

REAVALIAÇÃO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA EM TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS BRASILEIROS COM BASE EM NOVOS DADOS U-Pb SHRIMP, PARTE I: LIMITE CENTRO-ORIENTAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO NA BAHIA(*)

LUIZ CARLOS DA SILVA¹, RICHARD ARMSTRONG², INÁCIO MEDEIROS DELGADO³, MÁRCIO PIMENTEL⁴, JOÃO BATISTA ARCANJO³, ROBERTO CAMPELLO DE MELO³, LEO R. TEIXEIRA³, HARDY JOST⁴, JOÃO MORAES CARDOSO FILHO³ & LUIZ HENRIQUE MONTEIRO PEREIRA³

Abstract *REASSESSMENT OF THE GEOLOGIC EVOLUTION OF SELECTED PRECAMBRIAN TERRANES IN BRAZIL, BASED ON NEW SHRIMP U-Pb DATA, PART I: CENTRAL-EASTERN BORDER OF SÃO FRANCISCO CRATON IN BAHIA STATE* This paper discusses new U-Pb SHRIMP zircon data for 12 key-exposures of several geological units exposed at the eastern border of the São Francisco Craton. The samples represent mostly Archean basement units within the Paleoproterozoic Eastern Bahia Belt (Orogen). Samples were collected along several E-W transects trying to more accurately assess the areal distribution of the Archean polycyclic basement of the São Francisco Craton and to identify the limits of Paleoproterozoic metamorphic overprint resulting from the development of the Eastern Bahia Orogen. Owing to the polycyclic evolution and/or high grade metamorphic conditions which most of the rock units investigated have undergone, zircon morphology and the U-Pb analytical data exhibit very complex patterns. These are characterized by a combination of inheritance, partial resetting and new zircon growth during high grade metamorphism. As a consequence, very careful and detailed analyses of cathodoluminescence imagery were required to allow distinction between inheritance, newly melt-precipitated zircon and partially reset zircons, as well as between the ages of magmatic and metamorphic events. Except for one unit (sample LH 44), which present crystallization age of ca 3000 Ma - interpreted, therefore, as the eastern extension of the Serrinha Craton - the others are ascribed to two major age groups at ca. 2870-2500 Ma and ca. 2200?-2030 Ma. The former group includes orthogneisses with crystallization ages between ca. 2870-2500 Ma, which have been mapped and interpreted, in its major extension, as juvenile Paleoproterozoic arc (Itabuna and Salvador-Curaçá belts/domains). The new data presented in this study, however, indicate that these orthogneisses represent a multi-episodic collage of primitive Archean orogenic arcs, which gave rise to the Archean basement of that part of the São Francisco Craton. All the investigated zircon populations were extensively recrystallized at ca. 2080-2050 Ma as a result of the Eastern Bahia Belt collision. The isotopic signature and the metamorphic assemblage are suggestive of recrystallization in very deep crustal levels, under high P and T conditions. A similar metamorphic regime is recorded in the western Jequié Block (sample LC 61), so far interpreted as a cratonic area which has been stable since the Archean. Accordingly, the Eastern Bahia Belt was characterized as the deep roots of a collisional orogen, with discrete newly accreted magmas between ca. 2200? and ca. 2090 Ma - herein ascribed to the Western Bahia Orogen which was formerly referred to as the Itabuna, Salvador-Curaçá and Salvador-Espladada belts.

Keywords: U-Pb SHRIMP, Western Bahia Belt (Orogen), São Francisco Craton, Jequié Complex

Resumo O artigo discute os resultados de 12 novas análises U-Pb SHRIMP em zircão de afloramentos-chave de diversas unidades estratigráficas da borda leste do Cráton São Francisco, em especial do embasamento arqueano do Cinturão/Orógeno Bahia Oriental. As amostras foram coletadas ao longo de diversas transectas E-W para estabelecer limites mais precisos do embasamento arqueano e delimitar a extensão do retrabalhamento paleoproterozóico e acreção crustal durante a colagem rhyaciana que originou o Cinturão Bahia Oriental. Devido à evolução policíclica e/ou condições metamórficas de alto grau, os sistemas U-Th-Pb são muito complexos na maioria das populações de zircão analisadas. Os padrões morfológicos dos cristais e outras evidências sugerem combinações de herança, recristalização parcial e crescimento magmático e metamórfico de novos cristais e domínios de grãos. Por isso, somente com detalhados estudos de catadoluminescência as idades dos zircões herdados, sobrecrecimentos magmáticos e grãos parcial ou totalmente recristalizados puderam ser diferenciadas. Isto tornou possível a segura discriminação entre idades de cristalização magmática

(*) Os seguintes documentos citados no texto: Tabela 1 - localização geográfica das amostras; Tabelas 3 a 14 - resultados analíticos completos; descrição dos métodos e procedimentos analíticos podem ser acessados como anexos do artigo no no *site* www.sbgeo.org.br ou obtidos com o Autor Senior.

1 - CPRM/IG-UnB (Pesquisador Associado)/Pesquisador do CNPq. 2 - Research School of Earth Sciences - RSES, Australian National University - ANU, Canberra, Austrália; 3 - CPRM, 4 - IG/UnB/Pesquisadores CNPq

Autor correspondente: luizcarlos@aneel.gov.br

e de metamorfismo. Exceto uma unidade (amostra LH 44), com idade de cristalização de *ca.* 3000 Ma, interpretada como extensão oriental do Cráton de Serrinha, as demais distribuem-se nos intervalos de *ca.* 2870-2500 Ma e *ca.* 2200?-2090 Ma. Ortognaisses com idade de cristalização de *ca.* 2870-2500 Ma, em sua maior extensão, vem sendo tradicionalmente cartografados como suposto arco magmático juvenil paleoproterozóico (cinturões/domínios Itabuna e Salvador-Curaçá). Entretanto os novos dados aqui apresentados indicam que estes representam uma colagem multiepisódica de arcos orogênicos primitivos que constituem o embasamento neoarqueano daquela parte do Cráton São Francisco. Todas as populações de zircão mostram extensiva recristalização metamórfica de alto grau e idade entre *ca.* 2080 Ma e *ca.* 2050 Ma, oriunda de retrabalhamento durante a fase colisional do Cinturão Bahia Oriental. A assinatura isotópica e a paragênese metamórfica sugerem recristalização sob condições de elevada T e P. Esse regime metamórfico extremo também foi registrado no bloco mais ocidental (Jequié), até então considerado estável desde o Arqueano. Assim, o Cinturão Bahia Oriental pode ser caracterizado como as raízes de extenso orógeno colisional com discreta acreção de granitóides pré- a sincolisionais entre *ca.* 2200?-2090 Ma, especialmente na costa atlântica (Orógeno Bahia Oriental), anteriormente atribuídos aos cinturões Itabuna, Salvador-Curaçá e Salvador-Esplanada.

Palavras-chaves: Análises U-Pb SHRIMP; Cinturão (Orógeno) Bahia Oriental, Cráton São Francisco, Complexo Jequié

INTRODUÇÃO Novos dados geocronológicos U-Pb SHRIMP foram obtidos em distintos segmentos do domínio leste do Cráton São Francisco para elucidar problemas estratigráficos salientados durante a execução do Mapa Geológico, Tectônico e de Recursos Minerais do Brasil, Escala 1: 2.500.000-SIG (Bizzi *et al.* 2002) e do projeto de reedição da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo-SIG. Visando consolidar essas cartas, foram executados vários transectos geológicos, com o emprego de bases geológicas em escalas 1: 250.000 e 1: 100.000, com reavaliação dos dados geológicos e estruturais nos domínio centro-leste do Cráton São Francisco. Doze amostras (Tab. 1) representativas de 12 unidades-alvos, principalmente de terrenos TTG policíclicos, foram selecionadas pela sua representatividade cartográfica (Fig. 1).

A escolha da sistemática SHRIMP deveu-se à natureza policíclica dos terrenos estudados, onde o sistema isotópico Rb-Sr é em parte ou totalmente perturbado por sucessivos episódios termiais, de modo que, muitas vezes, registram apenas o último episódio, ou uma mescla de eventos. Mesmo as técnicas U-Pb convencionais mostraram pouca resolução, pois, devido ao caráter policíclico da área, até o sistema U-Pb-Th nos zircões requer técnicas analíticas pontuais, uma vez que um mesmo cristal pode refletir herança, abertura parcial, novos crescimentos magmáticos e metamórficos. Os resultados constam da Tabela 2.

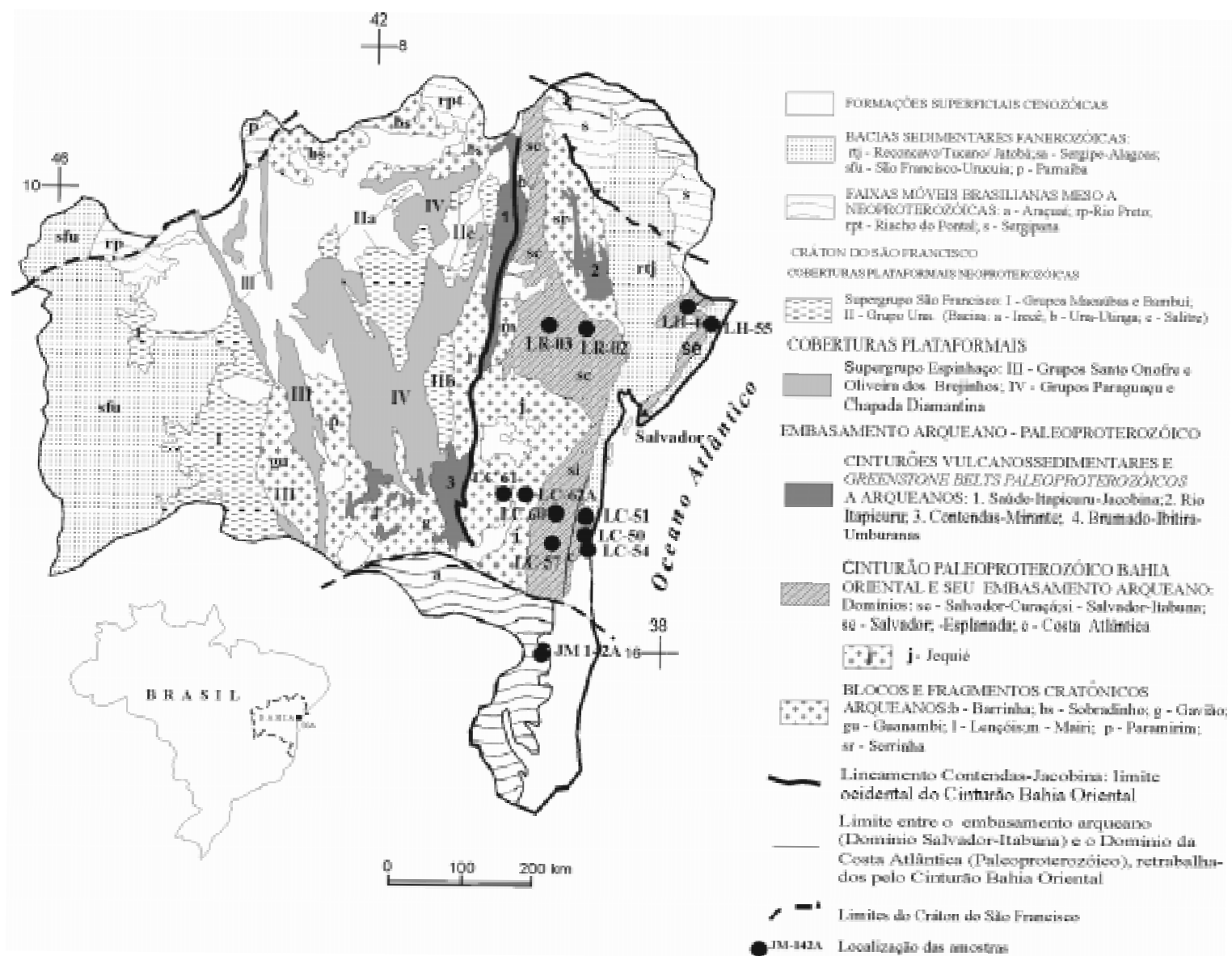
O DOMÍNIO SALVADOR-ESPLANADA DO CINTURÃO BAHIA ORIENTAL A região mais oriental do Cráton São Francisco, na faixa costeira que se estende de Salvador (Bahia) até a norte da cidade de Buquim (Sergipe), consiste de um segmento crustal estruturado na direção NE-SW e limitado por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Na sua extensão para NE e SW, o segmento está coberto pelos depósitos fanerozóicos do Grupo Barreiras e da bacia do Recôncavo-Tucano, respectivamente. Representa uma ramificação do Cinturão Bahia Oriental, na concepção de Almeida *et al.* (2000) e Delgado *et al.* (2002), e denominado de Cinturão Salvador-Esplanada por Barbosa (1990) (Fig. 1). O Cinturão ou Domínio Salvador-Esplanada é constituído por três unidades litotectônicas separadas por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Na unidade mais ocidental e mais afastada da costa predominam ortognaisses migmatíticos (Granodiorito gnaisse de Aporá). Está limitada, a leste, pela Zona de Cisalhamento de Aporá, de expressão regional e profunda, como registrado por geofísica. Na unidade central predominam granulitos (ortognaisses charnoenderbíticos e charnockíticos) e biotita gnaises

retrometamorfisados a partir de granulitos. A unidade mais oriental consiste de ortognaisse bimodal, de fácies anfíbolito, com termos félsico, tonalítico-granodiorítico, e máfico, gabro anfíbolitizado (Oliveira Junior 1990, Delgado *et al.* 2002). Uma amostra representativa da unidade mais ocidental (amostra LH 44) e outra do segmento mais oriental (amostra LH 55) fazem parte deste estudo (Fig 1).

O embasamento mesoarqueano do Domínio Salvador-Esplanada: Granodiorito foliado de Aporá (Amostra LH 44) Trata-se de granodiorito leucocrático, homogêneo e foliado. Ao microscópio é um biotita granodiorito com discreta saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita. Tem textura hipidiomórfica-granular grossa remanescente, superposta por trama protomilonítica com discreta orientação da mica.

Três *spots* datados em 10 cristais forneceram os dados analíticos que constam da Tabela 3 e o diagrama concórdia da figura 2a. A maioria dos dados são muito discordantes, com perda de Pb provavelmente em mais de um episódio pós-magmático durante o Proterozóico. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2924 ± 25 Ma obtida nos quatro *spots* menos discordantes provém de uma mesma população de núcleos magmáticos, apesar do elevado valor da MSWD (4.2). Como esses pontos, embora em menor grau, ainda são discordantes, o resultado (2924 ± 25 Ma) é interpretado como a idade mínima de cristalização do magma granodiorítico. As imagens CL mostram cristais com margens metamórficas de baixa razão Th/U que substituem parte dos núcleos magmáticos. Uma delas (*spot* 5.1) forneceu idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (discordante) de 1926 ± 25 Ma (1s), mas as análises das bordas metamórficas são extremamente discordantes, impedindo uma conclusão segura a respeito da idade de metamorfismo.

A determinação da idade de cristalização de *ca.* 2954 Ma do magmatismo precursor do Granodiorito gnáissico Aporá demonstra que o segmento mais ocidental do Domínio Salvador-Esplanada não é parte da associação TTG dos Complexos Caraíba e Ibicará (Itabuna), com idades de acreção no intervalo *ca.* 2700-2550 Ma e granulitizado há *ca.* 2080 Ma (Silva *et al.* 1997). Ademais, as imagens CL demonstram que o registro do metamorfismo foi discreto e ocorreu sob condições mais baixas que as observadas regionalmente naqueles complexos. Por outro lado, a idade de cristalização de 2954 Ma é bastante próxima da de cristalização (*ca.* 2930 Ma) obtida em ortognaisses do embasamento do Bloco Serrinha adjacente (Gaal *et al.* 1987). Isto sugere que o segmento



Luiz Carlos da Silva et al.

Figura 1 - Compartimentação tectônica e limites do Cráton São Francisco na Bahia (modificado de Alkmim et al., 1993), com a localização das amostras

Tabela 2 - Síntese dos resultados obtidos.

Amostra	Localidade	Classificação petrográfica	Designação litoestratigráfica	Idade aproximada previamente admitida	Idade de Cristalização SHRIMP (Ma)	Idade metamórfica SHRIMP (Ma)
Embasamento mesoarqueano no Domínio Salvador-Esplanada/Cinturão Bahia Oriental						
LH 44	Estrada para Aporá-Itamira	Gnaíse granodiorítico	Granodiorito Gnáissico Aporá	paleoproterozóica	2954 ± 25	
Embasamento neo-arqueano retrabalhado no Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá/Cinturão Bahia Oriental						
LC 54	Morro Pernambuco/Ilhéus	Gnaíse charnockítico (granulito)	Complexo Ilhéus	paleoproterozóica	2719 ± 10	787 ± 62 ii 711 ± 9 (1σ)
LC - 57	Pedreira de Coaraci	Charno-enderbitito Foliado (granulito)	Complexo Ibicarai	paleoproterozóica	2847 ± 7 (1σ)	2078 ± 20
LC - 62A	Pedreira na estrada para Ipiáú	Leuco charnockítico Foliado (granulito)	Complexo Ibicarai	paleoproterozóica	2799 ± 18 (1σ)	2052 ± 16
LR 03	Capelinha	Enderbitito (granulito)	Complexo Caraíba	paleoproterozóica	2632 ± 9 (1σ)	
Embasamento neo-arqueano retrabalhado no Domínio Jequié						
LC 61	Pedreira de Jequié	Charnockito Foliado (granulito)	Complexo Jequié	arqueana	2473 ± 5	2061 ± 6
LC 60	Jitaúna	Charnockito (granulito)	Complexo Jequié	arqueana	2715 ± 29 (1σ)	2047 ± 14
Magmatismo pré- a sincolisional rhyaciano do Cinturão Bahia Oriental						
JM 142A	Pedreira de Eunápolis	Melatonalito gnáissico	Tonalito Gnáissico Eunápolis	arqueana/paleoproterozóica?	2124 ± 10	
LC 51	Fazenda Tupinambá	(Opx)-HB-BT ultramilonito quartzo-diorítico/Andesítico?	Complexo São José	paleoproterozóica	2131 ± 5	2069 ± 19
LC - 50	Fazenda Terra Nova	Enderbitito (granulito)	Complexo Buerarema	paleoproterozóica	2092 ± 6	
LR 02	Riachão do Jacuípe	Enderbitito (granulito)	Complexo Caraíba	paleoproterozóica	2215 ± 13 Ma (1σ) (Idade de cristalização duvidosa)	2150 ± 18 (metamorfismo) 2028 ± 13 (migmatização?)
LH 55	Conde	HB-BT granito gnáissico	Granito Gnáissico Conde	paleoproterozóica	2169 ± 48	495 ± 35

ii = intercepto inferior; HB = hornblenda; BT = biotita; Opx = ortopiroxênio

ocidental do domínio Salvador-Esplanada seja uma extensão do bloco Serrinha e ambas unidades possivelmente representam um segmento do Cráton do Congo amalgamado à borda oriental do Cráton São Francisco durante a colisão Rhyaciana de *ca.* 2080 Ma (Cinturão Bahia Ocidental, ver abaixo).

EMBASAMENTO NEO-ARQUEANO NO DOMÍNIO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ DO CINTURÃO BAHIA ORIENTAL O domínio Itabuna-Salvador-Curaçá, setor centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia, consiste de terrenos de alto grau de fácies granulito, expostos continuamente segundo N-S, desde o sul da Bahia até o sul de Pernambuco, por cerca de 800 Km (Fig. 1). Compreende dois segmentos anteriormente denominados de cinturões Salvador-Curaçá (Dalton de Souza & Santos 1984) e Itabuna (Figueiredo 1989). Devido ao metamorfismo de alto grau, sintectônico à extensiva compressão NNW-SSE de alto *strain*, a determinação da idade, a interpretação da gênese e a cartografia geológica desses terrenos tem sido objeto de controvérsia na literatura. Com base em dados geocronológicos Rb-Sr, Pb-Pb evaporação e U-Pb convencional, esses terrenos têm sido interpretados como um arco magmático juvenil acrescido e metamorfizado há *ca.* 2100 Ma, na borda leste do Cráton São Francisco (e.g. Sabaté *et al.* 1994, Teixeira *et al.* 2000, entre outros). A partir de dados lito-geoquímicos, Silva (1991) subdividiu os terrenos arqueanos do bloco Jequié e Cinturão Itabuna em granulitos depletados (TTG do Complexo Ibicarai, ex-Itabuna) e não-depletados (Complexo Jequié). Dados isotópicos SHRIMP posteriores, obtidos no

Cinturão Salvador-Curaçá, incluindo imagens de catodoluminescência e de elétrons retroespalhados (BSE) (Silva *et al.* 1997), também registram a presença de suites TTG arqueanas, do intervalo entre *ca.* 2700-2550 Ma. Os granulitos não depletados, charnoenderbíticos, associados a essa suíte, foram interpretados como produtos de refusão dessa crosta primitiva há *ca.* 2630 Ma. O estudo de CL revelou uma população metamórfica constituída de cristais multifacetados ou arredondados por corrosão e recristalização em evento metamórfico de fácies granulito (textura *soccerball*) ou por margens luminescentes em imagens CL (baixo U) que forneceram idade do pico metamórfico superimposto de *ca.* 2080.

O presente estudo é uma tentativa de entender melhor a evolução desse cinturão granulítico em área mais extensa e que abrange os domínios Itabuna e Salvador-Curaçá, com datação adicional de 4 afloramentos-chaves de granulitos depletados dos Complexos Ibicarai e Caraíba. Em afloramentos não alterados, todos são ortognaisses cinza-escuro de tonalidade verde-graxo, com distinta foliação e bandamento metamórfico, com bolsões e venulações migmatíticas tardi-tectônicas. Em lâmina delgada, a sua composição varia de charnockito a enderbitito, contendo orto- e clinopiroxênio, subordinadamente hornblenda e biotita. Apresentam orientação preferencial discreta a proeminente, textura protomilonítica a granoblástica, eventualmente com domínios de textura magmática original (granular-hipidiomórfica).

Granulito charnockítico do Morro Pernambuco/Ilhéus (Amostra LC 54) Amostra coletada na praia do Morro Pernambuco, em

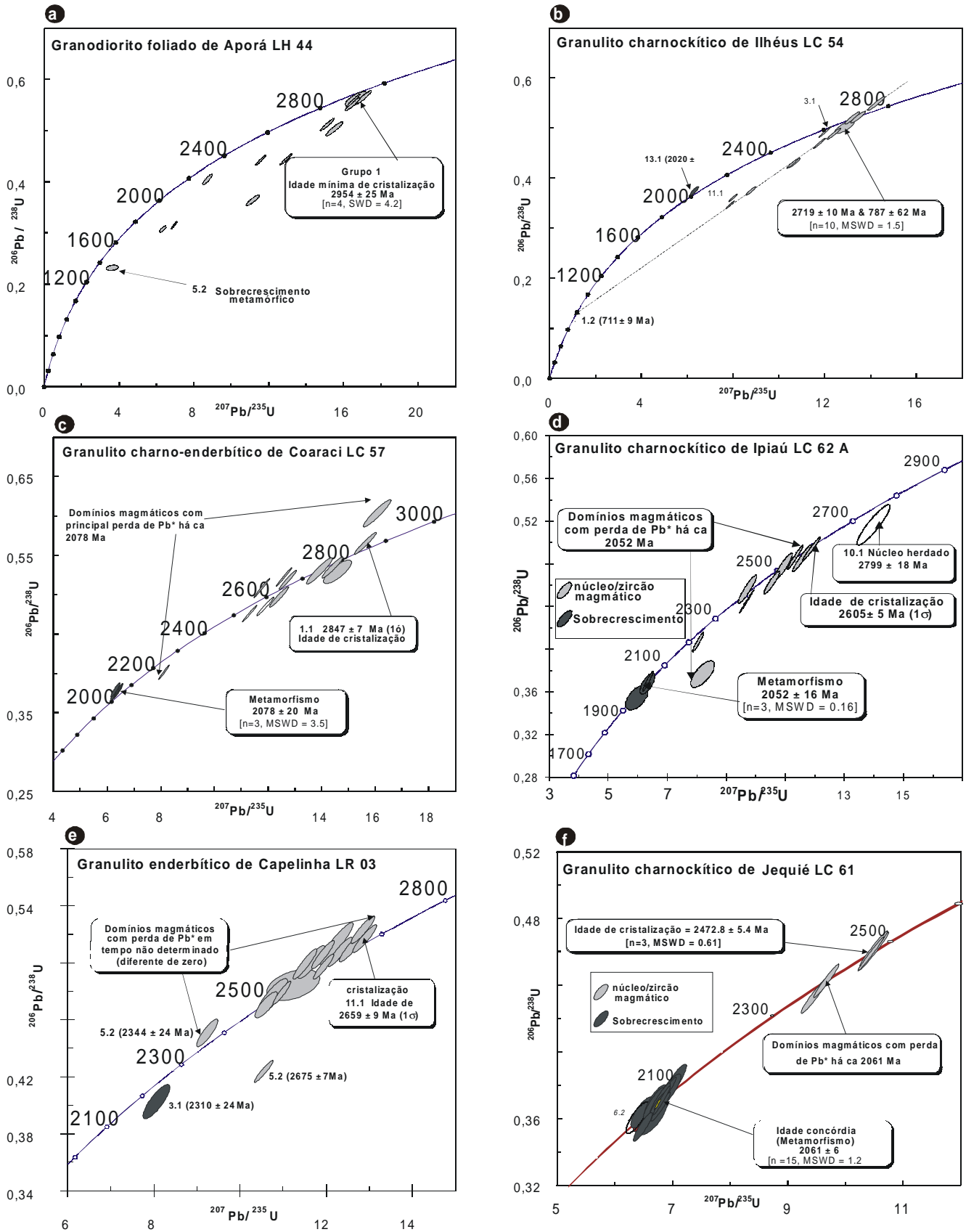


Figura 2 Diagramas concórdias das amostras: a) LH 44; b) LC 54; c) LC57; d) LC 62A; e) LR 03; f) LC 61

Ilhéus. É um gnaiss charnockítico bandado, cinza esverdeado com intercalações de metagabro. Ao microscópio é um biotita-orto/clinopiroxênio gnaiss granulítico de composição charnockítica, com textura recuperada granoblástica-alongada e forte foliação marcada pela alternância de concentrações de minerais máficos.

Os dados de 14 *spots* obtidos em 13 cristais constam da Tabela 4 e do diagrama concórdia da figura 2b. Os resultados obtidos em 10 *spots* de uma mesma população magmática (MSWD = 1.5) constituem uma discórdia com intercepto superior indicando a idade de 2719 ± 10 Ma, interpretada como a de cristalização do magma granítico precursor do gnaiss. A mesma discórdia apresenta um intercepto inferior de 787 ± 62 Ma, interpretado como distúrbio do sistema isotópico associado a um evento tectonotermal Neoproterozóico. O *spot* 1.2, obtido em domínio metamórfico, apresenta uma idade aparente $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 711 ± 9 (1s) Ma, que reforça essa interpretação.

Outro *spot* datado em sobrecrecimento metamórfico (*spot* 13.1), forneceu idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2020 ± 16 Ma (1s) interpretada como a do pico do metamorfismo granulítico.

Granulito enderbítico de Coaraci (Amostra LC 57) A amostra foi coletada na cidade de Coaraci. É um gnaiss enderbítico bandado (mm), cinza-esverdeado de granulação média. Ao microscópio é um ortopiroxênio gnaiss enderbítico, com textura recuperada granoblástica-alongada e poligonal, e forte orientação de minerais máficos.

Os dados obtidos em 16 *spots* de 15 cristais constam da Tabela 5 e do diagrama concórdia da figura 3c. Os estudos de CL indicam que a maior parte da população analisada consiste de núcleos magmáticos, cujos dados se distribuem segundo a concórdia. Os *spots* apresentam razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ progressivamente menores em direção ao *cluster* da população metamórfica, o que indica perda parcial de Pb durante o evento metamórfico, sem alterações texturais importantes. O *spot* 1.1, um núcleo magmático com a maior razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do grupo (2847 ± 7 Ma - 1s) forneceu a melhor estimativa da idade de cristalização magmática. Quatro *spots* de uma mesma população metamórfica, apesar do alto MSWD (3.5), forneceram idade de 2078 ± 20 Ma, interpretada como a do pico do metamorfismo regional de fácies granulito.

Granulito charnockítico de Ipiáú (Amostra LC 62A) A amostra é de ortognaiss cinza claro, com estruturas magmáticas originais preservadas tais como estruturas de fluxo, bandamento ígneo e magma *mingling* com fração gabróide. Ao microscópio é um biotita-ortopiroxênio charnockito com textura recuperada poligonal e hipidiomórfica remanescente. A biotita ocorre como substituição retro-metamórfica do ortopiroxênio e ambos imprimem à rocha proeminente foliação.

Os resultados de 13 *spots* em 12 cristais constam da Tabela 6 e do diagrama concórdia da figura 2d. Os estudos de CL indicam que a maior parte da população analisada consiste de núcleos magmáticos sem modificações texturais importantes. Os resultados distribuem-se paralelamente à concórdia com razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ progressivamente menores em direção ao agrupamento da população metamórfica, o que indica perda parcial de Pb no evento metamórfico. O *spot* 11.1, situado em núcleo magmático com a maior razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do grupo (2605 ± 7 Ma (1s)) é a melhor

estimativa da idade de cristalização magmática. Três *spots* de uma mesma população metamórfica (MSWD = 0.16) forneceram um valor de 2052 ± 16 Ma, interpretada como a idade do pico de metamorfismo regional na fácies granulito. A idade aparente de 2799 ± 18 Ma (1s) (*spot* 10.1) foi obtida em um núcleo herdado.

Granulito enderbítico de Capelinha (Amostra LR 03) Trata-se de gnaiss enderbítico bandado (mm) cinza-esverdeado, granulação média a grossa, migmatizado e que apresenta, além de fase neossomática pré-tectônica, numerosos veios de composição granítica com ortopiroxênio com a mesma deformação das encaixantes. Quimicamente se classifica como associação TTG e interpretado como de idade arqueana e/ou paleoproterozóica (Teixeira 1997). Ao microscópio é um biotita-ortopiroxênio granulito de composição enderbítica, com textura recuperada granoblástica-alongada e forte foliação dada pelos minerais máficos.

Os resultados analíticos de 16 *spots* em 13 cristais constam da Tabela 7 e do diagrama concórdia da figura 2e. Treze dos 16 *spots* formam um grupo principal de núcleos magmáticos. Os resultados distribuem-se paralelamente à concórdia e apresentam razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ progressivamente menores em direção ao *spot* 8.1, de idade aparente de 2344 ± 14 (*Spot* 8.1). Essa distribuição sugere perda parcial de Pb durante metamorfismo regional datado em *ca.* 2050-2080 Ma, mas não observado na presente amostra. O *spot* 11.1, situado em núcleo magmático com a maior razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do grupo de 2659 ± 9 Ma (1s) forneceu a melhor estimativa da idade mínima de cristalização magmática do protólito.

O *spot* 3.2, de idade aparente de 2310 ± 24 Ma (1s), foi obtida em sobrecrecimento metamórfico, mas o alto grau de discordância impossibilita a estimativa da idade do pico metamórfico. O *spot* 5.2 é parte da população de núcleos magmáticos que perdeu Pb em tempo recente.

Discussão Estudos de CL das diversas populações de zircão arqueano das 4 amostras datadas evidenciam forte zonação, com margens metamórficas (sobrecrecimentos) de alta luminescência (baixo U) que substituem núcleos magmáticos. Os cristais com avançada substituição e recristalização perderam sua forma prismática original e resultaram em cristais de contorno arredondado, com diminutos restos do antigo núcleo que, em casos extremos, podem estar totalmente substituídos. Os cristais neoformados são zonados e do tipo *soccer-ball* (*sensu* Silva *et al.* 1997), formados durante o pico do metamorfismo granulítico ocorrido entre *ca.* 2050 e *ca.* 2080 Ma.

A distribuição das idades metamórficas do pico do evento granulítico entre *ca.* 2050 Ma e *ca.* 2080 Ma sugere que estes gnaisses representam a raiz de um orógeno colisional paleoproterozóico, exposta na margem oriental do Cráton São Francisco e designado por Almeida (2000) e Delgado *et al.* (2002) como Cinturão Bahia Ocidental, e corroboram dados anteriores de Silva *et al.* (1997).

A idade do granulito charnockítico de Ilhéus (amostra LC 54) mostra tanto por regressão (intercepto inferior) quanto por medida direta em um sobrecrecimento, importante distúrbio isotópico responsável pelas idades de 787 ± 62 e 711 ± 9 (1s), respectivamente. Essas idades possivelmente se relacionam ao magmatismo subcalino da fase distensional, precursora do Orógeno Araçuá, datada em *ca.* 850 Ma nos no Granito Salto da Divisa (Silva *et al.*,

nesse fascículo).

EMBASAMENTO NEO-ARQUEANO NO DOMÍNIO JEQUIÉ

Duas amostras de gnaisses charno-enderbíticos potássicos, cartografados como pertencente ao Complexo Jequié, no bloco homônimo (Fig. 1), foram selecionadas para determinar a idade do metamorfismo de alto grau desse bloco, anteriormente considerado como um bloco cratônico ao Cinturão Itabuna (e.g., Pedreira *et al.* 1976), ou como um dos segmentos arqueanos envolvidos na colisão paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté 2002) e que resultou no Cinturão Bahia Oriental (Delgado *et al.* 2002).

Granulito charno-enderbítico de Jequié (Amostra LC 61)

Amostra coletada na Pedreira Impacto, na saída de Jequié para Conquista. Gnaisse charnockítico bandado (mm) cinza-esverdeado, granulação média, com forte foliação tangencial. Ao microscópio é um biotita ortopiroxênio granulito de composição charnockítica com textura recuperada granoblástica-alongada e forte foliação de minerais máficos. A trama granoblástica e a forte orientação preferencial dos minerais máficos sobrepõem-se à textura hipidiomórfico-granular original parcialmente preservada.

Os dados obtidos em 21 *spots* de 16 cristais constam da Tabela 8 e do diagrama concórdia da figura 2f. Dois *spots* situados em cristais de uma mesma população magmática (MSWD = 0.61) forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2473 ± 5 Ma. Essa idade deve ser analisada com cautela, devido ao pequeno número de *spots* concordantes. Pode ser interpretada como a melhor estimativa disponível da idade de cristalização do magma granítico precursor do gnaisse. Quinze *spots* de uma mesma população metamórfica e situados em bordas recristalizadas de alta luminescência em imagens CL ou em cristais arredondados *soccer ball* forneceram idade concórdia (*concordia age*) de 2061 ± 6 Ma. Essa idade é interpretada como a de recristalização do protólito granítico durante o pico de metamorfismo na fácies granulito.

Granulito charnockítico de Jitaúna (Amostra LC 60)

A porção amostrada é uma banda de ortognaisse charnockítico cinza-esverdeado (caramelado) localmente truncada por bandas irregulares de leuco-charnockitos de granulação grossa e veios neossomáticos quartzo-feldspáticos. Os domínios charnockíticos ocorrem como manchas e bolsões cinza-esverdeados dispersos em leucognaisse cinza, não charnockítico, desprovido de ortopiroxênio. As manchas são interpretadas como produtos de charnockitização *in situ* (ver discussão abaixo). A amostra foi coletada em uma mancha cinza-esverdeada, de composição leucocharnockítica, de forma irregular, com cerca de 30 cm de diâmetro, envolta por leucognaisse de mesma composição, mas sem ortopiroxênio (fácies anfíbolito). Ao microscópio é um biotita-leucognaisse mesopertítico, de composição charnockítica, com raros pseudomorfs de ortopiroxênio retrometamorfizados para biotita. A textura é recuperada, granoblástica-alongada.

Os resultados analíticos de 11 *spots* em 10 cristais constam da Tabela 9 e do diagrama concórdia da figura 3a. Apesar do reduzido número de análises de núcleos magmáticos, a idade aparente de 2715 ± 29 Ma (1s), obtida em um núcleo com maior razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, é interpretada como a melhor aproximação da idade de cristalização do magma precursor. Cinco *spots* situados em bordas recristalizadas de alta luminescência em imagens CL ou em cristais

arredondados *soccer ball*, pertencentes a uma mesma população metamórfica (MSWD = 0.64) forneceram a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2047 ± 14 Ma. Esse resultado é interpretado como idade de recristalização do protólito granítico sob condições de pico da fácies granulito.

Manchas charnockíticas e a transição de terrenos nas fácies anfíbolito e granulito

A amostra LC 60 foi coletada em uma mancha de gnaisse de fácies granulito em meio a gnaisses de fácies anfíbolito. Essa feição tem sido descrita em diversos terrenos metamórficos na transição da fácies anfíbolito para granulito. Estudos detalhados na Índia indicam que as manchas resultam do fluxo de CO_2 derivado da desidratação do gnaisse encaixante de fácies anfíbolito que derivam manchas com ortopiroxênio, por charnockitização *in situ* (*sensu* Friend & Nutman 1992). No Brasil, há algumas referências à existência de feições semelhantes, mas não há estudos isotópicos disponíveis. Estas feições não se restringem a um domínio específico, nem a uma fase magmática particular, e o fluxo localizado de CO_2 durante o evento granulítico regional (clímax em *ca.* 2050-2080 Ma) seria um bom candidato a indutor do processo.

Discussão As primeiras determinações geocronológicas precisas (U-Pb SHRIMP) nos gnaisses charnockíticos do Complexo Jequié devem-se a Alibert & Barbosa (1992). Os autores definiram duas gerações de ortognaisses charnockíticos, com idades de *ca.* 2810 (Mutuípe) e *ca.* 2690 Ma (Laje). Idades de cristalização de *ca.* 2640 Ma (U/Pb convencional) foram obtidas em ortognaisses por Ledru *et al.* (1993). Posteriormente, Silva *et al.* (1997) dataram, pelo mesmo método, ortognaisses charnockíticos intrusivos no Complexo Caraíba (charnockito ou granito Cais) e obtiveram idades de cristalização de *ca.* 2634 e de pico metamórfico de *ca.* 2072 Ma e os correlacionaram aos ortognaisses potássicos do Bloco Jequié. Estudos litogeoquímicos por Silva (1991), já indicavam que os ortognaisses potássicos do tipo Jequié se formaram por retrabalhamento crustal, ainda no arqueano, em distintos episódios de refusão de antigos arcos TTG.

Embora deva ser tomada com cautela e necessite de confirmação, a idade de *ca.* 2500 Ma de cristalização do magma granítico precursor do charnockito de Jequié confirma o caráter diacrônico da geração de magmas crustais potássicos durante o arqueano. Assim, pelo menos 4 períodos principais de geração ocorreram, isto é, em 2800 Ma (Mutuípe), 2700 Ma (Laje), 2640 Ma e 2500 Ma (Jequié). Externamente ao Bloco Jequié, foram, até o presente, reconhecidos gnaisses charnockíticos com idades equivalentes de *ca.* 2719 Ma (Ilhéus) e *ca.* 2640 Ma (charnockito Cais), o último intrusivo no Complexo Caraíba (Silva *et al.* 1997). Em consonância com as variadas idades de cristalização, as idades modelo Sm/Nd T_{DM} entre *ca.* 3400 e *ca.* 3000 Ma também caracterizam a heterogeneidade das fontes dos protólitos das rochas do Complexo Jequié, com provável reciclagem de crosta continental prévia (Teixeira *et al.* 2000).

A sucessão de eventos magmáticos juvenis e reciclados entre *ca.* 2870 a *ca.* 2500 Ma caracteriza a evolução arqueana do Bloco/Complexo Jequié e da maior extensão do domínio Itabuna-Salvador-Curaçá por sucessivos arcos magmáticos. Não há, até o presente, determinações isotópicas precisas sobre a amalgamação final desses arcos, mas sua coalescência ao final do Arqueano

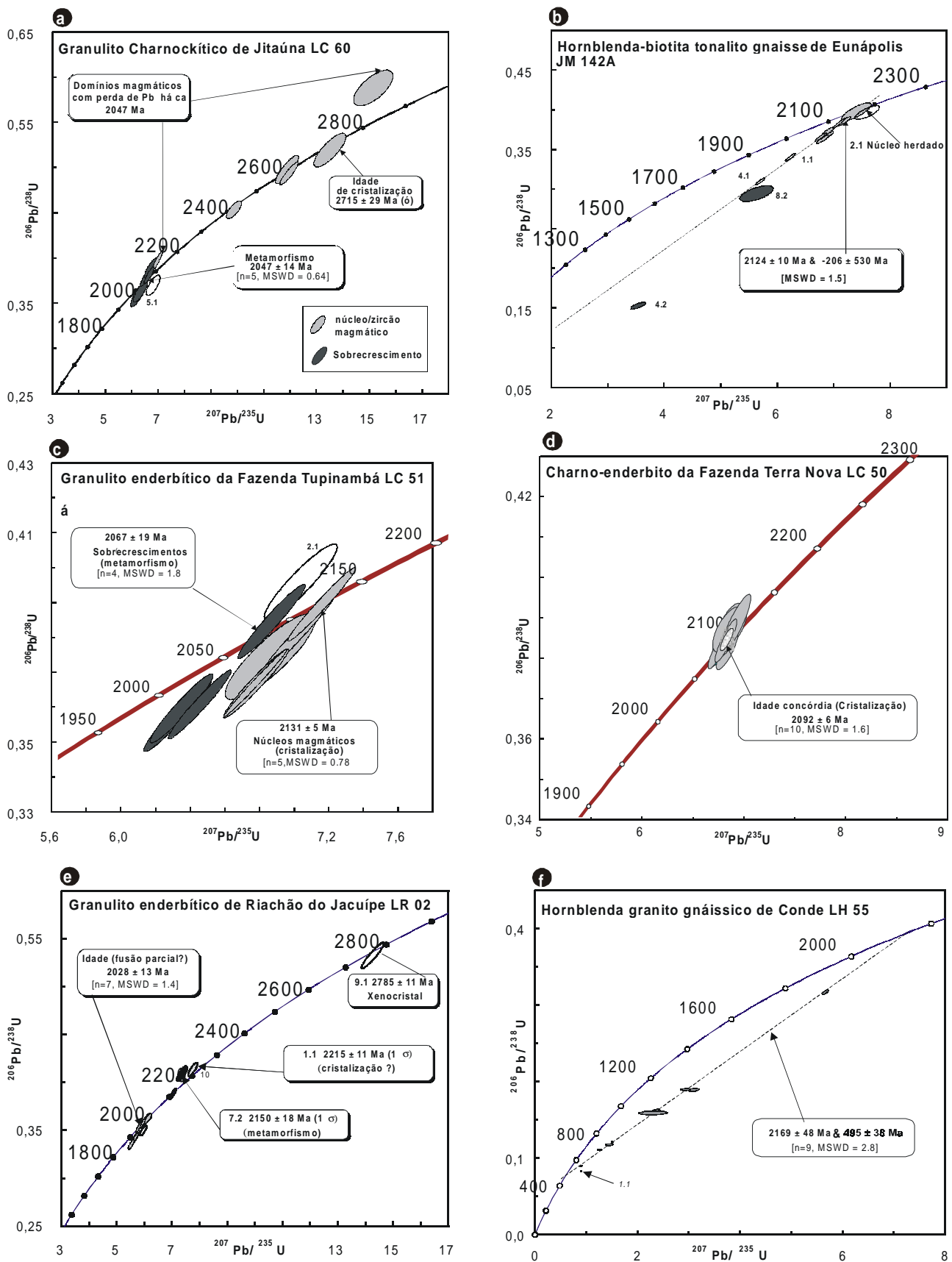


Figura 3 - Diagramas concórdias das amostras: a) LC 60, b) JM 142A; c) LC LC 51; d) LC LC 50; e) LR 02; f) LH 55

originou a região mais oriental do Cráton São Francisco na Bahia. São necessários trabalhos cartográficos detalhados com geocronologia U-Pb SHRIMP para a discriminar os distintos pulsos magmáticos, pois a cartografia disponível não contempla essas distinções.

As idades metamórficas entre *ca.* 2050 Ma e *ca.* 2060 Ma indicam que os terrenos de alto grau do Bloco Jequié também foram afetados pelo mesmo evento colisional que atingiu os granulitos do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, adjacente. Conseqüentemente, ambos domínios/blocos compõem a infraestrutura do Cinturão Bahia Oriental.

O MAGMATISMO RHYACIANO PRÉ- A SINCOLISIONAL DO CINTURÃO BAHIA ORIENTAL Relacionados a este evento, datou-se 2 gnaisses granulíticos da borda mais oriental do cinturão Itabuna, (amostras LC 50 e LC 51), outro da borda oriental do cinturão Salvador-Curaçá (amostra LR 02), um terceiro da extremidade oriental do Domínio Salvador-Esplanada (amostra LH 55) e outro da extremidade meridional do cinturão de alto grau (amostra JM 142A, Fig. 1).

Gnaiss granodiorítico de Eunápolis (Amostra JM 142A) Trata-se de gnaiss migmatítico, cujo paleossoma (amostra datada) com abundantes venulações neossomáticas graníticas. Ao microscópio é um biotita-hornblenda melagnaisse tonalítico, com textura granoblástica e proeminente orientação micácea, metamorfisado na fácies anfíbolito.

Os resultados analíticos de 12 *spots* em 9 cristais constam da Tabela 9 e do diagrama concórdia da figura 3b. Sete *spots* pertencem a mesma população magmática (MSWD = 1.5) e se alinham segundo uma discórdia com intercepto superior em 2124 ± 10 Ma, interpretada como a idade de cristalização do magma granodiorítico.

Embora não haja registro de datações prévias na presente unidade, ela era interpretada como pertencente ao embasamento arqueano, regionalmente designado de Complexo Itapetinga. A idade de *ca.* 2125 Ma permite interpretar esse gnaiss como parte de um plúton pré-colisional (arco?) relacionado à uma extensão meridional da fase de acreção do Cinturão Bahia Oriental.

Milonito gnaiss tonalítico da Fazenda Tupinambá (Amostra LC 51) O gnaiss foi amostrado na estrada de Uruçuca para Serra Grande, na unidade denominada de Complexo São José (Arcanjo 1997). O ortognaiss é cinza-escuro, milonítico, finamente bandado, cortado por venulações de granito rosa. Ao microscópio sua composição é quartzo-diorítica, com remanescentes de orto- e clinopiroxênio magmáticos, hornblenda e biotita titanífera metamórficas, em substituição aos piroxênios originais. A textura é ultramilonítica, granoblástica, em parte poligonizada, composta por bandas milimétricas de plagioclásio, com quartzo subordinado, de granulação fina a muito fina. Os minerais máficos ocorrem em finas bandas que fornecem à rocha forte foliação paralela ao bandamento. Embora a composição magmática original seja quartzo-diorítica, a extrema cominuição e recristalização quase total da paragênese original inibe a interpretação da natureza do protólito, o qual pode ser tanto plutônico (ortopiroxênio quartzodiorito) quanto extrusivo (andesito).

Os dados analíticos de 10 *spots* em 10 cristais constam da Tabela 11 e do diagrama concórdia da figura 3c. Cinco *spots* pertencem

à mesma população de núcleos magmáticos (MSWD = 0.78) e geram um agrupamento com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2131 ± 5 Ma interpretada como a idade de cristalização magmática. Quatro *spots* de uma mesma população de sobrecrescimentos metamórficos (MSWD = 1.8) forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2067 ± 19 Ma, interpretada como a idade do metamorfismo regional, embora os conteúdos de U e Th desses domínios não tenham sido aparentemente alterados.

A idade de cristalização desse gnaiss, em *ca.* 2131 Ma, permite correlacioná-lo à fase pré-colisional do Cinturão Bahia Oriental, e a do metamorfismo superposto (2067 Ma) é compatível com o pico granulítico do mesmo cinturão.

Granulito enderbítico da Fazenda Terra Nova (Amostra LC 50)

A amostra foi coletada na pedreira Britadora Santo Antônio, na estrada de Ilhéus para Uruçuca, no domínio costeiro do cinturão granulítico Itabuna. Em trabalhos anteriores, essa unidade foi relacionada ao Complexo Ibicaraí-Buerarema (Arcanjo 1997) e atualmente denominada de Complexo Buerarema. A amostra é de ortognaiss homogêneo, cinza-esverdeado com fino bandamento composicional. Ao microscópio é um orto/clinopiroxênio-biotita ortognaiss granulítico de composição enderbítica, com forte e contínua foliação/bandamento dados pela alternância de bandas máficas e félsicas.

Os dados analíticos de 10 *spots* em 10 cristais de zircão constam da Tabela 12 e do diagrama concórdia da figura 3b. Os 10 *spots* datados pertencem à mesma população magmática (MSWD = 1.6) e formam um agrupamento com idade concórdia (*concordia age*) de 2092 ± 6 Ma, interpretada como a de cristalização do magma precursor. Estudos CL mostram que a maior parte da população consiste de cristais globulares, multifacetados, sugestivo de cristalização sob condições de alto grau. Os cristais não mostram recristalização metamórfica interna nem sobrecrescimentos, mas complexo zoneamento magmático interno. Os teores de U e Th são altos, característicos de rochas magmáticas. Essa dualidade estrutural permite inferir que a cristalização do magma ocorreu durante intrusão sincolisional, contemporânea com o pico do metamorfismo regional granulítico.

Granulito enderbítico de Riachão do Jacuípe (Amostra LR 02)

A amostra foi coletada em pedreira abandonada na margem da BR 324. É de gnaiss enderbítico bandado (mm), cinza-esverdeado, de granulação média a grossa (migmatizado?) e com proeminente foliação. O gnaiss está em contato difuso com uma fácies de granito a quartzo sienito, cuja amostragem foi evitada. Teixeira (1997), a partir de dados geoquímicos, interpreta a unidade como produto da reciclagem de ortognaisses TTG arqueanos do Complexo Mairí, expostos na borda oeste do Cinturão Bahia Oriental. Ao microscópio, o gnaiss é um (biotita)-ortopiroxênio gnaiss granulítico, de composição enderbítica, com textura recuperada granoblástica-alongada e forte orientação de minerais máficos.

Os dados analíticos de 13 *spots* em 9 cristais constam da Tabela 13 e do diagrama concórdia da figura 3e. Devido à complexidade da população e ao reduzido número de *spots* datados (13) não foi possível obter idades precisas da cristalização magmática e do metamorfismo. O *spot* 9.1, situado em um cristal magmático homogêneo, forneceu a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente de 2785 ± 11 Ma, interpretada como de xenocristal. O *spot* 1.1, situado em nú-

cleo magmático e com a maior razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do grupo, gerou a idade de 2215 ± 13 Ma (1 σ), a primeira estimativa de cristalização do protólito. Contudo, como se trata de resultado isolado e sem reprodutibilidade regional, o mesmo é apenas um referencial preliminar que requer novas determinações. O *spot* 7.1, situado em núcleo magmático forneceu a idade de 2167 ± 8 Ma, a qual poderia marcar o limite inferior da cristalização. Contudo, esta interpretação deve ser considerada com reservas. A idade de 2150 ± 18 Ma obtida em sobrecrecimento metamórfico de baixo U e Th (83 e 33 ppm, respectivamente) poderia relacionar-se ao evento metamórfico de alto grau, mas as idades regionalmente obtidas para esse evento são sempre inferiores a *ca.* 2100 Ma.

Sete *spots* situados em núcleos e sobrecrecimentos magmáticos de cristais pertencentes a uma mesma população (MSWD = 1.4) forneceram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2028 ± 13 Ma, que pode ser interpretada de duas formas. Poderia representar a idade de refusão parcial do protólito gnáissico, embora não existam evidências diretas de migmatização no afloramento. Por outro lado, devido à intrusão tardia do granito a quartzo sienito verificada no afloramento, esse resultado poderia representar a idade da intrusão, apesar da falta de evidências de contaminação na amostra analisada.

Hornblenda-biotita ortognaisse granítico de Conde (Amostra LH 55) A amostra foi coletada na cidade de Conde. É um gnaisse granítico fortemente foliado, cinza-esverdeado e de granulação média. Ao microscópio é um (biotita-hornblenda) clinopiroxênio mesoperitita leucocharnockito gnáissico. A textura é recuperada granoblástica alongada e poligonal, com forte orientação da biotita.

Os dados analíticos de 10 *spots* em 10 cristais constam da Tabela 14 e do diagrama concórdia da figura 3e. Nove dos 10 *spots* analisados pertencem à mesma população magmática, apesar da forte discordância (MSWD = 2.8) e alinham-se segundo discordância com intercepto superior de 2169 ± 48 Ma, interpretado como a idade de cristalização do magma granodiorítico. A mesma discordância mostra um intercepto inferior de 495 ± 38 Ma, sugestivo da influência do Ciclo Brasileiro.

A descoberta dessa associação ortognáissica paleoproterozóica no domínio mais oriental (costeiro) do Cinturão Salvador-Esplanada, sugere que a mesma pode representar a extensão setentrional do magmatismo pré- a sincolisional do Orógeno Bahia Oriental. A unidade ocorre descontinuamente na região costeira até o extremo sul do estado, nas proximidades de Ilhéus, onde ortognaisse do Complexo São José, com idades similares (*ca.* 2130 Ma) foram reconhecidos no presente estudo e que caracterizam o Domínio da Costa Atlântica (Fig. 1).

MAGMATISMO, METAMORFISMO GRANULÍTICO E COLISÃO CONTINENTAL NA REGIÃO CENTRO-ORIENTAL DA BAHIA: A CARACTERIZAÇÃO DO CINTURÃO (ORÓGENO) BAHIA ORIENTAL O presente trabalho confirmou, em âmbito maior, estudos anteriores de Silva *et al.* (1997) os quais revelaram, pela primeira vez, o registro direto da história pré-granulítica (arqueana) e a ubíqua e regular distribuição do pico metamórfico de alto grau entre *ca.* 2050 e 2080 Ma nos terrenos de alto grau da região leste do estado da Bahia. Esses estudos levaram aqueles autores a interpretar esses terrenos como remanescentes de um orógeno colisional, evoluído nas raízes da crosta continental, sob

condições estimadas de até 10 kbars e de até 950°C, como sugerem paragnaisse com paragêneses exóticas (Ortopiroxênio + Safirina + Quartzo) que acompanham os TTG's.

Além da determinação das idades precisas de cristalização e metamorfismo nos terrenos de alto grau, o presente estudo isotópico também reconheceu a existência de magmatismo pré- a sincolisional relacionado à sua evolução, como evidenciam os três plútons pré-colisionais (amostras JM 142A e LC 51 e LH 55), com idades de cristalização entre 2124 Ma e 2131 Ma, com sobreposição do metamorfismo regional ocorrido em 2070 Ma. Além dessas fases pré-colisionais, também foram reconhecidas duas unidades sin-colisionais (amostras LC 50 e LR 02 ?), com idades de cristalização entre 2200 (?) e 2090 e Ma, respectivamente. Esses dados permitem reconhecer que o Cinturão Bahia Oriental de Almeida (2000) e Delgado *et al.* (2002) contem características de orógeno colisional (*collision-related orogen, sensu* Sengör 1990), com geração de discreto magmatismo pré- a sincolisional e para o qual a designação de Orógeno Bahia Oriental é adequada.

Por outro lado, as idades metamórficas entre 2050 e 2080 Ma, obtidas nas bordas granulitizadas e grãos de zircão neoformado, com textura *soccer ball*, nos ortognaisse potássicos do Bloco Jequié, indicam que o orógeno paleoproterozóico retrabalhou igualmente a crosta arqueana componente do núcleo supostamente estável do Bloco Jequié e o Domínio Itabuna-Salvador-Curaçá. Portanto, a região cratônica ocidental (cráton Arqueano), em oposição à evolução paleoproterozóica na região centro-oriental da Bahia, está representada pelo Bloco Gavião-Lençóis, de idade paleo a mesoarqueana, que ocorre a oeste do Lineamento Contendas-Jacobina a oeste do Bloco Jequié.

O presente estudo também traz conseqüências interessantes para a correlação do Cráton São Francisco e do Cráton W Congo-Gabão, durante a colagem rhyaciana. Estudos de Feyrbesse *et al.* (1998) na África, delinearão uma evolução similar à aqui apresentada para o sul da Bahia. Condições de alta P e T foram estimadas tanto para um primeiro pico colisional (M_1), datado em *ca.* 2100 Ma (9 kbar e 810°C), quanto para um segundo, sob condições de 8 kbar e 600°C (M_2) há *ca.* 2080 Ma. Esse último, síncrono ao pico do evento granulítico datado no Cinturão Bahia Oriental (*ca.* 2080-2050 Ma) foi operante sob condições de alta P e T similar às preconizadas por Silva (1991) e Silva *et al.* (1997). Assim, a denominada Ponte Cratônica Bahia-Gabão deve corresponder às raízes de um único orógeno colisional rhyaciano, comum a ambas margens continentais e que resultou na colagem paleoproterozóica.

CONCLUSÕES Os resultados aqui obtidos e sintetizados na Tabela 2 permitem extrair as seguintes interpretações e conclusões:

1. - discriminação acurada de idades de cristalização dos protólitos e de sobrecrecimento metamórfico dos gnaisse de alto grau por imagens de catodoluminescência;
2. - identificação de um domínio mesoarqueano (*ca.* 3000 Ma) a leste do Cráton São Francisco, no Cinturão Salvador-Esplanada e sua correlação com o embasamento do Bloco Serrinha;
3. - delimitação acurada das idades de acreção no intervalo entre 2870 e 2630 Ma dos protólitos dos ortognaisse granulíticos do domínio Itabuna-Salvador-Curaçá, até então interpretados como representativos de um arco juvenil paleoproterozóico, e de 2500 Ma em ortognaisse charnockítico do Complexo Jequié;

4. - delimitação acurada do pico colisional na fácies granulito, relacionado à colisão do Cinturão Bahia Oriental (2050-2080 Ma), nos domínios Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié;
5. - reconhecimento da evolução do Cinturão Bahia Oriental como ligado às raízes de um evento colisional sob regime de alta P e T e da semelhança evolutiva durante a colisão rhyaciana entre os terrenos de alto grau do Cráton São Francisco, na Bahia, e do Gabão (Ponte Cratônica Bahia-Gabão);
6. - reconhecimento do magmatismo pré-colisional do Cinturão Bahia Oriental no intervalo entre ca. 2200(?) e ca. 2130 Ma, e de magmatismo sincolisional em ca. 2090 Ma;
7. - reconhecimento da influência do evento tectono-metamórfico

brasiliano sobre os terrenos de alto grau do sul da Bahia. O distúrbio isotópico ocorre em sobrecrecimentos metamórficos no granulito charnockítico de Ilhéus, com idades aparentes ca. 711 Ma (1 σ), e também sugerido pelo intercepto inferior de ca. 787 Ma;

8. - reconhecimento de uma associação de ortognaisses no domínio oriental do Cinturão Salvador-Esplanada, com componente da fase pré-colisional em ca. 2170 Ma do Orógeno Bahia Oriental.

Agradecimentos Ao Dr. Luiz Augusto Bizzi, Diretor de Geologia e Recursos Minerais da CPRM pelo indispensável apoio à execução destes estudos, materializados nos artigos que constam deste fascículo. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alibert C. & Barbosa J. S. F. 1992. Âges U-Pb déterminés à la 'SHRIMP' sur des zircons du complexe de Jequié, Craton de São Francisco, Bahia, Brésil. *In: Soc. Géol. France, Reün. Sci. Terre*, 14, Toulouse. *Abstracts*.
- Alkmim F.F., Brito-Neves B.B., Castro-Alves J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco. *In: J.M.L. Dominguez J.M.L. & A. Misi (eds.), O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG, Núcleo Bahia, 45-62. Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Ear. Sci. Rev.*, 17:1-29.
- Almeida F. F. M., Brito Neves B. B., Carneiro C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Ear. Sci. Rev.*, 50:77-111.
- Arcanjo, J. B. A. (Org.) 1997. *Itabuna*, Folha SD.24-Y-B-V. Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 276 p. il., 2 mapas. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB. Convênio DNPM/CPRM.
- Barbosa J. S. F. 1986. *Constitution lithologique et métamorphique de la région granulitique du sud de Bahia, Brésil*. Universidade de Paris VI, Paris, Tese de Doutorado, 86-34.
- Barbosa J.S. F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil – Na expression of Archean-Proterozoic plate convergence. *In: Vielzeuf D. & Vidal Ph. (ed.). Granulites and crustal evolution*. Dordrecht, Kluwer, pp.: 195-221.
- Barbosa J. S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 74:343-359.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. (Coords.) 1996. *Geologia da Bahia: texto explicativo*. Salvador, SGM, Convênio SICT/UFBA/SGM/FAPEX. Anexo 1 Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000, 382 p.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Baars F.J., Gonçalves J.H., Delgado I.D.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S., Silva L.C., Vidotti R.M. 2002. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. *In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. 2003. CPRM, Editora da Universidade de Brasília. Brasília.
- Compston W., Williams I.S., Meyer C. 1984. Geochronology of zircons from the lunar breccia 73217 using a sensitive high mass resolution ion microprobe. *J. Geoph. Res.*, 89 (Supp. B), p. 525-534.
- Compston W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao, Zh., Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London* 149:171-184.
- Dalton de Souza, J., Santos, R. A. 1984. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Folha SC.24-Y-D (Serrinha), Escala 1:250.000. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, p. 3494-3508.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V, Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2002. Escudo Atlântico. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1 DVD.
- Friend C.R.L. & Nutmann A.P. 1992. Response of zircon U-Pb isotopes and whole-rock geochemistry to CO² fluid-induced granulite-facies metamorphism, Kabbaldurga, Karnataka, South India. *Contr. Mineral. Petrol.*, 111:299-320.
- Feybesse J.L., Triboulet C., Guerrot C., Mayaga M., Bouchout V., Eko N. 1998. The West Central African Belt, a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Prec. Res.*, 87:161-216.
- Figueiredo, M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Ear. Sci.*, 2:131-145,
- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., Onstott T. 1994. Âge du métamorphisme granulitique dans le cráton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *Comptes Rendus del'Académie des Sciences*, Paris, 318:251-257.
- Ludwig K.R. 2001a. Squid 1.02. A user's manual. BGC Special Publ. 2., Berkeley, 19p.
- Ludwig K.R. 2001b. User's manual for Isoplot/Ex v. 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publ. 1a, Berkeley, 55p
- Oliveira Jr., T. R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton São Francisco, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 126 p.
- Paces J.B. & Miller J.D. 1989. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *J. Geophys. Res.* 98B, 13997-14013.
- Pedreira A. J., Cordani U.G., Iyer S.S., Almeida Campos D., Campos B.R. 1976. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*: Folha Salvador (SD.24). Texto explicativo. Brasília: DNPM, 127 p. il.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal F., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence

- and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, 26:519-522.
- Sabaté P., Peucat J.J., Melo R.C., Pereira L.H.M. 1994. Datação por Pb- evaporação de monozircão em ortogneisses do Complexo Caraíba: expresso do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaça (Cráton São Francisco, Bahia, Brasil) In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1:219-220.
- Sengör A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thetyan perspective. *Ear. Sci. Rev.*, 27:1-201.
- Silva L.C. da. 1991. *Geoquímica, petrologia e evolução dos granulitos depletados e não depletados da Bahia*. Dissertação (Mestrado). Universidade de Brasília-UnB. Brasília, 143 p.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R., 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: Intern. Simp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Salvador, *Extended Abstracts*, pp.: 282-283.
- Smith J.B., Barley M.E., Groves D.I., Krapez B., McNaughton N.J., Bickle M.J., Chapman H.J. 1998. The Scholl shear zone, West Pilbara: evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U-Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Prec. Res.*, 88:143-171.
- Teixeira W., Sabaté J.P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro A.M. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani U., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 101-138.
- Teixeira L.R. 1997. *O complexo Caraíba e a suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaça. (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metatogenético*. Instituto de Geociências, Univ. Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 202 p.
- Williams I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.) *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. SEG, *Reviews In Econ. Geol.*, 7:1-35.

Manuscrito A-1332

Recebido em 15 de março de 2002

Revisão dos autores em 20 de dezembro de 2002

Revisão aceita em 22 de dezembro de 2002