UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DE OLIVENÇA:
ASPECTOS GEOQUÍMICOS E PETROGENÉTICOS

Maria Alba Farias Tanner de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Adolpho José Melfi

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007501

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

nome

ass.

Presidente:

Dr. A.J.Melfi

Examinadores:

Dr. M.C.H.de Figueiredo

Dr. E.Ruberti

Dr. V.A.V.Girardi

Dr. A.Choudhuri

[Handwritten signatures in blue ink over the names of the examiners]

São Paulo
1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DE
OLIVENÇA : ASPECTOS GEOQUÍMICOS
E PETROGENÉTICOS

Maria Alba Farias Tanner de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Adolpho José Melfi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1989

AGRADECIMENTOS

Quero deixar registrado o meu agradecimento a Mente Suprema ou Energia Cósmica que mantém o equilíbrio do Universo, cuja centelha desta mesma energia existiu, existe e existirá sempre em mim até que eu seja absorvida pelo Foco Central, Creador de todos os Universos.

Quero agradecer a Mataji 〇, que é a Energia que mantém o equilíbrio do Planeta Terra, por trazer em mim a vocação pelo estudo das rochas, por conseguir sentir a beleza dos diques máficos, materializados através do magma que majestosamente se impõe à Crosta Continental.

RESUMO

O enxame de diques máficos de Ilhéus-Olivença e aqueles que ocorrem de forma esparsa desde Itabuna até Itaju do Colônia no sul do estado da Bahia, foram submetidos a um estudo detalhado envolvendo análises petrográficas e químicas de elementos maiores e traços (incluindo os elementos Terras Raras) e também química mineral.

Os diques possuem larguras de 20 cm a 30 m, são subverticais a verticais e possuem "trend" preferencial E-W. Eles foram colocados em fraturas extensionais no Proterozóico Médio. Cortam rochas arqueanas do embasamento cristalino, caracterizado por rochas do fácies granulito.

Foram classificados em basaltos sub-alcalinos e alcalinos, tendo sido utilizado o Ti como qualificador; desta forma foram encontrados os tipos alto Ti (ATi) e baixo Ti (BTi). Os tipos sub-alcalinos são constituídos de plagioclásio cálcico, dois piroxênios (pigeonita ou hiperstênio e augita ou augita subcálcica) e óxidos de Fe-Ti em menores quantidades; a olivina é rara ou ausente. Os tipos alcalinos são constituídos por plagioclásio cálcico, um piroxênio (augita), óxidos de Fe-Ti e olivina (Fe).

Os tipos ATi são caracterizados por conteúdos mais elevados de elementos incompatíveis com relação aos BTi. Os padrões de distribuição dos elementos Terras Raras (ETR) são semelhantes e ambos são mediantemente enriquecidos em TR leves. A distribuição dos elementos traços indica diferenças importantes não evidenciadas pelos elementos maiores.

Estes diques máficos pertencem a um magmatismo toleítico continental cujo magma foi gerado por diferentes graus de fusão parcial (menor fusão nos tipos ATi) a partir de uma fonte mantélica subcontinental heterogênea do tipo "PLUME" e possivelmente colocado num sistema de "rift" abortado.

ABSTRACT

The mafic dykes swarm of Ilhéus-Olivença region and those rare dykes which occur between Itabuna and Itaju do Colônia, southern in the state Bahia were submitted into a detailed study involving petrographic and chemical analysis of major and trace elements (including REE) and mineral chemistry.

The dykes are 20 cm to 30 m thick, subvertical to vertical and trend E-W. They were intruded in extensional fractures on Middle Proterozoic. They crosscut the Archaen crystalline basement characterized by granulites-facies rocks.

The chemical classification showed mainly plot in the alkaline and subalkaline field. In despite of concentration of TiO_2 , the dykes were separated in high- TiO_2 (HTi) and low- TiO_2 (LTi) types. The subalkaline types are constituted by Ca-plagioclase, two-pyroxenes (pigeonite or hyperstene and augite or subcalcic augite) and Fe-Ti oxides in minor amounts. Olivine is rare or absent. The alkaline-types are made of Ca-plagioclase, one pyroxene (augite), Fe-Ti oxides and Fe-olivine.

The HTi-types are characterized by relatively high incompatible elements contents relative to LTi-types. The REE distribution patterns are similar and both are mildly enriched in LREE. The distribution of trace elements indicate important differences not evidenced by major elements.

These mafic dykes belong to a continental tholeiitic magmatism, where magma was generated from different degrees of partial melting (higher melting to HTi-type) of a heterogeneous sub-continental mantle source PLUME-type, probably intruded in a aborted rift system.

ÍNDICE

PARTE I - GENERALIDADES

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 2 - TRABALHOS ANTERIORES E ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

2.1 Trabalhos anteriores.....	3
2.2 Aspectos geológicos regionais.....	8
2.2.1 Domínio Jequié-Mutuípe.....	11
2.2.2 Domínio da Costa Atlântica.....	11
2.2.3 Suíte Intrusiva Itabuna.....	12
2.2.4 Rochas sedimentares e sedimentos.....	12
2.2.5 Estruturas regionais.....	13

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

3.1 Mapeamento e amostragem.....	14
3.2 Métodos ópticos.....	15
3.3 Análises químicas dos minerais.....	15
3.4 Análises químicas das rochas.....	16

PARTE II - ESTUDO DOS DIQUES

CAPÍTULO 4 - CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 Situação geográfica.....	17
4.2 Situação geológica.....	17
4.2.1 Cartografia.....	17
4.2.2 Diques basálticos.....	19
4.3 Feições Estruturais de detalhe.....	24
4.3.1 Enclaves.....	24
4.3.2 Contatos.....	26
4.3.3 Fraturas de Riedel.....	28
4.3.4 Fraturas de resfriamento.....	28

4.3.5	Feição de reativação de conduto.....	29
4.4	Rochas encaixantes.....	31
4.5	Dados geocronológicos.....	32
4.6	Contexto regional.....	34
4.7	Comentários adicionais.....	35

CAPÍTULO 5 - CLASSIFICAÇÃO E PETROGRAFIA

5.1	Introdução.....	37
5.2	Classificação e nomenclatura.....	37
5.2.1	Tetraedro de basaltos.....	38
5.2.2	Diagrama TAS.....	39
5.2.3	Diagrama R1R2.....	40
5.3	Petrografia.....	42
5.3.1	Basaltos toleíticos	
5.3.1.1	Basaltos toleíticos BTi.....	43
5.3.1.2	Basaltos toleíticos ATi.....	45
5.3.2	Andesibasaltos ATi.....	49
5.3.3	Basaltos transicionais	
5.3.3.1	Basaltos transicionais BTi.....	53
5.3.3.2	Basaltos transicionais ATi.....	55
5.3.4	Latibasaltos ATi.....	58
5.3.5	Basaltos alcalinos ATi e BTi.....	61
5.3.6	Hawaiitos ATi.....	65
5.3.7	Basanitos ATi.....	68
5.3.8	Traquitos.....	69
5.4	Considerações gerais.....	71

CAPÍTULO 6 - MINERALOGIA

6.1	Introdução.....	74
6.2	Piroxênios.....	74
6.3	Plagioclásios.....	80
6.4	Minerais opacos.....	83
6.5	Olivinas.....	84
6.6	Geotermometria.....	85
6.6.1	Plagioclásios.....	85
6.6.2	Piroxênios.....	85
6.6.3	óxidos.....	90
6.7	Comentários adicionais.....	91

CAPÍTULO 7 - ASPECTOS GEOQUÍMICOS

7.1 Geoquímica de elementos maiores.....	92
7.2 Diagramas de variação de elementos maiores...	94
7.3 Diagrama AFM.....	99
7.4 Diagrama álcali-silica.....	100
7.5 Geoquímica de elementos traços.....	101
7.6 Diagramas de variação de elementos traços...	102
7.7 Padrões de distribuição de elementos Terras Raras (ETR).....	108
7.8 Comentários adicionais.....	112

CAPÍTULO 8 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO, ASPECTOS PETROGENÉTICOS E
IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

8.1 Ambiente geotectônico.....	114
8.2 Aspectos petrogenéticos.....	118
8.2.1 Região fonte.....	119
8.2.2 Origem do magma "parental".....	124
8.3 Implicações geodinâmicas.....	128
8.3.1 Evolução geotectônica.....	128
8.3.2 Evolução geoquímica.....	130
8.4 Considerações adicionais.....	133

PARTE III - CONSIDERAÇÕES FINAIS E BIBLIOGRAFIA

CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES.....	135

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	138

PARTE I - GENERALIDADES

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 2: TRABALHOS ANTERIORES E ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS.

CAPÍTULO 3: METODOLOGIA

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Hoje, é uma realidade a rotina dos continentes; a natureza e causas dessas rotinas têm sido o enfoque de muitas pesquisas nas duas últimas décadas. Dentro deste contexto, o estudo dos diques máficos e dos seus enxames é de fundamental importância para o contexto geodinâmico terrestre, já que permitem estabelecer as condições que operavam em ambientes intraplaca ou nas margens de placas continentais no Proterozóico Inferior-Médio.

Os diques preenchem fraturas que revelam condições distensivas na crosta e são os principais alimentadores e condutores de ascensão magmática do manto para a mesma.

A geoquímica e a petrologia pode nos levar a composição do manto da Terra e de sua variação ao longo do tempo e das várias fases magmáticas envolvidas, ressaltando a importância que as peculiaridades geoquímicas e petrológicas assumem nos vários ambientes.

Lamentavelmente os diques máficos até o início desta década, salvo algumas exceções, não foram alvo de estudos detalhados. A importância dos enxames ganhou relevância, quando em 1987 sob a coordenação de H. Halls, iniciou-se o Projeto de Correlação Geológica Internacional - PICG-257 "Precambrian Dyke Swarms" (IUGS - UNESCO), com duração de 5 anos.

Este trabalho faz parte de um programa de pesquisa sobre enxames de diques máficos no Brasil, sendo vinculado ao projeto PICG-257 acima referido o qual pretende integrar dados geoquímicos, petrológicos, tectônicos, paleomagnéticos e geocronológicos, visando dois aspectos principais: material fonte e geodinâmica. O projeto conta com a participação notória de pesquisadores nacionais e estrangeiros.

Para tanto, o grupo de trabalho constituído pelos pesquisadores Prof. Dr. E. M. Piccirillo (Universidade de Trieste, Itália); Prof. Dr. G. Bellieni (Universidade de Padova, Itália), Prof. Dr. A. Melfi (Universidade de São Paulo), orientador deste trabalho de tese; M. D'Agrella, aluno de pós-graduação em geofísica do IAG; C. M. Brito quando aluno de graduação em geociências da UFBA e a autora, realizou missões de campo em 3 áreas previamente selecionadas: Área Norte (Enxame de Uauá), Área Centro (Enxame de Salvador e Cachoeira-São Felix) e Área Sul (Enxame Ilhéus-Olivença além de diques que ocorrem de forma esparsa desde Itabuna até Itaju do Colônia).

A escolha da área de tese recaiu na Área Sul, com enfoque principal, sobre o enxame de Ilhéus-Olivença, dado ao grande número de diques expostos à superfície e por exibirem boas amostras frescas.

Este trabalho visa estabelecer considerações geoquímicas e petrogenéticas, além de levantar questões de caráter geodinâmico.

CAPÍTULO 2 - TRABALHOS ANTERIORES E ASPECTOS
GEOLÓGICOS REGIONAIS

CAPÍTULO 2 - TRABALHOS ANTERIORES E ASPECTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

2.1 - Trabalhos anteriores

A área foi e está sendo alvo de mapeamento geológico pela CPRM, de caráter regional pelos projetos: Sul Bahia (Silva Filho 1974) e Bahia (Pedreira et al. 1975), ambos em escala de 1:250000, além do Projeto RADAMBRASIL em escala de 1:1000000 (Lima et al. 1981).

Trabalhos cobrindo áreas menores foram realizados por outros pesquisadores e são abaixo relacionados:

- Allard (1963) reconheceu rochas granulíticas no sul do estado.
- Maack (1963) foi quem primeiro fez referência a rochas gnáissicas e dioritos cortados por intrusões básicas quando descreveu um perfil de Itacaré a Lage do Banco.
- Fujimori (1967, 1972) realizou os primeiros estudos detalhados sobre a petrologia (petrografia, quimismo e petrogênese) e a ocorrência de rochas alcalinas do município de Itaju do Colônia. Fez referências a diques de diabásio, intrudidos nos gnaisses encaixantes das rochas alcalinas, aparecendo com maior frequência na parte oriental, nos granulitos dos arredores de Ilhéus e ao longo da rodovia BR-101 no trecho entre Itabuna e Camacã.
- Pedreira et al. (1969) realizaram estudos detalhados nos metassedimentos da Bacia do Rio Pardo e defini-

ram as formações Panelinha, Camacã, Salobro, Água Preta e Serra do Paraíso.

- Souto & Vilas Boas (1969) apresentaram um resumo da geologia de Ilhéus, onde consideraram as rochas granulíticas como sendo do Precambriano Médio e as rochas intermediárias que ocorrem nas proximidades do CEPEC e na rodovia entre Ilhéus e Urucuca, como sendo do Precambriano Superior ou Paleozóico.
- Sighinolfi (1970) fez uma amostragem das rochas da região compreendida entre as cidades de Itacaré, Barra do Rocha, Santa Cruz da Vitória e Una, abrangendo cerca de 10000 Km². As análises químicas de 62 destas amostras permitiram que este comparasse os resultados com outras partes do mundo e concluísse que os granulitos eram de composição andesítica (ortopiroxênio - clinopiroxênio - plagioclásio quartzo) e que cristalizaram em regiões profundas em condições metamórficas de alta e média pressão.
- O mesmo autor em 1971, completando os seus dados analíticos, afirmou que as rochas do Sul da Bahia são empobrecidas em Li e Rb e enriquecidas em Sr, Ba e provavelmente Zr.
- Misi & Azevedo (1971) estudando a província pegmatítica do Sul da Bahia, identificaram na área granulitos a cordierita, além de rochas migmatíticas e quartzo-feldspáticas com pórfiros. Estas rochas foram consideradas como "kinzigitos" associados a moscovita-biotita-gnaisses, contendo lentes de granulitos ácidos e intermediários por Sighinolfi et al. (1974).
- Barbosa et al. (1972) num trabalho que apresenta dados mais completos a nível de geologia regional ma-

peararam as folhas de Ilhéus e Potiraguá, tendo atribuído ao Precambriano Superior os corpos de rochas alcalinas mapeadas por Souto & Vilas Boas (1969), cujas datações pelo método K-Ar em anfibólios, acusaram idades de 650 Ma; atribuíram também ao Precambriano Inferior duas faixas de rochas granulíticas que ocorrem na área, sendo a mais oriental o prolongamento para sul dos que ocorrem em Salvador. Entre elas aparece grupo de rochas cataclásticas e migmatíticas, que estão associadas a granitos sinorogênicos. As rochas granulíticas, eles atribuíram natureza preterita sedimentar.

- Souto (1972) em sua tese de doutoramento sobre a geologia e petrografia da área de Potiraguá, relaciona o metamorfismo do Grupo Rio Pardo ao Brasileiro, assinala a presença de um maciço anortositico no sul da Bahia, relaciona-o com ocorrências de outras áreas como Adirondacks e Noruega, concluindo que aquele maciço tem origem independente. Registra a presença de diabásios e quartzo diabásios preenchendo fraturas nos granulitos e anortositos. Estes diques não foram encontrados cortando as alcalinas nem as metamórficas mais novas (Rio Pardo). Segundo ele, os filões são mais frequentes em Camacã e admite que são mais velhos que os da costa de Salvador.
- Cordani (1973) baseando-se em datações geocronológicas K-Ar, Rb-Sr e análises petrográficas com controle de campo, estudou a faixa costeira entre Salvador e Vitória. Caracterizou quatro grandes unidades:
  - a área granulítica setentrional
  - a região dos metassedimentos do Grupo do Rio Pardo
  - a região costeira meridional de gnaisses kinzigíticos

- 5
- a faixa mais interna com predominância de rochas gnáissicas e graníticas

Considerou as rochas do Sul da Bahia como sendo Arqueanas.

- Cordani & Iyer (1976, 1979) dataram as rochas alcalinas do Complexo Itabuna e diques de diabásio intrudidos nos granulitos ao norte da Bacia do Rio Pardo, com direção E-W, encontrando para aquelas 670 Ma e para estas, idades compreendidas entre 1760 e 760 Ma.
- Pedreira (1979a), num trabalho de revisão propõe o seguinte modelo de origem para a Bacia do Rio Pardo: colisão de margens continentais (tipo Atlântica e Andina) antes separados por um oceano de extensão desconhecida, consumido em uma fossa ao largo da margem Andina, num tempo compreendido entre 1160 e 760 Ma atrás. Fraturas perpendiculares a frente de colisão foram geradas na margem Atlântica, devido ao esforço tensional paralelo a referida frente de colisão. Estas fraturas de direção E-W foram preenchidas por magma basáltico, gerando os diques. O aumento do esforço tensional originou falhamentos normais e, há 670 Ma atrás, houve a intrusão das rochas alcalinas. Os sedimentos foram depositados nos grabens e com a sutura das placas, houve reativação das estruturas formadas anteriormente e falhamento transcorrente formando 45° com a frente de colisão. Esta época deve corresponder a instalação da Zona de Cisalhamento de Itabuna, seguida do Lineamento de Itapebi e da elevação do Alto do Rio Pardo.
- Pedreira (1979b) coloca as possíveis evidências de colisão continental na Bacia do Rio Pardo de fácies miogeossinclinal que seria a extensão do Grupo do Rio Pardo de fácies miogeossinclinal correspondendo à

extensão do geossinclinal do Congo na África.

- Brito Neves et al. (1980), num trabalho global de caráter geocronológico, concluíram que no ciclo Transamazônico as rochas supracrustais do Bloco Itabuna foram depositadas sobre terrenos mais antigos. Esta conclusão é contestada por Barbosa (1986) que determinou tanto no Bloco de Itabuna como no de Jequié, caráter vulcano-sedimentar contemporâneos de condições metamórficas de temperatura e de pressão idênticas, além de idades de metamorfismo correspondentes a 2,7 Ga para ambos.
- Oliveira et al. (1980) denominaram as rochas alcalinas de Maciço Sienítico de Itabuna; concluíram que os diques alcalinos são consanguíneos com os sienitos; atribuíram idade de 658 Ma e a colocação do maciço, a falhamentos de blocos com edificação de "horsts" e "grabens".
- Lima et al. (1981) atribuíram a todas as rochas de filiação alcalina do sul do Estado, a denominação "Suíte Intrusiva Itabuna" e concluíram que elas são pós-cinemáticas relacionadas a importante "trend" de falhamentos.
- Figueiredo (1982) atribuiu às rochas do Cinturão Móvel da Costa Atlântica, composição e geocronologia diferentes das rochas do Complexo Jequié.
- Barbosa (1986) num trabalho de tese de doutoramento sobre os granulitos do sul do Estado, com base em dados geotectônicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, distinguiu três domínios a saber: Jequié-Mutuípe, Costa Atlântica e Banda de Ipiáu. No domínio da Costa Atlântica, ele individualizou as sequências: Série Toleítica, Série Cálcico-Alcalina, Gabros Shoshoníticos e Basaltos ricos em Fe-Ti,

formadas no Proterozóico Inferior além de concluir que geotectonicamente correspondem a um arco magmático de margem continental relacionado a subducção.

- Knedler et al. (1988) encontraram para os diques de Ilhéus-Olivença, temperaturas magmáticas em torno de 1100°C e idades de 1000 Ma estas determinadas em biotitas das rochas encaixantes pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Admitiram que a intrusão do enxame de diques pode ser resultante de colisão Precambriana entre América do Sul e África.
- Figueiredo (1989) num trabalho de integração de dados disponíveis, sugere um modelo de evolução para as rochas do Arqueano e do Proterozóico Inferior da faixa oriental do estado da Bahia. Particularmente para o Cinturão Itabuna, ele considera que este corresponde a um arco magmático, principalmente plutônico do Proterozóico Inferior, relacionado a subducção de crosta oceânica na direção oeste, podendo ainda corresponder a raízes de arco de ilha maduro ou mais provavelmente a um arco magmático de margem continental do tipo Andino.

2.2 - Aspectos Geológicos Regionais

A região granulítica do sul da Bahia, situa-se no Craton do São Francisco (Almeida 1977, 1978a, 1978b) anteriormente denominado de Plataforma do mesmo nome (Almeida 1967), considerada uma das maiores unidades geotectônicas da plataforma sul-americana.

O Craton do São Francisco é uma entidade geotectônica (Almeida op. cit.) estabilizada no Arqueano - Proterozóico Inferior que em tempo Proterozóico Médio e Superior foi parcialmente remobilizado por eventos orogenéticos; na Bahia, o Craton é

limitado pelas faixas de dobramentos : Sergipana a norte-nordeste (Brito Neves 1975), Formosa do Rio Preto a noroeste (Inda & Barbosa 1978) e a de Araçuaí a sul-sudeste (Almeida 1977), Fig. 2.1. O Craton é constituído por terrenos de alto, médio e baixo graus metamórficos (Arqueano e Proterozóico Inferior) e uma cobertura do Proterozóico Médio e Superior.

Fig.2.1-O Craton do São Francisco no Estado da Bahia e seus limites- Faixas móveis marginais: I- Sergipana, II- Formosa do Rio Preto e III- Araçuaí.

A região de ocorrência das rochas filonianas por nós estudada é mostrada na Fig. 2.2 e o seu contexto geológico será visto na Parte II, Capítulo 4 .

A região recebeu várias denominações a saber : Cinturão Móvel da Costa Atlântica (Mascarenhas 1973, 1979), Bloco Itabuna (Pedreira *et al.* 1975, Pedreira 1979 e Oliveira & Lima 1982), Domínio da Costa Atlântica (Barbosa 1986) e Cinturão Itabuna (Figueiredo 1989). Neste trabalho adotou-se a denominação de Barbosa (*op. cit.*).

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Q QUATERNÁRIO-ALUVIÕES E CORDÕES LITORÂNEOS
- C CENOZÓICO- FORMAÇÃO BARREIRAS
- M MESOZÓICO- BACIA DE ALMADA

PROTEROZÓICO SUPERIOR

SUÍTE INTRUSIVA ITABUNA

- x x x SIENITOS-DIORITOS
- | DIQUES ALCALINOS

PROTEROZÓICO MÉDIO

- | DIQUES BASÁLTICOS

PROTEROZÓICO INFERIOR - ARQUEANO

DOMÍNIO DA COSTA ATLÂNTICA

- Sh METAGABRO SHOSHONÍTICO
- Sca SÉRIE CÁLCICO- ALCALINA GRANULITIZADA
- ST SÉRIE TOLEÍTICA GRANULITIZADA
- DJM DOMÍNIO JEQUIÉ-MUTUÍPE

- | MAPA EM ANEXO

- | CONTATO GEOLÓGICO
- | FALHA DEFINIDA E INFERIDA
- | FALHA TRANSCORRENTE

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- cidades principais
- outras cidades
- vilas, povoados

- | rodovia
- | estrada
- | caminho

Fig.2.2 - Esboço geológico regional, modificado de Figueiredo (1989), Barbosa (1986) e Barbosa de Deus (1972).

2.2.1 - Domínio Jequié - Mutuípe (DJM)

Deste domínio, afloram na área as rochas que constituem a cobertura vulcano-sedimentar granulitizada (Barbosa 1986) constituídas de kinzigititos, migmatitos granulitizados, granitos brancos a granada e ortopiroxênio além de mármore calcossilicáticos, rochas ultramáficas e formações ferríferas.

As idades Rb/Sr destas rochas estão compreendidas entre 2800 e 2700 Ma (Barbosa op.cit.) ; aquela correspondendo a idade do Ciclo de Jequié (Cordani 1973, Cordani & Iyer 1976 e 1979).

2.2.2 - Domínio da Costa Atlântica (DCA)

É constituído de rochas máficas a félsicas, metamorfasadas a altura da fácies granulítica. Dados de campo, petrográficos e principalmente, geoquímicos, levaram Barbosa (1986) com base nas rochas pretéritas, a individualizar as seguintes sequências : Série Toleítica, Série Cálcico-Alcalina, Gabros Shoshoníticos e Basaltos ricos em Fe-Ti.

O mesmo autor, considerou que estas rochas foram submetidas a temperaturas de 730° a 880°C e pressão de 4 a 5 Kb, condições estas, semelhantes ao Domínio Jequié .

Feições retrometamórficas foram encontradas localmente em áreas onde ocorrem milonitos e ultramilonitos, registrando-se reequilíbrio nas fácies anfibolítica e xisto verde .

São rochas de idade Rb/Sr ainda não bem definida, uma vez que os pontos situam-se entre as isócronas dos Ciclos Jequié (2700 Ma) e Transamazônico (2000 Ma), segundo Cordani & Iyer (1976, 1979), com valor médio em torno de 2400 Ma e $R_o=0,704$ (Figueiredo 1989) .

2.2.3 - Suíte Intrusiva Itabuna

Pedreira et al. (1975) denominaram de Complexo de Itabuna, a associação de rochas de composição intermediária e básica que afloram no sul do Estado. Os mesmos autores, em 1976, estenderam esta denominação às ocorrências de rochas alcalinas da região como as de Itaju do Colônia (Fujimori 1967, 1972), as de Potiraguá (Souto 1972) e o maciço de Itarantim.

Posteriormente, num estudo mais detalhado, Lima et al. (1982) atribuíram a todas as rochas de filiação alcalina do sul do Estado, a denominação de Suíte Intrusiva Itabuna, onde incluem os sienitos, dioritos comagmáticos, estes em caráter provisório (devido a inexistência de dados geocronológicos), os corpos graníticos de Floresta Azul (não mapeável na escala utilizada) devido ao fato de que os corpos deste tipo de rocha que ocorrem no maciço de Itabuna, estarem intimamente relacionados aos sienitos e dioritos.

As rochas alcalinas estão ligadas a manifestações pós-cinemáticas, relacionadas a importantes "trends" de falhamentos.

Datações Rb/Sr apresentaram as seguintes idades: 680 Ma (Oliveira et al. 1980) e 625 ± 25 Ma (Cordani et al. 1974).

2.2.4 - Rochas sedimentares e sedimentos

As rochas sedimentares que afloram na região fazem parte da Bacia de Almada (Mesozóico) e repousam sobre as rochas do Domínio da Costa Atlântica e Suíte Intrusiva Itabuna; aproximando-se do litoral, jazem as rochas da Formação Barreiras (Cenozóico).

Os sedimentos são representados por aluviões recentes e depósitos de praia em cordões litorâneos.

2.3 - Estruturas regionais

A feição estrutural mais importante na região é a Zona de Cisalhamento de Itabuna que é truncada mais para o sul pelo Lineamento Itapebi (fora de nossa área), nas proximidades de Portiraguá. A referida zona apresenta direção NE-SW e provavelmente instalou-se durante o suturamento das placas do tipo Atlântica e Andina, quando houve reativação das estruturas formadas anteriormente e falhamento transcorrente, formando 45° com a frente de colisão (Pedreira 1979a,b). Seus movimentos relativos são claros porém pela intensidade do cisalhamento e milonitização, devem apresentar fracos rejeitos verticais. A Zona de Cisalhamento tem também função importante na estruturação da Bacia de Almada.

As falhas transcorrentes e fraturas predominantes na área formam 2 sistemas principais segundo as direções NE-SW e NW-SE, além de sistemas secundários de importância local, de direções ENE-WSW e WNW-ESE. O sistema mais antigo NE-SW é destacado pelas duas maiores falhas que delimitam a Zona de Cisalhamento de Itabuna e engloba boa parte da Suíte Intrusiva de mesmo nome e quase toda a bacia sedimentar.

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA

3.1 - Mapeamento e Amostragem

Com a finalidade de estabelecer a área de tese, foi feita uma 1ª missão de campo, realizada num período de 26 dias, em agosto de 1985.

Nesta 1ª etapa de campo cobriram-se as áreas por nós denominadas de: Área Norte (Uauá, Euclides da Cunha e Caraíba), Área Centro (orla marítima de Salvador, trecho compreendido entre o Porto da Barra e o Farol de Itapuã) e Área Sul (zona costeira do município de Ilhéus, Itabuna e Itaju do Colônia).

Utilizando-se como base, mapas geológicos ou cartas imagens de radar, fez-se uma amostragem controlada de todos os diques encontrados, fazendo-se descrição completa dos afloramentos, incluindo-se medidas de atitude dos diques, foliação das encaixantes e dos diques metamorfisados, medidas altimétricas, etc.

Os diques amostrados totalizaram 147, assim distribuídos: 42 da Área Norte, 14 da Área Centro e 91 da Área Sul. O número de amostras coletadas excedem o número de diques, tendo em vista que nos corpos de maior espessura tomavam-se um maior número delas, do contato para o núcleo obedecendo uma certa equidistância. Ao fim da missão, contava-se com um total de 177 amostras, sendo 47 da Área Norte, 31 da Área Centro e 99 da Área Sul.

Tendo escolhido a Área Sul como área de tese, realizou-se uma missão de campo em setembro de 1986 num período de 8 dias, com a finalidade de mapear com detalhe o enxame de diques que ocorre no litoral de Ilhéus-Olivença.

O mapeamento foi realizado sobre fotografias aéreas, em escala de 1:25000, onde foram localizados em mapa, os diques anteriormente amostrados. Nesta oportunidade fez-se coleta de algumas amostras das rochas encaixantes.

Em 1987, retornou-se à área de tese, com o geólogo Luiz Cezar Correa Gomes, numa 3ª missão num período de 4 dias, com a finalidade de coletar dados estruturais e diques devidamente selecionados que permitissem estabelecer relações entre o magmatismo fissural e as condições geológicas do meio.

3.2 - Métodos ópticos

Os estudos ópticos em minerais transparentes foram efetuados em microscópio "Standard" marca Carl Zeiss Pol.

Algumas lâminas delgadas foram analisadas no microscópio eletrônico de varredura, marca Carl Zeiss Pol, nas seguintes condições: distância de trabalho = 25 mm, 10° de inclinação e 20kv.

Análises modais foram obtidas através de contador de pontos, utilizando-se em média 3000 pontos por seção delgada, de acordo com o método descrito por Chayes (1949). Nas rochas porfíricas, os fenocristais foram quantificados individualmente e a matriz de forma global, registrando-se sua mineralogia em proporções relativas estimadas.

3.3 - Análises químicas dos minerais

As microanálises químicas das fases minerais (piroxênios, plagioclásios, óxidos e olivinas) foram obtidas mediante o uso de uma Microsonda Eletrônica Etec Autoscan Autospec do Ins-

tituto de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Padova, Itália, nas seguintes condições: potência de aceleração 15kv, com corrente de 10^{-10} A. O espectro da radiação X é um EDS ORTEC.

Para análise dos diversos elementos foram empregados os seguintes padrões: o quartzo para o Si, uma augita natural proveniente de Kahauni (Nova Zelândia) para o Na, a wollastonita para o Ca, o diopísidio para o Mg, o coríndon para o Al e o elemento puro para o Cr, Ti, Mn e Fe.

A conversão dos teores obtidos em % em peso dos óxidos foi feita de acordo com o programa de cálculos de Mason et al., 1969.

3.4 - Análises químicas das rochas

Todas as amostras coletadas tiveram os seus conteúdos de elementos maiores, menores e parte dos traços, determinados em rocha total, no Instituto de Mineralogia e Petrografia da Universidade de Trieste, Itália, utilizando-se fluorescência de raios-X, seguindo as técnicas de Leoni & Saitta (1979). Os elementos Terras Raras foram determinados pela GEOLAB, por espectrometria de plasma de acordo com a técnica de Dutra, 1984.

A escolha das amostras para análises dos elementos Terras Raras, obedecem aos seguintes critérios: sentido de colocação dos diques, idade relativa (mais de uma geração) litotipo, quimismo (Ti como qualificador e número M, sendo $M = 100 \text{ MgO} / \text{MgO} + \text{FeO}$) e amostras menos alteradas.

PARTE II - ESTUDO DOS DIQUES

CAPÍTULO 4 - CONTEXTO GEOLÓGICO

CAPÍTULO 5 - CLASSIFICAÇÃO E PETROLOGIA

CAPÍTULO 6 - MINERALOQUÍMICA

CAPÍTULO 7 - ASPECTOS GEOQUÍMICOS

CAPÍTULO 8 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO, ASPECTOS PETROGENÉTICOS E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS.

CAPÍTULO 4 - CONTEXTO GEOLÓGICO

CAPÍTULO 4 : CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 - Situação geográfica

A região amostrada localiza-se entre as coordenadas de 14°29'36" a 15°22'42" de latitude sul e 39°00'00" a 39°55'58" de longitude oeste, perfazendo um total de aproximadamente 10000 Km².

As cidades mais importantes do ponto de vista econômico e populacional da área são Itabuna e Ilhéus, situadas a 400 e 430 Km da capital do Estado respectivamente.

O acesso é feito pelas rodovias BR-116 e BR-101 que interligam os estados do sul aos do norte do país; pelo mar, através do importante porto de Ilhéus, responsável pelo escoamento do cacau da região, além de contarem com linhas regulares de vôo da aviação comercial.

4.2 - Situação geológica

4.2.1 - Cartografia

A Fig. 4.1 representa o mapa de amostragem, onde observa-se uma concentração muito grande de pontos amostrados no trecho do litoral, compreendido entre Ilhéus e Olivença, onde ocorre um verdadeiro enxame de diques. Mais para o continente, os pontos tornam-se esparsos, para assumirem uma distribuição regular a sudoeste, nas proximidades de Itaju do Colônia.

FONTE: COMPILAÇÃO DOS MAPAS DA CPRM/DNPM FOLHAS BD. 24-Y-D ITAPETINGA

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- cidades
- cidades secundárias
- vilas, povoados
- pontos amostrados
- rodovias
- estrada
- rio

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 4,5
PARA OESTE ANUALMENTE EM 1986

FIG. 4.1- MAPA DE AMOSTRAGEM

O mapa geológico em escala 1:250000 (redução vista na Fig. 2.2) não permitiu uma boa visualização do enxame de diques acima referido, sendo necessário cartografá-lo na escala de 1:25000 cujo mapa encontra-se em anexo.

4.2.2 - Diques basálticos

Os diques são corpos de caráter anorogênico que cortam rochas do Domínio da Costa Atlântica e mais raramente, os sienitos.

No litoral ocorre duas grandes concentrações, a maior na praia de Olivença (Fig. 4.2) e a menor na praia da Avenida e Morro Pernambuco (Fig. 4.3), entre estas duas áreas e mais ou menos equidistante das mesmas; aparecem somente 3 diques próximos ao bar Gondoleiro (pontos 6120, 6121 e 6122) na faixa de aproximadamente 18 Km de extensão e de direção NNW, constituindo o enxame de Ilhéus - Olivença.

Mais para o sul do Estado, até Itaju do Colônia, os diques ocorrem de forma esparsa (Fig. 2.2).

Foram coletadas cerca de 99 amostras de rochas máficas sendo 1 corpo tabular e 90 diques assim distribuídos: 49 em Olivença (Fig. 4.2), 20 entre a Praia da Avenida e Morro Pernambuco (Fig. 4.3), 5 aproximadamente no centro da área litorânea e 16 entre Itabuna e Itaju do Colônia.

Os diques preenchem fraturas distensivas de direção predominante E-W, WNW e ENE no litoral e N30-40W mais para o continente (Fig. 2.2); os mergulhos são verticais e subverticais com raras exceções.

Fig. 4.2 - Mapa Geológico de Olivença.

Fig. 4.3 - Mapa geológico Praia da Avenida - Morro Pernambuco.

As espessuras variam de 20 cm a 30 m, sendo mais frequente os menos espessos de até 3 m. As extensões nem sempre foram possíveis de serem quantificadas, uma vez que os diques do litoral, em sua porção leste, estão encobertos pelo oceano e a oeste, pela Formação Barreiras; os do interior aparecem em cortes de estradas ou paralelos aos leitos dos rios.

Na área Itabuna - Itaju do Colônia, foram encontrados diques alcalinos desde máficos (pontos 6154, 6160, 6163, 6166 e 6167) até félsicos (pontos 6161, 6164 e 6168) por vezes cortando o sienito (6154).

Na BR-415, a 4 Km de Ilhéus, foi encontrado um corpo tabular com largura aproximada de 30 m, exibindo duas unidades de resfriamento: a inferior com juntas horizontais e a superior com juntas verticais (pontos 6152 e 6153). Estas características levam a pensar numa colocação mais superficial ou mesmo num derame.

A Tabela A mostra a integração entre os principais dados de campo das rochas máficas e das encaixantes (APÊNDICES).

Colocou-se em diagramas de rosácea as atitudes dos diques e com o intuito de estabelecer comparação, procedeu-se de igual forma com os diques de Salvador e Uauá'. Nestas duas áreas, os filões têm pelo menos duas gerações, uma vez que a geração mais antiga, encontra-se metamorfoisada e é cortada pela mais nova não metamorfoisada.

A Fig. 4.4 mostra o posicionamento dos diques máficos nas três áreas inicialmente amostrados.

Fig. 4.4 - Rosáceas de frequência de direções para: a) diques máficos do litoral (de Ilhéus e Salvador); b) diques máficos de Itajú do Colônia e Uauá; c) diques máficos metamorfizados de Salvador e Uauá. A figura a revela a tendência ortogonal dos diques na faixa litorânea do Estado, enquanto nas áreas mais interiores, figura b as orientações são mais espalhadas para as litologias metamorfizadas, figura c chama atenção a semelhança de orientação com a figura a. ( ) nº de medidas.

Embora em Uaua', Salvador e Itaju do Colônia o número de medidas não tenha sido muito expressivo, algumas ponderações importantes podem ser feitas:

- em todas as figuras, as classes que representam o maior número de medidas guardam perpendicularismo aproximado entre si, assim os diques máficos de Ilhéus possuem um posicionamento E-W e Salvador, N-S (Fig. 4.4a);
- os diques de Itaju do Colônia apresentam direção N30-40E e os de Uaua' N30-40W (Fig. 4.4b), sendo que ambas as áreas guardam espalhamento semelhante;
- os metamorfisados de Salvador (Fig. 4.4c) têm posicionamento E-W enquanto os de Uaua', N-S; este é um comportamento similar aos da Fig. 4.4a a despeito de pertencerem a um conjunto de idades e estilos de deformações distintas, embora o metamorfismo nas duas áreas ter atingido as fácies anfíbolito e xisto verde.

4.3 - Feições estruturais de detalhe

Com vista às possibilidades de se estabelecer as condições reológicas do meio, levantou-se feições estruturais de detalhe em 3 diques da orla de Ilhéus (pontos 6140, 6141 e 6143), em 6 do Morro Pernambuco (pontos 6125, 6126, 6127, 6128, 6134 e 6136), 2 na Pedreira Engenho Velho e 7 na área de Olivença (pontos 6071, 6072, 6074, 6080, 6120, 6121 e 6122).

4.3.1 - Enclaves

Foram encontradas feições de evolução para englobamento de enclaves no Morro de Pernambuco (pontos 6125, 6126, 6127 e 6128) (Fig. 4.5a) e Praia da Avenida (ponto 6141), (Fig. 4.5b). Os

fragmentos são de composição enderbítica e mantêm suas angulosidades em relação ao conduto, sugerindo que o tempo de interação entre o fragmento e o magma foi reduzido. Isto facilitou o trabalho de dedução do vetor de impulso do magma, cujo resultado é que os fluxos são de baixo a médio ângulo $\sim 30^\circ$ a 45° (Correa Gomes et al. 1988 e Halls 1982). Importante notar que o fragmento de Morro de Pernambuco é alóctono (Fig. 4.5a) enquanto que na Praia da Avenida é autóctono (Fig. 4.5b). Em ambas as figuras, as setas representam o sentido de colocação, no caso, do oceano atual para continente.

Fig 4.5 - Feição de englobamento de enclaves. a) o fragmento foi transportado (Morro Pernambuco); b) fragmento localizado (Praia da Avenida).

As setas indicam o sentido de colocação.

Enclaves arredondados foram encontrados nos diques da Pedreira Engenho Velho (pontos 6123 e 6124) com 20 m e 10 m de espessura respectivamente; suas geometrias estão ligadas há um tempo maior de residência do magma.

4.3.2 - Contatos

Os contatos em sua maioria são retos e abruptos e em menor proporção, mostra o desenvolvimento de "chilled margin", contatos irregulares tipo festonado com figuras em "dentes-de-dragão" ou ainda apresenta fusão acompanhada de assimilação da encaixante. Estas feições indicam condições predominantes de colocação em estado líquido.

A Fig. 4.6 exemplifica bem o contato "chilled margin", neste caso, dupla e cortada por fraturas do tipo "T" (tensão) preenchidas. Ocorre em Olivença (ponto 6080) "chilled margin"; a mais externa tem aproximadamente 1 cm e a mais interna 20 cm, num corpo de 20 m de largura. Observa-se também que a foliação da encaixante tende a acompanhar a borda do filão, sugerindo um elevado fornecimento de calor de um sistema para outro. Neste caso, inicialmente formou a borda de resfriamento que rompe-se, deixa o magma penetrar, reforçando o papel de proteção da "chilled margin", no que diz respeito a erosão térmica da encaixante e consequente contaminação.

Fig. 4.6.- "Chilled margin" dupla com fraturas **T** preenchidas (Praia de Olivença).

Devido a espessura ser maior que 3 m, era de se esperar fluxo magmático turbulento e não presença de "chilled margin" que caracteriza fluxo laminar (Campbell 1985); era de se esperar tam-

bém presença de fratura de "têmpera" nas margens resfriadas que foram encontradas nos diques da Praia da Avenida, geradas pela passagem abrupta do magma do estado líquido para o sólido.

A Fig. 4.7 mostra o desenvolvimento do contato festonado e figuras em "dentes-de-dragão" (Correa Gomes et al. 1988) que são pequenas incisões agudas do material máfico nas rochas encaixantes (Praia da Avenida, ponto 6141) e que indica o sentido do fluxo e alta plasticidade do sistema, observado pela tendência ao acompanhamento do contorno destas formas pela foliação da encaixante, neste caso, o magma vai transferindo mais e mais calor às paredes laterais.

Fig. 4.7-Contato festonado e figuras em "dente de dragão"(Praia da Avenida). A seta como na Fig. 4.3.

Continuando a transferência de calor do magma para a rocha encaixante, haverá aumento da plasticidade do sistema, podendo chegar a fusão e a assimilação desta em situação de fluxo ativo, como foi encontrado no Morro Pernambuco (ponto 6134) e é mostrado na Fig. 4.8. Esta feição sugere uma temperatura bastante elevada, talvez $> 800^{\circ}\text{C}$. É válido acrescentar que a rocha encaixante é um enderbitito migmatizado.

Fig. 4.8 - Fusão e assimilação parcial da rocha encaixante de natureza granulítica. A seta como na Fig. 4.3.

4.3.3 - Fraturas de Riedel

A medida que o magma vai cristalizando, as tendências reológico-estruturais tomam um caminho mais frágil, uma vez que há um aumento da fase sólida. Nestas condições, podem ser desenvolvidos autólitos na encaixante, bem como as fraturas laterais simétricas de cisalhamento (R e R') ou fraturas de Riedel.

Na área, mais especificamente Morro Pernambuco e Praia da Avenida, encontra-se as fraturas de Riedel, porém assimétricas em relação ao comprimento maior do filão, o que pode ser indicativo de uma oscilação do tensor externo atuante (regional ou localizado).

4.3.4 - Fraturas de resfriamento

Quando o corpo atinge a fase sólida desenvolve-se fraturas de resfriamento transversais e longitudinais mutuamente perpendiculares, sendo aquelas normais ao conduto e estas paralelas ao mesmo. O estudo destas fraturas leva-nos a separar diques que foram formados sob calma tectônica ou não (estruturas

internas rotacionadas) e neste caso, elas não guardam paralelismo com as dimensões principais do conduto. Na área observou-se que os diques de posicionamento E-W têm suas estruturas internas menos rotacionadas e aqueles com tais estruturas, o são em sua maioria dextralmente.

A Fig. 4.9 mostra fraturas de resfriamento sob calma tectônica (a) e um dique tensionado (b) onde as fraturas foram rotacionadas dextralmente; aqueles representam pulsos magmáticos posteriores a estes.

Fig. 4.9 - Fraturas de resfriamento ; a) colocação sob calma tectônica ; **TR** = fraturas transversais, **L** = fraturas longitudinais (Praia da Avenida); b) dique tensionado, as fraturas estão rotacionadas, as bordas estão cizalhadas (Morro Perambuco).

4.3.5 - Feição de reativação de conduto

Bom exemplo de reativação de conduto foi encontrado em Olivença (Fig. 4.10a) onde o filão 6073 (andesibasalto) é penetrado em sua parte central pelo filão 6074 (latibasalto); há mais ou menos um metro na direção sul, ocorre um outro filão 6072 (ba-

salto toleítico) possivelmente bifurcação do 6073. Todos tem orientação N70E/verticais; a espessura do hospedeiro é 1,50 m enquanto que a do hospede e bifurcação daquele têm 0,40 m.

Outras feições reológicas foram encontradas e são mostradas na figura 4.10a, tais como: "dentes-de-dragão" assimétricos no filão 6074, fraturas "T" assimétricas no filão 6072. A composição dos tensores que impõem as feições nos dois diques, faz compor uma cunha de penetração de E para W (Fig. 4.10b) portanto do oceano atual para o continente. As figuras de deformação associados aos filões indicam um estágio frágil para a encaixante do 6072 e plástico para o do 6074.

FIG. 4.10. a) Feição de reativação de conduto; b) Esquema de composição de tensores. Nota explicativa no texto.

Feições como fraturas do tipo "T", de Riedel, figuras em "dentes-de-dragão" encontradas nos diques sugerem que o sentido de colocação possivelmente se deu do oceano atual para o continente. Entretanto os diques de composição hawaítica deixaram dúvida quanto ao sentido de colocação: o que ocorre em Olivença (pontos 6180, 6181 e 6182) mostra fraturas "T" preenchidas em que o sentido é do continente para o oceano; comportamento semelhante porém duvidoso é visto no que aflora na Praia da Avenida (ponto 6140), nas proximidades do Restaurante Velhos Marinheiros em que

O hawaíto corta um sistema complexo de diques dispostos ortogonalmente. Os hawaítos portanto parecem constituir uma geração mais nova; acrescenta-se que eles foram encontrados também cortando sienito na Pedreira União (ponto 6154).

Os diques que afloram nas vizinhanças do bar Gondoleiro situados mais ou menos equidistantes das praias da Avenida e Olivença (pontos 6120, 6121 e 6122), mostram-se bastante alterados com estruturas internas fortemente rotacionadas tanto dextral (6120 e 6122) como sinistralmente (6121) e encontram-se numa área de deformação convergente; possivelmente estes diques representam os primeiros pulsos magmáticos na área.

4.4 - Rochas encaixantes

Foram coletadas 12 amostras das rochas encaixantes na área litorânea. Tratam-se de rochas de composição básica predominante a despeito de aparecerem algumas intercalações ácidas, todas metamorfasadas em fácies granulítica.

A nomenclatura (Strekeisen 1974) e as fichas de análises petrográficas se encontram no item B.8 (APÊNDICES).

Os tipos litológicos encontrados são: clinopiroxênio-norito (Olivença e Pedreira Engenho Velho), hiperstênio-diorito (Olivença), hiperstênio-gabro (próximo ao bar Gondoleiro e Praia da Avenida) naquele intercalado a charnoquito migmatizado e neste a enderbito; quartzo-norito (Olivença), quartzo hiperstênio-gabro (Praia da Avenida) e enderbito migmatizado no Morro Pernambuco.

Na tabela 4.1 encontram-se as composições modais das rochas encaixantes:

Tabela 4.1 - Composição modal das rochas encaixantes

Amostra	Rocha	di	hy	pl	horn	bi	qz	op	ap	k-fd	ca
6263	cpx-norito	10	24	60	x	1	2	3	-	-	-
6267	cpx-norito	3	10	60	20	x	-	7	x	-	-
6264	qz-norito	-	10	75	-	x	10	5	-	-	-
6260-A	hy-gabro	15	5	60	2	15	-	3	-	-	-
6261-A	hy-gabro	33	7	53	-	x	-	7	x	-	x
6266	hy-gabro	50	15	30	x	5	-	x	-	-	-
6269	hy-gabro	25	5	64	x	x	-	4	x	2	x
6261-B	qz-hy-gabro	32	8	42	-	x	10	5	x	3	x
6262	hy-diorito	20	10	65	-	x	3	2	x	-	-
6260-B	enderbito	7,5	7,5	48	x	2	30	5	x	-	x
6268	enderbito mig.	5	3	60	-	-	30	2	-	-	-
6265	charnoquito mig.-	-	2	35	-	2	30	1	-	30	-

cpx=clinopiroxênio; di=diopsídio; hy=hiperstênio; pl=plagioclásio
 horn=hornblenda; bi=biotita; qz=quartzo; op=opaco; ap=apatita;
 k-fd=feldspato potássico; ca=calcita; mig=migmatizado e x=traço.

4.5 - Dados geocronológicos

Cordani & Iyer (1976, 1979) estabeleceram idades K/Ar para os diques do sul do Estado de 1160 e 760 Ma; na região costeira, vários filões de diabásios não metamorfisados que podem ser considerados como eventos reflexos do Ciclo Espinhaço, apresentam idades aparentes K/Ar de 1300 - 1600 Ma em Salvador e 900 - 1160 Ma em Itabuna (Cordani & Brito Neves 1978). Neste mesmo trabalho, estes mesmos autores relacionaram numa tabela, uma série de determinações radiométricas existentes no Estado da Bahia até aquela data, onde constam idades aparentes para diques máficos do sul, tais como:

Una - 1720 ± 50 Ma

1070 ± 30 a 1160 ± 55 Ma

Ilhéus - 762 ± 30 Ma

Camacã - 875 ± 55 Ma

Santa Cruz da Vitória - 850 ± 70 Ma

Mais recentemente os diques por nós amostrados, apresentaram idades que são vistas na Tabela 4.2 (comunicação pessoal escrita de Wilson Teixeira, IG-USP).

Tabela 4.2 - Determinações Radiométricas K/Ar

Amostra	Idade Aparente	Localidade	Material
6051	1554,6 Ma	Itapoã, Salvador	biotita
6178	1163,1 Ma	Barragem Pedra do Cavalo	plagioclásio
6087	980,9 Ma	Praia de Olivença	rocha total
6099	849,5 Ma	Praia de Olivença	rocha total
6103	740,4 Ma	Praia de Olivença	plagioclásio

A variação de idades encontradas para os diques de Olivença, provavelmente deve-se aos processos de alteração hidrotermal que as rochas estiveram expostas, onde a amostra 6103 é a mais alterada e a amostra 6087 é a menos alterada (Tabelas B.2 e B.4 respectivamente - APÊNDICES).

Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para as intrusões dos diques de Ilhéus - Olivença, forneceram valores de 1,1 a 1,0 Ga obtidas em biotitas das rochas encaixantes (Renne *et al.* 1988, Kneedler *et al.* 1988), partindo-se do princípio de que as intrusões causam um evento termal suficiente para reequilibrar isotopicamente as encaixantes.

As temperaturas alcançadas pelas rochas encaixantes devido ao pulso magmático são função da distância do contato entre dique e encaixante e o tempo necessário para que todo o magma cristalice. A uma distância apropriada do contato, a rocha hospedeira é aquecida o suficiente para causar perda parcial de argônio radiogênico a partir de minerais portadores de K, na rocha, sendo a biotita a que melhor responde ao processo.

Na área, as temperaturas magmáticas atingiram a magnitude de 1100°C (Kneeder et al. 1988).

Excetuando uma das determinações para diques de Una (1720 ± 50 Ma) citada anteriormente, todas as demais encontram-se na faixa estabelecida por Cordani & Iyer (1976, 1979) de 1160 - 760 Ma.

4.6 - Contexto regional

Em Camacã, aproximadamente a 70 Km ao sul de Ilhéus, ocorre uma concentração de diques basálticos com "trend" predominante Ilhéus-Olivença (EW, ENE e WNW).

Para a área de Camacã, a presença dos diques máficos, além de outras estruturas encontradas ("grabens" e "horsts") na costa leste brasileira, tem sido explicada por Pedreira (1979a, 1975b), (Fig. 4.11), de acordo com o modelo de Sengör (1976). Ele admite ter havido colisão entre dois continentes com margens irregulares do tipo Atlântica a leste (América do Sul) e tipo Andino a oeste (África) que estavam separadas por um oceano de dimensões desconhecidas (A). A convergência entre as duas placas teve início num tempo anterior (1160 Ma) e a colisão entre 1160 - 760 Ma. Perpendicular à frente de colisão (NS) foram geradas fraturas extensionais (EW) na margem Atlântica devido ao esforço tensional paralelo à referida frente; estas fraturas foram preenchidas por magma basáltico sub-alcálico (B). O aumento do esforço

tensional deu origem a falhamentos normais e há 670 Ma atrás, houve intrusão das rochas alcalinas e diques associados (C) (Oliveira *et al.* 1980 e Lima *et al.* 1981). Quando da sutura das placas, houve reativação das estruturas formadas anteriormente acompanhada de falhamento transcorrente, formando 45° com a frente de colisão (época da instalação da Zona de Cisalhamento de Itabuna).

Fig. 4.11 - Eventos relacionados a colisão entre dois continentes com margens irregulares; ATL = margem continental tipo Atlântico; AND = margem continental tipo Andino; 1 = diques basálticos; 2 = Falha normal (hachura no bloco que desceu); 3 = crosta oceânica; 4 = crosta continental; 5 = rochas alcalinas; 6 = sedimentos; 7 = direção do movimento do continente. Explicação no texto. (Apud Pedreira 1979 a, b).

4.7 - Comentários adicionais

Possivelmente tivemos duas gerações de intrusões filonianas: uma mais antiga (rochas subalcalinas) onde se distinguem três pulsos magmáticos e uma outra mais nova (rochas alcalinas) cogenética ou mais recente que as rochas que constituem a Suíte Alcalina Itabuna (a amostra 6154, um Hawaiiito, corta sienitos da Pedreira União); os três pulsos magmáticos acima referidos corresponderiam a: um 1º pulso, responsável pelos diques de estru-

ras internas mais deformadas e que ocorrem em zona de convergência; o 2º pulso, responsável pelos filões de estruturas rotacionadas de preferência dextralmente e por último, os corpos cujas feições estruturais estão *in situ* (não rotacionados).

O fluxo foi de baixo a médio ângulo, de leste para oeste, num regime crustal raso a sub-raso.

CAPÍTULO 5 - CLASSIFICAÇÃO E PETROGRAFIA

CAPÍTULO 5 - CLASSIFICAÇÃO E PETROGRAFIA

5.1 - Introdução

As rochas hipoabissais ainda não contam com um sistema funcional de classificação aceito pela comunidade geológica; o que existem são recomendações tais como: rochas mais similares às rochas vulcânicas teriam sua nomenclatura correspondente às vulcânicas, do mesmo modo, proceder-se-ia com relação às hipoabissais semelhantes às plutônicas. Como as rochas em estudo são hipoabissais, exibem feições texturais predominantes correspondentes às vulcânicas e como são de composição basáltica, serão classificadas como basaltos.

Poderia ser questionado porque não utilizar um dos termos diabásio ou dolerito, já que são nomes amplamente difundidos. Ora, se uma rocha granítica ocorre sob a forma de dique, ela recebe a denominação de granito, por que então as de composição basáltica e de mesma ocorrência devem receber nomes diferentes? Acrescente-se que o termo diabásio não é igualmente entendido nos vários países que o usam; assim, rochas básicas filonianas são designadas de diabásio pelos americanos e escandinavos, de dolerito pelos ingleses, quando a rocha encontra-se alterada, estes empregam o nome diabásio; já na Alemanha esta denominação é dada para as básicas (derrames, "sills" e diques) de idade Paleozóica que tenham sofrido orogênese e apresentem metamorfismo de baixo grau (Troger 1935).

5.2 - Classificação e nomenclatura

Os diques basálticos foram submetidos às seguintes classificações:

- Tetraedro de basaltos de Yoder & Tilley (1962).

- Diagrama TAS (álcalis total vs sílica) segundo Le Maitre (1984 e Le Bas et al. (1986)

- Diagrama R1R2 de De La Roche et al. 1980, modificada por Bellieni et al. 1981

O titânio será utilizado como qualificador; assim as rochas com $TiO_2 \geq 2,0\%$ serão denominadas alto titânio (ATi) e as com $TiO_2 < 2,0\%$, baixo titânio (BTi).

5.2.1 - Tetraedro de basaltos

Segundo esta classificação as nossas rochas seriam toleitos (Q_N), olivina toleitos (OI_N sem Ne_N) e álcali-basalto

Fig. 5.1 - Tetraedro basáltico segundo Yoder & Tilley 1962. Alkali-basalto (Alc B), Olivina basalto (Ol B), Olivina toleito (Ol T), hiperstênio basalto (Hy B) e toleito (T). Círculos = Ilhéus-Oliveira: ATi (•) e BTi (◦); triângulos = Itabuna-Itajú do Colônia: ATi (▲) e BTi (△); Alcalinas (▲▲ e ♦). Amostras do enxame Ilhéus-Oliveira e Itabuna-Itajú do Colônia.

(Ne_N) como pode ser visto na Fig. 5.1, observando-se uma fraca discriminação dos litotipos, uma vez que não separa os basaltos alcalinos dos hawaiitos, não considera os basaltos transicionais, latibasaltos e andesibasaltos.

5.2.2 - Diagrama TAS

Todas as rochas apresentam alcalinidade sódica ($Na_2O > K_2O$); a Fig. 5.2 mostra o diagrama TAS, observando-se que os pontos que representam as rochas do litoral, localizam-se no campo dos basaltos, onde os BTi dispõem-se preferencialmente nas proximidades da linha divisória dos campos alcalino e sub-alkali

Fig. 5.2 - Diagrama TAS (total alcali-silica), segundo Le MAITRE (1984), Le BAS (1986); Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia.

no, enquanto os ATi concentram-se um pouco mais acima. As rochas de Itabuna-Itaju do Colônia do tipo ATi, são basaltos alcalinos, basanitos, tefritos e microbasaltos (uma amostra BTi), foidito e membros félsicos tais como traqui-andesitos e traquitos, estes BTi.

Esta classificação não satisfaz porque exclui os basaltos transicionais, (6097 é um BTr sem olivina e está classificado como tefrito); os hawaiitos (6154, 6080, 6081 e 6082) estão classificados como basanitos, entretanto não mostram nefelina modal; o único basanito encontrado (6160) está no campo dos foiditos.

5.2.3 - Diagrama R1R2

Por ser a que melhor discrimina as rochas basálticas, esta classificação será adotada neste trabalho; a Fig. 5.3 mostra o diagrama R1R2 onde:

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

A Fig. 5.3 mostra o diagrama R1R2 onde estão representados os seguintes tipos de rochas: basaltos toleíticos (BT) - BTi e ATi, andesibasaltos (AnB) - ATi, basaltos transicionais (BTr) - BTi e ATi, latibasaltos (LB) - ATi, álcali-basaltos (AlcB) - ATi e BTi, hawaiitos (H) - ATi, basanitos (Bs) - ATi, fonotraquitos (FTq) - BTi, traquitos (Tq) - BTi e quartzo-traquitos (QzTq) - BTi.

Fig. 5.3 - Diagrama $R_1 R_2$: Classifica as rochas vulcânicas segundo De La Roche, et al. (1980); Campo dos basaltos modificado por Bellieni et al. (1981). Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia.

5.3 - Petrografia

Antes de descrevermos os vários tipos de rochas encontradas, faz-se necessário conceituar alguns termos, uma vez que os autores não os entendem igualmente, segundo o nosso ponto de vista:

Textura intergranular: as ripas de plagioclásio unem-se formando um arcabouço, onde os interstícios são preenchidos por pequenos grãos de clinopiroxênio. Quando as ripas de plagioclásio tocam-se, a textura é chamada de diabásica.

Textura intersertal: idem, idem, tendo nos interstícios vidro basáltico.

Textura ofítica: os cristais de plagioclásio são envolvidos poiquiliticamente pelo clinopiroxênio.

Textura sub-ofítica: idem, entretanto o clinopiroxênio envolve o plagioclásio de forma parcial.

De acordo com a presença ou não dos fenocristais adotou-se a seguinte classificação:

Textura	Fenocristais (%)
Afírica	0
Sub-afírica	< 5
Fracamente porfírica	5 a 10
Porfírica	10 a 20
Fortemente porfírica	> 20

De acordo com o tamanho dos pórfiros a denominação será a seguinte:

macrofenocrystal	> 2,0 mm
fenocrystal	0,5 mm a 2,0 mm
microfenocrystal	0,2 mm a 0,5 mm

As fichas de análises petrográficas encontram-se no item B, e após cada tipo litológico a respectiva tabela de composição modal (APÊNDICES).

5.3.1 - Basaltos toleíticos

5.3.1.1 - Basaltos toleíticos - BTi

MACROSCOPIA

As rochas têm cor cinza escuro, textura afírica e estrutura maciça isotrópica.

MICROSCOPIA

As rochas têm textura afírica, fanerítica fina (0,05 mm a 2,2 mm predominando 0,15 mm a 1,0 mm), intergranular. Por vezes as ripas de plagioclásio dispõem-se em leques esferulíticos de alto ângulo ou guardam paralelismo entre si, indicando sentido de fluxo magmático. Encontram-se também textura ofítica (piroxênio envolvendo parcialmente o plagioclásio) e menos frequente, piroxênio com extinção em ampulheta.

O filão 6144 encontra-se bastante fraturado, mostra textura porfiroclástica com matriz afanítica (Foto 1), exibindo evidência de circulação de material fluido secundário, planos de

Como minerais secundários tem-se labradorita que altera-se, de forma incipiente em saussurita e sericita (Foto 2); os piroxênios são substituídos por hornblenda, uralita (verde-azulado), biotita e clorita, por vezes estes minerais são vistos associados a magnetita secundária.

O percentual de alteração varia de 2,3% a 9,0%.

Os BT-BTi ocorrem em Olivença, próximo ao bar Gondoleiro, na pedreira Engenho Velho e Morro Pernambuco.

5.3.1.2 - Basaltos toleíticos - ATi

MACROSCOPIA

São rochas de cor cinza escuro quase preta, equigranulares, afíricas e inequigranulares porfiríticas, isotrópicas; exibem algumas fraturas.

PORFÍRICAS

MICROSCOPIA

São rochas mesocráticas a melanocráticas com textura porfirítica, fortemente porfirítica e afírica.

Nos tipos porfíricos, os plagioclásios ocorrem como fenocristais (6,0% a 8,5% - 0,55 mm a 0,9 mm) e microfenocristais (1,2% a 17% - 0,2 mm a 0,45 mm); os piroxênios apresentam-se como fenocristais (3,5% - 0,55 mm a 0,7 mm) ou como microfenocristais (2,5% a 13% - 0,1 mm a 0,35 mm); magnetita ocorre como microfenocristal (0,5% - 0,3 mm) no filão 6169. A matriz é afanítica microcristalina, com os grãos variando de 0,01mm a 0,3 mm,

predominando 0,03 mm a 0,09 mm, com textura microlítica; ou crip-tocristalina (6162) na "chilled margin" (Foto 3).

A composição mineralógica dos pórfiros é a seguinte: labradorita (An₅₀₋₆₀), ocorre desde eudrítica a subédrica, com con-tatos retos a embaiados, cor acastanhada (6072), geminado segundo as leis albita-Carlsbad, albita e albita-Carlsbad-periclina; in-clui rara apatita acicular. O piroxênio é augita de cor acasta-nhada e forma subédrica.

A matriz (70% a 90%) microcristalina é constituída dos mesmos minerais, observando-se a relação clinopiroxênio > pla-gioclásio >> magnetita; a lâmina 6162 mostra o contato entre o dique máfico e o granulito encaixante, representando "chilled margin" (Foto 3).

Minerais secundários: de forma incipiente o plagioclá-sio altera-se em saussurita e o piroxênio em hornblenda e/ou bio-tita e uralita.

AFÍRICAS

As rochas afíricas têm textura intergranular, hipidio-mórfica por vezes ofítica, fanerítica fina com os grãos variando de 0,04 mm a 2,8 mm, predominando de 0,1 mm a 1,0 mm. Exibem mi-crofraturas preenchidas com calcita ou epidoto ou quartzo, coroa de reação (hornblenda subédrica envolvendo piroxênio) foi encon-trada na 6151. Extinção ondulante é comum aos piroxênios.

Os piroxênios (37,0% a 60%) são pigeonita (6141) ou augita subcálcica (6138) ou augita (6155 e 6156); também aparecem associados: augita mais augita subcálcica (6139) ou ainda augita mais ortopiroxênio (6151); ocorrem em forma subédrica e anédrica, frequentemente com bordas de hornblenda. Os grãos variam de 0,03 mm a 0,6 mm, predominando 0,1 mm a 0,5 mm.

Os plagioclásios (25,8% a 41,8%) são andesina cálcica (An₄₅₋₄₉) e labradorita (An₅₀₋₆₈), os grãos medem de 0,03 mm a 2,8 mm com predomínio de 0,1 mm a 1,0 mm; ocorrem subédricos, rípi-formes com bordas embaçadas ou mais raramente anédricos. As geminações encontradas foram as mesmas das rochas porfíricas.

Os opacos (8,8% a 16,8%) são magnetita e ilmenita, os grãos variam de 0,04 mm a 1,0 mm, predominando 0,05 mm a 0,5 mm. Ocorrem desde euédricas a anédricas associadas ao piroxênio. Quando anédrica, a magnetita é intersticial ou esquelética.

Os acessórios são apatita (0,2% a 0,8%) e zircão (0,1%) na 6151. A apatita tem forma euédrica prismática ocorrendo intergranularmente ou acicular, inclusa no plagioclásio. Os grãos medem de 0,05 mm a 0,6 mm.

Minerais secundários: de forma incipiente, os plagioclásios alteram-se em mica branca de granulação fina, e/ou saussurita, ou em epidoto acompanhado de carbonato de cálcio. Nas lâminas 6155 e 6156 a alteração é muito intensa em saussurita; os piroxênios alteram-se em biotita, uralita, hornblenda, clorita por vezes acompanhadas de magnetita. As alterações mais fortes foram registradas nas lâminas acima citadas (Foto 4).

Quantitativamente a alteração varia de 3,4% até 70,0%.

Os BT-ATi ocorrem nas praias de Olivença e da Avenida, na BR-415 a 1 km de Ilhéus, a 18 Km de Santa Cruz de Vitória na direção de Itaju de Colônia, nas proximidades desta a 5 km de Palmira e na BR-101 próximo à entrada para Anuri.

As composições modais dos basaltos toleíticos são vistas na Tabela B.1 (APÊNDICES).

FOTO 1 - BT.BTi - Textura porfiroclástica, matriz milonitizada bastante fraturada. N II

0 1 mm

FOTO 2 - BT.BTi - Labradorita alterada em saussurita e mica branca. N+

0 0,5 mm

FOTO 3 - BT.ATi - Textura porfírica com microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Matriz criptocristalina. Amostra do contato - "Chilled margin". N II

0 0,5 mm

FOTO 4 - BT.ATi - Minerais fortemente alterados: piroxênio em hornblenda e o plagioclásio em saussurita e epidoto. Microfratura preenchida por epidoto. N II

0 0,4 mm

5.3.2 - Andesibasaltos - ATI

MACROSCOPIA

As rochas têm cor cinza escuro, são maciças, inequigranulares porfíricas ou equigranulares afíricas; nos contatos apresentam aspecto vítreo (6066).

PORFÍRICAS

MICROSCOPIA

As rochas são mesocráticas, têm textura porfírica hipidiomórficas, por vezes glomeroporfíricas com fenocristais de olivina (6068), plagioclásio e clinopiroxênio e microfenocristais dos dois últimos além de magnetita (6069, 6079 e 6092), imersos numa matriz afanítica. Quando no contato, a matriz é criptocristalina (6066).

Fenocristais e microfenocristais

O plagioclásio é labradorita (An₅₆₋₆₃), ocorre como fenocristal (0,7% a 9,6% - 0,6 mm a 1,1 mm) e microfenocristal (4,4% a 17,3% - 0,2 mm a 0,5 mm); têm forma subédrica ripiforme, com contatos retos a curvos embaiados; quando o embaiamento atinge o máximo, vai afinando o cristal e posteriormente as baías são preenchidas pelo clinopiroxênio, mostrando que o plagioclásio cristalizou primeiro (Foto 5); exibem cor ligeiramente acastanhada geminada segundo as leis albita-Carlsbad, albita e raras albita-Carlsbad-periclina e Baveno. As lamelas da geminação periclina geralmente concentram-se em um dos indivíduos Carlsbad de forma descontínua; os glômeros por vezes assumem uma geometria em "X" ou em cruz. Extinção ondulante e zoneamento ocorre em grãos tabulares não geminados.

O piroxênio é augita, ocorre como fenocristal (0,5% a 7,8% - 0,6 mm a 1,5 mm) e microfenocristal (0,8% a 17,2% - 0,2 mm a 0,55 mm), tem cor rosa acastanhada, $2V \sim 55^\circ$ e $Z \wedge c = 44^\circ$; apresenta forma subédrica ou anédrica equidimensional ou ainda em geometria de leques esferulíticos com pequena ou grande aberturas, exibindo extinção radial (Foto 6); os grãos equidimensionais mostram extinção ondulante ou em ampulheta; inclui plagioclásio.

A olivina ocorre em fenocristais variando de 0,1% (6068) a 0,6% (6083), tem forma subédrica com bordas ligeiramente arredondadas; o tamanho varia de 0,5 mm a 0,9 mm; por vezes encontra-se incluída no plagioclásio e mostra coroa de reação para clinopiroxênio.

O opaco é magnetita (0,1% a 1,2%), ocorre como microfenocristal (6069, 6079 e 6092), medindo 0,2 mm a 0,4 mm; tem forma euédrica aparecendo em seções quadradas e retangulares; quando anédrica, mostra crescimento esquelético.

A matriz (65,5% a 92,4%) é afanítica (0,02mm a 0,09mm) e mais raramente criptocristalina. É constituída dos mesmos minerais que ocorrem como fenocristais e microfenocristais exceto a olivina. A textura é intergranular mostrando micrólitos de plagioclásio que se tocam angularmente ou exibem leques esferulíticos, sendo o clinopiroxênio anédrico intersticial; a magnetita é fortemente disseminada.

Minerais secundários: plagioclásio altera-se de forma incipiente em saussurita, olivina em idingsita (Foto 7) e piroxênio em biotita + magnetita, clorita e clorita + biotita + magnetita.

AFÍRICAS

As rochas são mesocráticas a melanocráticas com textura hipidiomórfica, intergranular (Foto 8), por vezes ofítica (6134 e 6136), fanerítica fina, com os grãos variando de 0,02 mm a 1,62 mm, predominando de 0,25 mm a 0,8 mm, embora tenha sido encontrado em uma única lâmina, (6134), grãos de até 2,5 mm.

Os piroxênios (41,1% a 55,5%) são augita ou augita subcálcica (2V~30°) e pigeonita (2V~15° - 6134); as duas primeiras mostram cor acastanhada ou verde pálido acastanhado e a pigeonita é incolor; medem de 0,03 mm a 1,5 mm com predomínio de 0,25 mm a 0,6 mm; ocorrem em forma anédrica intersticial ou esquelética (6065); a extinção é ondulante fraca ou radial ou ainda em ampolheta; exhibe coroa de reação para hornblenda e inclui apatita.

O plagioclásio (31,2% a 48,3%) é labradorita (An₅₄₋₆₁), ocorre em forma subédrica, ripiforme ou anédrica tabular ou ainda, com geometria em leques esferulíticos de grande abertura; os grãos mostram cor ligeiramente acastanhada que se acentua para os centros dos mesmos; medem de 0,03 mm a 1,62 mm, predominando 0,3 mm a 0,8 mm; os contatos são curvos por vezes reentrantes formando baías; apresentam geminação albita-Carlsbad, albita e rara albita-Carlsbad-periclina; as de forma anédrica exibem zoneamento.

O opaco (6,5% a 24,1%) é magnetita que ocorre em forma euédrica, em seções quadradas e retangulares, subédrica e anédrica intersticial e/ou esquelética; os grãos variam de 0,02 mm a 0,25 mm; inclui plagioclásio (Foto 9) e piroxênio.

O acessório é apatita (0,1% a 3,6%), ocorre euédrica e/ou acicular, inclusa no plagioclásio e/ou piroxênio ou ainda, intergranularmente.

FOTO 5 - AnB. ATi - Fenocrystal de plagioclásio com embaçamento máximo, e as basaltas preenchidas por clinopiroxênio. N+

0 0,5 mm

FOTO 6 - AnB. ATi - Fenocrystal de augita com extinção radial. N+

0 0,5 mm

FOTO 7 - AnB. ATi - Fenocrystal de olivina alterada em idingsita. N+

0 0,5 mm

FOTO 8 - AnB. ATi - Textura hipidiomorfica intergranular; no centro observa-se magnetita esquelética. N II

0 1 mm

Os minerais secundários são clorita + opaco, biotita + opaco, uralita e hornblenda, produto de alteração dos piroxênios e saussurita proveniente do plagioclásio. A alteração vai desde incipiente (1,7%) até moderada (29,9%).

Os andesibasaltos ocorrem na praia de Olivença, Morro Pernambuco e a 5 km de Itaju do Colônia na direção do Rio de Meio.

A Tabela B.2 mostra as composições modais dos andesibasaltos (APÊNDICES).

5.3.3 - Basaltos transicionais

5.3.3.1 - Basaltos transicionais - BTi

MACROSCOPIA

São rochas de cor cinza escuro com granulação fanerítica fina, estrutura maciça e isotrópica.

MICROSCOPIA

Ao microscópio observou-se textura afírica (0,02 mm a 1,75 mm com predomínio de 0,1 mm a 1,0 mm), hipidiomórfica, intergranular por vezes ofítica (6091). Na lâmina 6123 foi encontrado plagioclásio contorcido indicando ambiente conturbado. Encontrou-se ainda texturas de reação de bordo tais como: hornblenda envolvendo clinopiroxênio e olivina bordejada pelo clinopiroxênio (Foto 10). Microfraturas foram observadas, preenchidas por calcita. Extinção ondulante é comum nos plagioclásios e piroxênios e estes por vezes formam textura em ampulheta. A amostra 6116 é sub-afírica com fenocristais (3,4%) de plagioclásio (1,5 mm) e em menor proporção olivina (1,1 mm); a matriz varia de

0,05 mm a 0,8 mm predominando de 0,1 mm a 0,5 mm, e tem mesma mineralogia das afíricas.

Os plagioclásios (39,7% a 50,4%) são labradorita (An₅₀₋₇₆) e menos frequentemente andesina (An₃₈₋₄₄); os grãos variam de 0,07 mm a 1,75 mm predominando 0,2 mm a 1,3 mm; mostram cor rósea principalmente no centro dos grãos, são subédricos, tabulares ou ripiformes cujas lascas tocam-se angularmente ou formam um padrão radial aberto; de um modo geral, estas concentrações radiais têm os interstícios preenchidos por pigeonita. Encontram-se geminados segundo as leis albita-Carlsbad, albita e rara albita-Carlsbad-periclina.

Os piroxênios (38,8% a 52,8%) são augita, augita sub-cálcica e pigeonita (incolor a esverdeada e $2V=0^{\circ}$ a 20°). Ocorrem em forma anédrica, na maioria das vezes intersticial ao plagioclásio, e subédrica. Os grãos medem de 0,05 mm a 1,2 mm, predominando 0,1 mm a 0,8 mm. Inclui plagioclásio e opaco euédrico.

O opaco (5% a 8%) é magnetita, ocorre em formas euédrica em seções retangulares, subédrica e anédrica intersticial ou esquelética. Está sempre associada ao piroxênio e tem granulação de 0,04 mm a 0,8 mm com predomínio de 0,1 mm a 0,6 mm.

A olivina (0,1% a 3,7%) ocorre em forma subédrica ou anédrica devido a textura de reação, tem $2V=85^{\circ}$ a 90° , os grãos medem de 0,15 mm a 0,9 mm, exceto quando fenocristal (Foto 11) medindo 1,1 mm, na amostra sub-afírica.

A apatita (0,1 a 0,8%) aparece como acessório, corre em forma de pequenas acículas inclusas no plagioclásio. Os grãos medem de 0,02 mm a 0,3 mm, predominando em torno de 0,05 mm.

Os minerais secundários são saussurita, sericita e alguns carbonatos, substituem os plagioclásios; uralita, clorita, clorita + opaco, biotita, biotita + opaco, substituem os piroxê-

nios e idingsita e serpentina são os constituintes secundários da olivina.

As rochas mostram um percentual de alteração que varia de 0,4% a 8,9%.

Os BTr-BTi ocorrem na praia de Olivença, nas proximidades do bar Gondoleiro e no Morro Pernambuco.

5.3.3.2 - Basaltos transicionais - ATi

MACROSCOPIA

As rochas têm cor cinza escuro quase preta, são equigranulares, faneríticas finas, com estrutura maciça, isotrópica.

MICROSCOPIA

As rochas são mesocráticas, afíricas, faneríticas finas, com os grãos variando de 0,01 mm a 1,7 mm, predominando 0,03 mm a 1,0 mm, embora ocorram raros macrofenocristais de plagioclásio que atingem 2,5 mm além de um corpo que ocorre como possível derrame (a 4 km de Ilhéus) que apresenta granulação afanítica (0,01 mm a 0,2 mm com predomínio em torno de 0,05 mm). A textura é hipidiomórfica, intergranular, rara ofítica (6097); os plagioclásios muitas vezes arranjam-se com disposição esferulítica de baixo ângulo ou exibem paralelismo quando a amostra é do contato. Extinção ondulante foi observada na maioria dos minerais, textura de reação onde o piroxênio mostra-se envolvido por hornblenda primária. Em várias lâminas observou-se fraturas por vezes guardando algum paralelismo, preenchidos por calcita (6165) ou não. O fraturamento atinge fácies milonítica (6168).

Os plagioclásios (32,7% a 51,3%) são labradorita (An₅₀₋₆₀) e andesina (An₄₀₋₄₉); os grãos medem de 0,01 mm a 1,7 mm predominando 0,07 mm a 1,0 mm. Os raros macrofenocristais encontrados são euédricos, exibem bordas parcialmente fundidas (Foto 12) e mostram inclusões fluidas. Ocorrem em forma subédrica, tabular ou ripiforme, com contatos retos a curvos embaiados, por vezes arranjam-se em leques de grande abertura com espaços preenchidos por piroxênio (6076). Exibem cor rósea que se acentua mais para o centro dos grãos (6163). Encontram-se geminados segundo as leis albita-Carlsbad, albita e albita-Carlsbad-periclina, esta menos frequente; os raros fenocristais mostram zoneamento que não foi possível determinar ao microscópio. Os plagioclásios incluem magnetita e apatita euédrica.

Os piroxênios são clinopiroxênios (12,5% a 55,3%) : augita (castanho claro) augita + augita subcálcica (2V~10° a 15°), augita + ortopiroxênio ou ainda pigeonita + ortopiroxênio. Este é hiperstênio (3,0% a 6,6%) ocorre em pouco filões (6097, 6111 e 6112). Os grãos variam de 0,01 mm a 1,2 mm com predomínio de 0,03 mm a 0,7 mm, são anédricos intersticiais ao plagioclásio ou subédricos, por vezes em arranjo radial com extinção ondulante ou mostrando geometria tipo "polvo" (6127). O hiperstênio mostra pleocroísmo típico verde pálido a cor de rosa. Os piroxênios incluem magnetita e plagioclásio.

Os opacos (1,8% a 12%) aparecem principalmente como magnetita que em alguns filões associa-se a ilmenita (6112 e 6117); ocorrem em forma euédrica, subédrica e anédrica por vezes esquelética com tendência romboédrica (6117). Nas amostras 6152, 6165 e 6168, a magnetita forma grandes concentrações anédricas intersticiais (Foto 13). Medem de 0,01 mm a 0,75 mm com predomínio de 0,02 mm a 0,45 mm. Associam-se aos ferromagnesianos.

A hornblenda (1,9% a 4,07%) ocorre primária (Foto 14), (6076, 6111, 6112 e 6159) seja de forma independente medindo de 0,04 mm a 1,0 mm com predomínio de 0,1 mm a 0,45 mm, subédrica in

FOTO 9 - AnB. ATi- Textura intergranular, magnetita inclui plagioclásio. N II

0 0,2 mm

FOTO 10- BTr. BTi- Textura de reação, olivina envolvida por clinopiroxênio. N II

0 0,5 mm

FOTO 11 - BTr. BTi- Raro fenocristal de olivina. N +

0 0,4 mm

FOTO 12- BTr. ATi- Macrofenocristal de plagioclásio, com bordas parcialmente corroidas e inúmeras inclusões. N II

0 0,5 mm

tergranular com forte pleocroísmo em tons de verde a verde escuro acastanhado. Inclui plagioclásio e magnetita.

A olivina foi encontrada em 2 filões de números 6094 (0,2 %) e 6118 (3,6%); ocorre totalmente alterada em idingsita e bowlingita; aquela castanha avermelhada e esta verde. Os grãos medem em torno de 0,3 mm.

O acessório é apatita (0,1% a 3,3%) que ocorre intergranular ou inclusa no plagioclásio seja em forma euédrica ou acicular. Os grãos de 0,02 mm a 0,15 mm.

Os minerais secundários, sericita e carbonato, substituem de forma incipiente o plagioclásio; clorita + opaco, uralita + opaco, biotita + opaco e hornblenda substituem os piroxênios; por vezes a biotita envolve o opaco; as alterações da olivina já foram citadas. O percentual de alteração varia de 2,0% até 13,8%. Na Tabela B.3 (APÊNDICES), a quantificação da hornblenda (40,7%) (amostra 6159) refere-se a ambas, primária e secundária, não sendo possível separá-las.

Os BTr-ATi ocorrem na praia de Olivença, Morro Pernambuco, praia da Avenida, na BR-415 a 4 Km de Ilhéus, no rio Colônia, em Areia Branca e na estrada Palmira-Anuri.

As composições modais são apresentadas na Tabela B.3.

5.3.4 - Latibasaltos - ATi

MACROSCOPIA

São rochas de cor cinza, isotrópicas, maciças com textura equigranular, fanerítica fina ou inequigranular porfírica, mostrando fenocristais imersos em matriz afanítica.

AFÍRICAS

As afíricas têm textura hipidiomórfica intergranular, fanerítica fina, com os grãos medindo de 0,02 mm a 1,5 mm, predominando 0,12 mm a 0,95 mm.

Os plagioclásios (31,4% a 45,2%) são andesina (An₃₉₋₄₅) e menos frequentemente labradorita (An₅₀₋₅₄); ocorrem em forma subédrica, ripiforme onde as ripas arranjam-se em forma de leques de pequena e grande abertura (Foto 16); os contatos são retos e embaiados e medem 0,02 mm a 1,5 mm com predomínio de 0,2 mm a 0,6 mm. Incluem apatita euédrica e mais frequentemente de forma acicular, por vezes concentrando-se nas bordas dos grãos.

Os opacos (9,8% a 23,7%) são magnetita e rara ilmenita (6102) e ocorrem de forma euédrica, subédrica e anédrica intersticial ou esquelética, variando de 0,02 mm a 0,75 mm predominando 0,05 mm a 0,5 mm. Por vezes mostra intercrescimento simplectítico com o piroxênio (6104) ou o inclui.

Os piroxênios (41,4% a 53,5%) ocorrem como augita de cor neutra a esverdeada ou augita subcálcica de cor rósea ou ainda pigeonita incolor a esverdeada (2V ~ 10°); mostram forma euédrica a subédrica, encontram-se fraturados, por vezes exibem textura em ampulheta. Incluem magnetita euédrica ou anédrica (esquelética).

Acessórios: apatita (0,2% a 2,4%) é o acessório comum em todos os filões, ocorre euédrica ou acicular intergranularmente ou inclusa como acima descrito; os grãos variam de 0,02 mm a 0,2 mm. Em uma única lâmina foi encontrada olivina (6093).

Minerais secundários: foram determinados hornblenda, uralita (verde claro a verde azulado), clorita, clorita + biotita + magnetita, biotita + magnetita (em grande quantidade na 6108), como produto de alteração dos piroxênios e sericita como altera-

ção dos plagioclásios.

As rochas encontram-se desde bastante até fracamente alteradas (29,2% a 3,3%).

Os latibasaltos porfíricos ocorrem em Olivença, os subafíricos em Olivença e BR-415 há 4 Km de Ilhéus e os afíricos em Olivença nas proximidades do bar Gondoleiro e praia da Avenida, próximo ao Cristo.

A Tabela B.4 mostra as composições modais dos latibasaltos (APÊNDICES).

5.3.5 - Basaltos alcalinos - ATi e BTi

As amostras 6167 (contato) e 6166 (núcleo), aquela BTi e esta ATi, pelo fato de pertencerem a um mesmo filão, serão descritos conjuntamente, inclusive porque não mostram diferenças quer texturais ou mineralógicas.

MACROSCOPIA

São rochas de cor cinza escuro quase preta, maciças, isotrópicas, inequigranulares porfíricas (as acima citadas) e equigranulares afíricas.

MICROSCOPIA

PORFÍRICAS

São rochas mesocráticas com textura fortemente porfíricas apresentando fenocristais de clinopiroxênio (5,7% a 8,5% -

0,5 mm a 1,0 mm) e de olivina (7,3% a 10,2% - 0,5 mm a 1,6 mm) e microfenocristais de plagioclásio (4,8% a 6,2% - 0,3 mm a 0,5 mm) e de magnetita (1,8% a 3,0% - 0,2 mm a 0,3 mm). A matriz (75,0% a 78,2%) é afanítica microcristalina, com grãos medindo de 0,01 mm a 1,5 mm com predomínio de 0,03 mm a 0,08 mm.

A olivina ocorre totalmente substituída pseudomorficamente por serpentina que, às vezes, associa-se à calcita (Foto 17).

O clinopiroxênio é augita que ocorre em forma euédrica, cor castanho claro ligeiramente avermelhada.

O plagioclásio no contato é labradorita; no núcleo não foi possível determinar devido ao estágio avançado de alteração em mica branca de granulação fina; a forma é eudrica e inclui acículas de apatita.

Opaco é magnetita que ocorre em cristais euédricos.

Matriz:

Quando possível, observou-se micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio ambos alterados em mica branca e hornblenda, respectivamente, além de magnetita disseminada.

O núcleo (35,2%) encontra-se bem mais alterado que o contato (12,5%) do filão.

Este dique ocorre a aproximadamente 500 Km do entrocamento Areia Branca - Rio de Água Preta.

AFÍRICAS

MICROSCOPIA

São mesocráticas, afíricas, com textura intergranular (Foto 18) por vezes sub-ofítica, com granulação fanerítica fina (0,05 mm a 1,12 mm, predominando 0,35 mm a 0,55 mm). Exibem uma faixa estreita onde concentram-se microfraturas.

O clinopiroxênio é augita (46,9%) incolor com tons castanho esverdeado, ocorre em forma subédrica a anédrica com os grãos medindo de 0,05 mm a 0,4 mm; a extinção $Z\wedge c = 44^\circ$ e $2V \sim 55^\circ$.

O plagioclásio é labradorita (An= 60), ocorre em forma subédrica com bordas irregulares, apresenta geminação albita-Carlsbad, albita e rara albita-Carlsbad-periclina; os grãos variam de 0,09 mm a 1,12 mm predominando de 0,35 mm a 0,55 mm.

O opaco é magnetita, ocorre desde euédrica a anédrica sempre associada a augita. Os grãos variam de 0,05 mm a 0,35 mm.

O acessório é apatita (0,1%) que ocorre inclusa no plagioclásio em forma acicular.

Minerais secundários: mica branca de granulação fina e clorita são produtos de alteração de labradorita e augita, respectivamente. Clorita fibrosa substitue de forma total pequenos grãos arredondados de olivina (2,3%).

A Tabela B.5 mostra as composições modais tanto das porfíricas como das afíricas (APÊNDICES).

FOTO 13- BTr. ATi- Magnetita em concentrações drúicas. N II

0 0,5 mm

FOTO 14- BTr. ATi- Hornblenda subédrica (primária). N II

0 1 mm

FOTO 15- LB. ATi- Piroxênio inclui plagioclásio em textura afíica. N+

0 0,5 mm

FOTO 16- LB. ATi- Plagioclásio ripiforme e alguns grãos em leque de pequena abertura. N+

0 0,5 mm

5.3.6 - Hawaiitos - ATi

São rochas mesocráticas, de cor cinza escuro, estrutura maciça e textura hipidiomórfica. Os mais espessos são afíricos enquanto o menos espesso (6140) é fortemente porfírico exibindo fenocristais (25%) e microfenocristais (8,7%) de labradorita e andesina (An₅₀₋₄₁) e augita imersos numa matriz (63,3%) afanítica, constituída de micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio além de magnetita microgranular cujos grãos ocorrem dispersos.

As afíricas são faneríticas finas a médias e como era de se esperar, a granulação predominante é menor nos contatos (0,25 mm a 0,6 mm) e maior no núcleo (0,7 mm a 1,5 mm). Nas amostras de granulação maior, observou-se textura ofítica.

O plagioclásio (55,7% a 36,7%) é andesina (An₅₀₋₄₇); o valor An=47 foi encontrado no núcleo do corpo mais espesso (6082). Ocorrem em cristais subédricos e raros anédricos, aqueles com contatos reentrantes, devido a corrosão magmática e/ou retos. Os tamanhos dos grãos variam de 0,04 mm a 2,3 mm, predominando no contato (6081) de um dos corpos, 0,35mm a 0,6mm e no núcleo deste, 0,75 mm a 1,5 mm. Apresentam-se geminados segundo as leis albita-Carlsbad e mais raramente albita e albita-Carlsbad-periclina; as maclas tendem a desaparecer com o anedralismo. Encontram-se pouco alterados em saussurita, mica branca de granulação fina e substituídos por calcita em quantidade insignificante.

O piroxênio é augita (43,7% a 22,2%), tem cor castanho clara rosada, forma anédrica intersticial, tamanho variando de 0,05 mm a 2,00 mm, predominando em torno de 0,25 mm no contato de um dos corpos (6081) e 0,7 mm a 0,9 mm no núcleo do mesmo corpo. Nos de maior granulação, a extinção é ondulante e nos de menor, o ângulo $\gamma_c = 40^\circ$, $2V \sim 40^\circ$. Inclui opaco, apatita, plagioclásio e olivina, alterando-se em uralita, biotita, clorita+opaco. Na amostra 6142 encontrou-se geminação simples e hornblenda envolvendo-a em textura de coroa de reação (Foto 18).

O opaco (10,8% a 17%) é magnetita que ocorre anédrica intersticial, evidenciando cristalização tardia (6082) e mais raramente, subédrica e euédrica. Os grãos medem de 0,02 mm a 1,9 mm, predominando em torno de 0,1 mm no contato (6081) do dique mais espesso e em torno de 0,4 mm no núcleo (6082) do mesmo corpo. Alguns grãos mostram-se envolvidos por uma película de biotita.

A olivina (11,1% a 14,4%) ocorre em forma anédrica e subédrica, fraturada, cor acastanhada nublada, provavelmente devido a finíssimas inclusões de material não identificado em forma de acículas, só observados com a objetiva de 40X (Foto 19). O tamanho varia de 0,05 mm a 1,08 mm, predominando 0,25 mm a 0,6 mm. Altera-se em clorita, bowlingita e idingisita, esta preferencialmente localizada nas fraturas. No núcleo do dique mais espesso, ela se encontra envolvida por augita (Foto 20) formada às custas da reação da olivina com o magma.

A apatita (0,1% a 0,5%) ocorre em pequenos cristais (0,02 mm) euédricos inclusos na augita.

A hornblenda (2,1%) encontrada somente em um dos diques da praia da Avenida 2 de Julho (6142), é anédrica intersticial, com pleocroísmo variando de verde escuro acastanhado a verde acastanhado. Os grãos medem em torno de 0,3 mm.

O hawaiiitos ocorrem nas praias de Olivença e Avenida e na Pedreira União entre Itabuna e Ferrados.

A Tabela B.6 mostra as composições modais dos hawaiiitos (APÊNDICES).

FOTO 17- AlcB ATi-Olivina substituída pseudomorficamente por serpentina. N II

0 0,5 mm

FOTO 18- H. ATi-Textura de reação, hornblenda envolve clinopiroxênio. N II

0 0,5 mm

FOTO 19- H. ATi-Olivina anédrica e subédrica, fraturada, fortemente alterada em material castanho translúcido. N II

0 0,5 mm

FOTO 20- H. ATi-Textura hipidiomérfica, olivina com textura de reação envolvida por clinopiroxênio. N +

0 1 mm

5.3.7 - Basanitos - ATi

MACROSCOPIA

As rochas têm cor cinza escuro, granulação afanítica, são fraturadas e efervesce com HCl a frio.

MICROSCOPIA

As rochas apresentam feições cataclásticas como faixas milonitizadas onde observam-se impregnação de óxido de ferro amorfo; encontram-se bastante substituídas por calcita e os minerais, bastante fraturados.

O plagioclásio está muito alterado em mica branca de granulação fina e saussurita, exibindo restos inalterados onde a geminação albita encontra-se quase inteiramente destruída; inclui apatita em forma de acículas.

Os ferromagnesianos estão totalmente alterados em biotita (castanho a castanho muito escuro), flogopita (incolor a amarelo pálido) e em um material de comportamento óptico translúcido (Foto 21) cuja forma sugere olivina (pseudomorfo).

A nefelina (Foto 22) ocorre subédrica, também alterada em minerais de argila, mede em torno de 0,3 mm.

O opaco é magnetita (0,02 mm a 0,25 mm) apresenta-se subédrica ou anédrica esquelética.

Dado às condições texturais e de alteração intensa, não foi possível determinar a composição modal.

O basanito ocorre a 8 Km de Itaju do Colônia na direção de Palmeira.

5.3.8 - Traquitos

Foram encontrados quartzo traquito (QTq), traquito (Tq) e fonotraquito (FTq) que são descritos conjuntamente dadas as semelhanças texturais e mineralógicas.

MACROSCOPIA

São rochas leucocráticas de cor cinza, inequigranulares, maciças, com textura porfírica.

MICROSCOPIA

Todos os tipos apresentam textura fortemente porfírica, panidiomórfica (Foto 23) a hipidiomórfica, constituídas de: fenocristais de feldspato potássico (5,1% a 28,4%) e hornblenda (2,2% a 4,1%) e microfenocristais de feldspato potássico (10,3% a 14%), plagioclásio (12,4% a 18,2%), hornblenda (8,1% a 8,7%) e opaco (1,5%). A matriz é microlítica com os grãos variando de 0,1 mm a 1,0 mm, predominando 0,03 mm a 0,08 mm. Observou-se algumas feições tensionais nos fenocristais como: extinção ondulante na maioria dos minerais, algum com quebraimento dos grãos, arqueamento da hornblenda que por vezes encontra-se "boudinada" (Foto 24) no FTq (6164).

Os feldspatos potássicos são ortoclásio (FTq, Tq) e anortoclásio (Tq), com $2V = 50^\circ$; no QTq o feldspato encontra-se microclinizado; ocorrem em forma euédrica e subédrica, esta menos frequente; quando fenocristais, medem 0,5 mm a 1,0 mm e quando microfenocristais, 0,25 mm a 0,45 mm. Ortoclásio mostra geminação Carlsbad e o anortoclásio, geminação albita-periclina com lamelas muito finas. Ambos exibem bordas albiticas.

O plagioclásio é albita ocorre em forma subédrica em ripas ou tabular; está bastante alterada e poucos grãos mostram geminação albita, porém o plano de geminação não encontra-se per

FOTO 21-H. ATi-Material escuro de cor acastanhada, caráter óptico translúcido, possivelmente alteração da olivina. N II

0 0,5 mm

FOTO 22-FTq-Nefelina subédrica, alterada parcialmente em minerais de argila. N +

0 0,2 mm

FOTO 23-Tq-Textura porfírica panidiomórfica, fenocristais de feldspato potássico, plagioclásio e hornblenda. N +

0 1 mm

FOTO 24-FTq-Hornblenda "Boudianada" N II

0 0,5 mm

pendicular a (010), daí não ter sido possível determinar o teor de anortita. Em todos aparece como microfenocristal medindo de 0,2 mm a 0,5 mm. No QTq observou-se zoneamento através das alterações. Inclui rara apatita de forma acicular.

A hornblenda basáltica ocorre euédrica com pleocroísmo amarelo a castanho escuro, $Z^c=8^\circ$; quando fenocristal, mede de 0,6 mm a 0,95 mm e quando microfenocristal, de 0,2 mm a 0,5 mm.

A magnetita ocorre no FTq desde euédrica a anédrica, associada a hornblenda; os grãos medem em torno de 0,3 mm.

A matriz é microcristalina microlítica, constituída de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo (Tq - 1,2% e QTq - 5,2%); devido a microquebramento encontrou-se níveis de concentração de magnetita + biotita + hornblenda, estas secundárias.

Minerais secundários: biotita esverdeada como produto de alteração de hornblenda, mica branca de granulação fina e moscovita após os feldspatos; constatou-se ainda a presença de calcita substituindo não só fenocristais mais também minerais da matriz, chegando a formar grandes concentrações (6158).

Os traquitos ocorrem a 10 Km de Itaju na direção oeste, a 9 Km na direção leste e nas proximidades de Palmeira.

A Tabela B.7 apresenta as composições modais dos traquitos (APÊNDICES).

5.4 - Considerações gerais

O fato de todas as rochas máficas afíricas apresentarem textura intergranular e em algumas de forma subordinada, ofítica e subofítica, indicam terem sido desenvolvidas a partir de mesmos

líquidos na mesma razão de resfriamento (para cada tipo considerado), se a densidade de nucleação de plagioclásio é mais alta e uniforme (Lofgren 1978). Desta forma, a transição de textura intergranular para sub-ofítica e desta para ofítica parece depender da densidade de nucleação do plagioclásio e o "senso" de oportunidade de nucleação do piroxênio.

As texturas ofíticas (BTr, BT, AnB e H) e sub-ofítica (AlcB) sugerem condições de cristalização próximas do cotético (Lofgren 1980).

As que apresentaram textura porfírica nos corpos de espessura < 1,0 m e nos contatos com "chilled margins", com matriz afanítica microcristalina e criptocristalina a vítrea respectivamente, permitem admitir que a colocação magmática deu-se em níveis rasos em condições de alta temperatura e em estado líquido, onde os fenocristais desenvolveram-se intrateteluricamente e a matriz criptocristalina ou vítrea em estágio "quenching" (Cox *et al.* 1979; Baker 1983).

Quase invariavelmente as bordas dos grãos ripiformes de plagioclásio apresentaram-se corroídas, corroborando o desequilíbrio termal já constatado nas rochas porfíricas.

Olivina e clinopiroxênio apresentaram ressorção em equilíbrio devido a reação com o magma, formando pigeonita e hornblenda primária respectivamente, indicando que estas rochas foram geradas por magma toleítico (Carmichael *et al.* 1974; Cox *et al.* 1979; Baker 1983) o que é confirmado pela presença de pigeonita em todos os litotipos encontrados, exceto nos hawaiitos e basaltos alcalinos.

Nos diques mais espessos, verifica-se uma diferenciação interna do contato para o núcleo, através dos teores de anortita do plagioclásio de mais cálcicos para menos cálcicos respectivamente; por exemplo, no hawaiito (6081, 6080 e 6082) de Olivença encontrou-se no contato, An=50, na amostra intermediária, An=49 e

no núcleo An=47.

O opaco é de cristalização posterior ao plagioclásio e ao clinopiroxênio, mesmo quando ocorre como microfenocristal, uma vez que neste caso associa-se àqueles com mesmo eudralismo e é de menor tamanho. Nas rochas afíricas, invariavelmente aparece também esquelético indicando a combinação de um crescimento rápido e difusão vagarosa (Baker 1983).

Os plagioclásios nas rochas afíricas aparecem sempre em leques de alto e baixo ângulo (Lofgren 1980), seja de pequena e de grande abertura com os interstícios preenchidos por clinopiroxênio; esta feição é muito mais raramente observada nos clinopiroxênios.

A cor acastanhada observada na maioria dos cristais de plagioclásio, localiza-se preferencialmente no interior dos mesmos e deve-se à hematita criptocristalina.

A ordem de cristalização, com base nas descrições petrográficas e considerações gerais, é a seguinte:

Olivina - (ortopiroxênio) - plagioclásio - clinopiroxênio - (hornblenda) - opaco

O ortopiroxênio e a hornblenda encontram-se entre parênteses, por só ocorrerem no BTr - ATi.

Os minerais secundários encontrados, tais como saussurita, clorita, biotita, hornblenda, uralita, idingsita e bowlingita, sugerem transformação a altas temperaturas em condições oxidantes num estágio deuterítico, visto que, se encontrou olivina tendo nas bordas piroxênio mais magnetita com textura simplectítica (Haggerty & Baker 1967); esta feição foi também encontrada no dique basáltico da Barragem Pedra do Cavalo (Tanner de Oliveira *et al.* - no prelo).

CAPÍTULO 6 - MINERALOQUÍMICA

CAPÍTULO 6 - MINERALOGUÍMICA

6.1 - Introdução

As principais fases minerais dos diques basálticos que constituem o enxame de Ilhéus-Olivença, foram quimicamente analisadas, entretanto o mesmo não ocorreu com os de Itabuna -Itaju do Colônia, por encontrarem-se bastante alterados.

Vinte e oito amostras foram selecionadas para análise de piroxênios e plagioclásios, distribuídos entre os seguintes litotipos: 4 BT, 10 AnB, 9 BTr, 3 LB e 2 H; os óxidos foram analisados nas mesmas amostras, exceto em uma dos LB e as olivinas, em 3 BTr e 1 H.

Todas as análises foram realizadas pelo prof. Dr. G. Bellieni, no Instituto de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Padova, Itália.

6.2 - Piroxênios

A Tabela C.1 (APÊNDICES) mostra a composição química dos piroxênios analisados nos vários litotipos, registrando-se por vezes a coexistência de piroxênios ricos em Ca (augita) e pobres em Ca (pigeonita ou ortopiroxênio).

A Fig. 6.1 mostra a distribuição dos pontos no quadrilátero dos piroxênios (Poldervaart & Hess 1951), observando-se que a maioria das fases precoces concentram-se no campo da augita coincidindo, como era de se esperar, com a petrografia, entretanto o mesmo não ocorre com a pigeonita que foi observada petrograficamente em todos os litotipos, exceto nos hawaiiitos e aqui foi

Fig. 6.1- Quadrilátero dos piroxênios (Wo - En - Fs). Amostras do enxame Ilhéus - Olivença. Linhas de evolução do Thingmuli (Carmichael 1964) e do Skaergaard (Brown & Vincent 1963). Símbolos de acordo com a legenda:

	A Ti		B Ti		A Ti
BT	{ P ●		○		LB { P †
	{ T ●				{ T †
AnB	{ P x				H { †
	{ T x				{ †
B Ta	{ P ■				
	{ T ■				

detectada somente nos AnB-ATi e BTr-ATi. Neste último encontrou-se ortopiroxênio, também visto na microscopia. As lamelas de exsolução, por sua vez, apresentam uma composição que varia de augita sub-cálcica até Fe-augita.

A coexistência de dois piroxênios, exceto nos hawaiitos, além deles apresentarem lamelas de exsolução, é diagnóstico de intrusão toleítica.

Com o intuito de se observar a variação composicional entre as fases precoces e tardias, utilizou-se o diagrama $\text{Ca-Mg-Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$, para cada tipo de rocha, como pode ser visto na Fig. 6.2.

As fases precoces dos piroxênios ricos em Ca exibem uma variação dos teores de Wo entre 30-45% e Fs entre 10-25% (Fig. 6.2a) em contraste com as fases tardias, onde os teores de Wo variam de 25-40% e Fs entre 20-45% (Fig. 6.2b). No geral, os teores de Wo das fases tardias dos tipos BTr são mais baixos que nos tipos ATi; nestas rochas a microscopia revelou uma maior frequência de augita subcálcica. Digno de nota é o enriquecimento em Fs observado nos litotipos mais diferenciados (Fig. 6.2a).

Com a finalidade de detectar a variação da composição do centro para a periferia num mesmo grão ou de um fenocristal e um grão da matriz ou ainda, entre um grão maior e um menor (rochas afíricas), os pontos foram locados no mesmo tipo de diagrama utilizado anteriormente, obedecendo o mesmo critério cujos resultados são vistos na Fig. 6.3. Observa-se que em todos os litotipos, tanto para os piroxênios ricos em Ca como para os pobres em Ca, evidencia-se o caráter toleítico da suíte, onde os valores de Wo diminuem e os de Fs aumentam das fases precoces para as tardias, o mesmo acontecendo com as micro-lamelas (Ptr e Ttr - Tabela C.1), enquanto nos LB-ATi este comportamento é menos evidente. No cumulativo, todos os litotipos mostram uma diminuição tanto de Wo como En das fases precoces para as tardias.

Fig. 6.2. - Diagrama Ca-Mg-Fe+Fe³⁺Mn. a) Mostra a variação dos piroxênios de cristalização precoce e b) os de cristalização tardia, considerando os vários litotipos; Símbolos como na Fig. 6.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença.

Fig. 6.3-Mostra a variação composicional entre os piroxênios precoces e tardios. As linhas tracejadas ligam pontos de mesmas amostras. Símbolos como na figura 6.1. O caráter toleítico é evidenciado pela maioria dos litotipos e é confirmado pelo diagrama cumulativo. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença.

As médias dos valores de Wo e En foram calculadas tanto para os piroxênios ricos como pobres em Ca, levando-se em consideração os litotipos e as fases de cristalização. Os resultados são apresentados na Tabela 6.1. Considerando-se o mesmo mineral e a mesma fase, observa-se uma diminuição nos valores de Wo e En dos BT para os AnB, e dos BTr para os LB. Os H são os que mostram os maiores valores de Wo nas augitas, sugerindo uma filiação talvez diferente dos outros tipos de rocha que ocorrem em Ilhéus-Olivença.

Constata-se ainda que os tipos BTi exibem valores de En iniciais maiores que seus correspondentes ATi.

Tabela 6.1 - Médias e desvios padrões dos teores de Wo e En para os diferentes litotipos e diferentes fases.

ATi							BTi						
Lito	Cpx	Fase	Wo	(D.P.)	En	(D.P.)	Lito	Cpx	Fase	Wo	(D.P.)	En	(D.P.)
tipo							tipo						
BT	Aug	P(2)	38,29	2,4	46,07	1,1	BT	Aug	P(2)	36,76	0,8	48,17	1,3
BT	Aug	T(2)	33,84	1,2	43,42	0,9	BT	Aug	T(2)	31,98	1,0	40,81	3,9
AnB	Aug	P(9)	34,56	1,3	45,28	1,4	BT	Pig	T(2)	10,06	-	57,88	-
AnB	Aug	T(9)	30,16	2,0	40,60	5,0	-	-	-	-	-	-	-
AnB	Pig	P(2)	9,84	-	53,78	-	-	-	-	-	-	-	-
AnB	Pig	T(3)	8,76	3,7	42,82	8,3	-	-	-	-	-	-	-
BTr	Aug	P(5)	34,97	2,7	46,16	3,0	BTr	Aug	P(3)	36,94	1,7	48,78	0,8
BTr	Aug	T(6)	33,34	3,4	41,19	3,6	BTr	Aug	T(3)	31,76	2,5	49,35	2,0
LB	Aug	P(3)	34,57	1,9	44,07	0,8	-	-	-	-	-	-	-
LB	Aug	T(3)	31,21	0,54	44,06	3,3	-	-	-	-	-	-	-
H	Aug	P(2)	38,67	0,8	39,74	2,7	-	-	-	-	-	-	-
H	Aug	T(2)	36,19	1,0	37,71	2,5	-	-	-	-	-	-	-

( ) = número de amostras analisadas; P = fase precoce; T = fase tardia e D.P. = desvio padrão.

A norma CIPW foi calculada para os piroxênios ricos em Ca, sendo Q-Hy-Di-Ol-Ne recalculados percentualmente e os resultados lançados no diagrama Hy-Di-Ne (Fig. 6.4); para efeito de comparação foram colocados os "trends" de Thingmuli (Carmichael 1964) e de Skaergard (Brown & Vincent 1963).

A maioria dos pontos alinham-se segundo o "trend" de Thingmuli (Carmichael 1967) destacando um aumento acentuado de Hy nas fases precoces em relação às tardias, evidenciando uma evolução toleítica, a despeito do hawaiito mostrar alguma afinidade alcalina e caráter transicional.

Fig. 6. 4 - Diagrama Hy-Di-Ne normativos (CIPW) de piroxênios ricos em Ca; Q-Hy-Di-Ol-Ne recalculados para 100; sím. bolos como na figura 6.1. Amostras do enxame Ilhéus-Oli. vença. Linhas de evolução do Thingmuli (Carmichael 1964) e do Skaergard (Brown & Vincent 1963).

6.3 - Plagioclásios

A Tabela C.2 (APÊNDICES) mostra a composição química dos plagioclásios analisados, observando-se que os fenocristais e/ou microfenocristais e eventualmente macrofenocristais são ge-

ralmente zonados (Fig. 6.5).

As variações composicionais médias para os vários tipos de rochas encontradas são vistas na Tabela 6.2.

Tabela 6.2 - Médias, desvios padrões e variações composicionais dos teores de An dos plagioclásios analisados nos diferentes litotipos.

ATi					BTi				
Lito		An			Lito		An		
tipo					tipo				
	Fase	md	D.P.	variação		Fase	md	D.P.	variação
BT	P(2)	69	9	60-77	BT	P(2)	64	5	60-69
BT	T(2)	44	1	43-44	BT	T(2)	50	2	49-52
AnB	P(10)	67	9	57-90	-	-	-	-	-
AnB	T(10)	46	6	36-53	-	-	-	-	-
BTr	P(6)	63	6	54-68	BTr	P(3)	75	6	68-81
BTr	T(6)	45	13	18-58	BTr	T(3)	44	7	37-54
LB	P(3)	60	5	53-65	-	-	-	-	-
LB	T(3)	44	3	40-47	-	-	-	-	-
H	P(2)	63	1	62-65	-	-	-	-	-
H	T(2)	45	4	41-50	-	-	-	-	-

( ) = número de amostras analisadas; P = fase precoce e T = fase tardia.

Considerando as fases precoces (P), os BTr- BTi apresentam a maior média registrada (An=75) e os LB a menor (An=60); para as fases tardias (T), os BT-BTi exibem a maior média (An=50) e BT-ATi, LB e BTr-BTi a menor (An=44); ainda considerando a Tabela 6.2, observa-se que as maiores variações composicionais para as fases tardias, levando-se em conta os tipos ATi e BTi, são verificados nos BTr, sendo que naqueles (An=18 a 58) a variação é maior que nestes (An=35 a 54); para as fases precoces (P) a maior

variação encontra-se nos AnB (An=57 a 90) e a menor nos BTr-BTi (An=68 a 81). Entre os BT, LB e H não se observam grandes diferenças nos teores de An.

A Fig. 6.5 torna evidente o predomínio da composição labradorítica em todas as fases precoces, embora alguns BT, BTr-BTi e AnB atinjam valores de An correspondentes a bitonita; quanto às fases tardias invariavelmente encontram-se labradorita e andesina com exceção de uma amostra de BTr-ATi que exhibe oligoclásio (amostra 6112), vale acrescentar que na microscopia, esta rocha apresentou hornblenda primária e muitas vezes formando coroa de reação com o piroxênio. Os valores de Or não ultrapassam 3% (Tabela C.2), sendo mais frequentes nas fases tardias (bordas dos fenocristais ou grãos da matriz), principalmente nos BTr.

Fig. 6.5 - Diagrama Ab-An-Or mostrando a variação composicional dos plagioclásios. Símbolos como na figura 6.1. Amostras do enxame Ilhéus-Oliveira.

6.4 - Minerais opacos

Todos os litotipos apresentam magnetita e/ou Ti-magnetita, embora eventualmente ilmenita tenha sido encontrada. Ocorrem como grãos menores nas rochas afíricas seja na matriz como microfenocristal ou ainda, como fenocristal (menos frequente) nas porfíricas.

Os valores encontrados nas análises dos óxidos, são vistos na Tabela C.3 (APÊNDICES), onde a solução sólida ulvoespinelio e R_2O_3 , foram calculadas de acordo com Carmichael (1967). Procurou-se analisar amostras representativas de cada litotipo, levando-se em consideração o qualificador TiO_2 . Se observarmos os teores encontrados para este óxido nas diversas amostras analisadas, vamos constatar a sua heterogeneidade, uma vez que encontramos desde $TiO_2=0,44$ até $TiO_2=32,23$, podendo significar um intercrescimento da ilmenita com a magnetita, como foi comprovado em vários minerais opacos analisados através de microscopia eletrônica pelo geólogo Bruno Fernando Riffel, no laboratório da CBMM-SP (Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração) que também encontrou alguns sulfetos de Fe e/ou Cu nos BTr-ATi e nos tipos mais alcalinos.

Ainda através da microscopia eletrônica constatou-se a presença de Ti tanto no piroxênio como na magnetita, indicando a possibilidade de cristalização simultânea entre o mineral opaco e o piroxênio; vale lembrar que na microscopia ótica muitas vezes encontrou-se o piroxênio envolvendo parcialmente o opaco, este com certo eudralismo em rochas afíricas onde ambos exibiam tamanhos similares. Entretanto, muitas vezes ficou claro o caráter tardio da cristalização do mineral opaco.

6.5 - Olivinas

As olivinas ocorrem sempre alteradas em maior ou menor proporção nos BTr, AnB, H, AlcB e Bs, seja como fenocristal ou microfenocristal; nos hawaititos ocorrem também na matriz.

Nos BTr e H elas aparecem menos alteradas, por isso mesmo só estes dois litotipos tiveram suas fases analisadas, cujos resultados analíticos se encontram na Tabela C.4 (APÊNDICES), onde os valores expressos como porcentagens de moléculas de forsterita (Fo) e faialita (Fa) foram lançados no diagrama que envolve estas duas fases minerais e é visto na Fig. 6.6.

Fig. 6. 6 - Diagrama Fa (faialita) vs Fo (forsterita) mostrando a variação composicional das olivinas. Símbolos como na figura 6.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença.

Os BTr mostram os valores mais elevados de Fo, sendo que nos BTi são mais altos que nos ATi. Os BTi apresentam Fo=93 a 80 para as fases precoces e Fo=92 a 73 nas fases tardias, enquanto que os ATi mostram Fo=70 a 68 nas fases precoces e Fo=70 a 61 nas tardias, sugerindo que aqueles são menos evoluídos que estes, inclusive podem indicar um magma muito primitivo, devido aos valores encontrados para forsterita (Fo>90). Os H exibem teores de Fo mais baixos (Fo=65 a 69 para a fase precoce e Fo=60 a 43 para

a fase tardia).

Observando os conteúdos dos elementos menores tais como CaO e MnO (Tabela C.4), constata-se que com o aumento da molécula de faialita o MnO cresce, enquanto o CaO varia irregularmente. Os teores de MnO são mais altos que os de CaO, estando estes abaixo ou em torno de 0,14; isto indica que as olivinas cristalizaram-se em ambiente subvulcânico (Simkim & Smith 1966).

6.6 - Geotermometria

Piroxênios, plagioclásios e óxidos foram os minerais utilizados na tentativa de se determinar as temperaturas de cristalização.

6.6.1 - Plagioclásios

Para o plagioclásio, utilizou-se os métodos de Kudo & Weill (1970) cujos resultados ofereceram valores acima dos limites do magmatismo. O método de Fuhrman & Lindsley (1988) tornou-se difícil de ser aplicado, visto que, é baseado na existência de dois feldspatos em uma dada pressão e temperatura sob determinadas condições de equilíbrio. As amostras que tiveram o plagioclásio analisado não possuíam feldspato alcalino associado.

6.6.2 - Piroxênios

Os piroxênios tiveram suas temperaturas determinadas pelos métodos estabelecidos por: Wood & Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1981).

O método de Wood & Banno (1973) é baseado no equilíbrio natural do intervalo de miscibilidade da assembléia de dois piroxênios (diopsídio - enstatita), estabelecendo a seguinte equação experimental:

$$T = \frac{-10202}{\ln \left(\frac{\text{Cpx}}{\text{Opx}} \right)^2 - 4,6 - 7,65 \times \text{Fe}^{\text{Opx}} + 3,88 \left(\frac{\text{Opx}}{\text{Fe}} \right)^2}$$

onde:

$$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = \left(\frac{\text{Mg}^{+2}}{\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn}^{+2} + \text{Na}^{+1}} \right)^{\text{M2}} \cdot \left(\frac{\text{Mg}^{+2}}{\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2} + \text{Al}^{+3} + \text{Ti}^{+4} + \text{Cr}^{+3} + \text{Mg}^{+2}} \right)^{\text{M1}}$$

$$\text{e } X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}} = \frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}^{+2}}$$

assumindo-se que:

$$\left(\frac{\text{Mg}^{+2}}{\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}} \right)^{\text{M2}} = \left(\frac{\text{Mg}^{+2}}{\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}} \right)^{\text{M1}} = \left(\frac{\text{Mg}^{+2}}{\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}} \right)^{\text{mineral}}$$

Wells (1977) atribuiu ao termômetro de Wood & Banno (op. cit.) uma grande falta de precisão, quando o piroxênio utilizado apresenta composição rica em magnésio. Na tentativa de corrigir a imprecisão por ele apontada, chegou à seguinte equação experimental:

7341

$$T = \frac{3,355 + 2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}}{- \ln K}$$

onde:

$$\ln K = \ln \left(\frac{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}}{a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}}} \right) \quad \text{e} \quad X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} \quad \text{como em Wood \& Banno (1973).}$$

Kretz (1981), em seu método, estabeleceu dois princípios: o de troca (mudança relativa na razão Mg/Fe^{+2}) e o de reação de transferência (mudança do conteúdo de Ca dos minerais) que permitiram chegar a equações experimentais e definiram temperaturas de cristalização dos piroxênios.

Neste trabalho, utilizou-se a equação baseada nas reações de transferência:

$$T = 1000 / (0,468 + 0,246 X_{\text{Fe}^{+2}}^{\text{cpx}} - 0,123 \ln(1 - 2[\text{Ca}]))$$

onde:

$$X_{\text{Fe}^{+2}}^{\text{cpx}} = \frac{\text{Fe}^{+2}}{\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}} \quad \text{e} \quad [\text{Ca}] = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2}} \quad \text{no cpx}$$

Ele estimou para os valores obtidos um erro de $\pm 60^\circ\text{C}$.

A Tabela 6.3 mostra os valores encontrados de acordo com os métodos utilizados. As temperaturas mais altas foram as determinadas de acordo com o método de Wells (1977), as mais baixas segundo Wood & Banno (1973); as de Kretz (1981) foram inter-

mediárias e mais próximas das de Wood & Banno que, entre todos, oferecem os resultados mais prováveis. Desta forma, os BTr são os de mais altas temperaturas (média de 1195°C para fases precoces e 1110°C para as tardias) e os AnB, os de temperatura mais baixas (médias de 1173°C para as fases precoces e 1080°C para as tardias).

Tabela 6.3 - Temperaturas em °C calculadas para alguns piroxênios

		Amostras								
		BTr - ATi					AnB - ATi		BT - BTi	
Autor	Fase	6097	6110	6112	6127	6143	6079	6099	6136	6122
Wood & Banno (1973)	P	-	-	1134	1257	-	1173	-	-	-
	T	1089	1131	1103	-	1118	1018	1132	1090	1184
Wells (1977)	P	-	-	1352	1447	-	1413	-	-	-
	T	1278	1426	1303	-	1313	1281	1420	1359	1387
Kretz (1981)	P	-	1129	1121	1211	1270	1182	1197	1184	1148
	T	1100	1127	1143	1213	1221	1184	1216	1192	1215

A preferência não recaiu sobre os valores de Kretz 1981, visto que, na maioria, considerando uma mesma amostra a temperatura de fase tardia excede a da fase precoce o que não parece provável.

A temperatura de cristalização para os demais litotipos não pode ser determinada devido a inexistência de piroxênios ricos e pobres em cálcio coexistindo numa mesma amostra dentre as que foram analisadas.

A Fig. 6.7 mostra isotermas definidas não só por Kretz (1982) mas também por Ross & Huebner (1975); os piroxênios que

tiveram suas temperaturas calculadas, foram locados nesta figura, chegando-se aos seguintes resultados:

AnB - 1150°C (pouca variação entre as fases precoces e tardias)

BTr - observou-se dois intervalos distintos de temperatura para as fases precoces, 1300° - 1200°C e 1100° - 1050°C. As fases tardias variam em torno de 1150° - 1050°C.

BT - aparecem com as fases tardias fornecendo valores de temperatura maiores que as fases precoces, que são respectivamente 1200° - 1100°C.

Fig. 6.7 - Quadrilátero dos piroxênios mostrando isotermos definidos por linhas cheias, Kretz (1982) e linhas tracejadas, Ross & Huebner (1987). Amostras do enxame Ilhéus-Oliveira. Símbolos como na fig. 6.1.

6.6.3 - óxidos

Para os óxidos, as temperaturas foram determinados pela fO_2 , nas amostras onde magnetita-titanífera coexiste com ilmenita, segundo Buddington & Lindsley (1964).

A Fig. 6.8 mostra as $T(^{\circ}C)$ vs $-\log fO_2$. Os valores encontrados foram:

BT - $685^{\circ}C$

BTr - $609^{\circ}C$

É válido lembrar que na análise petrográfica do BT, observou-se que o mineral opaco encontrava-se disseminado na matriz indicando cristalização tardia, entretanto no BTr o opaco mostra características mais precoce, podendo a temperatura encontrada significar um reequilíbrio tardio. Deve-se ter em mente que os valores obtidos são insuficientes para determinar um padrão segundo Buddington & Lindsley (1964).

Fig. 6.8 - Diagrama $T(^{\circ}C)$ vs $-\log fO_2$ para as composições de Magnetita titanífera e ilmenita (Buddington & Lindsley 1964). Símbolos como na figura 6.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivência.

6.7 - Comentários adicionais

O enriquecimento em Fs nos vários litotipos sugere tratar-se de uma mesma suíte.

O caráter toleítico das rochas sub-alcálinas fica evidenciado pela presença de pigeonita associada a augita nos AnB e BTr, pela variação química do centro para a periferia dos cristais de piroxênio e pelo "trend" encontrado no diagrama Hy-Di-Ne (Fig. 6.4); neste mesmo diagrama o H mostra caráter transicional com afinidade alcalina, que é ratificado por apresentar um único clinopiroxênio (augita).

- o fato de ter sido encontrado TiO_2 em ambos, magnetita e piroxênio em alguns litotipos, sugere a possibilidade de cristalização simultânea entre os dois minerais;

- a presença de Fo nos BTr onde nos BTi ela atinge valores > 90 indica não só que eles são menos evoluídos que os ATi, mas também que pode tratar-se de um magma primitivo;

- os piroxênios cristalizaram numa faixa de temperatura entre $1200^{\circ}C$ e $1050^{\circ}C$.

CAPÍTULO 7 - ASPECTOS GEOQUÍMICOS

CAPÍTULO 7 - ASPECTOS GEOQUÍMICOS

As análises químicas, num total de 97 amostras de rochas, foram realizadas pelo Prof. Piero Comin - Chiaramonti, cujos resultados são vistos na Tabela D.1. Além dos conteúdos de elementos maiores (% peso) e traços (ppm), na referida Tabela encontra-se a composição normativa CIPW para $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} = 0,15$, parâmetros (índice de solidificação, R1-R2, FeO_t e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e nomenclatura das rochas.

Os resultados analíticos dos elementos Terras Raras (total de 20 amostras) encontram-se na Tabela D.2 (APÊNDICES).

A norma CIPW foi calculada para $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} = 0,15$ e para o parâmetro M, $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} = 0,10$.

7.1 - Geoquímica de elementos maiores

Para uma melhor visualização do comportamento químico, foram calculadas as médias de cada um dos óxidos e o número M para cada tipo de rocha levando em consideração os qualificadores ATi e BTi, além da média global cujos valores são vistos na Tabela 7.1.

A nível global, os tipos ATi são mais ricos em FeO , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O e K_2O , enquanto os BTi mostram maiores conteúdos de MgO , CaO e número M, sejam as rochas alcalinas ou sub-alcalinas, entretanto SiO_2 , Al_2O_3 e P_2O_5 não mostram comportamento semelhante: SiO_2 e Al_2O_3 são mais altos nos BTi das rochas sub-alcalinas e mais baixos nos BTi das alcalinas. O P_2O_5 é mais alto nas rochas alcalinas, seja ATi (0,65) ou BTi (0,72), aliás quando

Tabela 7.1 - Média das análises químicas dos elementos maiores (X peso) e do número M ($M = 100 \text{ MgO/MgO} + \text{FeO}$), para os vários litotipos e média global das rochas máficas sub-alcálinas e alcalinas; N = número de amostras.

	Rochas sub-alcálinas						Rochas alcalinas						Média Global											
Óxidos	BT		AnB		BTr		LB		AlcB		H		Rs		Tq		QzTq		FTq		Sub-alc		Alc	
	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi	ATi	BTi
SiO ₂	46,97	48,65	48,17	46,52	47,17	46,89	45,36	41,66	44,63	36,60	60,79	62,74	53,51	47,33	47,66	43,90	41,66							
TiO ₂	2,71	1,47	2,67	2,40	1,68	3,44	5,06	1,72	3,00	3,14	0,17	0,33	0,23	2,81	1,61	3,47	1,72							
Al ₂ O ₃	12,91	15,54	13,46	14,09	15,27	13,36	113,98	13,00	14,76	13,01	16,03	15,44	19,92	113,51	15,34	14,39	13,00							
Fe ₂ O ₃	4,38	2,55	3,80	3,30	3,14	3,88	3,67	0,88	2,87	3,67	1,89	1,91	5,10	3,78	2,94	3,14	0,88							
FeO	110,38	9,17	11,46	11,05	10,05	12,20	9,19	10,13	12,37	8,41	4,39	3,86	3,41	111,43	9,76	11,22	10,13							
MnO	0,24	0,20	0,23	0,24	0,20	0,26	0,20	0,21	0,24	0,21	0,19	0,14	0,26	0,24	0,20	0,23	0,21							
MgO	5,46	6,29	4,45	5,57	7,67	4,38	6,55	12,67	5,20	6,42	0,41	0,32	0,78	4,81	7,21	5,64	12,67							
CaO	110,16	10,37	8,60	10,04	11,02	9,12	9,21	10,37	8,96	9,61	2,73	2,27	3,91	9,23	10,80	9,09	10,37							
Na ₂ O	2,27	2,52	2,77	2,61	2,51	2,59	3,48	2,30	3,30	2,21	5,72	4,35	5,47	2,63	2,51	3,22	2,30							
K ₂ O	0,58	0,52	0,63	0,63	0,29	0,70	1,09	0,38	0,84	1,47	3,70	5,69	3,66	0,64	0,37	0,97	0,38							
P ₂ O ₅	0,37	0,18	0,33	0,36	0,23	0,47	0,55	0,72	0,72	0,46	0,12	0,09	0,33	0,38	0,19	0,65	0,72							
N	52	57	44	48	59	43	57	71	46	59	15	14	28	46	59	50	71							
N	9	5	27	15	10	18	2	1	6	1	1	1	1	68	15	9	1							

P₂O₅ > 0,4 é um forte indicador de afinidade alcalina (Floyd & Winchester 1975).

Dentre as rochas sub-alcálinas os termos mais evoluídos são os AnB (MgO=4,45) e os LB (MgO=4,38) e nas alcalinas são os H (MgO=5,2), todas ATi. Os BTi são menos evoluídos, portanto mais primitivos, sendo o AlcB o que mostra o maior teor de MgO (12,67). Sabe-se que em um sólido que cristalizou a partir de magma basáltico o MgO é sempre menor nas frações mais evoluídas; da mesma forma, se ocorre fusão parcial, o sólido residual em qualquer estágio tem mais MgO que o líquido gerado (Cox *et al.*, 1979).

na Fig. 7.7; para os tipos ATi ($57 \geq M \geq 32$) e para os BTi ($72 \geq M \geq 52$). Os valores de M para as rochas alcalinas (Tabela D.1 APÊNDICES) correspondem a $71 \geq M \geq 38$ (válido para as rochas máficas). Estes valores sugerem que estas rochas foram formadas por líquidos não primários (Cox 1980), mesmo quando se considera a possibilidade da fonte do manto ser rica em Fe ($M=80$, Wilkinson 1982).

As sub-alcalinas ATi, que são as que predominam no enxame Ilhéus-Olivença (82%), têm valores de M correspondentes a composições evoluídas como os registrados no Proterozóico Médio, como nos enxames de Abitibi, Canadá (Condie *et al.* 1987), do Leste da Antártica (Sheraton & Black 1981, Sheraton *et al.* 1987).

Considerando as normas CIPW, Ne_N está presente nos AlcB (3,34% a 4,19%) e nos Bs (7,52%); Oz_N em quase todos os AnB (0,05% a 2,60%) e em algumas amostras de LB (0,11% a 1,60%) e BT (1,14% a 4,60%); Ol_N ocorre em todos os tipos, exceto naqueles que contêm quartzo, obviamente, entretanto vale ressaltar que ela atinge proporções altas nos AlcB (12,37% a 26,53%), nos BTr onde algumas amostras chegam a 20,6% e nos H (12,91% a 21,20%).

7.2 - Diagramas de variação de elementos maiores

Com a finalidade de ilustrar o grau de evolução magmática, utilizamos diagramas de variação envolvendo elementos maiores, com índices que melhor respondem ao comportamento do magmatismo basáltico durante a cristalização.

Os índices utilizados foram: MgO , índice de Solidificação ($I.S. = 100MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$) e Número M ($M = 100MgO / (MgO + FeO)$ para $Fe_2O_3 / FeO = 0,1$).

Ficou constatado que para o mesmo elemento a disposição dos pontos, em relação aos índices acima citados, era muito seme-

lhante, daí preferiu-se utilizar no corpo deste trabalho, o MgO , já que este óxido tem a preferência dos petrólogos (Cox et al. 1979). Os diagramas função do número M e do índice de Solidificação podem ser vistos nas Figs E1 a E5 (APÊNDICES).

As figuras 7.1, 7.2 e 7.3 apresentam os diagramas de variação dos elementos maiores (CaO , Na_2O , SiO_2 , FeO_t ($FeO + 0,9 Fe_2O_3$), TiO_2 , K_2O , Na_2O+K_2O , Al_2O_3 e P_2O_5) em função do MgO . De um modo geral os BTi destacam-se dos ATi atingindo valores mais altos de MgO , CaO e mais baixos nos demais óxidos.

Considerando as rochas sub-alcálicas, nos tipos ATi tanto de Ilhéus-Olivença como as de Itabuna-Itaju do Colônia, a medida que o MgO diminui, portanto a cristalização avança, observa-se um aumento acentuado de FeO_t , TiO_2 e P_2O_5 , aumento discreto em Na_2O , K_2O e somatório de álcalis, uma diminuição notória de CaO e Al_2O_3 e um comportamento quase constante em relação a SiO_2 , situação esta, desfavorável à cristalização fracionada. Nas mesmas condições, os BTi de Ilhéus-Olivença mostram pouca variação, onde o FeO_t e o K_2O apresentam um aumento discreto, da mesma forma uma diminuição para o CaO e uma disposição relativamente constante para SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 e Na_2O , dentro de um determinado intervalo.

As rochas alcalinas ATi, com a diminuição do MgO , comportam-se de forma semelhante às sub-alcálicas, entretanto os pontos representativos dos tipos BTi dispõem-se aleatoriamente; vale ressaltar que os BTi são os traquitos (6158, 6161 e 6164) e o basalto alcalino que situa-se nas proximidades do limite com o campo dos picritos (Fig. 5.3).

Fig.7.1- Diagramas de variação de CaO , Na_2O , SiO_2 em função de MgO . Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.

Fig. 7.2 - Diagramas de variação de FeO , TiO_2 e K_2O em função MgO . Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.

Fig. 7.3- Diagramas de variação de $Na_2O + K_2O$, Al_2O_3 e P_2O_5 em função de MgO . Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.

7.3 - Diagrama AFM

A Fig. 7.4 mostra o diagrama AFM, onde as rochas sub-alcalinas mostram enriquecimento em Fe sendo mais pronunciado nos ATi que nos BTi, os pontos dispõem-se segundo a linha de evolução toleítica do Havai (Bellieni *et al.*, 1984), semelhante a muitas ocorrências citadas na literatura onde o magmatismo é de caráter toleítico continental Proterozóico, tais como: enxame MD da Groenlândia - 1840 - 1500 Ma (Rivalenti 1975, Hall *et al.*, 1984), diques máficos do Escudo Guianês (1590 Ma) no norte do Craton Amazônico (Choudhuri 1989), diques da orla marítima de Salvador (Mestrinho *et al.*, 1988 e Tanner de Oliveira *et al.* - no prelo).

Fig. 7.4 - Diagrama A($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) - M(MgO); Os limites de campo representam linhas de evolução magmática; 1 - toleítica do Havai; 2 - alcalina do Havai; *apud* Bellieni *et al.* (1984); área delimitada = Craton Amazônico; *apud* Choudhuri, (1989). Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia.

As rochas alcalinas não apresentam uma linha de evolução definida, embora aproximem-se do "trend" das alcalinas do Havai, havendo um hiato entre as máficas e as félsicas, 3 pontos alinhados paralelamente ao lado AF do diagrama, talvez devido ao

pequeno número de amostras disponíveis.

7.4 - Diagrama álcali-sílica

A Fig. 7.5 mostra o diagrama álcali-sílica, onde os pontos que representam as rochas sub-alcálicas, sejam ATi ou BTi, concentram-se entre as linhas discriminantes DP e DP' de Bellieni *et al.* (1981), que delimitam o campo dos basaltos transicionais; os ATi mostram tendência alcalina e os BTi sub-alcálica. Se levarmos em consideração a separação de Macdonald & Katsura (1964) vale lembrar que na classificação de De La Roche *et al.* (1980) vista na Fig. 5.3, os basaltos localizam-se no campo toleítico e transicional.

As rochas alcalinas encontram-se bem discriminadas uma vez que situam-se no campo das alcalinas. As félsicas estão apenas registradas no lado direito superior, já que extrapolam os limites da figura.

Fig. 7.5-Diagrama álcali-sílica para as amostras do enxame Ilhéus-Olivença e de Itabuna-Itaju do Colônia. Discriminantes DP e DP' *apud* Bellieni *et al.* (1981). Símbolos como na figura 5.1.

Comparados com os diques do Craton Amazônico (Choudhuri 1989 - comunicação oral) estes mostram-se bem mais enriquecidos em sílica e empobrecidos em álcalis que os do Sul da Bahia.

7.5. - Geoquímica de elementos traços

A Tabela 7.2 apresenta a média dos elementos traços, excluindo-se as Terras Raras determinadas por ativação neutrônica, Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, La, Ce, Zr, Y, Nb, Hf e Ta. Estes dois últimos elementos têm os seus conteúdos calculados, levando-se em consideração que as razões Zr/Hf e Nb/Ta são constantes tanto nos condritos como nos basaltos oceânicos, onde os valores encontrados 37 e 17 respectivamente, coincidem com os estimados para a crosta continental (Jochum *et al.* 1986).

Tabela 7.2 - Média dos conteúdos de elementos traços (ppm) para as rochas máficas sub-alcálinas e alcálinas; N=nº de amostras

Elem	Sub-alcálinas		Alcálinas	
	ATI	BTi	ATI	BTi
ppm				
Cr	77	208	93	27
Ni	64	124	85	46
Ba	319	202	415	331
Rb	18	12	23	21
Sr	252	153	354	218
La	20	10	35	22
Ce	44	29	72	56
Zr	218	93	196	235
Y	50	27	39	55
Nb	17	8	30	18
Hf	6	3	5	6
Ta	1	1	3	1
N	69	15	9	1

A Tabela 7.2 mostra que as rochas sub-alcálinas e alcálinas ATi têm maiores conteúdos de Ba, Sr, Rb, La, Ce e Nb que as BTi; estas por sua vez são mais enriquecidas em Cr e Ni que os tipos ATi; Zr, Y e Hf são mais enriquecidos nas alcálinas BTi que nas ATi, enquanto nas sub-alcálinas o comportamento é inverso (ATi > BTi). Vale ressaltar que as maiores médias de Zr e Y foram registradas nos tipos BTi.

No conjunto as rochas são empobrecidas em Ni (sub-alcálinas - ATi=64 e BTi=124; alcálinas - ATi=85 e BTi=46), observando-se que na petrografia não foram encontrados cumulos de olivina nem de piroxênio, entretanto a variação nas médias encontradas não é muito grande. As rochas BTr-BTi e AlcB-BTi que são as mais ricas em olivina são as que apresentam maiores teores de Ni e Cr (Tabela D.1 - Apêndices).

Complementando o comportamento das concentrações dos traços e para uma melhor visualização da frequência de distribuição dos elementos Zr, Sr, Rb, Ba, Ce, TiO_2 , número M ($100MgO/MgO + FeO$) e P_2O_5 , construiu-se histogramas que estão apresentados na Fig. 7.6.

7.6 - Diagramas de variação de elementos traços

Os diagramas de variação dos elementos traços mais significativos (Rb, Nb, Sr, Y, Ba, La, Ce, Zr, Ni e Cr) em função do MgO são vistos nas Figs. 7.7, 7.8, 7.9 e 7.10; em função do nº M e I.S. são vistos nas Figs. E6 a E11 (APÊNDICES).

Como nos diagramas de variação vistos anteriormente, os BTi destacam-se dos ATi, sendo mais enriquecidos em elementos incompatíveis.

De um modo geral, em todos os litotipos, a proporção que o MgO diminui, os elementos compatíveis Ni e Cr também dimi-

Fig. 7.6 - Histogramas de frequência para as rochas de Ilhéus-Oliven. ca de Zr, Sr, Rb, Ba, Ce, TiO₂, n^o M (M = 100 Mg/Mg + Fe²⁺) e P₂O₅; = B Ti e = A Ti

Fig.7.7 - Diagramas de variação de Rb, Nb e Sr em função de MgO. Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.

Fig. 7.8-Diagramas de variação de Y e Ba em função do MgO. Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.

Fig. 7.9 - Diagramas de variação de La, Ce e Zr em função de MgO. Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna - Itajú do Colônia.

Fig. 7.10- Diagramas de variação de Ni e Cr em função de MgO. Símbolos como na figura 5.1. Amostras do enxame Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itajú do Colônia.

nuem, Zr e Y aumentam, La Ce Nb e Rb mostram um aumento discreto, enquanto o Sr mantém uma certa constância.

As rochas de Itabuna-Itaju do Colônia são mais enriquecidas nos elementos incompatíveis, que as da orla.

Algumas diferenças são observadas nesses diagramas: comportamento mais ou menos constante do Ce, La e Nb nas sub-alcálinas BTi, e disperso do Rb e Sr nas rochas alcalinas de Itabuna-Itaju do Colônia; vale acrescentar que a dispersão do Rb pode estar ligada a processos de alteração que afetaram seu comportamento (Fodor *et al.* 1985), além do que, nesta área, a petrografia mostrou que estas rochas encontram-se bastante alteradas.

Em todos os diagramas, nos BTi, os elementos incompatíveis mostram-se com teores mais baixos em relação aos ATi.

7.7 - Padrões de distribuição de elementos Terras Raras (ETR)

Os elementos terras raras (ETR) foram dosados em 20 amostras de diques máficos, sendo 15 do enxame de diques de Ilhéus-Olivença e 5 da área de Itabuna-Itaju do Colônia; os valores obtidos (ppm) foram normalizados segundo Boynton (1984).

As Figs. 7.11, 7.12 e 7.13 apresentam os padrões de distribuição dos ETR, onde as rochas foram agrupadas em sub-alcálinas e alcalinas e para cada litotipo, destacou-se os ATi e os BTi.

De um modo geral os padrões de distribuição são similares, os ETRL são medianamente enriquecidos em relação aos ETRP. Nos tipos BTi (Figs. 7.11 e 7.13), as concentrações dos ETR são menores que nos ATi, exceto um dos BT (curva superior - Amostra 6144) que petrograficamente mostrou-se bastante cataclásado.

Fig. 7-11 - Padrões de distribuição de ETR normalizados por condritos para as rochas sub-alcálinas de Ilhéus-Oliveira e Itabuna-Itaju do Colônia.

No conjunto, as rochas são também medianamente fracionadas, já que as razões $(La/Yb)_N$ apresentaram os seguintes valores: rochas sub-alcálinas $ATi = 3,81$, $BTi = 3,37$ e as alcálinas $ATi = 3,64$.

A Fig. 7.13 mostra os padrões de distribuição das médias para as rochas alcálinas e sub-alcálinas ATi e BTi . As curvas do tipo ATi são quase coincidentes, enquanto que os BTi guardam um bom paralelismo com as outras curvas. Este comportamento revela que a fonte geradora pode ser a mesma para os vários tipos de rochas encontradas. As anomalias negativas do Eu , quando presentes são negligenciáveis, significando que não houve fracionamento de plagioclásio.

Fig. 7.12 - Padrões de distribuição de ETR normalizados por condritos para as rochas alcálinas de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia.

Os padrões de distribuição dos ETR das rochas estudadas são típicos de magmatismo toleítico continental, uma vez que os ETRP mantém um padrão ligeiramente inclinado em relação aos ETRI (Dostal et al. 1986). Além disso, guardam semelhança com os de diques toleíticos continentais como os de Scourie, na Escócia (Weaver & Tarney 1981) e os do Death Valley na Califórnia (Hammond 1986).

Fig. 7.13 - Padrões de distribuição dos médios dos ETR normalizados por condritos para as rochas de Ilhéus-Oliveira e Itabuna-Itaju do Colônia.

A Tabela 7.3 mostra o somatório dos ETR além de algumas razões entre estes elementos, todos normalizados para os condritos, que servem de base para comparação com dados da literatura para os basaltos toleíticos colocados na crosta continental.

Tabela 7.3 - Somatório dos ETR, médias das razões La/Lu e Eu/Sm normalizados para os condritos, para as rochas de Ilhéus-Oliveira e Itabuna-Itaju do Colônia. Valores dos toleíticos continentais da literatura, citação no texto.

	Sub-alcálinas (Alcálinas)			Toléticos	
	ATi	BTi	ATi	Arcos de ilha Continentais	Bacias de "back-arc"
E ETR (ppm)	105-138	50-129	118-132	15,2-322	10-262
(La/Lu)N	4,39	3,88	4,03	0,5-7,6	0,4-7,3
(Eu/Sm)N	0,83	0,86	0,86	0,16-0,55	0,22-0,54

Os valores encontrados para os somatórios dos ETR e médias das razões $(La/Lu)_N$, quando comparadas aos valores dos toleítos: continentais (Frey et al. 1978, Cullers & Graf 1984), de arcos de ilha e de bacias de "back-arc" (Saunders & Tarney 1979, Weaver et al. 1979, Cullers & Graf 1984), são perfeitamente coerentes. Entretanto as razões $(Eu/Sm)_N$ das rochas em estudo são maiores, o que não descaracteriza o caráter toleítico continental, pois é comum estas rochas não apresentarem anomalia negativa do Eu, por isso mesmo os resultados são próximos e menores que 1.

7.8 - Comentários adicionais

Os diagramas de variação tomando como índice o MgO , revelaram para os elementos maiores, comportamentos semelhantes quanto à distribuição dos pontos, embora haja uma nítida separação entre os ATi e BTi, já que os ATi apresentam conteúdos mais altos em FeO , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O e K_2O e os BTi em CaO , MgO e $n^\circ M$. Já em relação aos elementos traços, os compatíveis Ni e Cr e os incompatíveis Y e Zr comportam-se de forma semelhante a despeito dos ATi serem mais enriquecidos que os BTi; enquanto La, Ce e Nb crescem de forma discreta nos ATi, sendo que nos BTi os pontos dispõem-se de forma constante.

O fato das rochas que compõem o enxame de diques de Ilhéus-Olivença apresentarem diferenças importantes em elementos incompatíveis e no conteúdo de TiO_2 , com composição de elementos maiores similares, indica que a cristalização fracionada não é um processo viável para explicar a geração destas rochas, podendo ter sua origem em um processo de fusão parcial.

As rochas mais evoluídas dentre as sub-alcalinas são os AnB e LB e dentre as alcalinas são os H, todos ATi; os BTi são menos evoluídos e dentre eles o ALcB é a rocha mais primitiva ($MgO=12,67$).

A grande variação do nº M leva a sugerir que as rochas não foram formadas por líquidos primários.

O caráter toleítico ficou evidenciado pelo diagrama AFM não só pelo enriquecimento em FeO_t , mas também por comportar-se da forma similar a outros enxames também toleíticos.

Os padrões de distribuição do ETR são semelhantes para todos os litotipos sendo que os ATi apresentam conteúdos mais elevados. São mediantemente fracionados e enriquecidos em ETRL em relação aos ETRP; onde ocorre a anomalia negativa do Eu é negligenciável, indicando que não houve fracionamento de plagioclásio.

Os padrões são típicos de magmatismo toleítico continental, semelhantes aos dos outros enxames como Scourie, na Escócia e Death Valley, na Califórnia.

O fato das rochas tanto ATi sub-alcálinas como alcalinas apresentarem curvas padrões de distribuição quase coincidentes e o padrão das sub-alcálinas BTi guardar paralelismo com aquelas, revela que a fonte geradora pode ser a mesma para os vários litotipos.

CAPÍTULO 8 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO, ASPECTOS PETROGENÉTICOS E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

CAPÍTULO 8 - AMBIENTE GEOTECTÔNICO, ASPECTOS PETROGENÉTICOS E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

8.1 - Ambiente geotectônico

A partir de dados geoquímicos foram testados alguns diagramas idealizados principalmente por T.H. Pearce e J.A. Pearce que relacionam ambiente geotectônico com a química de elementos maiores e traços respectivamente. Estes pesquisadores valeu-se principalmente de arquivos de análises de rochas Fanerozóicas de alta qualidade e ambiente geotectônico definido.

A despeito dos diagramas discriminantes dos vários ambientes, muitas vezes chegarem a resultados ambíguos, achamos válido testá-los, uma vez que poderá conduzir a uma interpretação na geodinâmica crustal, no tempo Proterozóico.

Fig. 8.1 - Diagrama $MgO - FeO - Al_2O_3$ apud Pearce et al. (1977); os campos discriminam rochas vulcânicas sub-alcalinas. Símbolos como na figura 5.1 para amostras de Ilhéus-Oliveira e Itabuna-Itaju do Colônia.

A Fig. 8.1 mostra o diagrama $M(\text{MgO}) - F(\text{FeO}_t) - A(\text{Al}_2\text{O}_3)$ de Pearce *et al.* (1977) onde os pontos caem predominantemente no campo continental, com vergência para o campo das ilhas oceânica.

A tendência de algumas amostras para o campo das ilhas oceânicas associada a concentração maior no campo continental pode indicar ambiente intraplaca (Pearce & Cann, 1973).

Com o intuito de confirmar o ambiente geotectônico, foi utilizado o diagrama $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ de Pearce *et al.* (1975), Fig. 8.2. Os pontos contrariamente concentram-se no campo dos

Fig. 8.2 - Diagrama de Pearce *et al.* (1975), discriminando basaltos oceânicos. Símbolos como na figura 5.1 para rochas de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia.

basaltos oceânicos onde cerca de 16% distribuem-se no campo dos basaltos continentais. Este comportamento não nega o caráter continental, uma vez que a afinidade oceânica pode ser o resultado de tentativas abortadas na geração de novo assoalho marinho através do processo de "rifting" (Pearce et al. 1977). Estes autores encontraram para os basaltos Terciários do leste da Groenlândia e os do "Deccan Traps" na Índia, ambos de ambiente continental, resultados semelhantes e relacionam o magmatismo basáltico a maior flexura ou feição tensional aproximadamente paralela a crista meso-oceânica adjacente.

Uma vez que a dúvida persistia, utilizou-se os diagramas que incluem Ti-Zr-Y de Pearce & Cann (1973) visto na Fig. 8.3a e Nb-Zr-Y de Meschede (1986) mostrado na Fig. 8.3b, que dentre outros delimitam o campo dos basaltos intraplaca. Na Fig. 8.3a de Pearce & Cann (1973) os pontos concentram-se nos campos dos basaltos de cordilheira meso-oceânica + basaltos de arco vulcânico e dos basaltos intraplaca que tanto podem ser basaltos de ilhas oceânicas como basaltos continentais, já que na prática não é possível separar quimicamente estes dois tipos de basaltos (Pearce & Cann 1973).

Na Fig. 8.3b de Meschede (1986) a dos pontos agrupam-se nas proximidades dos limites dos mesmos campos: assoalho oceânico (D) e intraplaca (B), aquele correspondendo ao tipo "N-MORB" (BTi) e este ao tipo "P-MORB" (ATi), com composições transicionais, o tipo "T-MORB" entre os dois tipos. Alguns pontos representativos das rochas alcalinas situam-se nos campos dos toleítos intraplaca (AII + C) e basaltos alcalinos, também intraplaca (AI).

A Fig. 8.4 de J.A. Pearce (comunicação escrita) relaciona o comportamento dos incompatíveis Ti e Zr e discrimina os campos de rochas básicas e rochas evoluídas com elas relacionadas, além da delimitação dos campos intraplaca, arcos vulcânicos e "MORB". Os tipos ATi mostram comportamento intraplaca enquanto os BTi são mais relacionados ao "MORB". É notória a separação

Fig. 8.3 - Amostras de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia: ilustradas nos diagramas discriminantes de; a) Pearce & Cann (1973) e b) Meschede (1986). Símbolos como na fig. 5.1. Campos em a): BIP = basaltos intraplaca; BAV = basaltos de arco vulcânico; "MORB" = basaltos de cordilheira meso-oceânica; BCA = basaltos cálcio-alcalinos. Campos em b): A = basaltos intraplaca; A II + C = toleitos intraplaca; B = tipo P-"MORB"; D = tipo N-"MORB"; C + D = basaltos de arco vulcânico.

dos dois tipos de magmas.

Fig. 8.4 - Diagrama Ti vs Zr *apud* J. A. Pearce (comunicação escrita); A linha discriminante representa a média de suítes basálticas. Símbolos como na figura 5.1 para amostras de Ilhéus-Olivença, Itabuna-Itaju do Colônia.

Estes diagramas que tentam formular classificações tectonomagmáticas dos basaltos, em sua maioria não satisfazem porque efeitos como heterogeneidade do manto, metassomatismo no manto, contaminação crustal além de processos de fusão parcial, têm sido documentados nos últimos anos e não são únicos numa mesma estrutura tectônica específica.

8.2 - Aspectos petrogenéticos

Invariavelmente os magmas são produzidos a partir de fusões parciais de rochas mantélicas ou crustais, quando estas

são submetidas a condições de pressão e temperatura que ultrapassam os limites da curva dos "solidus" característica para cada tipo litológico.

Atualmente admite-se que os magmas basálticos originam-se no manto superior, tendo em vista que as estimativas da variação de temperatura com a profundidade indicam que as temperaturas necessárias para gerar magmas basálticos só são atingidas abaixo da descontinuidade de Mohorovicic, seja em áreas continentais ou oceânicas.

Estudos experimentais têm sido realizados, utilizando-se lavas terrestres e nódulos nelas encontrados que são submetidos a fusão em condições de pressão baixa, moderada e alta, e altas temperaturas em ambiente anidro ou hidratado, com a finalidade de elucidar os processos de formação de magmas basálticos e associados.

Vários autores têm publicado os resultados de seus experimentos, destacando-se: Yoder & Tilley (1962), Cohen-Ito & Kennedy (1967), Green & Ringwood (1967), O'Hara & Yoder (1967), Kushiro (1968, 1973), Kushiro & Kuno (1963), Kushiro *et al.* (1972), Green & Ringwood (1968), O'Hara (1968a,b), Ringwood (1966, 1975), Green (1970, 1972), Bultitude & Green (1971), Thompson (1974, 1975).

Três são os principais processos que determinam as composições dos magmas basálticos no manto: fusão parcial, cristalização fracionada e contaminação (Green 1969).

8.2.1 - Região fonte

O fato de não contarmos com a geoquímica isotópica (Sr, Nd e Pb) que nos permitira discutir a região fonte com mais precisão, não invalida tecermos comentários a respeito da possível

fonte geradora do magma responsável pelos diques ora em questão.

Antes de discutirmos nossos dados alguns pontos podem ser levantados: a região fonte geradora seria homogênea ou heterogênea? Empobrecida ou enriquecida? Se enriquecida, estaria ligada à contaminação crustal ou a metassomatismo?

A heterogeneidade tanto da fonte "MORB" como da "PLUMES" do ponto de vista químico e isotópico cresce a cada dia entre os autores (McCulloch & Compston 1981; Sun 1984 a,b).

Se enriquecido ou empobrecido, hoje já há um consenso de que há regiões fontes com aquela ou esta característica.

Anderson (1981) estabeleceu duas fontes mantélicas principais, geradoras de magma basáltico. As fontes são denominadas: "PLUMES" = "HOTSPOTS" (principal layer of upper mantle enrichment) ou manto enriquecido e "MORB" (Mid ocean ridge basalt) ou manto empobrecido. O manto enriquecido apresentaria as seguintes características geoquímicas: altas razões Rb/Sr, Rb/K, Nd/Sm, Ba/Nd, Ba/Sr, Nb/Zr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$, e altas concentrações de H_2O , CO_2 , Ti, K, Rb, Sr, Ba, La, Nd, Th e U quando comparado ao manto empobrecido.

A Fig. 8.5 mostra o "spidergram" segundo Anderson (1981), onde a natureza complementar entre as fontes "MORBs" e "PLUMES" mostra que o reservatório "hotspots" é responsável por gerar os basaltos continentais (kimberlitos, basaltos alcalinos e toleítos). Fica evidente que a crosta continental não é a única fonte enriquecida. Os diques de Ilhéus-Olivença mostram um padrão de distribuição compatível com os toleítos continentais.

Entretanto alguns autores (De Paolo 1981, O'Hara & Matthews 1981, Dupuy & Dostal 1984, Campbell 1985) colocam a contaminação crustal como um importante papel nas feições químicas e isotópicas encontradas nos toleítos continentais. Contudo não há

Fig. 8.5 - Log das concentrações normalizadas de elementos traços, *apud* Anderson (1981), as curvas ATi ● e BTi ○ correspondem as rochas de Ilhéus-Oliveira.

um consenso a respeito, visto que, em algumas áreas o processo de contaminação é evidente (Carte *et al.* 1978, Cox & Hawkesworth 1985) enquanto em outros onde o enriquecimento é comprovado, a origem mantélica é plenamente consistente (Hawkesworth & Vollmer 1979 Weaver & Tarney 1981, Alibert 1985). Do exposto torna-se evidente que cada área que vai sendo devidamente estudada, contribuirá para a evolução do conhecimento. O bom senso leva-nos ao juízo de que a contaminação crustal foi um processo importante em algumas suítes toleíticas continentais, porém insignificante em outras.

Ainda em relação à contaminação é necessário que se diga que é muito difícil distinguir entre contaminação do magma durante a colocação na crosta e o metassomatismo do manto através de fluidos derivados do material crustal subductado.

A importância do metassomatismo no manto e o papel de minerais acessórios como anfibólio, flogopita e apatita na forma-

ção de fundidos enriquecidos em ETRL é levada em conta por muitos autores (Sun & Hanson 1975, Boeltcher & O'Neil 1980, Wass & Rogers 1980, Bergman *et al.* 1981).

A heterogeneidade da fonte pode ser detectada através da variação de razões entre elementos incompatíveis, que sejam também relativamente imóveis durante alteração hidrotermal.

A Fig. 8.6 relaciona as razões Zr/Y - Zr/Nb - Y/Nb , onde se observa um agrupamento apertado das rochas sub-alcálinas (Ilhéus-Olivença), enquanto as alcálinas mostram uma grande variação nas razões, provavelmente devido a heterogeneidade da fonte (Le Roex *et al.* 1983).

Fig. 8.6 - Diagrama de razões Zr/Nb - Zr/Y - Y/Nb de Myers & Breitkopf (1989), para as rochas de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia. Símbolos como na fig. 5.1.

A Fig. 8.7a mostra a distribuição de alguns elementos normalizados para o manto primordial (Wood *et al.* 1979) e a Fig. 8.7b a variação das razões destes mesmos elementos segundo a fórmula:

$$E_1/E_2 \neq E_1(MP)/E_2(MP) \quad \text{onde MP = manto primordial}$$

A escolha dos elementos relacionados deve-se ao fato de serem considerados os mais incompatíveis e a normalização para o Nb, por ser dentre eles o mais incompatível durante a fusão do granada lherzolito ou durante a cristalização fracionada dos minerais olivina, piroxênio e plagioclásio (Myers & Breitkopf 1989) e ainda, se extremamente enriquecido no tipo "P-MORB" relativo ao "N-MORB" (Le Roex *et al.* 1983).

Fig. 8-7 - Amostras de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia: a) "Spidergram" convencional, e b) "Spidergram" normalizado para o Nb. MP = manto primordial.

A variação observada nas razões ratifica a heterogeneidade do manto para as rochas alcalinas e mostra as mesmas condições para as rochas sub-alcalinas. Os BTi podem ser comparados aos tipo "N-MORB" e os ATi, aos tipos "P-MORB", não excluindo-se os tipos transicionais.

8.2.2 - Origem do magma "parental"

A pequena variação litológica observada no enxame de diques máficos Ilhéus-Olivença, que é constituído de 93,6% de rochas sub-alcálinas pouco diferenciadas, onde a composição química dos elementos maiores é restrita, já que os valores encontrados para SiO_2 e MgO nos tipos Ati e Bti são respectivamente $\text{SiO}_2 = 44,31$ e $49,89$ e $45,39$ a $46,95$ e $\text{MgO} = 6,86$ a $3,32$ e $10,57$ a $5,52$, mostrou ser inviável aplicar os modelos matemáticos de diferenciação.

As alcálinas de Ilhéus-Olivença são os H-Ati e apresentam $\text{SiO}_2 = 43,49$ a $47,88$ e $\text{MgO} = 6,18$ a $4,08$, conteúdos similares às sub-alcálinas Ati; as da região Itabuna-Itaju do Colônia são representadas por diques distribuídos aleatoriamente, não tiveram suas fases minerais analisadas e o número de amostras é muito pouco representativo, para que uma modelagem possa vir a ser confiável a nível petrogenético.

Entretanto a interpretação dos diagramas e dados químicos e de campo apresentados nos capítulos anteriores, torna possível se chegar ao processo magmático.

Os BTr e BT são caracterizados por apresentarem teores altos e baixos em TiO_2 (Tabela 7.1) ou seja, $2,4-2,71\%$ vs $1,68-1,47\%$ respectivamente, onde os Ati ($\geq 2\% \text{TiO}_2$) são mais enriquecidos em FeO , K_2O e P_2O_5 e em incompatíveis como Ba, Rb, Sr, La, etc. em relação aos Bti ($< 2\% \text{TiO}_2$) sejam eles BT ou BTr.

Os diagramas de variação de elementos maiores e traços em função de MgO (Figs. 7.1 a 7.3 e 7.7 a 7.10) destacam bem estas evidências e indicam que os processos de cristalização fracionada não podem adequadamente explicar a formação destas rochas, mesmo considerando que os menores conteúdos de MgO (Tabela 7.1) encontrados nos Ati com respeito aos análogos Bti (BTr e BT), pudessem sugerir o referido processo ($\text{MgO} = 5,57 - 5,46\%$ vs

7,67 - 6,29% respectivamente).

A Fig. 8.8 mostra o diagrama $\log Zr$ vs $\log Ni$, onde a grande maioria das amostras exibem uma variação de Ni de 50 - 100 ppm, destacando-se os tipos Bti (Zr - 80 a 130 ppm) e ATi (Zr - 130 a 320 ppm). A maneira como os pontos se dispõem nesse diagrama, não caracteriza de forma contundente fusão parcial ou cristalização fracionada. Os valores de Ni < 100 podem indicar este último processo. Entretanto como algumas rochas apresentam M = 61 a 72 (BTi), o processo de fusão torna-se mais viável, não só porque estes valores são compatíveis com manto peridotítico, tendo M = 80 a 87 (Bellieni *et al.* 1984,a) mas também devido à presença de tipos ATi e BTi (Bellieni *et al.* 1984,b).

Fig. 8.8 - Diagrama $\log Zr$ vs $\log Ni$ para rochas de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia. (Veja explicação no texto). Símbolos como na figura 5.1.

Não nos parece ter havido contaminação crustal no sentido da interação com a encaixante pelos seguintes aspectos: 1) ortopiroxênio só ocorre em 3 amostras dos BTr-ATi (3 a 6,6% - Ta-

bela 3.3), quando se sabe que magmas derivados diretamente do manto, cristalizam pouco ortopiroxênio, ao contrário de magmas contaminados que são caracterizados por abundância deste mineral (Longhi 1981); 2) a maioria dos diques de Ilhéus-Olivença apresentam margens congeladas que caracterizam fluxo de natureza laminar; as margens congeladas protegem o magma da erosão termal na encaixante (Campbel 1985), o que dificulta a contaminação.

Poder-se-ia atribuir o enriquecimento dos ETRL a metasomatismo na fonte entretanto, para isto seria necessário acrescentar à mesma, minerais acessórios como apatita, flogopita e anfibólio (Hammond 1986); a quantidade de apatita necessária para prover todo o P do fundido é tão pequena, que não gera qualquer efeito nas concentrações dos ETR; a flogopita geraria líquidos ricos em K e a alcalinidade dos diques em estudo é sódica; quanto ao anfibólio, este tem sido observado como xenólitos em basaltos

Fig. 8.9-Diagrama Zr/Y vs Ba/Y para rochas de Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju do Colônia. Símbolos como na figura 5.1.

alcalinos (Boettcher & O'Neil 1980), que não é o caso, embora tenha sido sugerido por Green & Lieberman (1976), que anfibólito é essencial nas fontes havaianas enriquecidas em TiO_2 , K_2O e incompatíveis, com relação aos "MORBs". Os diques de Ilhéus-Olivença são ATi e BTi e pobres em K_2O , daí torna-se muito difícil afirmar que houve contaminação na fonte.

A presença dos tipos ATi e BTi numa mesma área levanta a possibilidade de que estes basaltos (BT e Btr) possam estar relacionados com a mistura, envolvendo magmas e/ou fontes. A Fig. 8.9 relaciona as razões Zr/Y vs Ba/Y . Os campos onde predominam os BTi encontram-se separados dos ATi e em nenhum destes, a disposição dos pontos segue uma linha reta que caracteriza a curva de mistura (Langmuir et al. 1978).

A comparação dos conteúdos de elementos incompatíveis (Tabela 7.2) entre os tipos ATi e BTi (BTr e BT) revelou que muitos elementos mostram fator de enriquecimento relativamente alto; assim os BT (ATi e BTi) são enriquecidos num fator de 1,6 a 2,0 nos elementos P, Zr, Y e Nb e os BTr (ATi e BTi) num fator de 1,6 a 2,3 nos elementos Ba, Sr, La, Zr e Nb. Estes resultados são favoráveis ao processo de fusão parcial.

O processo de diferentes graus de fusão parcial de fonte peridotítica é reforçado através das razões similares entre médias de muitos elementos incompatíveis (Jolly 1987) dos tipos ATi e BTi não somente nas rochas sub-alcalinas mas também nas alcalinas (Tabela 8.1).

O fracionamento das ETRP (Fig. 7.13), indica granada no resíduo após a fusão do manto peridotítico (Kay & Gast 1973); o enriquecimento nos ETRL $(La/Lu)_N = 3,88$ a $4,40$, sugere que o grau de fusão variou de 20 - 30% (Green 1973, Frey et al. 1978). A fonte não deve ter sido primitiva, visto que, os padrões de distribuição (Fig. 7.11 a 7.13) não forneceram padrões planos (Masuda & Aoki 1979).

Tabela 8.1 - Razões de médias de elementos traços. Os ETR estão normalizados para os condritos.

Razões	Sub-alcálinas		Alcálinas	
	ATi	BTi	ATi	BTi
Nb/La	0,85	0,80	0,86	0,82
Zr/Y	4,4	3,40	5,0	4,3
Rb/Sr	0,07	0,08	0,06	0,09
Nb/Y	0,34	0,30	0,77	0,33
La/Lu	4,40	3,88	4,02	-
La/Sm	1,75	1,56	1,69	-
Sm/Nd	0,75	0,75	0,77	-
Eu/Sm	0,84	0,86	0,86	-

Pequenas anomalias do Ce observadas em alguns padrões de distribuição, foram herdadas da fonte, já que não se tem encontrado em qualquer fase mineral, altas concentrações de Ce (Dixon & Batiza 1979).

8.3 - Implicações geodinâmicas

8.3.1 - Evolução geotectônica

Segundo Windley (1986), na história da Terra, predominam no Arqueano um regime tectônico permóvel que foi seguido por um novo estágio, Proterozóico Inferior a Médio, quando os cratons maiores estabilizaram-se; houve então a formação de mega-fraturas, que podem ter sido o início ou o momento precursor da fragmentação que mais tarde viria separar extensas massas continentais (supra-crustais); foi nesta época que houve intrusões magmáticas formando diques de caráter transcontinental (Zimbabwe - África do Sul) e enxames de diques máficos (Scourie - Escócia,

Kangamiut - oeste da Groenlândia, Labrador e Mackenzie - Canadá, Uauá - Craton do São Francisco, Guianas - Craton Amazônico, etc.

A penetração magmática introduz um novo tipo de atividade ígnea e tectônica na Terra, já que separam o Arqueano Superior permóvel do Proterozóico Inferior-Médio quando grandes placas rígidas ou semi-rígidas formaram-se.

No Proterozóico Médio, as orogenias tiveram lugar principalmente no intervalo de 1900 - 1600 Ma, enquanto na América do Sul, o Transamazônico ocorreu entre 2100 a 1800 Ma (Almeida 1971); no intervalo 1200 a 1000 Ma, houve pouca ou nenhuma evidência de ciclo orogenético, havendo entretanto magmatismo anorogênico, incluindo os diques máficos, cuja condição prévia para seu desenvolvimento foi uma crosta continental estável.

"Rifting" continental foi iniciado logo após 1.400 Ma, e estas fendas controlaram as rochas magmáticas anorogênicas onde os enxames de diques e "sills" máficos colocaram-se (Death Valley, Arizona e Logan "sills" nos Estados Unidos; Mackenzie III, Sudbury e Baffin Island no Canadá; Salvador, Cachoeira-São Félix, Ilhéus-Olivença e Itabuna-Itaju no Estado da Bahia).

Do exposto, pode-se ter uma idéia de que no Proterozóico Médio, houve uma maior tentativa, porém abortiva, para fragmentar as placas continentais.

Renne et al. 1988, através de novos dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e paleomagnetismos para os cratons São Francisco (Ilhéus-Olivença) e Kaapvaal da África do Sul, concluíram por um modelo de evolução ensiálica para os cinturões móveis do Proterozóico Superior; estes autores, numa medida extrema, concordam com Piper (1987) (citado em Renne op. cit.) em que, por todo o Proterozóico, existia um único supercontinente.

Desta forma a hipótese de Pedreira (1979a, b) de ter havido colisão no Proterozóico Médio e esta ter sido responsável pela abertura de fraturas que seriam preenchidas por magma basáltico, torna-se improvável.

8.3.2 - Evolução geoquímica

Na faixa centro oriental do Craton de São Francisco no Estado da Bahia, onde ocorrem três enxames de diques máficos, o manto subcontinental tem preservado uma marca de eventos magmáticos que é demonstrada com o enriquecimento nos elementos Ti e Zr, de Norte para Sul, considerando os eventos do Proterozóico Inferior para o Médio.

A Fig. 8.10 mostra a variação na razões Ti/Zr para os enxames de diques metabásicos de Uauá de 2000 Ma com $Ti/Zr = 109$, valor aproximadamente igual ao do manto primitivo - 110 (Sun & Nesbit 1977), o metabásico da orla marítima de Salvador de 1500 Ma com $Ti/Zr = 94$, os básicos de Cachoeira-São Félix de 1160 Ma

Fig. 8.10 - Tempo em Ga vs Ti/Zr para os diques basálticos da Faixa Centro-Oriental do Craton São Francisco. Pontos = média dos diques basálticos: 1 = Uauá, 2 = Salvador, 3 = Cachoeira-São Félix e 4 = Ilhéus-Olivença.

com $Ti/Zr = 80$ e o básico de Ilhéus-Olivença de 1100 Ma com $Ti/Zr = 79$. Os dois últimos enxames parecem estar relacionados ao mesmo evento magmático.

Ao longo do tempo, observa-se um declínio progressivo nas razões Ti/Zr e um aumento também progressivo nos conteúdos destes elementos. Não tem sido encontrado basaltos arqueanos com $TiO_2 > 2,0$ como ocorre nos basaltos mais novos. (Condie, 1984)

Estudando o enxame de diques Scourie na Escócia, Weaver & Tarney (1981) estabeleceram que o manto subcontinental era enriquecido em elementos incompatíveis e Terras Raras Leves; sabe-se que somente após o Arqueano, é que as fontes mantélicas tornaram-se enriquecidos nos elementos Ti , Zr , e Nb . Entretanto, segundo Condie (1984), esta consideração é incerta, já que no Proterozóico Inferior-Médio, o estudo de rochas basálticas é altamente dependentes de dados químicos destas rochas, levando em conta os vários ambientes geológicos e principalmente da falta de dados de diques máficos e basaltos de "rifts".

Condie (1988) encontrou razão $Ti/Zr = 65$ a 80 nos diques da Província Superior no Canadá e atribuiu estes valores a fonte mantélica enriquecida e de composição similar aos basaltos de ilhas oceânicas e de "rift" continental.

A Fig.8.11 mostra a distribuição dos elementos relacionados segundo o aumento de incompatibilidade, normalizados segundo o manto primordial (Wood *et al.* 1979), para as rochas sub-alcálinas ATi e BTi, alcalinas ATi, além de outros diques citados também teleíticos continentais de idade Proterozóico Inferior-Médio tais como os da Província Superior (ATi e BTi), Abitibi e Sudbury no Canadá (Condie 1988) e Scourie na Escócia (Weaver & Tarney 1981).

De um modo geral observa-se anomalia positiva de Ba, P, Tb e Yb e negativa de Se, Ti, V e em alguns casos, de Nb (os BTi

Fig. 8.11 - Distribuição dos elementos incompatíveis, normalizados para o manto primordial, do enxame Ilhéus-Olivença comparado a de outros enxames do Proterozóico Médio e Inferior.

de Ilhéus-Olivença e os de Scourie).

A anomalia negativa do Ti é característica dos basaltos Arqueanos empobrecidos; a distribuição dos padrões mostram enriquecimento dos elementos litófilos em relação aos tipos "N-MORB" (Condie, 1988); a do Sr é característica de basaltos de "rift" continental e de ilhas oceânicas e a do Nb, é encontrada comumente nos diques Proterozóicos como os de Uauá e Salvador (Piccirillo *et al.* 1989) e os do Bloco Vestfold da Antártica (Collerson e Sheraton 1986).

É importante chamar atenção que, na área de Ilhéus-Olivença, os diques ATi e BTi, bem como os que apresentam anomalia negativa do Nb, são encontrados no campo intimamente associados e isto leva a sugerir que o processo de diferentes graus de fusão parcial, seria o responsável pela geração do magma que originou o enxame Ilhéus-Olivença.

8.4 - Considerações adicionais

Os BTi têm algumas feições de "MORB", a despeito de serem enriquecidas em ETRL, enquanto os ATi parecem mais típicos de "PLUME-HOTSPOT"; daí é possível sugerir-se duas fontes: uma "P-MORB" e outra "PLUME" (basaltos continentais propriamente ditos). Como as idades disponíveis foram obtidas em amostras de rochas do tipo ATi, fica difícil saber quem transiciona para quem. Entretanto parece mais provável a possibilidade das rochas básicas aqui estudadas, serem rochas oriundas de magmatismo toleítico continental de intraplaca de rift abortado, formado por diferentes graus de fusão parcial, de fonte mantélica enriquecida.

Rejeita-se a idéia da contaminação crustal ser responsável pelo enriquecimento em elementos incompatíveis, a despeito da anomalia positiva do Ba ser um dado favorável à contaminação.

Após um período de crescimento continental no Arqueano Superior, é possível produzir uma maior proporção do manto enriquecido pela reciclagem de sedimentos continentais no manto ou por aumento de espessura do manto litosférico metamorfoisado, e isto refletiria extração incompleta de elementos incompatíveis do manto durante o rápido crescimento continental (Condie 1988).

Pensar em contaminação da fonte devido a subsucção, parece pouco provável, visto que, a profundidade mais rasas que o manto, os sedimentos fundiriam, daí torna-se difícil transportar os elementos incompatíveis em quantidades significativas para o manto, tornando-o enriquecido.

PARTE III - CONSIDERAÇÕES FINAIS E BIBLIOGRAFIA

CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES

REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES

CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES

- Magma basáltico preenche fraturas distensivas, de caráter anorogênico, num tempo Proterozóico Médio, podendo ser relacionado ao enxame de diques máficos de Salvador.
- Presença de "chilled margins" com textura hialocristalina permite admitir que a colocação dos corpos, deu-se em níveis rasos a sub-rasos em condição de alta temperatura e em estado líquido, onde os fenocristais desenvolveram-se intrateteluricamente e a matriz vítrea, num estágio "quenching".
- Os diques mais espessos mostram diferenciação interna do contato para o núcleo, onde o plagioclásio é menos cálcico.
- A petrografia permitiu estabelecer a seguinte ordem de cristalização: olivina-(ortopiroxênio)-plagioclásio-clinopiroxênio-(hornblenda)-opaco; o ortopiroxênio e a hornblenda encontram-se entre parênteses porque só ocorrem nos BTr - BTi. O fato de em alguns litotipos o TiO_2 ter sido encontrado em ambos, magnetita e piroxênio, sugere a possibilidade de cristalização simultânea entre estes minerais.
- Tendo em vista as temperaturas encontradas para a cristalização dos piroxênios, admite-se que o magma atingiu no mínimo temperaturas da magnitude de $1200^{\circ}C$.
- Em relação ao MgO , os elementos maiores comportam-se similarmente, embora haja uma nítida separação entre os ATi e BTi, já que os ATi apresentam conteúdos mais altos em FeO_t , MnO , Na_2O e K_2O e os BTi nos demais óxidos. Entre os elementos traços, os compatíveis (Ni e Cr) e os incompatíveis (Y e Zr) comportam-se de igual forma a despeito dos tipos ATi serem mais enriquecidos que os BTi; enquanto nos ATi, La, Ce e Nb crescem de forma dis-

creta, nos BTi os pontos dispõem-se de forma constante. Estas feições não são favoráveis ao processo de cristalização fracionada para correlacionar os ATi e os BTi.

- Cristalização fracionada poderia explicar os BT-ATi e os AnB-ATi, do mesmo modo, os BTr-ATi e os LB-ATi.

- Textura de ressonção em equilíbrio encontrado na olivina coroada por clinopiroxênio rico em cálcio em todos os litotipos, exceto nos hawaiitos (augita associada a olivina) e basaltos alcalinos, enriquecimento em Fe visto no diagrama AFM e no quimismo dos piroxênios nos vários litotipos e o "trend" encontrado no diagrama Hy-Di-Ne, conferem ao magma um caráter toleítico. Esta caracterização não é evidente para as alcalinas, inclusive no diagrama Hy-Di-Ne os hawaiitos mostram caráter transicional com afinidade alcalina.

- Feições texturais comuns às rochas afíricas indicam que estas desenvolveram-se a partir de mesmos líquidos, na mesma razão de resfriamento, para cada litotipo considerado.

- A grande variação de valores encontrados para o número M, sugere líquidos evoluídos, mesmo considerando a possibilidade de fonte mantélica rica em Fe ($M = 80$). Ao mesmo tempo, os BTr-BTi exibem os maiores conteúdos em MgO ($AlcB - MgO = 12,67$); estes valores são compatíveis com os de magma primitivo e/ou menos evoluído.

- Os padrões de distribuição dos ETR são semelhantes para todos os litotipos, sendo que os ATi apresentam conteúdos mais elevados. São mediantemente fracionados e enriquecidos em ETRL em relação aos ETRP; não houve fracionamento do plagioclásio já que as anomalias negativas do Eu, quando ocorrem, são negligenciáveis. Estas características coincidem com as dos basaltos toleíticos continentais típicos.

- O paralelismo entre as curvas padrões de distribuição dos ETR (Fig. 7.13), onde os tipos ATi são quase coincidentes, sugere uma mesma fonte para os vários litotipos encontrados.

- O fato dos diques cortarem rochas cratônicas Arqueanas, caracteriza o ambiente continental que foi confirmado pelo diagrama $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Fig. 8.4) e possivelmente colocados numa tentativa de "rift" abortado (Fig. 8.2).

- As variações observadas nas razões de elementos incompatíveis normalizados para o Nb (Fig. 8.7b), indicam fonte heterogênea.

- As diferenças importantes encontradas no comportamento dos elementos incompatíveis e nos conteúdos de TiO_2 , utilizado como qualificador das rochas, com relação a composição dos elementos maiores que guardam similaridade entre si, sugerem que as rochas foram originadas através de diferentes graus de fusão parcial de fonte mantélica sub-continental peridotítica, de caráter enriquecido, sendo que os ATi representariam graus menores de fusão parcial.

O fato de não contarmos com geoquímica de isótopos de Nd e Pb, torna-se difícil afirmar se houve ou não contaminação de fonte que seria responsável pelo enriquecimento nos elementos incompatíveis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLARD, G.O. 1963. Short petrographic note on a group of samples brought to CENAP by K.W.B. de Carvalho (Bacia do Almada). Salvador. CENAP/SETEX-RPBa - Petrobrás (*Relatório inédito*, 536).
- ALLEGRE, C.J. & BEN OTHMAN, D. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286:335-341.
- ALIBERT, C. 1985. A Sr-Nd isotopic and REE Study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.* 73:81-90.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol.* 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1971. Geochronological division of Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.* 1 (1):13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978a. O Craton de São Francisco - Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Craton de São Francisco e suas Faixas Marginais. *Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, SBG/SME; Public. Espec.* 3:13-32.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978b. Evolução dos Cratons Amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos de hemisfério Norte. In *30^a Cong. Bra. Geol. Recife: Anais, Soc. Bras. Geol.*, 6:2393-2407.

- ALMEIDA, F.F.M. & BLACK, J. 1968. Geological comparison of Northeastern South America and Western Africa; *Anais Acad. Bras. Cienc.* 40:317-319.
- ANDERSON, D.L. 1981. Hotspots, Basalts, and the Evolution of the Mantle. *Science* 213:82-89.
- BARBOSA, J. 1986. Constitution lithologique et metamorphic de la region granulitique du sud de Bahia-Bresil; Unpub. these du diplome du Doctorat de L'Universite Paris VI, 101 pp.
- BARBOSA, P.; SOUTO P.G.; AZEVEDO H.C.A. 1972. Mapa Geológico das Folhas Ilhéus e Potiraguá. In *26^a Congr. Bras. Geol., Belém, Resumo das Comunicações, Soc. Bras. Geol.* 1:90-91.
- BARKER, D.S. 1983. *Igneous Rocks*; Ed. Prentice-Hall, Inc New Jersey; 417p.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1983. Petrological and paleomagnetic data on the Plateau Basalt to Rhyolite sequences of southern Paraná Basin (Brazil). *Anais Acad. Bras. Cienc.* 55:355-383.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. 1984. Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Souther Parana Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.* 25(3):579-618.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISEMBERG, A. 1984a. High and Low TiO₂ flood basalt from the Parana Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.* 150(3): 273-306.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1984b. Low-Pressure Evolution of

Basalt Sills from Bore-Holes in the Parana Basin, Brasil. *Zscher. Min. Petr. Mitt.* 33:25-47.

BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. 1981. Classification and nomenclature of Basalts. Contribution n° 81; IUGS.; Subcommission on the systematics of Igneous Rocks. 19p.

BELLIENI G.; JUSTIN VISENTIN, E.; LE MAITRE, R.W.; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. 1983. Proposal for a division of the basaltic (B) field of the TAS diagram. Contribution n° 102 to IUGS: Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks; 12p.

BERGMAN, S.C.; FOLAND, K.A. & SPERA, F.J. 1981. On the origin of an amphibole rich vein in a peridotite inclusion from the Lunar Crater Volcanic Field, Nevada, USA. *Earth Planet Sci Lett.* 56:343-361.

BOETTCHER, A.L. & O'NEIL, J.R. 1980. Stable isotope, chemical, and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalt and kimberlites. *Am J Scin.* 280-A:594-621.

BOYINTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. ed. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier. p. 63-114.

BRITO NEVES, B.B. 1975. Regionalização geotectônica Pré-cambriana Nordeste; Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP - São Paulo; 198p.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R. 1980. Evolução geológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia In: *Geologia e Recursos Minerais do Est. da Ba., Textos Básicos, SME/CPM*; 3:1-101.

BROWN, G.M. & VINCENT, E.A. 1963. Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard Intrusion. *East Green-*

land J. Petrol. 4:175-197.

BULTITUDE, R.J. & GREEN, D.H. 1971. Experimental studies of crystal-liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions. *J. Petrol.* 12:121-147.

CAMPBELL, I.H.; 1985. The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91:37-43.

CARMICHAEL, I.S.E. 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *J. Petrol.* 5:435-460.

CARMICHAEL, I.S.E. 1964. The Iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.* 14:36-64.

CARMICHAEL, I.S.E. , TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J. 1974. *Igneous petrology*, Ed. McGraw-Hill Book Co., New York, 739p.

CARTER, S.R.; EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Neodymium and strontium isotopic evidence for crustal contamination of continental volcanics. *Science*, 202:743-747.

CHAYES, F. 1949. A Simple point-counter for thin section analyses. *Amer. Min.* 134:1-11.

CHAYES, F. 1979. Electronic computation and bookkeeping in igneous petrology. *Episodes*, 1:16-19.

CHOUDHURI, A. 1989. Petrografia e geoquímica de diques máficos Proterozóicos do Escudo Guianês, Norte do Craton Amazônico. In: *WORKSHOP "DIQUES MÁFICOS PRÉCAMBRIANOS DO BRASIL"* São Paulo 1989. Boletim Especial IUGS-UNESCO, Projeto PICG 257: 43-47.

COHEN ITO L.H. & KENNEDY, G.C. 1967. Melting and phase relations in anhydrous basalts to 40 kilobars. *Am J. Sci.* 265:475-518.

- COLLER, K.D. & SHERATON, J.W. 1986. Age and geochemical characteristics of Mafic Dyke Swarm in the Archaean Vestfold Block, Antarctica: Inferences about Proterozoic dyke emplacement in Gondwana. *J. Petrol.* 27(4): 853-886.
- CONDIE, K.C. 1984. Secular variation in the composition of basalts: an Index to mantle evolution, *J. Petrol.* 26(3): 545-563.
- CONDIE K.C.; BOBROW, D.J.; CARD, K.D. 1987. Geochemistry of Precambrian mafic dyke from the Southern Superior Province of the Canadian Shield. In: HENRY C. HALS & WALTER F. FAHRIG. Eds. *Mafic Dyke Swarms*, 95-108.
- CORDANI, U.G. 1973. Evolução geológica Pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, Inst. Geoc. da USP, São Paulo, 98p. ilustr.
- CORDANI, U.G. 1976. Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha Aracaju (SC-24). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha aracaju (SC-24), Brasília.
- CORDANI, U.G.; ABREU, A.C.S. i ISOTTA, C.A.L. 1969. Reconhecimento geocronológico do embasamento da Região oriental do Estado da Bahia, In: 23ª Congr. Bras. Geol. Salvador. *Anais Soc. Bras. Geol. Bahia*, p. 159-165.
- CORDANI, U.G.; BERNAT, M.; TEIXEIRA, W. i KINOSHITA, H. 1974. Idades radiométricas das rochas alcalinas do Sul da Bahia; *Anais do 28ª Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.* 6:253-259.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1978. Geocronologia do Pré-Cambriano, In: Inda, H.A.V. e Barbosa, J.F. - Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, Escala - 1:1.000.000, CPM-SME, p. 32.49.

- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. 1976. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis na folha Salvador (SD-24). In: Pedreira, H.J. et al (1976) - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Salvador (SD-24) - Brasília, 79-99.
- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. 1979. Geochronological investigation on the Precambrian Granulitic terrain of Bahia, Brazil, *Proc. Research.* 9:255-274.
- CORREA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; LEAL, L.R.B. 1988. Feições estruturais dos diques máficos - Relações entre o magmatismo fissural e as condições reológicas do meio. In: 35^a Congr. Bras. Geol. Belém. Anais Soc. Bras. Geol. 5:2217-2226.
- COX, K.G. 1980. A model for flood basalt volcanism. *J. Petrol.* 21:629-650.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PUNKHURST, R.J. 1979. *The interpretations of Igneous Rocks*. Ed. George Allen & Unwin (Publishers) Ltd. London, 450p.
- COX, K.G. & HAUKESWORTH, C.J. 1985. Geochemical Stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *J. Petrol.* 26(2):355-377.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: HENDERSON P. ed. Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elseviers. p. 237-274.
- DE LA ROCHE; LETERRIER, J.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.

- DEPAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53:189-202.
- DIXON, T.H. & BATIZA, R. 1979. Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70:167-181.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1982. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 12:307-312.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1989. Geochemical evolution of Eastern Bahia - Brazil: a probable early proterozoic subduction - related magmatic arc. *J. South Amer. Earth. Sci.*
- FODOR, R.V.; CORWIN, C.; ROISENBERG, A. 1985. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91:54-65.
- FREY, F.A.; GREEN, D.H.; ROY, S.D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from Southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.*, 19:463-513.
- FUJIMORI, S. 1967. Rochas alcalinas do Sul do Estado da Bahia. *Notas preliminares e Estudos da Divisão de geologia e Mineralogia, R.J.* 141:3-11.
- FUJIMORI, S. 1972. Rochas Alcalinas da Fazenda Hiassu, Itajú do Colônia, Bahia; Inst. Geoc. UFBA, Salvador. Tese Concurso Prof. Assistente. Inédito. 123 pp.
- FURHMAN, M.L. & LINDSLEY, D.H. 1988. Ternary - feldspar modeling and Thermometry. *Amer. Mineral.* 73:201-215.
- GAVA, A.; NASCIMENTO, D. A.; VIDAL, J.L.B.; GHIGNONE, J.I.; OLIVEIRA, E. P.; SANTIAGO FILHO, A.L.; TEIXEIRA, W. 1983. Geolo-

gia, *PROJETO RADAM BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Folha SC. 24. Aracaju/Recife; 30:27-376.*

GREEN, D.H. 1969. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle. *Tectonophys.* 7:409-422.

GREEN, D.H. 1970. The origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Trans. Leicester Lit and Phil. Soc.* 62:26-54.

GREEN D.H. 1971. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy Soc. Lond. A.*; 268:707-725.

GREEN D.H. 1972. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. Ser. A.* 268:707-725.

GREEN D.H. 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition under water-saturated and water-under-saturated condition. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19:37-53.

GREEN D.H. & LIEBERMAN, R.C. 1976. Phase equilibria and elastic properties of a pyrolyte model for the oceanic upper mantle. *Tectonophysics* 32:61-92.

GREEN D.H. & RINGWOOD, A.E. 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15:103-190.

GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. 1968. Genesis of the Calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. Petrol.* 18: 105-162.

HAGGERTY, S.E. & BAKER, I. 1967. The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. - Part I: High Temperature Alteration. *Contrib. Mineral. Petrol.* 16:233-257.

HALL, R.P.; HUGHES, D.J.; FRIEND, R.L. 1985. Geochemical evolution and unusual pyroxene chemistry of the MD Tholeiite Dyke Swarm from the Archaean Craton of Southern West Greenland. *J. Petrol.* 26(2): 253-282.

- HALLS, H.C. 1982. The importance and potencial of mafic dike Swarms of geodynamic processes. *Geoscience Canada*, 9(3):145-154.
- HAMMOND, J.G. 1986. Geochemistry and petrogenesis of Proterozoic diabase in the Southern Death Valley region of California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93:312-321.
- HAWKESWORTH, C.J. & VOLLMER, R. 1979. Crustal contamination versus enriched mantle $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian Volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69:151-165.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000 - SME/CPM, Salvador, Bahia. 137p.
- JOCHUM, K.P.; SEUFERT, H.M.; SPETTEL, B.; PALME, H. 1986. The solar-system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 50:1173-1183.
- JOLLY, W.T. 1987. Lithophile elements in Huronian Low-Ti continental tholeiites from Canada, and evolution of Precambrian mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85:401-415.
- KAY, R.W. & GAST, P.W. 1973. The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. *J. of Geology*, 81:653-682.
- KNEEDLER, A.E.; ONSTTOT, T.; RENNE, P.R. 1988. The thermal effects of dike intrusion and the implications on isotopic age data. Report in partial fulfillment of the Junior Independent Work Requirements. Depart. Geol. and Geoph. Sci. Princeton University.
- KRETZ, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 66:411-421.

- KUDO, A.M. & WEILL, D.F. 1970. An igneous plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 25:52-65.
- KUSHIRO, I. 1968. Composition of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* 73(2):619-634.
- KUSHIRO, I. 1973. Origin of some magmas in oceanic and circumoceanic regions. *Tectonophys.* 17:211-222.
- KUSHIRO, I. & KUNO, H. 1963. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.* 4(1):75-89.
- KUSHIRO, I.; SHIMIZY, N.; NAKAMURA, Y.; AKIMOTO, S. 1972. Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon partial melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: a preliminary report. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14:19-25.
- LANGMUIR, C. H.; VOCKE, R.D.; HANSON, G.N.; HART, S.R. 1978. A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37:380-392.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.M.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagram. *J. Petrol.* 27(3):745-750.
- LE MAITRE, R.W. 1984. A proposal by the IUGS Subcomission on the systematics of igneous rocks based on the total alcalis silica (TAS) diagram. *Aust. J. Eth. Sci.*, 31:243-255.
- LE ROEX, A.P.; DICK, H.J.B.; ERLANK, A.J.; REID, A. M.; FREY, F. A.; HART, S.R. 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junctions and 11 degrees east. *J. Petrol.*, 24:267-318.

- LIMA, M.I.C.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F.; SILVA, J.M.R.; SIGA JR.O. 1981. Mapeamento geológico da Folha SD-24-Salvador, Geologia-Brasil. Ministério das Minas e Energia, Sec. Geral, Projeto Radam-Brasil; *Levantamento dos Recursos Naturais*, 24.
- LOFGREN, G.E. 1978. An experimental study of intersertal and subophitic texture (abstract) EOS Trans. AGU, 59:396.
- LOFGREN, G.E. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts; In: *Physics of magmatic processes*; Editor R.B. Hargraves, Ch. 11:487-551.
- LONGHI, J. 1981. Multicomponent phase diagrams and the phase equilibria of basalts. In: *WORKSHOP On Magmatic processes of Early planetary crusts LPI Technical Report*. 82-01:90-94.
- MAACK, K. 1963. Geologia e geografia física da Bacia hidrográfica do Rio de Contas no Estado da Bahia. *Bol. UFFr., Geografia Física, Curitiba*. 5:1-54.
- MAC DONALD, G.A. & KATSURA, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian Lavas. *J. Petrol.* 5:82-133.
- MASCARENHAS, J.F. 1973. A geologia do Centro-Oeste do Estado da Bahia (Contribuição ao Simpósio Sobre o Pré-Cambriano do Craton Sanfranciscano e da parte norte-oriental do Brasil). In: *27º Congr. Bras. Geol. Anais da SBG*, p. 35-66.
- MASCARENHAS, J.F., 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia; In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SME/CPM*, Salvador. 2:57-165.
- MASUDA, Y. & AOKI, K. 1979. Trace element variation in the volcanic rocks from the Nasu zone, northeast Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44:139-149.

- MC CULLOCK, M.T. & COMPSTON, W. 1981. Sm-Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the archaean mantle. *Nature*, 294:322-327.
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with a Nb-Zr-Y diagram. *Chem. geol.* 56:207-218.
- MESTRINHO, S.S.P.; LINHARES, P.S.; CARVALHO, I.G. 1988. Geoquímica de elementos principais e traços do dique de diabásio da Praia de Ondina, Salvador-Ba. In: 35th Congr. Bras. Geol., Belém, 1988. *Anais, Belém, SBG.* 2:452-464.
- MISI, A. & AZEVEDO, H.C.A. 1971. A província pegmatítica do Extremo Sul da Bahia: In: 25th Congr. Bras. Geol. São Paulo. Soc. Bras. Geol. *Resumo das Comunicações Bol.* 1:65
- O'HARA, M.J. 1968a. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* 4:69-133.
- O'HARA, M.J. 1968b. Are ocean floor basalts primary magma? *Nature*, 220:683-686.
- O'HARA, M.J. & MATHEWS, R.E. 1981. Geochemical evolution in an advancing, periodically, replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *J. Geol. Soc. Lond.* 138: 237-277.
- O'HARA, M.J. & YODER, H.S. 1967. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scott. J. Geol.* 3:67-117.
- OLIVEIRA, E.P. & LIMA, M.I.C. 1982. Aspectos petrográficos das rochas granulíticas do Complexo de Jequié e estimativas das condições físicas do metamorfismo. 32th Cong. Bras. Geol., Salvador; *Anais Soc. Bras. Geol.* 2:589-602.

- OLIVEIRA, E.P.; LIMA, M.I.C.; MARQUES, N.M.C. 1980. Maciço sienítico de Itabuna, Bahia. *31º Congr Bras. Geol. Camboriú, S.C. Anais Soc. Bras. Geol.* 4:2149-2162.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19:290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 Diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24:419-426.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36:121-132.
- PEDREIRA, A.J. 1979a. Possible evidence of a Precambrian continental collision in the Rio Pardo basin of eastern Brazil; *Geology*. 7:445-448.
- PEDREIRA, A.J. 1979b. Bacia metassedimentar do Rio Pardo; In: *Geol. Rec. Min. Est. Ba. Textos Básicos, CPM-SME*. 2:1-22.
- PEDREIRA, A.J.; CORDANI, U.G.; IYER, S.S.; CAMPOS, D.A.; CAMPOS, D.R.B. 1976. Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha de Salvador, SD-24 - texto explicativo, Brasília, DNPM. 127p.
- PEDREIRA, A.J.; OLIVEIRA, J.E., SILVA, B.C.E.; PEDROSA, C.J. 1975. Projeto Bahia; Geologia da bacia do Rio de Contas, Relatório Final, vol. III; texto e mapas, CPRM/DNPM; 223p.
- PEDREIRA, A.J.; SOUTO, P.G.; AZEVEDO, H.C.A. 1969. Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia, Brasil. In: *23º Congr. Bras. Geol. Salvador. Anais, Soc. Bras. Geol.* p.87-99.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; BRITO, C.M.; COMIN-CHIAROMONTI, P.; MARTINS, G.; MACEDO, M.H.F.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F. 1988. Variação na razão La/Nb nos

- enxames de diques máficos Proterozóicos e Mesozóicos do Brasil. In: *WORKSHOP "DIQUES MÁFICOS PRÉCAMBRIANOS DO BRASIL"*, São Paulo 1988. Boletim Especial IUGS-UNESCO, Projeto PICG 257: 43-47.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *J. Geol.* 59:472.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.; D'AGRELLA, M.S.FILHO; PACCA, I.; TEIXEIRA, W. 1988. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic data for the São Francisco Craton: Ensisalic origin of Souther African Mobile Belts ? Abs. GSA Meeting.
- RINGWOOD, A.E. 1966. The chemical composition and origin of the earth. In: P.M Hurley (Editor), *Advances in Earth Sciences*. M.I.T. Press, Cambridge, Mass. pp. 287-356.
- RINGWOOD, A.E. 1975. Composition and petrology of earth's mantle. Mc. Graw Hill Book Co. N.York. 618p.
- RIVALENTI, G. 1975. Chemistry and differentiation of mafic dikes in an area near Fiskenaesst, West Greenland. *Can. J. Earth Sci.* 12:721-730.
- ROSS, M. & HUEBNER, J.S. 1975. A pyroxene geothermometer based on composition - temperature relationships of naturally occurring orthopyroxene, pigeonite and augite (Abs.) In: *International Conference on Geothermometry and Barometry*. The Pennsylvania State University, University Park.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea; *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43:555-572.
- SENGÖR, A.M.C. 1976. Collision of irregular continental margins: Implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology*, 4:779-782.

- SHERATON, J.W. & BLACK, L.P. 1981. Geochemistry and geochronology of Proterozoic tholeiite dykes of East Antarctica; Evidence for Mantle Metasomatism; *Contrib. Mineral. Petrol.* 78:305-317.
- SHERATON, J.W.; THOMSON, J.W.; COLLERSON, K.D. 1987. Mafic Dyke Swarms of Antarctica. In: HENRY C. HALLS & WALTER F. FAHRIG. Eds. Mafic Dyke Swarms, 419-432.
- SIGHINOLFI, G.P. 1970. Investigations into the deep levels of the continental crust petrology and chemistry of the granulite facies terrains of Bahia (Brasil); *Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A*, 77:327-341, Piza-Italia.
- SIGHINOLFI, G.P. 1971. Investigations into deep crustal levels: Fractionating effects and geochemical trends related to high grade metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 35:1005-1021.
- SIGHINOLFI, G.P.; GORGONI, C.; SILVA FILHO, M.A.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F. 1979. Petrochemistry of an upper Precambrian metasedimentary belt in southern Bahia - The significance of cordierite. *Rev. Bras. Geoc.* 9(4):267-275.
- SILVA FILHO, M.A.; MORAES FILHO, O. ; GIL, C.A.A.; SANTOS, R.A. 1974. Projeto Sul Bahia; Geologia da Folha Itapetinga, relatório final, vol.I, texto e mapas, CPRM/DNPM.
- SIMKIN, T. & SMITH, J.V. 1966. Minor element distribution in olivine. *Ann. Meet. Geol. Soc. Amer.* 1966:203.
- SOUTO, P.G. 1972. Geologia e petrografia da área de Potiraguá, Bahia-Brasil. Tese de Doutorado; Inst. Geoc. Univ. São Paulo-(USP); Inédito, São Paulo; 65p. ilustr.
- SOUTO, P.G. & VILAS BOAS, G.S. 1969. Reconhecimento geológico do Município de Ilhéus-CEPEC; Inf. Tec. Itabuna, p. 158 (Resumo).
- STRECKEISEN, A. 1974. How should charnockitic rocks be named ? Centre de la Société géologique de Belgique. *Geologie les Ro-maines Cristallins, Liège*, 349-360.

- SUN, S-S 1984a. Some geochemical constraints on mantle evolution models. *Proc. 27th Int. Geol. Congr.* 9:475-508.
- SUN, S-S 1984b. Geochemical characteristics of Archean ultramafic and mafic volcanic rocks: implication for mantle composition and evolution. In: KRONER, A., HANSON, G.N., GOODWIN, G.N.; GOODWIN, A.M. (eds) *Archean Geochemistry*. Berlin: Springer - Verlag: 25-46.
- SUN, S-S & HANSON, G.N. 1975. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 52:77-106.
- SUN, S-S & NESBIT, R-W. 1977. Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 35:1181-1195.
- TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; CONCEIÇÃO, H.; LEAL, L.R.B. No Prelo. Diques de basalto do Estado da Bahia: Ocorrências de Salvador e Barragem Pedra do Cavalo. *Rev. Bras. Geoc.* No Prelo.
- THOMPSON, R.N. 1974. Primary basalts and magma genesis I - Skye, North West Scotland; *Contrib. Mineral. Petrol.* 45:317-341.
- THOMPSON, R.N. 1975. Primary basalts and magma genesis II - Snake River Plain, Idaho. USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 52:213-232.
- TRÖGER, W.E. 1935. Spezielle petrographie der eruptivgesteine. Ein nomenklatur-Kompendium; Berlin, 360p.
- WASS, S.Y. & ROGERS, N.W. 1980. Mantle metasomatism precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44:1811-1823.

- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1981. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 78:173-188.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1983. Chemistry of the sub-continental mantle : Inferences from Archean and Proterozoic dykes and continental flood basalts . In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. Eds. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press. U. K. p. 111-138.
- WEAVER, S.D.; SAUNDERS, A.D.; PANKHURST, R.J.; TARNEY, J. 1979. A geochemical study of the magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68:151-169.
- WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene Thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62:129-139.
- WILKINSON, J.F.G. & BINNS, R.A. 1977. Relatively iron-rich lherzolite xenoliths of the Gr-diopside suite: a guide to the primary nature of anarogenic tholeiite magma: *Contrib. Mineral. Petrol.* 65:199-212.
- WINDLEY, B.F. 1986. The evolving continents. 2 ed. John Willey & Sons. N.Y. 399pp.
- WOOD, B.J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 42:109-124.
- WOOD, D.A.; JORON, L.T.; TREUIL, M.; NORRY, M.; TARNEY, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70:319-339.
- YODER, H.S. Jr. & TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3:342-532.

ÁREA SUL

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS QUATERNÁRIO

Qa ALUVIÕES RECENTES (Qa) E DEPÓSITOS EM CORDÕES LITORÂNEOS (Qp)

TERCIÁRIO

Tb FORMAÇÃO BARREIRAS

PRÉ - CAMBRIANO

pCg COMPLEXO GRANULÍTICO

ROCHAS DE POSICIONAMENTO DUVIDOSO

D DIQUES BASÁLTICOS

CARTOGRÁFICAS

C CIDADE

--- ESTRADAS PAVIMENTADAS

- - - ESTRADAS SECUNDÁRIAS

... CAMINHOS E TRILHAS

~~~~~ RIOS E RIACHOS

||| PONTE

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCER 4,5' PARA OESTE
ANUALMENTE

MAPA GEOLÓGICO DO LITORAL DE ILHÉUS E OLIVENÇA BAHIA 1986

FONTE: FOTOGRAFIAS AÉREAS - LEVANTAMENTO AEROFOTOGRAFICO
EXECUTADO POR GEOFOTO S. A., ESCALA 1:25000, 1959/1960

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

ESCALA GRÁFICA

MAPA DE SITUAÇÃO