

Idades Th-U-Pb_T de Monazita e Geotermobarometria de Rochas
Metapelíticas de Alto Grau do Sistema Orogênico
Itabuna-Salvador-Curaçá, BA, Brasil:
um Estudo em Microsonda Eletrônica

Silvio Roberto Farias Vlach & Eliane Aparecida Del Lama
Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP
Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BRA

Palavras-chave: monazita, quimismo, idades Th-U-Pb_T, metapelitos, geotermobarometria, Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá.

RESUMO

Idades de cristalização de monazita presente em duas variedades de gnaisses aluminosos das regiões de Jacurici e Ilhéus, respectivamente ao norte e ao sul do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá (BA) foram determinadas através do método Th-U-Pb_T em microsonda eletrônica. As amostras correspondem a espinélio-sillimanita-cordierita-granada e coríndon-espinélio-sillimanita-granada gnaisses equilibrados em condições metamórficas de alta temperatura, com valores estimados para temperatura e pressão de 835°C/6,9 kbar e 890°C/7,4 kbar, respectivamente. Monazita em equilíbrio com essas associações minerais revela idades de fechamento do sistema Th-U-Pb, interpretadas como idades de cristalização e, portanto, do metamorfismo de facies granulito destas amostras, próximas a 2,07 e 2,08 (± 0,02) Ga, compatíveis com padrão geocronológico conhecido para o sistema orogênico. Uma geração de monazita, quimicamente distinta (*e.g.*, com padrões de elementos terras raras e razões Th/Gd contrastadas), com *ca.* 1,97 (± 0,04) Ga é reconhecida e caracterizada na amostra de Ilhéus, sugerindo a superposição de um evento geológico mais jovem. Acredita-se, com base na ocorrência da associação coríndon-sillimanita-quartzo e em informações bibliográficas, que este resultado registre um mecanismo de descompressão do sistema e/ou um aquecimento regional causado pelo magmatismo intrusivo mais tardio (1,9 - 2,0 Ga).

Keywords: monazite, chemistry, Th-U-Pb_T ages, metapelites, geothermobarometry, Itabuna-Salvador-Curaçá Orogenic System.

ABSTRACT

Electron microprobe Th-U-Pb_T dating of monazite was performed on aluminous gneiss samples from the northern Jacurici and southern Ilhéus areas of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogenic System. Studied samples are spinel-sillimanite-cordierite-garnet gneiss and corundum-spinel-sillimanite-garnet gneiss that equilibrated during a high temperature metamorphism at T-P conditions of about 835°C/6.9 kbar and 890°C/7.4 kbar, respectively. Microprobe ages of monazite in equilibrium with these mineral associations are interpreted as true crystallization ages and date granulite facies metamorphism. Both samples gave ages of about 2.07 and 2.08 (± 0.02) Ga, in agreement with the known geochronological pattern in this system. The Ilhéus sample contains a younger, contrasting monazite generation (*e.g.*, with distinct REE patterns and Th/Gd ratios), dated at *ca.* 1.97 (± 0.04) Ga. Based on the occurrence of the corundum-sillimanite-quartz association in the sample and information from the literature, we suggest that this age may be related to a regional decompression event and/or a thermal overprint due to late intrusive magmatism (1.9 - 2.0 Ga) in the orogenic system.

INTRODUÇÃO

A partir dos trabalhos pioneiros de Bowles (1990) e Suzuki & Adachi (1991), a datação química de minerais portadores de Th, U e Pb com microsonda eletrônica, com destaque para monazita, tem se revelado de enorme utilidade em geocronologia, apesar da precisão algo menor quando comparada com técnicas isotópicas convencionais e SHRIMP (sensitive high-mass resolution ion microprobe), *e.g.*, Montel *et al.* (1996), Williams *et al.* (1999), Vlach & Gualda (2000) e Cocherie & Albarede (2001).

A alta resolução espacial do feixe eletrônico permite obter dados químicos e geocronológicos em domínios intracristalinos em volumes de poucos μm^3 , fato importante para o estudo de rochas poligenéticas, uma vez que gerações texturais distintas dos minerais com Th e U ou mesmo domínios internos de um mesmo cristal podem preservar ou adquirir assinaturas químicas e isotópicas representativas de eventos geológicos diferentes. Estas características tornam o método especialmente útil para o estudo de cinturões metamórficos e do magmatismo crustal associado. Adicionalmente, o controle textural e micro-estrutural dos pontos analíticos com microsonda é excelente, a técnica não é destrutiva e a preparação e análise de amostras são relativamente simples e de baixo custo.

Neste trabalho são examinados dois gnaisses aluminosos do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá, no Estado da Bahia, coletados nas proximidades de Jacurici (Complexo Caraíba, Cinturão Salvador-Curaçá) e a norte de Ilhéus (Cinturão Itabuna), nas porções norte e sul do sistema orogênico, respectivamente. O principal objetivo foi a determinação do quimismo e de idades Th-U-Pb_T de cristalização da monazita presente nesses gnaisses. Informações petrográficas, o quimismo de fases minerais mais relevantes e avaliações termobarométricas são também apresentados e discutidos à luz dos dados existentes, como fundamento para a discussão dos resultados geocronológicos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá (Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, *e.g.*, Barbosa *et al.*, 2001a) estende-se de norte a sul do estado da Bahia ao longo de aproximadamente 700 km e inclui os denominados Cinturões Itabuna, ao sul, e Salvador-Curaçá, ao norte (Figura 1). Este sistema resultou da aglutinação de frag-

mentos crustais arqueanos (Itabuna-Salvador-Curaçá, Gavião, Jequié e Serrinha, ver Barbosa *et al.*, 2001a) durante colisão continental no Paleoproterozóico Médio, que equilibrou as rochas na facies granulito (Barbosa & Sabaté, 2002).

No Complexo Caraíba (Figueiredo, 1981) afloram hiperstênio gnaisses tonalíticos a graníticos e intercalações de corpos máfico-ultramáficos, rochas calciossilicáticas e/ou carbonáticas e gnaisses aluminosos e quartzosos. A seqüência máfico-ultramáfica portadora de Cr de Jacurici (*cf.* Del Lama *et al.*, 2000) está encaixada neste complexo, distribuindo-se ao longo da direção N-S, paralela à Serra de Itiúba.

Os gnaisses aluminosos que afloram próximos a Jacurici foram estudados por Del Lama *et al.* (2001), que obtiveram condições T-P de 700 - 750°C e 7,0 - 8,5 kbar para o auge metamórfico. No Complexo Ipirá, a sul de Jacurici, afloram granulitos alumino-magnesianos com safirina e espinélio, cristalizados sob condições de 910°C e 8 kbar, com retrogressão posterior para 770°C e 5 kbar (Leite, em preparação; in Oliveira *et al.*, 2001).

O Cinturão Itabuna (Figueiredo, 1989) é formado por rochas granulíticas orientadas N10°E, com composições tonalíticas, trondhjemíticas e/ou gábricas predominantes. Gnaisses kinzigíticos, quartzitos, formações ferríferas, for-

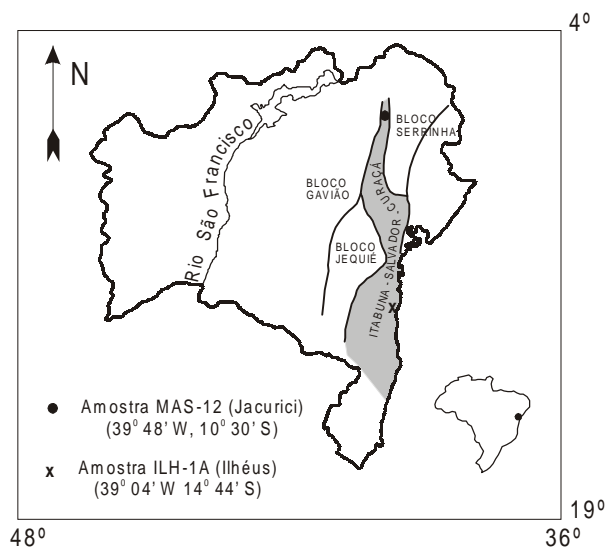


Figura 1. Mapa esquemático do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá com a localização das amostras de gnaisses aluminosos estudadas.

mações manganíferas e níveis de baritina afloram em intercalações de natureza tectônica (Barbosa & Dominguez, 1996).

O metamorfismo principal de facies granulito no Cinturão Itabuna foi de temperatura alta e pressão intermediária, estimado em 850°C e 5 - 7 kbar (Barbosa, 1990). Associações minerais aluminosas, com sillimanita-granada-coríndon-safirina-cordierita ocorrem em granulitos félsicos próximos a Salvador (Fujimori, 1968; Figueiredo, 1989). Stomer & Whitney (1977) indicaram condições T-P de 750 - 800°C e 4 - 8 kbar, mas devido à presença de safirina e cordierita, Braun (1983) estimou valores entre 750 - 830°C e 7,0 - 8,5 kbar. Gnaisses khondalíticos do Bloco Itabuna forneceram resultados entre 740 - 850°C e 6 - 9 kbar para o pico metamórfico (Oliveira *et al.*, 1982).

De forma geral, os gnaisses de alto grau do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá apresentam evidências de alívio de pressão (*e.g.*, simplectitos de Opx-Pl), sugerindo que, na colisão entre os segmentos arqueanos, rochas formadas em profundidade foram trazidas para níveis crustais mais rasos. Neste panorama, os diagramas P-T-t definem trajetórias de metamorfismo com sentido horário (Barbosa, 1990, 1997).

As principais fases de deformação e o metamorfismo granulítico têm idades do Paleoproterozóico Médio em ambos cinturões Itabuna e Salvador-Curaçá, mas segundo Barbosa & Dominguez (1996), a tectogênese teria se iniciado mais tardiamente neste último.

Todas as informações geocronológicas existentes para o Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá ressaltam a importância do Paleoproterozóico Médio na sua evolução (ver Barbosa & Sabaté, 2002). Próximo à cidade de Itabuna, Delhal & Demaiffe (1985) obtiveram idades de metamorfismo entre 2,10 e 2,13 Ga pelo método U-Pb em zircões. Valores pouco mais jovens, em torno de 2,0 Ga, foram obtidos por Iyer *et al.* (1987). Tonalitos e trondhjemitos forneceram idades próximas a 2,1 Ga (método Pb-Pb por evaporação em zircão, Ledru *et al.*, 1993; Sabaté *et al.*, 1994; Corrêa Gomes, 2000; e método U-Pb por SHRIMP em zircão, Silva *et al.*, 1997). Noritos da região de Caraíba e o Gabro Medrado se colocaram há 2,0 Ga (método U-Pb em zircão, Oliveira & Lafon, 1995) e os granitos sintectônicos peraluminosos em *ca.* 2,0 Ga (Rb/Sr em rocha total, Sabaté *et al.*, 1990). No complexo Ipirá, determinações em monazita com microsonda eletrônica em gnaisses aluminosos resultaram em *ca.* 2,08 Ga para o metamorfismo principal (Leite, em preparação, in Oliveira *et al.*, 2001).

Após a retrogressão das rochas granulíticas para a facies anfíbolito, diversos maciços intrusivos relativamente

jovens se colocaram no sistema orogênico. O extenso Maciço Sienítico Itiúba foi datado em *ca.* 2,0 Ga (método Rb-Sr em rocha total, Conceição, 1990).

MATERIAIS E MÉTODOS

Duas amostras de gnaisses aluminosos foram estudadas em detalhe em seções delgadas-polidas para esse trabalho. A primeira (MAS-12) corresponde a um espinélio-sillimanita-cordierita-granada gnaiss do Complexo Caraíba, região de Jacurici, no Cinturão Salvador-Curaçá, e a segunda (ILH-1A) a um coríndon-espinélio-sillimanita-granada gnaiss, do Cinturão Itabuna, coletada na rodovia BA-001, ao norte de Ilhéus (ver localização e coordenadas na Figura 1).

Análises químicas de minerais foram obtidas com microsonda eletrônica (WDS) no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Foi utilizado um aparelho JEOL JXA-8600S acoplado ao sistema de automação Voyager-ThermoNoran. As condições analíticas foram 15 kV, 20 nA e 1 a 10 µm (análises de rotina) e 15 kV, 300 nA e 2 a 4 µm (análises de monazita) para a voltagem de aceleração, a corrente e o diâmetro do feixe eletrônico, respectivamente. Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) em modo composicional para cristais de monazita foram obtidas sob 15 kV, 20 nA e 1 µm. Os padrões analíticos incluíram minerais e compostos sintéticos e as correções para os efeitos de matriz seguiram a sistemática PROZA. Os resultados apresentados são referidos ao intervalo de confiança de 95%.

Os procedimentos para análise e cálculo de idades de monazita seguiram a metodologia de Vlach & Gualda (2000). Uma das suas vantagens, quando comparada com a maioria das sistemáticas adotadas, reside no fato de que análises praticamente completas são obtidas simultaneamente aos dados de Th, U e Pb para datação. Os padrões utilizados para Th, U e Pb foram ThSiO₄, UO₂ e PbCr₂O₄ sintéticos e as interferências de Th sobre U e de Th e Y sobre Pb foram corrigidas *on-line*, de acordo com Fialin *et al.* (1997). Os limites de detecção para estes elementos são da ordem de 150, 120 e 90 ppm, respectivamente. A calibração de Th, U e Pb e a acurácia das idades foram controladas pela análise de monazitas de amostras de referência, com idades determinadas por técnicas isotópicas: o metapelito TC-3 (*ca.* 790 Ma; U-Pb - SHRIMP em zircão) e o granulito VG (*ca.* 625 Ma; U-Pb convencional em monazita). Os desvios totais nas medições de Th, U e Pb foram computados

a partir dos desvios estatísticos de contagem (2σ), somados com 2% relativo. As idades pontuais finais obtidas apresentam desvio relativo inferior a 5%.

As idades para as populações isocrônicas identificadas em cada amostra foram calculadas por meio de médias ponderadas (*e.g.*, Montel *et al.*, 1996) e de isócronas catiônicas, neste caso utilizando-se o programa IsoPlot-Ex (Ludwig, 1998).

Os cálculos com as sistemáticas TWQ (Berman, 1991) e THERMOCALC (Holland & Powell, 1998) para estimativas termobarométricas foram efetuados considerando-se $X_{CO_2} = 0,5$, um valor médio de referência compatível com o ambiente estudado. As abreviações minerais utilizadas estão de acordo com Kretz (1983).

PETROGRAFIA E MINERALOGIA

O gnaiss metapelítico da região de Jacurici apresenta bandamento composicional incipiente, milimétrico a centimétrico, sendo constituído por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, cordierita, granada, biotita, zircão, monazita, apatita e minerais opacos; sillimanita e espinélio verde ocorrem nos níveis mais granatíferos. A amostra da região de Ilhéus é bandada, com alternância de bandas félsicas centimétricas, mais espessas, com bandas aluminosas sub-centimétricas, ricas em minerais máficos. Contém feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, granada, biotita, hercinita, sillimanita, coríndon, ilmenita, monazita, apatita e zircão. As texturas são granoblásticas e sugerem em ambos os casos que a associação mineral aluminosa está em equilíbrio. Análises químicas representativas das principais fases minerais são apresentadas na Tabela 1.

Na amostra de Jacurici, o feldspato alcalino é pertítico a mesopertítico e o plagioclásio varia da albita ao oligoclásio (An_{6-23}). A cordierita apresenta-se alterada em intensidade variável para pinita; cristais mais preservados contêm inclusões de sillimanita e/ou espinélio. Sua composição é magnesiânica, com $X_{Mg} = 0,8$. A granada ($Alm_{48-68}Prp_{29-50}$) ocorre como cristais zonados ou mais homogêneos, apresentando-se por vezes poiquiloblástica, com inclusões de sillimanita e espinélio. Os cristais menores são subidioblásticos a xenoblásticos. Nos cristais zonados, os núcleos são mais ricos em MgO. A biotita apresenta teor variável de Fe e Mg [$mg\# = MgO/(MgO+FeO_T)$] entre 0,43 e 0,51 e valores moderados de TiO_2 (entre 3,5 e 4,7% em peso). O espinélio é uma hercinita gahnítica ($X_{Fe} = 0,43 - 0,64$) com teor de ZnO variando de 6 a 11%.

Na amostra de Ilhéus, o feldspato alcalino contém me-

nos albita exsolvida e o plagioclásio é mais cálcico, com composições entre o oligoclásio e a andesina (An_{21-41}).

A granada ocorre como porfiroblastos em ambas as bandas félsicas e aluminosas, mas nesta última também aparece como cristais idioblásticos menores. Sua composição é homogênea, com média em $Alm_{64}Prp_{30}Sps_2$. Os teores de Ca e Mn são comparativamente mais altos e os de Mg mais baixos em relação à granada de Jacurici. O espinélio ocorre freqüentemente incluso em granada, coríndon e/ou sillimanita, sendo mais abundante nas áreas mais ricas em sillimanita; corresponde a uma hercinita com composição média $Fe_{0,7}Mg_{0,3}Al_2O_4$. Apresenta pequenas variações de Fe e Mg de cristal para cristal e é mais rico em Fe e pobre em Zn que o correspondente de Jacurici. A exemplo do espinélio presente em metapelitos granulíticos de Kondapalle (Sengupta *et al.*, 1999), o espinélio desta amostra apresenta teores baixos de ZnO (entre 1,5 e 1,7%), fato incomum em rochas da facies granulito. A biotita de Ilhéus apresenta $mg\#$ entre 0,44 e 0,61 e é mais titanífera (TiO_2 até 5,8%) e menos aluminosa (Al_2O_3 entre 14,9 e 17,4%) que a de Jacurici. O coríndon ocorre isolado ou incluso em granada; ambos formam os maiores cristais (até 3 mm) observados nas bandas aluminosas.

A associação quartzo-coríndon observada na amostra de Ilhéus ocorre em diversos terrenos granulíticos (Motoyoshi *et al.*, 1990; Dasgupta & Ehl, 1993; Guiraud *et al.*, 1996; Shaw & Arima, 1998; Markl *et al.*, 2000), já a associação coríndon + quartzo + aluminossilicato é registrada em terrenos de pressão e temperatura altas, mas em alguns destes, não parece estar em equilíbrio (*e.g.*, Adirondacks; Powers & Bohlen, 1985).

A ocorrência dessa última associação na amostra de Ilhéus poderia indicar que na época de sua formação, esses minerais estiveram em equilíbrio metaestável (Harlov & Newton, 1993). Na região de Rayagada, a associação quartzo + coríndon aparece nos metapelitos mais ricos em Fe, comparáveis ao de Ilhéus. Adicionalmente, quando se comparam as ocorrências mencionadas acima com Rayagada, verifica-se que as rochas desta última são mais ricas em Fe. Sillimanita cristalizou a partir de coríndon e quartzo nesta região, o que levou Shaw & Arima (1998) a sugerir que esta reação tenha decorrido de um mecanismo de decompressão regional. É possível que a associação presente na amostra de Ilhéus tenha origem similar, em consonância com as observações gerais de Barbosa (1997).

Monazita é um acessório típico nas amostras estudadas. De forma geral, as texturas sugerem que ela cristalizou junto com granada e sillimanita. Aparece como cristais subidioblásticos límpidos e homogêneos, isolados, por vezes algo fraturados, ou como cristais menores, alonga-

Tabela 1. Análises químicas representativas de minerais dos gnaisses aluminosos de Jacurici (MAS-12) e Ilhéus (ILH-1A). **bd** = abaixo do limite de detecção, **na** = não analisado. * Dados de Del Lama *et al.* (2001).

FELDSPATOS							BIOTITA		
AMOSTRA	Jacurici			Ilhéus			AMOSTRA	Jacurici	Ilhéus
ANÁLISE	373	99*	100*	8	16	6	ANÁLISE	382	1
SiO ₂	65,66	63,27	63,92	57,17	62,82	64,35	SiO ₂	35,97	36,35
Al ₂ O ₃	21,02	23,14	18,42	26,91	23,69	18,64	TiO ₂	4,71	5,19
FeO	0,03	na	na	0,08	bd	0,03	Al ₂ O ₃	17,03	14,86
BaO	na	0,10	0,77	bd	bd	0,44	FeO	14,20	16,39
SrO	0,02	0,03	bd	na	na	na	MgO	14,58	13,15
CaO	2,05	4,39	bd	8,19	4,23	bd	BaO	0,31	0,19
Na ₂ O	10,40	8,87	1,02	6,58	8,52	1,20	Na ₂ O	0,09	0,05
K ₂ O	0,10	0,19	15,01	0,35	0,29	15,10	K ₂ O	9,18	9,63
TOTAL	99,28	100,01	99,18	99,29	99,61	99,80	F	0,06	0,51
AB	89,70	77,70	9,50	58,00	77,10	10,80	Cl	0,05	0,42
AN	9,80	21,20	-	39,90	21,20	-	H ₂ O ^{calc}	4,02	3,64
OR	0,60	1,10	90,50	2,10	1,70	89,20	TOTAL ^{calc}	100,21	100,40

GRANADA					ESPINÉLIO				
AMOSTRA	Jacurici		Ilhéus		AMOSTRA	Jacurici		Ilhéus	
ANÁLISE	52*	387*	3	12	ANÁLISE	374*	48*	2	7
SiO ₂	38,86	37,95	38,64	38,85	SiO ₂	na	bd	0,04	0,56
TiO ₂	bd	na	0,05	0,04	TiO ₂	0,04	bd	bd	0,06
Al ₂ O ₃	22,24	21,76	21,11	21,37	Al ₂ O ₃	57,63	58,85	58,85	60,94
FeO	27,97	32,37	29,45	29,87	Cr ₂ O ₃	0,28	na	0,44	0,45
MnO	0,47	0,17	1,01	0,90	Fe ₂ O ₃ ^{calc}	2,93	0,05	3,73	1,17
MgO	10,20	7,89	7,73	7,58	FeO ^{calc}	26,76	19,02	30,03	28,22
CaO	0,53	0,38	1,52	1,39	MnO	na	0,02	0,10	0,07
TOTAL	100,31	100,52	99,52	100,00	MgO	5,83	6,96	6,65	8,69
FeO ^{calc}	26,57	30,75	27,98	28,38	NiO	0,04	na	na	na
Fe ₂ O ₃ ^{calc}	1,55	1,80	1,64	1,66	ZnO	5,59	11,18	1,66	1,53
TOTAL ^{calc}	100,46	100,70	99,69	100,17	CaO	na	na	0,03	bd
X _{Mg}	0,40	0,31	0,30	0,30	TOTAL ^{calc}	99,11	96,12	101,54	101,70
ALM	57,86	59,02	62,55	63,65	X _{Mg}	0,25	0,30	0,28	0,35
PRP	39,61	39,14	30,81	30,32	X _{Fe}	0,64	0,46	0,72	0,65
AND	1,04	1,37	4,35	4,00	X _{Zn}	0,12	0,24	-	-
SPS	-	-	2,29	2,04					

dos arredondados, inclusos em granada e biotita. As suas características químicas serão discutidas em item posterior, juntamente com os dados geocronológicos.

TERMOBAROMETRIA

Estimativas termobarométricas para o gnaiss aluminoso de Jacurici (Del Lama *et al.*, 2001) foram obtidas combinando o termobarômetro Spl-Cdr-Sil-Qtz (Nichols *et al.*, 1992) com o barômetro Grt-Spl-Qtz de Perchuk (1991) e com o TWQ (v. 2.02, Berman, 1991) para a associação Grt-Cdr-Sil-Qtz, obtendo-se 750°C/8,5 kbar e 700°C/7,0 kbar, respectivamente.

Esses valores, embora compatíveis, são limitados pelo fato de que as calibrações utilizadas não contemplam toda a associação mineral presente. No presente trabalho, os dados foram reavaliados com o programa THERMOCALC (v. 3.1, Powell & Holland, 1988; Holland & Powell, 1998), utilizando-se do banco de dados mais recente (Junho/2001), aplicado à associação Grt-Cdr-Kfs-Bt-Spl-Sil-Qtz. As novas avaliações são 835°C e 6,9 kbar (Figura 2).

Para o gnaiss aluminoso de Ilhéus os dados ora obtidos foram também analisados nos programas THERMOCALC e TWQ. No primeiro caso foi utilizada a associação Grt-Kfs-Pl-Bt-Spl-Sil-Crn, obtendo-se 890°C e

7,4 kbar (Figura 2). Essa estimativa não considera o quartzo, uma vez que o equilíbrio Crn-Sil-Qtz não é estável. A utilização da sistemática TWQ para a associação Grt-Kfs-Pl-Bt-Sil-Crn resultou em valores de 800°C e 7,3 kbar, sem considerar o espinélio, fase para a qual ainda não existem calibrações neste programa.

Em ambos os casos, as estimativas obtidas com o THERMOCALC resultam em valores distintos, com destaque para temperaturas algo mais elevadas. De modo geral, estes resultados são mais robustos, já que integram toda a associação mineral presente e são baseados em banco de dados termodinâmicos internamente consistentes atualizado.

As condições T-P obtidas para o gnaiss granulítico de Ilhéus são compatíveis com a presença de safirina, mas esta não ocorre nas seções estudadas. Este fato deve refletir o caráter relativamente rico em Fe da amostra. De fato, Barbosa *et al.* (2001b) mostraram que em gnaisses aluminoso-magnesianos do sistema orogênico, a safirina está presente apenas nos tipos mais magnesianos.

Os dados T-P obtidos ao lado dos disponíveis para gnaisses aluminosos de outras áreas são sintetizados na Figura 2. Observa-se de forma geral que os resultados calculados com a sistemática THERMOCALC ratificam parte significativa dos valores prévios. Por outro lado, a sua maior consistência interna dá fundamento adicional para estes últimos.

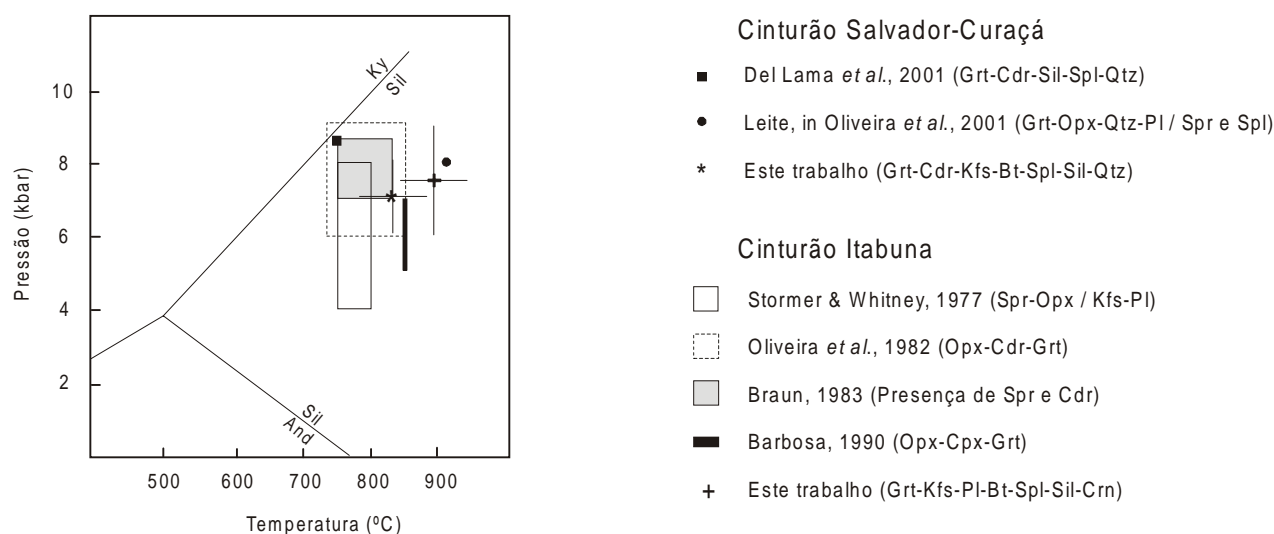


Figura 2. Dados termobarométricos para gnaisses aluminosos do Sistema Itabuna-Salvador-Curaçá.

A integração dos dados termobarométricos para as rochas metapelíticas do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá indica que estas estiveram próximas ao grau metamórfico de temperatura ultra-alta ($T \geq 950^\circ\text{C}$). Modelamentos termais sugerem que estas condições são alcançadas mais tipicamente por transferência advectiva de calor a partir da colocação extensiva de magmas básicos na crosta (Harley 1989, 1992). No caso da região de Jacurici, as temperaturas relativamente altas registradas devem estar associadas à colocação da Sequência Máfico-Ultramáfica (cf. Del Lama *et al.*, 2001).

QUIMISMO E GEOCRONOLOGIA U-TH-Pb_T DE MONAZITA

Cerca de 25 e 30 análises completas por microsonda eletrônica foram obtidas para monazita presente nos gnaisses aluminosos de Jacurici (MAS-12) e Ilhéus (ILH-1A), respectivamente. Em cada amostra foram selecionados entre um e três cristais, de acordo com suas características texturais (grãos isolados, inclusões em granada e biotita) e com os padrões de zonamento químico evidenciados nas imagens BSE.

Análises representativas são apresentadas na Tabela 2. Em ambos os casos, a monazita corresponde a uma monazita-Ce com ETR(Y) + P superior a 7,2 cátions/fórmula unitária (em base a 16 O); as principais variações composicionais, bem marcadas nas imagens BSE, envolvem Th, U, Y, elementos terras raras (ETR) e, em parte, Si e

Ca, podendo ser descritas pela combinação das substituições huttonítica [(Th,U)Si(ETR,Y)₋₁P₋₁] e brabantítica [Ca(Th,U)(ETR,Y)₋₂] (Figura 3). A monazita de Jacurici tem maior variação química.

As imagens BSE mostram que a maioria dos cristais apresenta zonamentos composicionais bem marcados e de tipo complexo (Figura 4). Nas duas amostras, os cristais isolados e os inclusos em granada ou biotita apresentam em geral núcleos com coeficientes de retroespalhamento inferiores que as bordas, indicando teores de Th e, em parte U, relativamente mais baixos (ver também Tabela 2). No caso dos cristais isolados, os contatos entre as diferentes zonas composicionais (núcleos, zonas intermediárias e bordas) apresentam típicas morfologias interlobadas (e.g., Figuras 4B e 4D), característica menos marcada nos cristais inclusos em granada, em que estes contatos são mais retilíneos e regulares (Figura 4A). Estas morfologias são sugestivas de mecanismos de absorção e reprecipitação controlados por interfaces independentes da estrutura interna dos cristais.

Os padrões de distribuição dos ETR e Y são algo mais fracionados na amostra MAS-12 (Figura 5), sendo semelhantes para núcleos e bordas dos cristais isolados ou inclusos em granada e biotita. As composições das zonas mais internas apresentam teores mais elevados de La, ETR pesadas e Y que as bordas, as quais também se caracterizam por padrões menos fracionados. Esta assinatura é compatível com a substituição huttonítica. No caso da amostra ILH-1A, as composições dos núcleos cristalinos dos cristais isolados e das inclusões em biotita são distintas das observadas nas inclusões em granada, as quais apre-

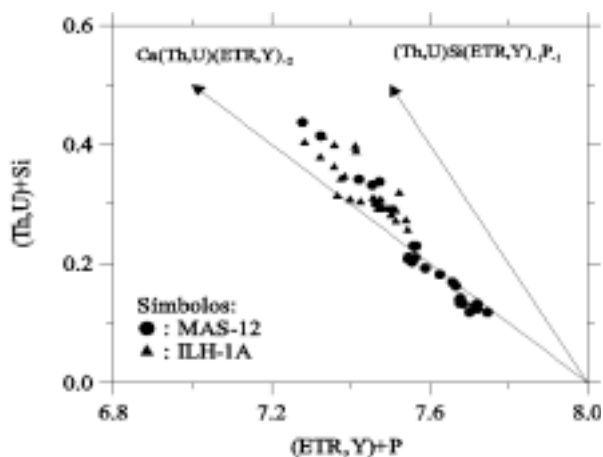


Figura 3. Diagrama catiônico (16 O) ilustrando as contribuições relativas das moléculas de monazita + xenotima [(ETR+Y)PO₄], huttonita [(Th,U)SiO₄] e brabantita [Ca(Pb,Th,U)PO₄] para a composição da monazita de Jacurici (MAS-12) e Ilhéus (ILH-1A). Vetores indicam tendências ideais das substituições químicas.

Tabela 2. Análises químicas representativas de monazita (WDS), teores de Th, U e Pb e idades pontuais para o Sistema Orogénico Itabuna-Salvador-Curaçá. (*)

Cristal Ponto	Amostra MAS-12 (Jacurici)						Amostra LH-1A (Ilhéus)							
	1,be	3,i	5,n	13,i	2,i	4,n	6,b	3,i	1,be	4,n	1,be	5,n	7,i	4: inc. em Grt
SiO ₂	0,67	0,23	0,05	0,24	0,62	0,13	0,19	0,64	0,34	0,42	0,27	0,53	0,38	0,37
ThO ₂	8,88	5,02	2,81	4,96	6,22	2,70	4,51	8,13	7,24	5,36	6,86	5,31	6,71	4,83
UO ₂	0,33	0,47	0,48	0,46	0,51	0,51	0,58	0,19	0,90	1,03	0,50	1,07	0,45	0,77
Al ₂ O ₃	0,06	0,06	0,06	0,04	bd	0,14	0,09	bd	0,06	bd	0,05	0,10	bd	bd
La ₂ O ₃	11,55	16,14	17,16	16,06	17,56	16,80	16,41	12,41	13,09	14,09	13,51	13,75	14,44	14,12
Ce ₂ O ₃	27,97	30,48	30,02	30,60	29,78	30,19	30,38	29,72	28,20	27,77	28,36	27,33	28,59	28,37
Pr ₂ O ₃	3,27	3,06	2,98	2,96	2,54	2,81	3,06	3,35	3,22	3,05	3,10	2,97	2,99	3,06
Nd ₂ O ₃	12,49	9,90	9,55	10,12	8,72	9,43	9,92	12,69	11,91	11,09	11,71	11,11	10,93	11,21
Sm ₂ O ₃	2,05	1,42	1,45	1,43	1,08	1,38	1,46	1,42	1,90	2,21	1,98	2,19	1,82	2,20
Gd ₂ O ₃	1,00	0,80	1,06	0,78	0,70	0,90	0,80	0,21	1,02	1,83	1,18	1,87	1,22	1,68
Dy ₂ O ₃	0,10	0,20	0,56	0,23	0,23	0,41	0,02	0,07	0,19	0,63	0,30	0,60	0,12	0,60
Yb ₂ O ₃	0,09	0,15	0,24	0,59	0,15	0,14	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11	0,09	0,12	0,13
Y ₂ O ₃	0,21	0,69	2,11	0,13	0,98	1,80	0,29	0,07	0,41	1,16	0,50	1,21	0,13	1,15
FeO	0,05	bd	bd	bd	bd	0,15	0,38	bd	0,04	bd	bd	0,07	0,18	0,08
CaO	1,41	0,99	0,73	1,02	0,93	0,72	0,98	1,23	1,41	1,09	1,44	1,05	1,25	0,93
PbO	0,91	0,63	0,43	0,62	0,77	0,43	0,61	0,78	0,86	0,87	0,76	0,86	0,78	0,72
P ₂ O ₅	29,22	30,09	30,38	30,25	29,4	30,58	30,14	29,52	29,93	29,86	30,06	29,67	29,92	30,04
Total	100,25	100,32	100,02	100,50	100,19	99,21	99,93	100,51	100,81	100,55	100,70	99,78	100,04	100,25

Teores medidos de Th, U e Pb (ppm), idades químicas pontuais calculadas e respectivos desvios.														
Th	78060	44100	24650	43610	54660	23750	39660	71460	63630	47130	60320	46640	58980	42470
2 σ	1628	942	553	933	1154	537	852	1492	1334	1002	1268	993	1242	908
U	2878	4115	4242	4080	4491	4452	5147	1635	7897	9099	4425	9475	3961	6754
2 σ	133	146	147	145	150	149	158	115	198	224	149	230	144	181
Pb	8450	5807	3998	5764	7101	3956	5694	7205	8013	8088	7072	7946	7214	6683
2 σ	213	160	128	159	186	128	188	206	206	208	185	205	188	180
Idade (Ma)	2036	2080	2096	2086	2115	2081	2060	1991	1857	2113	1973	2061	2085	2097
2 σ	60	61	68	62	60	67	60	61	51	55	57	54	60	58

(*): inc. = inclusão, n = núcleo, i = zona intermediária, b = borda, be = borda mais externa, bd = abaixo do limite de detecção, 2 σ = desvio absoluto (95%).

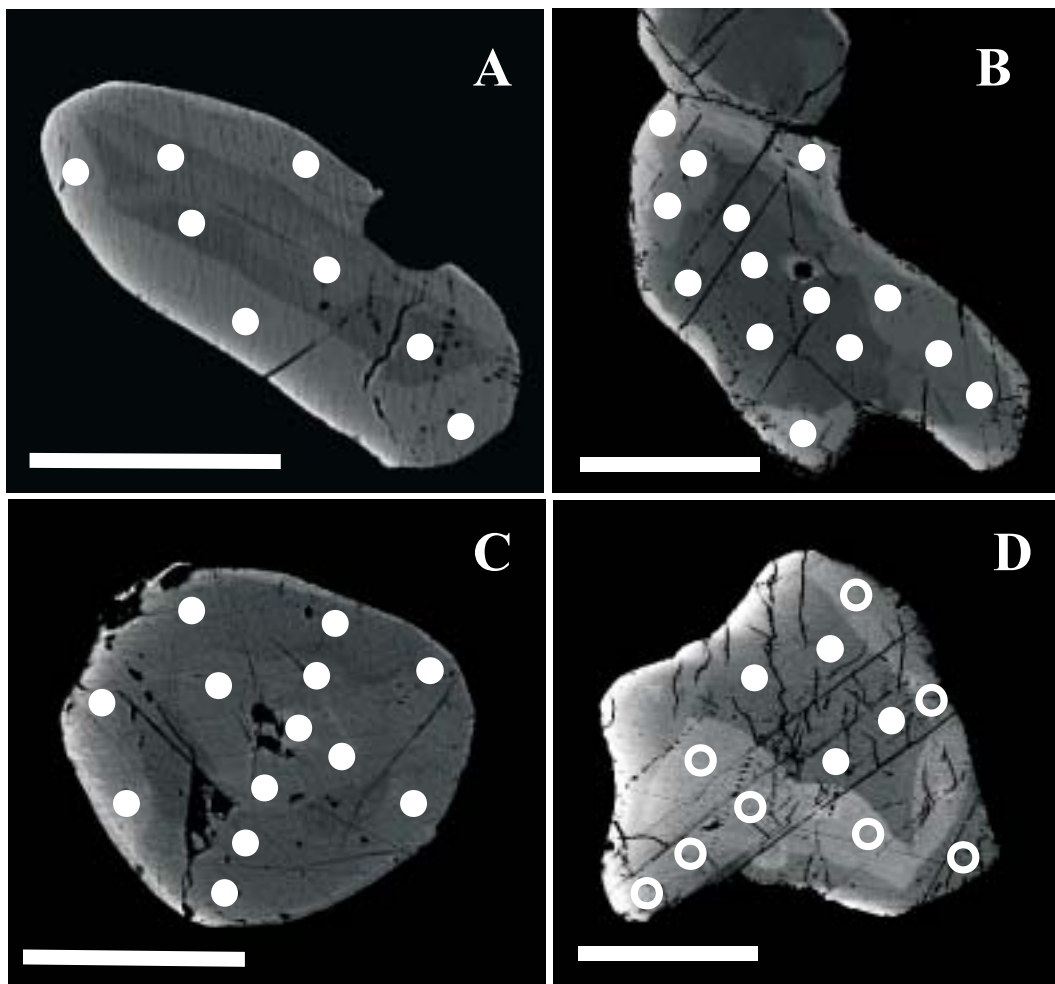


Figura 4. Imagens BSE, em modo composicional, de cristais de monazita das amostras estudadas. Símbolos localizam análises pontuais WDS. Jacurici (MAS-12): **A.** inclusão em granada (intervalo de idades pontuais: 2,04 a 2,10 Ga); **B.** cristal isolado (2,04 a 2,15 Ga). Ilhéus (ILH-1A): **C.** inclusão em granada (2,05 a 2,10 Ga); **D.** cristal isolado (2,05 a 2,10 Ga, símbolos cheios, e 1,85 a 2,03 Ga, símbolos vazados). Símbolos não representados em escala. Barras medem ca. 60 μm .

sentam teores mais baixos em ETR pesadas e Y, como esperado em situações de cristalização simultânea destes minerais ou em que a granada precedeu a monazita. Os padrões das zonas marginais dos cristais isolados são bem mais fracionados, devido aos teores mais baixos em ETR médias, pesadas e Y, como ressaltado pela correlação negativa bem marcada entre Th e Gd (Figura 6).

As distribuições estatísticas das idades pontuais são contrastadas para as duas amostras (Figura 7). A amostra MAS-12 apresenta padrão unimodal de idades, com média ponderada de $2,08 \pm 0,01$ Ga, ao passo que a amostra

ILH-1A é tipicamente bimodal, com uma concentração com média ponderada em torno de $2,07 \pm 0,02$ Ga, que reúne as medidas dos cristais inclusos em granada e os núcleos dos cristais isolados e inclusos em biotita, e outra com $1,97 \pm 0,02$ Ga, que agrupa as bordas dos cristais isolados ou inclusos em biotita.

É interessante observar, no caso da amostra MAS-12, que mesmo as zonas composicionalmente distintas com contatos interlobados têm idades pontuais semelhantes dentro da margem de erro, situação contrária à observada na amostra de Ilhéus. A ocorrência de zonas similares nas

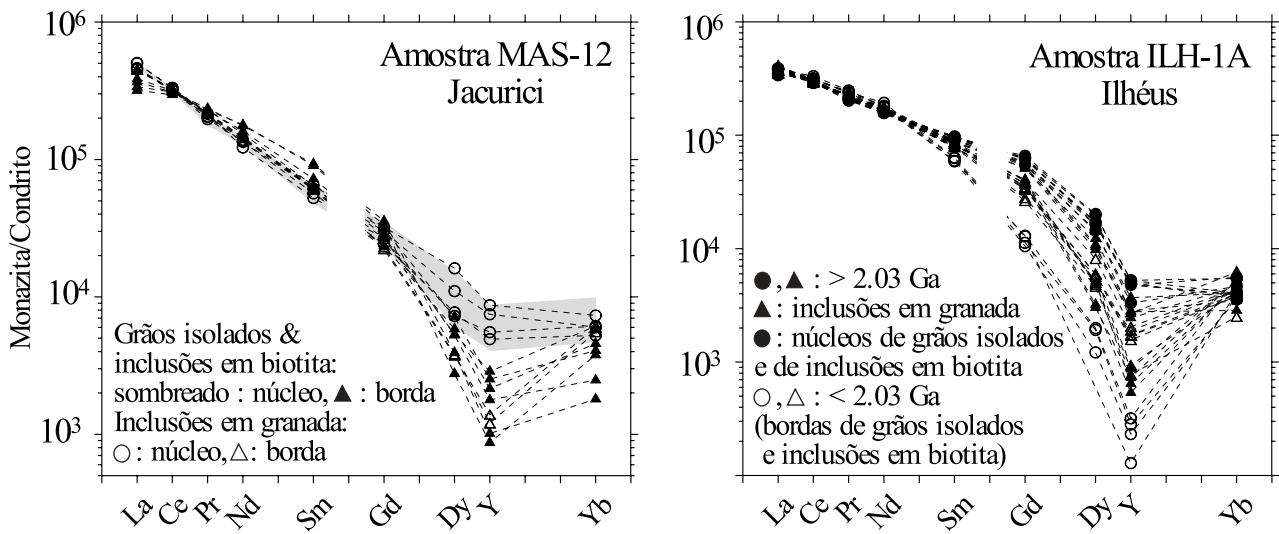


Figura 5. Diagramas de distribuição de elementos terras raras (exceto Eu) para a monazita dos gnaisses aluminosos de Jacurici (MAS-12) e Ilhéus (ILH-1A). Y substitui Ho nos padrões.

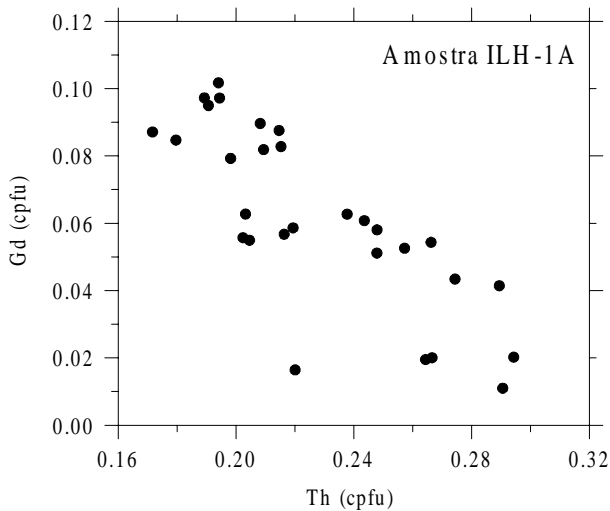


Figura 6. Diagrama de correlação entre Gd e Th (em base a 16 O) para a monazita da amostra de Ilhéus (ILH-1A).

inclusões em granada poderia sugerir que estas texturas se devam a etapas específicas de reequilíbrios da monazita durante o metamorfismo progressivo, mas padrões texturais idênticos são mais frequentemente devidos a fenômenos de absorção/reprecipitação mais tardios. Na amostra ILH-1A, um dos cristais isolados apresenta idades jovens em todas as zonas composicionais.

A solução desta questão requer datações mais precisas, já que o método empregado não permite individualizar gerações de monazita com diferenças de idade inferiores a 50 Ma.

Diagramas isocrônicos construídos a partir de Th* (Th medido somado ao equivalente em Th do U medido para a idade de referência, cf. Suzuki & Adachi, 1991) e Pb_T expressos em cátions, resultam em isócronas químicas (ver Figura 7) com valores iguais, dentro da margem de erro, aos obtidos através das médias ponderadas: $2,08 \pm 0,02$ Ga (MSWD = 0,72; n = 23) no primeiro caso e $2,07 \pm 0,02$ (MSWD = 0,38, n = 18) e uma isócrona de referência em $1,97 \pm 0,04$ (n = 12) no segundo.

As idades de 2,08 e 2,07 ($\pm 0,02$) Ga das amostras de Jacurici e de Ilhéus são interpretadas como representativas do metamorfismo em facies granulito dos gnaisses aluminosos estudados com base nas evidências texturais. Estes resultados são muito semelhantes aos obtidos com técnicas isotópicas (ca. 2,0 - 2,1 Ga) para o metamorfismo

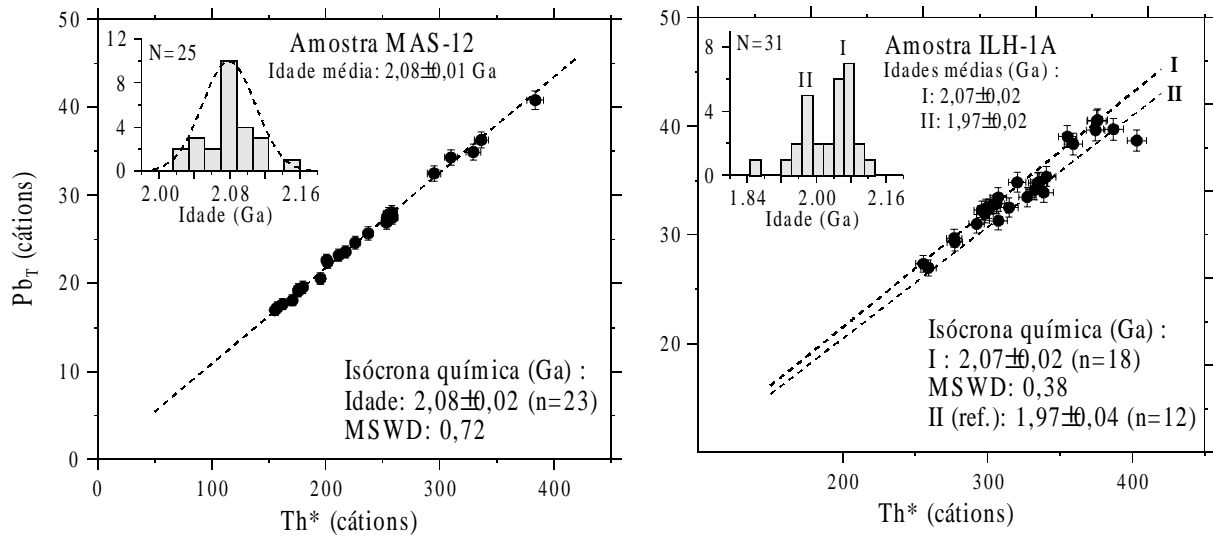


Figura 7. Diagramas isocrônicos Th*-Pb, e histogramas de idades para as amostras de Jacurici (MAS-12) e Ilhéus (ILH-1A). Idades médias e erros calculados por ponderação dos resultados individuais. Isócronas calculadas considerando a origem do diagrama, aplicando o Modelo I de Ludwig (1998).

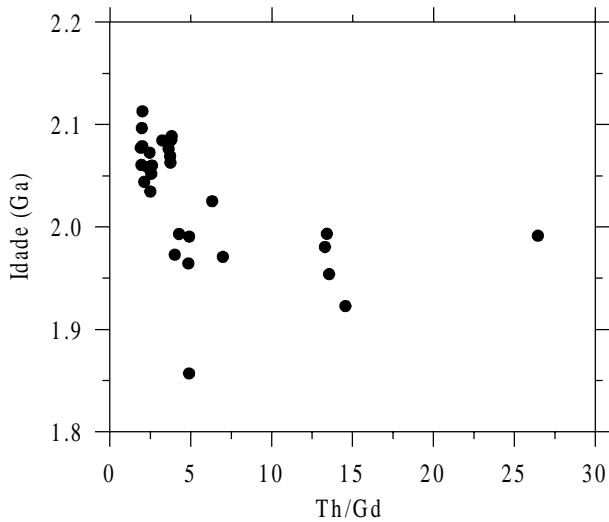


Figura 8. Diagrama ilustrando a variação das idades individuais obtidas com as razões catiônicas Th/Gd para a monazita da amostra de Ilhéus (ILH-1A).

em outras áreas do sistema orogênico (e.g., Barbosa & Sabaté, 2002), conforme revistos ao início deste trabalho.

A idade de $1,97 \pm 0,04$ Ga da amostra de Ilhéus tem significado estatístico, uma vez que a diferença entre os valores médios obtidos para as duas populações é superior ao erro médio das determinações pontuais para o intervalo de confiança de 95%. A viabilidade deste resultado também é atestada pela correlação entre idades e variações químicas na monazita, expressas pelos padrões de ETR e pelos teores de actinídeos. A Figura 8, em que se plotam idades pontuais e a razão Th/Gd, ilustra bem este ponto, demonstrando que a geração jovem de monazita ($\leq 2,03$ Ga), apresenta tipicamente razões Th/Gd mais elevadas e dispersas.

A interpretação deste resultado não é imediata. As transformações químicas apontadas sugerem reações de troca catiônica no sentido de incorporação de molécula huttonítica e não uma questão simples de dupla difusão de Pb no retículo da monazita; devem, portanto, estar associadas a transformações na associação mineral deste gnaíse. Por outro lado, soluções hidrotermais não se caracterizam em geral por teores altos de Th e esta geração de monazita, mais rica em Th, não deve ter sido reequilibrada em ambientes deste tipo.

Uma interpretação possível é a correlação destas transformações com o aparecimento da associação coríndon-

sillimanita-quartzo como discutido no item sobre metamorfismo e, neste panorama, esta idade pode estar relacionada à descompressão regional do cinturão (ver também Barbosa, 1997). Por outro lado, não se pode eliminar a hipótese de que um episódio de aquecimento regional tenha aberto parcialmente o sistema e que este valor represente um limite superior associado a intrusões magmáticas mais jovens (ca. 1,9 - 2,0 Ga).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Avaliações termobarométricas com a sistemática THERMOCALC (Holland & Powell, 1998) resultaram em condições T-P de 835°C/6,9 kbar e 890°C/7,4 kbar para o metamorfismo principal em dois gnaisses aluminosos das regiões de Jacurici e Ilhéus, respectivamente, no domínio do Sistema Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá. Estes valores são compatíveis com grande parte das avaliações para o metamorfismo em facies granulito para outras áreas do sistema orogênico. Por outro lado, estes novos resultados dão mais robustez para o conjunto de dados, uma vez que são fundamentados em análise integrada das associações minerais das rochas e em banco de dados termodinâmicos atualizado. O conjunto de informações sugere que as temperaturas de metamorfismo, particularmente no caso da amostra de Ilhéus, foram altas, próximas às encontradas em ambientes de temperatura ultra-alta.

Datações Th-U-Pb_T com microsonda eletrônica em monazita em equilíbrio com as associações minerais indicam idades em torno de 2,07 - 2,08 (± 0,2) Ga para o metamorfismo de facies granulito nos gnaisses aluminosos de ambas as áreas, compatíveis com o padrão geocronológico geral do sistema orogênico. A monazita da amostra de Ilhéus registra a superimposição de um evento geológico tardio há ca. 1,97 (± 0,04) Ga. Essa idade é tentativamente relacionada a um período de descompressão regional, responsável pelo desenvolvimento da associação coríndon-sillimanita-quartzo, e/ou a um aquecimento regional provocado pela colocação dos maciços intrusivos mais jovens (ca. 1,9 - 2,0 Ga).

Os dados obtidos demonstram que determinações de idades químicas em monazita com microsonda eletrônica são consistentes e realísticos quando comparados com determinações isotópicas em zircão. Adicionalmente, a metodologia revela informações químicas relevantes para a caracterização precisa de distintos domínios de idades em monazita poligenética, ressaltando aspectos importantes da evolução mineralógica e geológica das rochas, a serem detalhados com técnicas pontuais mais precisas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo apoio ao Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela bolsa de pós-doutorado de E.A.D.L. (Proc. 98/00681-6) e projeto temático (Proc. 97/00640-5, coord. V.A.V. Girardi). Agradecemos também as sugestões e revisão de L. A. Hartmann.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, J. S. F. (1990) The Granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - an Expression of Archean / Early Proterozoic Plate Convergence. In: VIELZEUF, D.; VIDAL, Ph. (eds.) *Granulites and crustal evolution*. Boston, Kluwer Academic Publishers, p. 195-221.
- BARBOSA, J. S. F. (1997) Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n. 3, p. 241-256.
- BARBOSA, J. S. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. (1996) *Geologia da Bahia*: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Salvador, Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração, SGM. 400 p.
- 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 da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, p. 343-359.
- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. (2001a). O Cráton do São Francisco um pequeno resumo do seu embasamento. In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, 1, Salvador, SBG.
- BARBOSA, J. S. F.; CORRÊA GOMES, L. C.; MARINHO, M. M.; SILVA, F. C. A. da (2001b) Geologia do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, 1, Salvador, SBG.
- BERMAN, R. G. (1991) Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, v. 29, p. 833-855.

- BRAUN, E. (1983) Restites and anatexis of granulitic gneisses (Bahia, NE Brazil). *Fortschritte der Mineralogie*, v. 61, p. 33-34.
- BOWLES, J. F. W. (1990) Age dating of individual grains or uraninite in rocks from electron microprobe analyses. *Chemical Geology*, v. 83, p. 47-53.
- COCHERIE, A.; ALBAREDE, F. (2001) An improved U-Th-Pb age calculation for electron-probe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 4509-4522.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) *Petrologie du massif d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil)*. França. 393 p. (Tese - Doutorado) - Centro de Orsay, Universidade de Paris-Sul.
- CORRÊA 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)*. Campinas, 236p. (Tese - Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- DASGUPTA, S.; EHL, J. (1993) Reactions textures in a suite of spinels granulites from the Eastern Ghats belt, India: evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles of ZnO and Fe₂O₃. *Journal of Petrology*, v. 36, p. 435-462.
- DELHAL, J.; DEMAÏFFE, D. (1985) U-Pb Archaean geochronology of the São Francisco Craton (Eastern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 1, p. 55-60.
- DEL LAMA, E. A.; CANDIA, M. A. F.; SZABÓ, G. J. A. (2000) Evolução petrológica da seqüência máfico-ultramáfica portadora de cromita do Vale do Jacurici, Bahia. *Geociências*, v. 19, n. 2, p. 243-252.
- DEL LAMA, E. A.; CANDIA, M. A. F.; SZABÓ, G. J. A. (2001) Petrography and metamorphism of the metasedimentary country-rocks of the Jacurici Valley chromitite-hosting mafic-ultramafic complexes, Bahia, northeastern Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 1, p.1-15.
- FIALIN, M.; OUTREQUIN, M.; STAUB, P. F. (1997) A new tool to treat overlaps in electron-probe microanalysis of rare-earth element L-series X-rays. *European Journal of Mineralogy*, v. 9, p. 965-968.
- FIGUEIREDO, M. C. H. (1981) Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau no nordeste da Bahia, Brasil. In: INCA, H. A. V. (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Salvador, SGM/CPM, n. 4, p. 1-71.
- FIGUEIREDO, M. C. H. (1989) Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, n. 2, p. 131-145.
- FUJIMORI, S. (1968) Granulitos e charnockitos de Salvador, Bahia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 40, p. 181-202.
- GUIRAUD, M.; KIENAST, J. R.; OUZEGANE, K. (1996) Corundum-quartz-bearing assemblages in the Ihouhouene area (In Ouzzal, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 755-762.
- HARLEY, S. L. (1989) The origin of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, v. 126, p. 215-247.
- HARLEY, S. L. (1992) Proterozoic granulite terranes. In: CONDIE, K. C. (ed.) *Proterozoic crustal evolution*. Amsterdam, Elsevier, p. 301-359.
- HARLOV, D. E.; NEWTON, R. C. (1993) Reversal of the metastable kyanite + corundum + quartz and andalusite + corundum + quartz equilibria and the enthalpy of formation of kyanite and andalusite. *American Mineralogist*, v. 78, p. 594-600.
- HOLLAND, T. J. B.; POWELL, R. (1998) An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309-343.
- IYER, S. S.; CHOUDHURI, A.; CORDANI, U. G. (1987) Granulite facies rocks of Brazil: a review of their geologic setting, geochronological evolution, petrographic and geochemical characteristics. *Journal Geological Society of India*, v. 29, p. 309-326.
- LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J. S. F.; JOHAN, V.; ONSTOTT, T. (1993) Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'Orogène Transamazonien. *Compte Rendues Académie des Sciences de Paris*, v. 211, p. 120-125.
- LUDWIG, K. R. (1998) *Isoplot/Ex* (v. 1.00b): a geochronological toolkit for microsoft excel. Berkeley, Geochronological Center, 45 p. (Special Publication v. 1)
- KRETZ, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 68, n. 1/2, p. 277-279.
- MARKL, G.; BÄUERLE, J.; GRUJIC, D. (2000) Metamorphic evolution of Pan-African granulite facies metapelites from Southern Madagascar. *Precambrian Research*, v. 102, p. 47-68.

- MONTEL, J.; FORET, S.; VESCHAMBRE, M.; NICOLLET, C.; PROVOST, A. (1996) Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, v. 131, p. 37-53.
- MOTOYOSHI, Y.; HENSEN, B. J.; MATSUEDA, H. (1990) Metastable growth of corundum adjacent to quartz in a spinel-bearing quartzite from the Archaean Napier Complex, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 8, p. 125-130.
- NICHOLS, G. T.; BERRY, R. F.; GREEN, D. H. (1992) Internally consistent garnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, n. 3, p. 362-377.
- OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J. M. (1995) Age of ore-rich Caraíba and Medrado. Bahia, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5.; CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3., Niterói, 1995. *Anais. Niterói, SBGq.* (CD-ROM)
- OLIVEIRA, E. P.; LIMA, M. I. C.; CARMO, U. F.; WERNICK, E. (1982) The Archean granulite terrain from East Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 1-3, p. 356-368.
- OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; SOUZA, J. D. de; KOSIN, M.; LEITE, C. M. M. (2001) Guia de excursão no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. In: WORKSHOP SOBRE O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, 1., Salvador, SBG, 2001.
- PERCHUK, L. L. (1991) Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In: PERCHUK, L. L. (ed.) *Progress in metamorphic and magmatic petrology*, A Memorial Volume in Honor of D.S. Korzhinskiy. Cambridge, Cambridge University Press, p. 93-112.
- POWELL, R.; HOLLAND, T. J. B. (1988) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3 Application, methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 173-204.
- POWERS, R. E.; BOHLEN, S. R. (1985) The role of synmetamorphic rocks in the metamorphism and partial melting of metasediments, Northwest Adirondacks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 90, p. 401-409.
- SABATÉ, P.; MARINHO, M. M.; VIDAL, P.; VACHETTE, M. C. (1990) The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante Belts (Bahia-Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, v. 83, p. 325-338.
- SABATÉ, P.; PEUCAT, J. J.; MELO, R. C.; PEREIRA, L. H. M. (1994) Datação por Pb evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba. Expressão do acrescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaçá (Craton do São Francisco-Bahia, Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Belo Horizonte, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Belo Horizonte, SBG. v. 1, p. 219-220.
- SENGUPTA, P.; SEN, J.; DASGUPTA, S.; RAITH, M.; BHUI, U. K.; EHL, J. (1999) Ultra-high temperature metamorphism of metapelitic granulites from Kondapalle, Eastern Ghats belt: implications for the Indo-Antarctic correlation. *Journal of Petrology*, v. 40, n. 7, p. 1065-1087.
- SHAW, R. K.; ARIMA, M. (1998) A corundum-quartz assemblage from the Eastern Ghats granulite Belt, India: evidence for high P-T metamorphism? *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 189-196.
- 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: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. *Extended Abstract and Program*. Salvador: SGM. p. 282-283.
- STORMER, J. C.; WHITNEY, J. A. (1977) Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 65, p. 123-133.
- SUZUKI, K.; ADACHI, M. (1991) Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsunosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Journal of Geochemistry*, v. 25, p. 357-376.
- VLACH, S. R. F.; GUALDA, G. A. R. (2000) Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 214-218.
- WILLIAMS, M. L.; JERCINOVIC, M. J.; TERRY, M. P. (1999) Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, v. 27, p. 1023-1026.