

IDADE (Pb-Pb) E ASPECTOS PETROGRÁFICOS E LITOGEOQUÍMICOS DO COMPLEXO ALCALINO FLORESTA AZUL, SUL DO ESTADO DA BAHIA

MARIA DE LOURDES DA SILVA ROSA^{1,2}, HERBET CONCEIÇÃO^{2,3}, MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA⁴, MOACYR MOURA MARINHO^{2,5} & LEILA SOARES MARQUES⁶

Abstract *Pb-Pb AGE AND PETROGRAPHIC AND LITHOGEOCHEMICAL ASPECTS OF THE FLORESTA AZUL ALCALINE COMPLEX, SOUTHERN STATE BAHIA* The Floresta Azul Alkaline Complex (CAFA), is represented by a NE-SW elongated igneous body, with an exposed area of 200 km², located in the central-northern region of the Southern Bahia State Alkaline Province. Two types of magmatic intrusion were recognized: (i) at the eastern part of complex, occur granitic rocks, presenting many dioritic inclusions, and (ii) the syenitic rocks are located in the western region. Pb-Pb ages obtained in single zircon crystals from granite (696 ± 11 Ma); diorite (688 ± 2 Ma) and syenite (688 ± 10 Ma) indicate that CAFA rocks were emplaced synchronously during a Neoproterozoic event. The main mafic mineral of the CAFA is biotite, whereas sodic amphibole and aegirine are sporadically found in the granitic and syenitic lithotypes. The textural features of these rocks, typified by the angular distribution of well-formed feldspar crystals, reflect the lack of significant deformation after crystallization. All the lithologic types from the complex have alkaline signature, characterized by the high contents of Nb (86-243 ppm), Y (22-43ppm), F (760-2600) and Cl (220-10.000). The distribution patterns of minor and trace elements suggest that the different rocks from CAFA are cogenetic.

Keywords: Pb-Pb ages, alkaline magmatism, Neoproterozoic, Southern Bahia State

Resumo O Complexo Alcalino de Floresta Azul (CAFA), localizado na região centro-norte da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia, representa um corpo ígneo de forma alongada NE-SW, com área aflorante de 200 km², sendo constituído por duas intrusões: uma granítica rica em enclaves dioríticos, situada a leste, e outra sienítica, situada a oeste. As idades Pb-Pb em monozircão obtidas para o granito (696 ± 11 Ma), diorito (688 ± 2 Ma) e sienito (688 ± 10 Ma) posicionam o CAFA no Neoproterozóico e apontam para cristalização contemporânea destes magmas. O mineral máfico dominante nas rochas deste complexo é a biotita, sendo o anfibólio sódico e a aegirina ocasionalmente presentes nos termos graníticos e sieníticos. As relações texturais, marcadas pela distribuição angular e triangular dos cristais bem formados de feldspato, refletem a ausência de deformação importante após a cristalização destas rochas. As diferentes litologias presentes no CAFA exibem assinatura alcalina, marcada pelos elevados conteúdos em ppm de Nb (86-243), Y (22-43), F (760-2600) e Cl (220-10000). Os espectros observados em diagramas multielementares apontam para a cogeneticidade dos magmas presentes neste complexo.

Palavras-chave: Idades Pb-Pb, magmatismo alcalino, Neoproterozóico, Sul da Bahia

INTRODUÇÃO As rochas alcalinas da região sul do Estado da Bahia foram inicialmente descritas por Fujimori (1967) e, posteriormente, vários trabalhos contribuíram para o estabelecimento da cartografia destes corpos (Barbosa de Deus 1972, 1972a, Souto 1972, Silva Filho *et al.* 1974, Fujimori 1978, Lima *et al.* 1981, Arcanjo 1993, Martins & Santos 1993). Silva Filho *et al.* (1974), quando da realização do mapa geológico da região sul do estado, reuniram estes maciços alcalinos sob a denominação de Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA). E, neste mesmo ano, Cordani *et al.* (1974) dataram estas rochas com idades entre 673 a 629 Ma (Rb-Sr em rocha total), permitindo correlacionar este magmatismo

alcalino à orogenia Brasileira.

O fato das intrusões alcalinas da PASEBA encontrarem-se alinhadas segundo a orientação NE-SW levou Mascarenhas (1979) a atribuir um controle estrutural na colocação destes corpos. Posteriormente, vários estudos ratificam o controle tectônico (e.g. Correia Gomes 2000) e outros (e.g. Teixeira *et al.* 1997) têm proposto que o magmatismo PASEBA expressa um estágio tectônico distensivo, anterior ao sistema colisional brasileiro, materializado pela Faixa Móvel Araçuaí. Contudo, ainda pouco se sabe sobre as expressões magmáticas desta província, no tocante às suas idades de cristalização e à sua litogeoquímica. Este trabalho tem como

1 - Pesquisadora do CNPq – Desenvolvimento Científico Regional (DCR). (lourdes@cpgg.ufba.br)

2 - Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, Departamento de Geoquímica & Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia - IGEO/UFBA. Rua Caetano Moura, 123, Federação, 40201-340, Salvador-BA (herbet@cpgg.ufba.br)

3 - Curso de Pós-Graduação em Geologia – UFBA

4 - Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) - Universidade Federal do Pará. Caixa Postal 1611, 66075-900, Belém-PA (moamac@ufpa.br)

5 - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM, 4ª Avenida, 460, Centro Administrativo da Bahia, 41750-300, Salvador-BA (cbpmdt@cbpm.com.br)

6 - Instituto de Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo. Rua do Matão, 1226, 05509-900, São Paulo-SP (leila@iag.usp.br)

objetivo apresentar e discutir as idades Pb-Pb obtidas em zircão e os dados químicos das rochas do Complexo Alcalino de Floresta Azul (CAFA), situado na porção centro-norte da PASEBA (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Neste setor do Estado da Bahia (Fig. 1A) reconhece-se a presença de: um embasamento granulítico arqueano-paleoproterozóico; rochas metassedimentares atribuídas ao Mesoproterozóico; magmatismo alcalino neoproterozóico e de sedimentos recentes (Fig. 1B).

As rochas granulíticas arqueano-paleoproterozóicas pertencem ao Cinturão Itabuna (Figueiredo 1989), que é constituído por rochas de diversas suítes ígneas (TTG, toleítica, cálcio-alcalina e shoshonítica; Barbosa 1990) e com contribuições subordinadas de material de origem sedimentar (Complexo Almandina – Martins & Santos 1993). Marinho & Barbosa (1993) dataram o último metamorfismo destes terrenos granulíticos como tendo ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. Os dados estruturais e geofísicos destes metamorfitos mostram evidências de um sistema de cavalgamento com sentido de movimento de leste para oeste (Martins & Santos 1993), materializando um sistema colisional antigo (Barbosa 1990).

As rochas metassedimentares do Grupo Rio Pardo são atribuídas ao Mesoproterozóico (Trompette 1994) e a formação desta bacia é tida como a expressão de um sistema *pull-apart* (Pedreira, 1999). As idades K-Ar (530-480 Ma) e Rb-Sr (541 ± 78 Ma) obtidas nestas mesmas rochas são interpretadas por Cordani 1973 como

relacionadas ao evento metamórfico Brasileiro.

As rochas da PASEBA (Fig. 1B) ocorrem sob a forma de 5 intrusões maiores (Itabuna, Floresta Azul, Serra das Araras, Potiraguá e Itarantim); vários *stocks* nas vizinhanças das cidades de Potiraguá, Itajú do Colônia e Anuri; e uma numerosa rede de diques subverticais, que, no geral, não ultrapassam 30 m de espessura. Nesta província dominam rochas intermediárias (Conceição *et al.* 1992) com termos máficos e ultramáficos presentes como diques (Marques *et al.* 2001). Há uma gama de dados geocronológicos disponíveis sobre as rochas da PASEBA, obtidos por uma diversidade de métodos analíticos (K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb), que determinam idades que variam de 700 a 480 Ma (Cordani 1973, Cordani *et al.* 1974, Lima *et al.* 1981, Arcanjo 1993, Martins & Santos 1993, Teixeira *et al.* 1997, Correia Gomes 2000, Ponte Neto 2001). Contudo, devido ao amplo intervalo de tempo observado e a diversidade de metodologias aplicadas, estes dados devem refletir indistintamente: (i) idades de cristalização, (ii) eventos metamórficos posteriores, possivelmente correlacionados à colisão Araçuaí (625-570 Ma, Pedrosa Soares *et al.* 2001); ou (iii) aberturas nos sistemas isotópicos analisados.

Na bibliografia existem três idades absolutas disponíveis para o CAFA: (1) 688 ± 10 Ma (Pb-Pb em monocristal de zircão - Correia Gomes 2000), obtida em sienito nas proximidades da cidade de Santa Cruz da Vitória e interpretada como a idade da cristalização e, nesta mesma amostra, idades de 1994 ± 29 Ma e 2054 ± 6 Ma em

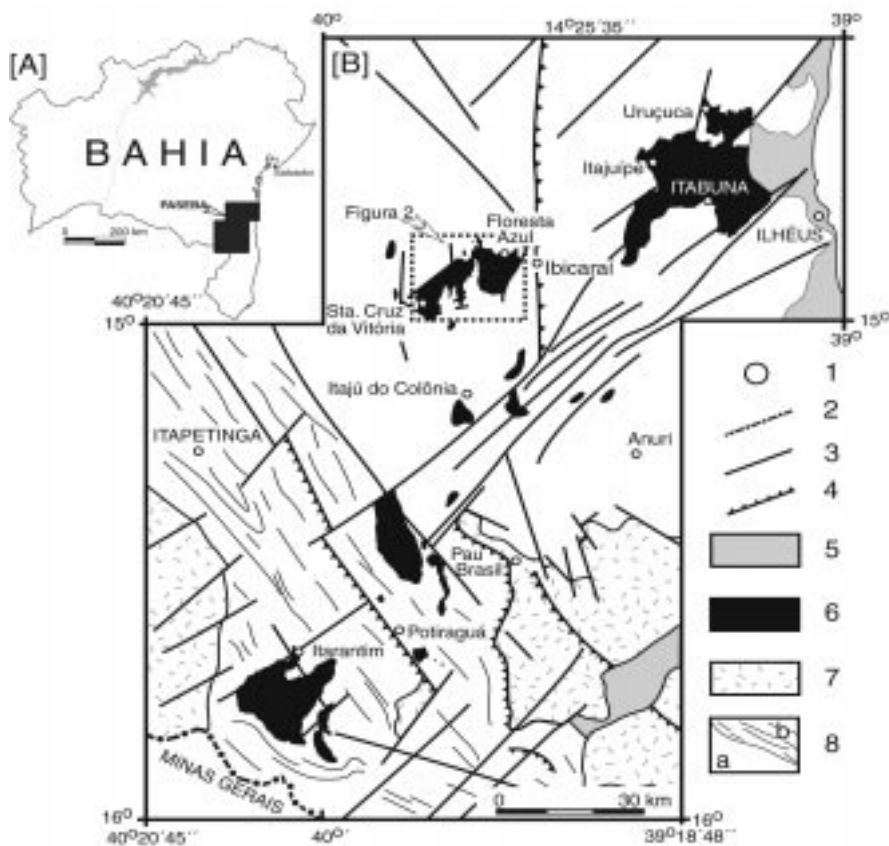


Figura 1 - Localização da área de ocorrência das rochas alcalinas neoproteróicas do sul do Estado da Bahia [A]. Mapa geológico simplificado da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia [B]. Cidades [1], limite estadual [2], falhas e fraturas [3], falha de cavalgamento [4], sedimentos recentes [5], maciços alcalinos neoproterozóicos [6], metassedimentos mesoproterozóicos [7], rochas arqueano-paleoproterozóicas [8, a = rochas granulíticas e b = rochas granulíticas e gnáissicas]. Serra das Araras [SA].

xenocristais de zircão vermelho (coordenadas: 15°55'27''S/39°47'46''WGr); (2) 681 ± 12 Ma (K-Ar em anfíbólio – Cordani 1973), obtida em granito localizado a nordeste da cidade de Floresta Azul (coordenadas: 14°51'15''S/39°38'45''WGr); e (3) 573 ± 32 Ma (errócrona Rb-Sr de afloramento com 4 pontos, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial = 0,70397 ± 0,00014, MSWD = 4 - Martins & Santos 1993) obtida em pedreira mineralizada em sodalita azul (coordenadas: 14°51'5''S-39°39'6''WGr).

Sedimentos terrígenos recentes cobrem localmente as rochas descritas, sobretudo na região próxima ao litoral.

MÉTODOS ANALÍTICOS As amostras analisadas foram inicialmente estudadas sob a luz do microscópio petrográfico e aquelas representativas tiveram suas composições químicas (elementos maiores, alguns menores e traços) determinadas por fluorescência de raios-X e ICP-AES pelo consórcio Geosol/Lekefield.

As amostras selecionadas para estudos geocronológicos (amostras 32A e 32B) sofreram tratamento clássico para concentração e separação dos cristais de zircão (quebramento, trituração, bateia de mesa, separação magnética e líquidos densos). Posteriormente as frações de cristais de zircão foram analisadas ao microscópio, objetivando selecionar os melhores grãos para análise. As determinações Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará, segundo a técnica de evaporação introduzida por Köber (1987). Estas análises foram efetuadas em espectrômetro de massa FINNIGAM MAT 262, onde as intensidades dos diferentes isótopos de Pb emitidos são medidas por um contador de íons, sendo que um conjunto de 10 varreduras define

um bloco de leitura. A partir da média das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dos blocos define-se a idade de cada etapa de aquecimento. Esses dados são representados em um diagrama Idade (Ma) versus Etapas de Aquecimento, onde se observa que, em geral, cada etapa de aquecimento fornece um platô de idade. Para o cálculo das idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1977), sendo a precisão de 2σ (95%).

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS O complexo em estudo tem forma alongada NE-SW e área de 200 km² (Fig. 2). Os contatos do CAFA com as encaixantes metamórficas são parcialmente controlados por falhas (Martins & Santos 1993), embora em algumas regiões observa-se acomodação das estruturas regionais ao contorno do complexo e, em outros locais, estas mesmas orientações regionais são truncadas pelas rochas do CAFA (Fig. 2). Xenólitos das encaixantes metamórficas são raros; os encontrados situam-se na parte central do complexo. Efeitos hidrotermais associados à colocação do CAFA têm sido observados localmente nas encaixantes metamórficas e se expressam por: fenitização (Martins & Santos 1993), cloritização em minerais e pela presença de carbonato nas encaixantes preenchendo microfraturas ou, aparentemente, substituindo minerais.

Dois conjuntos litológicos intrusivos constituem o CAFA. Eles estão em contato por falha (Fig. 2) e são formados pela intrusão granítica rica em enclaves, situada a leste, e a intrusão sienítica, situada a oeste.

Intrusão granítica Esta intrusão (Fig. 2) é constituída por biotita-granitos e dioritos com feições de fluxo magmático, materializadas



Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Complexo Alcalino de Floresta Azul, modificado de Martins & Santos (1993). Cidades [1], lineamentos observados em imagens [2], falhas e fraturas [3], foliação [4], diques [5], Intrusão Granítica [6, A= granitos alcalinos com enclaves dioríticos, B= granitos alcalinos com mais de 50% de enclaves dioríticos]; Intrusão Sienítica [7, A= sienitos e B= sienitos com feldspatóide] e rochas granulíticas [8].

pelo alinhamento dos prismas de feldspato e dos enclaves. As rochas graníticas têm textura fanerítica média e a biotita como o máfico dominante. Os cristais de oligoclásio ($\approx 23\%$ An) e de ortoclásio pertítico são subédricos, freqüentemente mostrando disposição angular ou triangular, com os interstícios entre os prismas ocupados por cristais de quartzo. Os minerais acessórios são apatita, zircão, óxidos de Fe-Ti, allanita e carbonato.

As rochas dioríticas são abundantes em todos os afloramentos visitados (correspondendo a 10-30% das áreas expostas) e ocorrem sob a forma de enclaves globulares, localmente deformados pelo fluxo magmático. As relações observadas entre os enclaves dioríticos e as rochas graníticas encaixantes são variadas e apontam para a coexistência de dois magmas distintos. Na parte central da intrusão existem regiões com dominância de enclaves dioríticos (atingindo até 60% das áreas dos afloramentos visitados) e que, no conjunto, acompanham a foliação interna deste corpo ígneo (Fig. 2). Estas rochas dioríticas são em geral porfiríticas e têm como fenocristais (1-3 cm) hornblenda, biotita e andesina ($\approx 38\%$ An). Estes mesmos minerais mais feldspato alcalino e quartzo, juntamente com os acessórios, constituem a matriz fanerítica média. Apatita, zircão, óxidos de Fe-Ti, pirlita e titanita são acessórios constantes nestas rochas.

Intrusão sienítica Esta intrusão (Fig. 2) compreende rochas isotrópicas, nas quais localmente ocorrem figuras de fluxo magmático, sendo ocasionalmente cortadas por diques de traquito porfirítico e basáltico. A rocha dominante é sienítica com ou sem feldspatóide, tendo como máficos principais biotita, anfibólio alcalino e aegerina de forma subordinada. Nestas rochas a disposição angular ou triangular dos cristais subédricos de feldspato alcalino pertítico acomoda em seus interstícios os outros minerais presentes.

Na parte central desta intrusão, e nos contatos gradacionais com as rochas sieníticas encaixantes, ocorrem os foid-sienitos. Estes sienitos com feldspatóides (nefelina, sodalita e cancrinita) exibem textura fanerítica grossa a pegmatítica e suas composições variam desde nefelina-sodalita-sienitos, sodalita-sienitos até sodalititos. O máfico freqüente é a biotita. Anfibólio sódico e aegirina são esporádicos. Nestas rochas a nefelina, que, macroscopicamente em geral é verde, ocorre intersticial aos prismas de feldspato alcalino pertítico e, por vezes, encontra-se interescudada com ele. Os cristais de sodalita aparentemente desenvolvem-se às custas da nefelina, e ambos estão alterados para cancrinita, carbonato e mica branca. Fluorita, carbonato e titanita geralmente ocorrem nos sítios com sodalita-sienitos azuis.

ASPECTOS LITOGEOQUÍMICOS As diferentes rochas das duas intrusões da área (dioritos, granitos e sienitos) presentes no CAFA exibem assinatura alcalina miasquítica, marcada pelos elevados conteúdos (Tabela 1) em ppm de Nb (86-243), Y (22-43), F (760-2600) e Cl (220-10000), além do aparecimento da nefelina normativa em alguns sienitos (Tabela 2). Observa-se no diagrama TAS (Fig. 3) que as rochas máficas do CAFA situam-se sobre a tendência geral de evolução química da PASEBA. Comparando aos diferenciados de outros maciços desta mesma província os termos fortemente evoluídos e sub-saturados são de composição similar. Por outro lado, constata-se igualmente que granitos alcalinos não são, aparentemente, rochas comuns na PASEBA, embora tenham sido ocasionalmente reportados em algumas intrusões (e.g. município de Itajú do Colônia - Fujimori 1967; Itabuna - Lima *et al.* 1981).

A disposição das amostras estudadas em diagrama

multielementar (Fig. 4) permite observar que: as rochas dioríticas e graníticas exibem curvas muito semelhantes, sugerindo que ambas advêm de um mesmo magma; e as fortes anomalias negativas em P_2O_5 e TiO_2 que se acentuam com o aumento do SiO_2 na intrusão granítica, apontam para que os empobrecimentos nestes elementos sejam, provavelmente, ligados ao fracionamento de apatita, óxidos de Fe-Ti e titanita. As rochas sieníticas exibem curvas com geometrias próximas daquelas presentes nas rochas da intrusão granítica, mostrando-se, entretanto, com maiores empobrecimentos em P_2O_5 e TiO_2 , valores mais elevados de Rb, K_2O e variáveis de Ba. No caso específico dos foid-sienitos com sodalita (amostras 39A e 41A) observa-se um aumento expressivo em Rb e Cl (Tabela 1). Esta variação química está sendo interpretada por Cunha (2001) como resultado de auto-metassomatismo por fluidos fortemente peralcalinos muito enriquecidos nestas rochas.

RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS Visando estabelecer a cronologia entre granitos e dioritos, analisou-se duas amostras do mesmo afloramento. A amostra 32A é de biotita-granito alcalino e a 32B um enclave diorítico (Tabela 3). Esta última foi extraída do centro de um enclave arredondado (46 cm por 38 cm) que não exibiu efeitos importantes de interação com o granito encaixante.

Na amostra 32A selecionaram-se 9 grãos, dos quais 4 foram analisados. Estes constituíam uma população homogênea e exibiam as seguintes características: hábito prismático curto, tamanhos entre 0,2-0,3 mm, coloração castanha escura, ocasionalmente fraturados e com inclusões. Os 4 cristais analisados de zircão forneceram um total de 9 blocos (Tabela 2). Entretanto, os blocos obtidos na temperatura de 1450 °C e um bloco na temperatura de 1500 °C foram descartados, devido às emissões muito baixas de Pb que ocasionaram razões muito elevadas de $^{204}Pb/^{206}Pb$. Desta forma, os resultados dos outros cinco blocos definiram para o biotita-granito do CAFA uma idade de 696 ± 11 Ma (Fig. 5).

Da amostra 32B selecionaram-se 11 grãos, sendo que destes somente 4 foram submetidos à análise. Estes cristais apresentavam as seguintes características: hábito prismático curto, tamanhos variando entre 0,15 e 0,25 mm, coloração castanha, fraturas e inclusões ocasionais. Dos 8 blocos obtidos nas diferentes etapas de aquecimento, eliminou-se o resultado do cristal de número 2 obtido a 1500 °C (Tab. 3) por apresentar razão $^{204}Pb/^{206}Pb$ elevada. A idade calculada utilizando-se os blocos válidos para a rocha diorítica foi de 688 ± 2 Ma (Fig. 6).

Os resultados geocronológicos obtidos para as duas litologias (696 ± 11 e 688 ± 2 Ma) são considerados como a idade mínima de cristalização das mesmas.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES As idades de 696 ± 11 Ma e de 688 ± 2 Ma obtidas neste estudo são interpretadas como as da cristalização dos magmas alcalinos diorítico e granítico, respectivamente. Levando-se em conta os erros analíticos do método geocronológico empregado e as feições geológicas que relacionam os dois tipos de rochas nesta intrusão, interpreta-se que a colocação dos dois magmas tenha se processado de forma sincrônica. Já as semelhanças geoquímicas constatadas através de diagramas multielementares, utilizando-se elementos-traço, entre as rochas graníticas e dioríticas, permitem aventar que estes magmas tenham a mesma filiação.

A concordância entre os valores das idades de 696 ± 11 Ma – 688 ± 2 Ma obtidos em rochas da intrusão granítica, com aquele de 688 ± 10 Ma obtido por Correia Gomes (2000) em rocha da intrusão sienítica, indica que as duas intrusões que constituem o Comple-

Tabela 1 - Resultados químicos de amostras representativas do Complexo Alcalino de Floresta Azul.

Amostra	INTRUSÃO GRANÍTICA							INTRUSÃO SIENÍTICA		
	30	37	32A	32B	33A	33B	34	39A	41A	41B
SiO ₂	70,3	73,6	64,7	54,7	72,2	54,1	53,2	54,1	56,9	57,2
TiO ₂	0,27	0,09	0,66	1,18	0,28	1,9	2,2	0,24	0,23	1,2
Al ₂ O ₃	13,0	13,5	13,9	16,3	14,6	16,5	16,7	21	21,1	18,1
Fe ₂ O ₃	1,5	1,3	1,6	2,7	1,0	3,3	3,9	1,8	1,2	2,3
FeO	2,3	0,66	2,4	6,7	1,3	6,4	6,9	3,4	3	5,7
MnO	0,12	0,06	0,08	0,21	0,04	0,23	0,18	0,19	0,18	0,17
MgO	0,15	0,29	0,98	2,7	0,34	2,8	3,2	0,13	0,12	1,3
CaO	1,4	1,1	2,5	5,2	1,6	5,2	5,9	1,5	1,8	4
Na ₂ O	4,3	3,7	4,5	4,8	4,2	5,1	4,2	7,3	8,2	5,1
K ₂ O	5,9	4,8	5,4	3,3	4,8	3,2	3,1	8,2	6,1	4,7
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,22	0,66	0,08	0,68	0,74	0,03	0,06	0,52
H ₂ O ⁺	0,28	0,66	0,39	0,88	0,19	0,48	0,75	1,05	0,62	0,63
H ₂ O ⁻	0,06	0,19	0,09	0,09	0,06	0,09	0,16	0,14	0,07	0,18
CO ₂	0,77	0,82	1,12	0,68	0,83	0,55	0,45	1,79	1,57	1,24
Total	100,4	100,9	98,5	100,1	101,5	100,5	101,6	100,9	101,2	102,3
	[ppm]									
F			1100	2200	760	2600		760	1150	560
Cl			539	1169	220	1269		825	3056	10920
S			92	241	74	436		71	97	91
Ba			1378	1206	1111	1260		105	901	2663
Rb			87	67	76	58		279	233	86
Sr			911	950	717	930		1197	909	702
Y			34	43	24	42		22	30	39
Zr			282	325	243	312		98	227	145
Nb			186	105	243	117		141	186	123
Pb			14	10	10	7		8	10	8
Ga			23	19	21	19		17	25	27
Zn			40	102	18	104		96	94	115
Cu			7	9	4	9		6	6	11
Ni			7	6	8	5		9	7	5
Cr			4	5	9	6		10	5	5

Tabela 2 - Composições normativas de amostras representativas do Complexo Alcalino de Floresta Azul. Cálculos normativos efetuados com valores de FeO e Fe₂O₃ dosados.

Amostra	30	37	32A	32B	33A	33B	34	39A	41A	41B
Q	19,61	30,39	10,91	144,32	25,21		0,19			
Or	34,87	28,31	31,96	19,7	28,27	19,04	18,30	49,55	36,48	27,72
Ab	36,31	31,18	38,06	40,95	35,34	43,36	35,42	11,2	29,81	42,98
An	0,88	4,88	9,92	13,27	6,73	12,71	17,48	0,26	2,73	12,53
Ne								28,09	21,83	
Di			0,99	7,36	0,58	7,61		6,32	5,23	3,58
Wo	2,40		0,5	3,7	0,29	3,85	3,09	2,99	2,47	1,76
En	0,32		0,26	1,74	0,12	1,97	1,69	0,22	0,17	0,58
Fs	2,32		0,23	1,92	0,17	1,78	1,29	3,11	2,58	1,24
Hy			4,1	7,5	1,72	1,03				1,00
Em	0,06	0,72	2,19	3,56	0,72	0,54	6,30			0,32
Fs	0,43	1,56	1,91	3,94	1,00	0,49	4,83			0,68
Ol				2,36		6,32		1,39	1,58	5,46
Fo				1,06		3,17		0,08	0,09	1,64
Fa				1,3		3,15		1,31	1,49	3,83
Mt	2,17	1,88	2,32	3,95	1,44	4,81	5,64	2,67	1,76	3,33
Il	0,51	0,47	1,25	3,45	0,53	3,63	4,17	0,47	0,44	2,27
Ap	0,11	0,21	0,48	1,45	0,18	1,49	1,61	0,07	0,14	1,13

Tabela 3 - Resultados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb em amostras do Complexo Alcalino de Floresta Azul (32A = granito alcalino e 32B = diorito alcalino). Resultados desconsiderados no cálculo da idade [*= etapa de evaporação eliminada subjetivamente; #= etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004].

Amostra	Cristal	T. Evaporação (°C)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$[\text{}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}]_c$	$\pm 2\sigma$	Idade	$\pm 2\sigma$
32A	3	*1450	0,06423	24	0,06220	40	681	14
		1500	0,06295	14	0,06223	19	682	6
	6	#1450	0,08175	50	0,06237	23	687	8
		1500	0,06584	36	0,06281	32	702	11
		1550	0,06590	30	0,06271	31	699	10
	7	1550	0,06312	27	0,06312	28	713	9
	9	*1450	0,06348	22	0,06230	23	685	8
		*1500	0,06283	12	0,06238	13	688	5
			1550	0,06272	19	0,06270	21	698
32B	1	1500	0,06361	13	0,06238	18	687	6
	2	1450	0,06297	12	0,06244	13	689	4
		*1500	0,06333	14	0,06210	29	678	10
	4	1500	0,06274	12	0,06235	15	686	5
		1550	0,06291	13	0,06248	15	691	5
		1580	0,06337	36	0,06218	20	680	7
	5	1450	0,06740	28	0,06266	32	697	11
		1500	0,06289	11	0,02340	12	686	4

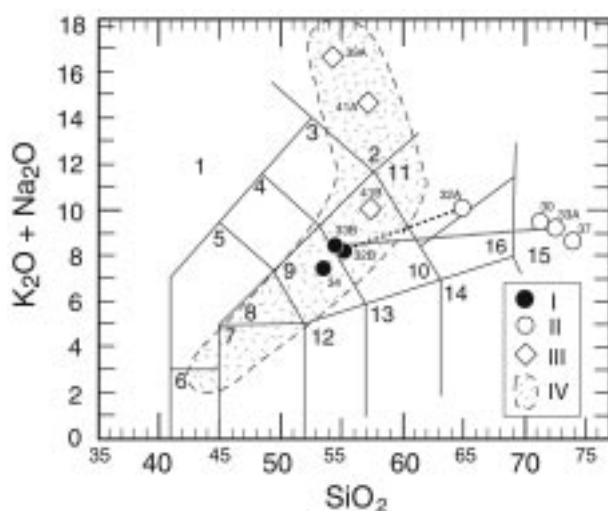


Figura 3 - Diagrama TAS (total de álcalis versus SiO_2) para classificação das rochas plutônicas, modificado de Le Maître et al. (1989) com a nomenclatura plutônica de acordo com Middlemost (1994). Foidolito [1], foid-sienito [2], foid-monzosienito [3], foid-monzodiorito [4], foid-gabro [5], gabro peridotítico [6], gabro [7], monzogabro [8], monzodiorito [9], monzonito [10], sienito [11], diorito gabróico [12], diorito [13], granodiorito [14], granito [15] e quartzo-monzonito [16]. Rochas da intrusão granítica [I = dioritos e II = granitos] e rochas da intrusão sienítica [III]. O campo de evolução química da PASEBA [IV] foi definido utilizando os dados químicos de: Souto (1972), Fujimori (1978), Lima et al. (1981) e Marques et al. (2001). As linhas tracejadas correspondem às amostras encontradas em um mesmo afloramento.

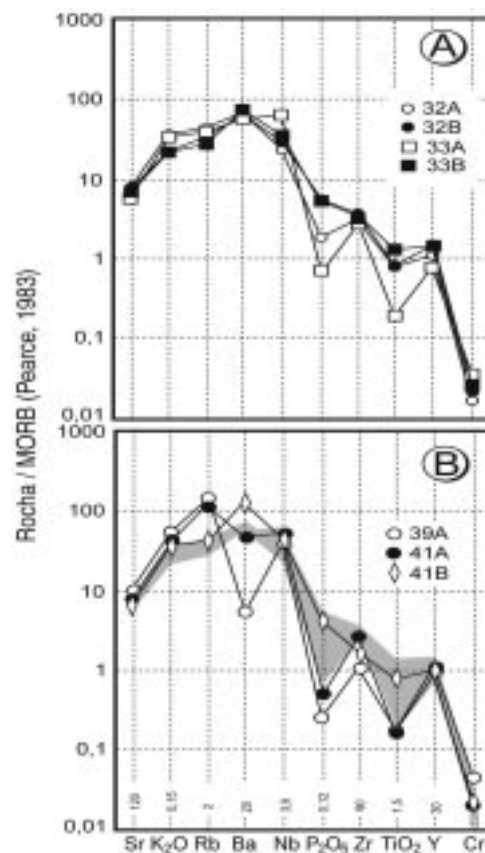


Figura 4 - Diagramas multielementares normalizado pelo MORB de Pearce (1983). Rochas da intrusão granítica (os símbolos preenchidos correspondem aos dioritos) [A] e rochas da intrusão sienítica [B].

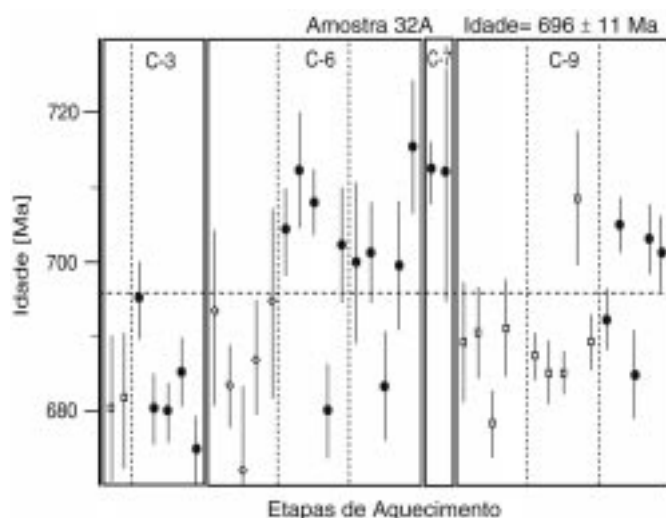


Figura 5 - Diagrama Etapas de Aquecimento versus Idade para a amostra 32A. Círculos cheios correspondem aos blocos analíticos utilizados no cálculo da idade; losângulo, etapa de evaporação eliminada por apresentarem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; quadrado, etapa de evaporação eliminada subjetivamente.

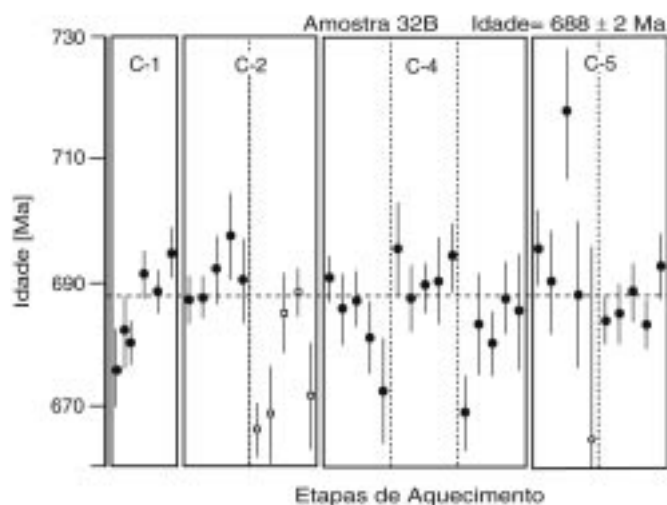


Figura 6 - Diagrama Etapas de Aquecimento versus Idade para a amostra 32B. Círculos cheios correspondem aos blocos analíticos utilizados no cálculo da idade; losângulo, etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004; quadrado, etapa de evaporação eliminada subjetivamente.

o Alcalino de Floresta Azul são contemporâneas. Esta é uma situação particular, pois neste complexo tem-se ao mesmo tempo rochas alcalinas super-saturadas e sub-saturadas em sílica, o que encontra forte dificuldade em explicar uma evolução magmática controlada unicamente por cristalização fracionada. Exemplos na literatura que relatam situação similar (e.g. Forland *et al.* 1993) se apóiam no modelo de assimilação de material crustal. Embora não se disponha de dados isotópicos adicionais (Sr e Nd) que permitam quantificar este processo, a presença de xenocristais de zircão, com idades paleoproterozóicas (1994-2057 Ma), é um forte indício de assimilação das rochas do embasamento.

As idades de 696 ± 11 Ma - 688 ± 2 Ma obtidas no CAFA, quando comparadas àquelas reportadas para o maciço sienítico de Itabuna (676 ± 5 Ma, U-Pb em zircão e baddeleíta - Teixeira *et al.* 1997 e de 660 ± 9 Ma, Rb-Sr em rocha total - Arcanjo 1993), indicam que as cristalizações dos magmas que formam o Complexo Alcalino de Floresta Azul são posteriores à do maciço de Itabuna. Levando-se ainda em conta a idade de 732 ± 3 Ma (Pb-Pb em monozircão), obtida por Correia Gomes (2000) para as rochas sieníticas da Serra das Araras, ao sul, no município de Potiraguá (Fig. 1B), parece evidente que as intrusões dos maciços da PASEBA tornam-se mais jovens de sudoeste para nordeste. Por outro lado, a idade Rb-Sr de 573 ± 32 Ma obtida por Martins & Santos (1993) em sodalita-sienito do CAFA é aqui interpretada como uma idade metamórfica. Idades similares Rb-Sr e K-Ar são reportadas em

outros sítios mineralizados em sodalita azul na PASEBA (e.g. Cordani *et al.* 1974) e se situam no intervalo de 576-500 Ma. Segundo Pedrosa Soares *et al.* (2001), este intervalo de idades corresponde ao período de colocação tarde (580-560 Ma) a pós colisional (535-500 Ma) do plutonismo granítico associado à orogenia Araçuai.

Ante ao apresentado, o Complexo Alcalino de Floresta Azul, localizado na região centro-norte da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia, é um corpo ígneo particular, composto por duas intrusões (granítica e sienítica) onde foram identificados três pulsos de magmas alcalinos distintos (granítico, diorítico e sienítico) e cujos dados geoquímicos apontam que são cogenéticos. As idades de 696 ± 11 Ma dos granitos, de 688 ± 2 dos dioritos e de 688 ± 10 Ma dos sienitos sugerem, levando-se em conta as relações geológicas e os erros do método analítico empregado, que a cristalização dos respectivos magmas foi contemporânea.

Agradecimentos Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq (Processo nº 462916/00) e à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM (Convênio CBPM/UFBA/FAPEX nº 1460). M.L.S. Rosa agradece à equipe do Pará-Iso pela acolhida durante seu estágio neste laboratório. Aos revisores da RBG pelas observações pertinentes. Esta é a contribuição de número 109 do Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral da UFBA.

Referências

- Arcanjo J.B.A. 1993. *Itabuna, Folha SD.24-Y-B-VI escala 1:100.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. MME-SMM-DNPM, Brasília, 228 p.
- Barbosa de Deus P. 1972. *Geologia da Quadrícula de Camacã - Nordeste*. Salvador, CEPLAC, 18p. (Boletim 18).
- Barbosa de Deus P. 1972a. *Geologia das Folhas Ilhéus - Potiraguá*. Salvador, CEPLAC, 21p. (Boletim 19).
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic

- Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil – An expression of Archean Proterozoic Plate Convergence. In: D. Vilezeuf & Ph. Vidal (eds.) *Granulites and Crustal Evolution*. Proc of ARW, Clermont Ferrand, Spring-Verlag, 195-221.
- Conceição H., Arcanjo J.B.A., Oliveira J.E. 1992. Província Alcalina do Sul da Bahia: reflexões sobre o estado do conhecimento. In: SGB Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:84-85.
- Cordani U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 98 p.
- Cordani U.G., Bernat M., Teixeira W., Kawashita H. 1974. Idades radiométricas das rochas alcalinas do Sul do Estado da Bahia. In: SBG Cong. Bras. Geol., 27, Porto Alegre, *Anais*, 6:253-259.
- Correia Gomes L.C. 2000. *Evolução dinâmica da Zona de Cisalhamento neoproterozóica de Itabuna-Itajú do Colônia e do magmatismo fissural alcalino associado (SSE do Estado da Bahia, Brasil)*. Inst. de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutorado, 201 p.
- Cunha M.P. 2001. *Geoquímica dos sodalitos e sodalita-sienitos dos municípios de Santa Cruz da Vitória e Potiraguá*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado. (Em preparação).
- Figueiredo M.C.H. 1989. Geochemical evolution of Eastern Bahia, Brazil: A probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Earth Sci.*, 2:131-145.
- Forland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., Jiangfeng C. 1993. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 57:697-704.
- Fujimori S. 1967. *Rochas alcalinas do sul do Estado da Bahia*. Notas preliminares e estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM, Rio de Janeiro, 141 p.
- Fujimori S. 1978. *Rochas alcalinas da fazenda Hiassu, Itajú do Colônia, Bahia*. Publicação Especial da SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, 2:117 p.
- Köber B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contr. Mineral. Petrol.*, 96:63-71.
- Le Maître R.W., Bateman P., Duxey A., Keller J., Lameyer J., Le Bassabin, P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolwy R.A., Zannettin, B. 1989. *Recommendation of the IUGS, subcommission of the systematics of igneous rocks*. Blachwell Scientific, Publications Oxford, 193 p.
- Lima M.I.C., Fonsêca E.G., Oliveira E.P., Ghignone J.I., Rocha R.M., Carmo U.F., Silva J.M.R., Siga Jr. O. 1981. *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Programa de Integração Nacional, Folha SD.24 - Salvador, 24:24-192.
- Marinho M.M. & Barbosa J.S.F. 1993. O embasamento do Cráton do São Francisco no sudoeste da Bahia: revisão geocronológica. In: SBG-Núcleo Bahia Sergipe, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 12-16.
- Marques L.S., Conceição H., Min A. de, Ponte Neto C.F., Ernesto M. 2001. Litogeoquímica e paleomagnetismo dos diques alcalinos neoproterozóicos da província alcalina do sul da Bahia (setores Itabuna – Itajú do Colônia): resultados preliminares. In: SBGq Cong. Geol. dos Países de Língua Portuguesa, 6, Faro, *Actas*, 232-236.
- Martins A.A.M. & Santos R.A. 1993. *Ibicaraí, Folha SD.24-Y-B-V, escala 1:100.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básico do Brasil. MME-SMM-DNPM, Brasília, 192 p.
- Mascarenhas J.F., 1979. Evolução geotectônica do pré-cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos Básicos, SME-CPRM, 2:57-165.
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37:215-224.
- Pearce, A.J. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pedreira A.J. 1999. Evolução sedimentar e tectônica da Bacia do Rio Pardo. *Rev. Bras. Geoc.*, 29:339-344.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedmann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, 110:307-323.
- Ponte Neto C.F.P. 2001. *Contribuição ao estudo da Formação Gondwana Ocidental: novos dados paleomagnéticos*. Inst. Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 106 p.
- Silva Filho M.A., Moraes Filho O., Gil C.A.A. Santos R.A. 1974. *Projeto Sul da Bahia, Folha SD.24-Y-D*. Relatório Final, Convênio DNPM-CPRM, 1:164 p.
- Souto P.G. 1972. *Geologia e Petrografia da Área de Potiraguá, Bahia - Brasil*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 55 p.
- Steiger R.H. & Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36:359-362.
- Teixeira W., Kamo S.L., Arcanjo J.B.A. 1997. U-Pb zircon and baddeleyite age and tectonic interpretation of the Itabuna alkaline suite, São Francisco Craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 10:91-98.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Manuscrito A-1276

Recebido em 16 de novembro de 2001

Revisão dos autores em 10 de fevereiro de 2003

Revisão aceita em 15 de fevereiro de 2003