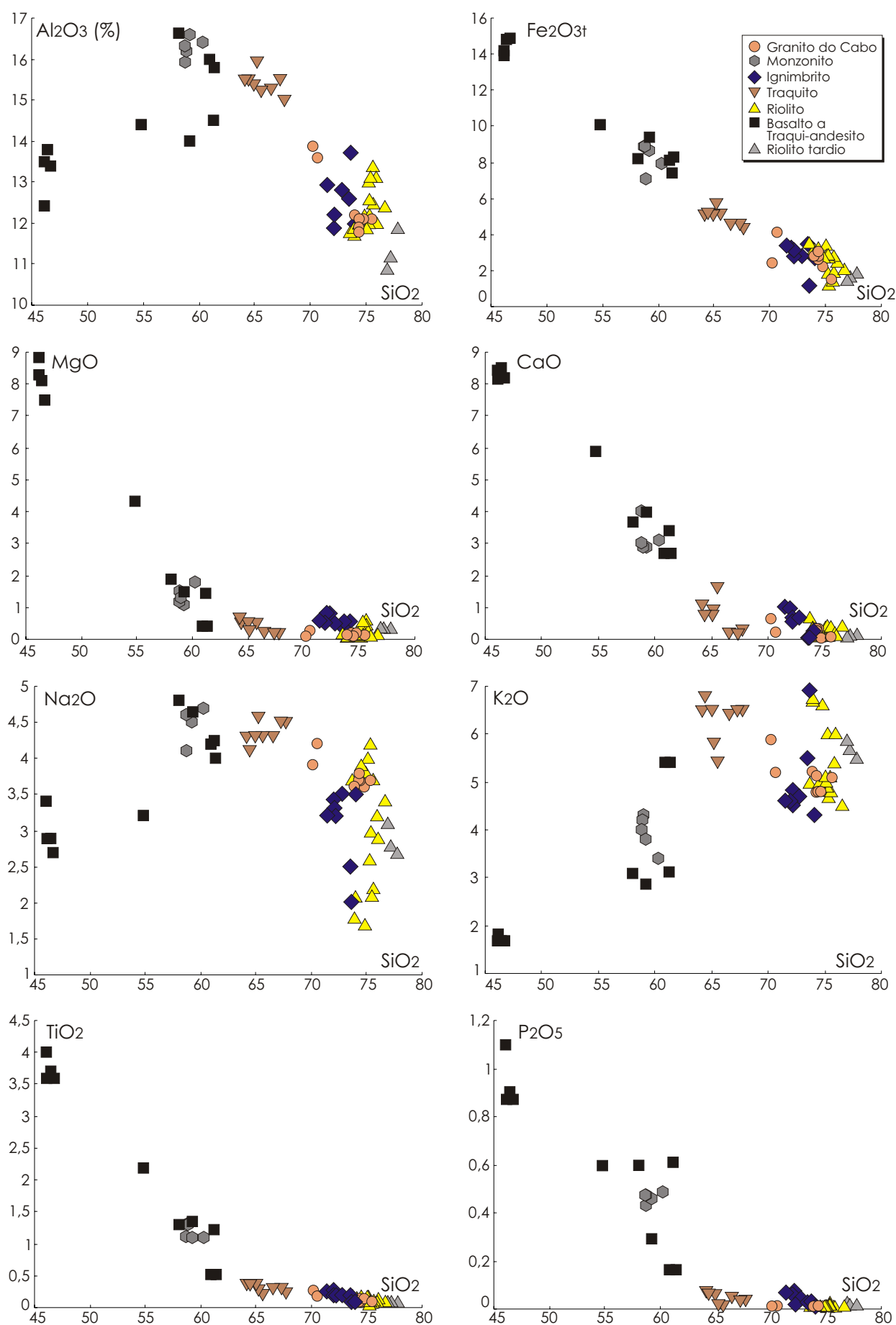


Figura 6.8 - Diagramas binários utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Os dados estão nas tabelas 6.3 a 6.9.

três grupos principais: (i) rochas básicas a intermediárias (basaltos, traqui-andesitos e monzonitos); (ii) traquitos; e (iii) rochas mais ácidas (ignimbritos, Granito do Cabo e riolitos). As rochas básicas a intermediárias se destacam por seus menores teores em SiO_2 e K_2O , e maiores $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$, MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 . Por outro lado, para as rochas ácidas, verifica-se um aumento no teor de SiO_2 no sentido traquitos $\rightarrow$ ignimbritos $\rightarrow$ Granito do Cabo $\rightarrow$ riolitos $\rightarrow$ riolitos tardios. Dentre essas rochas, os traquitos distinguem-se pelas maiores quantidades de Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$ e Na_2O . O Granito do Cabo e os riolitos possuem composições usualmente superpostas, excetuando duas amostras do granito com menores teores em SiO_2 . Apesar do pequeno número de amostras analisadas, é possível caracterizar os basaltos como os de menores SiO_2 e K_2O , e maiores $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$, MgO , CaO , TiO_2 , e P_2O_5 , quando comparados com as demais litologias.

A dispersão observada em Al_2O_3 , MgO , Na_2O e K_2O sugere que o conjunto basaltos / traqui-andesitos, monzonitos, traquitos e as demais rochas ácidas seguem linhas de diferenciação distintas, apesar dos termos mais evoluídos (riolitos e o Granito do Cabo) se superporem. No caso dos basaltos / traqui-andesitos, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$, MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 decrescem com a diferenciação, o que pode ser explicado pelo fracionamento de minerais ricos naqueles elementos (olivina, Ca-piroxênio, plagioclásio, magnetita, apatita). Contudo, os termos mais diferenciados de traqui-andesitos aparentam não terem nenhuma correlação com os basaltos, estes últimos mantendo-se sempre como um grupo a parte. Al_2O_3 , Na_2O e K_2O caracterizam a separação entre as rochas básicas a intermediárias. As rochas ácidas, incluindo os traquitos, mostram decréscimo em $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$, CaO , TiO_2 e P_2O_5 com a diferenciação, sendo explicado pelo fracionamento de piroxênio, plagioclásio, magnetita, titanita e apatita. No entanto, para os traquitos observa-se que o Na_2O possui tendência de crescimento com a diferenciação, refletindo a formação de feldspato alcalino no final da cristalização.

Pelo exposto acima, é possível admitir que, dentre as rochas investigadas, as básicas a intermediárias podem não estar geneticamente relacionadas às demais. O comportamento da primeira com respeito a Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e P_2O_5 reforça tal hipótese. Observa-se ainda que dentre as próprias rochas básicas a intermediárias há uma individualização. É possível que os termos mais diferenciados de traqui-andesitos não estejam geneticamente relacionados aos basaltos. O comportamento geoquímico aparentemente semelhante entre as rochas ácidas em vários gráficos poderia sugerir a existência de cogeneticidade entre ambas. Contudo, a cogeneticidade deveria se refletir em trajetórias de diferenciação bem mais contínuas nos diagramas em discussão (observar separação nos gráficos com Al_2O_3 , CaO , Na_2O e K_2O).

6.3.2 – ELEMENTOS TRAÇOS , TERRAS RARAS E DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

6.3.2.1 - ELEMENTOS TRAÇOS

Na figura 6.9 são representadas as composições de alguns elementos traços das rochas em questão, com base nos dados da tabela 6.1, utilizando SiO_2 como índice de diferenciação.

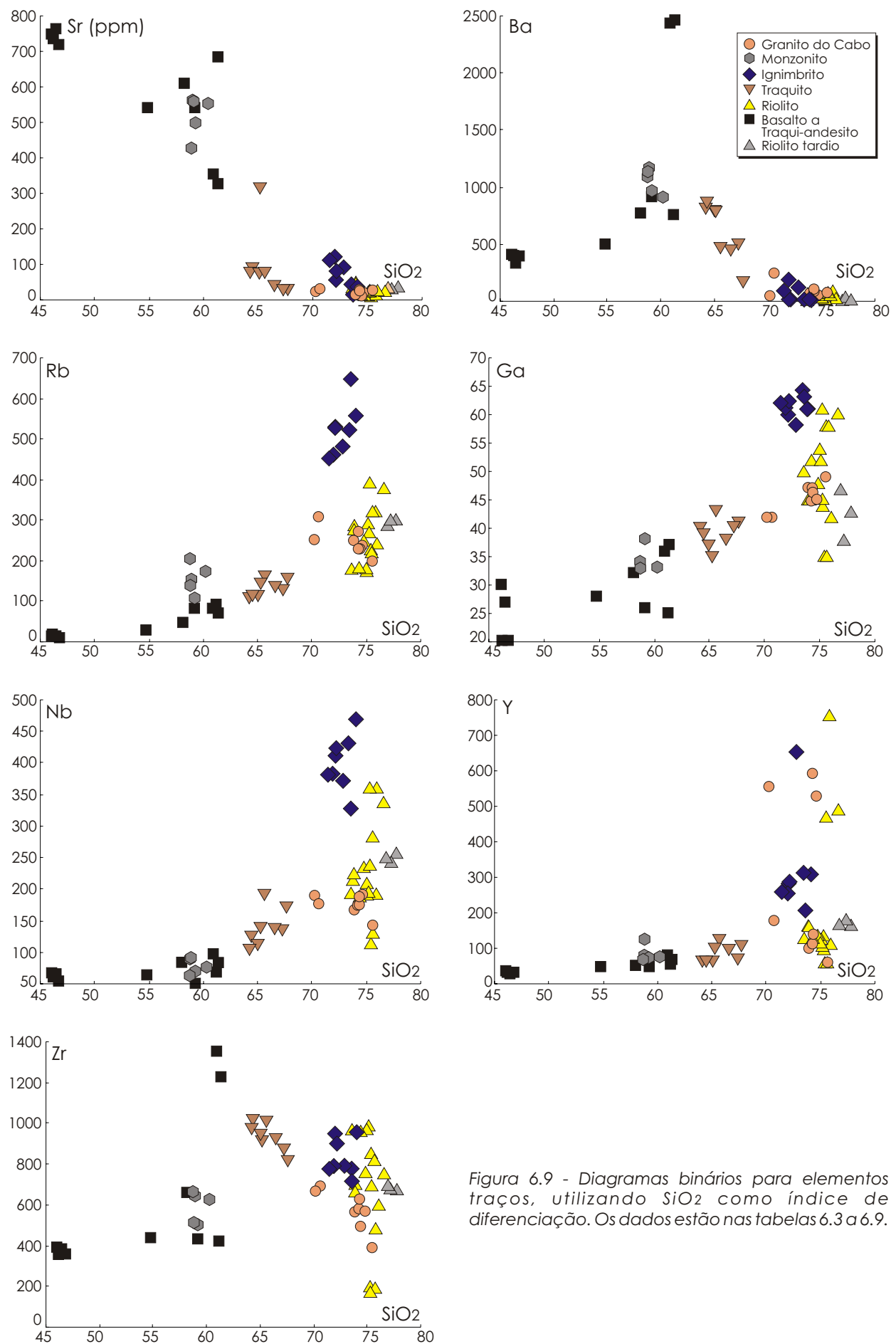


Figura 6.9 - Diagramas binários para elementos traços, utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Os dados estão nas tabelas 6.3 a 6.9.

Os elementos traços possibilitam a separação de pelo menos três campos e/ou linhagens de diferenciação, com destaque para as rochas básicas a intermediárias, os traquitos, os ignimbritos e as demais ácidas. Eventualmente, também é possível individualizar os monzonitos e os traqui-andesitos mais diferenciados do conjunto de rochas básicas a intermediárias. Semelhante ao que foi observado para parte dos óxidos, alguns elementos traços (Sr, Ba, Ga e Zr) permitem individualizar os traquitos dos basaltos, mostrando que eles não são necessariamente cogenéticos.

Nota-se uma clara separação da linha de diferenciação das rochas básicas a intermediárias em comparação às ácidas. Estas em geral se superpõem, embora o Sr, o Rb, o Ga e o Nb sugiram distinguir os ignimbritos das demais rochas. Rb, Ga, Nb e Zr também auxiliam na individualização entre o Granito do Cabo e os riolitos. Os altos teores em Sr nas rochas básicas a intermediárias devem refletir a presença de plagioclásio, clinopiroxênio e apatita, enquanto que as altas concentrações em Nb, Rb e Ga nos ignimbritos é corroborada pela presença de magnetita, biotita e feldspatos em sua mineralogia.

Os basaltos, traqui-andesitos e traquitos se caracterizam pelo comportamento nitidamente incompatível de Rb, Nb e Y, ao passo que Sr tende a ser compatível no caso dos basaltos / traqui-andesitos, e Sr, Ba e Zr nos traquitos. Isto é coerente com o fracionamento de minerais tais como plagioclásio, clinopiroxênio, magnetita e zircão. O conjunto destas características demonstra que os basaltos a traqui-andesitos evoluíram diferentemente dos demais litotipos. Contudo, alguns elementos (Sr, Ga e Zr) mostram diferenças entre as próprias rochas básicas a intermediárias, sugerindo que elas podem não ser cogenéticas.

6.3.2.2 - ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os espectros de ETR (Fig. 6.10) discutidos neste item baseiam-se nos dados das tabelas que estão no final deste capítulo. As composições médias dos ETR encontram-se na tabela 6.2. Uma característica comum a todos os padrões é o forte fracionamento dos terras raras leves (ETRL) com relação aos terras raras pesados (ETRP), com razões La_N/Yb_N variando de 4,7 a 163,9, sendo os menores valores no Granito do Cabo (4,7-58,4) e em ignimbritos (4,8-36,7), e os maiores em basaltos / traqui-andesitos (25,5-163,9). As maiores concentrações em TRL ocorrem no Granito do Cabo ($La_N = 5041$), nos riolitos ($La_N = 1372$), nos traquitos ($La_N = 925$) e nos ignimbritos ($La_N = 860$). O Yb_N também é bastante variado, na faixa de 6 a 141 no Granito do Cabo, 1 a 8 em monzonitos, 11 a 51 em ignimbritos, 5 a 28 em traquitos, 3 a 51 em riolitos, 1 a 13 em basaltos / traqui-andesitos e 12 a 13 em riolitos tardios. A figura 6.10 também permite identificar uma forte semelhança entre os espectros de ETR das rochas ácidas (Granito do Cabo, ignimbritos, riolitos e riolitos tardios), em termos de inclinação e anomalia de Eu, o mesmo ocorrendo para as rochas básicas a intermediárias (basaltos, traqui-andesitos e monzonitos). Os traquitos apresentam-se com padrões diferentes das demais litologias.

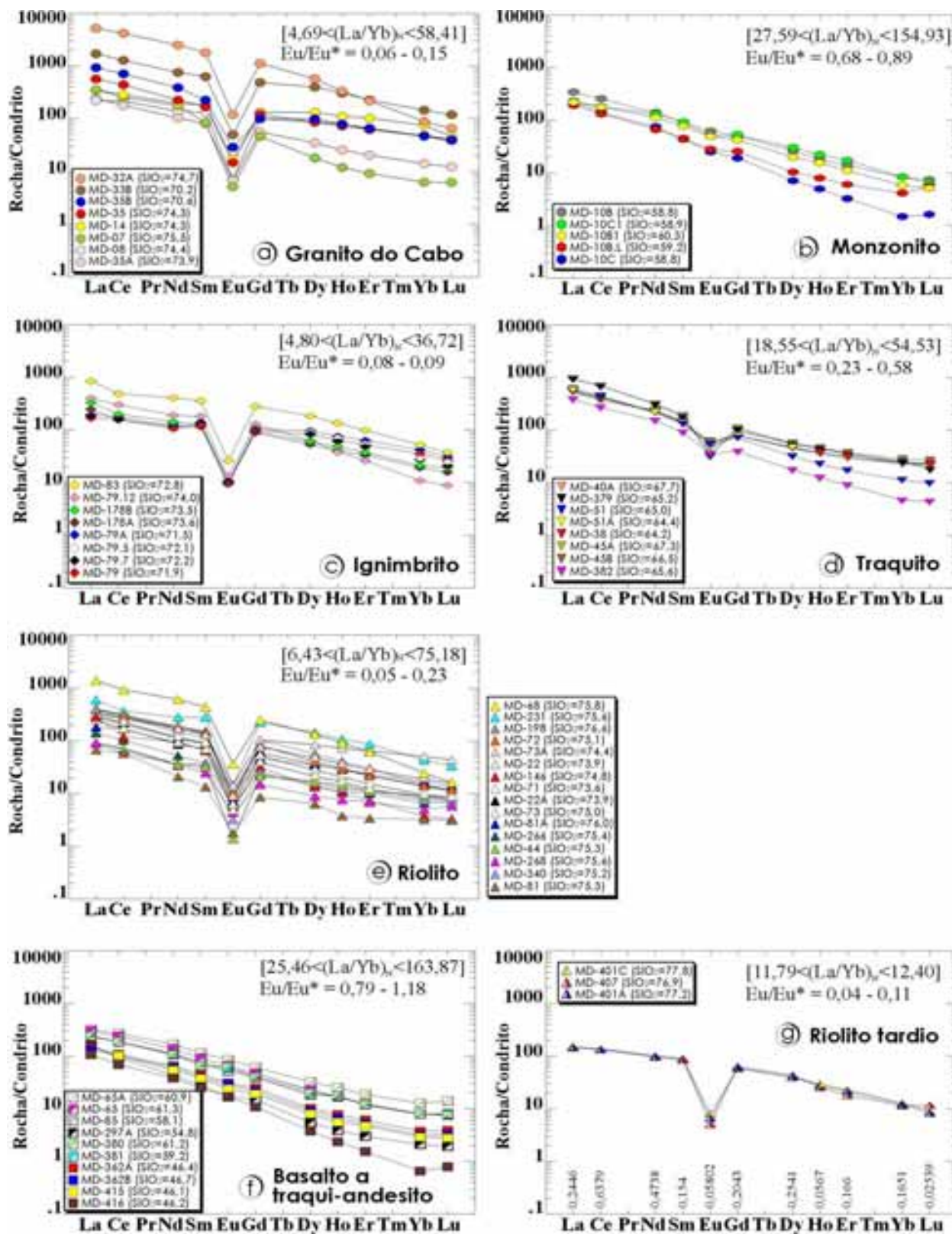


Figura 6.10 - Espectros de elementos terras raras (ETR) com base nos dados das tabelas 6, 10 a 6, 16: (a) Granito do Cabo; (b) monzonito; (c) ignimbrito; (d) traquito; (e) riolito; (f) basalto a traqui-andesito; (g) riolito tardio. Em todos os casos, usaram-se os valores de normalização segundo Evensen et al. (1978), explicitados na figura 6.10g.

Tabela 6.2 - Comparação de médias de concentração em elementos terras raras das rochas da Província Magmática do Cabo, com base nas tabelas 6.10 a 6.16.

Elementos	Granito do Cabo (n = 8)	Monzonitos (n = 5)	Riolitos (n = 16)	Riolitos Tardios (n = 3)	Ignimbritos (n = 8)	Traquitos (n = 8)	Traqui-andesitos (n = 6)	Basaltos (n = 4)
	média	média	média	média	média	média	média	média
SiO ₂ (%peso)	73,49	59,20	75,09	77,30	72,70	65,74	59,25	46,35
La (ppm)	284,04	60,02	80,14	35,66	78,34	151,64	59,85	34,70
Ce	583,93	115,81	146,46	84,91	142,88	289,70	124,92	59,65
Nd	257,85	50,45	67,28	45,98	79,20	110,27	54,71	23,89
Sm	61,80	10,85	17,42	13,31	25,11	21,91	11,75	5,26
Eu	1,76	2,50	0,51	0,39	0,71	2,66	3,41	1,29
Gd	55,00	7,76	14,77	12,30	25,52	16,42	8,52	3,57
Dy	44,03	4,78	11,18	10,36	22,42	10,95	5,26	1,74
Ho	7,03	0,78	1,90	1,55	3,75	1,95	0,96	0,28
Er	15,49	1,70	4,32	3,44	8,49	4,60	1,99	0,64
Yb	9,43	0,92	2,60	2,01	4,80	3,32	1,31	0,39
Lu	1,13	0,13	0,33	0,25	0,58	0,46	0,21	0,06
REE	1321,47	255,69	346,91	210,15	391,79	613,87	272,87	131,45
(La/Yb) _N	23,12	62,73	24,91	12,00	13,19	37,61	32,58	82,80
(La/Sm) _N	2,97	3,73	3,16	1,69	1,86	4,31	3,26	4,31
(Gd/Yb) _N	4,63	7,86	4,64	4,97	4,93	4,62	5,47	9,24
Eu/Eu*	0,10	0,80	0,11	0,09	0,09	0,44	1,00	0,87

n = número de amostras. Eu/Eu* = $Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$. = desvio padrão.

Em geral, os espectros dos TRP possuem pequena inclinação negativa com valores mais baixos para as rochas ácidas ($Gd_N/Yb_N=2-6$) e mais elevados nas básicas a intermediárias e monzonitos ($Gd_N/Yb_N=6-7$). No entanto, uma particularidade é observada em amostras do Granito do Cabo (MD-07 e MD-35A), dos monzonitos (MD-10B.L e MD-10C), dos ignimbritos (MD-79.12), dos traquitos (MD-51 e MD-382) e dos basaltos (MD-416). Elas possuem baixos valores de Yb_N ($Yb_N < 10$) e altas razões Gd_N/Yb_N (0,08-0,10 no granito, 0,79-0,80 no monzonitos, 0,08 nos ignimbritos, 0,54 nos traquitos e 0,97 no basalto) quando comparadas as demais amostras. A presença de granada na fonte e/ou fracionamento de zircão poderiam produzir tais particularidades.

Todos os litotipos mencionados, exceto monzonitos, basaltos e traqui-andesitos, possuem anomalias negativas de európio (Fig. 6.10). Os valores calculados são moderados para os traquitos ($Eu/Eu^*=0,44$) e maiores nas demais rochas ácidas, com valores baixos e similares em ignimbritos, riolitos tardios, Granito do Cabo e riolitos ($Eu/Eu^*=0,09-0,11$). O fracionamento de feldspatos e/ou a evolução dos magmas em ambiente redutor (?) são alternativas possíveis para explicar estas anomalias (Hanson 1980).

6.3.2.3 - DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

A figura 6.11 apresenta diagramas de multielementos para as rochas pesquisadas, com base nos dados das tabelas encontradas no final deste capítulo. Os dados foram normalizados em relação aos valores sugeridos por Thompson (1982).

Em geral, observa-se uma forte semelhança entre os padrões obtidos para o Granito do Cabo, ignimbritos, riolitos e riolitos tardios, ambos com inclinação negativa, com enriquecimento nos elementos mais incompatíveis. Uma diferença sutil refere-se a ligeira anomalia negativa de K em ignimbritos, riolitos e riolitos tardios. Padrões semelhantes também podem ser identificados entre os basaltos / traqui-andesitos e monzonitos, enquanto que os traquitos mostram-se com espectro ligeiramente convexo.

Afora essas feições gerais, algumas particularidades também devem ser ressaltadas. Anomalias negativas em Sr, P e Ti aparecem para todos os litotipos. No entanto, os maiores valores são observados em monzonitos, basaltos e traqui-andesitos (> 10 vezes o condrito), enquanto que para as demais rochas não há anomalia. Estes padrões podem ser explicados pelo fracionamento de fases acessórias do tipo apatita (Sr, P), titanita (Ti) e magnetita (Ti, Nb), ou refletem a composição química da própria fonte que originou o(s) magma(s).

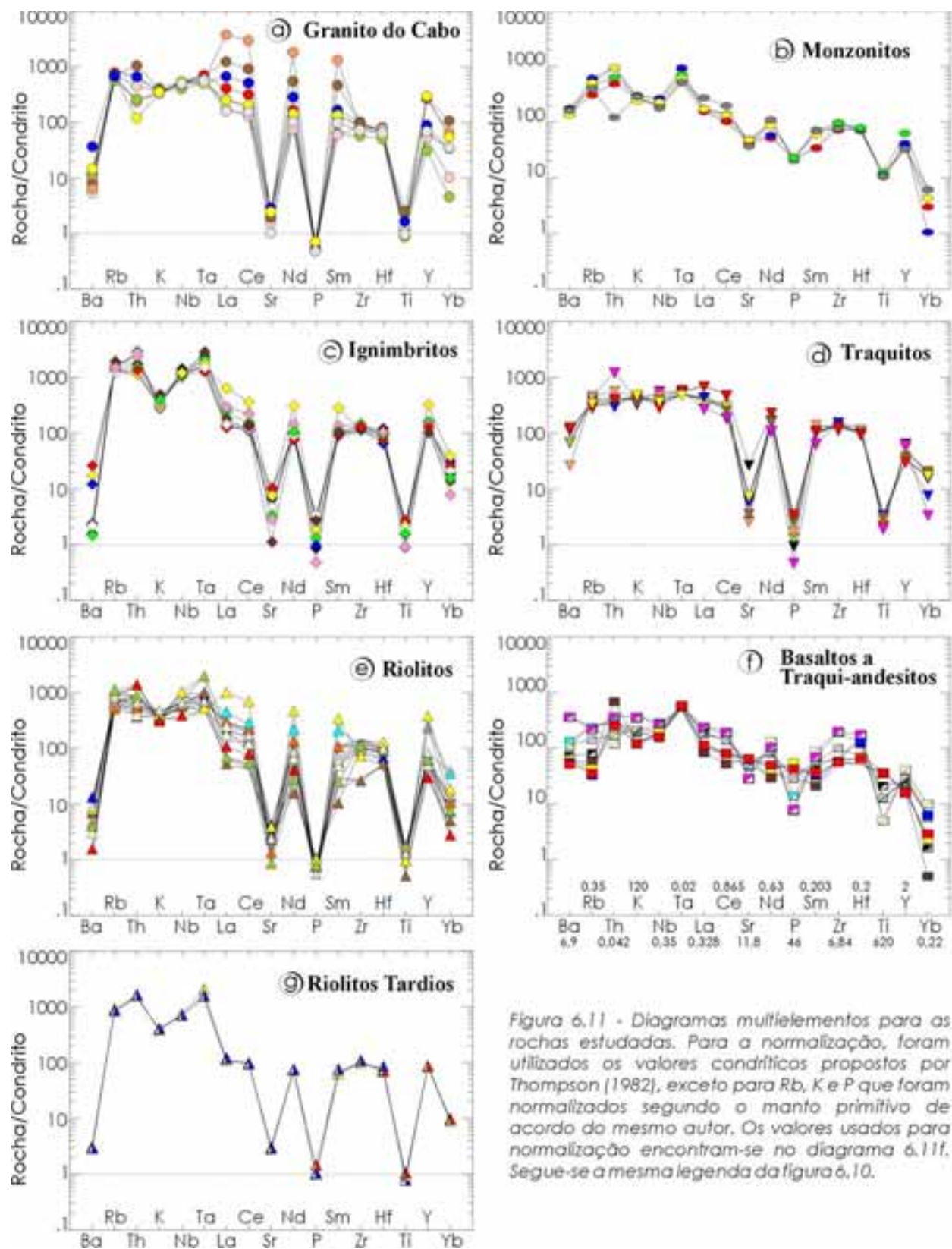


Figura 6.11 - Diagramas multielementos para as rochas estudadas. Para a normalização, foram utilizados os valores condriticos propostos por Thompson (1982), exceto para Rb, K e P que foram normalizados segundo o manto primitivo de acordo do mesmo autor. Os valores usados para normalização encontram-se no diagrama 6.11f. Segue-se a mesma legenda da figura 6.10.

6.4 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

De acordo com o exposto, as rochas da PMC podem ser divididas em dois grandes conjuntos (Fig. 6.2): (i) uma suíte transicional a alcalina, composta por basaltos a traquitos (incluindo os monzonitos), subdividida em um conjunto basáltico a traqui-andesítico (rochas de textura fina, podendo apresentar fenocristais de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio) e outro, de ocorrência mais ampla, essencialmente traquítico (rochas de textura porfírica, com fenocristais de sanidina e plagioclásio); (ii) uma associação vulcano-plutônica alcalina, de composição ácida, constituída de quatro subconjuntos, um formado por rochas de fluxo piroclástico (ignimbritos), o segundo por riolitos de textura fina a média, ambos com fenocristais de quartzo e sanidina, o terceiro referente ao Granito do Cabo, e por fim, os riolitos tardios de textura média com fenocristais de quartzo. A distinção entre esses quatro tipos litológicos é feita com base em aspectos de campo e petrográficos. Os dados litogeoquímicos não permitem fazer uma clara distinção dos mesmos.

A análise da composição em elementos maiores, menores e traços permitiu identificar as particularidades geoquímicas das diferentes rochas estudadas. Os diagramas binários possibilitaram a distinção de quatro grandes grupos (basaltos, traqui-andesitos e monzonitos, traquitos, e demais ácidas, com forte sobreposição entre essas últimas). A dispersão em diagramas com Al_2O_3 , Fe_2O_{3t} , CaO , Na_2O e K_2O sugerem que basaltos, traqui-andesitos, traquitos e as demais ácidas seguem linhas de diferenciação distintas, apesar dos termos mais evoluídos (riolitos e o Granito do Cabo) se superporem. Nesses diagramas, também é possível sugerir fracionamento de minerais tais como plagioclásio, Ca-piroxênio, magnetita, titanita e apatita. No caso dos traquitos, houve um enriquecimento em álcalis no final da cristalização, com conseqüente formação de feldspato alcalino. Em geral, é possível sugerir que as rochas básicas a intermediárias não estão geneticamente relacionadas às demais. Dentre as próprias rochas básicas a intermediárias, alguns elementos mostram que, pelo menos os traqui-andesitos mais diferenciados não são geneticamente relacionados aos basaltos. Contudo, o comportamento geoquímico aparentemente semelhante entre as rochas ácidas (a exceção dos traquitos) em alguns diagramas pode sugerir algum grau de cogeneticidade.

A coerência dos espectros de terras raras, das anomalias de Eu e dos diagramas de multielementos corroboram a separação das rochas magmáticas em foco, conforme já admitido anteriormente por outros autores (ver Cap. 2). É possível notar fortes semelhanças entre as principais rochas ácidas (Granito do Cabo, ignimbritos, riolitos e riolitos tardios) e diferenças com relação aos traquitos, monzonitos e basaltos / traqui-andesitos, estes dois últimos mostrando com uma certa semelhança. Os padrões observados nas rochas ácidas sugerem que o(s) magma(s) que geraram esses litotipos seriam derivados da fusão parcial de rochas crustais, ligeiramente enriquecidas em TRL, como já sugerido por Sial *et al.* (1980) para o Granito do Cabo.

Tabela 6.3 - Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para o Granito do Cabo de Santo Agostinho.

Elementos	Granito do Cabo de Santo Agostinho									
	MD-33B	MD-35B	MD-35A	MD-14	MD-35	MD-08	MD-32A	MD-07	X	
SiO ₂ (% peso)	70,20	70,60	73,90	74,30	74,30	74,40	74,70	75,50	73,49	1,84
TiO ₂	0,26	0,17	0,12	0,10	0,13	0,10	0,13	0,09	0,14	0,05
Al ₂ O ₃	13,90	13,60	12,20	11,80	12,10	11,90	12,10	12,10	12,46	0,76
Fe ₂ O _{3t}	2,50	4,10	2,80	2,60	2,80	3,00	2,20	1,50	2,69	0,69
MnO	0,02	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,02	0,01	0,04	0,02
MgO	0,10	0,27	0,14	0,10	0,18	0,10	0,16	0,15	0,15	0,05
CaO	0,61	0,21	0,10	0,33	0,25	0,30	0,06	0,11	0,25	0,17
Na ₂ O	3,90	4,20	3,60	3,70	3,70	3,80	3,60	3,70	3,78	0,19
K ₂ O	5,90	5,20	5,20	4,80	5,10	4,80	4,80	5,10	5,11	0,34
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
PF	1,20	0,63	0,44	0,84	0,61	0,49	0,42	0,52	0,64	0,24
Total	98,60	99,03	98,55	98,63	99,24	98,95	98,20	98,79	98,75	0,30
Ba (ppm)	54	254	59	101	80	37	44	73	88	66
Ga	42	42	47	45	46	47	45	49	45	2
Nb	190	176	169	187	176	176	191	142	176	15
Hf	13	13	15	12	16	13	15	10	13	2
Th	44	28	19	5	27	10	10	11	19	12
Ta	14	10	14	10	14	12	11	10	12	2
Rb	253	308	247	230	274	230	237	199	247	31
Sr	23	34	18	29	23	12	21	28	24	6
Y	556	177	105	593	119	138	534	62	286	216
Zr	669	692	562	586	623	494	572	391	574	91
Na ₂ O+K ₂ O	9,80	9,40	8,80	8,50	8,80	8,60	8,40	8,80	8,89	0,45
Na ₂ O/K ₂ O	0,66	0,81	0,69	0,77	0,73	0,79	0,75	0,73	0,74	0,05
Rb/Sr	11,00	9,06	13,72	7,93	11,91	19,17	11,29	7,11	11,40	3,57
A/CNK	1,00	1,05	1,04	0,99	1,00	0,99	1,08	1,02	1,02	0,03
A/NK	1,09	1,08	1,06	1,05	1,04	1,04	1,09	1,04	1,06	0,02
Coríndon	-	0,67	0,48	-	0,04	-	0,88	0,30	0,47	0,29
Diopsídio	0,02	-	-	0,17	-	0,20	-	-	0,13	0,08
Hiperstênio	1,06	2,56	1,74	1,53	1,86	1,72	1,46	1,04	1,62	0,45
#Mg	7,33	11,53	9,00	7,07	11,28	6,19	12,58	16,52	10,19	3,24

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃/[CaO+Na₂O+K₂O]. A/NK = razão molar Al₂O₃/[Na₂O+K₂O]. N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = 100x(MgO/40,35)/[(MgO/40,35)+(Fe₂O₃x0,8998/71,84)].

Tabela 6.4 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os monzonitos.

Elementos	Monzonitos						X
	MD-10B	MD-10C	MD-10C1	MD-10B.L	MD-10B1		
SiO₂ (% peso)	58,80	58,80	58,90	59,20	60,30	59,20	0,57
TiO₂	1,10	1,10	1,30	1,10	1,10	1,14	0,08
Al₂O₃	15,90	16,30	16,20	16,60	16,40	16,28	0,23
Fe₂O_{3t}	8,80	8,90	7,10	8,70	8,00	8,30	0,68
MnO	0,15	0,21	0,12	0,17	0,12	0,15	0,03
MgO	1,20	1,50	1,30	1,10	1,80	1,38	0,25
CaO	4,00	3,00	2,90	2,90	3,10	3,18	0,42
Na₂O	4,60	4,10	4,60	4,50	4,70	4,50	0,21
K₂O	4,00	4,20	4,30	3,80	3,40	3,94	0,32
P₂O₅	0,43	0,47	0,47	0,46	0,49	0,46	0,02
PF	0,20	1,31	0,96	1,32	0,82	0,92	0,41
Total	99,18	99,89	98,15	99,85	100,23	99,46	0,74
Ba (ppm)	1078	1122	1169	967	912	1050	96
Ga	33	34	33	38	33	34	2
Nb	62	90	88	71	78	78	10
Hf	14	15	15	15	14	15	1
Th	5	39	26	20	39	26	13
Ta	10	18	14	10	12	13	3
Rb	135	207	152	107	171	154	34
Sr	430	565	561	498	553	521	52
Y	65	82	125	72	78	84	21
Zr	514	663	646	500	626	590	69
Na₂O+K₂O	8,60	8,30	8,90	8,30	8,10	8,44	0,28
Na₂O/K₂O	1,15	0,98	1,07	1,18	1,38	1,15	0,13
Rb/Sr	0,31	0,37	0,27	0,21	0,31	0,29	0,05
A/CNK	0,83	0,97	0,93	0,99	0,96	0,94	0,06
A/NK	1,34	1,44	1,33	1,44	1,44	1,40	0,05
Coríndon_N	-	0,68	-	0,91	0,53	0,71	0,16
Diopsídio_N	5,10	-	0,37	-	-	2,74	2,37
Hiperstênio_N	4,28	7,92	5,32	6,71	7,99	6,44	1,46
# Mg	21,25	25,01	26,59	20,01	30,81	24,73	3,87

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. A/NK = razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = $100 \times (\text{MgO}/40,35) / [(\text{MgO}/40,35) + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998/71,84)]$.

Tabela 6.5 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os ignimbritos.

Elementos	Ignimbritos									
	MD-79A	MD-79	MD-79.5	MD-79.7	MD-83	MD-178B	MD-178A	MD-79.12	X	
SiO ₂ (% peso)	71,50	71,90	72,10	72,20	72,80	73,50	73,60	74,00	72,70	0,85
TiO ₂	0,25	0,27	0,20	0,17	0,21	0,17	0,09	0,09	0,18	0,06
Al ₂ O ₃	12,90	12,80	11,90	12,20	12,80	12,60	13,70	12,00	12,61	0,55
Fe ₂ O _{3t}	3,40	3,30	3,10	2,80	2,80	3,40	1,10	2,70	2,83	0,70
MnO	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01
MgO	0,60	0,52	0,80	0,80	0,51	0,55	0,37	0,53	0,59	0,14
CaO	0,98	0,96	0,66	0,59	0,67	0,04	0,03	0,22	0,52	0,36
Na ₂ O	3,20	3,40	3,30	3,20	3,50	2,50	2,00	3,50	3,09	0,50
K ₂ O	4,60	4,60	4,80	4,50	4,70	5,50	6,90	4,30	4,99	0,79
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,07	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02
PF	2,20	1,81	2,00	1,53	1,66	1,30	1,27	1,32	1,64	0,32
Total	99,73	99,66	98,95	98,03	99,72	99,62	99,10	98,70	99,19	0,57
Ba (ppm)	84	183	15	11	119	10	10	16	56	51
Ga	62	61	60	62	58	64	63	61	62	2
Nb	380	382	422	415	371	433	326	469	400	41
Hf	13	15	18	21	20	20	18	22	18	3
Th	47	56	110	113	49	66	73	101	77	26
Ta	41	26	30	32	33	40	57	47	38	9
Rb	452	463	530	528	480	523	649	557	523	59
Sr	113	119	55	82	88	41	13	35	68	36
Y	259	253	280	279	651	315	206	307	319	130
Zr	780	786	944	897	793	774	707	953	829	84
Na ₂ O+K ₂ O	7,80	8,00	8,10	7,70	8,20	8,00	8,90	7,80	8,06	0,35
Na ₂ O/K ₂ O	0,70	0,74	0,69	0,71	0,74	0,45	0,29	0,81	0,64	0,17
Rb/Sr	4,00	3,89	9,64	6,44	5,45	12,76	49,92	15,91	13,50	11,66
A/CNK	1,07	1,04	1,01	1,09	1,06	1,24	1,27	1,11	1,11	0,09
A/NK	1,26	1,21	1,12	1,20	1,18	1,25	1,27	1,15	1,21	0,05
Corindon _N	0,98	0,57	0,25	1,04	0,78	2,49	2,92	1,21	1,28	0,87
Diopsidion _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hiperstênio _N	3,24	2,90	3,48	3,53	2,61	3,16	1,37	2,86	2,89	0,65
# Mg	25,88	23,77	33,80	36,12	26,49	24,25	39,96	27,98	29,78	5,66

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃/[CaO+Na₂O+K₂O]. A/NK = razão molar Al₂O₃/[Na₂O+K₂O]. N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = 100x[MgO/40,35]/[(MgO/40,35)+(Fe₂O₃0,8998/71,84)].

Tabela 6.6 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os traquitos porfíricos.

Elementos	Traquitos									
	MD-38	MD-51A	MD-51	MD-379	MD-382	MD-45B	MD-45A	MD-40A	X	
SiO ₂ (% peso)	64,20	64,40	65,00	65,20	65,60	66,50	67,30	67,70	65,74	1,22
TiO ₂	0,36	0,36	0,36	0,26	0,21	0,30	0,29	0,23	0,30	0,06
Al ₂ O ₃	15,50	15,50	15,40	15,90	15,20	15,30	15,50	15,00	15,41	0,25
Fe ₂ O _{3t}	5,10	5,20	5,10	5,70	5,20	4,60	4,50	4,30	4,96	0,43
MnO	0,10	0,15	0,13	0,07	0,08	0,03	0,03	0,10	0,09	0,04
MgO	0,67	0,53	0,53	0,32	0,50	0,22	0,16	0,19	0,39	0,18
CaO	1,10	0,75	0,78	0,91	1,60	0,16	0,18	0,29	0,72	0,47
Na ₂ O	4,30	4,10	4,30	4,58	4,30	4,30	4,50	4,50	4,36	0,15
K ₂ O	6,50	6,80	6,50	5,80	5,40	6,40	6,50	6,50	6,30	0,43
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,06	0,02	0,01	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02
PF	1,56	1,15	1,25	0,88	0,61	0,42	0,43	0,27	0,82	0,43
Total	99,46	99,00	99,41	99,64	98,71	98,28	99,42	99,12	99,13	0,43
Ba (ppm)	819	875	797	778	467	452	497	180	608	229
Ga	40	39	37	35	43	38	40	41	39	2
Nb	105	126	113	140	192	137	136	172	140	27
Hf	20	20	19	28	23	20	21	22	22	3
Th	15	15	13	18	53	16	17	24	21	12
Ta	10	10	10	12	11	10	10	11	11	1
Rb	108	116	111	143	160	137	130	159	133	19
Sr	77	88	75	317	81	41	32	31	93	87
Y	65	64	66	99	126	93	67	105	86	22
Zr	976	1016	937	911	1009	924	872	813	932	64
Na ₂ O+K ₂ O	10,80	10,90	10,80	10,38	9,70	10,70	11,00	11,00	10,66	0,41
Na ₂ O/K ₂ O	0,66	0,60	0,66	0,79	0,80	0,67	0,69	0,69	0,70	0,06
Rb/Sr	1,40	1,32	1,48	0,45	1,98	3,34	4,06	5,12	2,39	1,50
A/CNK	0,96	1,00	0,99	1,03	0,96	1,07	1,05	1,00	1,01	0,04
A/NK	1,10	1,10	1,09	1,15	1,18	1,09	1,07	1,04	1,10	0,04
Coríndon	-	0,09	-	0,38	-	1,08	0,75	0,10	0,48	0,38
Diopsídio	1,17	-	0,13	-	1,39	-	-	-	0,90	0,55
Hiperstênio	2,94	3,27	3,13	3,16	3,00	2,14	1,85	2,07	2,70	0,54
# Mg	20,63	16,78	17,06	10,00	15,98	8,65	6,57	8,04	12,96	4,90

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). A/NK = razão molar Al₂O₃/(Na₂O+K₂O). N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = 100x(MgO/40,35)/[(MgO/40,35)+(Fe₂O₃x0,8998/71,84)].

Tabela 6.7 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os riolitos (Continua).

Elementos	Riolitos									
	MD-71	MD-22	MD-22A	MD-73A	MD-146	MD-73	MD-72	MD-340	MD-81	MD-64
SiO ₂ (% peso)	73,60	73,90	73,90	74,40	74,80	75,00	75,10	75,20	75,30	75,30
TiO ₂	0,17	0,13	0,13	0,17	0,15	0,17	0,18	0,05	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	11,80	11,70	11,90	12,00	12,20	11,90	12,00	13,00	12,20	12,60
Fe ₂ O ₃ f	3,50	3,00	3,20	3,30	2,70	3,40	2,90	1,80	2,90	2,70
MnO	0,03	0,07	0,07	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	0,16	0,10	0,10	0,20	0,23	0,14	0,11	0,30	0,17	0,13
CaO	0,66	0,34	0,37	0,08	0,09	0,08	0,35	0,39	0,14	0,11
Na ₂ O	3,70	2,10	1,80	3,90	1,70	3,80	4,00	2,60	3,00	4,20
K ₂ O	5,00	6,70	6,70	5,00	6,60	5,10	5,00	4,90	6,00	4,70
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
PF	0,48	0,99	0,94	0,50	1,08	0,48	0,36	1,07	0,21	0,45
Total	99,11	99,04	99,13	99,59	99,59	100,12	100,04	99,34	100,06	100,33
Ba (ppm)	10	62	50	33	10	21	28	10	45	10
Ga	50	45	45	52	48	54	52	44	45	61
Nb	193	215	223	188	235	190	210	194	236	361
Hf	25	18	17	16	16	20	21	10	12	19
Th	37	24	26	27	37	17	23	56	15	34
Ta	10	15	18	13	42	10	14	10	19	39
Rb	178	279	283	182	250	175	178	289	266	393
Sr	36	48	49	16	12	14	16	25	26	10
Y	129	159	164	127	132	123	114	103	98	133
Zr	971	665	697	964	757	967	990	195	699	848
Na ₂ O+K ₂ O	8,70	8,80	8,50	8,90	8,30	8,90	9,00	7,50	9,00	8,90
Na ₂ O/K ₂ O	0,74	0,31	0,27	0,78	0,26	0,75	0,80	0,53	0,50	0,89
Rb/Sr	4,94	5,81	5,78	11,38	20,83	12,50	11,13	11,56	10,23	39,30
A/CNK	0,93	1,03	1,09	1,00	1,21	1,00	0,95	1,26	1,04	1,03
A/NK	1,03	1,09	1,17	1,01	1,23	1,01	1,00	1,36	1,07	1,05
Corindon	-	0,37	1,03	0,04	2,10	-	-	2,71	0,55	0,42
Diopsidion	2,09	-	-	-	-	-	1,45	-	-	-
Hiperstênion	1,00	1,78	1,96	2,02	1,92	1,93	0,79	1,81	1,80	1,62
#Mg	8,30	6,19	5,82	10,71	14,42	7,53	6,98	24,80	10,39	8,70

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). A/NK = razão molar Al₂O₃/(Na₂O+K₂O). N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = 100x(MgO/40,35)/[(MgO/40,35)+(Fe₂O₃x0,8998/71,84)].

Tabela 6.7 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os riolitos (Conclusão).

Elementos	Riolitos						
	MD-266	MD-231	MD-268	MD-68	MD-81A	MD-198	X
SiO ₂ (% peso)	75,40	75,60	75,60	75,80	76,00	76,60	75,09
TiO ₂	0,07	0,12	0,07	0,10	0,13	0,10	0,12
Al ₂ O ₃	13,10	12,50	13,40	13,10	12,00	12,40	12,36
Fe ₂ O _{3t}	1,20	2,80	1,40	1,90	2,50	2,10	2,58
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
MgO	0,52	0,57	0,46	0,21	0,10	0,20	0,23
CaO	0,24	0,41	0,26	0,17	0,12	0,39	0,26
Na ₂ O	2,10	3,70	2,20	3,20	2,90	3,40	3,02
K ₂ O	5,10	4,80	4,80	5,40	6,00	4,50	5,39
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
PF	1,51	0,59	1,58	-	0,26	0,77	0,70
Total	99,26	101,13	99,80	99,90	100,03	100,49	99,81
Ba (ppm)	66	11	79	55	88	10	37
Ga	35	58	35	58	42	60	49
Nb	113	283	131	361	192	339	230
Hf	10	20	10	10	12	15	16
Th	40	55	36	36	21	59	34
Ta	10	16	10	10	22	19	17
Rb	226	322	222	322	243	379	262
Sr	28	27	32	16	24	24	25
Y	60	470	60	757	114	489	202
Zr	175	813	190	482	599	752	673
Na ₂ O+K ₂ O	7,20	8,50	7,00	8,60	8,90	7,90	8,42
Na ₂ O/K ₂ O	0,41	0,77	0,46	0,59	0,48	0,76	0,58
Rb/Sr	8,07	11,93	6,94	20,13	10,13	15,79	12,90
A/CNK	1,39	1,04	1,44	1,15	1,05	1,11	1,11
A/NK	1,46	1,11	1,52	1,18	1,07	1,19	1,14
Coríndon _N	3,69	0,48	4,13	1,68	0,52	1,23	1,46
Diopsid _{idN}	-	-	-	-	-	-	1,77
Hiperstên _{idN}	1,97	2,82	1,95	1,41	1,36	1,61	1,73
#Mg	46,16	28,71	39,40	17,95	7,33	15,86	16,20

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃ / (CaO+Na₂O+K₂O). A/NK = razão molar Al₂O₃ / (Na₂O+K₂O).
 N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = 100x (MgO/40,35) / [(MgO/40,35) + (Fe₂O₃x0,8998/71,84)].

Tabela 6.8 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os basaltos e traqui-andesitos.

Elementos	Basaltos					Traqui-andesitos							
	MD-415	MD-416	MD-362A	MD-362B	X	MD-297A	MD-85	MD-381	MD-65A	MD-380	MD-65	X	
SiO ₂ (% peso)	46,10	46,20	46,40	46,70	46,35	0,23	54,80	58,10	59,20	61,20	61,30	59,25	2,30
TiO ₂	4,00	3,60	3,70	3,60	3,73	0,16	2,20	1,30	1,34	1,21	0,51	1,18	0,57
Al ₂ O ₃	12,40	13,50	13,80	13,40	13,28	0,53	14,40	16,60	13,99	14,50	15,80	15,22	0,96
Fe ₂ O _{3t}	13,90	14,20	14,80	14,90	14,45	0,42	10,10	8,20	9,38	7,42	8,30	8,58	0,89
MnO	0,20	0,17	0,18	0,17	0,18	0,01	0,14	0,19	0,19	0,18	0,17	0,17	0,02
MgO	8,80	8,30	8,10	7,50	8,18	0,47	4,30	1,90	1,47	1,44	0,40	1,65	1,31
CaO	8,20	8,40	8,50	8,20	8,33	0,13	5,90	3,70	3,95	3,44	2,70	3,73	1,08
Na ₂ O	3,40	2,90	2,90	2,70	2,98	0,26	3,20	4,80	4,64	4,24	4,00	4,18	0,52
K ₂ O	1,80	1,70	1,70	1,70	1,73	0,04	2,60	3,10	2,86	3,13	5,40	3,75	1,18
P ₂ O ₅	1,10	0,87	0,90	0,87	0,94	0,10	0,60	0,60	0,29	0,61	0,16	0,40	0,20
PF	0,10	0,34	0,01	0,01	0,12	0,08	0,95	0,85	2,60	1,41	0,85	1,23	0,65
Total	100,00	100,18	100,99	99,75	100,23	0,46	99,19	99,34	99,91	98,78	99,59	99,34	0,35
Ba (ppm)	415	395	339	401	388	29	496	773	918	756	2465	1307	817
Ga	30	20	27	20	24	4	28	32	26	25	37	31	5
Nb	65	61	63	55	61	4	64	84	50	66	84	74	16
Hf	13	10	10	10	11	1	12	14	29	28	25	24	8
Th	10	29	15	11	16	8	10	7	12	11	15	10	3
Ta	12	10	10	10	11	1	10	10	11	12	11	11	1
Rb	15	19	13	12	15	3	27	49	84	90	74	68	23
Sr	750	736	763	721	743	16	542	614	543	683	329	511	128
Y	35	32	30	33	33	2	47	54	48	56	70	59	12
Zr	389	363	380	365	374	11	442	665	430	424	1229	757	387
Ni	266	249	248	257	255	7	91	NA	10	20	NA	40	33
Co	61	52	53	54	55	4	38	NA	34	33	NA	35	2
V	255	323	240	258	269	32	140	NA	55	50	NA	82	41
Na ₂ O+K ₂ O	5,20	4,60	4,60	4,40	4,70	0,30	5,80	7,90	7,50	7,37	9,40	7,93	1,29
Na ₂ O/K ₂ O	1,89	1,71	1,71	1,59	1,73	0,11	1,23	1,55	1,62	1,35	0,74	1,21	0,34
Rb/Sr	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05	0,08	0,15	0,13	0,22	0,15	0,07
A/CNK	0,55	0,62	0,63	0,63	0,61	0,03	0,77	0,92	0,87	0,78	0,91	0,86	0,06
A/NK	1,64	2,04	2,09	2,13	1,98	0,20	1,78	1,48	1,40	1,30	1,27	1,41	0,18
Diopsid _{0N}	16,15	13,80	13,69	12,84	14,12	1,23	6,78	0,16	1,81	7,69	3,29	3,89	2,63
Olivin _{0N}	14,49	12,23	12,35	5,96	11,26	3,19	-	-	-	-	-	-	-
Nefelin _{0N}	0,92	-	-	-	0,92	0,00	-	-	-	-	-	-	-
Hipêstên _{0N}	-	4,48	4,30	12,48	7,09	3,81	12,25	8,26	4,38	6,11	3,34	6,22	3,24
# Mg	55,61	53,63	51,99	49,90	52,78	2,10	45,72	31,44	23,67	27,75	8,71	24,33	12,96

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). A/NK = razão molar Al₂O₃/(Na₂O+K₂O). N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = 100x(MgO/40,35)/[(MgO/40,35)+(Fe₂O₃x0,8998/71,84)].

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar $Al_2O_3/[CaO+Na_2O+K_2O]$. A/NK = razão molar $Al_2O_3/[Na_2O+K_2O]$. N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = $100x[MgO/40,35]/[(MgO/40,35) + (Fe_2O_3/71,84)]$.

Tabela 6.9 – Composição química em elementos maiores e traços e alguns parâmetros geoquímicos para os riolitos tardios.

Elementos	Riolitos Tardios				
	MD-407	MD-401A	MD-401C	X	
SiO₂ (% peso)	76,90	77,20	77,80	77,30	0,37
TiO₂	0,10	0,08	0,09	0,09	0,01
Al₂O₃	10,90	11,20	11,90	11,33	0,42
Fe₂O_{3t}	1,50	1,70	1,90	1,70	0,16
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,38	0,36	0,34	0,36	0,02
CaO	0,11	0,15	0,16	0,14	0,02
Na₂O	3,10	2,80	2,70	2,87	0,17
K₂O	5,90	5,70	5,50	5,70	0,16
P₂O₅	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
PF	0,51	0,41	0,50	0,47	0,04
Total	99,45	99,63	100,92	100,00	0,64
Ba (ppm)	18	21	20	20	1
Ga	47	38	43	43	4
Nb	250	244	257	250	5
Hf	14	15	16	15	1
Th	61	66	69	64	3
Ta	29	31	39	33	4
Rb	289	300	301	297	5
Sr	37	33	35	35	2
Y	172	181	170	174	5
Zr	694	677	685	685	7
Na₂O+K₂O	9,00	8,50	8,20	8,57	0,33
Na₂O/K₂O	0,53	0,49	0,49	0,50	0,02
Rb/Sr	7,81	9,09	8,60	8,50	0,53
A/CNK	0,93	1,01	1,11	1,02	0,07
A/NK	0,95	1,04	1,14	1,04	0,08
Coríndon_N	-	0,20	1,26	0,73	0,53
Diopsídio_N	0,29	-	-	0,29	0,00
Hiperstênio_N	2,01	1,71	1,79	1,84	0,13
# Mg	33,39	29,53	26,15	29,69	2,96

PF = perda ao fogo. A/CNK = razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.
A/NK = razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. N = subscrito indicando mineral normativo. #Mg = número de Mg = $100 \times (\text{MgO}/40,35) / [(\text{MgO}/40,35) + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,8998 / 71,84)]$.

Tabela 6.10 - Concentrações em elementos terras raras para o Granito do Cabo de Santo Agostinho.

Elementos	Granito do Cabo de Santo Agostinho									
	MD-33B	MD-35B	MD-35A	MD-14	MD-35	MD-08	MD-32A	MD-07	X	
SiO ₂ (%peso)	70,20	70,60	73,90	74,30	74,30	74,40	74,70	75,50	73,49	1,84
La (ppm)	406,10	221,35	57,33	83,14	134,75	52,38	1233,12	84,13	284,04	175,78
Ce	795,90	440,40	111,84	178,53	273,80	133,00	2581,23	156,70	583,93	484,54
Nd	347,20	179,39	47,54	90,12	103,04	64,17	1150,12	81,22	257,85	349,16
Sm	94,22	33,81	12,13	27,42	25,91	19,81	268,40	12,66	61,80	51,88
Eu	2,81	1,63	0,38	0,97	0,83	0,40	6,75	0,29	1,76	1,04
Gd	96,78	29,75	11,01	26,51	24,24	20,06	222,50	9,18	55,00	40,42
Dy	98,08	24,61	8,63	32,42	21,27	21,14	141,60	4,45	44,03	41,85
Ho	16,89	4,35	1,41	6,12	4,01	4,40	18,37	0,66	7,03	6,34
Er	36,55	10,69	3,30	16,55	10,04	10,14	35,17	1,48	15,49	12,54
Yb	23,30	7,50	2,25	11,96	7,69	7,48	14,25	1,01	9,43	6,66
Lu	2,94	0,98	0,30	1,14	0,99	0,94	1,61	0,15	1,13	0,81
REE	1920,77	954,46	256,12	474,88	606,56	333,93	5673,13	351,93	1321,47	1121,51
(La/Yb) _N	11,76	19,92	17,18	4,69	11,83	4,72	58,41	56,45	23,12	20,42
(La/Sm) _N	2,71	4,12	2,98	1,91	3,28	1,67	2,89	4,18	2,97	0,85
(Gd/Yb) _N	3,36	3,21	3,95	1,79	2,55	2,17	12,62	7,38	4,63	3,43
Eu/Eu*	0,09	0,15	0,10	0,11	0,10	0,06	0,08	0,08	0,10	0,02

Eu/Eu* = $Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$. X = média e desvio padrão.

Tabela 6.11 - Concentrações em elementos terras raras para os monzonitos.

Elementos	Monzonitos						
	MD-10B	MD-10C	MD-10C1	MD-10B.L	MD-10B1	X	
SiO ₂ (%peso)	58,80	58,80	58,90	59,20	60,30	59,20	0,57
La (ppm)	86,04	54,63	56,32	48,62	54,49	60,02	13,27
Ce	167,30	90,53	118,70	86,20	116,30	115,81	28,90
Nd	66,61	35,67	63,71	32,10	54,18	50,45	14,18
Sm	14,11	6,78	14,43	6,90	12,02	10,85	3,38
Eu	3,66	1,47	2,87	1,61	2,88	2,50	0,83
Gd	10,38	3,87	10,72	5,16	8,68	7,76	2,77
Dy	6,68	1,78	7,73	2,63	5,09	4,78	2,28
Ho	1,03	0,27	1,27	0,45	0,87	0,78	0,37
Er	2,30	0,53	2,86	0,99	1,82	1,70	0,85
Yb	1,35	0,24	1,38	0,66	0,95	0,92	0,43
Lu	0,19	0,04	0,16	0,14	0,13	0,13	0,05
REE	359,64	195,82	280,14	185,46	257,40	255,69	63,12
(La/Yb) _N	42,89	154,93	27,59	49,42	38,84	62,73	46,64
(La/Sm) _N	3,84	5,07	2,46	4,44	2,85	3,73	0,97
(Gd/Yb) _N	6,20	13,15	6,29	6,28	7,40	7,86	2,68
Eu/Eu*	0,89	0,80	0,68	0,79	0,82	0,80	0,07

Eu/Eu* = $Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$. X = média e desvio padrão.

Tabela 6.12 - Concentrações em elementos terras raras para os riolitos (Continua).

Elementos	Riolitos									
	MD-71	MD-22	MD-22A	MD-73A	MD-146	MD-73	MD-72	MD-340	MD-81	
SiO ₂ (%peso)	73,60	73,90	73,90	74,40	74,80	75,00	75,10	75,20	75,30	
La (ppm)	71,90	79,97	67,80	94,10	69,61	59,35	98,89	21,99	16,46	
Ce	143,00	177,30	132,10	190,10	76,17	105,80	197,20	37,17	36,81	
Nd	55,05	77,23	52,79	80,52	45,60	42,93	88,24	17,64	9,94	
Sm	13,92	21,89	13,29	19,96	10,09	10,33	22,02	5,73	2,09	
Eu	0,36	0,83	0,49	0,52	0,34	0,28	0,60	0,19	0,11	
Gd	10,70	21,12	12,02	15,61	6,49	7,96	16,55	5,17	1,78	
Dy	7,08	21,60	9,17	12,18	3,45	5,43	10,27	4,08	1,63	
Ho	1,19	4,08	1,61	2,09	0,60	0,95	1,73	0,73	0,22	
Er	2,53	10,71	3,63	4,65	1,23	2,01	3,66	1,80	0,57	
Yb	1,58	8,39	2,28	3,15	0,63	1,41	2,33	1,28	0,54	
Lu	0,22	1,11	0,29	0,40	0,09	0,20	0,31	0,18	0,08	
REE	307,53	424,22	295,47	423,29	214,28	236,65	441,79	95,97	70,22	
(La/Yb) _N	30,68	6,43	20,05	20,19	75,18	28,45	28,61	11,62	20,54	
(La/Sm) _N	3,25	2,30	3,21	2,97	4,34	3,62	2,83	2,42	4,97	
(Gd/Yb) _N	5,47	2,04	4,26	4,01	8,39	4,57	5,73	3,27	2,65	
Eu/Eu*	0,09	0,12	0,12	0,09	0,12	0,09	0,09	0,10	0,16	

Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2]. X = média e desvio padrão.

Tabela 6.12 - Concentrações em elementos terras raras para os riolitos (Conclusão).

Elementos	Riolitos									
	MD-64	MD-266	MD-231	MD-268	MD-68	MD-81A	MD-198	X		
SiO ₂ (%peso)	75,30	75,40	75,60	75,60	75,80	76,00	76,60	75,09	0,79	
La (ppm)	22,40	34,74	145,00	22,71	335,60	44,63	97,13	80,14	74,35	
Ce	45,64	66,10	235,00	44,13	584,40	108,20	164,16	146,46	128,63	
Nd	16,91	25,03	132,20	16,27	286,20	40,75	89,10	67,28	65,25	
Sm	4,97	5,88	43,15	3,84	67,00	10,84	23,78	17,42	16,26	
Eu	0,08	0,37	0,85	0,26	2,12	0,40	0,42	0,51	0,47	
Gd	4,42	4,90	45,42	3,08	50,49	9,27	21,28	14,77	13,86	
Dy	4,31	3,59	36,46	2,30	33,92	8,93	14,54	11,18	10,37	
Ho	0,82	0,63	6,12	0,44	5,19	1,65	2,35	1,90	1,70	
Er	1,87	1,67	14,47	1,16	10,27	3,90	5,05	4,32	3,89	
Yb	1,54	1,10	7,21	0,83	4,06	2,78	2,44	2,60	2,18	
Lu	0,20	0,18	0,86	0,15	0,42	0,35	0,30	0,33	0,27	
REE	103,15	144,19	666,74	95,17	1379,66	231,71	420,55	346,91	310,82	
(La/Yb) _N	9,84	21,41	13,58	18,45	55,84	10,82	26,86	24,91	17,21	
(La/Sm) _N	2,84	3,72	2,12	3,72	3,15	2,59	2,57	3,16	0,74	
(Gd/Yb) _N	2,33	3,62	5,09	2,99	10,06	2,69	7,05	4,64	2,20	
Eu/Eu*	0,05	0,20	0,06	0,23	0,11	0,12	0,06	0,11	0,05	

Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2]. X = média e desvio padrão.

Tabela 6.13 – Concentrações em elementos terras raras para os ignimbritos.

Elementos	Ignimbritos									
	MD-79A	MD-79	MD-79.5	MD-79.7	MD-83	MD-178B	MD-178A	MD-79.12	X	
SiO ₂ (%peso)	71,50	71,90	72,10	72,20	72,80	73,50	73,60	74,00	72,70	0,85
La (ppm)	48,59	40,80	45,79	44,74	210,40	80,12	60,42	95,85	78,34	53,10
Ce	111,90	99,53	99,11	97,69	315,50	126,90	98,74	193,70	142,88	71,92
Nd	56,11	49,86	60,13	60,92	194,00	67,23	55,26	90,12	79,20	44,87
Sm	20,07	18,57	20,39	21,38	55,42	19,71	17,67	27,66	25,11	11,80
Eu	0,61	0,56	0,59	0,55	1,49	0,56	0,53	0,75	0,71	0,30
Gd	21,43	19,84	21,95	21,18	57,34	18,85	17,80	25,75	25,52	12,23
Dy	24,28	20,72	22,13	21,03	46,97	15,14	13,29	15,78	22,42	9,95
Ho	4,28	3,62	4,00	3,39	7,61	2,71	2,23	2,19	3,75	1,63
Er	10,44	8,57	8,84	7,88	16,28	6,13	5,48	4,29	8,49	3,49
Yb	6,84	5,72	4,60	4,44	8,49	3,44	3,09	1,76	4,80	2,03
Lu	0,78	0,67	0,63	0,52	0,93	0,48	0,39	0,22	0,58	0,21
REE	305,33	268,45	288,15	283,72	914,44	341,27	274,90	458,07	391,79	205,82
(La/Yb) _N	4,80	4,82	6,72	6,81	16,72	15,70	13,20	36,72	13,19	9,97
(La/Sm) _N	1,52	1,38	1,41	1,32	2,39	2,56	2,15	2,18	1,86	0,47
(Gd/Yb) _N	2,53	2,80	3,86	3,86	5,46	4,42	4,66	11,81	4,93	2,75
Eu/Eu*	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,00

Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2]. X = média e desvio padrão.

Tabela 6.14 - Concentrações em elementos terras raras para os traquitos porfíricos.

Elementos	Traquitos									
	MD-38	MD-51A	MD-51	MD-379	MD-382	MD-45B	MD-45A	MD-40A	X	
SiO ₂ (%peso)	64,20	64,40	65,00	65,20	65,60	66,50	67,30	67,70	65,74	1,22
La (ppm)	130,80	139,20	145,00	225,30	92,53	126,30	127,70	226,30	151,64	45,20
Ce	259,00	267,70	277,80	433,30	167,90	226,60	251,00	434,30	289,70	89,03
Nd	99,82	102,80	101,30	145,20	70,95	110,50	105,40	146,20	110,27	23,26
Sm	20,23	20,84	19,60	27,50	13,61	22,89	21,75	28,88	21,91	4,46
Eu	3,50	3,25	3,07	1,87	2,02	2,98	2,60	1,96	2,66	0,60
Gd	15,73	15,70	14,14	21,05	8,02	18,86	15,72	22,14	16,42	4,14
Dy	11,37	11,77	7,77	13,08	4,38	14,07	11,14	14,02	10,95	3,12
Ho	2,07	2,05	1,25	2,49	0,70	2,54	1,95	2,52	1,95	0,62
Er	5,06	5,17	2,74	5,75	1,49	6,06	4,70	5,80	4,60	1,52
Yb	3,94	3,72	1,80	4,00	0,76	4,60	3,71	4,06	3,32	1,24
Lu	0,56	0,55	0,24	0,46	0,11	0,67	0,52	0,57	0,46	0,18
REE	552,07	572,75	574,68	880,00	362,47	536,07	546,20	886,75	613,87	168,14
(La/Yb) _N	21,41	25,24	54,53	38,02	82,29	18,55	23,23	37,61	37,61	20,21
(La/Sm) _N	4,07	4,21	4,66	5,16	4,28	3,47	3,70	4,93	4,31	0,54
(Gd/Yb) _N	3,23	3,41	6,36	4,25	8,54	3,32	3,42	4,41	4,62	1,77
Eu/Eu*	0,58	0,53	0,54	0,23	0,54	0,43	0,41	0,23	0,44	0,13

Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2]. X = média e desvio padrão.

Tabela 6.15 – Concentrações em elementos terras raras para os basaltos e traqui-andesitos.

Elementos	Basaltos					Traqui-andesitos							
	MD-415	MD-416	MD-362A	MD-362B	X	MD-297A	MD-85	MD-381	MD-65A	MD-380	MD-65	X	
SiO ₂ (%peso)	46,10	46,20	46,40	46,70	46,35	0,23	54,80	58,10	59,20	61,20	61,30	59,25	2,30
La (ppm)	38,23	26,22	37,46	36,87	34,70	4,92	32,50	56,33	59,32	58,28	73,93	59,85	14,82
Ce	65,52	44,03	60,17	68,89	59,65	9,54	64,52	121,00	118,80	120,11	152,50	124,92	33,56
Nd	25,74	18,14	20,61	31,07	23,89	4,97	28,86	53,02	51,22	50,02	64,93	54,71	15,59
Sm	5,84	3,83	4,26	7,10	5,26	1,30	6,21	11,55	11,11	10,01	13,98	11,75	3,50
Eu	1,39	1,00	0,98	1,79	1,29	0,33	1,69	3,44	2,99	3,56	3,79	3,41	0,98
Gd	3,92	2,21	3,05	5,09	3,57	1,07	4,44	8,60	8,00	7,99	9,55	8,52	2,39
Dy	2,02	0,96	1,37	2,59	1,74	0,62	2,33	5,62	4,62	4,97	5,80	5,26	1,74
Ho	0,32	0,13	0,22	0,44	0,28	0,12	0,38	0,96	1,00	1,00	0,95	0,96	0,31
Er	0,79	0,26	0,50	1,02	0,64	0,29	0,87	2,03	1,96	2,00	1,99	1,99	0,64
Yb	0,48	0,11	0,35	0,62	0,39	0,19	0,52	1,32	1,30	1,32	1,31	1,31	0,45
Lu	0,07	0,02	0,05	0,10	0,06	0,03	0,08	0,20	0,20	0,19	0,21	0,21	0,08
REE	144,30	96,91	129,01	155,57	131,45	22,06	142,40	264,08	260,51	259,44	328,94	272,87	73,54
(La/Yb) _N	53,76	163,87	73,29	40,27	82,80	48,26	42,27	28,78	30,87	29,92	38,15	32,58	5,77
(La/Sm) _N	4,12	4,31	5,54	3,27	4,31	0,81	3,29	3,07	3,36	3,67	3,33	3,26	0,26
(Gd/Yb) _N	6,60	16,57	7,14	6,66	9,24	4,24	6,91	5,26	4,99	4,91	5,90	5,47	0,73
Eu/Eu*	0,84	0,97	0,79	0,87	0,87	0,07	0,94	1,01	0,93	1,18	0,95	1,00	0,09

Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2]. X = média e desvio padrão

Eu/Eu* = $Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$. X = média e desvio padrão

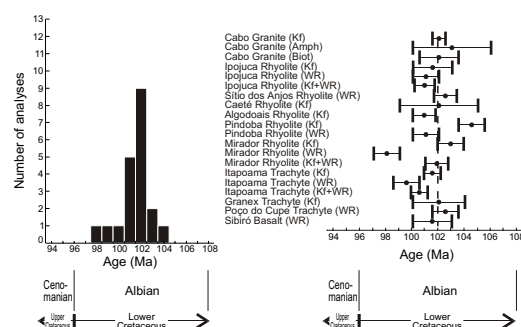
Tabela 6.16 - Concentrações em elementos terras raras para os riolitos tardios.

Elementos	Riolitos Tardios			
	MD-407	MD-401A	MD-401C	X
SiO ₂ (%peso)	76,90	77,20	77,80	77,30
La (ppm)	34,89	35,00	37,08	35,66
Ce	84,89	84,12	85,72	84,91
Nd	45,14	45,40	47,41	45,98
Sm	13,11	12,90	13,93	13,31
Eu	0,30	0,39	0,47	0,39
Gd	12,89	11,91	12,10	12,30
Dy	11,01	10,00	10,07	10,36
Ho	1,44	1,56	1,67	1,55
Er	2,99	3,52	3,81	3,44
Yb	1,90	2,00	2,12	2,01
Lu	0,30	0,21	0,23	0,25
REE	208,84	207,01	214,61	210,15
(La/Yb) _N	12,40	11,80	11,79	12,00
(La/Sm) _N	1,68	1,71	1,68	1,69
(Gd/Yb) _N	5,49	4,81	4,61	4,97
Eu/Eu*	0,07	0,09	0,11	0,09
Eu/Eu* = Eu _N /[(Sm _N +Gd _N)/2]. X = média e desvio padrão.				

Eu/Eu* = $Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2]$. X = média e desvio padrão.

Capítulo VII

Geocronologia ^{40}Ar - ^{39}Ar e Traços de Fissão em Zircão



7

GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ E TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO

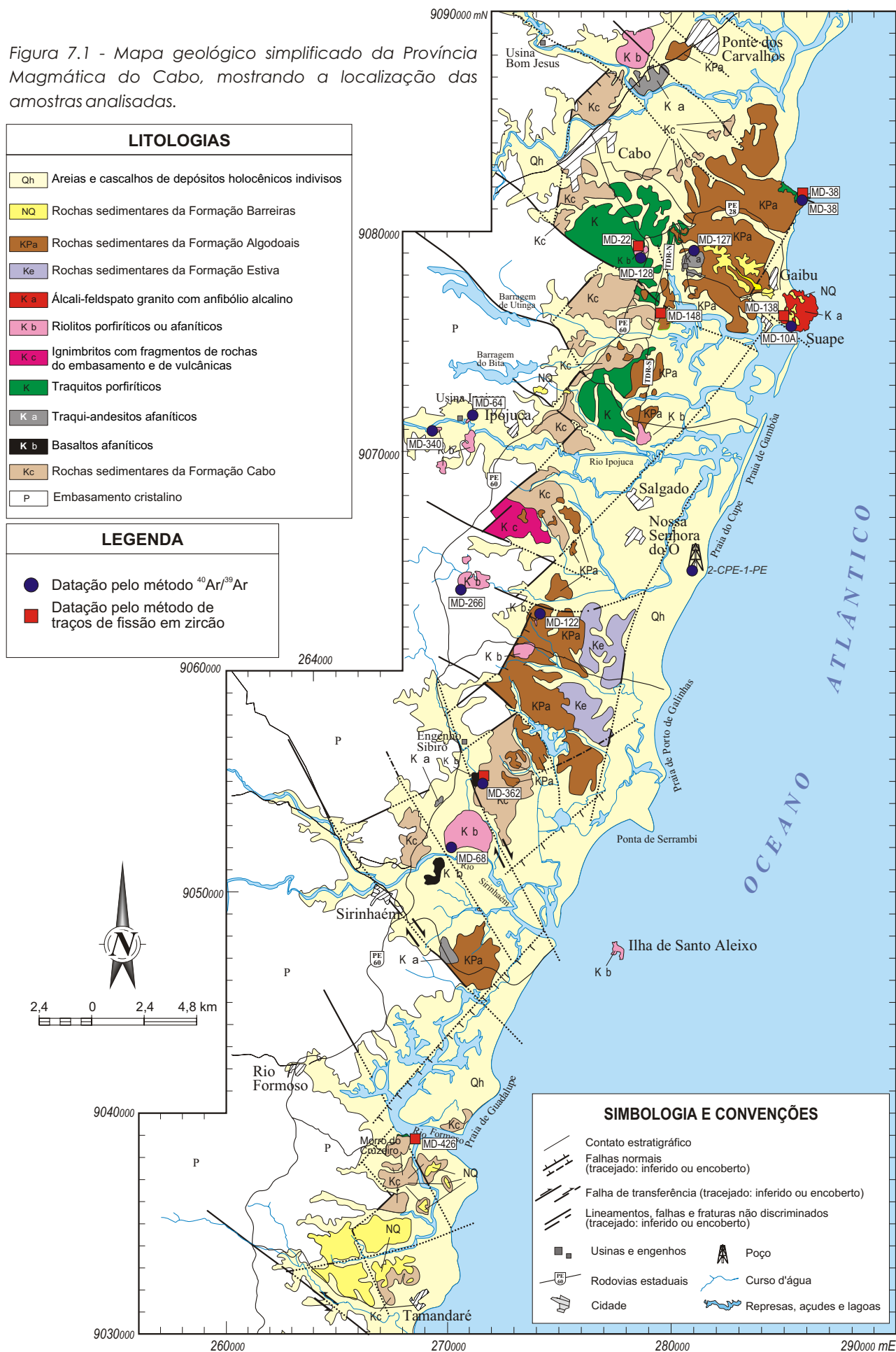
7.1 – INTRODUÇÃO

Para os estudos geocronológicos das rochas da Província Magmática do Cabo (PMC), foram empregados os métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e traços de fissão em zircão (TFZ). A localização das amostras datadas encontra-se na figura 7.1.

Para a metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, foram analisados 51 grãos de 11 amostras, incluindo minerais e rocha total. Para cada amostra foram analisados três grãos, possibilitando melhor avaliar a reprodutibilidade dos resultados, os quais são apresentados sob a forma de ideogramas e platôs. Utilizaram-se amostras coletadas em afloramentos de superfície, além de uma amostra obtida em testemunho do poço 2-CPE-1-PE. Os resultados foram obtidos no Laboratório de Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ da Universidade de Queensland (UQ-AGES), Austrália, contando com a colaboração do professor Dr. Paulo Marcos P. Vasconcelos. Os dados obtidos por este método, bem como as discussões e conclusões sobre o capítulo em tela, estão sintetizados em um artigo a ser submetido ao *Geological Society of America Bulletin* (item 7.2.2).

Na parte final deste capítulo, apresentam-se ainda as informações sobre técnicas analíticas e os resultados adquiridos pelo método TFZ, complementando as informações referidas no artigo mencionado. Com relação aos resultados obtidos por TFZ, foram analisados sete concentrados de zircão. Como esta técnica ainda é pouco utilizada (provavelmente, trata-se da primeira ou uma das primeiras aplicações em rochas vulcânicas do Brasil), foram acrescentadas a este grupo de amostras, rochas previamente datadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, visando confrontar os resultados. Todos os dados foram obtidos no Laboratório de Traços de Fissão da Universidade de Melbourne, Austrália, com a colaboração do professor Dr. Barry P. Kohn.

Figura 7.1 - Mapa geológico simplificado da Província Magmática do Cabo, mostrando a localização das amostras analisadas.



7.2 – O MÉTODO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

7.2.1 – TÉCNICAS ANALÍTICAS

Uma síntese dos procedimentos analíticos é referida a Vasconcelos (1999) e Vasconcelos *et al.* (2002), nos quais se baseiam os parágrafos seguintes. Este método radiométrico representa uma variação da técnica clássica K-Ar (Merrihue & Turner 1966), mas com vantagens adicionais. Em termos analíticos, tem-se uma menor duração da análise, maior precisão e melhor capacidade de determinar a história termal das rochas. Amostras de dimensões muito pequenas e mesmo grãos isolados podem ser analisados, o que possibilita detectar efeitos de contaminação, alteração e perda de Ar.

A interpretação das idades é feita com base na avaliação de diferentes diagramas, que exibem espectros de distribuição de idades aparentes e diversos outros parâmetros. Normalmente, as idades platôs são definidas arbitrariamente. No caso em lide, a idade platô foi definida como uma seqüência de dois ou mais intervalos, correspondendo a pelo menos 40% do total de ^{39}Ar liberado da amostra, e cujos valores se situam no intervalo 2σ do valor médio de idade. Se uma amostra exibe um platô bem definido, isto significa que suas frações gasosas radiogênicas e nucleogênicas estão contidas em um reservatório cristalino específico, o qual permaneceu fechado durante a história geológica da amostra e não foi objeto de contaminação hipogênica. Por outro lado, alguns fatores geológicos e analíticos podem resultar em platôs aparentes (ou pseudo-platôs), tornando as idades de significado incerto ou ambíguo.

Quando uma amostra retém Ar em diferentes sítios cristalográficos, com razões variáveis dos componentes atmosférico, nucleogênico e radiogênico, os resultados podem ser plotados em diagramas de correlação isotópica, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. O intercepto $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ deve ser próximo da razão atmosférica 295,5. Isócronas são úteis para testar a confiabilidade da idade obtida para uma amostra. Sob circunstâncias ideais, raramente alcançadas, as idades platô e isocrônica devem coincidir.

No método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, uma idade integrada corresponde à idade aparente obtida a partir do total de gás extraído de uma amostra no aquecimento por intervalos. Idealmente, uma idade integrada corresponderia à idade K-Ar da amostra. Um ideograma representa um diagrama de probabilidade de idades, baseado na suposição de que os erros nas determinações das idades obedeçam a uma distribuição gaussiana. Uma das vantagens deste diagrama é que o mesmo independe do total de gás liberado em cada intervalo. Assim, um intervalo, ou seqüência de intervalos, que libera frações gasosas restritas, é considerado apropriadamente na estimativa da idade calculada. Um critério útil para diferenciar entre picos de alta probabilidade e artefatos no ideograma é a comparação dos picos com as idades platôs. Se eles coincidem, o ideograma define precisamente a idade (e intervalos de

erro) da amostra. Se os picos não correspondem a platôs, os mesmos são, então, considerados artefatos e como tal descartados.

As amostras datadas foram irradiadas juntamente com padrões de sanidina *Fish Canyon*, no Reator Triga da Universidade do Estado de Oregon (EUA). Os intervalos de irradiação variaram entre 10 a 14 horas. Após um período mínimo de 1 mês para resfriamento, cada amostra foi submetida a um processo de aquecimento por intervalos, com um feixe desfocado de laser de Ar. As frações gasosas recolhidas com técnicas e aparatos especiais foram analisadas para isótopos de Ar em um espectrômetro de massa MAP-215-50 no UQ-AGES. Os dados corrigidos para discriminação de massas, interferências nucleogênicas e contaminação atmosférica, foram utilizados para calcular as idades aparentes de cada intervalo de degaseificação das amostras. Para este método geocronológico, foram empregados minerais como K-feldspato, anfibólio e biotita (Tabela 7.1). As análises de rocha total foram realizadas para os casos de rochas com textura afanítica, sem possibilidade de separação de grãos minerais isolados. Este tipo de procedimento é mais eficaz no sentido de evitar efeitos de alteração hidrotermal (ou intempérica) na matriz afanítica de rochas vulcânicas, permitindo detectar a presença de contaminantes.

Tabela 7.1 – Dados geocronológicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar para as rochas da Província Magmática do Cabo (Continua).

Amostra	MD-10A		MD-10A		MD-64		MD-64		MD-68		MD-112		MD-128		MD-266		MD-266		MD-266	
Rocha (local)	Granito do Cabo	Granito do Cabo	Granito do Cabo	Granito do Cabo	Riolito Ipojuca	Riolito Ipojuca	Riolito Ipojuca	Riolito Sítio dos Anjos	Riolito Sítio dos Anjos	Riolito Sítio dos Anjos	Riolito Caeté	Riolito Caeté	Riolito Algodóis	Riolito Algodóis	Riolito Pindoba	Riolito Pindoba	Riolito Pindoba	Riolito Pindoba	Riolito Pindoba	Riolito Pindoba
Mineral e/ou Rocha	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total
	2447-01	2447A-01	2450-01	2450-01	2402-01	2402-01	2513-01	2403-01	2403-01	2403-01	2390-01	2390-01	2393-01	2393-01	2396-01	2397-01	2397-01	2397-01	2397-01	2397-01
	2447-02	2447A-02	2450-02	2450-02	2402-02	2402-02	2513-02	2403-02	2403-02	2403-02	2390-02	2390-02	2393-02	2393-02	2396-02	2397-02	2397-02	2397-02	2397-02	2397-02
	2447-03	2447A-03	2450-03	2450-03	2402-03	2402-03	2513-03	2403-03	2403-03	2403-03	2390-03	2390-03	2393-03	2393-03	2396-03	2397-03	2397-03	2397-03	2397-03	2397-03
Idade Platô (Ma) erro de 2	101,9 0,2	105,0 4,0	102,2 0,9	102,2 0,9	102,2 0,9	102,2 0,9	100,3 0,5	102,2 0,5	102,2 0,5	102,2 0,5	102,0 3,0	102,0 3,0	100,8 0,8	100,8 0,8	103,8 0,4	102,6 0,2	101,9 0,3	102,0 0,4*	101,9 0,3	101,9 0,3
	101,7 0,4*	102,5 1,0	102,9 0,7	102,9 0,7	99,2 1,7*	99,2 1,7*	99,7 0,3	101,2 0,8	101,2 0,8	101,2 0,8	101,6 1,3	101,6 1,3	100,8 0,8	100,8 0,8	105,3 0,7	102,0 0,4*	102,0 0,4*	102,0 0,4*	101,9 0,3	101,9 0,3
	101,7 0,4*	102,5 1,0	102,9 0,7	102,9 0,7	99,2 1,7*	99,2 1,7*	99,7 0,3	101,2 0,8	101,2 0,8	101,2 0,8	101,6 1,3	101,6 1,3	100,8 0,8	100,8 0,8	105,3 0,7	102,0 0,4*	102,0 0,4*	102,0 0,4*	101,9 0,3	101,9 0,3
Idade Integrada (Ma) erro de 2	101,95 0,2	103,0 5,0	97,3 0,6	97,3 0,6	103,6 0,4	103,6 0,4	100,5 0,3	110,2 0,2	110,2 0,2	110,2 0,2	101,0 14,0	101,0 14,0	99,2 0,7	99,2 0,7	104,2 0,3	102,0 0,2	102,0 0,2	102,0 0,2	102,0 0,2	102,0 0,2
	101,51 0,2	100,8 0,9	102,6 0,6	102,6 0,6	96,5 1,7	96,5 1,7	101,4 0,2	101,6 0,2	101,6 0,2	101,6 0,2	111,0 3,0	111,0 3,0	96,7 0,4	96,7 0,4	108,5 0,5	99,7 0,2	99,7 0,2	99,7 0,2	99,7 0,2	99,7 0,2
	101,70 0,2	94,1 1,5	101,5 1,0	101,5 1,0	99,3 0,8	99,3 0,8	102,0 0,2	102,8 0,2	102,8 0,2	102,8 0,2	91,0 3,0	91,0 3,0	99,8 0,3	99,8 0,3	104,7 0,4	101,8 0,2	101,8 0,2	101,8 0,2	101,8 0,2	101,8 0,2
Idade Ideograma (Ma) probabilidade máxima	101,9	102,5	101,6	101,6	101,6	101,6	99,8 99,9	102,9	102,9	102,9	101,5 †	101,5 †	101,3 †	101,3 †	104,0	102,0	102,0	102,0	102,1	102,1
Idade Ideograma (Ma) média ponderada, erro de 2	101,8 0,5	103,0 3,0	102,1 1,5	102,1 1,5	101,4 1,4	101,4 1,4	102,2 2,0	105,0 3,0	105,0 3,0	105,0 3,0	102,0 3,0	102,0 3,0	100,7 0,7	100,7 0,7	104,4 0,8	101,1 1,1	101,1 1,1	101,1 1,1	101,7 0,7	101,7 0,7
Idade Isocrônica (Ma) erro de 2	102,0 0,2	102,1 0,2	102,1 0,2	102,1 0,2				102,4 0,7§	102,4 0,7§	102,4 0,7§										
Intersecção ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	288 4	289 4	289 4	289 4																

Tabela 7.1 – (Conclusão).

Amostra	MD-340		MD-340		MD-38		MD-38		MD-38		MD-127		2-CPE-1-PE		MD-362	
Rocha (local)	Riolito Mirador	Riolito Mirador	Riolito Mirador	Riolito Mirador	Traquilo Itapoama	Traquilo Itapoama	Traquilo Itapoama	Traquilo Itapoama	Traquilo Itapoama	Traquilo Itapoama	Traquilo Granex	Traquilo Granex	Traquilo Poço do Cupe	Traquilo Poço do Cupe	Basalto Sibiró	Basalto Sibiró
Mineral e/ou Rocha	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total	K-feldspato	K-feldspato	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total	Rocha Total
	2399-01	2400-01	2446-01	2446-01	2446A-01	2446A-01	2446A-01	2446A-01	2446A-01	2446A-01	2391-01	2391-01	2401-01	2401-01	2394-01	2394-01
	2399-02	2400-02	2446-02	2446-02	2446A-02	2446A-02	2446A-02	2446A-02	2446A-02	2446A-02	2391-02	2391-02	2401-02	2401-02	2394-02	2394-02
	2399-03	2400-03	2446-03	2446-03	2446A-03	2446A-03	2446A-03	2446A-03	2446A-03	2446A-03	2391-03	2391-03	2401-03	2401-03	2394-03	2394-03
Idade Platô (Ma) erro de 2	102,7 0,4*	98,5 0,2*	103,2 0,4	103,2 0,4	100,3 0,2	100,3 0,2	100,3 0,2	100,3 0,2	100,3 0,2	100,3 0,2	101,1 1,1	101,1 1,1	103,5 0,2	103,5 0,2	101,9 0,8*	101,9 0,8*
	103,4 0,3	96,7 0,8*	100,4 0,4	100,4 0,4	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	103,2 0,7	103,2 0,7	103,7 0,2	103,7 0,2	103,7 0,5	103,7 0,5
	105,4 0,5	98,2 0,8	101,9 0,4	101,9 0,4	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	107,9 1,5	107,9 1,5	103,7 0,2	103,7 0,2	101,5 1,2*	101,5 1,2*
	105,4 0,5	98,2 0,8	101,9 0,4	101,9 0,4	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	107,9 1,5	107,9 1,5	103,7 0,2	103,7 0,2	100,6 0,5	100,6 0,5
Idade Integrada (Ma) erro de 2	101,6 0,2	98,5 0,2	101,9 0,2	101,9 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	99,5 0,2	107,9 1,5	107,9 1,5	103,5 0,2	103,5 0,2	102,3 0,3	102,3 0,3
	103,3 0,2	96,5 0,2	100,4 0,2	100,4 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	98,5 0,2	97,2 0,8	97,2 0,8	103,7 0,2	103,7 0,2	102,2 0,3	102,2 0,3
	106,2 0,4	98,6 0,2	101,4 0,2	101,4 0,2	99,0 0,2	99,0 0,2	99,0 0,2	99,0 0,2	99,0 0,2	99,0 0,2	102,8 0,6	102,8 0,6	103,4 0,2	103,4 0,2	100,5 0,3	100,5 0,3
	103,4	98,5	101,3	101,3	100,1	100,1	100,1	100,1	100,1	100,1	102,8	102,8	100,7	100,7	100,9	100,9
Idade Ideograma (Ma) probabilidade máxima																
Idade Ideograma (Ma) média ponderada, erro de 2	102,9 0,8	98,0 0,9	101,5 0,6	101,5 0,6	99,4 0,7	99,4 0,7	100,3 0,6	100,3 0,6	100,3 0,6	100,3 0,6	102,0 2,0	102,0 2,0	102,3 0,9	102,3 0,9	101,6 1,3	101,6 1,3
Idade Isocrônica (Ma) erro de 2			102,3 0,2	102,3 0,2	100,3 0,2	100,3 0,2										
Intersecção ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar			282 3	282 3	284 3	284 3										

Legenda: * = pseudo-platô; † = degraus que definem platô; § = grãos 02 & 03; K-f = Feldspato potássico; RT = Rocha total.

7.2.2 – ARTIGO A SER SUBMETIDO AO GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN

⁴⁰Ar/³⁹Ar GEOCHRONOLOGY OF THE CABO MAGMATIC PROVINCE, PERNAMBUCO BASIN, NE BRAZIL: STRATIGRAPHIC AND TECTONIC IMPLICATIONS

Nascimento, M.A.L.¹, Vasconcelos, P.M.², Souza, Z.S.³, Sá, E.F.J.³, Carmo, I.O.², Thiede, D.²

1. Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN), PRH22-ANP, Caixa Postal 1596, 59078-970, Natal/RN, Brazil, marcos@geologia.ufrn.br

2. Department of Earth Sciences, The University of Queensland; Brisbane Qld 4072, Australia, paulo@earth.uq.edu.au

3. Departamento de Geologia, PPGG/UFRN e PRH-22-ANP, Caixa Postal 1596, 59078-970, Natal/RN, Brazil, zorano@geologia.ufrn.br, emanuel@ccet.ufrn.br

Key words: ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, magmatic rocks, Pernambuco Basin, NE Brazil

Abstract

Northeastern Brazil comprises a widespread geotectonic Precambrian unit of the South American platform, the Borborema Province. In this province, there is a number of rift-related Cretaceous to Tertiary basins overlying the Precambrian crystalline basement. One of these basins, the Pernambuco Basin (PB), corresponds to a thin belt of sedimentary and magmatic rocks outcropping south of Recife town. In its better known onshore portion, the PB is composed of a lowermost Aptian to Albian rift phase, characterized mainly by siliciclastic sediments of the Cabo Formation and the Cabo Magmatic Province (CMP), which includes trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites and a high level granite. These units stratigraphically underlie a calcareous sequence (the Estiva Formation) and a siliciclastic one (the Algodoads Formation). Field observations show a close relationship between the magmatic rocks (dykes, sills, plugs, domes, flows) and the sedimentary sequences of the Cabo Formation. The available Rb/Sr, K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic data for the magmatic rocks of the CMP show ages in the range 111 Ma to 85 Ma (Albian to Santonian), whereas palynologic P260 and P280 zones for the Cabo Formation are in the range 116 to 112 Ma. In the present paper, we report new ⁴⁰Ar/³⁹Ar data for the CMP, including 6 rhyolites, 3 trachytes, 1 basalt and 1 granite. The results obtained reveal that the alkaline magmatism of the PB has a very restricted time interval of emplacement, in the range 104.4±0.8 to 100.3±0.6 Ma (with a mean age of 102±1 Ma). This date is interpreted as the age of the peak (or the late increments?) of the rift phase. Otherwise, it can be interpreted as the minimum age of the Cabo Formation and the maximum age of the Algodoads Formation. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates for mineral and whole-rock are about 10-14 Ma younger than the palynologic ages of the Cabo Formation, which suggest that the ⁴⁰Ar/³⁹Ar

data could reflect the extrusion or intrusion age of the magmatic rocks, whereas the palynologic age probably register the deposition age of the associated sedimentary rocks. Thus, the time interval 10-14 Ma may indicate the approximate duration of the rift phase of the PB. Finally, the results reported provide new geochronological constraints for the magmatism in the PB and suggest that the magmatic events in this basin are restricted to a much narrower time interval than previously proposed.

1. INTRODUCTION

Northeastern Brazil comprises a widespread geotectonic unit of the South American platform, the Borborema Province (Fig. 1). In this province, there are a number of volcanic and hypabyssal rocks, with ages ranging from Cretaceous to Tertiary. This Mesozoic and Cenozoic magmatism may reflect mantle thermal anomalies associated with the break-up of Gondwanaland and, possibly, the migration of the South American Platform over the Santa Helena plume (Cordani, 1970; Chang et al., 1992).

To understand the fundamental mechanisms leading to the Borborema Province Mesozoic and Cenozoic magmatism, it is necessary to determine exact ages of magma emplacement, the chemical and isotopic characteristics of the magma sources, and the extent of crustal contamination in these magmas. To achieve these goals, we have comprehensively sampled the magmatic bodies interleaved and/or intrusive in the Cretaceous Pernambuco Basin (PB). We will present here a number of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the magmatic events, discuss the possible reasons for the discrepancy between these results and previous dates, and discuss the advantages of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method as a geochronological tool in the study of these magmatic events.

The magmatic rocks referred above occur as dykes, sills, small flows, volcanic conduits and plugs (Sial, 1976a; Almeida et al., 1988). They preceded or succeeded the implantation of the Cretaceous rifts in this province (e.g., the Rio do Peixe interior basin and the Potiguar – Ceará and Pernambuco – Paraíba coastal basins) and they probably contributed to the processes of regional uplifting and re-heating (Sá et al., 1999) of this part of northeastern Brazil during the lower Cretaceous and lower Oligocene. A recent compilation of geochronological data by Mizusaki et al. (2002) identifies three distinct magmatic events.

The oldest one, the so-called Rio Ceará Mirim Magmatism, yields a K-Ar age peak around 130 Ma. It is represented by several tholeiitic diabase dykes, oriented predominantly in an E-W direction, that outcrop mainly in the southeast portion of the Potiguar basin, with minor occurrences in the oriental part of the Parnaíba basin. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates (Araújo et al., 2001) of plagioclase crystals from diabase dykes from João Câmara, Açu and Lajes (Rio Grande do Norte state) yielded plateau ages of 136 ± 4 Ma, 127 ± 1.3 Ma e 110.7 ± 1.3 Ma, respectively. Recent age determinations of late magmatic amphibole from diabase dyke of Lajes village (Rio

Grande do Norte state) yielded a best estimate of plateau age of 132.2 ± 1 Ma, which was considered as the cooling age for the diabase dyke (Souza et al., 2003).

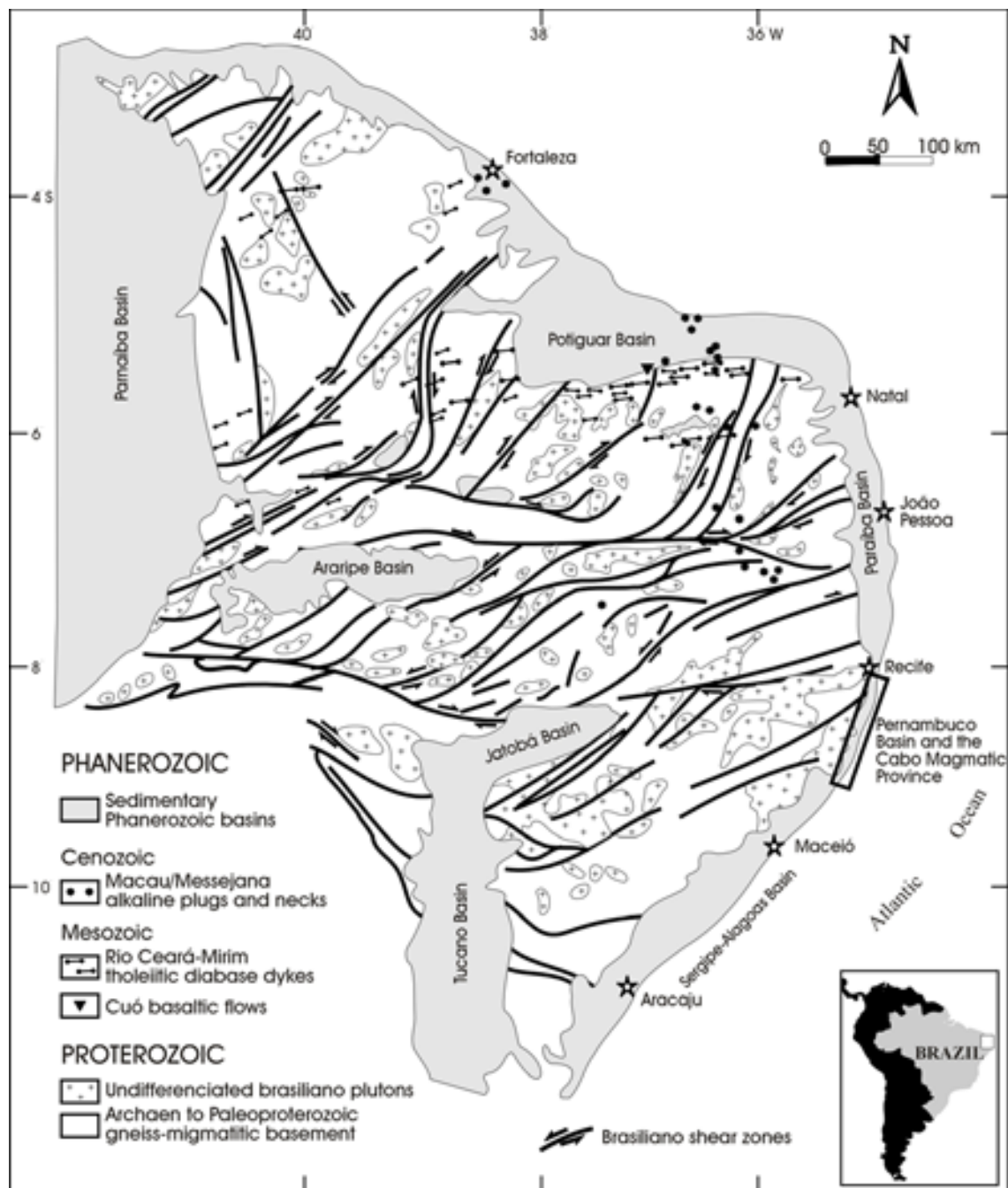


Figure 1. Simplified geologic framework of the Borborema Province, northeastern Brazil, with emphasis to the Meso-Cenozoic magmatism (modified after Schobbenhaus et al. 1984)

For the second event, Vandoros et al. (1966), Gava et al. (1983), Long et al. (1986) and Almeida et al. (1988) report K-Ar ages between 108 e 85 Ma for alkalic and calc-alkalic rocks from the Pernambuco Basin and, possibly, the Itapororoca region (eastern Paraíba state). They occurs as dykes, plugs, small flows, sills and laccoliths, crosscutting cretaceous clastic sequences of the Cabo Formation in the Pernambuco Basin (Amaral and Menor, 1979; Sial, 1976a). Recent Tese de Doutorado (PPGG/CCET/UFRN)

whole-rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of basalts, trachytes, rhyolites and ignimbrites from this basin yielded ages between 111 and 100 Ma (Lima Filho and Szatmari, 2002). Slightly younger K-Ar dates (80.4 ± 2 Ma) are cited for the Cuó basaltic flows from Açú (Rio Grande do Norte state) (Sial et al., 1981). Based on compilation of available K-Ar data, Mizusaki et al. (2002) places the peak of the Cuó magmatism at ca. 90 Ma. However, Araújo et al. (2001) interpreted a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ integrated age of 98.3 ± 0.8 Ma and a compatible weighted mean average age of 99 ± 2 Ma as the best estimate for this magmatic event, placing this magmatism temporally very close to the one found in the Pernambuco Basin. The more recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results for the Cuó basaltic flows yielded a most probable peak at 93.1 ± 0.8 Ma, interpreted as the age of this magmatism (Souza et al., 2003).

The youngest magmatic event in the Borborema province is related to Tertiary volcanic rocks of the Macau – Queimadas and Messejana – Fernando de Noronha alignment (Almeida et al., 1988). The K-Ar whole-rocks data compiled by Mizusaki et al. (2002) is consistent with two groups, one with ages ranging between 12.3 ± 1 and 1.81 ± 0.13 Ma (peak around 7 Ma in Fernando de Noronha archipelago), and the other one with ages ranging from 45 ± 1 to 12.5 ± 1 Ma (peak around 30 Ma). For Messejana phonolites, Vandomos and Oliveira (1968) furnished K-Ar ages of 28.6 ± 0.6 Ma and 26.6 ± 0.8 Ma, whereas Cordani (1970) obtained 27.8 ± 0.8 Ma. An Rb-Sr isochron of phonolites from the alkaline province of northeastern Ceará state gave an age of 30.2 ± 2.2 Ma, with initial isotopic ratios (I_{sr}) of 0.7048 and MSWD of 1.4617 (Guimarães, 1982). A recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date for whole-rock basalt sample from Serrote Preto (Cerro Corá, Rio Grande do Norte state) yielded a plateau age of 24.2 ± 0.3 Ma (Moraes Neto et al., 2002), considered by these authors as the best age for this sample. However, Araújo et al. (2001) interpreted an integrated age of 29.7 ± 0.6 Ma as the best estimate for the Cerro Corá magmatism. Basalts from the Cabugi neck (Lajes – RN) yielded a plateau age of 23.7 ± 1.2 Ma (Araújo et al., 2001) or 24.6 ± 0.8 Ma (Souza et al., 2003).

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data reported here (6 rhyolites, 3 trachytes, 1 basalt and 1 granite) provide new geochronological constraints for the magmatism in the PB and suggest that the magmatic events in the Cabo Province are restricted to a much narrower time interval than previously proposed. The dating of the magmatic rocks will bracket a minimum (or very close) age for the syn-rift sedimentation (the Cabo Formation), as well as a maximum age for the beginning of the post-rift (drift) evolutionary phase of the basin.

A synthesis of part of these results was presented as an extended abstract in the last South America Symposium on Isotope Geology, held in Salvador, Brazil, in August 2003 (Nascimento et al., 2003).

2. REGIONAL AND LOCAL GEOLOGY

2.1. Geology of the Pernambuco Basin (PB)

The Pernambuco Basin (PB) corresponds to a thin belt of sedimentary and magmatic rocks belonging to the southern portion of the Cretaceous Pernambuco – Paraíba Basin (Fig. 2), extending for about 80 km in the NNE direction south of Recife town. The continental component of the PB is better known than its offshore counterpart (Lima Filho, 1998). The geologic limits of the PB are the Pernambuco Lineament on the north, the Maragogi high on the south and the Pernambuco – Alagoas Massif on the west. The onshore portion of the PB is composed (Lima Filho, 1998) of a lowermost Aptian to Albian rift phase, characterized mainly by siliciclastic sediments of the Cabo Formation and the Cabo Magmatic Province (trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites, high level granite). These units stratigraphically underlie a calcareous sequence (the Estiva Formation) and a siliciclastic one (the Algodoads Formation), which comprise the drift phase of the basin (Lima Filho, 1998).

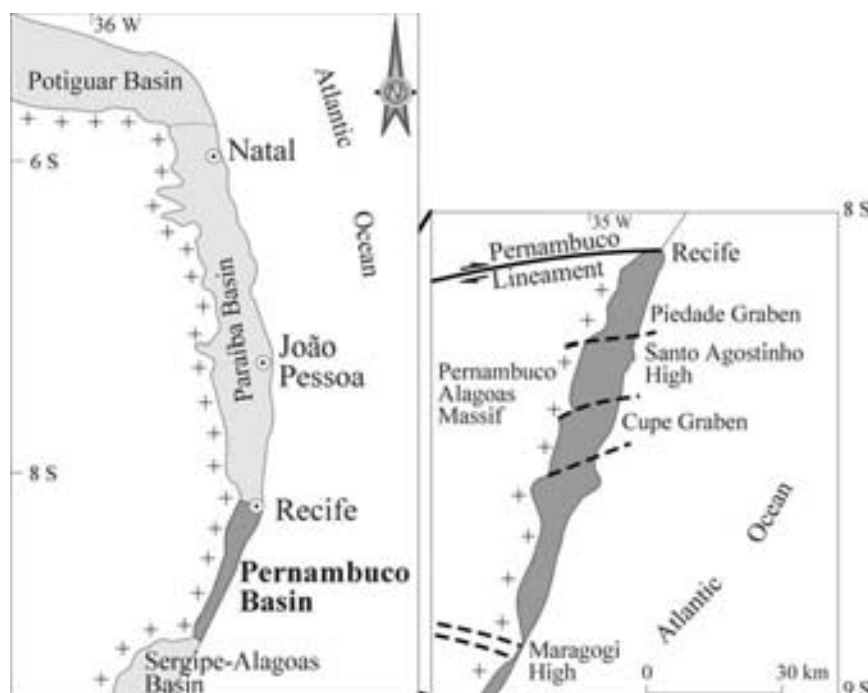


Figure 2. Geographical situation of the Pernambuco Basin.

The rift section of the PB (the Cabo Formation and the associated volcanic and hypabyssal rocks) is composed of the Cabo Formation siliciclastics and the penecontemporaneous Cabo Magmatic Province (Fig. 3) of Aptian to Santonian age (Vandoros et al., 1966; Long et al., 1986; Lima Filho and Szatmari, 2002). The Cabo Formation is constituted by three alluvial fan sedimentary facies (Lima Filho, 1988; Cruz, 2002; Frutuoso Jr., 2002; Cruz et al., 2003): i) a proximal-fan facies – it outcrops adjacent to faults scarps along the western basin border and is formed by polymodal conglomerates and breccias, with large

blocks and pebbles of granites and gneisses; this unit grades to ii) a mid-fan facies – this one is represented by medium-grained immature sandstones, and iii) a distal-fan facies – it is composed of interlayered argillites and black, grey or greenish shales and siltstones.

Representing the drifte and transgressive phase of the basin are found limestones and marbles of the Estiva Formation, with Albian to Cenomanian/Turonian palynologic ages (Lima Filho, 1998). After the Turonian stage, it happened a second sedimentation cycle (a regressive phase) characterized by the Algodoads Formation, which is represented by a braided to meandering fluvial system, characterized by conglomerate, siltstone to medium-grained sandstones and argillites (Lima Filho, 1998; Cruz, 2002). Finally, there are reported the conglomerates and sandstones of the Barreiras Formation, pleistocenic terraces and quaternary sediments.

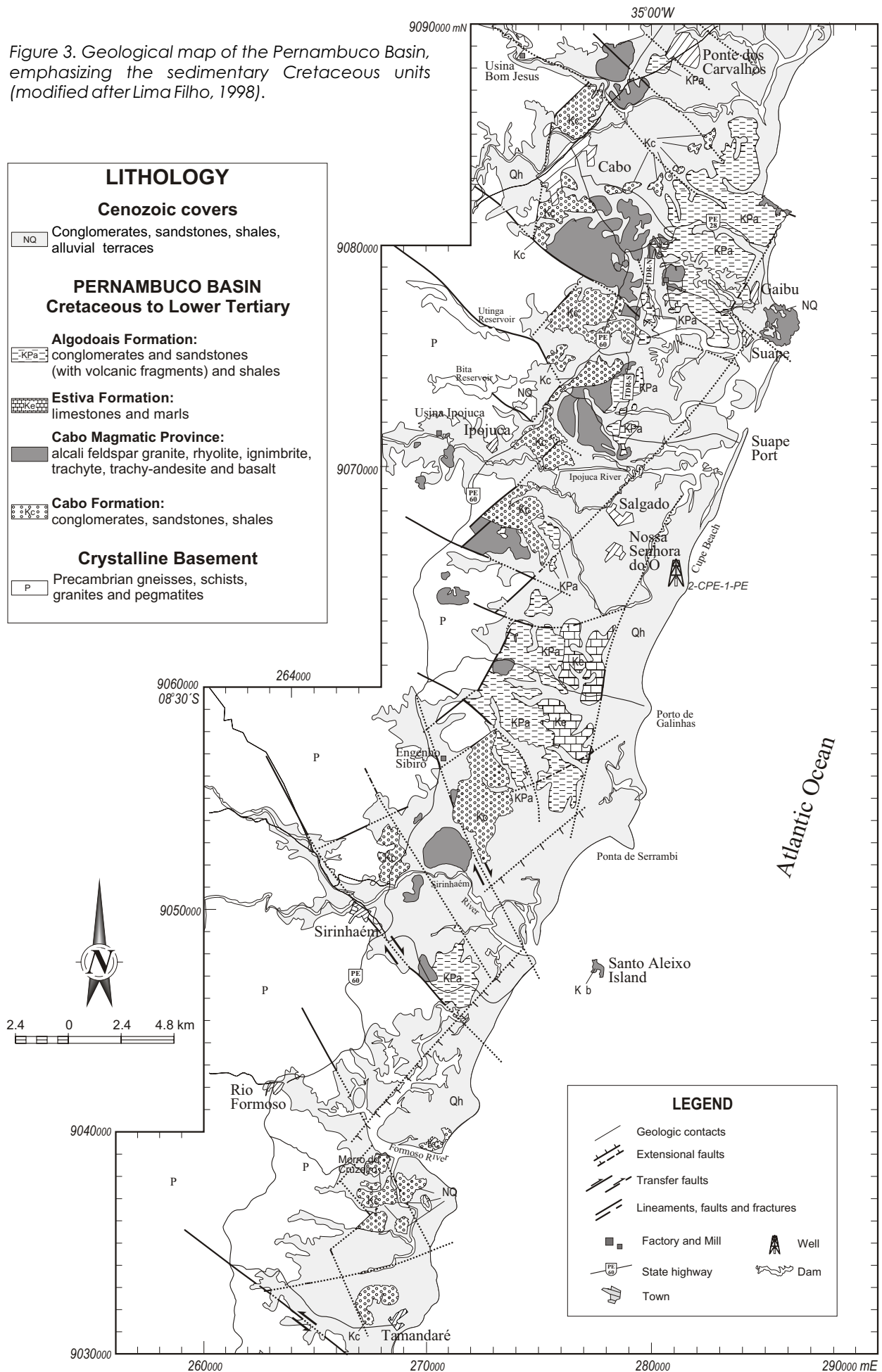
2.2. Geology of the Cabo Magmatic Province (CMP)

The PB has a variety of volcanic and hypabyssal rocks that show several different relationships with the sedimentary units. A number of criteria such as structural patterns, mineralogy, texture, and contact effects were employed for mapping the geological units and defining the magmatic stratigraphy of the basin. However, the deep weathering, the anthropic activities, the expressive Tertiary and Quaternary coastal covers and the rain seasons rendered difficult to set up a definitive lithostratigraphic sequence of the magmatic rocks of the CMP.

The CMP, first described by Sial (1976b), is composed by a series of volcanic and sub-volcanic rocks, including trachytes, rhyolites, basalts, ignimbrites and a high level granite pluton (the Cabo granite). Field observations show a close relationship between these rocks and the sedimentary sequences of the Cabo Formation. There is abundant evidence that the magmatic activity is synchronous with rift sedimentation (Lima and Pinho, 1997).

Trachyte flows, sills and NE-trending dykes, and rhyolite laccoliths, plugs and domes are volumetrically the most important types of volcanic/sub-volcanic bodies. The Cabo granite, ignimbrites of the Engenho Saco quarry and small basalt flows and sills, are also present. Field exposures of the contacts between the magmatic rocks and the sedimentary country rocks are quite rare. Conglomeratic sandstones of the Cabo Formation containing trachyte and rhyolite clasts are intruded by similar rocks, suggesting different magmatic pulses in the CMP. Trachytic and rhyolitic fragments found within pyroclastic flows (ignimbrites) also point to successive volcanic events during the rift phase of the PB.

Figure 3. Geological map of the Pernambuco Basin, emphasizing the sedimentary Cretaceous units (modified after Lima Filho, 1998).



Even without exposed contacts, field relations suggest that the Cabo granite intruded the Cabo Formation and interlayered volcanic rocks. Shallow drill holes in the Suape area (Amaral and Menor, 1979) reveal that the Cabo granite had been already uplifted during deposition of the Estiva carbonates. Furthermore, the siliciclastic sediments of the Algodóais Formation, which contain abundant volcanic clasts, overlie the rift section (Cabo Formation plus the CMP rocks) in a clear unconformity. Therefore, dating of the CMP magmatic rocks will bracket a minimum (or very close) age for the syn-rift sedimentation (the Cabo Formation), as well as a maximum age for the beginning of the post-rift (drift) evolutionary phase of the basin.

2.3. Structural Framework

The structural framework of the PB was probably firstly imprinted in lower Cretaceous period, which is before and/or during the emplacement of the CMP. In a regional scale, the main structures are the asymmetrical Cupe and Piedade grabens, which are separated by the Santo Agostinho high (Lima Filho, 1998). These structures contain the thickest section of the Cabo Formation as well as the major volume of magmatic rocks in the PB (Lima Filho, 1998).

The structural and tectonic features of the PB were addressed by Polônia (1997), Lima Filho (1998), Cruz (2002) and Sá et al. (2003). Their main conclusions are reported in the following. The initial rift phase of the PB is characterized by steep-dipping NE-trending, synthetic and antithetic extensional faults, linked by NE-trending, mostly dextral strike-slip (or oblique) faults that behaved as transfer zones to the former faults. These structures define a major NW-trending extensional direction that controlled the oblique opening of the rift. Emplacement of the CMP was probably controlled by this kinematic setting. A younger structural event involved reactivation of earlier faults, also including E-W extensional faults. These late structures also affected the Algodóais and Barreiras formations. This younger event is compatible with a N-S or NNE-trending extensional direction, coupled with an orthogonal compression probably related to the meso-Atlantic spreading combined with the Andean compression, propagated through the South America plate (Cruz, 2002; Sá et al., 2003).

3. ANALYTICAL TECHNIQUES

3.1 Geochemistry

A total of 53 samples representative of the CMP were analyzed. The average composition of the main rocks studied is given in Table 1. Major and trace elements were determined by X-ray fluorescence, whereas the rare earth elements were analyzed by ICP-MS at the Lakefield – Geosol Laboratory (Brazil). The analytical errors are less than 2% for the major

elements, but may reach up to 5% for MnO, MgO and P₂O₅. For the trace elements the errors are within 5% or up to 10% for those ones with concentrations lower than 30 ppm.

3.2 ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology

One of the major difficulties in providing accurate and precise age constraints for the Mesozoic and Cenozoic magmatic rocks from the Borborema Province is their advanced stages of weathering, the low K contents of some units, the presence of wall-rock contamination, and the possible presence of excess Ar. Previous K-Ar dating provides useful age constraints; however, the absolute ages of the magmatic events are not precisely determined by this method given the limitations of the method in addressing the complicating factors listed above.

Contrary to the K-Ar technique, where K and Ar are determined in different aliquots of the sample, in the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method K and Ar contents are determined from the same aliquot, mineral grain, or crystallographic site in a sample. The main advantages of the application of the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method are: i) the fine-scale resolution of the method, which allows the age determination of very fine-grained phases (0.5-1 mm grains of rocks can be dated); ii) the multiple-step analysis of single grains, which enables the determination of the Ar retention history for a mineral, the presence of excess/inherited Ar, and the possibility of K and/or Ar loss; iii) the crystallochemical information obtained by the analyses of ⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁸Ar, ³⁷Ar, and ³⁶Ar from the same gas aliquot.

All samples were irradiated (14 hours) together with Fish Canyon sanidine neutron flux standards in the Triga Reactor at the Oregon State University. After a two-month cooling period, each sample was incrementally heated under a continuous Ar-ion laser with a 2mm-diameter beam. The fraction of gas released was cleaned through a cryocooled cold-trap (T = -140 °C) and two C-50 SAESTTM Zr-V-Fe getters and analyzed for Ar isotopes in a MAP-215-50 mass spectrometer at the UQ-AGES (University of Queensland Argon Geochronology in Earth Sciences) laboratory. Automation and analytical procedures are described by Vasconcelos (1999) and Vasconcelos et al. (2002). Data corrections for mass discrimination, nucleogenic interferences and atmospheric contamination were used to calculate apparent ages for each degassing step. Although single crystals were analyzed whenever possible, total rock samples were also analyzed if the sample was sufficiently fine-grained (phenocrysts smaller than 50-100 µm). In some cases we analyzed both phenocrysts and total rock grains for the same sample, in order to test the reproducibility of the results obtained from distinct Ar reservoirs. For the holocrystalline rocks, like the Cabo granite, K-feldspar, biotite, and amphibole crystals were analyzed, allowing an insight of the cooling history of this intrusive rock. To ensure the accuracy of the results, single crystals of international standards Alder Creek sanidine (1.194 ± 0.007 Ma), GA 1550 biotite (98.8 ± 0.5 Ma) and HB3gr amphibole (1072 ± 11 Ma) (McDougall and Harrison, 1999) we also irradiated and analyzed, following exactly the same procedures.

Given the large number of samples (11) and grains (51) analyzed by the laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating technique in this study, the geochronological results are presented as probability density plots (ideograms), instead of illustrating simple individual incremental heating spectra. Most of the analyzed grains yield well defined plateau ages, using a plateau definition as a sequence of two or more steps corresponding to at least 50% of the total ^{39}Ar released, and whose age values are within two sigma from the mean value. If a sample reaches a well-defined plateau, it implies that: i) the sample hosts its radiogenic and nucleogenic gas fractions in a tight crystallographic reservoir; ii) the reservoir has been closed during the history of the sample, and iii) the contaminating hypogene phases are unlikely to be present. Sometimes a grain does not yield a plateau as defined above, despite the fact that the analytical results yield a well defined incremental heating spectrum with a "plateau-like segment". In these instances, we choose to visually estimate a plateau and calculate a "forced plateau age" for the significant steps.

4. RESULTS

4.1 Geochemistry

According to figures 4 and 5 and table 1 as well as field, petrographic and textural aspects the rocks of the CMP are divided in two major groups: i) a slightly alkaline potassic suite composed of basalts to trachytes subdivided in a basaltic to trachy-andesitic group (rocks with fine-grained texture, sometimes with phenocrysts of olivine, clinopyroxene and plagioclase), and another one of trachytic composition (rocks with porphyritic texture and phenocrysts of sanidine and plagioclase); ii) an acidic, volcano-plutonic group, constitute by rocks formed through pyroclastic flow (rhyolitic ignimbrites), fine- to medium-grained rhyolites having quartz and sanidine phenocrysts, and a third subgroup referred to the Cabo granite body (a high level granitic laccolith with medium- to coarse-grained texture and miarolitic cavities).

Basalts and trachy-andesites are richer in CaO (8.3 and 3.8 wt%, respectively), MgO (8.2 and 1.7 wt%), TiO_2 (3.8 and 1.2 wt%), $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (14.5 and 8.6 wt%), P_2O_5 (0.9 and 0.4 wt%) and Sr (743 and 511 ppm) when compared to the other groups (the acidic rocks have lower contents of those elements). Concerning the trace elements, the rocks of the CMP show high Zr (374-932 ppm, the highest ones in trachytes and ignimbrites and the lowest in basalts), Nb (61-400 ppm, the lowest in basalts and trachy-andesites and the highest in ignimbrites).

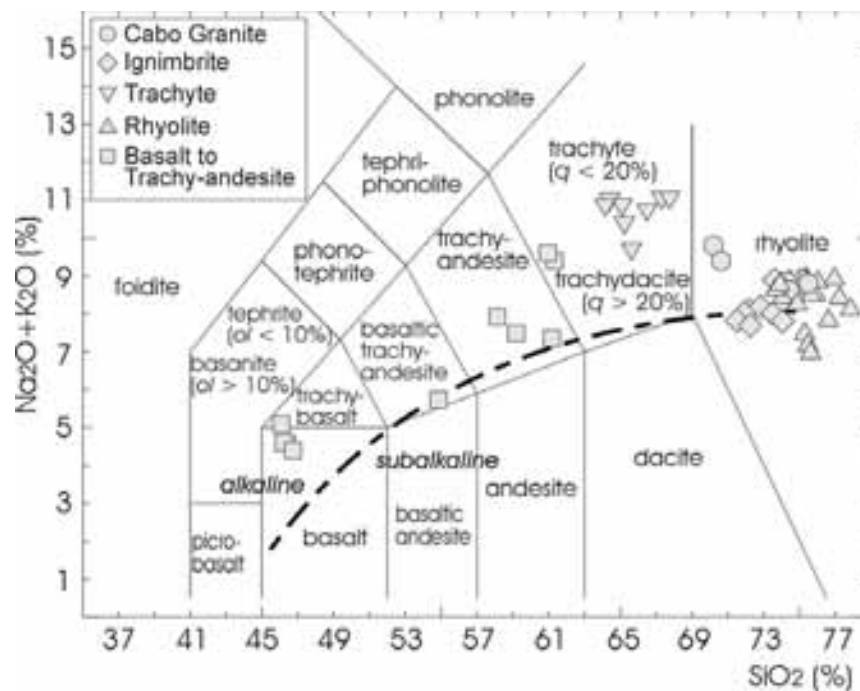


Figure 4. Total alkali-silica diagram after Le Maitre (1989) with the limit of the subalkaline and alkaline series according to Myashiro (1978) for the Cabo Magmatic Province.

The rare earth (REE) patterns of all rocks are moderately fractionated with light-REE enrichment as regards the heavy-REE (figure 6), the normalized La/Yb (La_N/Yb_N) ratios varying from 13.1 to 82.8 (the lowest in ignimbrites – 13.2 and the Cabo granite – 23.1, and the highest in basalts – 82.8). The highest light-REE concentrations are found in the Cabo granite ($La_N = 5041$), rhyolites ($La_N = 1372$), trachytes ($La_N = 925$) and ignimbrites ($La_N = 860$). The normalized Yb (Yb_N) is also variable, in the range 6-141 for the Cabo granite, 11-51 in ignimbrites, 5-28 in trachytes, 3-51 in rhyolites, and 1-13 in basalts / trachy-andesites. No significant Eu anomaly is observed in basaltic to trachy-andesitic rocks, whereas an expressive negative Eu anomaly is encountered in trachytes ($Eu/Eu^* = 0.23-0.58$), ignimbrites ($Eu/Eu^* = 0.08-0.09$), rhyolites ($Eu/Eu^* = 0.06-0.23$) and the Cabo granite ($Eu/Eu^* = 0.06-0.15$).

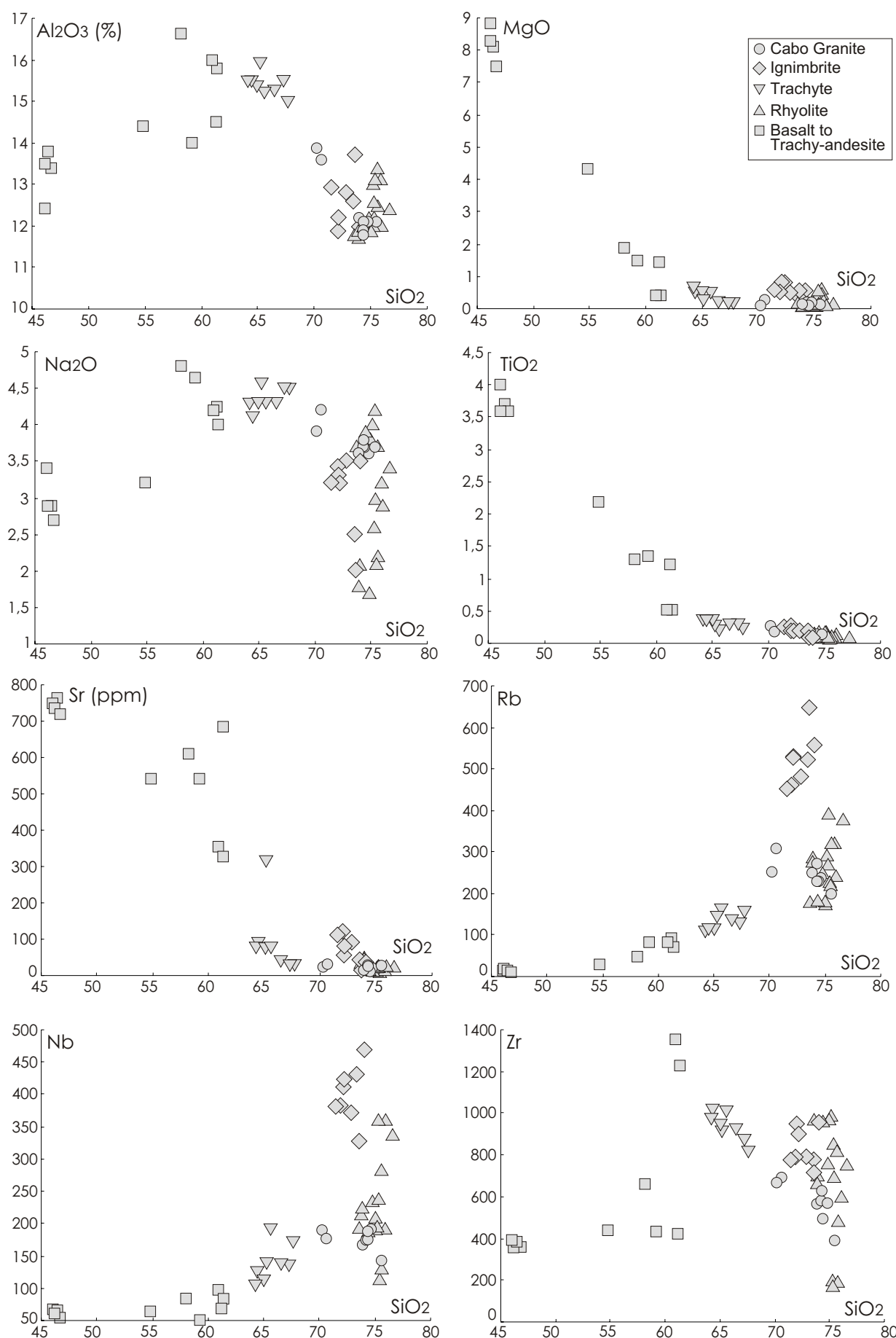


Figure 5. Harker variation diagrams with of wt. % SiO_2 abscissa for igneous rocks of the Cabo Magmatic Province.

Table 1. Major (wt%) and trace element (ppm) average concentrations for the Cabo Magmatic Province, northeastern Brazil.

	Cabo Granite (n = 8)	Rhyolite (n = 16)	Younger Rhyolite (n = 3)	Ignimbrite (n = 8)	Trachyte (n = 8)	Trachy-andesite (n = 6)	Basalt (n = 4)
Elementos	X	X	X	X	X	X	X
SiO ₂ (wt%)	73.49	75.09	77.30	72.70	65.74	59.25	46.35
TiO ₂	0.14	0.12	0.09	0.18	0.30	1.18	3.73
Al ₂ O ₃	12.46	12.36	11.33	12.61	15.41	15.22	13.28
Fe ₂ O _{3t}	2.69	2.58	1.70	2.83	4.96	8.58	14.45
MnO	0.04	0.03	0.01	0.03	0.09	0.17	0.18
MgO	0.15	0.23	0.36	0.59	0.39	1.65	8.18
CaO	0.25	0.26	0.14	0.52	0.72	3.73	8.33
Na ₂ O	3.78	3.02	2.87	3.09	4.36	4.18	2.98
K ₂ O	5.11	5.39	5.70	4.99	6.30	3.75	1.73
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.40	0.94
LOI	0.64	0.70	0.47	1.64	0.82	1.23	0.12
Total	98.75	99.81	100.00	99.19	99.13	99.34	100.23
Ba (ppm)	88	37	20	56	608	1307	388
Ga	45	49	43	62	39	31	24
Nb	176	230	250	400	140	74	61
Hf	13	16	15	18	22	24	11
Th	19	34	64	77	21	10	16
Ta	12	17	33	38	11	11	11
Rb	247	262	297	523	133	68	15
Sr	24	25	35	68	93	511	743
Y	286	202	174	319	86	59	33
Zr	574	673	685	829	932	757	374
Na₂O+K₂O	8.89	8.42	8.57	8.06	10.66	7.93	4.70
Na₂O/K₂O	0.74	0.58	0.50	0.64	0.70	1.21	1.73
Rb/Sr	11.40	12.90	8.50	13.50	2.39	0.15	0.02
A/CNK	1.02	1.11	1.02	1.11	1.01	0.86	0.61
A/NK	1.06	1.14	1.04	1.21	1.10	1.41	1.98

Notes: Geochemical quantities in weight % or ppm are data averaged (X) from multiple analyses (n); is 1 standard deviation uncertainties; A/CNK = molar index Al₂O₃/[CaO+Na₂O+K₂O]; A/NK = molar index Al₂O₃/[Na₂O+K₂O]; # Mg = Mg number = 100 x (MgO/40.35) / [(MgO/40.35) + (Fe₂O₃x0.8998/71.84)].

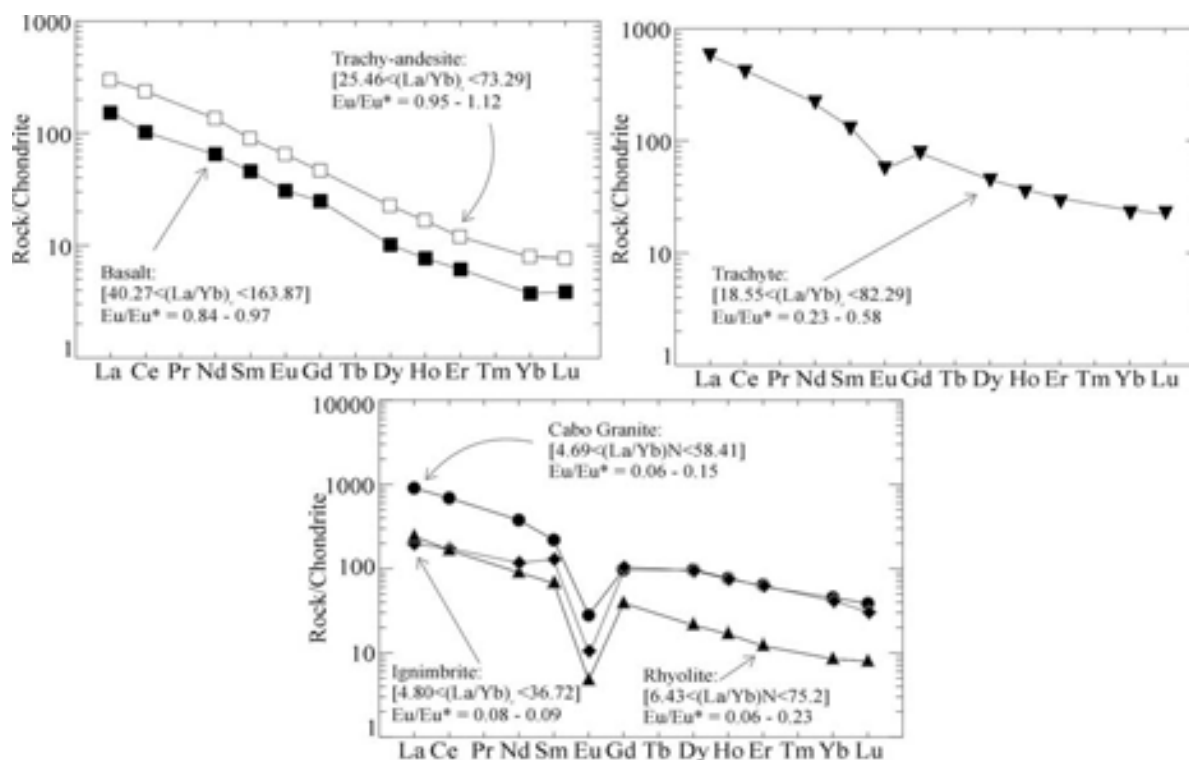


Figure 6. Chondrite normalized REE patterns for the different lithologies of the Cabo Magmatic Province. The normalizing values are those suggested by Evensen et al. (1978).

4.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology

RHYOLITES

Coarse to medium-grained rhyolites from the Algodoais, Caeté and Pindoba plugs, contain quartz and feldspar (mainly sanidine) phenocrysts in a very fine-grained groundmass. The ages obtained for the K-feldspar phenocrysts are shown in Figs. 7A, 7B and 7C. Three sanidine grains from the Algodoais plug yield very well defined and concordant plateau ages (99.2 ± 0.7 , 101.2 ± 0.8 , and 100.8 ± 0.4 Ma) (Fig. 8A), with a weighted mean age of 100.7 ± 0.7 Ma (Fig. 7A). Only two of the three sanidine grains from the Caeté rhyolite yield well defined plateaus, with 102 ± 3 and 101.6 ± 1.3 Ma ages (Fig. 8B); the weighted mean age for all the steps from the three grains analyzed for this sample was 102 ± 3 Ma (Fig. 7B). Two out of three feldspar grains from the Pindoba rhyolite yield well defined and compatible plateau ages of 103.8 ± 0.4 and 105.3 ± 0.7 Ma (Fig. 8C); the weighted mean age for all steps from the three grains (104.4 ± 0.8 Ma) is also within the 2-sigma confidence interval from the plateau ages. However, three whole-rock samples from the same plug yield two plateau ages of 102.6 ± 0.2 and 101.9 ± 0.3 Ma; a third grain, which does not yield a plateau as defined in this study, also provides a well-defined "plateau-like" spectrum with a forced plateau age (8 steps, 100% of ^{39}Ar released) of 102.0 ± 0.4 Ma (Fig. 8D). The weighted mean age for these whole-rock grains, 101.1 ± 1.1 Ma (Fig. 7D), is slightly younger than the age obtained for the phenocrysts from the same sample.

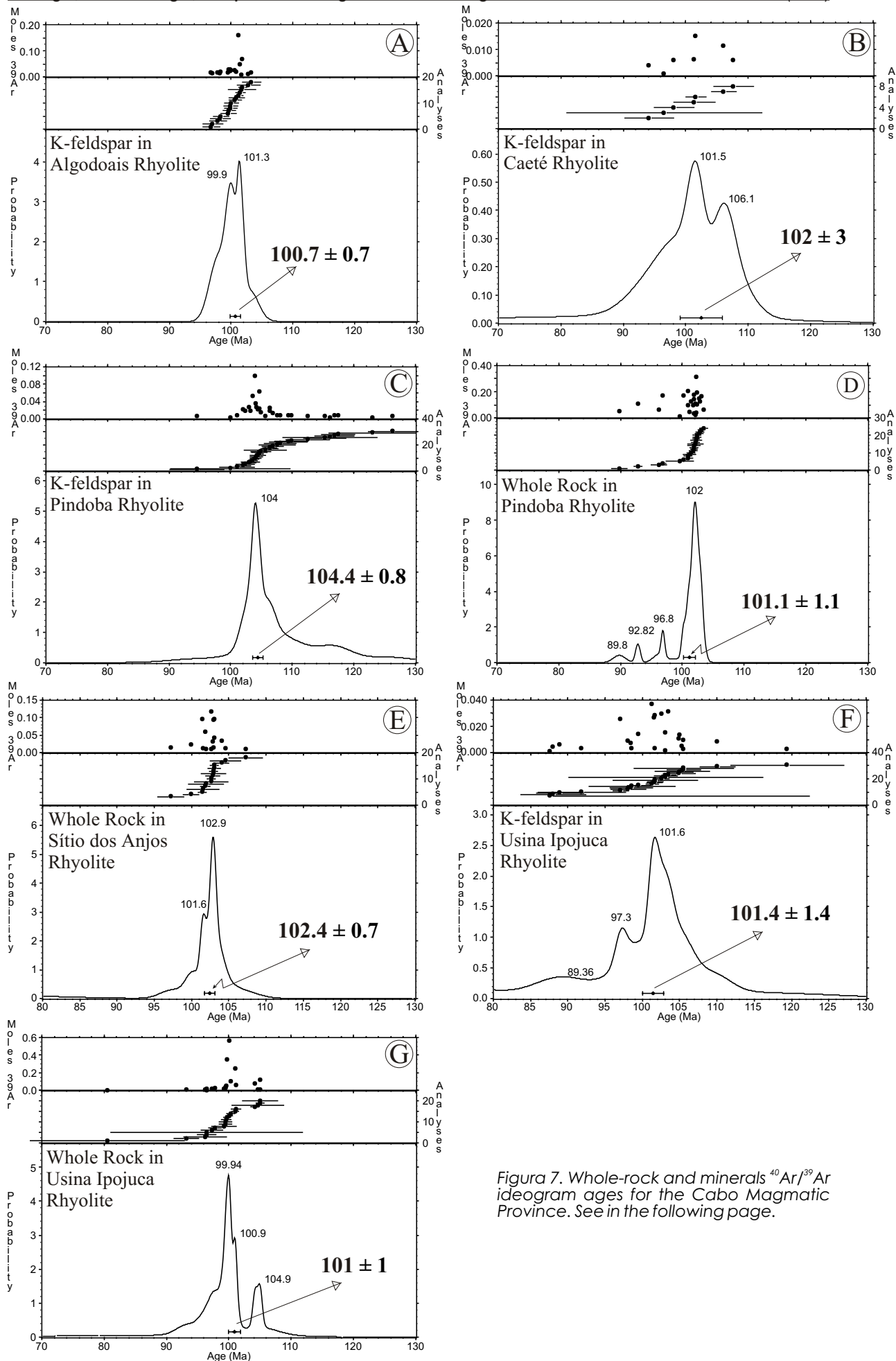


Figura 7. Whole-rock and minerals $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ideogram ages for the Cabo Magmatic Province. See in the following page.

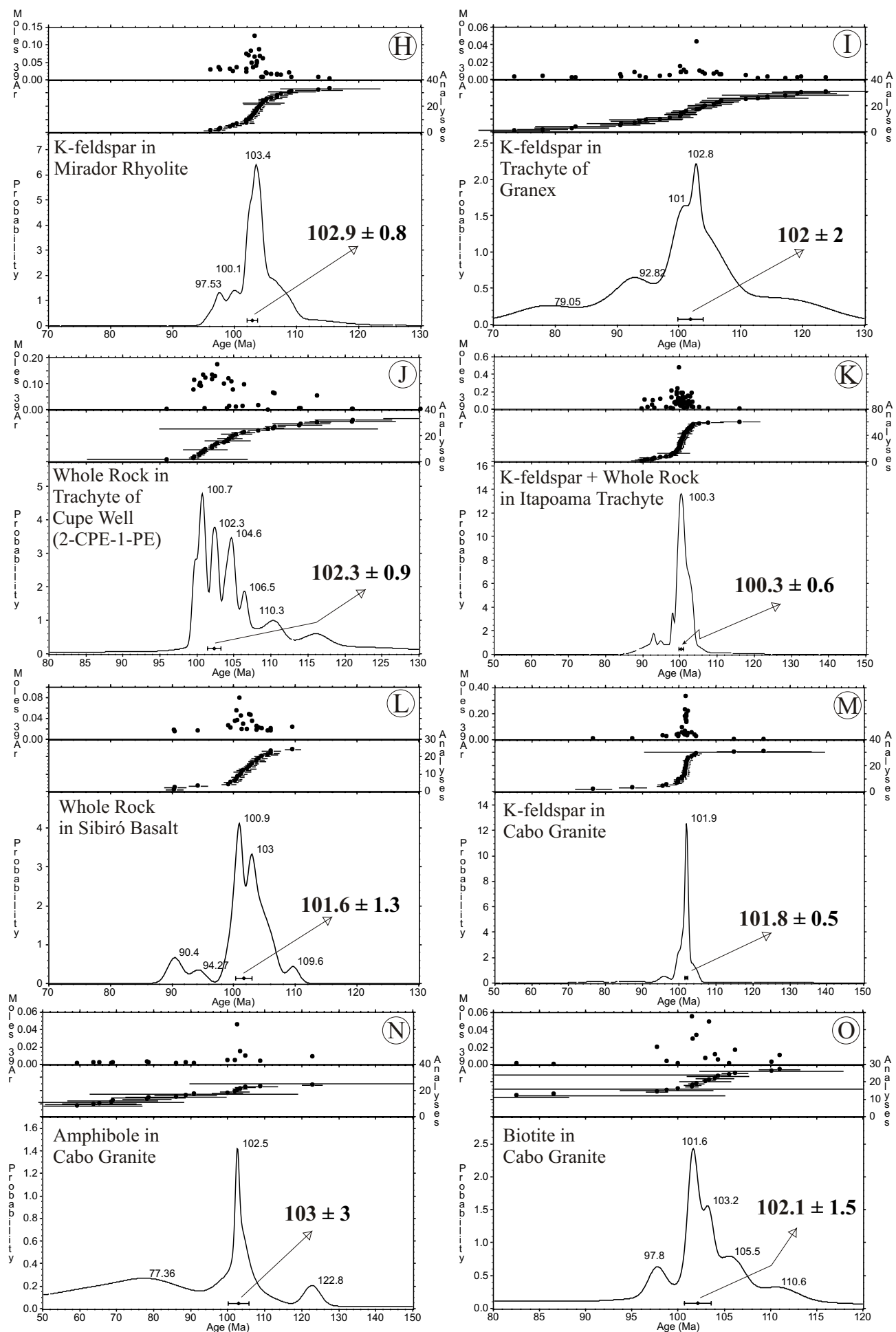


Figure 7 - continuation of the figure.
Tese de Doutorado (PPGG/CCET/UFRN)

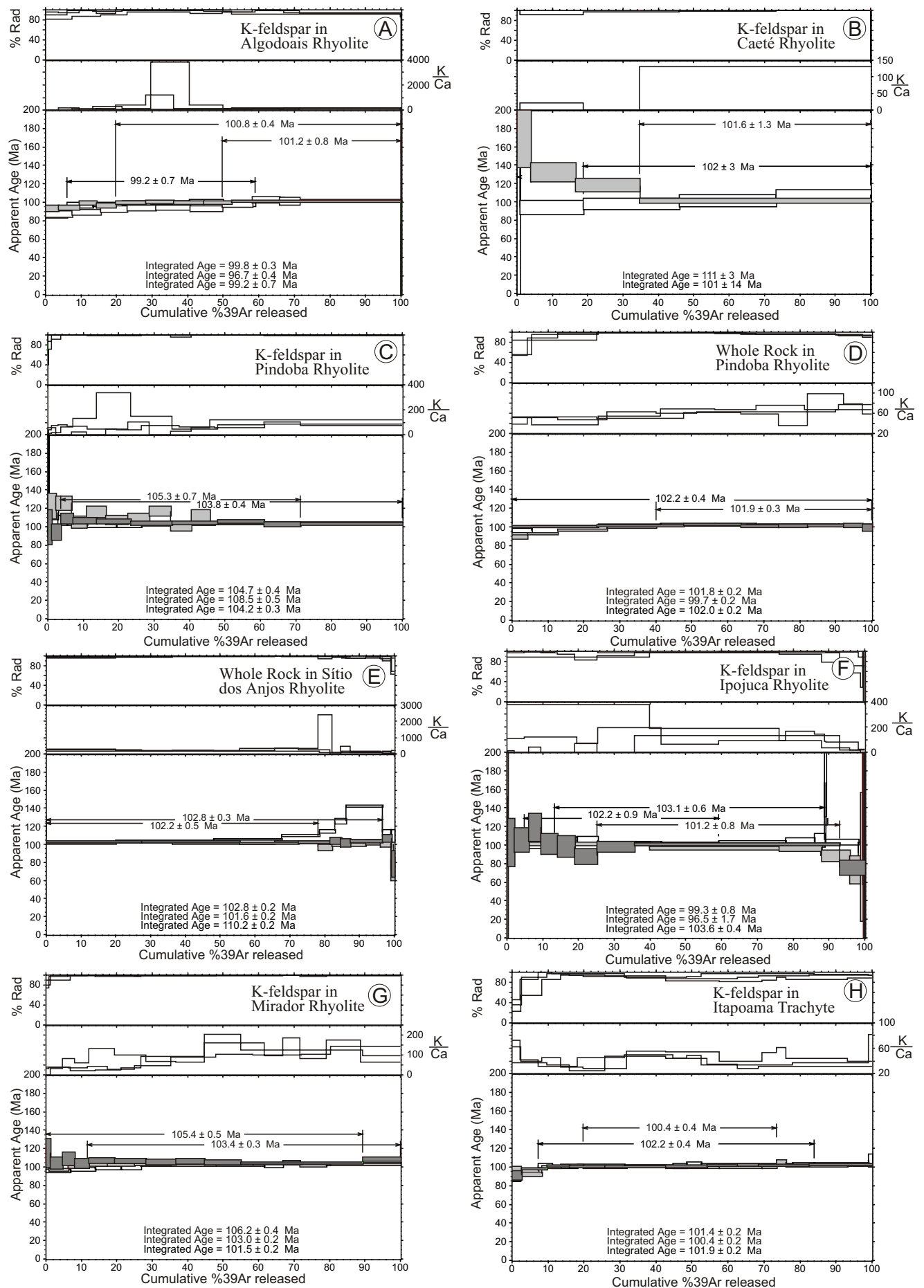


Figure 8. Plateau ages for whole-rock and minerals of the Cabo Magmatic Province. See in the following page.

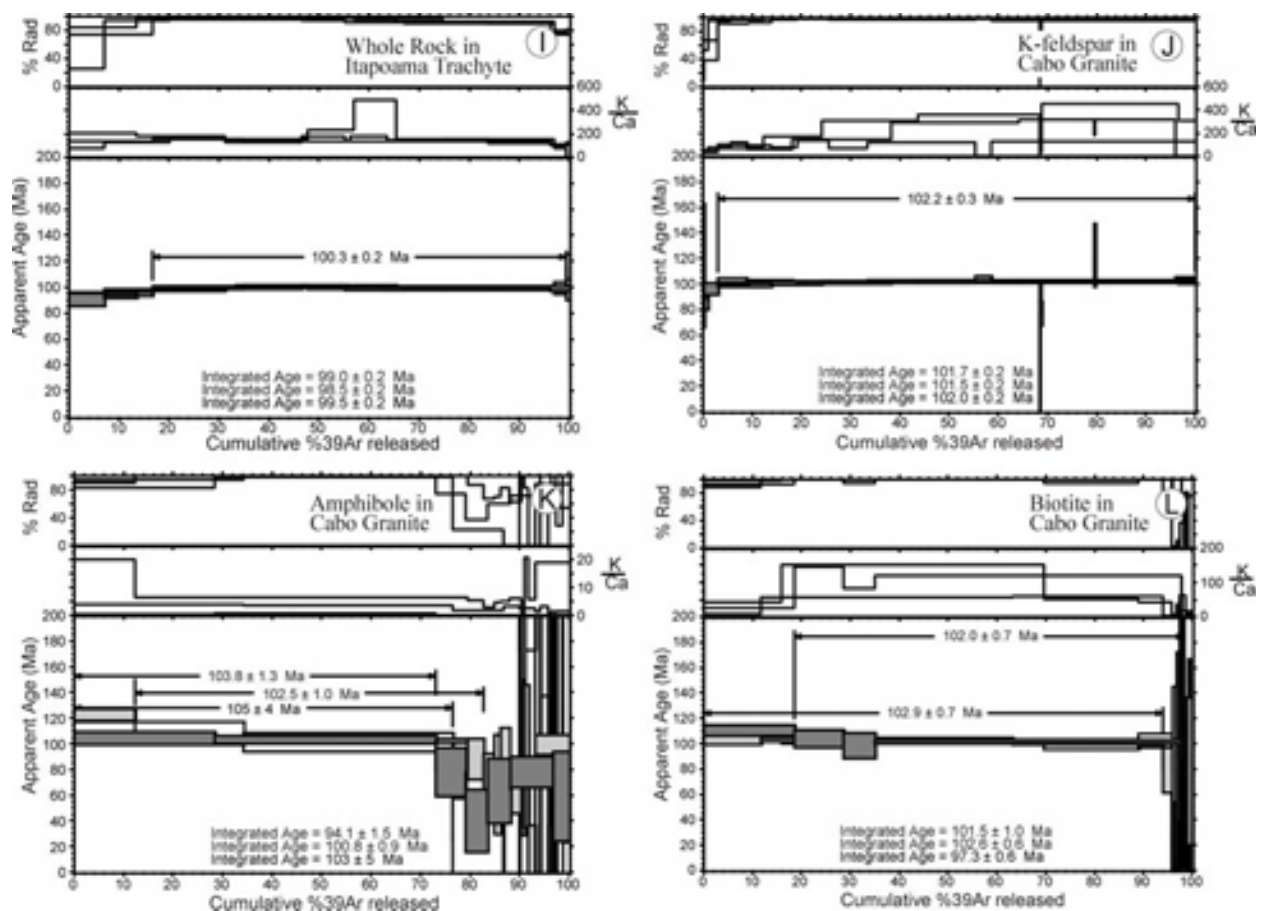


Figure 8 - continuation of the figure.

Fine-grained rhyolites, represented by the Sítio dos Anjos, Usina Ipojuca and Mirador domes and plugs, were also dated. These lithologies also contain quartz and feldspar phenocrysts. Both phenocrysts and whole-rock samples were analyzed. Two of the three whole-rock grains analyzed for the Sítio dos Anjos dome yield well defined plateau ages of 102.2 ± 0.5 and 102.8 ± 0.3 Ma (Fig. 8E), with a weighted mean age of 102.4 ± 0.7 Ma (Fig. 7E). A third grain analyzed for this sample indicates the presence of an older contaminant and has been ignored. K-feldspar grains from the Ipojuca plug reveal some discrepancies in the plateau ages (103.1 ± 0.6 , 101.2 ± 0.8 , and 102.2 ± 0.9 Ma) (Fig. 8F). An ideogram for all analyzed steps yields a weighted mean age of 101.4 ± 1.4 Ma, considered as the best age estimate for this sample (Fig. 7F). Three whole-rock fragments from the same sample yield a weighted mean age of 101 ± 1 Ma (Fig. 7G), compatible with the age obtained for the feldspar phenocrysts. The Mirador plug, however, yield a weighted mean age of 102.9 ± 0.8 Ma for three K-feldspar phenocrysts (Fig. 7H) (plateau ages of 103.4 ± 0.3 and 105.4 ± 0.5 Ma) (Fig. 8G), whereas whole-rock fragments for the same sample yield younger results (98.5 ± 0.2 , 96.7 ± 0.8 and 98.2 ± 0.8 Ma plateau or plateau-like ages), with a weighted mean age of 98.0 ± 0.8 Ma for the 3 grains.

TRACHYTES

At least two types of trachytes are recognized based on field relationships and textural features; coarser-grained, porphyritic types correspond mostly to sill-like intrusions, while fine-grained ones occur as lava flows and dykes. A clast of fine to medium-grained trachyte was sampled in conglomerates at the base of the Algodoads Formation. Three whole-rock grains from this sample yield a weighted mean age of 102 ± 2 Ma (Fig. 7I). A trachyte sample was also collected from a drill core of the 2-CPE-1-PE well (known as the Cupe well). It is a fine grained, almost vitreous trachyte, interlayered with the Cabo Formation sediments. Three whole-rock grains analyzed for this sample yield well defined and reproducible spectra, none of which defines a plateau age, despite their plateau-like appearance. The weighted mean age of all analyzed steps (102.3 ± 0.9 Ma, Fig. 7J) is a good estimate for this sample's age. Another trachyte body, sampled at the Itapoama Beach, is a coarse-grained, porphyritic unit, with abundant milimetric tabular K-feldspar phenocrysts. These feldspar phenocrysts yield plateau ages of 102.2 ± 0.4 and 100.4 ± 0.4 Ma (Fig. 8H). Whole-rock fragments from the same sample yield three extremely similar spectra; however, only one spectra yields a plateau age of 100.3 ± 0.2 Ma (Fig. 8I); the other two yield forced plateau ages of 100.6 ± 0.3 and 100.8 ± 0.3 Ma. The weighted mean age for all steps analyzed for the total rock sample is 99.4 ± 0.7 Ma. The best estimate age for the Itapoama trachyte, considering all the grains analyzed, is 100.3 ± 0.6 Ma (Fig. 7K).

BASALTS

Basalts in the CMP typically contain milimetric olivine and augite phenocrysts, plagioclase laths and small magnetite and biotite crystals, dispersed in a very fine-grained to devitrified groundmass. Three grain analyzed for a representative unit, the Sibiró basalt, yield 3 similar spectra displaying slightly older results in the low temperature steps and younger results in the higher temperature; low K/Ca steps derived from the gas released from plagioclase phenocrysts. The best estimate age for the Sibiró basalt is 101.6 ± 1.3 Ma (Fig. 7L).

CABO DE SANTO AGOSTINHO GRANITE

This hololeucocratic, medium-grained, equigranular, high level granite is composed essentially of feldspar (oligoclase, orthoclase), quartz and accessory amphibole (riebeckite), apatite, zircon, allanite, magnetite and chloritized biotite. Mirolitic cavities are common, filled with carbonate, tourmaline and/or fluorite. The feldspar crystals are often altered to sericite and carbonate. Given the possibility of alteration-related Ar loss, we analyzed nine grains (3 feldspar, 3 amphibole, and 3 biotite single crystals) by the laser incremental heating technique. All 9 crystals yield well defined spectra, with reproducible plateau ages (Figs. 8J, K and L). The major difference between the 3 minerals is the amount of radiogenic ^{40}Ar obtained from each grain, which reflects in the absolute errors of the measured ages, with feldspar crystals providing the most precise ages and the amphibole crystals the least precise. The weighted mean ages for

feldspar, amphibole, and biotite crystals are 101.8 ± 0.5 Ma (Fig. 7M), 103 ± 3 Ma (Fig. 7N) and 102.1 ± 1.5 Ma (Fig. 7O). The absence of any statistically significant differences in the ages obtained for the 3 minerals, which are characterized by distinct closure temperatures, suggests that this granite underwent a relatively rapid cooling history during its emplacement at ca. 102 Ma.

5. DISCUSSION

The data reported here reveal that the emplacement of the Cabo Magmatic Province happened in a very short time interval, ranging from 104.4 ± 0.8 to 100.3 ± 0.6 Ma, with a predominance of results at 102 ± 1 Ma (Fig. 9), that corresponds to a meso-Albian age (Remane 2000). There is no significant age difference between the several magmatic centers described in the province.

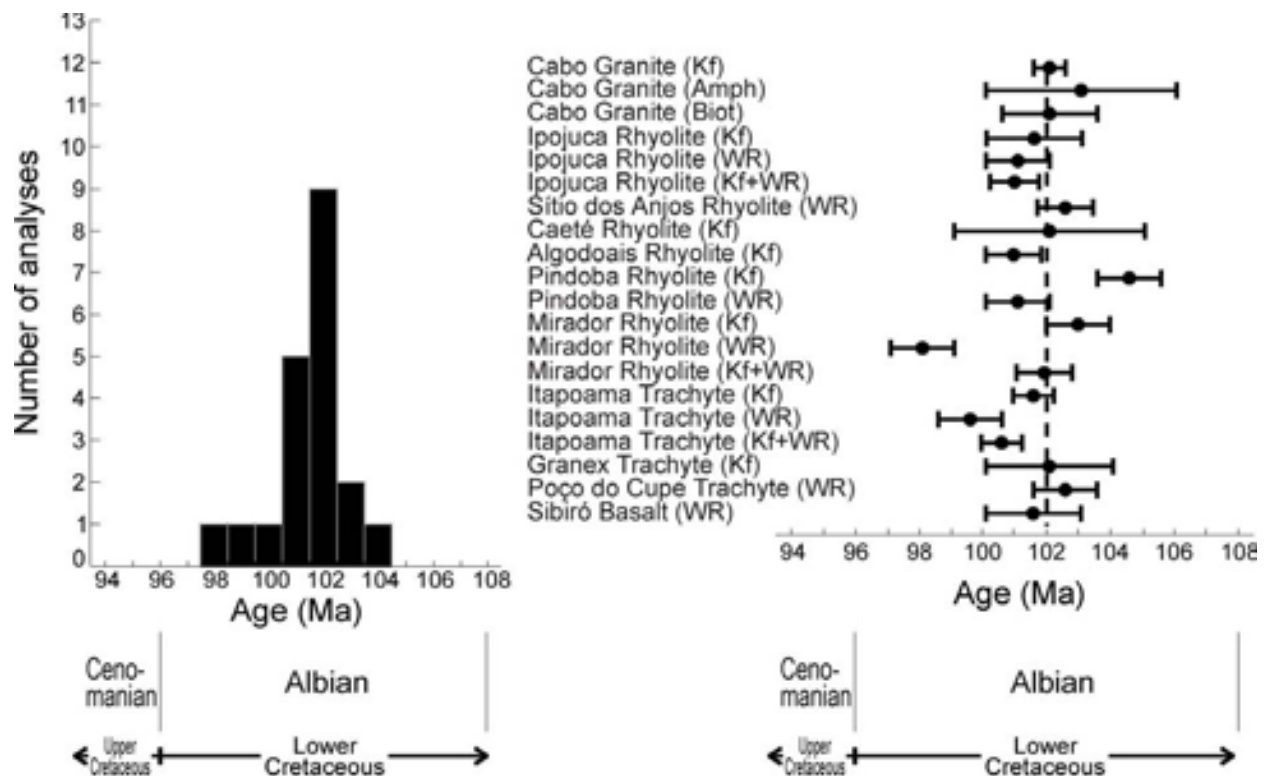


Figure 9. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (whole-rock and minerals) for the Cabo Magmatic Province, with the respective error range. Legend: Kf = K-feldspar; Amph = Amphibole; Biot = Biotite; WR = Whole-Rock.

This age range is higher than that proposed by Vandoros et al., (1966) on the basis of conventional K-Ar dates, and compatible with Ar/Ar results obtained by Lima Filho and Szatmari (2002), with one significant exception: the Cabo Granite. Lima Filho and Szatmari (2002) reported a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock age of 111.2 ± 1.3 Ma for this medium-grained holocrystalline intrusive rock. The compatible and reproducible results obtained from 9 grains (3 feldspar, 3 biotite, and 3 amphibole single crystals) analyzed by the laser incremental heating method in

this study suggest a much younger age (ca. 102 ± 1 Ma). Figures 9 and 10 summarize the two groups of geochronologic ages represented as histograms and error bars. Discarding the anomalous cases, the age distribution obtained is unimodal and well concentrated, that is the several magmatic components of the Pernambuco Basin extruded and/or intruded in the time interval 103-101 Ma.

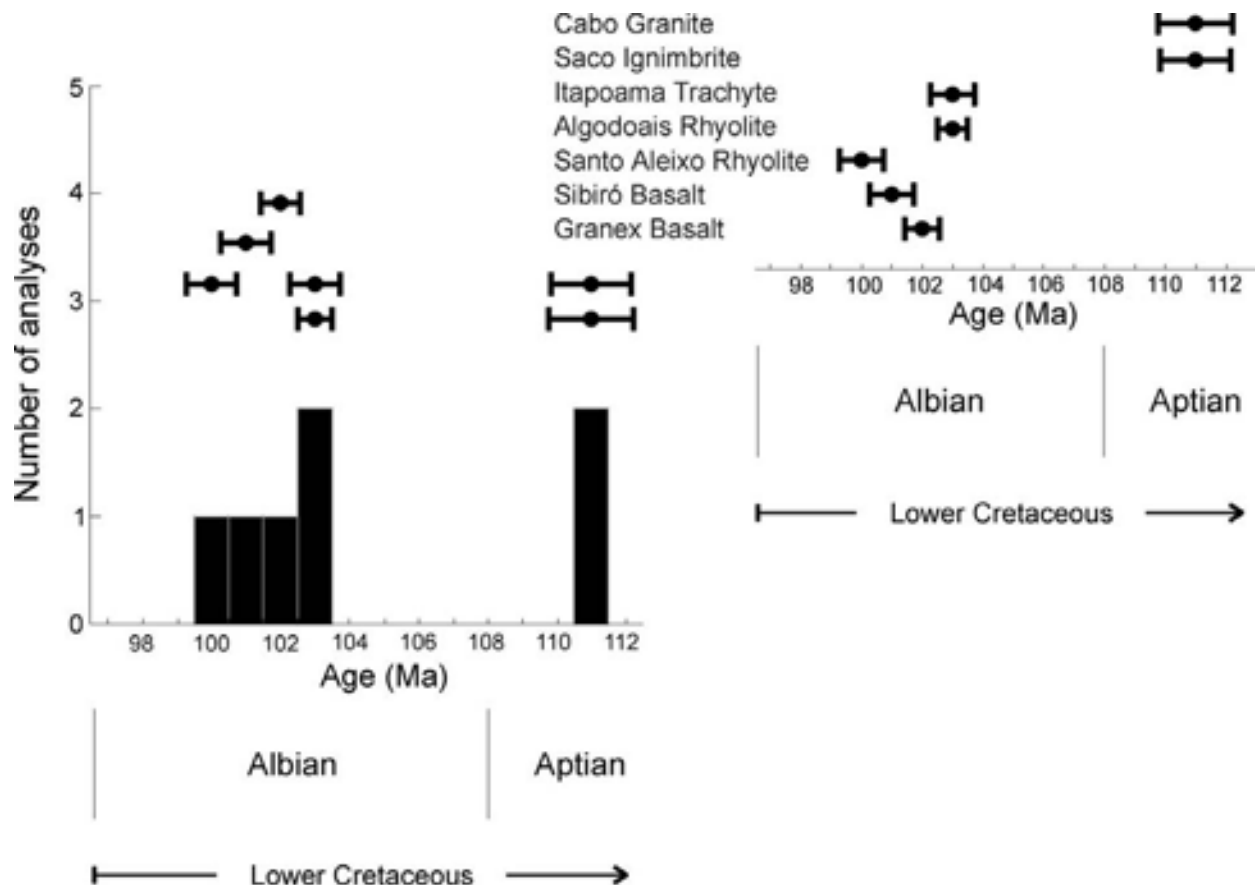


Figure 10. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ whole-rock ages of the Cabo Magmatic Province, with the respective error range, compiled after Lima Filho and Szatmari (2002).

The laser incremental heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages reported here are 10 to 14 Ma younger than the estimated ages for the P-260 to P-280 (approximately 116 to 112 Ma) palynozones recognized in the Cabo Formation sediments sampled at the Cupe well (Lima Filho, 1998). One possible explanation is that the Cabo Magmatic Province is ca. 10 million years younger than the host sedimentary sequence, a relation that would not hold for some of the flows apparently coeval with the intrusive bodies presently dated. Anyway, the Ar/Ar dates presented in this contribution set a minimum age for the Cabo Formation, and call attention to possible apparent conflicts with the palynological age estimates. As part of the rocks dated corresponds to flows (e.g. Morro do Cruzeiro trachyte) and sub-volcanic intrusions (e.g. Algodoais rhyolites), the same meso-Albian age may be also inferred to some of the siliciclastic facies of the Cabo Formation, as previously stated by Lima Filho (1998). Thus, the Cabo Formation may be formed by Aptian (lower section, for example in the 2-CPE-1-PE well) and Albian (intermediate to upper

section) sedimentary rocks. On the other hand, for the emplacement of volcanic/sub-volcanic rocks such as dykes, sills and laccoliths, it is necessary that the previous sedimentary units were already consolidated to acquire a brittle behavior. So, the magmatism could intrude late in the rift phase, whereas the palynologic ages would represent in fact the deposition age. The only problem remaining is to know if the 10-14 Ma age interval is coherent with the duration of the rift phase of the PB.

Considering the synchronicity between the distensional deformation and the rift sedimentation in the PB (e.g. the Cabo Formation), it is suggested that this deformation probably had a relatively long duration, and possibly was composed of successive reactivations (a polyphasic event) (Sá et al., 2003). The geochronologic data reported here help to date the main (or the peak?) deformation episode of the rift phase. Finally, the rift phase of the PB would be younger and have a greater duration than previously interpreted for some authors (e.g. Matos 1999).

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age obtained for the Cabo granite (ca. 102 Ma) can be interpreted as the maximum age of the rift-drift discordance. Well data from the Suape region reveal that the Estiva Formation overlies the Cabo granite stock (Amaral and Menor, 1979; Cruz, 2002). This relationship implies that before the deposition of the drift sediments of the Estiva Formation the granite body must have been eroded and exhumed for about 1-2 km after 102 Ma. The Algodóis Formation, on the other hand, must be younger than 100.3 ± 0.6 Ma, the youngest result obtained for the magmatic units that intrude the Cabo Formation. The same holds true for the overlying Estiva Formation carbonates.

6. CONCLUSIONS

The main conclusions of this paper can be summarized as follows:

- the alkaline magmatism of the Pernambuco Basin has a very restricted time interval of emplacement, in the range 104.4 ± 0.8 to 100.3 ± 0.6 Ma, with a mean age of 102 ± 1 Ma;
- this age is interpreted as the age of the peak (or the late increments?) of the rift phase; otherwise, it can be as interpreted the minimum age of the Cabo Formation and the maximum age of the Algodóis Formation;
- the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for mineral and whole-rock are about 10-14 Ma younger than the palynologic ages of the Cabo Formation, which suggest that the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data reflect the extrusion or intrusion age of the magmatic rocks, whereas the palynologic age probably registers the deposition age of the sedimentary rocks;
- the time interval 10-14 Ma is interpreted as the approximate duration of the rift phase of the Pernambuco Basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to the PRH-22/ANP for financial support and two anonymous reviewers for helpful suggestions to the manuscript.

REFERENCES

- Almeida, F.F.M.; Dal Ré Carneiro, C.; Machado Jr., D.L.; Dehira, L.K., 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 451-462.
- Amaral, A.J.R. and Menor, E. A., 1979. A seqüência vulcano-sedimentar Cretácea na região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, Atas, pp. 251-269.
- Araújo, M.G.S.; Brito Neves, B.B.; Archanjo, C.J., 2001. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema Oriental, nordeste do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 19, Natal, Abstract Volume, pp. 260-261.
- Chang H.K.; Kowsmann R.O.; Figueiredo A.M.F.; Bender A.A. 1992. Tectonic and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. *Tectonophysics*, **213**(1/2): 97-138.
- Cordani, U.G., 1970. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul. *Boletim IAG / USP* 1, 9-75.
- Cruz, L.R. 2002. *Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, Curso de Geologia, 74pp.
- Cruz, L.R.; Lima Filho, M.F.; Neumann, V.H.M.L.; Sá, E.F.J.; Silva, F.C.A.; Frutuoso Jr., L.J.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Antunes, A.F.; Almeida, C.B.; Melo, K.J.V. 2003. As unidades siliciclásticas da Sub-bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, Resumos, 50-50 e CD-Rom, 6pp.
- Evensen N.H.; Hamilton P.J.; O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1199-1212.
- Frutuoso Jr., L.J. 2002. *Mapeamento geológico da área Suape – Nossa Senhora do Ó, Bacia de Pernambuco, com ênfase nas relações estratigráficas entre o vulcanismo (Suíte Ipojuca) e o pacote sedimentar*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, Curso de Geologia, 59pp.
- Gava A.; Nascimento D.A.; Vidal J.L.B.; Chignone J.I.; Oliveira E.P.; Santiago Filho A.L.; Teixeira W.; Stanford W.J.P.; Ribeiro A.G.; Ribeiro J.H.M. 1983. Geologia. In: Projeto Radambrasil. *Folha SC.24/25 Aracaju/Recife*: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral, Lev. Rec. Nat. 30, 27-376.
- Guimarães, I.P. 1982. Petrologia e geoquímica da província alcalina Terciária de Fortaleza, Ceará. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Master of Sciences Dissertation Thesis, 165p.

- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193pp.
- Lima Filho, M.F. 1998. *Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 139 pp.
- Lima Filho, M.F.; Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 2, Belém, Resumo, pp. 59-59.
- Lima, W.S.; Pinho, G.D.C. 1997. Petrographic characterization of the syn-rift volcanics from the Cabo Province, northeastern Brazil and its relations to the surrounding sediments. In: IGCP Project 381 - South Atlantic Mesozoic Correlations, Rio de Janeiro, SAMC News, **7**: 18-20.
- Long L.E.; Sial A.N.; Ekvaniil H.E.; Borba G.S. 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho - Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 341-350.
- McDougall, I.; Harrison, T.M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. 2nd ed., Oxford, Oxford University Press, 269pp.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 91-104.
- Mizusaki, A.M.P.; Thomaz-Filho, A.; Milani, E.J.; Césero, P., 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 183-198.
- Moraes Neto, J.M.; Menezes, M.R.F.; Szatmari, P.; York, D., 2002. Datação Ar/Ar do plug basáltico "Serrote Preto" e seu significado para a cronologia da Formação Serra do Martins. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Proceedings, pp. 499-500.
- Nascimento M.A.L.; Vasconcelos P.M.; Souza Z.S.; Sá E.F.J.; Carmo I.O.; Thiede D. 2003. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, **4**: 624-628.
- Polônia, J.A.P. 1997. *Geometria e cinemática do Rifte do Cabo, litoral sul do Estado de Pernambuco*. Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 132pp.
- Remane J. 2000. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. IUGS, UNESCO, Div. Earth Sciences, 16pp. + carta.
- Sá, E.F.J.; Silva, F.C.A.; Lima Filho, M.F.; Antunes, A.F.; Cruz, L.R.; Almeida, C.B.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Frutuoso Jr., L.J.; Souza, Z.S.; Neumann, V.H.M.L. 2003. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, Resumos, 47-47 e CD-Rom, 5pp.
- Sá, E.F.J., Matos, R.M.D.; Moraes Neto, J.M.; Saadi, A.; Pessoa Neto, O.C., 1999. Epirogenia Cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (Lençóis-BA) Proceedings, section 4, pp. 58-61.

- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil*. DGM/DNPM, 501pp.
- Sial, A.N., 1976a. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**: 299-311.
- Sial, A.N. 1976b. The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: a Brazilian record of the ascension plume activity in the past. In: *Latin-Americ. Geol. Congr.*, 3, Acapulco, *Procced*, pp. 105-105.
- Sial, A.N.; Long, L.E.; Pessoa, D.A.R.; Kawashita, K., 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **53**: 115-122.
- Souza, Z.S.; Vasconcelos P.M.; Nascimento M.A.L.; Silveira, F.V.; Paiva, H.S.; Dias, L.G.S.; Thiede D.; Carmo I.O. 2003. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of Mesozoic and Cenozoic Magmatism in NE Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, **4**: 691-694.
- Vandoros, P.; Cordani, U.; Matzko, J.J. 1966. Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo. In: SBG/Núcleo Sudeste, Cong. Bras. Geol., 20, Vitória, *Anais*, **1**: 64-66.
- Vandoros, P.; Oliveira, M.A.F., 1968. Sobre o Fonólito de Mecejana, Ceará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**: 203-206.
- Vasconcelos, P.M. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Supergene Processes in Ore Deposits. *Review Economic Geology*, **12**: 73-113.
- Vasconcelos, P.M.; Onoe, A.T.; Kawashita, K.; Soares, A.J.; Teixeira, W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**: 297-342.

7.3 – O MÉTODO DE DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO EM ZIRCÃO

7.3.1 – TÉCNICAS ANALÍTICAS

A datação por traços de fissão baseia-se na fissão espontânea do ^{238}U contido em minerais como o zircão, produzindo zonas tubulares estreitas, intensamente danificadas. Traços espontâneos em zircões têm aproximadamente o mesmo comprimento de quando se originaram ($\sim 10,8 \pm 0,10$ microns), sendo continuamente produzidos no decorrer do tempo geológico (Yamada *et al.* 1995). Se o mineral permanece submetido a uma temperatura suficientemente elevada por um longo intervalo de tempo, os traços existentes tendem a desaparecer (fenômeno do *annealing*), reajustando o relógio radiométrico correspondente.

Dados experimentais e observações em poços revelam que o *annealing* dos traços de fissão se forma durante um intervalo de temperatura relativamente amplo. Este fato conduziu ao desenvolvimento do conceito da “zona de *annealing* parcial”, na qual os traços de fissão nas rochas crustais desaparecem progressivamente, atingindo valores aparentes próximos de zero na base da zona de *annealing* parcial. A eliminação dos traços de fissão em minerais deve-se principalmente à temperatura. Outros parâmetros, tais como pressão, ondas de choque, deformação, fluidos e intemperismo têm pouco ou nenhum efeito sobre o processo de *annealing* (Fleischer *et al.* 1965; Gleadow & Lovering 1974). As temperaturas necessárias para que ocorra o *annealing* variam de acordo com o mineral. O intervalo de temperaturas da zona de *annealing* parcial do zircão é menos conhecido do que para a apatita, que é o mineral mais comumente utilizado no método de traços de fissão. Para taxas de resfriamento intermediárias, a temperatura de fechamento do zircão (Dodson 1976) é de cerca de $240 \pm 20^\circ\text{C}$ (Huford 1986; Foster *et al.* 1996; Brandon *et al.* 1998). Trabalhos de revisão sobre os princípios gerais e aplicações deste método podem ser encontrados em Wagner & Van den Haute (1992), Gallagher *et al.* (1998) e Gleadow *et al.* (2002).

Determinados problemas de datação radiométrica podem ser equacionados utilizando a técnica de traços de fissão em zircão, que é um acessório comum e estável em uma grande variedade de rochas crustais. Algumas unidades de rochas vulcânicas podem se revelar inadequadas para datação pelas técnicas mais usuais, K-Ar convencional e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais como feldspatos, biotitas e anfibólios, especialmente quando os corpos encontram-se intensamente intemperizados. Vidros vulcânicos, que se hidratam rapidamente em condições superficiais e perdem Ar radiogênico, tendem a fornecer idades K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ falsas ou ambíguas (McDougall 1995). Nestes casos, o zircão, tendo em vista sua temperatura de *annealing* relativamente mais elevada e a forte resistência ao intemperismo, constitui uma fase mineral ideal para a datação, especialmente de rochas vulcânicas (Huford *et al.* 1976; Gleadow 1980; Naeser & Naeser 1988; Meyer *et al.* 1991; Kohn *et al.* 1992; Seward & Kohn 1997).

Os grãos de zircão foram montados em discos de teflon FEP, abradados e polidos para

finalidade óptica, e atacados com uma fusão eutética KOH-NaOH (Gleadow *et al.* 1976) a 200°C por períodos de tempo variando até 37 horas. Irradiações neutrônicas foram efetuadas no arranjo termalizado X-7, no HIFAR *Research Reactor* em Lucas Heights (New South Wales, Austrália). As idades TFZ foram determinadas pelo método do detetor externo utilizando a muscovita *Brazil Ruby* para registrar os traços induzidos. Detetores de muscovita foram atacados, durante 27 minutos, por uma solução de HF a 48%, em temperatura ambiente, de modo a revelar os traços induzidos. Os fluxos de nêutrons termais foram monitorados medindo a densidade dos traços em uma placa de muscovita, acoplada a um vidro padrão Corning-1.

Em algumas amostras, optou-se por preparar e irradiar duas montagens. Este procedimento de segurança também permitiu testar diferentes tempos de ataque de modo a evidenciar os traços espontâneos nas diferentes montagens, assegurando condições analíticas otimizadas para as amostras. Os zircões foram considerados como plenamente atacados quando os traços paralelos aos eixos *c*, os mais vagarosos a acusar o ataque químico, estavam claramente visíveis ao microscópio. Todos os grãos de zircão escolhidos para contagem tinham uma face prismática expondo as cicatrizes polidas dos traços e estavam acompanhados por micas com traços de alta qualidade. A contagem foi efetuada utilizando-se um microscópio Zeiss *Axiotron*, objetiva seca de 100X e ampliação total de 1250X. Sempre que possível, foram contados traços em 20 grãos de zircão, para cada amostra.

As idades foram calculadas utilizando o método de calibração zeta, seguindo procedimentos descritos por Hurford & Green (1983) e Green (1985). Um fator de 0,5 foi utilizado para corrigir a diferença entre as geometrias de registro dos traços nas superfícies internas dos zircões e externas do detetor de muscovita (Gleadow & Lovering 1977). Os erros foram calculados utilizando o "método convencional" de Green (1981). Todos os procedimentos empregados atendem as especificações apresentadas por Garver (2003).

7.3.2 – RESULTADOS OBTIDOS

7.3.2.1 – RIOLITOS

Foram datados riolitos de textura média contendo fenocristais de quartzo e sanidina da região dos engenhos Algodoads e Massangana. O riolito do Engenho Algodoads ocorre sob a forma de um *plug* próximo a um outro corpo de riolito datado pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($100,7 \pm 0,7$ Ma). A idade obtida por TFZ foi de 102 ± 5 Ma. Uma duplicata da mesma amostra (MD-22), igualmente analisada, forneceu idade semelhante (Tabela 7.2). O riolito do Engenho Massangana constitui uma soleira encaixada na Formação Cabo. A sua idade por TFZ indicou 99 ± 4 Ma, coincidente, dentro do erro analítico, com as demais idades aqui reportadas.

Tabela 7.2 - Dados de traços de fissão em zircão para as rochas da Província Magmática do Cabo.

amostra	Rocha (local)	Número de grãos	Densidade dos traços no padrão ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$)	Densidade de traços fóssil ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$)	Densidade dos traços induzidos ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$)	Conteúdo de Urânio (ppm)	Probabilidade %	Dispersão da idade %	Idade do Traço de Fissão (Ma) (± 1) *	Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}^{**}$
MD-138	Granito do Cabo	12	3,866 (2355)	14,84 (3817)	3,677 (946)	371	7,0	9,55	98 $\pm$ 5	102 $\pm$ 1
MD-22	Riolito Algodoads	20	4,162 (2355)	7,289 (3410)	1,877 (878)	176	22,3	7,82	102 $\pm$ 5	-
MD-22	Riolito Algodoads	11	4,113 (2355)	6,103 (2070)	1,560 (529)	148	49,8	0,48	102 $\pm$ 5	-
MD-38	Traquito Itapoama	20	3,965 (2355)	4,832 (3436)	1,194 (849)	117	53,8	4,70	101 $\pm$ 5	100,3 $\pm$ 0,6
MD-148	Riolito Massangana	14	4,014 (2355)	10,72 (4420)	2,732 (1126)	265	99,9	0,00	99 $\pm$ 4	-
MD-426	Traquito Cruzeiro	10	4,311 (2355)	4,281 (1159)	1,130 (306)	102	1,4	21,40	101 $\pm$ 10	-
MD-426	Traquito Cruzeiro	10	4,311 (2355)	4,536 (1228)	1,234 (334)	112	2,6	19,22	100 $\pm$ 9	-
MD-362	Basalto Sibiró	28	4,360 (2355)	2,975 (3090)	0,789 (820)	72	56,9	8,41	104 $\pm$ 5	101,6 $\pm$ 1,3

Os números entre parênteses referem-se aos traços contados ou medidos. As densidades dos traços no padrão e induzidos foram medidas em detectores externos de micas ($g = 0,5$), e as densidades dos traços fóssis medidas na superfícies dos grãos.

Idades determinadas por Barry P. Kohn, calculadas utilizando zeta = 127,1 para vidro de dosímetro Corning CN-1.

*Todas as idades são idades centrais (Galbraith & Laslett 1993).

** Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Paulo M. Vasconcelos (Nascimento et al. 2003).

7.3.2.2 – TRAQUITOS

Foram datados traquitos de textura porfirítica contendo fenocristais de sanidina, encontrados na Praia de Itapoama e na base do Morro do Cruzeiro, na foz do Rio Formoso (Fig. 7.1). Os traquitos situados na Praia de Itapoama representam uma seqüência de derrames e soleiras encaixados na Formação Cabo. Uma amostra deste traquito forneceu uma idade TFZ de 101 ± 5 Ma, em concordância com o valor de amostra semelhante datada pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cuja idade obtida foi de $100,3 \pm 0,6$ Ma.

Uma amostra de traquito foi coletada em um derrame situado na base da Formação Cabo, na foz do Rio Formoso, na localidade chamada Morro do Cruzeiro. Neste caso, ambos os litotipos (arenito conglomerático e o traquito) capeiam diretamente o embasamento cristalino, em clara relação de não conformidade. Duas alíquotas de zircões foram duplicadas a partir do mesmo concentrado, e as idades obtidas são idênticas, ou seja, 101 ± 10 Ma e 100 ± 9 Ma. Apesar do erro analítico ser comparativamente grande em relação às datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, as idades são confiáveis e equivalem àquelas referidas acima para litotipos similares.

7.3.2.3 – BASALTO

O basalto do Engenho Sibiró trata-se de um corpo raso, provavelmente intrusivo (soleira ?), encaixado na Formação Cabo, a NE da vila de Sirinhaém (Fig. 7.1). De uma duplicata da mesma amostra datada pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cuja idade foi de $101,6 \pm 1,3$ Ma, foram extraídos zircões que foram datados por TFZ. A idade obtida, de 104 ± 5 Ma, confirma as datações anteriores, incluídas no seu intervalo de erro analítico.

7.3.2.4 – GRANITO DO CABO

Este granito representa uma intrusão hipabissal, encaixada nas rochas sedimentares da Formação Cabo. Em um poço a NW da Vila de Suape, o granito é capeado pela Formação Estiva. Uma amostra proveniente do plúton foi datada pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indicando 102 ± 1 Ma (item 7.2.2). Os zircões extraídos do granito forneceram pelo método TFZ uma idade de 98 ± 5 Ma, indistinta das anteriores. É possível, então, interpretar que o Granito do Cabo posicionou-se em alto nível crustal e resfriou rapidamente há aproximadamente 102 Ma.

7.4 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os dados ora obtidos para as rochas da PMC constituem um conjunto de determinações radiométricas consistentes e precisas. Em sua maior parte, elas corroboram datações pontuais precedentes (dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Lima Filho & Szatmari 2002), ressalvado o caso de uma (ou possivelmente duas) das idades reportadas por aqueles autores ($111,3 \pm 1,3$ Ma para o Granito do Cabo, já citada; $110,7 \pm 1,3$ Ma para o ignimbrito do Engenho Saco), avaliadas como anormalmente elevadas. Não se observa variação significativa ou sistemática nas idades dos diferentes tipos de rochas magmáticas (basaltos, traquitos, riolitos e granito).

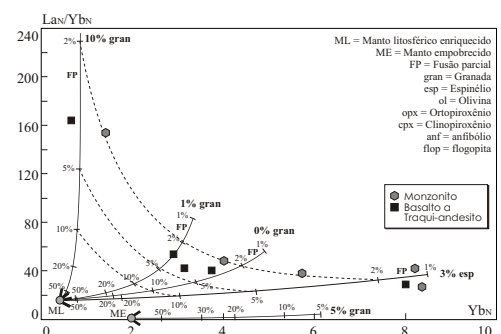
As idades TFZ mostraram boa concordância com os dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ressaltando-se a maior precisão destes últimos. Contudo, a vantagem da datação pelo método TFZ baseia-se na possibilidade de datar amostras alteradas, a exemplo do que foi feito nesta tese. Vale salientar que essas amostras alteradas foram utilizadas apenas na obtenção de idades através do método do TFZ e não em outros métodos ou técnicas analíticas.

Como a quase totalidade das rochas datadas correspondem a corpos vulcânicos ou subvulcânicos (e provavelmente intrusivos), a idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, intrinsecamente uma idade de resfriamento, deve ser muito próxima da idade real de extrusão ou intrusão. Uma ressalva vale para os efeitos de alteração hidrotermal ou intempérica na matriz fina ou em cristais de feldspato. Em tais casos, o sistema isotópico do Ar poderia permanecer aberto por um intervalo de tempo um pouco mais longo, resultando em idades ligeiramente mais jovens.

Em resumo, as idades obtidas pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e TFZ mostram que as rochas da PMC possuem idade mesoalbiana (Remane 2000), incluindo derrames (Traquito do Morro do Cruzeiro) e corpos subvulcânicos (Riolito do Engenho Mirador). Com isso, a mesma idade pode ser inferida para, pelo menos, parte da seção superior da Formação Cabo, mostrando um aparente conflito com relação as idades bioestratigráficas (zonas palinológicas P-260 e P-270) obtidas na literatura (Lima Filho 1998). Desta forma, é possível sugerir que a Formação Cabo poderia conter pacotes de idade aptiana (porção inferior encontrada no poço 2-CPE-01-PE, usando dados bioestratigráficos) e mesoalbiana (através de idades obtidas pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e TFZ). Outra alternativa seria acreditar que as rochas sedimentares que capeiam os derrames de traquito seriam correlacionadas à Formação Algodoads, contudo a ocorrência de deformação distensional (associada a fase rifte) síncrona ao magmatismo nessas últimas rochas permitem correlacioná-las à Formação Cabo. Por fim, é possível ainda tentativamente renomear um desses pacotes da porção superior da Formação Cabo, todavia isto não foi feito em virtude de não ter sido vistas relações de discordância que individualizem os mesmos, também não sendo clara a distinção litológica e petrográfica entre as respectivas rochas sedimentares.

Capítulo VIII

Petrogênese e Ambiente Tectônico



8

PETROGÊNESE E AMBIENTE TECTÔNICO

8.1 – INTRODUÇÃO

O mecanismo essencial para a geração dos magmas é a fusão parcial de rochas provenientes do manto, da crosta ou uma mistura complexa de ambos. Durante a ascensão, o magma é submetido a uma série de processos físico-químicos (variação de P , T , fO_2 ; cristalização fracionada; mistura de magmas; contaminação), que ocasionam a modificação parcial ou mesmo completa de suas propriedades físicas e químicas originais (Wilson 1989).

Um dos processos clássicos de evolução dos magmas é a cristalização fracionada (CF). Neste caso, critérios de campo (variações faciológicas, presença de autólitos ou cumulados) e texturais (cristais zonados de plagioclásio, olivina, piroxênios; seqüência de cristalização) fornecem informações valiosas. Porém, tais observações nem sempre são fáceis, ou definitivas, haja vista problemas como a falta de exposições adequadas, dificuldade de acesso a regiões de contato, deformação tectônica e reequilíbrio metamórfico. Em tais situações, faz-se uso de diagramas geoquímicos do tipo Harker, onde se define um índice de diferenciação adequado (SiO_2 , $Mg\#$) e se estuda o comportamento de óxidos e elementos traços com respeito àquele índice (ex. figs. 6.8 e 6.9). Também é bastante usado um diagrama bi-logarítmico, constituído de um elemento traço incompatível na abcissa e outro compatível na ordenada (Hanson 1978).

No diagrama bi-log conforme acima descrito, Cocherie (1986) mostrou que curvas com forte inclinação negativa representam processos de cristalização fracionada, enquanto que curvas subhorizontais com fraca inclinação negativa refletem o mecanismo evolutivo por fusão parcial. Os dois processos, ou seja, a cristalização fracionada (CF) e a fusão parcial (FP_1 e FP_2) são descritos pelas equações

(CF)	$C_L = C_0 F^{(D-1)}$	Rayleigh (1896)	(1),
(FP_1)	$C_L = (C_0 / D)(1-F)^{(1/D-1)}$	Shaw (1970)	(2), e
(FP_2)	$C_L = C_0 / [D+F(1-D)]$	Shaw (1970)	(3),

sendo C_L = concentração do elemento traço no líquido diferenciado ou anatéxico, C_0 = concentração do elemento traço na fonte, D = coeficiente de partição global e F = grau de fusão ($= 1 - \text{grau de cristalização}$).

A equação (1) refere-se aos processos de cristalização fracionada clássica (Rayleigh 1896). A equação (2) aplica-se à fusão parcial fracionada, onde o líquido imediatamente após gerado se separa da fonte, instalando-se em uma câmara magmática. A equação (3) refere-se à fusão parcial em equilíbrio, que é o processo mais comum, e mais fácil de modelar matematicamente (Wilson 1989).

A obtenção de dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos com maior facilidade e de melhor precisão nos últimos anos tem levado diversos autores a proporem uma variedade de modelos petrogenéticos para as suítes magmáticas em todo o mundo. O emprego de parâmetros isotópicos e de determinados elementos traços, em conjunto com análises litogeoquímicas e de química mineral, proporcionam a construção de vínculos precisos para a tipologia de magmas, mecanismos evolutivos e a interligação com o ambiente tectônico.

O objetivo deste capítulo é a determinação dos mecanismos que atuaram na gênese e evolução da Província Mágmatíca do Cabo (PMC). Ao final, faz-se a integração das informações obtidas, visando definir o ambiente tectônico relativo a esse magmatismo.

8.2 – PETROGÊNESE

8.2.1 – COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA

Para o estudo da composição isotópica das rochas da PMC foram efetuadas 20 análises de Sr e de Nd, das quais 5 do Granito do Cabo, 2 ignimbritos, 3 traquitos, 4 riolitos, 3 basaltos e 3 traqui-andesitos. Para os ignimbritos foram analisados os clastos de púmices. Todos dados obtidos encontram-se nas tabelas 8.1 e 8.2. Os resultados foram determinados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

Os resultados isotópicos de Sr podem ser individualizados em dois grupos: (i) para as rochas básicas a intermediárias (basaltos a traqui-andesitos) e (ii) para as rochas ácidas. No primeiro grupo, as razões iniciais de I_{Sr} ($^{87}Sr/^{86}Sr$), calculadas para 102 Ma (Tabela 8.1), variam entre 0,7030 e 0,7054 (com termo médio de 0,7042). Os valores mostram que essas rochas não foram afetadas por processos de contaminação crustal, uma vez que a I_{Sr} é menor que 0,706 (Faure 1986). Para as rochas ácidas, os valores obtidos mostram uma ampla variação (Tabela 8.1), com resultados anormalmente elevados ($I_{Sr} > 0,7140$), indicando o envolvimento de uma fonte ou contaminante crustal importante na gênese das mesmas. Apenas uma amostra de traquito (MD-38) mostra I_{Sr} menor (0,7078). Esta contaminação também é evidenciada através de diagramas de correlação do tipo $1/Sr$ versus I_{Sr} (Fig. 8.1). No caso hipotético de não haver contaminação e as amostras serem cogenéticas, as amostras deveriam alinhar-se no mesmo patamar de I_{Sr} (Faure 1986).

Tabela 8.1 - Dados de isótopos de Rb e Sr para as rochas da PMC.

Litologias	Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (102 Ma)
Granito do Cabo	MD-07	199	28	7,107	20,7111	$0,78088 \pm 7$	$0,75086 \pm 7$
	MD-08	230	12	19,167	56,4703	$0,89353 \pm 3$	$0,81168 \pm 3$
	MD-14	230	29	7,931	23,0969	$0,77419 \pm 5$	$0,74071 \pm 5$
	MD-32A	237	21	11,286	33,1006	$0,84689 \pm 6$	$0,79891 \pm 6$
	MD-35	274	23	11,913	34,7694	$0,79654 \pm 3$	$0,74614 \pm 3$
Ignimbritos	MD-79.12	557	35	15,914	46,4116	$0,78865 \pm 2$	$0,72138 \pm 2$
	MD-178A	649	13	49,923	149,6799	$1,07554 \pm 5$	$0,85859 \pm 5$
Traquitos	MD-38	108	77	1,403	4,0604	$0,71365 \pm 2$	$0,70776 \pm 2$
	MD-40A	159	31	5,129	14,8831	$0,73742 \pm 3$	$0,71585 \pm 3$
	MD-45A	130	32	4,063	11,7809	$0,73110 \pm 6$	$0,71402 \pm 6$
Riolitos	MD-22	279	48	5,813	16,8762	$0,74339 \pm 9$	$0,71893 \pm 9$
	MD-64	393	10	39,300	119,5567	$1,22955 \pm 13$	$1,05626 \pm 13$
	MD-68	322	16	20,125	58,7350	$0,79622 \pm 5$	$0,71109 \pm 5$
	MD-72	178	16	11,125	32,4566	$0,79252 \pm 10$	$0,74548 \pm 10$
Traqui-andesitos	MD-65	74	329	0,225	0,6507	$0,70638 \pm 2$	$0,70544 \pm 2$
	MD-65A	84	357	0,235	0,6807	$0,70642 \pm 2$	$0,70543 \pm 2$
	MD-85	49	614	0,080	0,2308	$0,70425 \pm 3$	$0,70392 \pm 3$
Basaltos	MD-362A	13	763	0,017	0,0493	$0,70360 \pm 2$	$0,70353 \pm 2$
	MD-362B	12	721	0,016	0,0481	$0,70364 \pm 2$	$0,70357 \pm 2$
	MD-415	15	750	0,020	0,0578	$0,70312 \pm 3$	$0,70304 \pm 3$

O erro é de 1σ com mudança no último número.

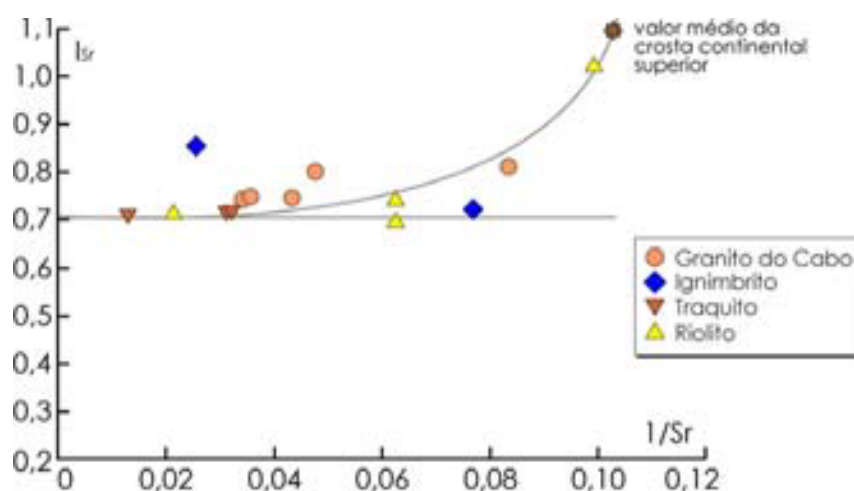


Figura 8.1 – Diagrama de correlação $1/\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$ ($t = 102 \text{ Ma}$) para as rochas ácidas da PMC.

Com base nos resultados isotópicos de Nd (ϵ_{Nd} e T_{DM}), é possível identificar dois grupos distintos (Tabela 8.2), um formado por basaltos e uma amostra de traqui-andesito (MD-85), e um outro grupo constituído pelos demais traqui-andesitos e as rochas ácidas. No primeiro caso, as análises isotópicas mostram ϵ_{Nd} ($t = 102 \text{ Ma}$) positivo, variando de +1,28 a +1,98, com idades modelo T_{DM} de 0,61-0,66 Ga.

Tabela 8.2 - Dados de isótopos de Sm e Nd para as rochas da PMC.

Rochas	Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (102 Ma)	Nd (0)	Nd (102 Ma)	T_{DM} (Ga)	T_{DM} (Ga)*		
Granito do Cabo	MD-07	27,12	104,33	0,1571	0,512492	7	0,512387	7	-2,85	1,50	0,96	
	MD-08	19,59	67,02	0,1767	0,512459	7	0,512341	7	-3,49	2,40	1,03	
	MD-14	31,71	95,60	0,2006	0,512471	7	0,512337	7	-3,26	-	1,03	
	MD-32A	261,10	984,00	0,1604	0,512485	8	0,512378	8	-2,98	1,57	0,98	
	MD-35	26,50	117,54	0,1363	0,512494	6	0,512403	6	-2,81	1,08	0,94	
Ignimbritos	MD-79.12	25,99	81,90	0,1918	0,512499	5	0,512371	5	-2,71	2,65	4,47	0,99
	MD-178B	31,65	110,40	0,1732	0,512489	5	0,512373	5	-2,91	2,60	2,08	0,98
Traquitos	MD-38	19,24	111,50	0,1043	0,512489	6	0,512419	6	-2,91	-1,70	0,78	-
	MD-40A	28,92	173,00	0,1011	0,512552	6	0,512485	6	-1,68	-0,43	0,67	-
	MD-45A	22,01	126,10	0,1056	0,512507	4	0,512437	4	-2,56	-1,37	0,76	-
Riolitos	MD-22	25,52	92,14	0,1477	0,512519	8	0,512420	8	-2,32	-1,68	1,20	0,92
	MD-64	15,35	52,25	0,1776	0,512525	8	0,512406	8	-2,20	-1,96	2,16	0,94
	MD-68	127,70	473,00	0,1634	0,512442	7	0,512333	7	-3,82	-3,39	1,80	1,04
	MD-72	30,40	131,59	0,1397	0,512499	6	0,512406	6	-2,71	-1,97	1,11	0,94
Traqui-andesitos	MD-65	21,33	110,90	0,1163	0,512419	6	0,512341	6	-4,27	-3,23	0,97	-
	MD-65A	21,34	111,50	0,1157	0,512396	7	0,512319	7	-4,72	-3,67	1,00	-
	MD-85	15,42	78,13	0,1193	0,512688	7	0,512608	7	0,98	+1,98	0,62	-
Basaltos	MD-362A	12,11	58,93	0,1242	0,512690	6	0,512607	6	1,01	+1,96	0,61	-
	MD-362B	12,16	59,19	0,1242	0,512661	6	0,512578	6	0,45	+1,39	0,66	-
	MD-415	12,80	60,60	0,1211	0,512653	5	0,512572	5	0,29	+1,28	0,66	-

T_{DM} (inicial) = $10^4 \{ [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{medido}} / 0,51264] - 1 \}$; T_{DM} é a idade modelo calculada relativo ao manto empobrecido com razão atual de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$; (*) corresponde ao cálculo para evolução em dois estágios, de acordo com Sato & Tassinari (1997). O erro é de 1 com mudança no último número.

Para o segundo grupo, os resultados de ε_{Nd} ($t = 102$ Ma) são bastante variados, com valores entre $-3,23$ a $-3,67$ para os demais traqui-andesitos, $-0,43$ a $-1,70$ para os traquitos e $-1,68$ a $-3,39$ para as rochas ácidas. As idades modelo de Nd (T_{DM}) também apresentam uma ampla variação. Os traqui-andesitos têm idades T_{DM} de $0,97$ - $1,0$ Ga e os traquitos de $0,67$ - $0,78$ Ga, enquanto as rochas ácidas podem ter idades superiores a $2,0$ Ga. Sato & Tassinari (1997) mostraram que para razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ inferiores a $0,090$ e/ou maiores que $0,125$, a idade modelo de estágio único de Nd pode não ter significado geológico, principalmente em rochas ácidas, devido ao fracionamento da razão Sm/Nd após a diferenciação mantélica do magma original. Em virtude das elevadas razões de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($>0,1363$) encontradas nas rochas ácidas aqui estudadas, foi necessário aplicar o cálculo para o modelo de estágio duplo, conforme sugerido por Sato & Tassinari (1997). Com isso, os novos valores de T_{DM} obtidos situam-se entre $0,94$ e $1,04$ Ga (Tabela 8.2). Mesmo assim, ainda são superiores àsquelas de rochas básicas a intermediárias.

Em síntese, os dados isotópicos de Sr e Nd sugerem a existência de duas fontes distintas para a geração da PMC. No caso das rochas básicas a intermediárias (incluindo a amostra menos evoluída de traqui-andesito – MD-85) é possível reconhecer uma fonte primordial do tipo manto empobrecido ($I_{\text{Sr}} = 0,7030$ - $0,7039$; $\varepsilon_{\text{Nd}} = +1,28$ a $+1,98$), com magmas extraídos do manto neoproterozóico ($T_{\text{DM}} = 0,61$ - $0,66$ Ga), enquanto que para as rochas ácidas (incluindo as demais amostras de traqui-andesitos), as razões isotópicas iniciais de Sr ($I_{\text{Sr}} = 0,7054$ - $1,0563$) e epsilon de Nd negativo ($\varepsilon_{\text{Nd}} = -0,43$ a $-3,67$) indicam uma fonte crustal mesoproterozóica ($T_{\text{DM}} = 0,92$ - $1,04$ Ga).

A relação entre as razões isotópicas de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) (Fig. 8.2) mostram que a maioria das amostras básicas a intermediárias plota na faixa de evolução do manto empobrecido, enquanto que duas amostras de traqui-andesitos caem no campo do manto enriquecido, o que na realidade pode refletir contaminação crustal desses magmas. A comparação com rochas dos magmatismos Rio Ceará-Mirim (ca. 130 Ma) e Macau (ca. 25 Ma), revelam uma ligeira semelhança com os termos menos enriquecidos em Sr do Magmatismo Macau.

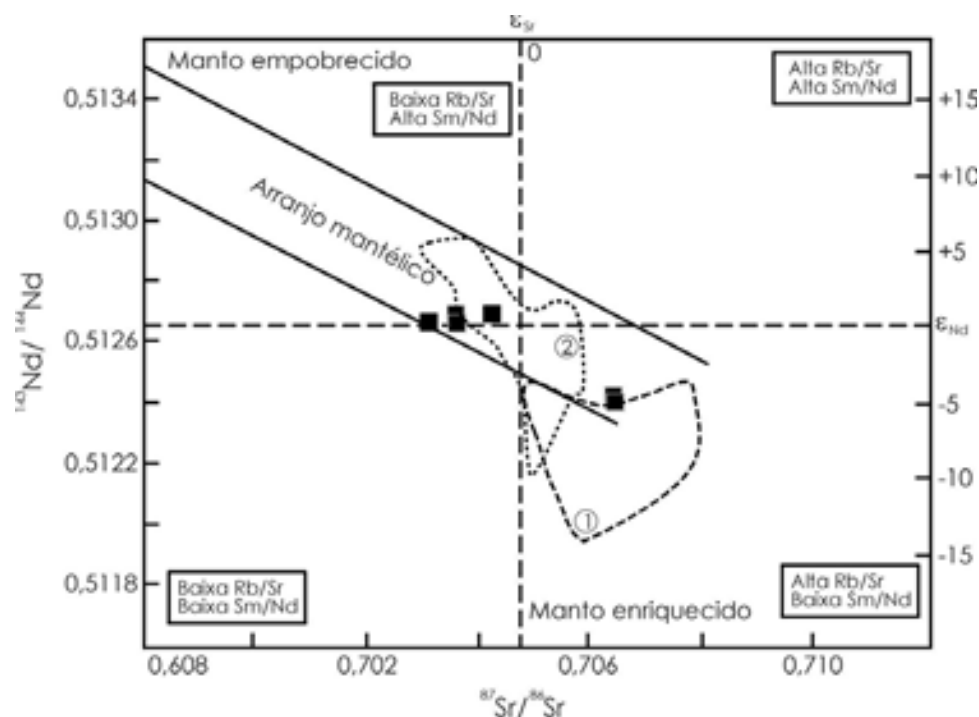


Figura 8.2 – Relação entre as razões isotópicas de Sr e Nd para as rochas básicas a intermediárias da PMC. Legenda: (1). campo das rochas do Magmatismo Rio-Ceará-Mirim e (2). campo das rochas do Magmatismo Macau, ambos segundo Hollanda (2002).

8.2.2 – DETERMINAÇÃO DO MECANISMO PETROGENÉTICO

Relações entre elementos traços compatíveis e incompatíveis em diagrama bi-logarítmico fornecem indicações acerca do mecanismo petrogenético predominante (Cocherie 1986). Para as rochas básicas a intermediárias (basaltos a traqui-andesitos e monzonitos), é possível sugerir uma evolução por fusão parcial a partir de uma fonte mantélica rica em Sr e relativamente pobre em Rb (Fig. 8.3a). Por outro lado, os traquitos parecem ter evoluído de modo mais complexo, ou seja, fusão parcial do manto superior, gerando um líquido básico a intermediário, seguido por cristalização fracionada (Fig. 8.3a).

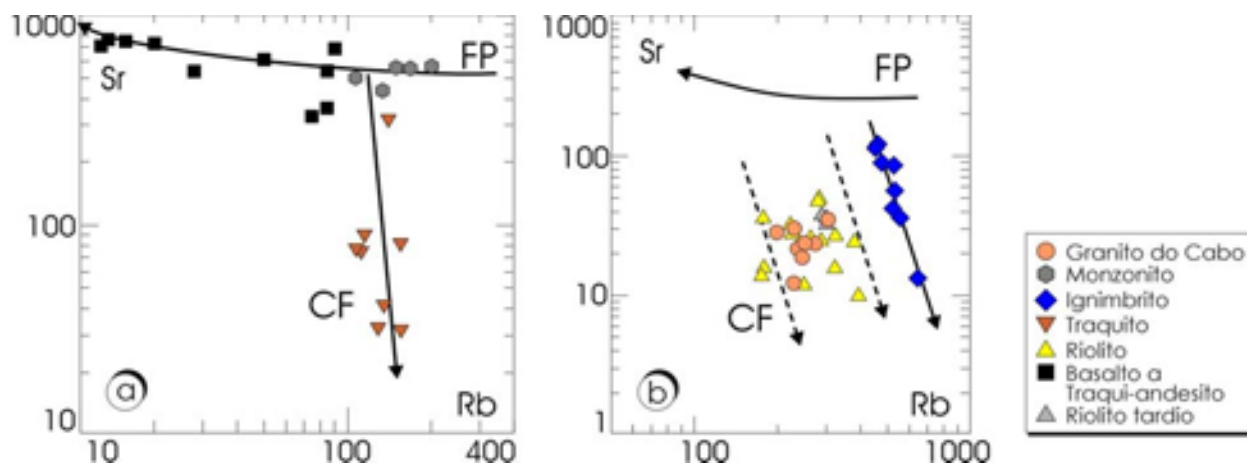


Figura 8.3 – Diagramas relacionando um elemento incompatível (Rb) com outro compatível (Sr) para as rochas da PMC. FP = fusão parcial, CF = cristalização fracionada.

Com relação ao magmatismo ácido, os ignimbritos formam um nítido alinhamento com forte inclinação negativa (Fig. 8.3b), indicando que o respectivo magma ácido evoluiu por cristalização fracionada. No entanto, para os riolitos e o Granito do Cabo a distribuição das amostras não permite afirmar qual foi o mecanismo principal, apesar de se notar uma certa distribuição das mesmas nas tendências previstas de evolução fracionada.

8.2.3 – QUANTIFICAÇÃO DO MECANISMO PETROGENÉTICO

8.2.3.1 – MAGMATISMO BÁSICO

Considerando o mecanismo evolutivo como sendo a fusão parcial para as rochas básicas, optou-se pela utilização do diagrama envolvendo valores normalizados de La/Yb e Yb (Fig. 8.4). Vale ressaltar que foram realizados testes usando a cristalização fracionada para a evolução dos basaltos e traqui-andesitos, no entanto sem ter havido sucessos. Na figura 8.4, estão representadas as curvas de fusão parcial tanto para o manto empobrecido quanto para o manto litosférico enriquecido. Os valores de $(La/Yb)_N$ e Yb_N usados foram obtidos de Martin (1985) e Menzies *et al.* (1987), respectivamente. Para os dois casos, foram efetuados modelamentos variando a composição do resíduo de fusão com e sem granada e assumindo pequenas quantidades (1-3%) de anfibólio e flogopita para o manto enriquecido, além da mineralogia clássica do lherzolito (olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio).

Os cálculos efetuados mostram que as curvas de fusão do manto empobrecido não se ajustam às amostras disponíveis (Fig. 8.4). A única possibilidade é assumir a formação do magma básico (basaltos e parte de traqui-andesito) por fusão parcial de uma fonte mantélica enriquecida contendo pequenas quantidades de granada (1-3%). A amostra com maior razão La_N/Yb_N e menor quantidade de Yb_N (MD-416) pode ter sido gerada a partir de uma fonte com até 10% de granada (Fig. 8.4). O baixo conteúdo em elementos terras raras pesados, especialmente Yb , desta última amostra (Fig. 8.5) é coerente com uma maior quantidade de granada na fonte, deixando o líquido de fusão empobrecido naquele elemento. Em qualquer dos modelos teóricos, os monzonitos requerem igualmente uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis, porém com muito baixos graus de fusão parcial (cerca de 2%).

A hipótese de uma fonte mantélica enriquecida para o magmatismo básico da PMC, deduzida em função da composição em elementos terras raras, é, em princípio, incoerente com os dados isotópicos relatados anteriormente (item 8.2.1). O ϵ_{Nd} positivo ($\epsilon_{Nd} = +1,28$ a $+1,98$) de basaltos e parte dos traqui-andesitos (Tabela 8.2) requer como fonte o manto empobrecido, o que se coaduna com as baixas razões Isr (Tabela 8.1). Uma maneira de conciliar esta aparente contradição é admitir uma fonte mantélica originalmente empobrecida (ϵ_{Nd} positivo) e que o processo de enriquecimento (em particular os terras raras leves) atuou após a extração do magma no Neoproterozóico ($T_{DM} = 0,61-0,66$ Ga), mas não conseguiu modificar a composição isotópica original.

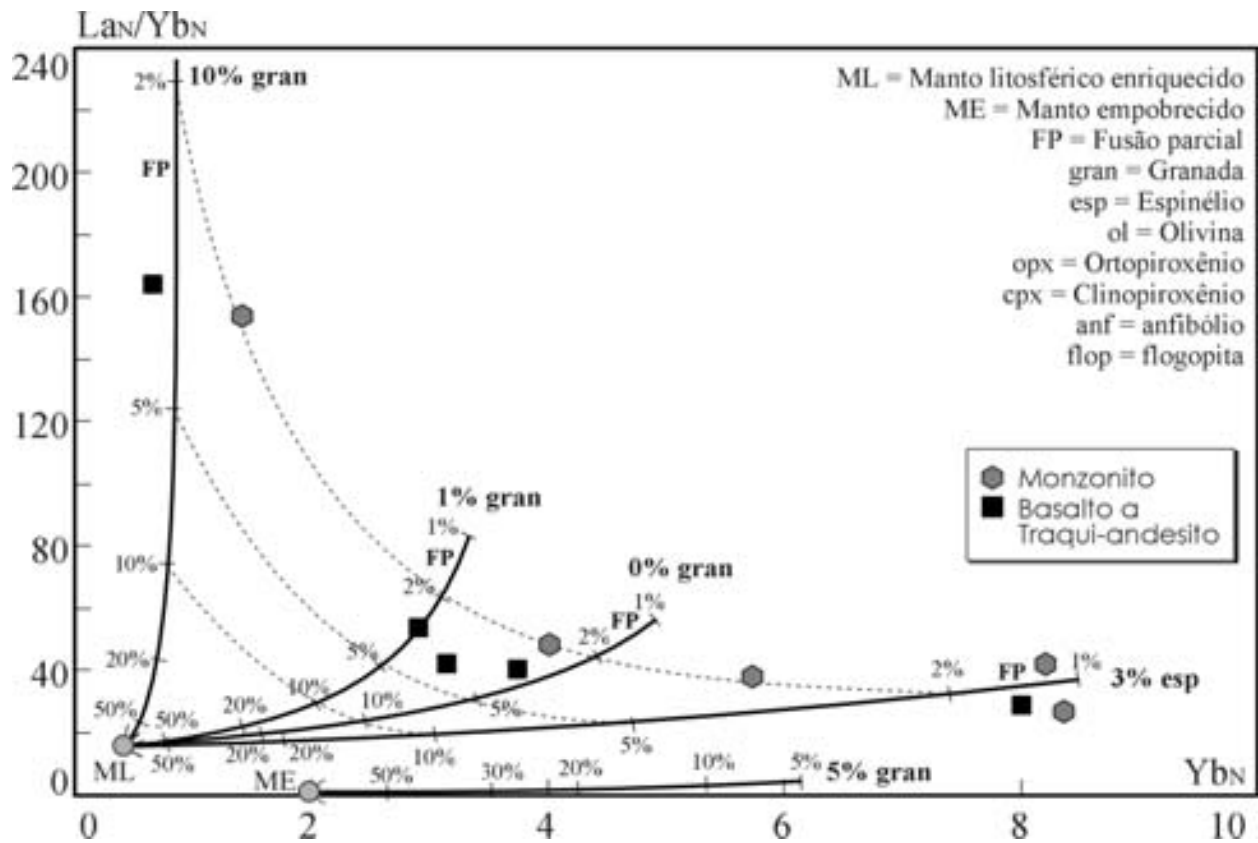


Figura 8.4 – Diagrama $(La/Yb)_N$ versus Yb_N normalizados segundo condrito de Evensen et al. (1978) para as rochas básicas a intermediária da PMC com $I_{Sr} < 0,704$ e os monzonitos. As curvas contínuas representam a fusão parcial em equilíbrio calculada usando a equação de Shaw (1970) para o manto empobrecido (ME) e o manto enriquecido (ML) com valores de $(La/Yb)_N$ e Yb_N de 1/2 (Martin 1985) e 15,8/0,4 (Menzies et al. 1987), respectivamente. Foram utilizadas amostras com $I_{Sr} < 0,704$, $SiO_2 < 47\%$ e $MgO > 7\%$.

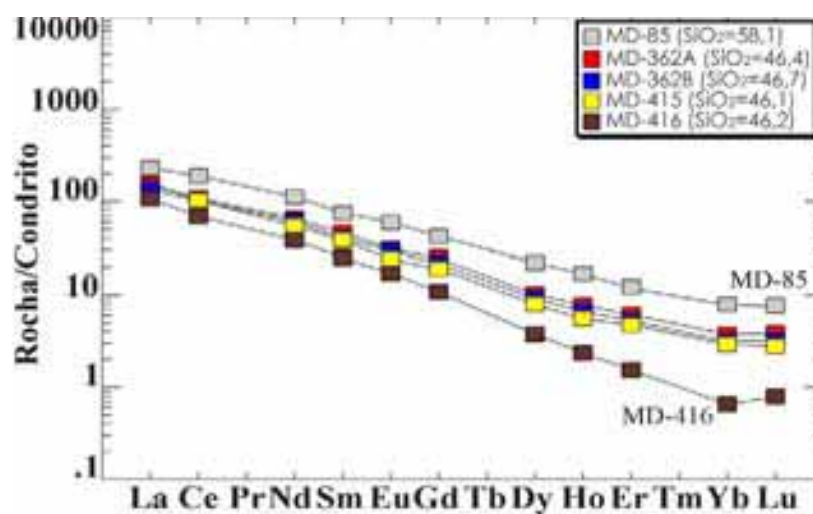


Figura 8.5 – Padrão de terras raras das amostras básicas a intermediárias utilizadas no modelamento de fusão parcial. Para normalização, foram usados os valores condríticos de Evensen et al. (1978).

8.2.3.2 – MAGMATISMO ÁCIDO

MODELAMENTO DE CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

De acordo com o item 8.2.2 e a figura 8.3, evidenciou-se que o mecanismo petrogenético principal para os ignimbritos e os traquitos seria a cristalização fracionada, o que não pôde ser bem caracterizado para as rochas que formam os riolitos e o Granito do Cabo. Mesmo assim, optou-se por usar o mecanismo de evolução por cristalização fracionada também para essas rochas.

Para a quantificação do fracionamento, fez-se inicialmente o balanço de massa considerando-se os óxidos e utilizando-se o programa XLFRAC (Stormer Jr. & Nicholls 1978). Para a execução do XLFRAC, foram usadas as composições químicas de minerais encontrados na literatura (Deer *et al.* 1996) e representadas na tabela 8.3. Com base nas informações petrográficas de cada conjunto de rochas, foram feitas várias combinações de minerais cumuláticos, aplicando sucessivamente o programa XLFRAC. A cada ensaio, este programa faz o balanço de massa, calcula as proporções relativas dos minerais no cumulado, a taxa de cristalização fracionada e o erro estatístico total (Σr^2). No caso ideal, a hipótese mais adequada é aquela em que Σr^2 é próximo de zero. Partindo do pressuposto de que qualquer modelo petrogenético de balanço de massa relativo aos óxidos também deve valer para os elementos traços, o cumulado obtido foi testado com relação aos elementos terras raras. Neste caso, aplicou-se a equação (1) para a cristalização fracionada (item 8.1), sendo empregados os coeficientes de partição mineral/líquido sugeridos por Martin (1987, 1990) (Tabela 8.4) e um programa em linguagem Pascal cedida por Hervé Martin (Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França).

Tabela 8.3 - Composições químicas dos minerais utilizados no modelamento de cristalização fracionada para as rochas ácidas.

	Pl (An ₅₀)	Pl (An ₂₀)	K-feld	Qtz	Opx	Cpx	Biot	Gra	Tit	Mgt	Ilm	Apa
SiO ₂	56,15	63,36	64,90	100,	55,0	50,9	38,37	39,3	31,0	0,26	0,51	0,00
Al ₂ O ₃	27,68	22,89	19,59	0,00	4,17	2,02	14,02	21,4	1,08	0,20	0,00	0,00
Fe ₂ O _{3t}	0,25	0,09	0,34	0,00	6,16	12,6	26,29	22,9	2,65	99,5	47,8	0,24
MgO	0,06	0,00	0,00	0,00	33,6	10,0	7,98	7,56	0,38	0,00	0,46	0,57
CaO	9,71	4,09	0,48	0,00	0,79	23,8	0,90	8,37	27,2	0,00	0,72	55,6
Na ₂ O	5,48	8,90	2,77	0,00	0,00	0,12	0,50	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,62	0,65	11,91	0,00	0,00	0,08	8,33	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,04	0,01	0,00	0,00	0,17	0,42	3,61	0,32	37,3	0,00	50,4	0,00
P ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	43,5
Total	99,99	99,99	99,99	100	100	100	100,1	100	100	100	100	100

A composição dos minerais baseia-se em Deer *et al.* (1996). Pl = plagioclásio; K-feld = K-feldspato; Qtz = quartzo; Opx = ortopiroxênio; Cpx = clinopiroxênio; Biot = biotita; Gra = granada; Tit = titanita; Mgt = magnetita; Ilm = ilmenita; Apat = apatita.

Tabela 8.4 - Coeficientes de partição mineral/líquido para elementos terras raras em rochas ácidas, utilizados no modelamento do magmatismo ácido (valores compilados por Martin (1987, 1990). Seguem-se os mesmos símbolos da tabela 8.3; Zir = zircão; Alan = alanita.

	Pl	K-feld	Cpx	Biot	Gran	Tit	Mgt	Zir	Alan	Apat
La	0,4000	0,0540	1,110	0,034	0,30	36	0,22	2,00	960	25
Ce	0,2700	0,0430	1,833	0,037	0,35	53	0,26	2,64	940	31
Nd	0,2100	0,0270	3,300	0,045	0,53	88	0,30	2,20	750	50
Sm	0,1300	0,0180	5,233	0,058	2,66	102	0,35	3,14	620	64
Eu	2,1500	1,1300	4,100	0,140	1,50	101	0,26	3,14	56	30
Gd	0,0970	0,0110	1,850	0,090	10,50	102	0,32	12,00	440	65
Dy	0,0640	0,0094	7,300	0,080	28,60	80	0,28	55,00	200	50
Er	0,0550	0,0078	1,800	0,074	42,80	59	0,22	140,00	100	43
Yb	0,0490	0,0065	6,367	0,065	39,90	37	0,18	280,00	54	24
Lu	0,0460	0,0060	5,933	0,062	30,00	27	0,18	345,00	41	16

GRANITO DO CABO

Dentre as amostras do Granito do Cabo, selecionaram-se aquelas mais representativas do líquido menos diferenciado, denominada L₀ (MD-35B), e a mais evoluída (L₁ = MD-08), sendo a composição química de ambas recalculada para 100% em base anidra (Tabela 8.5). Aplicando-se o programa XLFRAC, determinou-se um cumulado formado por K-feldspato (49,9%), plagioclásio (An₂₀; 37,5%), biotita (6,5%) e magnetita (6,1%), para uma taxa de cristalização de 23% e um erro Σr^2 de 0,25 (Tabela 8.5). Simulações feitas com quartzo, hornblenda, clinopiroxênio e apatita, juntos, separados ou em combinações diversas, resultaram em erros muito elevados (> 20) ou taxas de cristalização negativa, sem significado. Portanto, o resultado aqui obtido é o mais coerente com a composição petrográfica observada nas amostras do Granito do Cabo.

Tabela 8.5 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada do Granito do Cabo a partir de balanço de massa de óxidos.

	L ₀ (MD-35B)	L ₁ (MD-08)	L ₁ '(*)	$\Delta(L_1-L_1')$	cumulado
SiO₂	71,78	75,60	75,62	-0,02	58,65
Al₂O₃	13,08	12,09	12,17	-0,08	19,28
Fe₂O_{3t}	4,20	3,05	3,08	-0,03	8,00
MgO	0,27	0,10	0,18	-0,08	0,52
CaO	0,21	0,30	0,14	0,16	1,83
Na₂O	4,27	3,87	4,07	-0,20	4,75
K₂O	5,29	4,88	4,87	0,01	6,73
TiO₂	0,17	0,10	0,14	-0,04	0,24
P₂O₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	100,00	100,00	100,00	-	100,00

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado formado por K-feld = 49,9%; Pl(An₂₀) = 37,5%; Biot = 6,5% e Mgt = 6,1%. Grau de cristalização fracionada de 23% e erro estatístico (Σr^2) de 0,25.

O cumulado acima determinado foi testado com respeito aos elementos terras raras, aplicando-se a equação (1) (item 8.1). Como resultado, obteve-se um ajuste razoável entre os espectros do líquido mais evoluído (L_1 = MD-08) e aqueles calculados (L_1') para taxas de cristalização entre 15% e 30%. Todavia, o melhor ajuste foi encontrado com a adição de pequenas quantidades de alanita (0,5%), titanita (0,3%) e zircão (0,1%) ao cumulado, o que se observa na figura 8.6. Este resultado também mostrou-se de certa forma coerente com os demais elementos traços, exceto para Rb, Nb e Ba (Tabela 8.6).

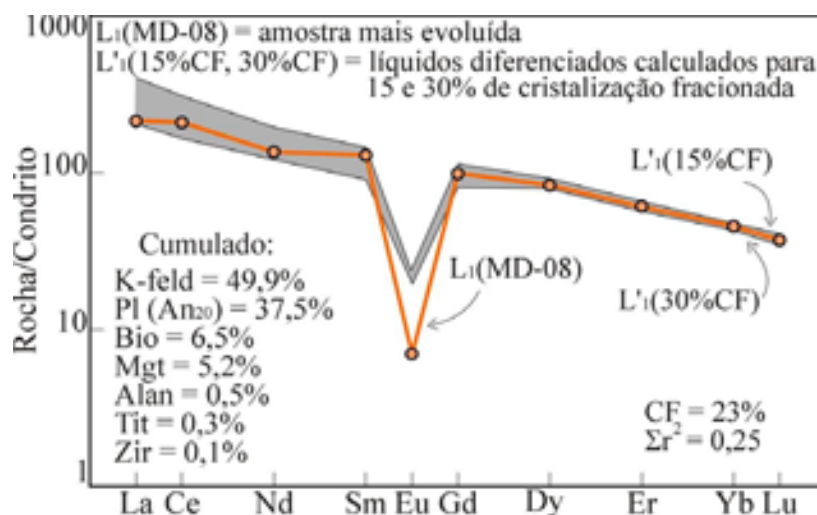


Figura 8.6 - Modelamento de cristalização fracionada para o Granito do Cabo.

Tabela 8.6 – Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento do Granito do Cabo, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.

	L_0 (MD-35B)	L_1 (MD-08)	$L_1' - 15\% \text{ CF}$	$L_1' - 30\% \text{ CF}$
Rb	308	230	332	364
Sr	34	12	22,5	13,7
Ba	254	37	178	117
Zr	692	494	422	234
Y	177	138	187	199
Nb	176	176	203	241

L_0 = líquido inicial; L_1 = líquido final; $L_1'(*)$ = líquido produzido a partir da extração do cumulado em 15% e 30% de cristalização fracionada (CF).

IGNIMBRITOS

Seguindo a mesma metodologia usada para o Granito do Cabo, foram selecionadas duas amostras de ignimbrito, uma representando o líquido menos diferenciado (L_0 = MD-79) e a outra, o mais evoluído (L_1 = MD-178A), as duas recalculadas a 100% em base anidra (Tabela 8.7).

Determinou-se inicialmente um cumulado formado por plagioclásio (An_{20} ; 47,8%), quartzo (36,5%), biotita (12,8%) e magnetita (2,8%), para uma taxa de cristalização de 45% e um erro Σr^2 de 0,38. Também foram realizados testes com K-feldspato, hornblenda, clinopiroxênio, granada e titanita, os quais deram resultaram com erros muito elevados (> 30). O melhor ajuste com respeito aos elementos terras raras foi obtido após a adição de apatita (1,5%), granada

(1,2%) e zircão (0,4%) para taxas cristalização compreendidas entre 40% e 50% (Fig. 8.7).
 Todavia, para demais elementos traços, há discrepância quanto a Rb, Sr e Ba (Tabela 8.8).

Tabela 8.7 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada dos ignimbritos com base no balanço de massa de óxidos.

	L ₀ (MD-79)	L ₁ (MD-178A)	L ₁ '(*)	$\Delta(L_1-L_1')$	cumulado
SiO ₂	73,51	75,24	75,13	0,11	71,64
Al ₂ O ₃	13,09	14,01	13,66	0,35	12,74
Fe ₂ O _{3t}	3,37	1,12	1,01	0,11	6,36
MgO	0,53	0,38	0,24	0,14	1,02
CaO	0,98	0,03	0,06	-0,03	2,07
Na ₂ O	3,48	2,05	2,46	-0,41	4,32
K ₂ O	4,70	7,05	7,26	-0,21	1,37
TiO ₂	0,28	0,09	0,11	-0,02	0,47
P ₂ O ₃	0,06	0,03	0,07	-0,04	0,01
Total	100,00	100,00	100,00	-	100,00

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado formado por Pl(An₂₀) = 47,8%; Qtz = 36,5%; Biot = 12,8% e Mgt = 2,8%. Grau de cristalização fracionada de 45% e erro estatístico (Σr^2) de 0,38.

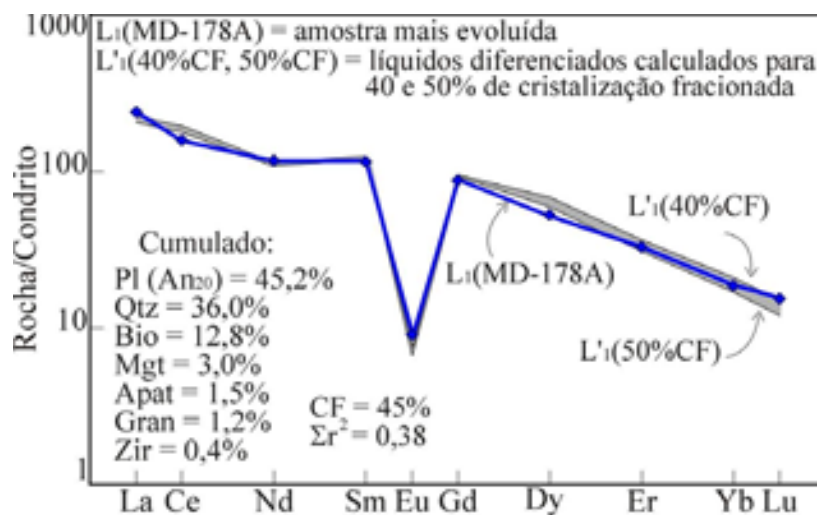


Figura 8.7 - Modelamento de cristalização fracionada para os ignimbritos.

Tabela 8.8 - Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos ignimbritos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.

	L ₀ (MD-79)	L ₁ (MD-178A)	L ₁ ' - 40% CF	L ₁ ' - 50% CF
Rb	463	649	435	443
Sr	119	13	108	114
Ba	183	10	141	159
Zr	786	707	700	741
Y	253	206	243	250
Nb	382	326	315	329

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado em 40% e 50% de cristalização fracionada (CF).

TRAQUITOS

De acordo com a figura 8.3, nota-se que o magma traquítico poderia ser produzido por fracionamento a partir de um líquido básico a intermediário. Partindo dessa idéia, foram utilizadas composições químicas de traqui-andesito e monzonito a fim de testar a validade desta hipótese. Considerando um traqui-andesito como líquido inicial, foram obtidos cumulados com taxas de cristalização em torno de 30%, todavia com erros (Σr^2) sempre superiores a 5. Empregando um monzonito (amostra MD-10B), obteve-se um excelente ajuste para o traquito menos diferenciado (MD-382), conforme ilustrado na Tabela 8.9. Neste caso, o cumulado seria composto de plagioclásio (An_{50} ; 63,4%), magnetita (13,3%), ortopiroxênio (6,9%), ilmenita (6,9%), clinopiroxênio (5,0%) e apatita (4,5%), com taxa de cristalização de 33% e erro Σr^2 de 0,34. Um bom ajuste para os elementos terras raras foi encontrado com a adição de 0,4% de zircão ao cumulado (Fig. 8.8), o que não se observou com os demais elementos traços (Tabela 8.10).

Tabela 8.9 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada do traquito a partir do monzonito, de acordo com o balanço de massa de óxidos.

	L_0 (MD-10B)	L_1 (MD-382)	L_1' (*)	$\Delta(L_1-L_1')$	cumulado
SiO_2	59,50	66,93	66,82	0,11	42,03
Al_2O_3	16,09	15,51	15,37	0,14	17,97
Fe_2O_{3t}	8,90	5,31	5,24	0,07	17,77
MgO	1,21	0,51	0,50	0,01	2,92
CaO	4,05	1,63	1,61	0,02	9,94
Na_2O	4,65	4,39	4,92	-0,53	3,48
K_2O	4,05	5,51	5,55	-0,04	0,40
TiO_2	1,11	0,20	0,13	0,07	3,55
P_2O_5	0,44	0,01	0,13	-0,12	1,94
Total	100,00	100,00	100,00	-	100,00

L_0 = líquido inicial; L_1 = líquido final; L_1' (*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado formado por Pl(An_{50}) = 64,5%; Mgt = 13,3%; Opx = 6,9%; Ilm = 6,9%; Cpx = 5,0%; Apat = 3,0% e Zir = 0,4%. Grau de cristalização fracionada de 33% e erro estatístico (Σr^2) de 0,34.

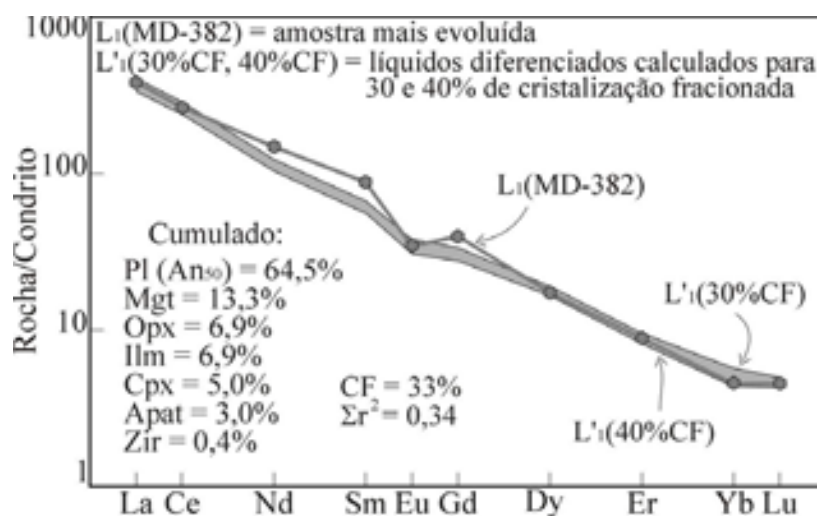


Figura 8.8 - Modelamento de cristalização fracionada para os traquitos considerando a amostra menos evoluída como derivada de um líquido monzonítico.

Tabela 8.10 – Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos traquitos a partir dos monzonitos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.

	L₀ (MD-10B)	L₁ (MD-382)	L₁' – 30% CF	L₁' – 40% CF
Rb	135	160	131	129
Sr	430	81	339	310
Ba	1078	467	850	833
Zr	514	1009	500	497
Y	65	126	63	59
Nb	62	192	60	58

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado em 30% e 40% de cristalização fracionada (CF).

Para a quantificação da cristalização fracionada dos traquitos, utilizou-se como líquido menos diferenciado (L₀) a amostra MD-51A, e como o mais evoluído (L₁) a MD-45A (Tabela 8.11). Calculou-se um cumulado com biotita (57,1%), plagioclásio (An₅₀; 36,4%), clinopiroxênio (4,5%) e titanita (2,0%), para uma taxa de cristalização de 9% e um erro $\sum r^2$ de 0,39 (Tabela 8.11). Este cumulado proporcionou um bom ajuste com o espectro de terras raras da amostra mais evoluída (L₁ = MD-45A), conforme mostra a figura 8.9. Com respeito aos outros elementos traços, também se observa uma excelente coerência, exceto para o Ba e o Sr (Tabela 8.12).

Tabela 8.11 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada dos traquitos por meio do balanço de massa de óxidos.

	L₀ (MD-51A)	L₁ (MD-45A)	L₁'(*)	$\Delta(L_1-L_1')$	cumulado
SiO₂	65,90	68,00	67,88	0,12	45,25
Al₂O₃	15,88	15,67	15,66	0,01	18,19
Fe₂O_{3t}	5,32	4,55	4,35	0,20	15,71
MgO	0,54	0,16	0,12	0,04	5,03
CaO	0,77	0,18	0,29	-0,11	5,67
Na₂O	4,20	4,55	4,40	0,15	2,29
K₂O	6,96	6,57	7,10	-0,53	4,98
TiO₂	0,37	0,29	0,15	0,14	2,83
P₂O₃	0,06	0,03	0,06	-0,03	0,06
Total	100,00	100,00	100,00	-	100,00

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado formado por Bio = 57,1%, Pl(An₅₀) = 36,4%; Cpx = 4,5% e Tit = 2,0%. Grau de cristalização fracionada de 9% e erro estatístico ($\sum r^2$) de 0,39.

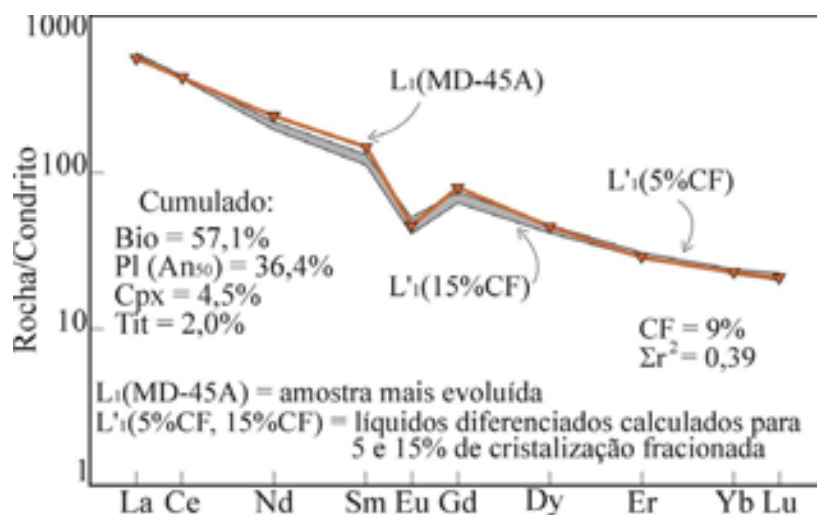


Figura 8.9 - Modelamento de cristalização fracionada para os traquitos.

Tabela 8.12 – Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos traquitos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.

	L_0 (MD-51A)	L_1 (MD-45A)	L'_1 – 5% CF	L'_1 – 15% CF
Rb	116	130	112	103
Sr	88	32	85	78,8
Ba	875	497	886	912
Zr	1016	872	1008	990
Y	64	67	66,9	73,8
Nb	126	136	129	134

L_0 = líquido inicial; L_1 = líquido final; L'_1 (*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado em 40% e 50% de cristalização fracionada (CF).

RIOLITOS

No caso dos riolitos, usou-se a amostra MD-71 como representativa do líquido menos diferenciado (L_0) e a MD-198 como o líquido mais evoluído (L_1), com as composições na Tabela 8.13. Os ensaios com diversos minerais sugerem um cumulado constituído de K-feldspato (55,4%), quartzo (22,4%), plagioclásio (An₂₀; 10,2%) e magnetita (12,0%), para uma taxa de cristalização de 16% e um erro Σr^2 de 0,79. Este cumulado permitiu um ajuste razoável com relação ao espectro de terras raras da amostra MD-198 (Fig. 8.10). Por outro lado, dentre os demais elementos traços, Zr e Y mostraram-se discrepantes (Tabela 8.14).

Tabela 8.13 - Resultados obtidos no modelamento de cristalização fracionada dos riolitos a partir do balanço de massa de óxidos.

	L ₀ (MD-71)	L ₁ (MD-198)	L ₁ '(*)	$\Delta(L_1-L_1')$	Cumulado
SiO ₂	74,65	76,84	76,62	0,22	64,79
Al ₂ O ₃	11,97	12,43	11,84	0,59	13,20
Fe ₂ O _{3t}	3,55	2,11	1,89	0,22	12,23
MgO	0,16	0,20	0,19	0,01	0,00
CaO	0,67	0,39	0,62	-0,23	0,68
Na ₂ O	3,75	3,41	3,91	-0,50	2,44
K ₂ O	5,07	4,51	4,72	-0,21	6,66
TiO ₂	0,17	0,10	0,19	-0,09	0,00
P ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	100,00	100,00	100,00	-	100,00

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado formado por K-feld = 55,4%; Qtz = 22,4%; Pl(An₂₀) = 10,2%; e Mgt = 12,0%. Grau de cristalização fracionada de 16% e erro estatístico (Σr^2) de 0,79.

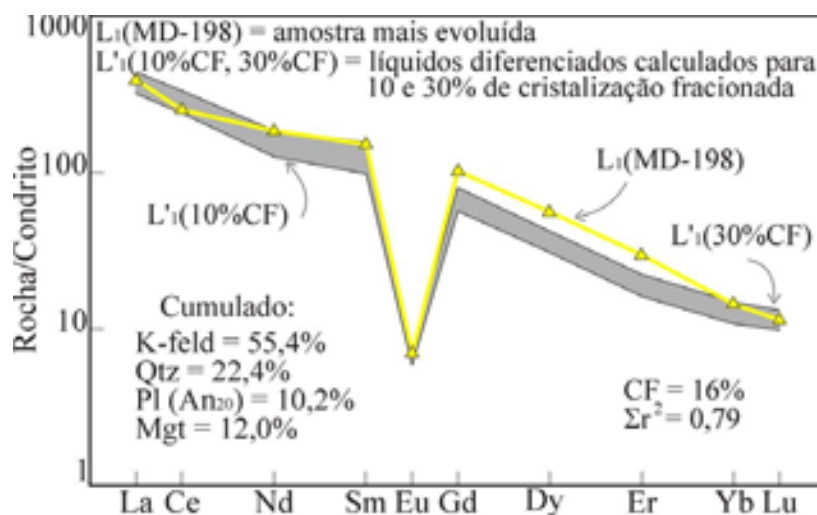


Figura 8.10 - Modelamento de cristalização fracionada para os riolitos.

Tabela 8.14 - Comparação de elementos traços (em ppm) obtidos para o modelamento dos riolitos, utilizando os coeficientes de partição da tabela 8.4.

	L ₀ (MD-71)	L ₁ (MD-198)	L ₁ ' - 10% CF	L ₁ ' - 30% CF
Rb	178	379	190	223
Sr	36	24	30,6	20,7
Ba	10	10	7,8	4,3
Zr	971	752	1066	1333
Y	129	489	143	184
Nb	193	339	214	274

L₀ = líquido inicial; L₁ = líquido final; L₁'(*) = líquido produzido a partir da extração do cumulado em 10% e 30% de cristalização fracionada (CF).

DISCUSSÃO SOBRE A FONTE DO MAGMATISMO ÁCIDO

Para a investigação do tipo de fonte e o grau de fusão parcial necessário para gerar os magmas ácidos da PMC, empregou-se o diagrama $(La/Yb)_N$ versus Yb_N (Figura 8.11). Os valores de La e Yb utilizados para as crostas continental inferior e superior foram compilados de Taylor & McLennan (1985), enquanto que os diferentes graus de fusão parcial foram calculados usando a equação de fusão parcial em equilíbrio proposta por Shaw (1970), conforme discussão no item 8.1. Em função do grande número de dados, optou-se por trabalhar com a média das amostras menos evoluídas para cada série ou suíte, com base nas suas composições em óxidos e elementos traços. Deste modo, foram consideradas as amostras com Yb_N inferior a 30.

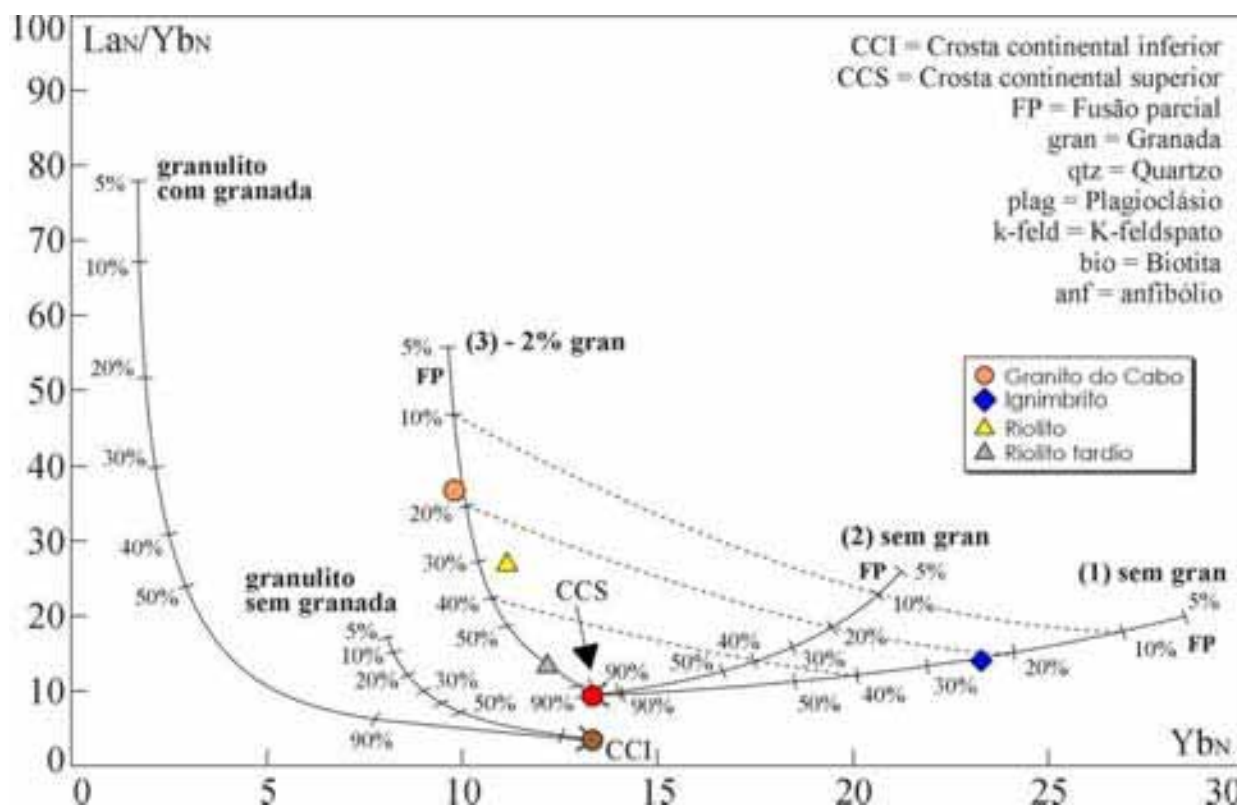


Figura 8.11 – Diagrama $(La/Yb)_N$ versus Yb_N normalizados segundo condrito de Evensen et al. (1978) para as rochas ácidas menos evoluídas da PMC. As curvas contínuas representam a fusão parcial da crosta continental, com valores de $(La/Yb)_N$ e Yb_N segundo Taylor & McLennan (1985). (1) 5% biotita, 5% anfibólio; (2) 7% biotita, 7% anfibólio; (3) 7% biotita, 7% anfibólio, 2% granada.

As curvas de fusão parcial da crosta continental inferior não poderiam gerar as amostras de rochas ácidas da PMC (Fig. 8.11). Apenas a crosta continental superior permite um excelente ajuste para os magmas ácidos analisadas. Para o Granito do Cabo, os riolitos e os riolitos tardios, é necessária uma fonte com até 2% de granada, além de cerca de 7% de anfibólio e 7% de biotita. Diferentes taxas de fusão parcial desta fonte geram aqueles magmas, variando de 18% (Granito do Cabo) a 70% (riolitos tardios), conforme ilustra a figura 8.11. Por outro lado, o magma ácido que originou os ignimbritos requer uma fonte similar, mas sem granada e com menos anfibólio e biotita, tendo sido fundida em cerca de 25%. A ausência de granada no resíduo de fusão é coerente com os altos valores de Yb_N das amostras menos

diferenciadas dos ignimbritos. A interpretação de fonte crustal para os magmas ácidos está de acordo com as razões isotópicas de Sr e Nd das rochas estudadas (item 8.2). Ela também é coerente com as rochas crustais conhecidas no embasamento precambriano da Bacia de Pernambuco (ver Cap. 1).

8.3 – TEMPERATURA E PRESSÃO

Estimativas da temperatura (T) e da pressão (P) de geração do magma basáltico podem ser feitas com base nas composições químicas em SiO₂ e MgO, que servem como geotermômetro e geobarômetro, respectivamente (Albarède 1992). Segundo este autor, para a temperatura usa-se a fórmula $T(^{\circ}\text{C}) = 2000\text{MgO}/(\text{SiO}_2 + \text{MgO}) + 969$ e para a pressão $\text{Ln}P(\text{Kbar}) = 0,00252T(^{\circ}\text{C}) - 0,12\text{SiO}_2 + 5,027$. Os erros envolvidos nos dois casos são de, respectivamente, $\pm 40^{\circ}\text{C}$ e $\pm 2,7$ Kbar. Os valores calculados se referem às condições de T e P do local de geração e segregação do magma basáltico. Os cálculos de T e P foram desenvolvidos para basaltos gerados em cadeias meso-oceânicas, ilhas oceânicas, derrames basálticos continentais e zonas de subducção (Albarède 1992). Os mesmos procedimentos foram também usados com sucesso em basaltos de riftes continentais por White *et al.* (1987), White & McKenzie (1989) e Latin & Waters (1992).

A aplicação das fórmulas empíricas acima para os basaltos da PMC indicou intervalos de temperatura e pressão de 1246-1290°C (média de 1269°C) e 13-16 kbar (média de 14 Kbar). As pressões calculadas permitem situar o local de geração dos magmas basálticos da PMC na zona de estabilidade de espinélio lherzolito anidro (Wyllie 1981), a uma profundidade média de 47 km). As temperaturas encontradas aproximam-se da isoterma do topo da astenosfera, que é de cerca de 1280°C (McKenzie & Bickle 1988). Modelamentos quantitativos de fusão parcial, discutidos no item 8.2.3.1, sugerem fontes mantélicas com a granada variando de zero a 10%. Isto demonstra a participação do manto mais profundo na gênese dos magmas. A compatibilização do resultado do modelamento de fusão com a pressão obtida acima (Albarède 1992) pode ser feito assumindo-se o soerguimento da astenosfera sob o rifte da Bacia de Pernambuco. Deste modo, o lherzolito com granada fundiria a pressões um pouco menores e geraria os líquidos basálticos. Usando-se os valores de P e T calculados, é possível determinar que os magmas basálticos estudados foram gerados por taxas de fusão abaixo de 5% (Fig. 8.12), o que concorda com estimativas feitas em item precedente (Fig. 8.4).

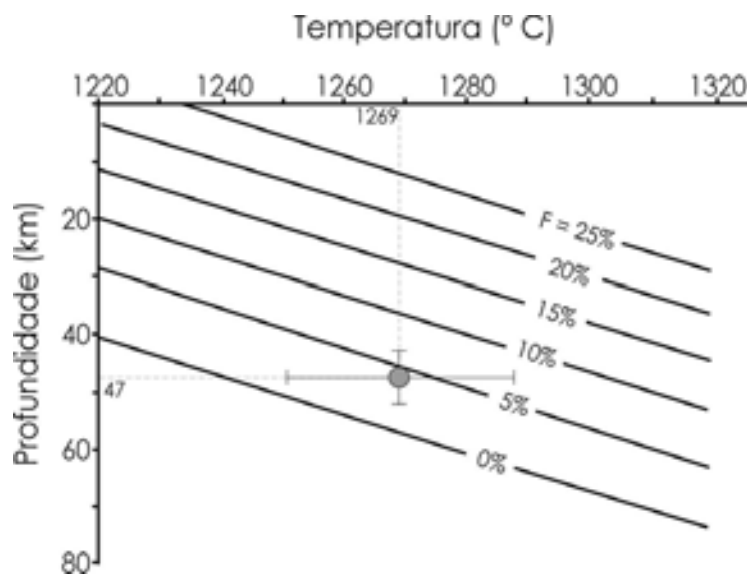


Figura 8.12 – Diagrama relacionado temperatura, profundidade e grau de fusão parcial (F), baseado em Ahern & Turcotte (1979). Na figura, estão representadas as médias obtidas a partir da composição química das amostras estudadas (Albarède 1992).

Para estimar a temperatura de formação das rochas ácidas, optou-se por utilizar o geotermômetro considerando a saturação em Zr (Watson & Harrison 1983; Watson 1987). Partindo do princípio que o coeficiente de partição cristal/líquido do Zr é função da temperatura, Watson (1987) estabeleceu uma equação para o cálculo da temperatura de formação do zircão com base na saturação de Zr na rocha, definida como $T(^{\circ}\text{C}) = -273 + [12900 / (17,18 - \text{LnZr})]$, com erro de $\pm 35^{\circ}\text{C}$. Cálculos com base neste geotermômetro indicaram temperaturas de *liquidus* de $958\text{--}985^{\circ}\text{C}$ para os traquitos, $942\text{--}976^{\circ}\text{C}$ para os ignimbritos, $800\text{--}982^{\circ}\text{C}$ para os riolitos e $878\text{--}940^{\circ}\text{C}$ para o Granito do Cabo. A ausência de texturas de exsolução peritítica no feldspato alcalino indica que a temperatura de resfriamento final deste granito foi superior a 700°C , ou seja, acima da curva de solvus no sistema albíta – ortoclásio (Bowen & Tuttle 1950, in Deer *et al.* 1996). O seu alojamento teria se dado em alto nível crustal, com arrefecimento relativamente rápido a profundidades em torno de 1-2 km, conforme se deduz da ocorrência de texturas miarolíticas e granofíricas (Thorpe & Brown 1999). Haveria, então, um intervalo de aproximadamente 260°C para a cristalização do magma granítico.

Algumas considerações sobre a evolução petrológica dos magmas ácidos podem ser inferidas a partir dos cálculos fornecidos pelo geotermômetro de Zr e o diagrama normativo relacionando quartzo, albíta e ortoclásio. Na figura 8.13, estão plotadas as amostras de riolitos, ignimbritos, Granito do Cabo e riolitos tardios. Foram representadas as situações para pressões de água de 2 kbar e 5 kbar, de acordo com trabalhos experimentais de Tuttle & Bowen (1958, in Winkler 1977). Para o Granito do Cabo, admite-se o início da cristalização a cerca de 950°C (geotermômetro de Zr), seguindo-se a 750°C ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ kbar) a cristalização do feldspato alcalino (Fig. 8.13a). Com a diminuição da temperatura, somente a aproximadamente 700°C é que haveria a cristalização simultânea de quartzo e feldspato alcalino seguindo a linha cotética. Já para as demais rochas ácidas (riolitos e ignimbritos), tem-se uma mudança da seqüência de cristalização, que começaria com quartzo (850°C para riolitos e 750°C para riolitos tardios e ignimbritos), seguindo-se a cristalização simultânea de quartzo e feldspato alcalino (Fig. 8.13a).

A P_{H_2O} de 5 kbar, as temperaturas são mais baixas (Fig. 8.13b). Todavia, as características texturais das rochas estudadas (ocorrência de feldspato alcalino sem exsolução peritítica) sugerem que a P_{H_2O} não atingiu valores tão elevados. A dedução de cristalização de quartzo precoce a partir dos magmas ácidos, exceto para o Granito do Cabo, são bem coerentes com os cumulados teóricos obtidos com o modelamento de cristalização fracionada (item 8.2.3.2)

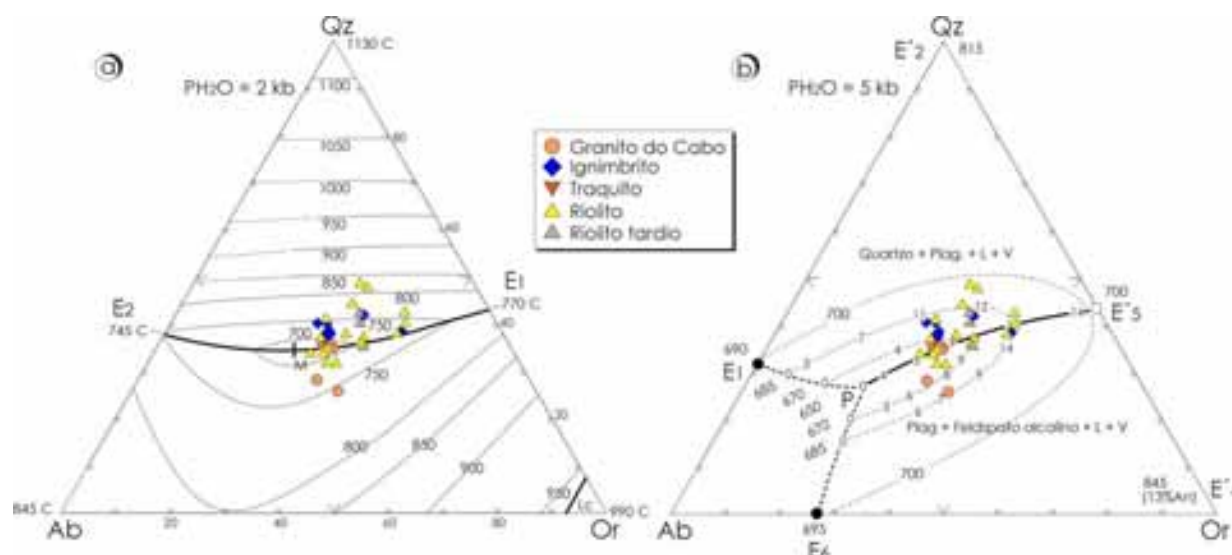


Figura 8.13 – Projeções das isotermas e da linha cotética do sistema SiO_2 - $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - H_2O para $P_{H_2O} = 2 \text{ kb}$ e 7 kb , com base nos dados de Tuttle & Bowen (1958, in Winkler 1977). E_1 a E_6 são pontos eutéticos. M é o mínimo de temperatura na linha cotética. As composições são dadas em porcentagem em peso. Lc = leucita; $Plag$ = plagioclásio; L = líquido. V = vapor.

8.4 – AMBIENTE TECTÔNICO

Nos últimos trinta anos, têm sido empregados parâmetros geoquímicos para definir ambientes tectônicos de geração de magmas (Pearce & Cann 1973, Floyd & Winchester 1975, Smith & Smith 1976, Wood *et al.* 1979, Mullen 1983, Meschede 1986). Em geral, os diagramas usados baseiam-se em observações empíricas, que mostram a existência de diferenças químicas entre os magmas de diversos ambientes tectônicos. Em muitos casos, é possível identificar em qual ambiente tectônico as rochas foram formadas. Por outro lado, há exemplos onde a sua aplicação é ambígua (Prestvik 1982, Arculus 1987, Myers & Breitkopf 1989), em geral devido à modificações produzidas por metamorfismo e/ou fluidos hidrotermais. Diagramas multi-elementos também são empregados para a caracterização do ambiente tectônico (Wood *et al.* 1979, Pearce *et al.* 1984, Holm 1985, Wilson 1989). Nesses casos, utilizam-se as abundâncias de determinados elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo, plagiogranitos oceânicos (ORG) ou basaltos de cadeia meso-oceânica (MORB). A interpretação desses diagramas é feita pela análise de sua inclinação geral, tipo e magnitude das anomalias.

Para as rochas da PMC foram aplicados diversos diagramas geoquímicos discriminantes de ambiente tectônico que confirmam a sua natureza intraplaca, continental. Especificamente

com relação a basaltos e traqui-andesitos, diagramas triangulares relacionando Ti-Zr-Y e Nb-Zr-Y confirmam ser os mesmos de ambiente intraplaca (Fig. 8.14a) e de afinidade alcalina (Fig. 8.14b).

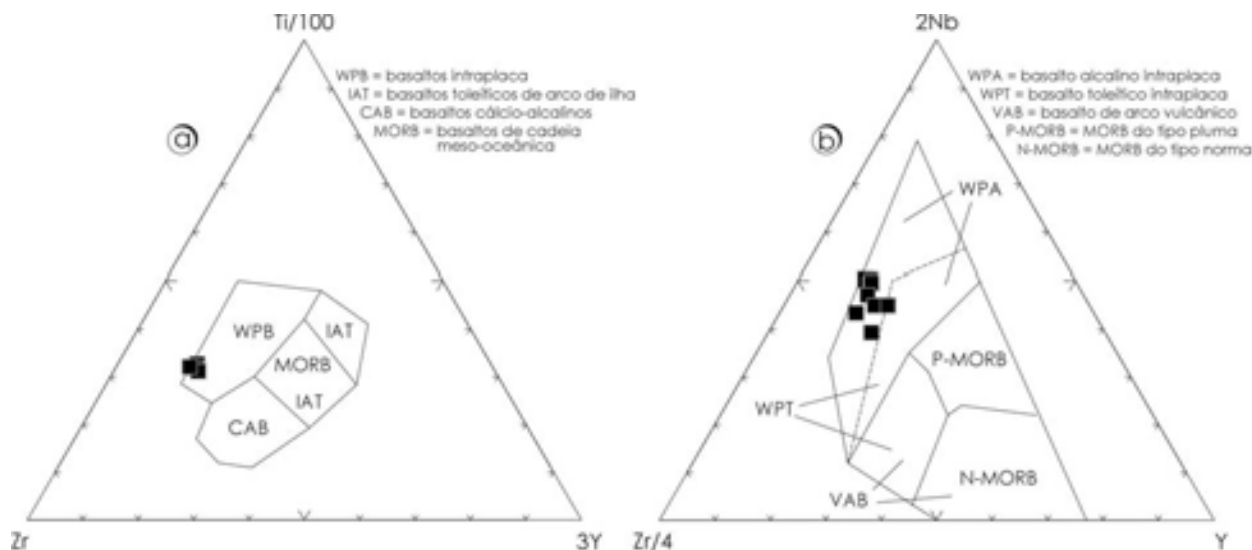


Figura 8.14 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para as rochas básicas a intermediárias da PMC: (a) Pearce & Cann (1973); (b) Meschede (1986). MORB – Basaltos de cadeia meso-oceânica.

Para o magmatismo ácido a intermediário, outros elementos corroboram a sua natureza intraplaca, anorogênica, a exemplo dos diagramas Rb/100-Y/44-Nb/16 (Thiéblemont & Cabanis 1990) e Th/Ta versus Yb (Gorton & Schandl 2000). Deste modo, o conjunto de rochas ácidas situam-se no campo de tipos anorogênicos hiperalcalinos (Fig 8.15a), indicando a existência de uma crosta espessa (Pearce *et al.* 1984; Thiéblemont & Cabanis 1990), ou relativos a zonas vulcânicas intraplaca (Fig. 8.15b). Em diagramas do tipo (Y+Nb) versus Rb e Y versus Nb (Pearce *et al.* 1984), todas as rochas situam-se no campo de ambiente intraplaca (Fig. 8.16a,b), refletindo as suas altas concentrações em Nb, Y e Rb. Complementando esta interpretação, o diagrama Zr versus (Nb/Zr)_N indica a afinidade das rochas estudadas com províncias alcalinas e transicionais intraplaca (Fig. 8.16c), refletindo um enriquecimento na razão Nb/Zr e/ou elevadas concentrações em Zr, o que é comum para rochas de natureza alcalina (Thiéblemont & Téguy 1994).

Ainda para o magmatismo básico, utilizou-se o diagrama de multielementos (Fig. 8.17) normalizados segundo Thompson (1982). Para efeitos de comparação, acrescentou-se o campo de basaltos alcalinos do rifte do Quênia. Nota-se uma semelhança na forma geral dos espectros, ressaltando-se anomalias positivas em Th, Ta, Zr, Hf e Ti e negativa em Yb nos basaltos da PMC. Isto reflete as características químicas da fonte, enriquecida em elementos incompatíveis (Th, Nb) e contendo granada (justifica o Yb).

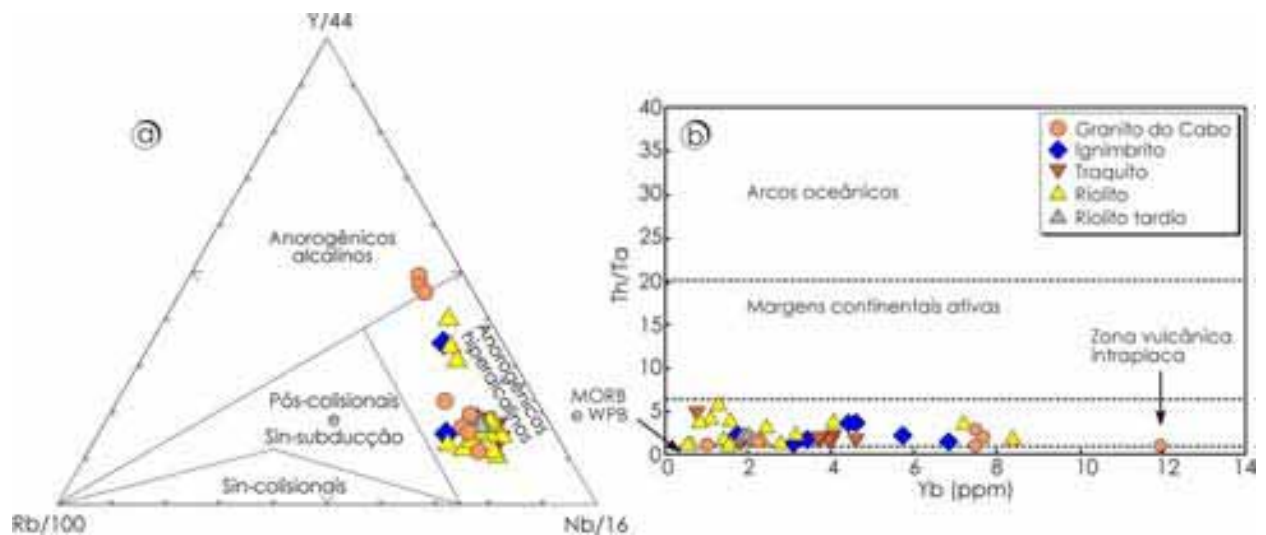


Figura 8.15 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para as rochas ácidas da PMC: (a) Thiéblemont & Cabanis (1990); (b) Gorton & Schandl (2000). MORB – Basaltos de cadeia meso-oceânica, WPB – Basaltos intraplaca.

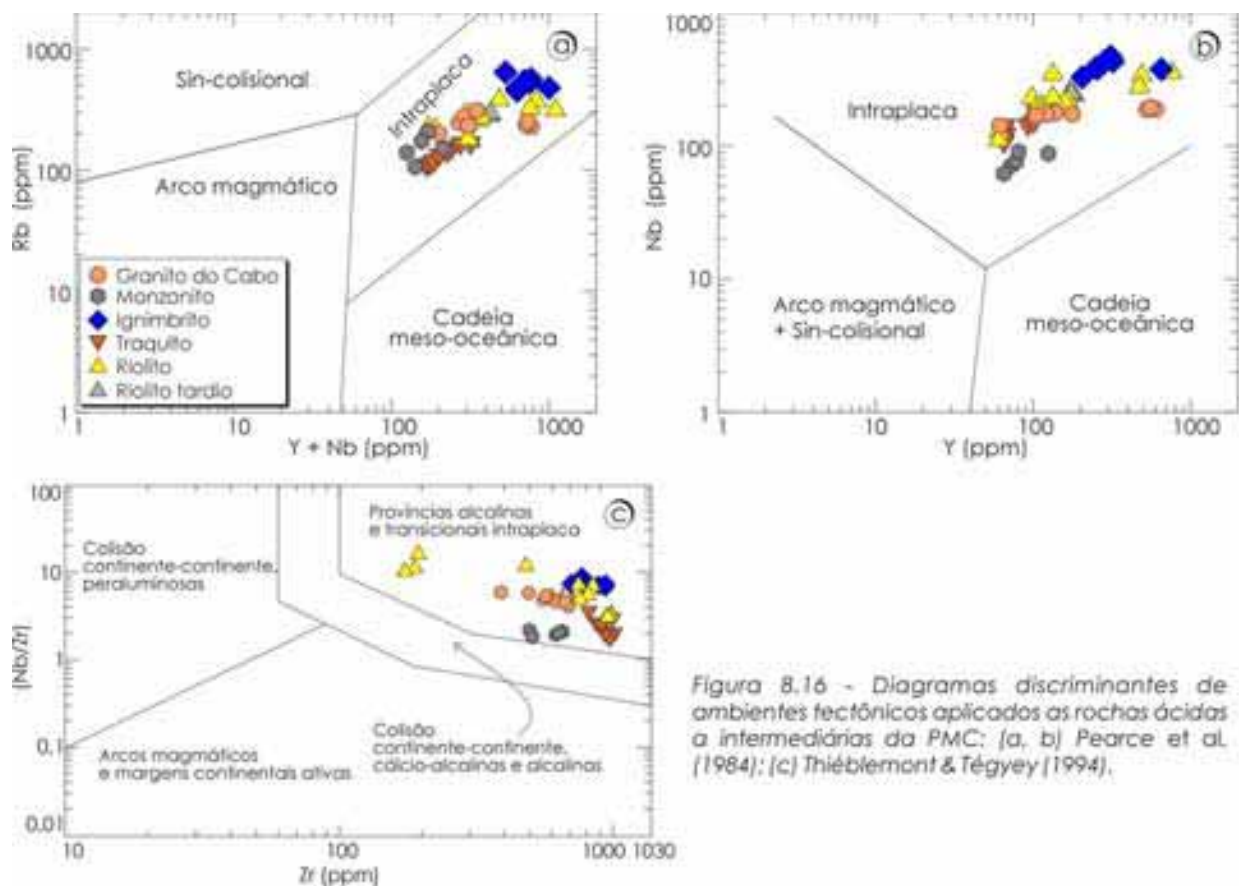


Figura 8.16 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos aplicados as rochas ácidas a intermediárias da PMC: (a, b) Pearce et al. (1984); (c) Thiéblemont & Téggyey (1994).

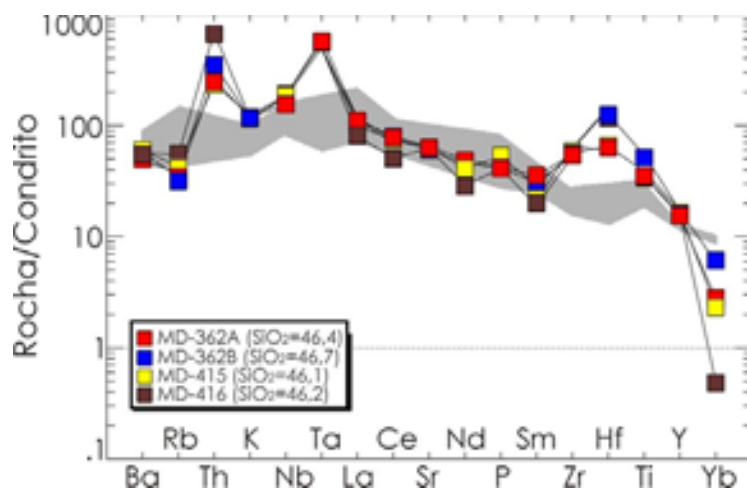


Figura 8.17 – Diagrama de multielementos para as rochas básicas da PMC, normalizados segundo Thompson (1982). O campo em cinza representa a média dos basaltos alcalinos do Quênia (Wilson 1989).

Em diagrama de multielementos normalizados em função de granitos de cadeia oceânica (Pearce *et al.* 1984), as rochas ácidas apresentam uma forte semelhança na forma dos padrões e nas anomalias encontradas em elementos individuais. A área em cinza na figura 8.18 representa a média do magmatismo intraplaca definido por (Pearce *et al.* 1984). Como característica comum expressiva, observam-se anomalias negativas de Ba (mais forte em ignimbritos e no granito do Cabo – Figs. 8.18a,b; intermediária nos riolitos – Figs. 8.18c,e; e menor em traquitos – Fig. 8.18d) e de Yb (todos os casos). Uma outra feição de destaque é a forma côncava para cima do trecho entre Nb e Y em todas as amostras (Figs. 8.18a,b,c,e) exceto os traquitos (Fig. 8.18d). As feições descritas devem refletir características da fonte desses magmas, ou seja, uma crosta continental previamente empobrecida em Ba (implica anomalia negativa no líquido de fusão), contendo granada (retém o Yb e deixa empobrecido o líquido de fusão), além de biotita e anfibólio, os dois últimos responsáveis pela concavidade dos elementos Nb a Y. Esta interpretação é totalmente coerente com as deduções de fonte feitas em item precedente (vide Fig. 8.11). Por outro lado, os traquitos têm algumas particularidades que os diferenciam das demais rochas ácidas, que são a menor anomalia em Ba, menores concentrações em Ta e Nb e trecho Nb-Y sem concavidade. Também para este caso, infere-se a influência da fonte e da evolução petrológica dos traquitos, os quais foram modelados como derivados da cristalização fracionada de um líquido de composição traqui-andesítica ou monzonítica proveniente da fusão parcial do manto.

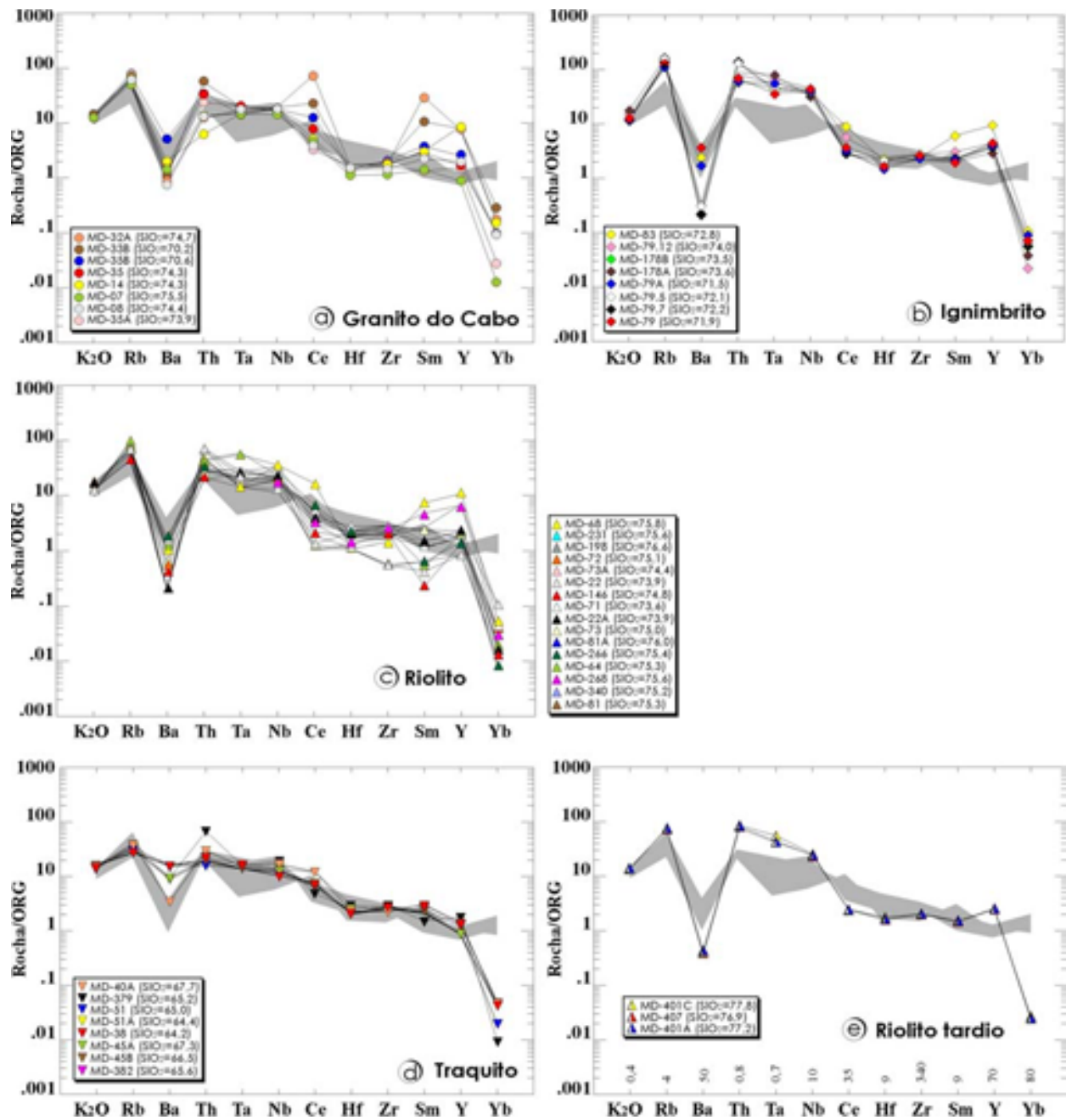
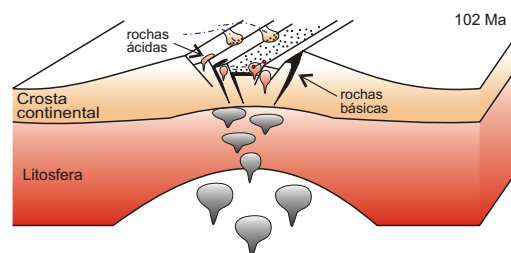


Figura 8.18 – Diagramas de multielementos para as rochas ácidas da PMC, normalizado com relação aos ORG (Pearce et al. 1984). A normalização foi feita usando os valores indicados na figura 8.18e.

Capítulo IX

A Influência do Magmatismo na Evolução do Rifte da Bacia de Pernambuco



9

A INFLUÊNCIA DO MAGMATISMO NA EVOLUÇÃO DO RIFTE DA BACIA DE PERNAMBUCO

9.1 – MODELOS DE DISTENSÃO LITOSFÉRICA FORMADORES DE BACIAS SEDIMENTARES

9.1.1. – INTRODUÇÃO

Na concepção de Chang *et al.* (1991), apoiado principalmente nos conceitos definidos por McKenzie (1978), as bacias sedimentares representam o resultado de compensações isostáticas decorrentes de re-equilíbrio na distribuição de massas litosféricas. Essas compensações se dão por meio de soerguimentos ou subsidências da litosfera, implicando erosão ou formação de espaços de acomodação, respectivamente. De acordo com Karner (1984), a origem e evolução de uma bacia sedimentar podem estar associadas à cinemática da tectônica de placas, e comumente ocorrem mudanças no regime tectônico (compressivo versus distensivo) no decorrer da própria evolução da bacia.

No caso das bacias do tipo rifte, as mesmas apresentam depressões alongadas com largura média entre 20 e 60 km e profundidades podendo atingir até 10 km. Elas seriam geradas por estiramento litosférico formados por processos mecânicos e/ou térmicos (Allen & Allen 1990). O mecanismo de distensão litosférica (ou estiramento litosférico) pode ser interrompido durante sua fase inicial com baixas taxas de estiramento, originando espaços para o desenvolvimento de bacias do tipo sag, ou evoluir até o limite de ruptura da crosta, originando bacias do tipo rifte (Fig. 9.1). A continuação do estiramento pode levar à ruptura completa da litosfera, culminando com a formação de crosta oceânica e o desenvolvimento de uma bacia de margem passiva (Allen & Allen 1990).

O objetivo do presente capítulo é: 1º) apresentar uma síntese dos modelos de evolução de bacias rifte existentes na literatura, e 2º) determinar quais são as possíveis relações existentes entre o magmatismo encontrado na Bacia de Pernambuco e os mecanismos de distensão que levaram à sua formação.

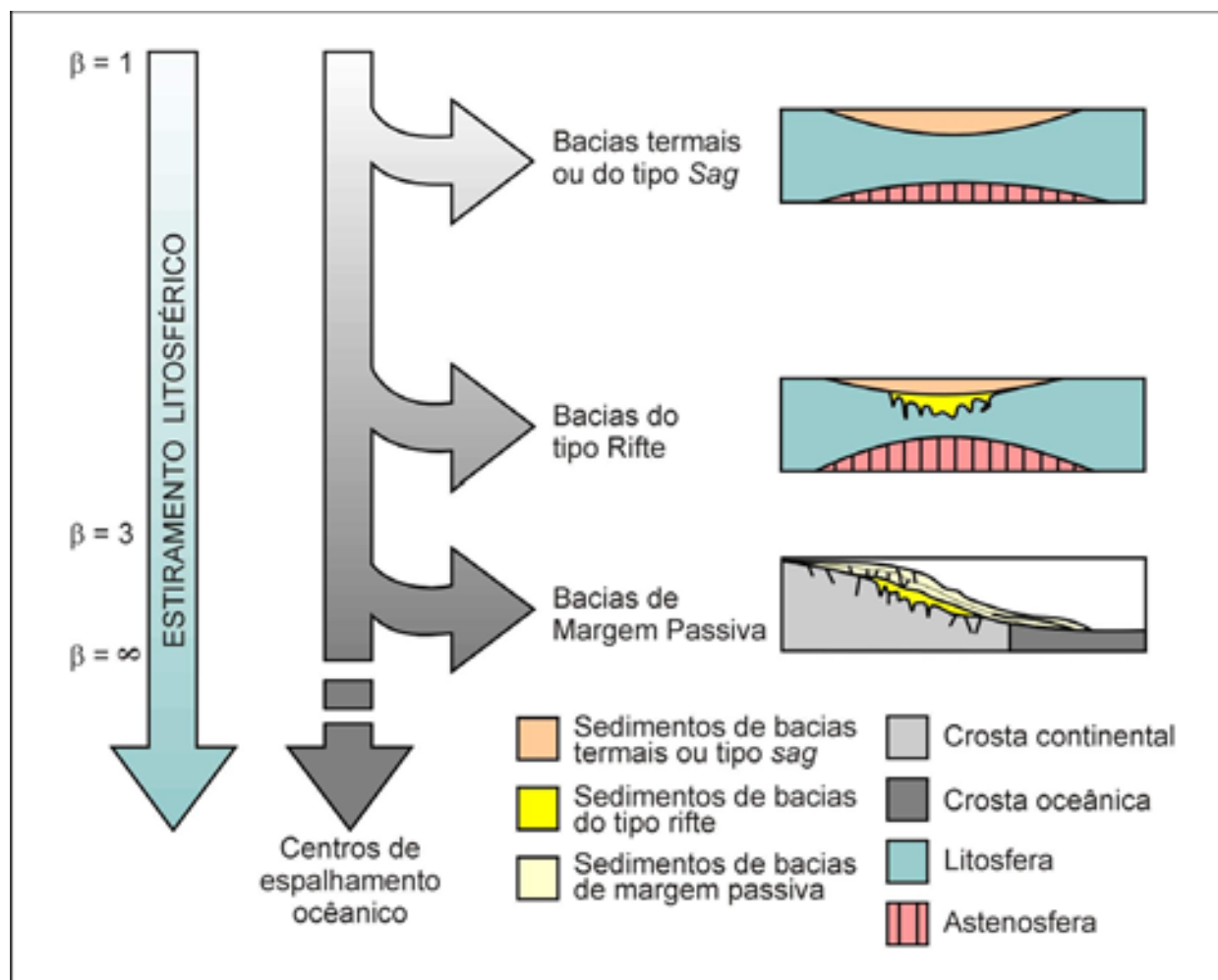


Figura 9.1 – Desenho esquemático mostrando os diferentes estágios de estiramento da litosfera continental e formação de bacias sedimentares (Allen & Allen 1990).

9.1.2. – OS MECANISMOS PASSIVO E ATIVO

Analisando a relação existente entre o período de rifteamento e o vulcanismo associado, Sengor & Burke (1978) definiram duas hipóteses para os mecanismos causadores de rifteamento continental. No primeiro caso, conhecido como **mecanismo ativo**, o campo de distensão é originado como consequência da ascensão de uma pluma mantélica anormalmente quente, dando origem ao domeamento e, assim, controlando o rifteamento. O soerguimento e o afinamento litosférico ficam confinados à estreita zona de rifteamento, gerando uma seqüência de eventos seqüenciados de domeamento – vulcanismo - rifteamento (Fig. 9.2a). No segundo caso, denominado de **mecanismo passivo**, o processo inicia-se devido a diferenças de tensão na litosfera, ocasionadas por interação de placas tectônicas, causando afinamento litosférico e consequentes diapirismo astenosférico e fusão parcial do manto, finalizando com o vulcanismo (Fig. 9.2b). Desta forma, a região de soerguimento pode se estender por centenas de quilômetros além do rifte, e a região de afinamento litosférico é muito maior que a zona de ascensão astenosférica, refletindo-se numa ordem de eventos do tipo rifteamento – domeamento - vulcanismo (Fig. 9.2b). Portanto, no mecanismo ativo, a

anomalia térmica é a causadora da distensão e o magmatismo e o domeamento precedem o rifteamento. Já no mecanismo passivo, a anomalia térmica é uma consequência da distensão, com o magmatismo sendo posterior ao rifteamento.

Contudo, é preciso considerar que estes modelos são simplistas e ao mesmo tempo extremos de um processo complexo e dinâmico que está intimamente relacionado às magnitudes das tensões diferenciais atuantes na litosfera e do tamanho possível da pluma mantélica.

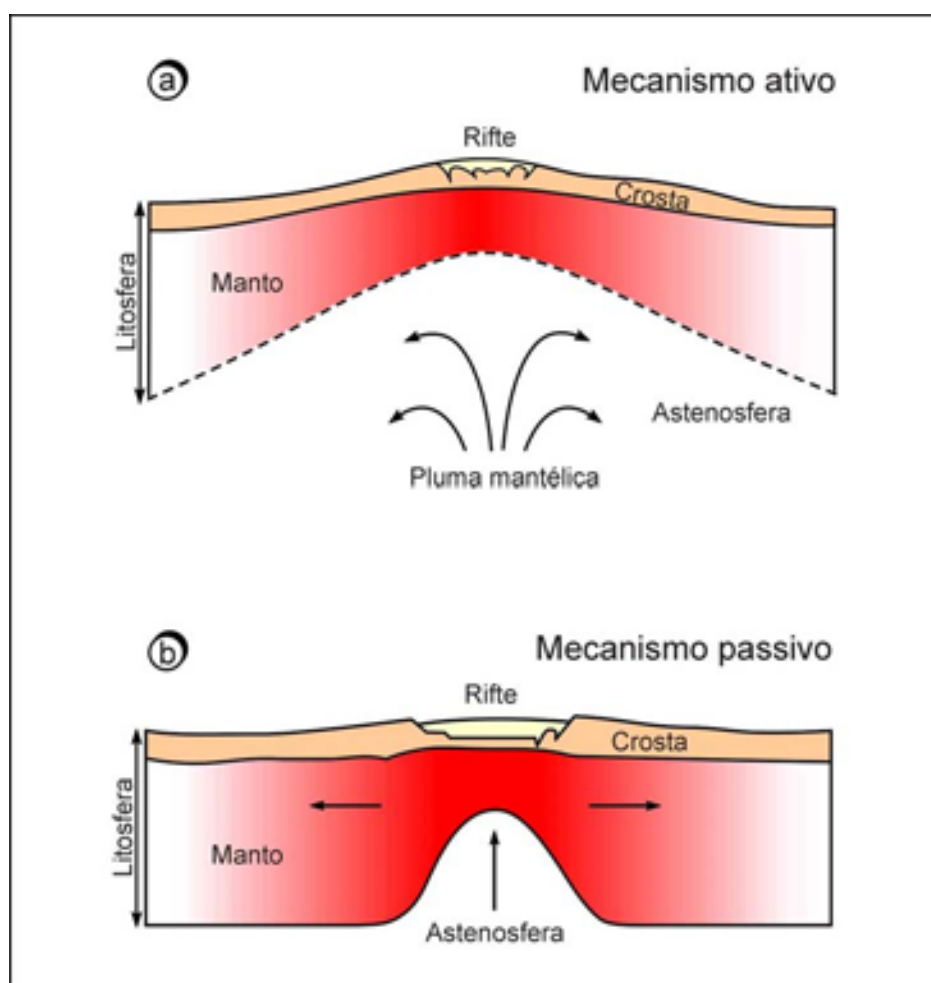


Figura 9.2 – Modelos de rifteamento ativo e passivo (Wilson 1989). a) No mecanismo ativo, a região de distensão resulta da ascensão da astenosfera, refletindo-se na seqüência domeamento – vulcanismo – rifteamento. b) No mecanismo passivo, a distensão continental deve-se à diferenças de tensão na litosfera, originando a seqüência dada por rifteamento – domeamento – vulcanismo.

9.1.3. – O MODELO DE MCKENZIE

McKenzie (1978) foi um dos primeiros a definir um modelo de distensão litosférica, assumindo que os estiramentos crustal e subcrustal seriam coincidentes e que a deformação se acomodaria por meio do mecanismo de cisalhamento puro. Este passou a ser o clássico modelo de distensão uniforme, ilustrado na figura 9.3. Neste modelo, admite-se o afinamento de uma litosfera sem rigidez flexural e mecanismo de compensação isostática local do tipo Airy. Os estiramentos crustal e subcrustal são iguais e a quantificação da deformação pode ser expressa pelo fator de afinamento litosférico, denominado β . Segundo McKenzie (1978), neste modelo a deformação seria decomposta em duas componentes, uma com falhamentos rúpteis na sua porção superior e outra deformação dúctil na porção inferior da litosfera. Assim prevê-se a existência de uma superfície de deslocamento na transição rúptil / dúctil da litosfera. Essa transição se situaria na interface crosta-manto, reativando a descontinuidade de Moho, ou no interior da crosta continental.

McKenzie (1978) mostrou ainda que o afinamento litosférico provoca uma carga litostática negativa devido à substituição de material crustal mais denso por uma depressão contendo água e sedimentos, sendo localmente compensado pela ascensão passiva da astenosfera, esta menos densa que a litosfera. A rápida subsidência tectônica inicial é conhecida como fase rifte. Depois do re-equilíbrio térmico e conseqüente espessamento da litosfera, ocorre nova e mais lenta subsidência denominada de fase termal.

A individualização entre as fases de subsidência rifte e termal, previstas no modelo de McKenzie (1978), foi estudada por Jarvis & McKenzie (1980). Estes autores mostraram que em fases riftes com duração de até 20 Ma (possivelmente a idade máxima do rifteamento da Bacia de Pernambuco), existe uma nítida separação entre estas duas fases. Contudo, para fases rifte de maior duração (> 20 Ma), poderá ocorrer uma diminuição de calor ao longo do rifteamento, dando-se a transferência de parte da subsidência relativa à fase termal para a fase rifte.

Discutindo o modelo acima, Karner *et al.* (1992) considera que o seu principal problema é que o mesmo postula a mesma taxa de subsidência para as fases rifte e termal, o que nem sempre se observa em bacias distensionais. Karner *et al.* (1992) também relata o fato do modelo de McKenzie (1978) não levar em conta na sua formulação a possibilidade rotação, soerguimento e erosão de blocos durante o processo de rifteamento.

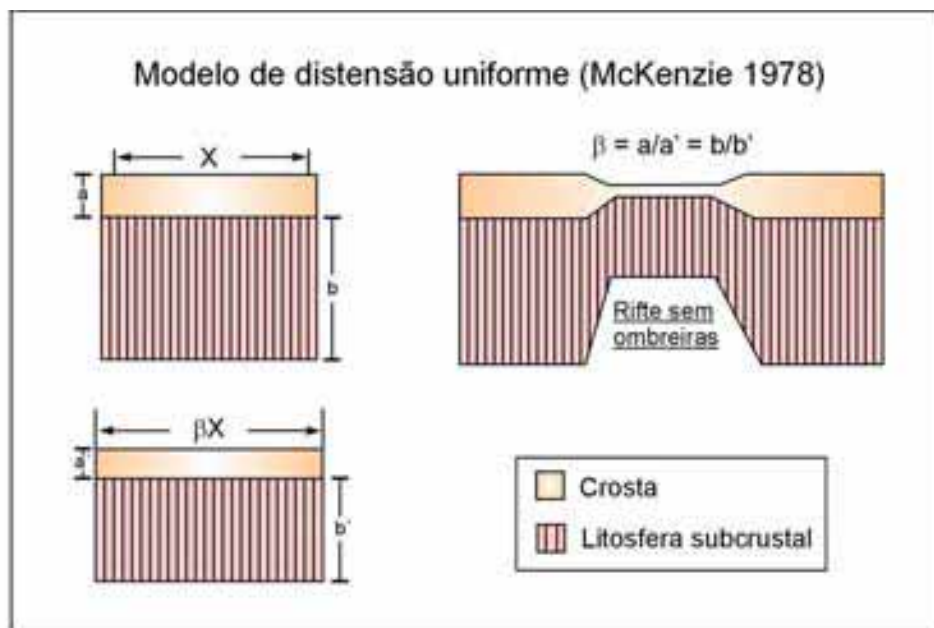


Figura 9.3 Modelo de distensão litostérica uniforme proposto por McKenzie (1978), modificado por Allen & Allen (1990). β = fator de estiramento crustal.

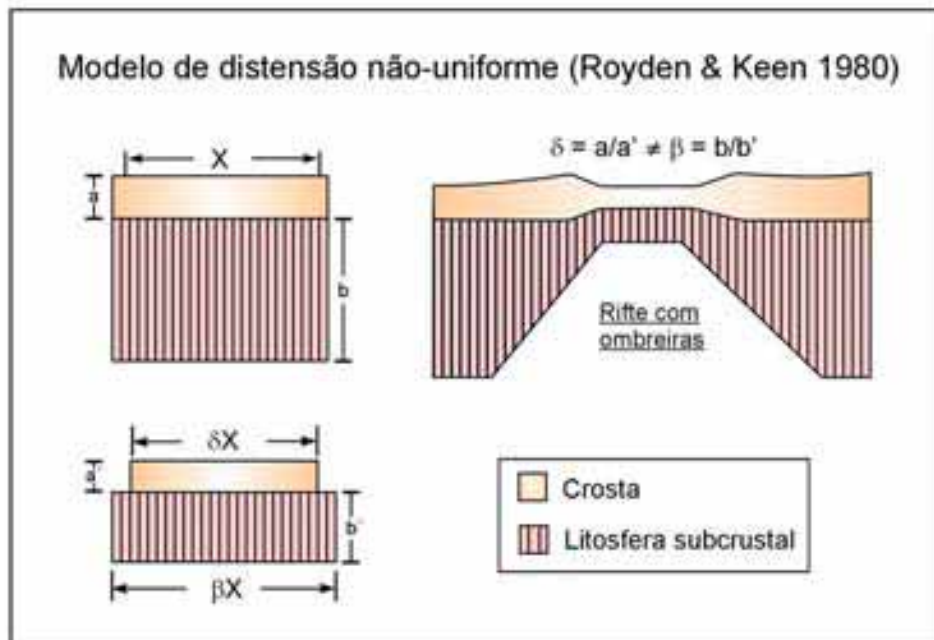


Figura 9.4 - Modelo de distensão litostérica não-uniforme proposto por Royden & Keen (1980), modificado por de Allen & Allen (1990). δ = fator de estiramento crustal, β = fator de estiramento subcrustal.

9.1.4. – O MODELO DE ROYDEN & KEEN

Este modelo mostra certas semelhanças com o de McKenzie (1978). No entanto, existe uma diferença entre eles, que é a suposição de distensão litosférica não-uniforme (Royden & Keen 1980). Neste caso, são assumidas taxas diferentes de afinamento crustal e subcrustal, que estariam separados por uma superfície de descontinuidade situada na descontinuidade Moho (Fig. 9.4). No mesmo modelo, considera-se que há um alargamento da parte mantélica em profundidade. A deformação total seria expressa pelos fatores de afinamento crustal (chamado δ) e subcrustal (denominada β). Assim, Royden & Keen (1980) observaram que, em alguns casos, a relação existente entre a subsidência térmica e a inicial é superior àquela apresentada por McKenzie (1978), conseqüentemente com a distensão subcrustal (β) maior que a crustal (δ).

Segundo Royden & Keen (1980), a distensão rúptil pode provocar inicialmente uma rápida subsidência tectônica da crosta. Por outro lado, o estiramento subcrustal pode propiciar a ascensão passiva da astenosfera, esta menos densa que a litosfera, tendendo a soerguer a parte mais rasa da crosta. Este soerguimento volta à posição original durante a subsidência termal ou pode desaparecer por erosão. Allen & Allen (1990) mostraram que este modelo foi aplicado apenas para o caso de afinamento subcrustal maior que o crustal. Desta forma, é previsível o soerguimento inicial nos flancos do rifte em virtude da compensação isostática da Moho, seguidos por erosão e subsidência termal. Portanto, este modelo mostra que a subsidência inicial depende primordialmente do fator de afinamento crustal (δ), enquanto a subsidência termal depende do fator de afinamento subcrustal (β).

9.1.5. – O MODELO DE WERNICKE

Com base no modelo proposto por Royden & Keen (1980), diversos autores desenvolveram outros modelos, os quais começaram a mencionar a possibilidade da defasagem lateral entre as regiões de estiramentos crustal e subcrustal, o que não era discutido nos modelos anteriores.

Wernicke (1985) foi o primeiro a propor um modelo com a defasagem espacial entre os eixos de afinamento crustal e subcrustal. Baseado em dados de geologia de superfície, gravimetria e sísmica de refração da província distensional de *Basin and Range*, nos Estados Unidos, o autor propôs uma zona de descolamento através de uma zona de cisalhamento que atravessa a crosta e a litosfera (Fig. 9.5) e transfere o estiramento da crosta superior para a crosta inferior e o manto litosférico, sendo conhecido como o modelo de distensão litosférica por cisalhamento simples. Neste modelo, a zona de soerguimento astenosférico não coincide com a zona principal de estiramento crustal, e as distensões crustal e subcrustal são completamente defasadas lateralmente (Fig. 9.5).

De acordo com Wernicke (1985), o modelo apresenta duas zonas. Na primeira, tem-se uma distensão crustal maior que a subcrustal. Na segunda, dá-se o inverso. Assim, em cada uma destas zonas pode ocorrer tipos específicos de bacias, com um comportamento rifte bem definido na primeira e um tipo termal ou sag na segunda (Fig. 9.5).

Todavia, para Allen & Allen (1990), este modelo não tem aplicabilidade para bacias nas quais ocorre a superposição das seqüências termal e rifte. Já Kuznir *et al.* (1991) mostraram também que há dificuldades em explicar a presença de zonas de cisalhamento simples dentro da litosfera mantélica com as técnicas geofísicas hoje disponíveis.

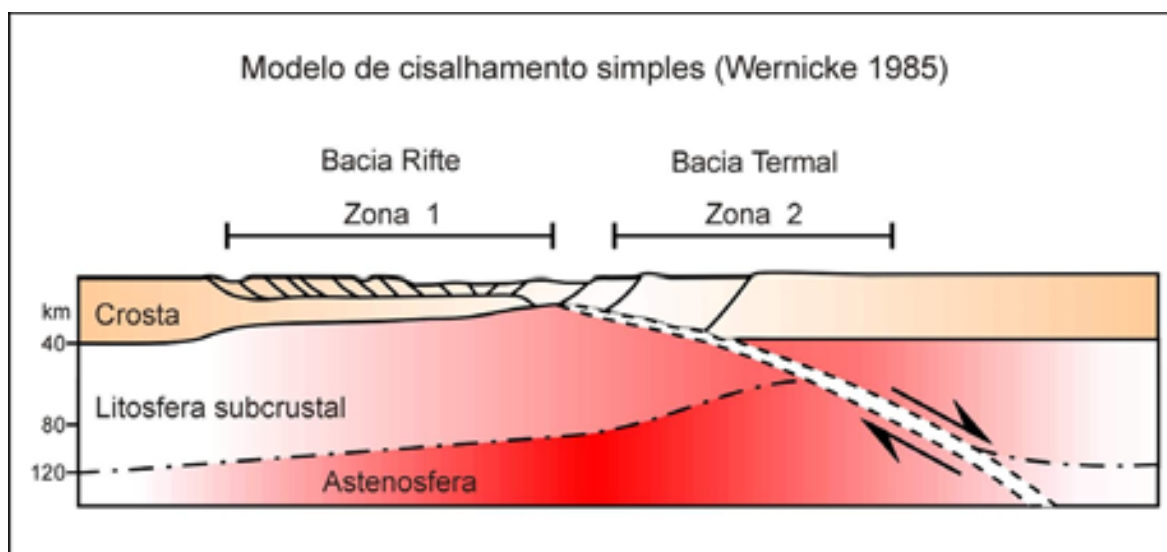


Figura 9.5 – Modelo de distensão litosférica por cisalhamento simples (Wernicke 1985).

9.2 – INFLUÊNCIA DO MAGMATISMO NA EVOLUÇÃO DA BACIA DE PERNAMBUCO

Em geral, o magmatismo básico pode ser gerado de duas maneiras (White *et al.* 1987; White & McKenzie 1989). Uma delas seria através de uma anomalia térmica originada de uma fonte mantélica profunda, gerando grandes volumes de magma. A segunda seria pela distensão litosférica, com a fusão parcial do topo da astenosfera em decorrência de descompressão adiabática. Este segundo caso pode estar associado com a geração do magmatismo básico na Província Magmática do Cabo (PMC). Neste modelo, a litosfera é estirada e afinada no processo de rifteamento, enquanto a astenosfera ascende e preenche o espaço anteriormente ocupado pela litosfera. Com a ascensão da astenosfera, acontece a despressurização adiabática, iniciando a fusão parcial do manto (Keen 1987; McKenzie & Bickle 1988; Latin & White 1990). De acordo com Keen (1987), o grau de fusão parcial e o volume de magma gerado são controlados pelo fator de estiramento uniforme (β), como previamente definido por McKenzie (1978). Contudo, além do β podem existir outros fatores que controlam a fusão parcial, quais sejam temperatura, profundidade e quantidade de fluidos no local de

geração dos magmas e, naturalmente, a composição da(s) fonte(s) e temperatura de *solidus* destes materiais.

De acordo com White (1992), o magmatismo associado com a ruptura continental pode dividir-se em três classes principais, agrupados segundo as condições termais do manto sub-litosférico na época do rifteamento. A primeira estaria relacionada com as regiões onde os processos distensionais ocorrem sobre um manto com temperaturas normais, neste caso responsável pela geração de riftes e margens continentais sem vulcanismo. Quando os processos de rifteamento são longos (> 10 Ma), ocorre o resfriamento do manto e a produção de magma é menor do que no rifteamento instantâneo. A segunda classe de magmatismo ocorre nas regiões periféricas de uma pluma mantélica. O magma é formado através da decompressão do manto submetido a temperaturas anômalas. Neste caso, é gerada uma pequena quantidade de líquidos basálticos, os quais podem alojar-se na base da crosta (processo de *underplating* basáltico de pequeno porte). Por fim, a terceira classe estaria ligada aos processos de ruptura continental devido à ação de uma nova pluma mantélica, gerando derrames basálticos e considerável intrusão de magma na base da crosta (processo de *underplating* típico), com subsequente produção de material ácido por fusão da crosta continental.

Na Bacia de Pernambuco, modelamentos petrogenéticos mostram que a fusão parcial que gerou o magmatismo básico situa-se entre 2 e 5%. Com base em parâmetros químicos, foi possível obter ainda uma temperatura média do local de geração do magma de 1269°C ($T = 1246$ a 1290°C) e pressão média de 14 kbar ($P = 13$ a 16 kbar), equivalendo a profundidades em torno de 47 km (ou cerca de 43 a 51 km). A combinação entre a temperatura e a profundidade de formação do magma básico para a Bacia de Pernambuco é compatível com um fator de estiramento litosférico (β) próximo a 2,5 (Fig. 9.6), conforme definido por Keen (1987). Esse valor é semelhante aos dados de distensão litosférica do sistema de riftes da margem leste do Brasil, especialmente para a Bacia de Sergipe-Alagoas, calculados por (Chang *et al.* 1992).

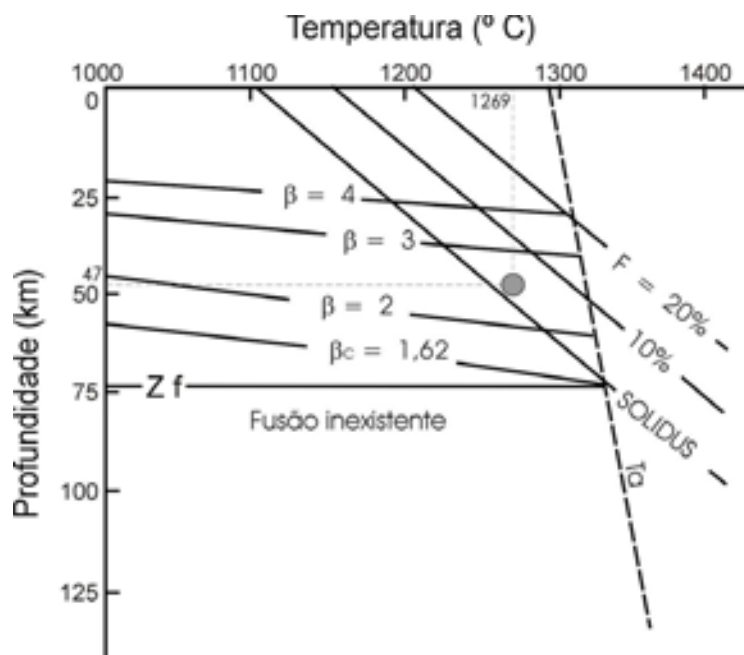


Figura 9.6 – Diagrama relacionando temperatura, profundidade, taxa de fusão e fator de estiramento, de acordo com Keen (1987). O círculo cinza representa o valor médio para as rochas básicas da PMC.

Legenda: Z_f = nível em que a base da litosfera deve se elevar para iniciar a fusão; T_a = gradiente termal da astenosfera; F = taxa de fusão parcial; β_c = fator de estiramento crítico.

Segundo Royden & Keen (1980), as estimativas de β permitem calcular gradientes geotérmicos médios na litosfera, ao final do estágio de rifteamento, entre 10°C/km ($\beta = 1,5$) a 20°C/km ($\beta = 2,0$). A espessura da litosfera antiga, pré-rifte, foi estimada na ordem de 125 km, com uma temperatura de 1330°C na base. Nos dois casos calculados, a base da litosfera estaria situada, ao final do rifteamento, a 94 ou 62,5 km de profundidade, respectivamente. Na faixa de gradientes acima propostos, a base da crosta continental estaria submetida a temperaturas entre 250 a 500°C, insuficientes para gerar os magmas ácidos da PMC. Neste caso, a geração desses magmas na crosta requer uma contribuição térmica correspondendo provavelmente a injeções e/ou *underplating* de magmas basálticos.

9.3 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As informações ora apresentadas e obtidas através do estudo dos eventos magmáticos permitem tecer algumas discussões a cerca dos processos termomecânicos que deram origem a Bacia de Pernambuco.

Considerando que o magmatismo básico da Bacia de Pernambuco foi gerado a uma profundidade média de 47 km (ver figura 9.6), próximo a base da litosfera, o valor encontrado de β (fator de estiramento) necessário seria superior a 2. De acordo com White & McKenzie (1989), este seria um valor mínimo para iniciar a fusão parcial, enquanto que para Keen (1987) o valor mínimo de β deveria ser da ordem de 1,6 (Fig. 9.6). A taxa de estiramento (β) inferida para a Bacia de Pernambuco (ca. 2,5) pode implicar em duas situações distintas: (i) no modelo de estiramento uniforme (cisalhamento puro) segundo McKenzie (1978), o estiramento seria igual para ambas as porções crustal e subcrustal; (ii) no modelo de estiramento não uniforme de Royden & Keen (1980), o valor de β calculado para a Bacia de Pernambuco representaria o

estiramento subcrustal, ou seja, do local de geração dos magmas básicos, e, portanto, o estiramento crustal propriamente dito deve ter sido menor que 2,5.

Entende-se que o magmatismo em regiões de rifteamento representa a manifestação de processos dinâmicos no manto sob a área do rifte, onde as condições termomecânicas da litosfera em conjunto com mudanças no campo de esforços auxiliam no início do processo de rifteamento da crosta continental. A consequência desses distúrbios está representada por uma anomalia termomecânica de grandes dimensões que se instala na região, provocando a subida da interface litosfera / astenosfera (White 1992, White & McKenzie 1989).

A compreensão do processo de ascensão dessa interface é importante para o estabelecimento dos mecanismos de rifteamento. De acordo com Sengor & Burke (1978) existem dois modelos para os mecanismos causadores de rifteamento, o ativo e o passivo (ver item 9.2.1). No caso do magmatismo da Bacia de Pernambuco, as informações apresentadas nesta tese permitem fornecer alguns subsídios que auxiliam na distinção entre os dois mecanismos de rifteamento. A região de topografia positiva na época de formação do rifte nesta região, como já abordado por Asmus & Carvalho (1978), pode ser indicativo de que a Bacia de Pernambuco passou por um processo de rifteamento ativo. O soerguimento regional estaria indicado pela ausência de rochas sedimentares precedentes ao estágio rifte. No caso, essas rochas podem não ter existido e a região seria topograficamente elevada desde o Cretáceo Inferior (ou mesmo Jurássico), anterior a deposição dos sedimentos pré-rifte da Bacia de Alagoas, situada imediatamente a sul da Bacia de Pernambuco. Alternativamente, essas rochas podem ter existido, mas foram erodidas a partir do final do Jurássico / início do Cretáceo.

Por outro lado, o processo de rifteamento ativo para a bacia de Pernambuco é de certa forma incompatível com os parâmetros geoquímicos obtidos para a geração do magmatismo básico, dentre eles a temperatura e a pressão. É improvável que a temperatura média estimada de 1269°C e pressão de 14 kbar estejam relacionadas a uma anomalia térmica de grandes proporções, capaz de originar uma topografia regional elevada. Alternativamente, isto poderia ser explicado através de um manto termicamente "frio", como já sugerido para esta porção do Nordeste brasileiro, por Lima Neto (1998a).

Lima Neto (1998a, 1998b) sugere um processo de rifteamento ativo para a origem das bacias cretácicas no Nordeste brasileiro, admitindo a atuação de plumas mantélicas durante o Cretáceo e o Neógeno. Para esse autor, o reduzido volume do magmatismo gerado é devido a esta anomalia "fria" do manto. Ele sugere ainda que a pluma de Santa Helena teria tido papel fundamental no enfraquecimento da litosfera e no rompimento da placa sul-americana. O aquecimento provocado por esta pluma em uma crosta continental mais espessa, associada a permanência prolongada, poderia favorecer a fusão parcial desta crosta gerando o magmatismo ácido na Bacia de Pernambuco (Lima Neto 1998a). A presença da Pluma de Santa Helena nesta região durante o Cretáceo é sugerida por trabalhos de Wilson (1992), O'Connor & Le Roex (1992) e Golonka & Bocharova (2000).

Uma outra explicação para a topografia elevada na época de rifteamento da Bacia de Pernambuco seria a relação com um processo de distensão não uniforme (modelo de Royden & Keen 1980). Esse modelo considera uma distensão diferenciada entre as porções crustal e subcrustal (ou mantélica) da litosfera. Quando a distensão subcrustal é maior que a crustal, ocorre um soerguimento nos pulsos iniciais do rifteamento (ver figura 9.4). Assim, espera-se que a distensão crustal obtida para estudos de descarregamento sedimentar e/ou subsidência tectônica seja menor que o obtido para a porção subcrustal (mantélica), através de parâmetros químicos, na Bacia de Pernambuco. Uma outra hipótese para a topografia elevada pode estar associada ao posicionamento de material básico na base da crosta (*underplating*). O posicionamento de magma básico na base da crosta pode ocasionar um soerguimento na área, em virtude de processos de compensação isostática (McKenzie 1984). Segundo Coward (1994), o espessamento crustal causado por *underplating* é muito importante na manutenção do soerguimento crustal, o qual irá persistir mesmo nos estágios mais avançados do rifteamento, mesmo até bem depois da margem continental ter se afastado das proximidades da pluma.

Em resumo, a integração do dados permite mostrar que a evolução da Província Magmática do Cabo ocorreu em dois estágios: (1º) - um manto litosférico enriquecido (com anfibólio, flogopita e granada) sofreu uma fusão parcial de 2-5%, dando origem ao magma básico (Fig. 9.7a); (2º) - este por sua vez, alojou-se na base da crosta (processo de *underplating*), levando à fusão desta em diferentes graus, gerando os magmas ácidos (Fig. 9.7a). Na Bacia de Pernambuco, concomitante ao rifteamento, foram depositados os sedimentos da Formação Cabo (Fig. 9.7b). Os dados palinológicos mostram que isso ocorreu entre 116-112 Ma. Finalmente, em 102 Ma ocorreu o pico de intrusões e extrusões das rochas magmáticas (Fig. 9.7c). A figura 9.7d representa o estágio de arrefecimento da astenosfera e subsequente subsidência termal. Depositaram-se, então os sedimentos das formações Estiva e Algodoads.

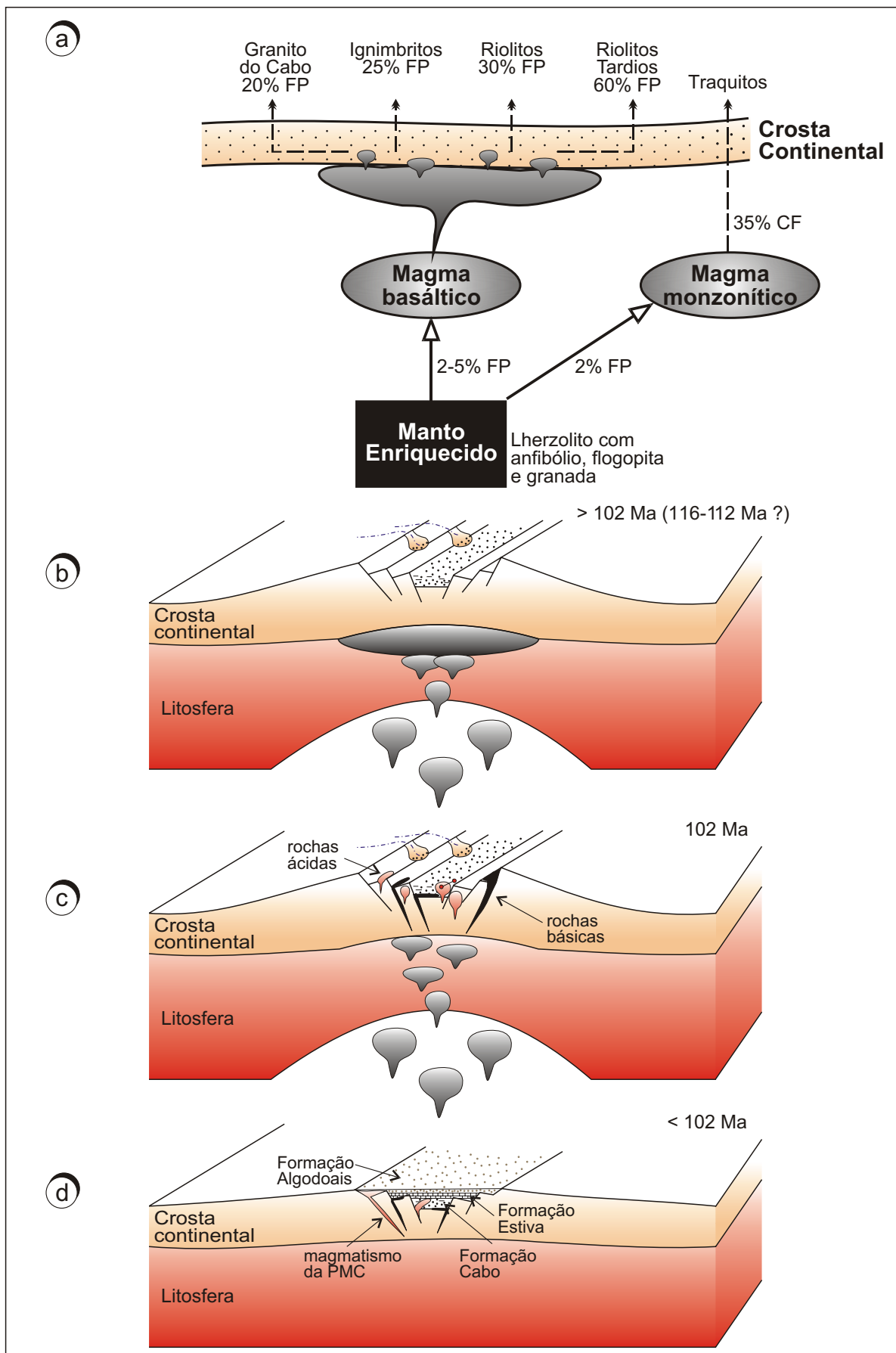


Figura 9.7 - Desenho esquemático mostrando os diferentes processos de evolução da PMC: (a). diferentes processos de geração para os magmas básico e ácido; (b). início do rifteamento na Bacia de Pernambuco com a deposição da Formação Cabo; (c). intrusão e extrusão de material magmático nas rochas da Formação Cabo; (d). estágio de arrefecimento da astenosfera e subsequente subsidência tectônica, com a deposição das formações Estiva e Algodoads. FP = Fusão parcial; CF = Cristalização fracionada.



Capítulo X

Conclusões Finais

10

CONCLUSÕES FINAIS

A integração dos dados de campo, petrográficos, texturais, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos das rochas ígneas cretácicas da Província Magmática do Cabo, fornecem subsídios para se chegar às conclusões listadas abaixo.

1 - A Bacia de Pernambuco apresenta uma ampla variação de rochas ígneas, para as quais foram reconhecidas seis unidades magmáticas, descritas como Granito do Cabo (incluindo tipos monzoníticos), rochas piroclásticas (ignimbritos), traquitos, riolitos, basaltos / traqui-andesitos e riolitos tardios. Elas podem ser agrupadas em três grupos: i) rochas plutônicas a hipabissais, representadas pelo clássico Granito do Cabo, aqui incluindo as variedades graníticas e monzoníticas, e brechas magmáticas; ii) rochas vulcânicas (derrames, soleiras, *plugs*, domos, lacólitos) de composição variando desde basalto / traqui-andesito a riolito, e fluxos piroclásticos (ignimbritos); e iii) diques riolíticos tardios, intrusivos nas demais unidades.

2 - As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para a PMC revelam um tempo muito rápido para colocação das rochas ígneas, em um intervalo de $104,4 \pm 0,8$ a $100,3 \pm 0,6$ Ma, com o predomínio de resultados em 102 ± 1 Ma. As idades de traços de fissão em zircão mostram boa concordância com aquelas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Uma conclusão importante é que não existe diferença significativa de idade entre os diferentes centros magmáticos espalhados pela Bacia de Pernambuco.

3 - Estas idades são cerca de 10-14 Ma mais jovens do que as obtidas por palinologia e foram consideradas como estimativas do pico (ou os últimos incrementos) da fase rifte da Bacia de Pernambuco.

4 - Estudos petrográficos possibilitaram identificar feições particulares para cada litotipo pesquisado. No Granito do Cabo, a presença de intercrescimentos granofíricos (quartzo e K-feldspato) e de cavidades miarolíticas revelam o seu posicionamento hipabissal, com alojamento / intrusão em nível crustal raso (profundidades menores que 2 km). Processos de sericitização de feldspatos e carbonatização de anfibólio mostram importante atividade de fluidos magmáticos ao final da cristalização. Os ignimbritos representam depósitos vulcanogênicos formados por fluxo piroclástico, com características texturais e modais indicativas de fragmentos juvenis relacionados a altas taxas de cristalização de um magma ácido. Processos de fragmentação, originada por meio de explosão de bolhas de gás em

conjunto com impactos ocorridos ao longo do conduto vulcânico e/ou transporte turbulento em superfície, explica o aspecto fragmentado. A presença de textura esferulítica nos púmices pode estar associada a processos de desvitrificação em alta temperatura. Já a presença de texturas traquítica e pilotaxítica em traquitos e traqui-andesitos demonstra a alta fluidez dos respectivos magmas. Por fim, nos riolitos ocorrem variações texturais e de granulação (rochas de textura fina a grossa), indicando níveis de colocação variados, sendo os primeiros mais rasos.

5 - As características químicas das rochas estudadas possibilitam dividir a Província Magmática do Cabo em dois grandes conjuntos: (i) uma suíte transicional a alcalina, formada por basaltos a traquitos (incluindo os monzonitos), subdividida em um subconjunto basáltico a traqui-andesítico e outro, de ocorrência mais ampla, essencialmente traquítico; (ii) uma associação vulcano-plutônica alcalina, de composição ácida, constituída de quatro subconjuntos, um formado por rochas originadas por fluxo piroclástico (ignimbritos), o segundo por riolitos de textura fina a média, o terceiro referente ao Granito do Cabo, e por fim os riolitos tardios.

6 - Dados isotópicos de Sr e Nd revelam a existência de duas fontes distintas para a geração das rochas da PMC. No caso das rochas básicas a intermediárias, a fonte seria o manto empobrecido ($I_{Sr} = 0,7031-0,7042$; $\epsilon_{Nd} = +1,28$ a $+1,98$), com extração do magma no Neoproterozóico (0,66-0,61 Ga). Já as rochas ácidas são fortemente fracionadas, interpretando-se a fonte como sendo a crosta continental superior, com base em altas razões isotópicas iniciais do Sr ($I_{Sr} = 0,7064-1,2295$) e epsilon do Nd negativo ($\epsilon_{Nd} = -0,43$ a $-3,67$). As idades modelo de Nd (T_{DM}) para as rochas ácidas sugerem a extração dos magmas no Mesoproterozóico (0,92-1,04 Ga).

7 - Modelos quantitativos de fusão parcial para as rochas básicas a intermediárias indicam como fonte o manto lherzolítico com pequenas quantidades de granada (1-3%), porém enriquecido em elementos incompatíveis. Confrontado aos dados de isótopos de Nd (epsilon positivo), haveria uma aparente contradição. Neste caso, admite-se que as características isotópicas originais relativas ao Nd não foram modificadas (tempo insuficiente?) pelo agente metassomatizante.

8 - A partir das composições químicas dos basaltos / traqui-andesitos, estima-se que os respectivos magmas foram gerados por taxas de fusão entre 2 e 5% de uma fonte lherzolítica, a pressões e temperaturas de cerca de 14 kbar e 1269°C. Estes parâmetros físicos são compatíveis com taxas de estiramento litosférico (β) em torno de 2,5, interpretado como válido para profundidades subcrustais, sendo o estiramento crustal provavelmente menor.

9 - As rochas ígneas servem como importantes marcadores temporais para o pacote sedimentar e a própria evolução tectônica da Bacia de Pernambuco. A grande maioria das ocorrências das rochas magmáticas, sejam em superfície ou em profundidade (dados de

testemunhos), mostram relações intrusivas com a base da bacia (a Formação Cabo). Isto implica em uma idade mínima de cerca de 102 Ma para a diagênese / litificação e, possivelmente, do pico (ou final) do rifteamento.

10 - Os dados de campo, geoquímicos e isotópicos corroboram a interpretação de um ambiente tectônico intraplaca, continental, com participação do manto litosférico (e possivelmente astenosférico) e da crosta continental superior na gênese de magmas.

11 - No modelo de evolução tectônica aqui considerado, a primeira etapa envolveria a subida da astenosfera e o subsequente ou sincrônico início do rifteamento crustal (com extensão predominante na direção NW-SE) e deposição das seções mais inferiores da Formação Cabo (fácies conglomeráticas). Magmas básicos são gerados e posicionados na base da crosta, proporcionando a sua fusão e gerando os magmas ácidos. Dá-se, então, a colocação praticamente simultânea dos diversos magmas (básicos a ácidos) em subprofundidade (domos, lacólitos, diques, soleiras, plugs) ou na superfície (derrames, fluxos piroclásticos). Com isto, fecha-se o ciclo de rifteamento (nesta etapa podendo haver sedimentação de fácies mais tardias da Formação Cabo sincrônicas a atividades vulcânicas). As formações Estiva e Algodoads estariam relacionadas a etapas pós-rifte (ou drifte), com o completo arrefecimento da astenosfera, que voltaria a posição normal, horizontalizada.



Referências

Nascimento M.A.L. 2003. *Geologia, Geocronologia, Geoquímica e Petrogênese das rochas ígneas cretácicas da Província Magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil)*. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado, 233p.

— REFERÊNCIAS —

A

- Ahern J.L. & Turcotte D.L. 1979. Magma migration beneath an ocean ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 115-122.
- Albarède F. 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research*, **97**(B7): 10997-11009.
- Alheiros M.M. 1987. *Caracterização sedimentológica da Formação Cabo-PE*. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 99p.
- Alheiros M.M.; Pedrosa F.J.A.; Nóbrega V.A. 1990. Registro sedimentar aptiano no norte de Alagoas e sul de Pernambuco. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, **1**: 256-264.
- Alheiros M.M.; Ferreira M.G.V.X.; Duarte R.X.; Ivo P.S. 1993. Definição da Formação Beberibe na faixa Recife-João Pessoa. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Natal, Atas, 51-54.
- Allen P.A. & Allen J.R. 1990. *Basin analyses principles and applications*. Oxford, Blackwell, 451p.
- Almeida C.B. 2003. *Mapeamento geológico da região do Engenho Sibiró – Porto de Galinhas (Litoral sul, PE): contribuição à estratigrafia e à tectônica da Sub-bacia de Pernambuco*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 87p.
- Almeida F.F.M.; Hasui Y.; Brito Neves B.B.; Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, Atas, 363-391.
- Alves D.B.; Fonseca T.C.O.; Faria R.T.; Szatmari P.; Eiras J.F.; Wanderley Filho J.; Menezes J.R.C.; Figueiras A.J.M. 2000. ICP-MS melhora a correlação estratigráfica das soleiras de diabásio da Bacia do Solimões. In *Rio Oil & Gas Expo and Conference*, Rio de Janeiro, CD-Rom, Trabalho IBP32300.
- Alves D.B. & Rodrigues R. 2002. Influência das intrusões ígneas nos folhelhos devonianos da Bacia do Amazonas. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. sobre vulcanismo e ambientes associados, 2, Belém, Resumos, 51-51.
- Amaral A.J.R.; Menor E.A.; Santos A.S. 1977. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, Atas, 37-63.
- Amaral A.J.R. & Menor E.A. 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, Atas, 251-269.
- Arculus R.J. 1987. The significance of source versus processes in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Geothermal Research*, **32**: 1-12.
- Asmus H.E. & Carvalho J.C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/Paraíba). In *PETROBRAS*

Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobras/Cenpes/Dintep, 7-24 (Projeto Remac 4).

Azambuja Filho N.C.; Arienti L.M.; Cruz F.E.G. 1998. Guidebook to the rift-drift Sergipe-Alagoas passive margin basin, Brazil. In: AAPG International Conference & Exhibition, *Roteiro de Excursão*, 113p.

B

Barbosa R.A. 1962. *Algumas rochas efusivas do Estado de Pernambuco.* Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Tese de Livre Docência, 36p.

Barbosa R.A. 1966. Rochas efusivas da região do Cabo, Estado de Pernambuco. In: SBG/Núcleo Sudeste, Cong. Bras. Geol., 20, Vitória, *Anais*, **1**: 123-124.

Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archaean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.

Bender A.A.; Eiras J.F.; Wanderley Filho J.R.; Barbosa Filho C.M. 2001. Quantificação 3D da evolução termal da Bacia do Solimões e suas implicações petrolíferas. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. da Amazônia, 7, Belém, CD-Rom.

Beurlen K. 1959. Observações sobre a Formação Maria Farinha, Estado de Pernambuco. Univ. Recife, Escola de Geol., Arq. Geol. **1**: 5-13.

Beurlen K. 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **16**(1): 43-53.

Beurlen K. 1967b. Paleontologia da faixa costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **16**(1): 73-79.

Beurlen K. & Cobra R.Q. 1960. Novas localidades fossilíferas no litoral sul de Pernambuco. *Anais da Academia Brasileira de Ciências. Res. Comum*, **32**(2):7-7

Borba G.S. 1975. *Rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco. "Aspectos petrográficos e geoquímicos"*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 134p.

Borba G.S. 1978. Aspectos petrogenéticos dos vulcanitos na região do Cabo-PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Resumos*, 88-88.

Borba G.S. 1991. O vulcanismo do Cabo. *Estudos Pesquisas*, **10**: 57-61.

Borba G.S. & Sial A.N. 1979. Estudo petrológico e petroquímico do granito do Cabo de Santo Agostinho, PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, *Atas*, 305-316.

Brandon M.T.; Roden-Tice M.K.; Garver J.I. 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: *Geological Society of America Bulletin*, **110**: 985-1009.

Branner J.C. 1902. Geology of the Northeast Coast of Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **13**: 41-98.

- Brito M.F.L. 1992. *Mapeamento faciológico da Formação Cabo numa área piloto ao sul da cidade de Recife-PE*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação, 80p.
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198p..
- Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177p.
- Brito Neves B.B.; Vandomos P.; Pessoa D.A.R.; Cordani U.G. 1973. Reavaliação dos dados geocronológicos do Pré-cambriano do NE Brasileiro. In: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Bras. Geol., 28, Recife, 261-271.
- Brito Neves B.B.; Van Schmus W.R.; Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e problemas de correlações. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, **1**: 59-78.

C

- Caby R.; Sial A.N.; Arthaud M.H.; Vauchez A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer R.D. & Lécorché J.P. (eds.) *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, 373-397.
- Caputo M.V. 1988. Análise do modelo geotectônico de Rabinowitz & LaBrecque. In: SBG/Núcleo Norte, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, **5**: 2292-3307.
- Chang H.K.; Kossmann R.O.; Figueiredo A.M.F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, **11**(3): 194-202.
- Chang H.K.; Kossmann R.O.; Bender A.A.; Mello U.T. 1991. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: Gabaglia G.P.R. & Milani E.J. (eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro, 49-71.
- Chang H.K.; Kossmann R.O.; Figueiredo A.M.F.; Bender A.A. 1992. Tectonic and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. *Tectonophysics*, **213**(1/2): 97-138.
- Chavez M.B. 1995. *Mapa geológico da Folha Ipojuca/Ponta da Gamboa (escala 1/25.000)*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação, 38p.
- Chen Z.; Yan H.; Li J.; Zhang G.; Zhang Z.; Liu B. 1999. Relationship between tertiary volcanic rocks and hydrocarbons in the Liaohe Basin, People's Republic of China. *AAPG Bulletin*, **83**(6): 1004-1014.
- Cobra R.Q. 1960. *Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese de Doutorado, 70p.

- Cobra R.Q. 1967. *Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, Boletim 142, 48p.
- Cocherie A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 2517-2522.
- Collins W.J.; Beams S.D.; White A.J.; Chappel B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 189-200.
- Conceição J.C.J. 1992. *Estilos estruturais associados a intrusões ígneas em bacias sedimentares*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 157p.
- Conceição J.C.J.; Zalan P.V.; Wolff S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do Rift Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **2**(2/4): 255-265.
- Conceição J.C.J.; Zalán P.V.; Dayan H. 1993. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **7**(1/4): 57-91.
- Costa A.C. & Mello A.A. 1978. Região do Cabo Santo Agostinho, Pernambuco. Excursão N° 07. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, *Roteiro de Excursão*, 121-128.
- Coward M. 1994. Continental collision. Hancock P.L. (ed.). *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press., 264-288.
- Coward M.P.; Purdy E.G.; Ries A.C.; Smith D.G. 1999. The distribution of petroleum reserves in basins of the South Atlantic margins. In: Cameron N.R.; Bate R.H.; Clure V.S. (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society Special Publication no. 153, 101-131p.
- Cruz L.R. 2002. *Mapeamento geológico da região de Cabo (PE), Sub-Bacia de Pernambuco*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, Curso de Geologia, 74p.
- Cruz L.R.; Lima Filho M.F.; Neumann V.H.M.L.; Sá E.F.J.; Alves da Silva F.C.; Frutuoso Jr. L.J.; Nascimento M.A.L.; Guedes I.M.G.; Antunes A.F.; Almeida C.B.; Melo K.J.V. 2003. As unidades siliciclásticas da Sub-bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, Resumos, 50-50 e CD-Rom, 6p.

D

- Dailly P. & Goh K. 2000. The Rio Muni Basin of Equatorial Guinea: a new hydrocarbon province. (<http://home.earthlink.net/~mpgeo/Nov2000.htm>).
- Dantas J.R.A. 1980. Mapa geológico do Estado de Pernambuco. DNPM, Brasília, 112p. 2mapas.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Granclaude, P.; Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.

- Deer W.A.; Howie R.A.; Zussman J. 1966. *Minerais constituintes das rochas - uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian (Editora), Lisboa, tradução de Luís E. N. Conde, 558p.
- Deer W.A.; Howie R.A.; Zussman J. 1996. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longman, 2ª Edição, London. 696p.
- Dias J.L. 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase "rift" nas bacias das margens leste e sudeste. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 144p.
- Dodson M.E. 1976. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**: 259-274.

E

- Eiras J.F. & Wanderley Filho J.R. 2002. Ocorrências de petróleo relacionadas a rochas magmáticas fanerozóicas. In: SBG/Núcleo Norte, *Simp. sobre vulcanismo e ambientes associados*, 2, Belém, Resumos, 54-54.
- Eiras J.F. & Wanderley Filho J.R. 2003. Sistemas petrolíferos ígneo-sedimentares. In: *Cong. Bras. de P & D em Petróleo & Gás*, 2, Rio de Janeiro, Resumos, 16-16 e CD-Rom, 6p.
- Evensen N.H.; Hamilton P.J.; O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1199-1212.

F

- Falcão M.F.L. 1976. *Fácies conglomerática da Formação Cabo*. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 95p.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. John Wile & Sons, New York, 589p.
- Feijó F.J. 1994a. Bacia de Pernambuco-Paraíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 143-147.
- Feijó F.J. 1994b. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 149-161.
- Figueiredo Filho O.A. 1980. *Geoquímica e evolução tectônica da Província Magmática do Cabo – Pernambuco*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 127p.
- Figueiredo Filho O.A.; McReath I.; Legrand J.M.; Kawashita K. 1978. Magmatismo alcalino no litoral sul de Pernambuco. In: SBG/Núcleo Nordeste, *Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, Resumos, 88-88.
- Figueiredo Filho O.A. & Schwab R.G.S. 1991a. Aspectos litogeoquímicos da província magmática alcalina do Cabo, Pernambuco-Brasil. In: SBG/Núcleo São Paulo, *Cong. Bras. Geoq.*, 3, São Paulo, *Anais*, 1: 118-122.

- Figueiredo Filho O.A. & Schwab R.G.S. 1991b. Geoquímica da Ilha de Santo Aleixo, Pernambuco, Brasil. In: SBG/Núcleo São Paulo, Cong. Bras. Geoq., 3, São Paulo, *Anais*, **1**: 158-161.
- Figueiredo Filho O.A.; Figueiredo M.C.H.; Schwab R.G. 1995. As idades Rb-Sr da Província Magmática do Cabo, Pernambuco, Brasil. In: SBGq, Congr. Bras. Geoq., 5, Niterói, CD-Rom.
- Fisher R.V. & Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472p.
- Fleischer R.L.; Price P.B.; Walker R.M. 1965. Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *Journal Geophysical Research*, **70**: 1497-1502.
- Floyd P.A. & Winchester J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, **27**: 211-218.
- Foster D.A.; Kohn B.; Gleadow A.J.W. 1996. Sphene and zircon fission track closure temperatures revisited: empirical calibrations from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ diffusion studies of K-feldspar and biotite. In: International Workshop on Fission Track Dating, Gent, University of Gent, 26-30 August, p. 37.
- Françolin J.B.L. & Szatmari P. 1987. Mecanismo de rifteamento de porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2): 196-207.
- Frutuoso Júnior L.J. 2002. *Mapeamento geológico da área Suape – Nossa Senhora do Ó, Bacia de Pernambuco, com ênfase nas relações estratigráficas entre o vulcanismo (Suíte Ipojuca) e o pacote sedimentar*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 59p.

G

- Galbraith R.F. & Laslett G.M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, **21**: 459-470.
- Gallagher K.; Brown R.; Johnson C. 1998. Fission track analysis and its application to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **26**: 519-572.
- Garver J.I. 2003. Etching zircon age standards for fission-track analysis. *Radiation Measurements*, **37**: 47-53.
- Gava A.; Nascimento D.A.; Vidal J.L.B.; Chignone J.I.; Oliveira E.P.; Santiago Filho A.L.; Teixeira W.; Stanford W.J.P.; Ribeiro A.G.; Ribeiro J.H.M. 1983. Geologia. In: Projeto Radambrasil. *Folha SC.24/25 Aracaju/Recife: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral, Lev. Rec. Nat. 30, 27-376.
- Gleadow A.J.W. 1980. Fission track age of the KBS Tuff and associated hominid remains in northern Kenya. *Nature*, **284**: 225-230.
- Gleadow A.J.W.; Hurford A.J.; Quaife D.R. 1976. Fission track dating of zircon: improved etching techniques. *Earth and Planetary Science Letters*, **33**: 273-276.
- Gleadow A.J.W. & Lovering J.F. 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection*, **1**: 99-106.

- Gleadow A.J.W.; Belton D.X.; Kohn B.P.; Brown R.W. 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. In: Hughes J.; Kohn M. and Rakovan J. (eds.) *Phosphates, Geochemical, Geobiological and Materials Importance*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **48**, 579-630.
- Golonka J. & Bocharova N.Y. 2000. Hot spot activity and the break-up of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**: 49-69.
- Gomes H.A. 2001. Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco, Escala 1:500.000, CPRM/DIEDIG/DEPAT, 198p. ilustr., mapas.
- Gorini M.A. 1981. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. In: Asmus H.E. (ed.). *Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Brasileira, e suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação do Potencial de Recursos Minerais (Relatório Final)*. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DINTEP. Série Projeto REMAC, 9: 11-116
- Gorton M.P. & Schandl E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks, *The Canadian Mineralogist*, **38**: 1065-1073.
- Green P.F. 1981. A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, **5**: 77-86.
- Green P.F. 1985. Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **58**: 1-22.
- Guimarães I.P.; Accioly A.C.; Porto H.M.; Lima E.S.; Vannuci R. 1992. Caracterização geoquímica dos elementos terras raras nas rochas vulcânicas da Província do Cabo Santo Agostinho. In: SBG/Núcleo São Paulo, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Boletim*, **2**: 70-72.

H

- Hanson G.N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **8**: 371-406.
- Harris N.B. & Freeman K.H. 1999. Origin of Upper Cretaceous marine source rocks on the South Atlantic margin. (www.geosc.psu.edu/People/Faculty/FacultyPages/Nick/SACFigure3.jpg).
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, 587p.
- Hollanda M.H.B.M. 2002. *Evolução geodinâmica do manto litosférico continental no Domínio Seridó, Província Borborema (NE Brasil)*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 85p.
- Holm P.E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, **51**: 303-323.
- Hurford A.J. 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, southcentral Switzerland, and an age of vertical movement on the Insubric fault line: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 413-427.

Hurford A.J.; Gleadow A.J.W.; Naeser C.W. 1976. Fission track dating of pumice from the KBS Tuff, East Rudolf, Kenya. *Nature*, **263**: 738-740.

Hurford A.J. & Green P.F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience*, **1**: 285-317.

I

Ivo P.S. 1995. *Mapa geológico da Folha Serinhaém - Escala 1/25.000*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação, 67p.

J

Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803p.

Jardim de Sá E.F.; Macedo M.H.F.; Fuck R.A.; Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 472-480.

Jardim de Sá E.F.; Alves da Silva F.C.; Lima Filho M.F.; Antunes A.F.; Cruz L.R.; Almeida C.B.; Nascimento M.A.L.; Guedes I.M.G.; Frutuoso Jr. L.J.; Souza Z.S.; Neumann V.H.M.L. 2003. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, Resumos, 47-47 e CD-Rom, 5p.

Jarvis G.T. & McKenzie D.P. 1980. Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth and Planetary Science Letters*, **48**(1): 42-52.

Jensen L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines., Misc. Pap.*, **66**: 22p.

K

Karner G.D. 1984. Continental Tectonics - a quantitative view of the thermal and mechanical properties of the continental lithosphere in compressional and extensional stress regimes. In: Cazenave A. & Minster J-F (eds.). *Internal Geophysics and Space, Summer School of Space Physics*. Centre National d'Etudes Spatiales, 403-464.

Karner G.D.; Egan S.S.; Weissel J.K. 1992. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, **215**: 133-160.

Keen C.E. 1987. Some important consequences of lithospheric extension. In: Coward M.P.; Dewey J.F.; Hancock P.L. (eds.). *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication. Public, 28. 67-73.

Kegel W. 1953. Relatório anual do Diretor (ano 1952), Brasil, DNPM/DGM, Rio de Janeiro: 80p.

Kegel W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Dep. Nac. Produção Mineral, Div. Geol. Min., Bol. 157: 54p.

- Kegel W. 1959. O conglomerado de Cabo. Univ. do Recife, Escola Geol., Arq. Geol., **1**: 23-36.
- Kohn B.P.; Pillans B.; McGlone M.S. 1992. Zircon fission track age for middle Pleistocene Rangitawa Tephra, New Zealand: stratigraphic and paleoclimatic significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **95**: 73-94.
- Koutsoukos E.A.M. 1992 Late Aptian to Maastrichtian foraminiferal biogeography and palaeoceanography of the Sergipe basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**: 295-324.
- Kuznir N.; Marsden G.D.; Egan S.S. 1991. A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne D'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In: Roberts A.M.; Yielding G.; Freeman B. (eds.). *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication, **56**: 41-60.

L

- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Latin D.M. & Waters F. 1992. Basaltic magmatism in the North Sea and its relationship to lithospheric extension. *Tectonophysics*, **208**(1/3): 77-90.
- Latin D.M. & White N. 1990. Generating melt during lithospheric extension: pure shear versus simple shear. *Geology*, **18**: 327-331.
- Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193p.
- Leal e Sá L.T. 1998. *Levantamento geológico-geomorfológico da Bacia Pernambuco-Paraíba, no trecho compreendido entre Recife-PE e João Pessoa-PB*. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 127p.
- Legrand J.M.; Figueiredo Filho O.A.; McReath I. 1978. Revisão sobre o Granito do Cabo de Santo Agostinho-PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, Resumos, 89-89.
- Legrand J.M. & Figueiredo Filho O.A. 1979. Reavaliação dos dados isotópicos da província magmática do Cabo com base nos estudos petrográficos do Granito Cabo. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, Atas, 111-117.
- Lima Filho M.F. 1998a. *Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 139p.
- Lima Filho M.F. 1998b. The main tectonic-magmatic events in Pernambuco Basin (NE Brazil). In: Third annual Conference of IGCP Project 381, South Atlantic Mesozoic Correlations, Comodoro Rivadavia-Ushuaia. Abstract, 18-18.
- Lima Filho M.F. 2001. A bacia costeira de Pernambuco. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. Est. Tect., 8, Recife, *Roteiro de Excursão*, 6p.

- Lima Filho M.F.; Pedrosa F.J.A.; Medeiros A.B.; Brito M.F.L.; Araújo R.D.; Nóbrega V.A.; Mota J.A.; Manso V.A.V. 1994a. Geologia e tectônica-sedimentar da Bacia Cabo. Relatório de Pesquisa. Convênio LAGESE/LGGM/FACEPE, 120p.
- Lima Filho M.F.; Brito M.F.L.; Araújo R.D.; Medeiros A.B.; Pedrosa F.J.A.; Nóbrega V.A. 1994b. Formação Algodoads: uma nova unidade litoestratigráfica da Bacia Cabo - PE. In: SBG/Núcleo Sul, Cong. Bras. Geol., 38, Balneário de Camburiú, Anais, **3**: 271-272.
- Lima Filho M.F.; Chávez M.B.; Ivo P.S. 1996. Magmatismo e rochas piroclásticas da Bacia do Cabo - PE: estágio atual do conhecimento. In: Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, Boletim, 77-80.
- Lima Filho M.F. & Santos P.R.S. 2001. Biocronoestratigrafia da Bacia Pernambuco – implicações ambientais e paleogeográficas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**: 84-85.
- Lima Filho M.F. & Sousa E.M. 2001. Marco estratigráfico nos arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia de seqüências e significado paleoambiental. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 19, Natal, Atas, 87-88.
- Lima Filho M.F. & Szatmari P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. sobre vulcan. e amb. Assoc., 2, Belém, Resumo, 59-59.
- Lima M.R. & Pedrão E. 1989. Análise palinológica de sedimentos da Bacia do Cabo, Cretáceo do Estado de Pernambuco, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **61**(1): 73-84.
- Lima M.R. & Pedrão E. 1994. The Cabo Basin. In: Beurlen G.; Campos D.A.; Viviers M.C. (eds.). *Stratigraphic range of mega and macrofossils of Brazil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, p.232-244.
- Lima Neto F.F. 1998a. Evolução pós-Paleozóica do Nordeste Brasileiro: "hot spots" em manto frio. In: SBG/Núcleo Sudeste, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, 103-103.
- Lima Neto F.F. 1998b. *O exemplo da interferência mecânica de uma interface fraca: o campo atual de tensões na Bacia Potiguar*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 320p.
- Lima W.S. & Pinho G.D.C. 1997. Petrographic characterization of the syn-rift volcanics from the Cabo Province, northeastern Brazil and its relations to the surrounding sediments. In: IGCP Project 381 - South Atlantic Mesozoic Correlations, Rio de Janeiro, SAMC News, **7**: 18-20.
- Lima W.S.; Pinho G.C.; Gasperi P.M.S.; Paraizo P.L.B. 1997. Igneous rocks identification on well-log data: an interpretation tool. In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 5, São Paulo, Anais, **1**: 377-380.
- Lima W.S.; Andrade E.J.; Bengtson P.; Galm P.C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, 34p.
- Long L.E.; Sial A.N.; Ekvaniil H.E.; Borba G.S. 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho - Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 341-350.

M

- Mabesoone J.M. & Alheiros M.M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(4): 476-482.
- Mabesoone J.M. 1972. Caracterização sedimentológica do Grupo Paraíba (Nordeste do Brasil). *Estudos Sedimentológicos*, **2**: 53-63.
- Mabesoone J.M. et al. 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. *Estudos Geológicos - Série B, Estudos e Pesquisas*, 10, UFPE/CT/DG, Recife: 252p.
- Maciel E.A. 1968. *Contribuição à geologia geral de Ipojuca - PE*. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação, 57p.
- MacKenzie W.S.; Donaldson C.H.; Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, London, 148p.
- Maddock R.H. 1983. Melt origin of fault generated pseudotachylytes as demonstrated by textures. *Geology*, 11: 105-108.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- Manso V.A.V.; Lima M.F.; Oliveira A.T.; Medeiros A.B.; Pedrosa F.J.; Martins M.H.A.; Menezes M.O.B.; Chaves N.S.; Kater K.; Coutinho P.N.; Lira A.R.A.; Oliveira L.A. 1992. Macrozoneamento costeiro do litoral de Pernambuco, folha Itamaracá, SB. 25-Y-C-VII. Relatório Técnico, LGGM-DEMI, UFPE, Recife, 55p.
- Marinho M. & Mascle J. 1987. Evolução estrutural do platô marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(2): 111-117.
- Martin H. 1985. Nature, origine et evolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Thèse d'Etat, Université Rennes I, Mem. Doc. CAESS 1, 392p.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.
- Martin H. 1990. Geochemical investigation of Archean basement terranes. In: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Cursos, 107p.
- Matos R.M.D. 1987. Sistema de rifts Cretáceos do Nordeste Brasileiro. Tectos, Petrobras, Depex, Rio de Janeiro, 126-159.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11**(4), 766-791.
- Matos R.M.D. 1999. History of the Northeast Brazilian Rift System: Kinematic implications for the breakup Brazil and West Africa. In: Cameron N.R.; Bate R.H.; Clure V.S. (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society Special Publication no. 153, 55-73p.

- Matos R.M.D. 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W. & Talwani M. (eds.). *Atlantic Rift on Continental Margins*. Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union, 331-354.
- Matos R.M.D. 2001. Mantle-plume-generated Triple junction between NE Brazil and West Africa?. In: Internat. Cong. of the Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, Abstract em CD-Rom, 28-31.
- Maury C.J.O. 1930. *A fauna do Cretáceo superior de Estiva, perto de Tamandaré, Pernambuco*. Serviço Geol. e Mineral. do Brasil, Rio de Janeiro, Monografia 8, 305p.
- McDougall I. 1995. Potassium-argon dating in the Pleistocene. In: Rutter N.W. & Catto N.R. (eds.) *Dating Methods for Quaternary deposits*. Geological Association of Canada, Geotext 2, St. Johns, Newfoundland, p. 1-14.
- McKenzie D.P. & Bickle M.J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, **29**(3): 625-679.
- McKenzie D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**(1): 25-32.
- McKenzie D.P. 1984 A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature*, **307**(16): 616-618.
- Medeiros V.C.; Angelim L.A.A.; Santos E.J. 1996. Caracterização dos segmentos leste e oeste do Terreno Pernambuco-Alagoas. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 17-17.
- Melo A.A. & Siqueira L.P. 1972. Levantamento geológico da faixa costeira sul de Pernambuco. Recife, CNEN/UFPE, 17p.
- Mello A.A.; Costa A.C.; Mendes V.A.; Hama M. 1977. Elementos tectono-estruturais do NE meridional. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, *Atas*, 343-367.
- Menor E.A.; Dantas J.R.A.; Sobrinho A.C.P. 1977. Sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão e novos estudos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, *Atas*, 1-27.
- Menzies M.K.; Rogers N.; Tindle A.; Hawkesworth C.J. 1987. Metassomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere - lithosphere interaction. In: Menzies M.K. & Hawkesworth C.J. (eds.) *Mantle metasomatism*. Academic Press Geology Series, London, p.313-361.
- Merrihue C. & Turner G. 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal Geophysical Research*, **71**: 2852-2857.
- 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.
- Meyer C.E.; Sarna-Wojcicki A.M.; Hillhouse J.W.; Woodward M.J.; Slate J.L.; Sorg D.H. 1991. Fission track age (400 000 yr) of the Rockland Tephra, based on inclusion of zircon grains lacking fossil fission tracks. *Quaternary Research*, **35**: 367-382.

- Meyers J.B.; Rosendahl B.R.; Groschel-Becker H. 1996. Deep penetrating MCS imaging of the rift-to-drift transition, offshore Douala and North Gabon basins, West Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **13**: 791-835.
- Middlemost E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Science Review*, **11**: 337-364.
- Miyashiro A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 91-104.
- Mizusaki A.M.P. 1986. Datação radiométrica K-Ar das amostras do poço 2-CPE-1-PE. Bacia do Cabo-PE. PETROBRAS/CENPES, Relatório Interno, 1p.
- Mizusaki A.M.P. 1986. Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 104p.
- Moraes L.J. 1928. Estudos geológicos no Estado de Pernambuco. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, Boletim 32, 67-75.
- Mullen E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**: 53-62.
- Muniz G.C.B. & Almeida J.A.C. 1988. Contribuição ao reconhecimento da idade do calcário Ipojuca, Formação Estiva, Bacia do Cabo - PE. In: SBG/Núcleo Norte, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, **6**: 2371-2374.
- Myers R.E. & Breitkopf J.H. 1989. Basalt geochemistry and tectonic setting: a new approach to relate tectonic and magmatic processes. *Lithos*, **23**: 53-62.

N

- Naeser C.W. & Naeser N.D. 1988. Fission-track dating of Quaternary events. *Geological Society of America Special Paper*, **227**: 1-11.
- Nascimento M.A.L.; Souza Z.S.; Galindo A.C. 2002. Textura granofírica nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. *Revista de Geologia da UFC*, **15**: 101-107.
- Nascimento M.A.L.; Vasconcelos P.M.; Souza Z.S.; Jardim de Sá E.F.; Carmo I.O.; Thiede D. 2003. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, **4**: 624-628.
- Nóbrega V.A. 1995. Características petrológicas e evolução diagenética da Formação Cabo no Graben do Cupe - Bacia do Cabo-PE. Nordeste do Brasil. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 166p.
- Nóbrega V.A. & Alheiros M.M. 1991. Petrografia do Arenito Beberibe, Bacia Pernambuco – Paraíba. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife, Boletim 12, 75-77.

O

- O'Connor J.M. & Le Roex A.P. 1992. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**: 343-364.
- Oliveira A.I. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Serv. Inf. Ágric. Min. Agric., 2ª ed., Rio de Janeiro, 813p.
- Oliveira E.P. 1940. História da pesquisa de petróleo no Brasil. Min. Agric., 15, 208p.
- Oliveira M.M.F. 1978. *Estudos faciológicos da Formação Maria Farinha*. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 113p.
- Oliveira P.E. & Ramos J.R.A. 1956. Geologia das quadrículas de Recife e Ponta das Pedras. Rio de Janeiro, DNPM, publicação interna, 59p.
- Oliveira R.G. 1994. Levantamento gravimétrico da área sedimentar da região metropolitana do Recife. Projeto SINGRE - Série Cartografia Temática, **2**: 38p.
- Orchuela I.A.; Arteaga M.; Palade S.E. 1989. Reservorios en rocas ígneas de yacimientos gaseíferos en Cuenca Neuquina. BIP, 114-124.

P

- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1998. *Microtectonics*. Spriger-Verlag, 289p.
- Pauken R.J. 1992. Sanaga sud field, offshore Cameroon, West Africa. In: Halbouty M.T. (ed.). Giant oil and gas fields of the decade 1978 to 1988. AAPG Memoir 54, 217-230.
- Pauken R.J.; Thompson J.M.; Schumann J.R. 1991. Geology of the Douala Basin, offshore Cameroon, West Africa. In: AAPG Bulletin, **75**: 651-652.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 290-300.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Pedrosa Jr. I. 1969. Geologia e geofísica da área Serinháem-Rio Formoso, Pernambuco. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação, 103p.
- Phillpotts A.R. 1964. Origin of pseudotachylytes. *American Journal Science*, 262: 1008-1035.
- Pinho G.C. 1994. Descrição das lâminas delgadas de amostras de calha do Poço 2-CPE-1-PE. Aracaju/SE, DENEST/DIREX/SELAGE, PETROBRAS, Publicação interna, 33p.
- Pinho G.C. 1995. Caracterização das rochas vulcânicas da Bacia de Pernambuco/Paraíba - Poço 9-JG-1-PE. Aracaju/SE, E&P SEAL/GEXP/GELAB, PETROBRAS, Publicação interna, 7p.
- Polonia J.A.P. 1997. Geometria e cinemática do Rifte do Cabo, litoral sul do Estado de Pernambuco. Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 132p.
- Prestvik T. 1982. Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. *Lithos*, **15**: 241-247.

R

- Rabinowitz P.D. & LaBrecque V. 1979. The Mesozoic south atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal Geophysical Research*, **84**(11): 5973-6020.
- Rand H.M. 1976. *Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul do Recife*. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Tese de Livre Docência, 112p.
- Rayleigh J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, **42**: 77-107.
- Ringwood A.E. 1975. *Composition and petrology of the earth's mantle*. New York, McGraw-Hill, 618p.
- Rocha D.E.G.A 1990. Programa levantamento geológico básico do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/previsional. Escala 1/100.000 (folha SC.25-V-A-II - vitória). Estado de Pernambuco. Brasília DNPM/CPRM. 112p. il., 2 mapas.
- Roisenberg A.; Mizusaki A.M.P.; Borba A.W. 2002. Reservatórios não-convencionais de hidrocarbonetos – exemplos em rochas vulcânicas. In: SBG/Núcleo Norte, *Simp. sobre vulcanismo e ambientes associados*, 2, Belém, Resumos, 68-68.
- Roubault M. 1982. *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*. 4^o Edição. Lamarre-Poinat, Paris, 362p.
- Royden L. & Keen C.E. 1980. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, **51**: 343-361.

S

- Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo, p.123-186.
- Santos E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219p.
- Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrecionária na Província Borborema. In: SBG/Núcleo BA-SE, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **6**: 47-50.
- Santos E.J. 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica*. Escala 1:250.000 (Folha SC.24-X-A - Belém do São Francisco). Brasília: CPRM, CD-Rom.
- Santos Filho J.L. 1969. *Geologia e geofísica da área de Tamandaré, Pernambuco*. Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Relatório de Graduação, 54p.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculadas em evoluções de estágio único e estágio duplo. *Contribuições a Geologia da Amazônia*, Belém/PA, FINEP-SBG-NO, 91-142.
- Schiuma M.F. 1988. Reservorios de hidrocarburos en rocas ígneas fracturadas. BIP, p. 35-45.

- Sengor A.M.C. & Burke K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, **5**(6): 419-421.
- Seward D. & Kohn B.P. 1997. New zircon fission-track ages from New Zealand Quaternary tephra: an interlaboratory experiment and recommendations for the determination of young ages. *Chemical Geology*, **141**: 127-140.
- Shaw D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**: 237-243.
- Sial A.N. 1973. The origin of the calc-alkaline suite of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco, Brazil. In: Latin-Americ. Geol. Cong., 2, Caracas, 3523-3527.
- Sial A.N. 1976. The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: a Brazilian record of the ascension plume activity in the past. In: Latin-Americ. Geol. Cong., 3, Acapulco, 105-105.
- Sial A.N.; Borba G.S.; Villarroel H.S.; Albuquerque C.A.R. 1980. Geoquímica de elementos terras raras do granito do Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco. In: SBG/Núcleo Sul, Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **4**: 2285-2299.
- Sial A.N.; Long L.E.; Borba G.S. 1987. Field trip guide excursion: cretaceous magmatic province of Cabo, Pernambuco, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 667-673.
- Sibson R.H. 1975. Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting. *Geophys. Journal Royal Astronomic Society*, **43**: 775-794.
- Silva Filho A.F.; Guimarães I.P.; Van Schmus W.R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Gondwana Research*, **5**(2): 409-422.
- Silva O.B. 1987. *Análise da Bacia do Solimões (revisão litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica)*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 181p.
- Smith J.V. 1974. *Feldspar minerals. Chemical and textural properties*. Springer-Verlag, New York, v. 2, 690p.
- Smith R.E. & Smith S.E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, **32**: 114-120.
- Stormer Jr. J.C. & Nicholls J. 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences*, **4**: 143-159.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Streckeisen A.L. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. *Geologisches Rundschau*, **69**: 194-207.
- Szatmari P.; Conceição J.C.L.; Lana N.S.; Milani E.J.; Lobo A.P. 1984. Mecanismo tectônico do rifteamento sul-americano. In: SBG/Núcleo Sudeste, Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, **4**: 1589-1601.

Szatmari P.; Françolin J.B.L.; Zannotto O.; Wolff S. 1987. Evolução tectônica da Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 180-188.

T

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312p.

Thiéblemont D. & Cabanis B. 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **VI**: 23-35.

Thiéblemont D. & Téguy M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcio-alkalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **319**: 87-94.

Thomaz Filho A.; Cesero P.; Leão J.G. 2001. Implicações estruturais e térmicas do magmatismo em bacias sedimentares fanerozóicas. In: SBG/Núcleo Sudeste, Simp. Geol. SE, 7, Rio de Janeiro, CD-Rom.

Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scott. Journal of Geology*, **18**: 49-107.

Thorpe R.S. & Brown G.C. 1999. *The field description of igneous rocks*. John Wiley & Sons, 154p.

Tinoco I.M. & Siqueira L.P. 1976. Aplicação da micropaleontologia na prospecção de fosfato sedimentar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**: 47-55.

V

Vandoros P.; Cordani U.; Matzko J.J. 1966. Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo. In: SBG/Núcleo Sudeste, Cong. Bras. Geol., 20, Vitória, *Anais*, **1**: 64-66.

Vandoros P. & Valarelli J.V. 1976. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, PE. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Res. Comun.*, 19-19.

Vasconcelos P.M. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in ore deposits. *Reviews in Economic Geology*, **12**: 73-113.

Vasconcelos P.M.; Onoe A.T.; Kawashita K.; Soares A.J.; Teixeira W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**: 297-342.

W

Wagner G. & Van den Haute P. 1992. *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 285p.

Watson E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton Conference of the Origin of Granites*, Univ. Edinburg, p. 209-211.

- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**: 295-304.
- Wenk H.R. 1978. Are pseudotachylytes products of fracture or fusion? *Geology*, **6**: 507-511.
- Wernicke B. 1985. Uniform-sense normal simple-shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal Earth Science*, **22**: 108-125.
- Whalen J.B.; Currie K.L.; Chappel B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.
- White R.S. 1992. Magmatism during and after Continental Break-up. In: Storey B.C.; Alabaster T.; Pankhurst R.J. (eds.). *Magmatism and the causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, **68**: 1-16.
- White R.S. & McKenzie D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**(B6): 7685-7729.
- White R.S.; Spence G.D.; Fowler S.R.; McKenzie D.P.; Westbrook G.K.; Bowen A.N. 1987. Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, **330**(3): 439-444.
- Wilson M. 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In: Storey B.C.; Alabaster T.; Pankhurst R.J. (eds.). *Magmatism and the causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, **68**: 1-16.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466p.
- Winkler H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Editora Edgard Blücher Ltda., Porto Alegre, 254p.
- Wood D.A.; Joron J.L.; Treuil M.; Norry M.; Tarney J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 319-339.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, **106**: 370-384.
- Wyllie P.J. 1981. Plate tectonics and magma genesis. *Geologische Rundschau*, **70**: 128-153.

Y

- Yamada R.; Tagami T.; Nishimura S.; Ito H. 1995. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **122**: 249-258.

Z

- Zalán P.V.; Conceição J.C.J.; Astolfi M.A.M.; Appi V.T.; Wolff S.; Vieira I.S.; Marques A. 1985. Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da Petrobras*, **28**(4): 221-230.



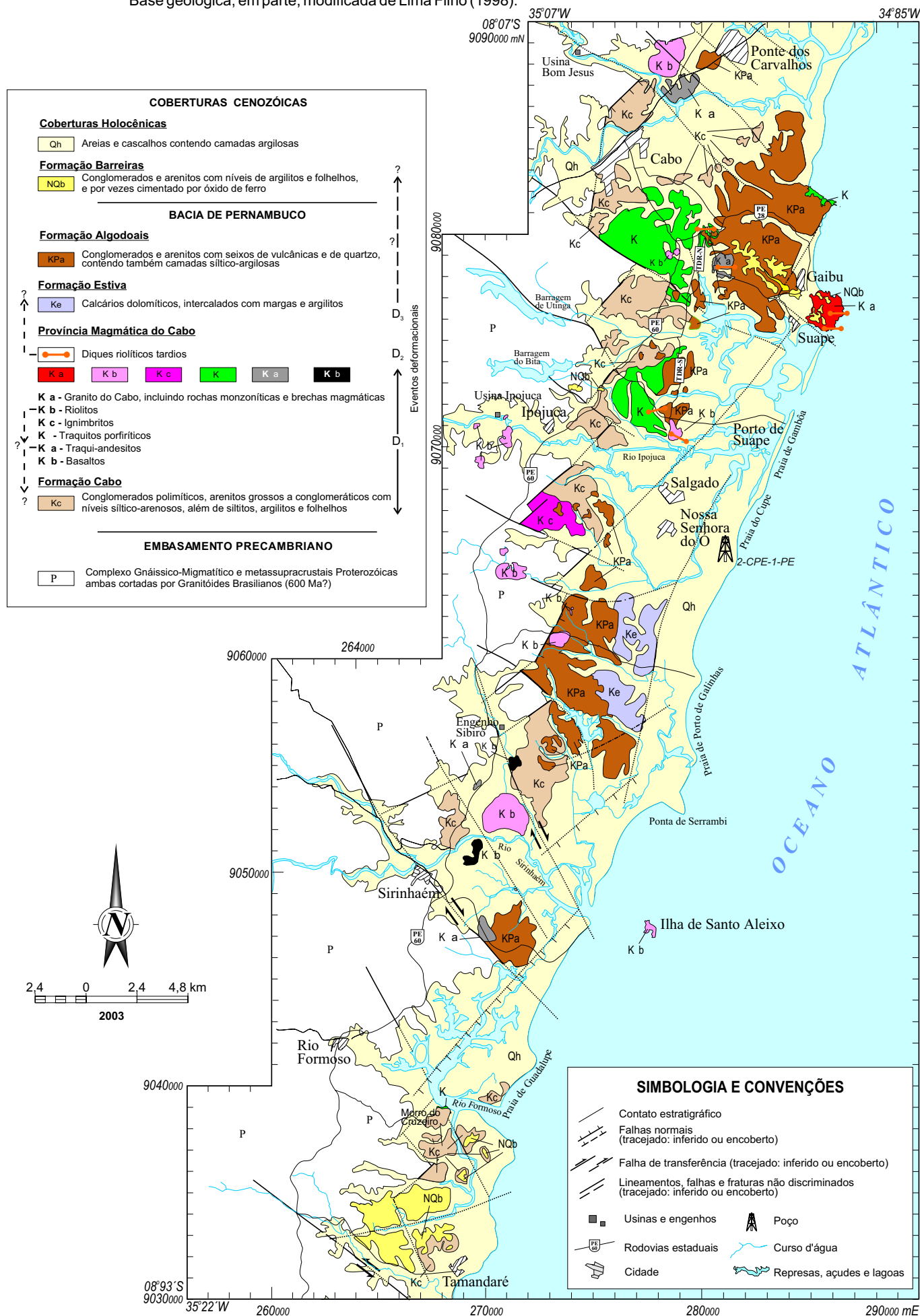
Anexo 1

Mapa Geológico da

Província Magmática do Cabo

Anexo 1 - Mapa geológico da Província Magmática do Cabo

Base geológica, em parte, modificada de Lima Filho (1998).



PALAVRAS

(Sérgio Britto e Marcelo Fromer)

retirado do álbum Ô Blésq Blom dos Titãs de 1989

**Palavras não são más
Palavras não são quentes
Palavras são iguais
Sendo diferentes
Palavras não são frias
Palavras não são boas
Os números pra os dias
E os nomes pra as pessoas
Palavras eu preciso
Preciso com urgência
Palavras que se usem
Em caso de emergência
Dizer o que se sente
Cumprir uma sentença
Palavras que se diz
Se diz e não se pensa
Palavras não têm cor
Palavras não têm culpa
Palavras de amor
Pra pedir desculpas
Palavras doentias
Páginas rasgadas
Palavras não se curam
Certas ou erradas
Palavras são sombras
As sombras viram jogos
Palavras pra brincar
Brinquedos quebram logo
Palavras pra esquecer
Versos que repito
Palavras pra dizer
De novo o que foi dito
Todas as folhas em branco
Todos os livros fechados
Tudo com todas as letras
Nada de novo debaixo do sol**

ÚLTIMO ROMANCE

(Rodrigo Amarante)

Trecho retirado do álbum Ventura dos Los Hermanos de 2003

***Me diz o que é o sossego
Que eu te mostro alguém
A fim de te acompanhar
E se o tempo for te levar
Eu sigo essa hora
E pego carona
Pra te acompanhar***