

Geocronologia U-Pb convencional e SHRIMP e Sm-Nd de rochas granitóides na Serra Santa Bárbara (SW do Estado do Mato Grosso): uma possível extensão do orógeno San Ignacio da Bolívia (?)

Mauro Cesar Geraldes¹
Colombo Celso Gaeta Tassinari²
Wilson Teixeira²
Willian Randall Van Schmus³

1 - Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rua São Francisco Xavier, 524, Rio de Janeiro-RJ

2 - Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562 São Paulo-SP Brasil.

3 - Department of Geology, University of Kansas, Lawrence-KS 66045 USA

ABSTRACT

U-PB (TIMS AND SHRIMP) AND SM-ND GEOCHRONOLOGY OF GRANITOIDS IN SERRA DE SANTA BÁRBARA (SW MATO GROSSO STATE): A POSSIBLE EXTENSION OF THE BOLIVIAN SAN IGNÁCIO OROGEN (?)

U-Pb (TIMS and SHRIMP) and Sm-Nd geochronology on granitoids from westernmost region of Mato Grosso State yielded crystallization ages from 1423 ± 23 Ma to 1383 ± 40 Ma and metamorphic ages of ca. 1310 ± 34 Ma. Crustal residence ages are from 1.69 Ga to 1.52 Ga, and $\epsilon_{Nd(t)}$ values are between 3.6 and 3.4, suggesting mantle-derived sources.

The probable extension of the San Ignacio orogen rocks (reported in Bolivia) to southwestern Mato Grosso is indicated, based upon the structural continuity and age correlation of both groups of rocks. In addition, the rocks described in Bolivia (syn- and post-tectonic granitoids) are similar to the rocks identified in the studied area, constraining a coherent history for the two regions.

If the hypothesis of the rocks here studied being an extension of the San Ignacio orogen is correct, consequently the range of ages from 1423 ± 23 Ma to 1383 ± 40 Ma should represent the period of magmatic processes correlated to the San Ignacio magmatic arc. The U-Pb ages of ca. 1310 Ma may indicate the metamorphism probably related to the collisional process between the Paragua Block and the Amazonian craton and an alloctonous origin for the Paragua Block.

Keywords: U-Pb, Sm-Nd, San Ignacio Orogen, Amazonian Craton, Proterozoic

RESUMO

Estudos geocronológicos U-Pb (TIMS e SHRIMP) e Sm-Nd em rochas graníticas do extremo oeste do Estado do Mato Grosso indicam idades de cristalização entre 1423 ± 23 Ma a 1383 ± 40 Ma e metamorfismo a 1310 ± 34 Ma. Idades de residência crustal estão entre 1,69 Ga e 1,51 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre 3,6 e 3,4 indicam fontes derivadas do manto para estas rochas.

A provável correlação das rochas do orógeno San Ignacio (reportados na Bolívia) com as rochas observadas no oeste do Mato Grosso é sugerido pela continuidade estrutural e correlação das idades entre elas. Em adição, as rochas descritas na Bolívia (granitóides sin a tectônicos) são similares às rochas aqui estudadas, estabelecendo uma história geológica coerente para as duas regiões.

Se a hipótese acima proposta for correta, a variação de idade entre 1423 ± 23 Ma a 1383 ± 40 Ma pode representar o período de processos magmáticos correlacionáveis ao arco magmático San Ignacio. As idades metamórficas de 1310 ± 34 Ma podem indicar o processo colisional entre o Bloco Paragua e o Cráton Amazônico, o que pode sugerir uma origem alóctone para as rochas do embasamento Mesoproterozóico da Bolívia.

Palavras-chave: U-Pb, Sm-Nd, Orógeno San Ignacio, Cráton Amazônico, Proterozóico

INTRODUÇÃO

Os cinturões orogênicos paleo e mesoproterozóicos do sudoeste do Cráton Amazônico têm sido agrupados nas províncias Rio Negro/Juruena, Rondoniano/San Ignacio e Sunsás/Aguapeí,

através de estudos geocronológicos de cunho regional (Cordani *et al.* 1979, Tassinari 1981, Tassinari e Macambira, 1999; Bettencourt *et al.* 1999). Em cada uma destas províncias geocronológicas sumarizadas por Tassinari *et al.* (2000), tem sido possível

caracterizar, através de estudos de maior detalhe, terrenos acrescionários distintos. Em adição a esta subdivisão do Cráton Amazônico, trabalhos geocronológicos U-Pb e Sm-Nd reportados por Santos *et al.* (2000) permitiram aos autores propor diferentes limites para estas províncias, proposta esta não utilizada no presente trabalho.

Desta forma, na Província Rio Negro/Juruena foram identificadas as acreções crustais juvenis representadas pelas rochas do orógeno Alto Jauru (1,79-1,74 Ga) e Cachoeirinha (1,58-1,52 Ga) (Van Schmus *et al.* 1999; Gerald *et al.* 2001, respectivamente). Na Província Rondoniano/San Ignacio foram caracterizados os orógenos Rio Alegre (1,51-1,50 Ga) e Santa Helena (1,45-1,42 Ga) (Matos *et al.* 2001; Gerald *et al.* 2001, respectivamente). Na Província Sunsás/Aguapeí foram caracterizados os orógenos Nova Brasilândia (1,15-1,10 Ga), Sunsás (ca. 1,00 Ga) e Aguapeí (1,00-0,97 Ga) (Rizzotto, 1999; Litherland *et al.* 1986; Gerald *et al.* 1997, respectivamente).

Ainda na Província Rondoniana/San Ignacio, são observadas as rochas de idade mesoproterozóica, representadas por xistos, gnaisses e granulitos, descritos por Litherland *et al.* (1986) como pertencentes ao Bloco Parágua e geradas no evento San Ignacio (1,40-1,27 Ga) (Fig. 1), conforme resumido na Tabela 1. A principal unidade é representada pelo Complexo Pensamiento, composta por granitóides sincinemáticos de idades Rb-Sr entre 1375 ± 80 Ma e 1291 ± 49 Ma (Litherland *et al.* 1986) e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,99 Ga e 2,09 Ga, com valores de ϵ_{Nd} levemente negativos (Darbyshire 2000). Ocorrem também no Complexo Pensamiento rochas pós-cinemáticas com idades Rb-Sr entre 1391 ± 70 Ma e 1283 ± 33 Ma (Litherland *et al.*, 1986) e T_{DM} entre 1,73 Ga e 1,51 Ga, com valores de ϵ_{Nd} entre 1,4 e 1,0 (Darbyshire 2000). Em adição ocorre o Complexo alcalino El Tigre, interpretado como o pulso final do magmatismo San Ignacio, de idade Rb-Sr de 1286 ± 46 Ma (Litherland *et al.* 1986), T_{DM} de 1,88 Ga ϵ_{Nd} de -0,9 (Darbyshire, 2000). As rochas granulíticas que ocorrem ainda na mesma região na Bolívia têm sido interpretadas como embasamento do Complexo Pensamiento, com idades Rb-Sr cerca de 1,97 Ga (Litherland *et al.* 1986).

Este conjunto de rochas que caracterizam o orógeno San Ignacio foi interpretado por Saes e Frago Cesar (1996) como gerado em ambiente de arco magmático, conforme indicado pela presença de granitóides calcio-alcalinos. A possível continuidade destas rochas em território brasileiro pode estar representada no Estado de Mato Grosso, pelos granitóides observados na base dos quartzitos do Grupo Aguapeí que sustentam a Serra Santa Bárbara. Estas rochas ocorrem a oeste do vale do rio Alegre, onde Matos e Schorscher (1997) identificam zonas de falhas e cisalhamentos que podem indicar o limite entre o orógeno Rio Alegre e o Bloco Parágua. A área de estudo localiza-se a oeste das rochas do orógeno Rio Alegre (Fig. 2) e é representada por rochas de composição tonalítica, granodiorítica e granítica.

Este trabalho tem por objetivo o estudo geocronológico destas rochas, utilizando como ferramentas os métodos U-Pb por diluição isotópica (TIMS) e por SHRIMP, bem como Sm-Nd. Estas análises tiveram como objetivo investigar a possibilidade destas rochas constituírem o prosseguimento do Bloco Parágua reportado em território boliviano. As implicações tectônicas desta correlação também são discutidas.

GEOCRONOLOGIA U-Pb (Convencional e SHRIMP) e Sm-Nd

Procedimentos Analíticos

A preparação das amostras foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP e as análises U-Pb por diluição isotópica foram realizadas no laboratório de geoquímica isotópica na Universidade de Kansas (EUA). A separação de zircões envolveu a coleta de 10 a 20 kg de amostras, britagem, moagem, concentração em mesa vibratória, separação magnética e em líquidos densos, abrasão em ar comprimido segundo a sistemática desenvolvida por Krogh (1982a e b). Os grãos foram dissolvidos individualmente com HF e adicionado o traçador misto ^{205}Pb - ^{235}U . Após a dissolução completa (3 a 5 dias a 200°C) Pb e U foram separados em colunas com resinas de troca aniônica, segundo os procedimentos descritos por Krogh (1973) e Parrish (1987). As razões isotópicas foram medidas usando um espectrômetro de massa VG sector com multicoletor, usando-se o detector Daly. As constantes de decaimento utilizadas foram as definidas por Steiger e Jäger (1977): $\lambda(^{238}\text{U}) = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ e $\lambda(^{235}\text{U}) = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$. As composições isotópicas de ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb radiogênicos foram calculadas levando em conta correções para o branco de Pb atual e para as composições não radiogênicas destes isótopos foram efetuadas correções utilizando-se o modelo de Stacey e Kramers (1975). Os erros gerados pela incerteza na regressão das discórdias foram calculados para 2s. Os resultados são apresentados em diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Wetherill 1967) com elipses cujas dimensões são representativas dos erros analíticos obtidos (2σ).

Para as análises SHRIMP os cristais de zircão foram catados com pinça, utilizando-se lupa binocular (objetivando a eliminação de grãos metamictizados) e montados em discos de epoxi (20-50 grãos por amostras) juntamente com padrões de zircão, representados por cristais de SL13 com 572 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,09279$ e $\text{U} = 238 \text{ ppm}$ (Paces e Miller, 1993). A escolha dos sítios para análise (com dimensões médias de ca. 30 mm de diâmetro) foi baseada em imagens de catodoluminescência para distinguir áreas sem fraturamento. Recente resumo dos procedimentos são dados por Stern (1998). As razões U-Th-Pb e concentrações foram determinadas no SHRIMP II na Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra (Australia).

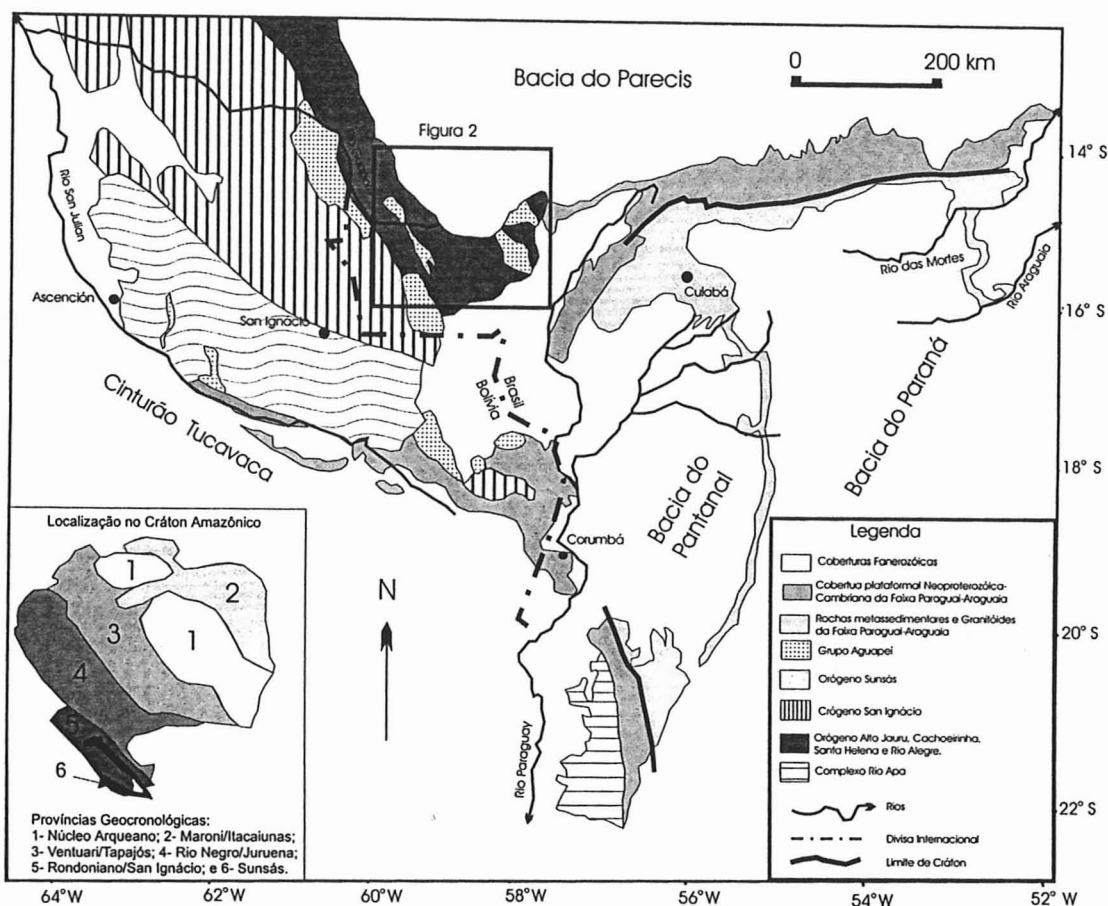


Figura 1- Mapa geológico esquemático do sudoeste do Cráton Amazônico (adaptado de Dardenne e Schobbenhaus 2001).

Tabela 1- Dados Rb-Sr (Litherland et al., 1986) e Sm-Nd (Darbyshire, 2000) das rochas do Bloco Parágua na Bolívia.

	Rochas	Rb-Sr (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	K/Ar (Ma)	T _{DM} (Ga)	ε _{ND} (Ga)
Embasamento	Granulitos	1970*				
	Xistos					
Sincinemáticos	San Rafael	1291 ± 49	0.7003			
	La Junta/Porto Alegre	1375 ± 80	0.7052 ± 0.0031		2,09	~ 0
	Guarayos			1043 ± 22	1,99	< 0
	Florida			1244 ± 27		
Pós-cinemáticos				1380 ± 19		
	Piso Firme	1325 ± 45	0.7044 ± 0.0026		1,57	3,9
	San Cristobal			1296 ± 18	1,51	3,3
	Padre Eterno			1326 ± 19		
				1268 ± 2		
	Tres Picos			143 ± 14		
	Orobayaya	1283 ± 33	0.7058 ± 0.0031		1,73	1,4
	Diamantina	1391 ± 70	0.7004 ± 0.0033		1,69	1,0
	Complexo alcalino El Tigre	1286 ± 46	**		1,88	-0,9

* Idade Rb-Sr obtida por errôcrona com alto erro.

** Não disponível na referência utilizada.

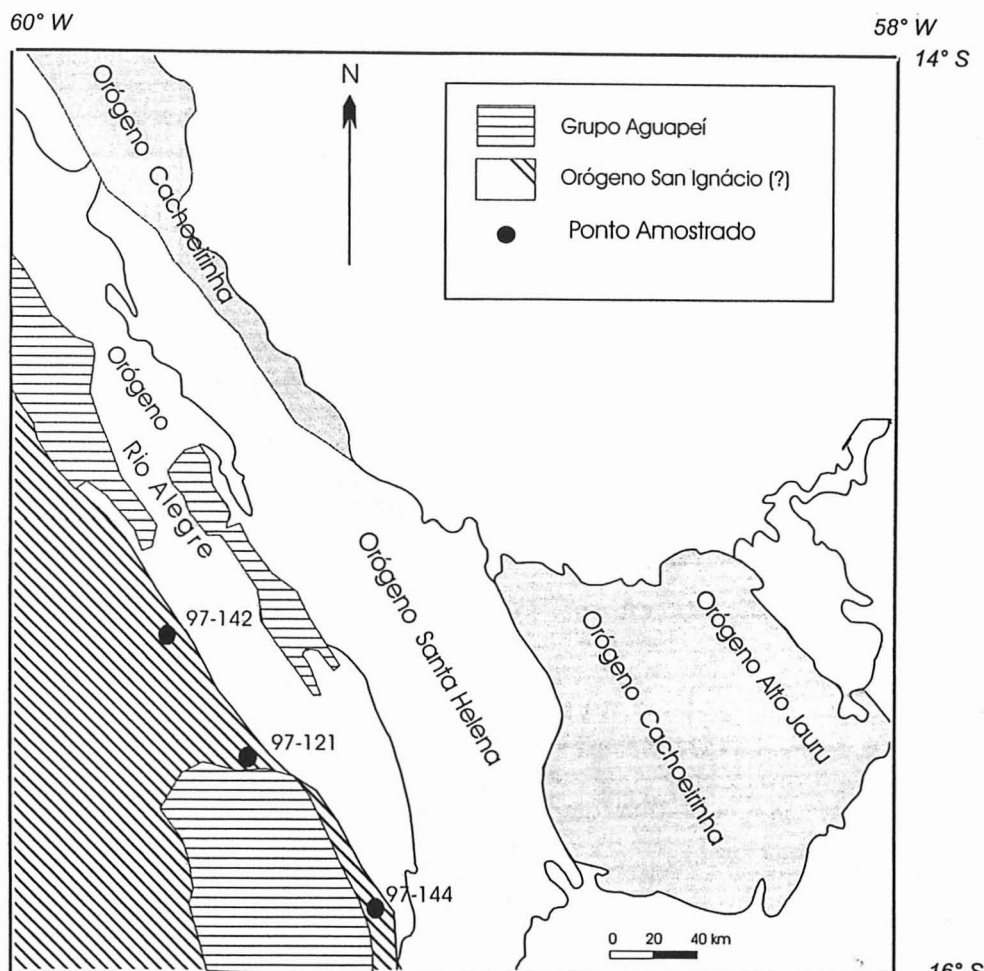


Figura 2 - Localização dos terrenos acrescionários paleo e mesoproterozóicos no sudoeste do Cráton Amazônico, sudoeste do Estado do Mato Grosso.

Os resultados analíticos são apresentados em diagrama inverso segundo Tera e Wasserburg (1972), onde as cruzes indicam erros analíticos (1σ).

Para as análises de Sm-Nd foram utilizadas rochas pulverizadas, dissolvidas em HF e os traçadores ^{145}Nd e ^{144}Sm foram adicionados às soluções. A separação dos elementos terras raras foi feita por colunas de troca catiônica com resina segundo os procedimentos descritos em Patchet e Ruiz (1987). As composições isotópicas destes elementos foram medidas em espectrômetro VG Sector multicoletor. Para os cálculos de idades utilizou-se o programa Isoplot (Ludwig 1998) com as seguintes constantes (DePaolo 1988): $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, $\lambda_{\text{Sm}} = 0,654 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$.

Resultados U-Pb e Sm-Nd

As análises U-Pb e Sm-Nd estão sumarizadas na Tabelas 2, 3 e 4. A localização das amostras coletadas é apresentada na figura 2. As rochas analisadas apresentam idades U-Pb em zircão (TIMS e SHRIMP) entre $1423 \pm 23 \text{ Ma}$ e $1310 \pm 34 \text{ Ma}$. As idades T_{DM} estão entre 1,69 Ga e 1,51 Ga e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre 3,6 e 3,4. A seguir são apresentados os resultados das amostras individualmente.

TONALITO

- Esta unidade foi observada nas margens do rio Aguapeí. São rochas de coloração rósea, com granulometria grossa a média, cuja composição varia de tonalitos a trondjemitos. Segundo Pinho (1990), a relação de contato entre as rochas desta área apresenta grande complexidade, uma vez que são observadas rochas de composição anfibolítica intensamente deformadas em contato com rochas foliadas de composição tonalítica. Durante a coleta observou-se também a presença de rochas com composição monzogranítica anisotrópicas provavelmente resultado da fusão local das rochas tonalíticas.

A amostra coletada (97-121) apresenta composição tonalítica com foliação fraca a intensa. Quatro frações (monocristal) de zircão do tonalito foram analisadas e os resultados, quando lançados no diagrama da concórdia, resultaram em uma idade de $1383 \pm 40 \text{ Ma}$ (Fig. 4A). Todos

os resultados analíticos são concordantes e se distribuem por sobre a concórdia com uma variação de idade entre 1408 Ma e 1360 Ma. Os cristais de zircão analisados pertencem a uma população homogênea (Fig. 3A) e os resultados concordantes sugerem que o processo de fusão do tonalito (e formação do monzogranito) tenha provocado perda de Pb no decorrer desse processo e a conseqüente distribuição dos resultados analíticos ao longo da concórdia. Este padrão também indica a inexistência de perda expressiva de Pb durante processos posteriores à cristalização.

Análises U-Pb SHRIMP de cristais de zircão (seis pontos) desta amostra (Fig. 4B) indicam um intercepto superior de $1423 \pm 21 \text{ Ma}$, e pode ser interpretada como idade de cristalização do tonalito. Uma análise Sm-Nd nesta rocha forneceu idade modelo T_{DM} de 1,52 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de +3,6, sugerindo sua origem a partir do manto com pouca contribuição crustal.

GRANODIORITO - A oeste do rio Alegre são observados lajedos e blocos dessa rocha. Sua composição mineralógica principal é quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e anfibólio. Em amostras de mão é observada fraca

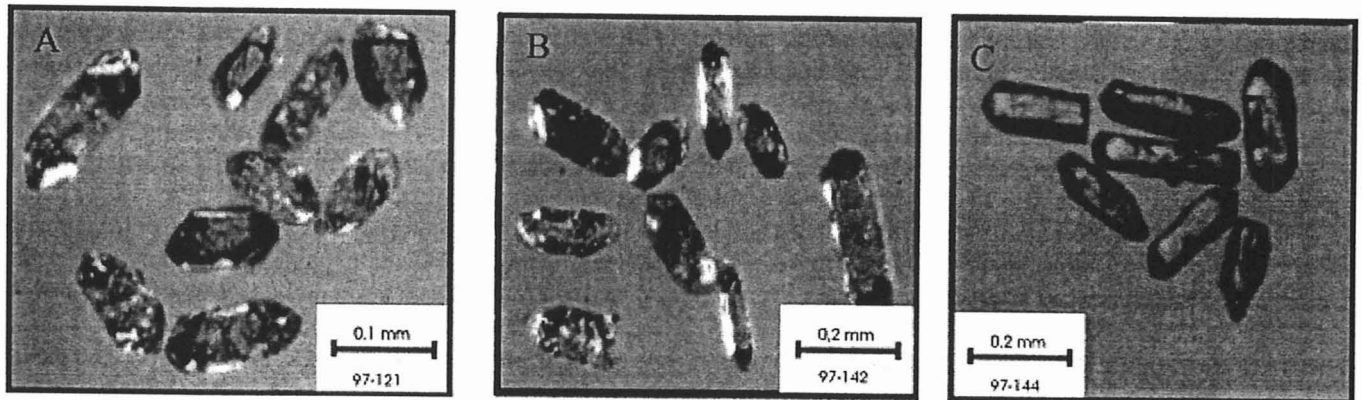


Figura 3 - Fotomicrografias das populações de zircão datados no presente trabalho. A-amostra 97-121; B-amostra 97-142; e C-amostra 97-144.

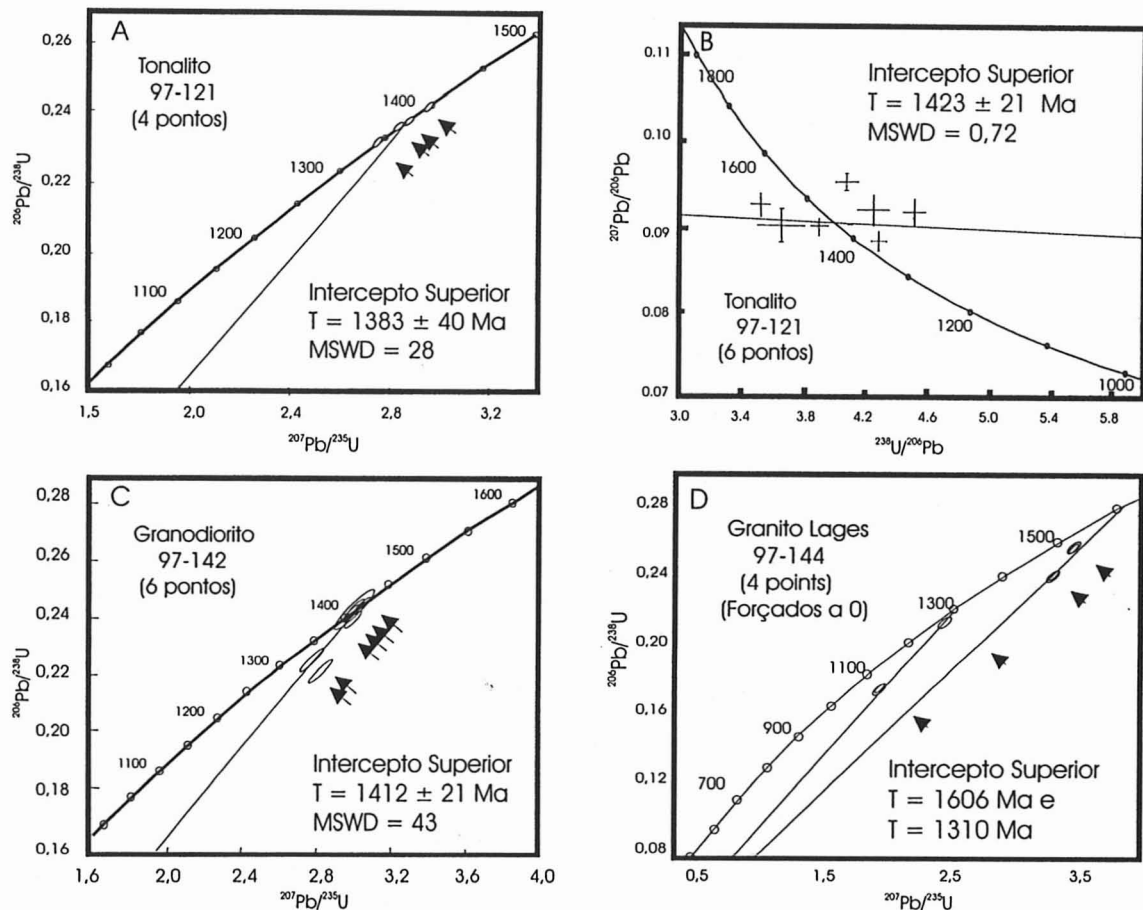


Figura 4 - Diagramas da concórdia para rochas granitóides do sudoeste do Estado do Mato Grosso. Nos diagramas A, C e D são lançados os dados analíticos U-Pb obtidos por diluição isotópica e no diagrama B os dados foram obtidos por SHRIMP.

orientação mineral, sendo a rocha de coloração cinza a rosa e granulação grossa. A forma dos grãos de zircão analisados é mostrada na figura 3B e na figura 4C é apresentado o diagrama da concórdia para a amostra 97-142, onde sete frações de zircão (monocristal) indicam uma idade de 1412 ± 21 Ma. Uma análise Sm-Nd nesta amostra indicou idade modelo T_{DM} de 1,58 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de +3,6, sugerindo sua origem a partir do manto com pouca contribuição de componentes crustais.

GRANITO LAGES - Esta unidade ocorre na porção sul das rochas do orógeno Rio Alegre, ao longo da estrada de

acesso para Casal Vasco, sendo recoberta parcialmente pelos sedimentos da Formação Pantanal na porção sul da área de ocorrência. O granito Lages foi descrito inicialmente por Matos e Ruiz (1991) e é constituído por granito cinza foliado de granulometria fina. A população de zircão analisada (amostra 97-144) é apresentada na figura 3C e é constituída por grãos com proporção entre eixos 3:1, com pirâmides bem desenvolvidas. Quatro frações de zircão (monocristais) foram analisadas e quando lançadas no diagrama da concórdia (Fig. 4D) resultam em duas idades distintas. A primeira é definida por duas frações que indicam uma idade

imprecisa de 1608 ± 200 Ma e apesar do erro alto, podem representar herança de material mais antigo. Duas outras frações de zircão indicam a idade de 1310 ± 34 Ma, sugerindo que esta rocha, como o tonalito, pode ter perdido Pb após o período de tempo correspondente a sua cristalização. Uma análise Sm-Nd nesta rocha indicou idade modelo T_{DM} de 1,69 Ga e $\epsilon_{Nd(1600)}$ de +3,4. Se a idade U-Pb de 1608 ± 200 Ma representar herança de crosta sílica mais antiga, os valores de T_{DM} e de $\epsilon_{Nd(1600)}$ sugerem origem mantélica para o protólito desta amostra.

DISCUSSÃO E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

As rochas aqui estudadas não apresentam limites geocronológicos precisamente definidos de forma que indicam uma história geológica policíclica. Os resultados analíticos U-Pb em zircão indicam idades variando entre 1423 ± 23 Ma e

1310 ± 34 Ma e os dados Sm-Nd mostram idades modelo T_{DM} de 1,69 Ga a 1,52 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de 3,6 a 0 (Fig. 5). Estes resultados podem ser interpretados de forma que o período de tempo entre 1423 ± 23 Ma e 1383 ± 40 Ma corresponde a idades de cristalização representando um importante evento magmático na região. Por outro lado, a idade de 1608 ± 200 Ma do Granito Lages pode representar herança, indicando uma importante participação das rochas do embasamento na origem desta rocha, corroborando os dados reportados por Litherland *et al.* (1986) que indicam a presença de embasamento mais antigo para as rochas do Complexo Pensamiento. Por sua vez, a idade U-Pb de ca. 1310 ± 34 Ma obtidos em zircões da amostra 97-144 pode indicar o período de tempo correspondente ao processo de colisão das rochas aqui estudadas com o proto-Cráton Amazônico.

Tabela 2- Resultados das análises Sm-Nd das amostras estudadas.

Amostra	localidade	idade (Ma)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} (t=0)	ϵ_{Nd} (t _u =Pb)	T_{DM} (Ma)	f
97-121 (tonalito)	Rio Aguapeí	1423	29,33	7,26	0,14968	0,512397	-4,7	3,6	1524	-0,24
97-142 (granodiorito)	Rio Alegre	1412	40,42	10,01	0,14976	0,512375	-5,1	3,6	1578	-0,24
97-144 (granito)	Faz. Lages	1310	49,97	9,90	0,10930	0,511877	-14,8	0,01	1691	-0,44
97-144 (granito)	Faz. Lages	1606	49,97	9,90	0,10930	0,511877	-14,8	3,4	1691	-0,44

Tabela 3- Resultados das análises U-Pb por Diluição Isotópica das amostras estudadas.

Fração*	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Razões ± 2σ (%)**							Idades Calculadas ± 2σ (Ma)***			
				²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U		(Rho)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
97-121 Tonalito														
NM(-1) [1]	0,008	178	45	1161	2,89261	0,88	0,23863	0,85	0,0879141	0,22	0,968	1380 ± 12	1380 ± 13	1381 ± 04
NM(-1) [1]	0,013	148	39	574	2,91865	0,56	0,23337	0,53	0,0891538	0,17	0,952	1387 ± 08	1373 ± 07	1408 ± 03
M(0) [1]	0,003	212	61	317	2,96514	0,68	0,24223	0,64	0,0887796	0,24	0,937	1399 ± 10	1398 ± 10	1399 ± 05
M(1) [1]	0,006	152	42	347	2,83353	0,91	0,23536	0,75	0,0873176	0,47	0,854	1365 ± 12	1363 ± 10	1368 ± 09
97-142 Granodiorito														
NM(-1) "E" [2]	0,011	295	79	666	2,99462	0,88	0,243181	0,72	0,0893122	0,49	0,828	1406 ± 12	1403 ± 12	1411 ± 09
NM(1) "L" [1]	0,011	18	06	153	2,97067	2,95	0,243295	2,37	0,0885564	1,64	0,932	1400 ± 40	1403 ± 32	1395 ± 31
M(-1) "F" [2]	0,004	115	41	140	3,02569	1,33	0,24576	1,29	0,0892918	0,32	0,971	1414 ± 18	1417 ± 18	1410 ± 06
M(-1) "M" [1]	0,015	41	12	249	2,97562	1,07	0,242518	0,91	0,0899880	0,54	0,868	1401 ± 17	1400 ± 15	1404 ± 10
M(0) "N" [1]	0,010	40	11	263	3,00553	1,60	0,24353	1,58	0,0899511	0,24	0,989	1409 ± 22	1405 ± 22	1415 ± 04
M(0) "J" [1]	0,004	96	29	169	2,77009	2,04	0,226995	1,99	0,0885067	0,39	0,982	1347 ± 26	1319 ± 26	1394 ± 07
M(1) "O" [1]	0,016	40	09	422	2,811131	2,14	0,222281	2,11	0,089426	0,33	0,988	1359 ± 28	1325 ± 28	1413 ± 06
97-144 Granito Lages														
M(0) "I" [1]	0,010	134	30	844	2,54078	1,20	0,21568	1,18	0,0854382	0,24	0,981	1284 ± 15	1259 ± 15	1326 ± 05
M(0) "J" [1]	0,007	108	30	281	2,52646	1,86	0,21606	1,78	0,0848093	0,50	0,964	1280 ± 24	1261 ± 22	1311 ± 10
M(0) "K" [1]	0,010	743	199	1194	3,35417	0,49	0,24361	0,48	0,0998626	0,89	0,983	1494 ± 07	1405 ± 07	1622 ± 02
M(0) "G" [1]	0,003	1174	324	593	3,49919	0,75	0,25827	0,73	0,0982634	0,18	0,970	1527 ± 11	1481 ± 11	1591 ± 03

* M e N referece à inclinação utilizada para a separação das frações magnéticas a 0,5 A no Frantz. [1] referece a número de grãos analisados.

** Valores corrigidos pelo branco analítico e Pb comum para dados de DI.

*** Baseadas nas constantes de Steiger e Jäger (1977).

Tabela 4- Resultados das análises SHRIMP das amostras estudadas.

Tabela 4 - Resultados das análises U-Pb em amostras selecionadas.																	
Ponto analisado	%con.			Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	Razões Obtidas*				Idades Calculadas $\pm 2\sigma$ (Ma)**						
							$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	erro	%conc.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	erro
121/1.1	98	59	206	49	2,85926	0,00414	0,23442	0,0614	0,08846	0,00090	98	1538	± 21	1371	± 10	1383	± 20
121/2.1	94	34	75	19	2,97075	0,00514	0,23567	0,0880	0,09143	0,09143	94	1364	± 27	1400	± 32	1455	± 34
121/3.1	92	22	80	20	3,25115	0,00445	0,24623	0,0721	0,09576	0,09576	92	1419	± 23	1469	± 18	1543	± 20
121/4.1	110	112	205	61	3,40013	0,01191	0,27496	0,1691	0,08969	0,08969	110	1566	± 60	1504	± 15	1419	± 18
121/5.1	89	38	120	27	2,75083	0,00325	0,21990	0,0651	0,09073	0,09073	89	1281	± 17	1342	± 22	1441	± 32
121/6.1	104	31	107	28	3,18175	0,00430	0,25714	0,0637	0,08974	0,08974	104	1475	± 22	1452	± 26	1420	± 17
121/7.1	110	15	60	17	3,67285	0,00539	0,28801	0,0872	0,09249	0,09249	110	1632	± 27	1565	± 10	1477	± 24

* Correções de Pb comum para os dados SHRIMP foram realizados a partir do ^{204}Pb medido.

** Baseadas nas constantes de Steiger e Jäger (1977).

A hipótese da extensão do Bloco Paráguá na região oeste de Mato Grosso tem por base a continuidade geográfica, a concordância das estruturas regionais e a correlação de idades entre as rochas granitóides que ocorrem em ambas regiões, apesar da falta de cartografia geológica de detalhe. O Bloco Paráguá foi definido englobando as rochas do Complexo Pensamiento, que compreendem granitos pré, sin e târdi cinemáticos, gerados, segundo Litherland *et al.* (1986), durante o evento San Ignacio, cujas rochas apresentam idades Rb-Sr e K-Ar no intervalo de tempo entre 1400-1270 Ma.

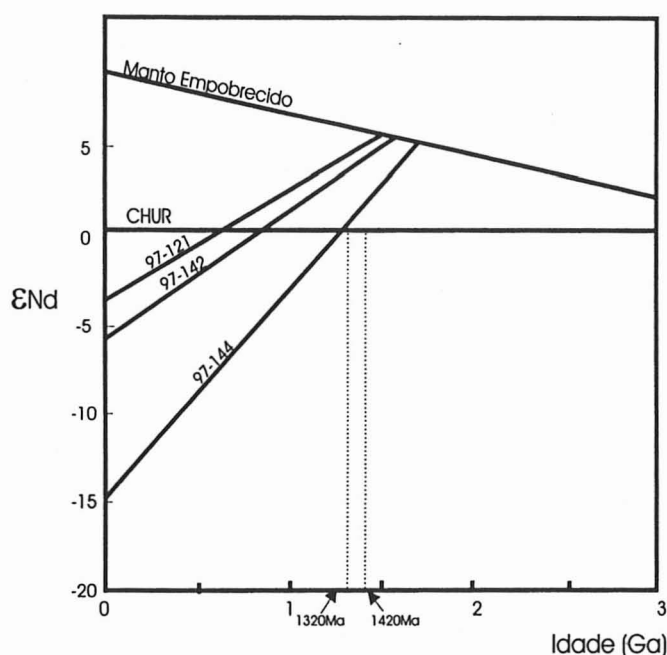


Figura 5- Curva de evolução isotópica de Nd para as rochas granitóides do SW do Estado do Mato Grosso. Os valores de ϵ_{Nd} entre 3,6 e 3,4 indicam uma origem mantélica para estas rochas.

As idades Rb-Sr das rochas granitóides do Complexo Pensamiento reportados por Litherland *et al.* (1986) podem indicar idades mistas de cristalização e de metamorfismo, e as respectivas idades U-Pb em zircão (ainda não realizadas) poderiam indicar idades de cristalização mais antigas. Consequentemente os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ reportados por Darbyshire (2000), por serem calculados com base nas idades Rb-Sr (em função de serem únicas as idades disponíveis), podem ser mais positivos (se as idades U-Pb das mesmas amostras forem mais antigas), e tenderiam a se aproximar dos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ reportados para os granitos estudados no presente trabalho (calculados para idades U-Pb).

O grupo de rochas observado na área em estudo no SW do Estado do Mato Grosso tem similaridades com as associações litológicas descritas na Bolívia. Desta forma, os resultados do estudo U-Pb realizado em zircão, e Sm-Nd em rocha total, permitem definir uma história geológica coerente e de continuidade entre os dois terrenos, descritos até o momento separadamente. Se a hipótese das idades U-Pb do

magmatismo calcio-alcálico aqui reportadas representar uma extensão das rochas do Bloco Paráguá, o período de tempo entre 1423-1379 Ma pode representar o desenvolvimento do arco magmático San Ignacio e a idade 1310 ± 34 Ma pode indicar o metamorfismo regional e a colisão entre o Bloco Paráguá e o proto-Cráton Amazônico.

Em oposição a esta hipótese, Tohver *et al.* (2002) apresentam idades platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 1198 ± 3 Ma e 1201 ± 2 Ma (biotitas), acompanhadas de dados paleomagnéticos, indicando que o SW do Cráton Amazônico colidiu com o supercontinente Laurentia neste período de tempo, de forma a não haver indícios de que o Bloco Paráguá estava anexado ao Cráton Amazônico anteriormente a ca. 1,2 Ga. Os dados reportados por estes autores foram realizados em basaltos do Grupo Nova Floresta (redefinindo sua idade K-Ar até então aceita como de ca. 1,0 Ga), e indicam a existência de processo orogenético anterior ao evento Nova Brasilândia reportado por Rizzotto (1999) com idade U-Pb de 1110 Ma. Em adição, dados U-Pb em cristais de zircão detrítico no grupo Aguapeí, reportados por Santos *et al.* (2001), indicam idades máximas de deposição de 1231 ± 14 Ma e idade mínima de ca. 920 Ma (idade platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do evento Aguapeí, segundo M. C. Geraldes, dados não publicados e Tohver *et al.* 1999). Sadowiski e Bettencourt (1996), entre outros autores, sugerem uma colisão das massas continentais representadas pelo Cráton Amazônico e o supercontinente Laurentia ocorreu por volta de 1,0 Ga.

Os resultados U-Pb para as rochas aqui estudadas caracterizam um domínio com idades de cristalização distintas das rochas observadas no orógeno Rio Alegre, cujas idades U-Pb estão entre 1,51 Ga e 1,50 Ga (Geraldes *et al.* 2001). As idades modelo T_{DM} (entre 1,69 Ga e 1,52 Ga) e valores de ϵ_{Nd} entre 3,6 e 3,4 das rochas do orógeno Rio Alegre são, entretanto, equivalentes aos das rochas aqui estudadas. Ambos terrenos encontram-se cobertos pelas rochas sedimentares do Grupo Aguapeí, cujo início e final de deposição varia entre 1,3 Ga e 0,95 Ga segundo Litherland *et al.* (1986), limite temporal este de acordo com os resultados apresentados no presente trabalho.

Uma importante implicação da definição temporal do evento San Ignacio é a sua distinção do evento Rondoniano descrito no Estado de Rondônia (Tassinari *et al.* 2000). Neste estado, as rochas no evento Rondoniano são caracterizadas como geradas em ambiente intracontinental a partir de fusão crustal com idades entre 1,45 Ga e 1,25 Ga e é exemplificado pela idade U-Pb SHRIMP de 1,34 Ga em zircão de rochas granulíticas reportado por Tassinari *et al.* (1999). A equivalência temporal entre o evento San Ignacio (constituído por rochas geradas em arco magmático) e o evento Rondoniano (composto por rochas afetadas por metamorfismo regional em ambiente continental) permitiu a Teixeira e Tassinari (1984) sugerirem a Província geocronológica Rondoniano/San Ignacio, que através dos dados disponíveis na literatura recente (Tassinari *et al.* 2000, Darbyshire, 2000;

Geraldes *et al.*, 2001), pode ser subdividida nos orógenos Rio Alegre (1,51-1,50 Ga), Santa Helena (1,45-1,42 Ga) e, a partir dos dados aqui reportados, nos orógenos San Ignácio (1,42-1,32 Ga) e Rondoniano (1,45-1,25 Ga).

Outro aspecto importante a ser relevado nesta discussão é sobre a origem de xistos e granulitos reportados por Litherland *et al.* (1986), no Bloco Paráguá, cujas idades Rb-Sr estão entre 1,9 Ga e 1,7 Ga. Se as idades destas rochas forem confirmadas por estudos U-Pb, duas hipóteses podem ser sugeridas para a sua geração. A primeira leva em conta que rochas de idades similares são observadas na Província Rio Negro/Juruena, o que permite sugerir que as rochas mais antigas do terreno Paráguá comporiam um único terreno na borda sudoeste do Cráton Amazônico nesta época, e separadas por processos tafrogênicos posteriores. A existência de rochas sedimentares do grupo Aguapeí recobrimdo as rochas do Bloco Paráguá e das rochas aqui estudadas indica que continuidade de ambas regiões deve ter ocorrido posteriormente a 1110 Ma, idade do evento Nova Brasilândia.

Uma segunda hipótese para a origem das rochas mais antigas reportadas no Bloco Paráguá é que elas não apresentam cogeneticidade com as rochas da Província Rio Negro/Juruena, tendo sido geradas de maneira alóctone e posteriormente aglutinadas ao Cráton Amazônico por processos acrescionários durante o Mesoproterozóico.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer as contribuições de J. S. Bettencourt, J. B. Matos e também aos dois revisores que em muito melhoraram as discussões deste trabalho. Esta pesquisa teve o financiamento da FAPESP Processo 96-04819-7 para M. C. Geraldes, FAPESP Processo 96-1207-1 para W. Teixeira e NSF Processo EAR97-05759 para W. R. Van Schmus. Este trabalho é uma contribuição para o IGCP-426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes.

Referências

- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite JR., W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**:41-67.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica, Chile, *Actas*, 137-48.
- Darbyshire D.P.F. 2000. The Precambrian of Eastern Bolivia – a Sm-Nd isotope study. In: International Geologic Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil. *Abstract Volume*, (CD-ROM).
- Dardenne M.A. Schobbenhaus, C. 2001. *Metagênese do Brasil*. Editora Universidade de Brasília. Brasília, 302 p.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag. Mineral and Rocks, **20**:181p.
- Geraldes M.C., Figueiredo B.R., Tassinari C.C.G., Ebert H.D. 1997. Middle Proterozoic vein-hosted gold deposits in the Pontes e Lacerda region, southwestern Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, **39**:438-448.
- Geraldes M.C., Van Schmus W.R., Condie K.C. Bell S. Teixeira W., Babinski, M. 2001. Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*, **111**:91-128.
- Krogh T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **37**:485-494.
- Krogh T.E. 1982a. Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fraction using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **46**:631-635.
- Krogh T.E. 1982b. Improves accuracy of U-Pb zircon dating by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **46**:637-649.
- Litherland M., Annels R.N., Appleton J.D., Berrange J.P., Bloonfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klink B.A., Llanos A., Mitchel W.I., O'Connors E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Werb B.C. 1986. *The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield*. British Geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- Ludwig K.L. 1998. Using Isoplot/Ex, version 1.00b, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkely Geochronology Center Spec. Pub. N° 1, 43p.
- Matos J.B., Ruiz A.S. 1991. Contribuição à geologia da Folha Santa Rita, Mato Grosso, In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 3, Anais, 129-130.
- Matos J.B., Schorscher J.H.D. 1997. Geologia da região do Rio Alegre-MT. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 4, Cuiabá, Anais, 85-87.
- Matos J.B., Schorscher J. H. D., Geraldes M.C., Souza M. Z. A. 2001. The Rio Alegre Volcanosedimentary sequence (SW Amazonian craton, Brazil): Chemical and isotopes (U-Pb and Sm-Nd) constrains and tectonic implications. In: Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art". *Extended abstract Volume*, 51-56.
- Paces J.B., Miller J.D. 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagentic process associated with the 1,1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research*, **98**: 13.997-14.013.
- Parrish R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geoscience*, **66**: 99-102.
- Patchett P.J., Ruiz J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian eastern and southern Mexico. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **96**: 523-528.
- Pinho M.A. S.B. 1990. *Geologia, Petrologia, e Geoquímica das Rochas Ocorrentes ao Longo do Rio Aguapeí- Sudoeste do Cráton Amazônico-Pontes e Lacerda-MT*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 199p.
- Rizzoto G.J. 1999. *Petrologia e Ambiente Tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO*. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, 136 p.
- Sadowski G.R., Bettencourt J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **76**, 213-227.
- Saes G.S., Frago-Cesar A.R.S. 1996. Crescimento de terrenos mesoproterozóicos no SW da Amazônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, 348.

- Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudete H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazonian craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3:489-506.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.A., Hartman L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2001. Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruena orogenies, southwest Amazon craton established by zircon U-Pb geochronology. In: *Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art. Extended abstract volume*, 114-118.
- Stacey J.S., Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207-221.
- Steiger R. H., Jäger E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- Stern R.A. 1998. High resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: L.J. Cabri and D.J. Vaughan (eds.) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Mineral Association of Canada Short Courses Series, 27: 241-268.
- Tassinari C.C.G. 1981. *Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo Dissertação de Mestrado, 99 p.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Correia C.T., Nutman A.P., Kinny P., Dias Neto C. 1999. Dating of granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic Orogenies. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Abstracts, 234-238.
- C.G. Tassinari, J.S. Bettencourt, M.C. Geraldes, M.J.B. Macambira, J.M. Lafon 2000. The Amazon craton. In: U. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos, (eds.). *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, Brazil, 41- 95.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: *Symposium Amazônico*, 2, Actas, p. 87-102.
- Tera, F., Wasserburg G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb and lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 281-304.
- Tohver E., Van Der Pluijm B.A., Scandolara J.E., Geraldes M.C. 1999. Rodinia and the Amazonia-Laurentia Connection: preliminary D.P.T. results in western Brazil. In: *GSA Annual Meeting, Denver. Abstract volume*, 121.
- Tohver E., Van der Pluijm B., Scandolara J., Rizzotto G. 2002. Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 185-200.
- Van Schmus W.R., Geraldes M.C., Kozuch M., Fetter A.H., Tassinari C.C.G., Teixeira W. 1999. Jauru Terrane: A late Paleoproterozoic orogen in SW Amazon craton, Mato Grosso State, Brazil. In: *European Union Geology biannual Meeting*. Streisburg, France. *Abstract volume*, 56.
- Wetherill G.W. 1967. Discordant Uranium-Lead ages, I. *American Geophysical Union Transaction*, 37:320-326.