

## Evolução Petrogenética e Tectônica do Evento Cariris Velhos na Região de Afogados da Ingazeira (PE), Terreno Alto Pajeú, Província Borborema

*Petrogenetic and Tectonic Evolution of the Cariris Velhos Event in the Afogados da Ingazeira Region (PE), Alto Pajeú Terrane, Borborema Province*

Alberto de Oliveira Sales<sup>1</sup>, Edilton José dos Santos<sup>1</sup> (ediltonjsantos@gmail.com),  
Edmilson Santos de Lima<sup>1</sup> (delima@ufpe.br), Lauro César Montefalco de Lira Santos<sup>1</sup> (lauromontefalco@gmail.com),  
Benjamim Bley de Brito Neves<sup>2</sup> (bbleyn@usp.br)

<sup>1</sup> Departamento de Geologia - Centro de Tecnologia e Geociências - UFPE  
Av. Acadêmico Hélio Ramos s/n, 5º andar, CEP 50740-530, Recife, PE, BR

<sup>2</sup> Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BR

Recebido em 20 de maio de 2010; aceito em 04 de julho de 2011

### RESUMO

O evento Cariris Velhos foi investigado numa área em torno da cidade de Afogados da Ingazeira, Pernambuco, Nordeste do Brasil, situada no terreno Alto Pajeú, um domínio composto toniano-ediacarano da Província Borborema. Nesta área as rochas metassupracrustais do Complexo São Caetano são formadas por biotita-muscovita paragneisses e gnaisses quartzo-feldspáticos, de protólito arcossiano ou vulcânico félsico, com intercalações de mármore e quartzitos. Sua história deformacional começou com um episódio tangencial  $D_1/D_2$ , cujo metamorfismo variou do fácies xisto verde ao anfíbolito, sendo marcado pela intrusão de *sheets* de ortogneisses. O episódio subsequente  $D_3$ , de caráter extensional foi marcado pela injeção de diques de metadioritos, os quais foram fortemente transpostos pelo episódio posterior  $D_4$ , de natureza transcorrente. A principal estrutura deste episódio transcorrente é a zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira (ZCAI), cuja idade ediacarana é bem calibrada pela intrusão contemporânea do granito de Solidão, datado em  $574 \pm 74$  Ma. Um estudo geoquímico das rochas metassedimentares indica que os protólitos do bloco SE da ZCAI são grauvacas, enquanto que os do bloco NW representam grauvacas, litoarenitos e arcóseos, mas o padrão de terras raras normalizado para o NASC (*North American Shale Composite*) não mostra grandes diferenças composicionais entre elas. Possuem assinatura geoquímica de sedimentação sinorogênica, transicionando entre sedimentos derivados de arcos de ilhas oceânicas a continentais. Os padrões geoquímicos dos ortogneisses também são indicativos de ambiente de arco magmático, confirmando conclusões encontradas por outros autores no estudo das rochas metavulcânicas do terreno Alto Pajeú. A descoberta do evento extensional  $D_3$  pré-transcorrência sugere que a deformação tangencial  $D_1/D_2$  e o metamorfismo associado devem estar relacionados a evento orogênico, o que confirmaria a existência da orogênese Cariris Velhos.

**Palavras-chave:** Nordeste do Brasil; Província Borborema; Terreno Alto Pajeú; Evento Cariris Velhos; Faixa metavulcano-sedimentar toniana-ediacarana.

### ABSTRACT

The Tonian Cariris Velhos event was studied in the area around Afogados da Ingazeira town, Pernambuco State, Northeast Brazil, which is situated within the Alto Pajeú terrane, a Tonian-Ediacaran composite domain of the Borborema Province. The exposed rocks belong to the São Caetano Complex, which is formed of biotite-muscovite paragneisses and quartz-feldspathic gneisses, derived from arkosic or felsic volcanic protoliths, with marble and quartzite intercalations. The deformation started with a  $D_1/D_2$  thrusting episode, when metamorphism ranged from greenschist to amphibolite facies, and was accompanied by emplacement of orthogneiss sheets. The subsequent episode, the  $D_3$  phase, had an extensional character and was marked by intrusion of small metadiorite dikes, which were strongly transposed by the  $D_4$  phase, a new episode of transcurrent deformation. The main structure of the  $D_4$  phase is the Afogados da Ingazeira shear zone (ZCAI),

which Ediacaran age was well constrained by the associated Solidão granite, dating from  $574 \pm 54$  Ma. A geochemical study of the metasedimentary rocks shows that the protoliths of the paragneisses located in the southeastern part of the ZCAI are greywackes, whereas those of the northwestern part are greywackes, lithic sandstones and arkoses, although the REE patterns of these samples normalized to NASC (North American Shale Composite) show minor differences between them. These metasedimentary rocks have geochemical signatures and patterns of synorogenic sediments compatible with island and continental arc sources. The geochemical patterns of the orthogneisses are also consistent with a magmatic arc environment, the same conclusion reached by other authors with respect to the metavolcanic rocks of the Alto Pajeú terrane. The occurrence of the pre-transcurrent  $D_3$  extensional episode suggests that the  $D_1/D_2$  thrusting deformation and associated metamorphism may be related to orogenic processes, pointing to the existence of the Cariris Velhos orogeny.

**Keywords:** Northeast Brazil; Borborema Province; Alto Pajeú terrane; Cariris Velhos event; Tonian-Ediacaran meta-volcano-sedimentary belt.

## INTRODUÇÃO

A área estudada situa-se na região de Afogados da Ingazeira, porção central de Pernambuco, mapeada na escala 1:100.000 por Veiga Jr. e Ferreira (1990), os quais definiram as principais unidades litoestratigráficas e os principais traços estruturais da mesma. Segundo esses autores, distingue-se um núcleo de gnaisses paleoproterozoicos, duas unidades metassedimentares de idade também paleoproterozoica, granitoides intrusivos neoproterozoicos, sedimentos devonianos, bem como sedimentos colúvio-eluvionares e aluvionares recentes. As unidades metassedimentares, que afloram a NW e SE da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira - doravante abreviada pela sigla ZCAI - foram descritas, respectivamente, como complexos Irajaí e Sertânia, subdivisão adotada também por Sales (1997).

No entanto, investigações subsequentes (Ferreira e Santos, 2000; Gomes, 2001) demonstraram que a unidade descrita como Complexo Irajaí pertence a outra unidade litoestratigráfica, o Complexo São Caetano (Santos, 1977), uma sequência metavulcano-sedimentar, de idade toniana, correspondente ao evento Cariris Velhos (995 - 920 Ma), que seria descrito por essa mesma época e posteriormente por Santos (1995), Brito Neves et al. (1995), Van Schmus et al. (1995) e Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000). O mapa geológico da área estudada é mostrado na Figura 1, onde esses novos conceitos litoestratigráficos já estão incorporados, os quais serão melhor detalhados no próximo item.

Do ponto de vista tectônico, a área está situada na Subprovincia ou Domínio da Zona Transversal (DZT) da Província Borborema, que corresponde ao domínio localizado entre os lineamentos Patos e Pernambuco. Segundo Campos Neto, Bittar e Brito Neves (1994), o domínio Central ou Zona Transversal (DZT) é caracterizado pela evolução de dois sistemas orogênicos superpostos, denominados de Cariris Velhos e Brasileiro. O evento Cariris Velhos envolveria subducção de placas oceânicas e colisões, representando o fechamento de oceanos abertos na quebra de um mega-

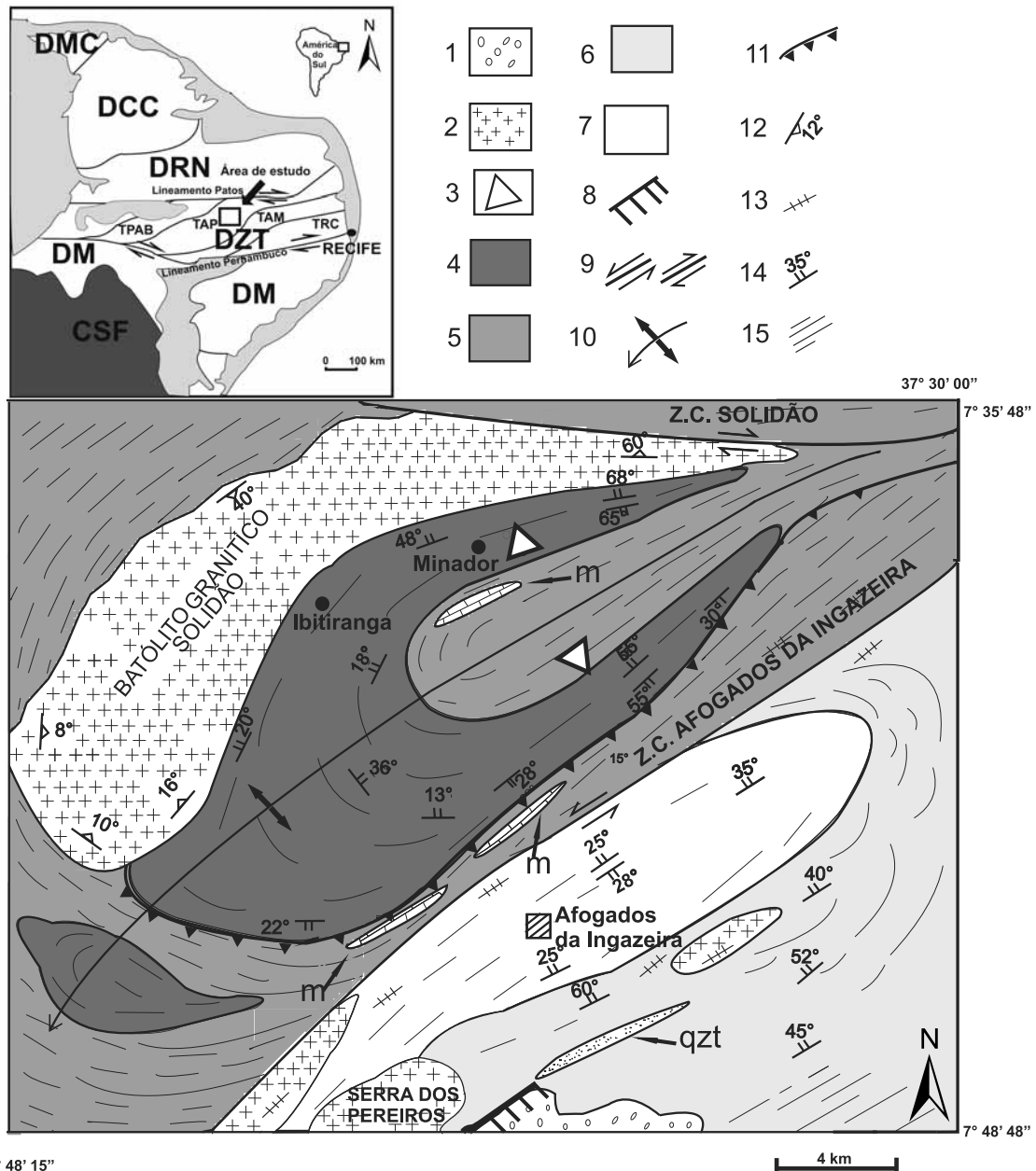
continente paleoproterozoico. Este modelo foi corroborado pelas investigações de Santos (1995), Brito Neves et al. (1995) e Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000), tendo Santos (1996) e Santos e Medeiros (1999) proposto o modelo de colagem de terrenos tectonoestratigráficos, subdividindo o DZT nos terrenos Piancó-Alto Brígida (TPB), Alto Pajeú (TAP), Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe TRC).

Apesar de contestado por alguns autores (Neves e Mariano, 2001; Mariano et al., 2001), o modelo de colagem de terrenos tem sido testado e confirmado por diversas investigações geotectônicas e geofísicas (Oliveira, 2008), inclusive por correlações com faixas panafricanas (Brito Neves, Santos, Van Schmus, 2000; Toteu et al., 2001; Van Schmus et al., 2008). O presente artigo apresenta dados inéditos sobre a composição dos protólitos das rochas metassedimentares Cariris Velhos e revelam, pela primeira vez, a existência de uma fase intermediária intrusiva pós-deformação Cariris Velhos (Suite Minador), que pode representar importante marcador estratigráfico para a discussão da natureza mono ou policíclica do terreno Alto Pajeú.

Na caracterização composicional das unidades litoestratigráficas Cariris Velhos, o presente artigo inclui as análises de rocha total de Sales (1997), as quais foram realizadas por ICP/MS no ACME Analytical Laboratories, Vancouver, Canadá, obtendo-se as concentrações dos elementos maiores, traços (Ba, Ni, Sr, Zr, Y, Nb e Sc) e terras raras (Tabelas 1 a 4). As amostras das rochas metassedimentares analisadas foram selecionadas a partir de afloramentos sem evidentes sinais de migmatização, para que pudessem representar, o mais próximo possível, a composição dos seus protólitos sedimentares.

## GEOLOGIA LOCAL E ASPECTOS PETROGRÁFICOS

A área estudada é dominada por conjunto de rochas supracrustais tonianas, que pertencem ao Complexo São Caetano, as quais contornam núcleo de gnaisses e migma-



**Figura 1.** Mapa geológico da região de Afogados da Ingazeira, cuja localização no âmbito da Província Borborema está indicada no encarte superior: **CSF** = Cráton do São Francisco; **DMC** = Médio Coreauá; **DCC** = Ceará Central; **DRN** = R. Grande do Norte; **DZT** = Zona Transversal e seus terrenos TPAB (Piancó-Alto Brígida), TAP (Alto Pajeú), TAM (Alto Moxotó), TRC (Rio Capibaribe); **DM** = Meridional. *Unidades litoestratigráficas:* 1. Formação Tacaratu; 2. granitos ediacaranos (brasilianos); 3. Suíte Minador; 4. ortognaisses sintangenciais tonianos Cariris Velhos; 5. Metassupracrustais Cariris Velhos, Complexo São Caetano, domínio de biotita-muscovita paragnaisses, incluindo mármore (m); 6. Complexo São Caetano, domínio de gnaisses quartzo - feldspáticos (metarcósios? metavulcânicas félsicas?), incluindo quartzitos (qzt); 7. ortognaisses bandados migmatíticos orosirianos. *Simbolos estruturais:* 8. falha extensional; 9. zona de cisalhamento transcorrente (dextral e sinistral); 10. antifórme com caimento do eixo; 11. zona de cisalhamento tangencial; 12. direção e mergulho de fluxo magmático; 13. direção e mergulho de foliação da fase  $D_4$  (transcorrente); 14. mergulho de foliação da fase  $D_1/D_2$  (tangencial); 15. traço de foliação metamórfica. Fonte: Sales (1997) modificado.

**Tabela 1.** Análises químicas (% peso) dos elementos maiores e (ppm) dos elementos traços para as rochas metassedimentares do Complexo São Caetano na região de Afogados da Ingazeira/PE. Amostras 1 a 4: bloco NW da ZCAI; amostras 5 a 9: bloco SE da ZCAI.

AMOSTRA	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	Ni	Sc	Ba	Sr	Nb	Zr
1	63,25	0,83	15,70	6,92	0,11	2,97	1,70	2,54	3,01	0,18	0,034	1,7	64	14	1203	225	15	173
2	63,09	1,21	13,78	10,66	0,23	1,91	4,57	0,69	1,84	0,16	0,030	0,7	25	29	487	170	5	121
3	68,11	0,89	14,58	5,65	0,05	1,24	0,53	1,24	4,15	0,10	0,029	2,4	26	11	679	130	22	340
4	74,54	0,85	12,27	3,88	0,05	1,41	0,52	1,06	3,72	0,04	0,028	2,0	10	5	729	84	11	265
5	66,72	0,66	15,01	6,60	0,07	2,29	0,68	2,34	3,46	0,07	0,046	1,9	73	5	493	115	24	505
6	63,10	1,10	14,63	8,41	0,18	2,69	2,13	2,12	2,52	0,19	0,039	2,1	56	16	553	140	16	203
7	62,94	0,94	15,36	7,95	0,14	3,10	1,95	1,84	2,69	0,17	0,041	2,5	72	15	590	163	0	177
8	62,92	0,94	15,40	8,10	0,14	3,10	1,94	1,84	2,72	0,14	0,040	2,5	64	14	582	163	13	163
9	66,76	0,81	14,00	6,30	0,08	2,66	2,18	2,36	2,79	0,14	0,030	1,2	61	12	575	113	13	178

**Tabela 2.** Análises químicas (ppm) dos elementos terras raras para as rochas metassedimentares do Complexo São Caetano na região de Afogados da Ingazeira/PE. NA = não analisado. Localização das amostras, mesmas observações acima.

AMOSTRA	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	32,6	117,5	80,4	4,9	17,5	2,4	2,1	8,0	1,9	5,1	1,7	12,3	0,4	4,1	0,6
2	33,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
3	35,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
4	29,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
5	50,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
6	37,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
7	28,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
8	27,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
9	31,8	126,0	85,2	4,6	17,6	1,8	1,8	7,2	2,0	4,6	1,5	7,8	0,3	4,3	0,7

**Tabela 3.** Análises químicas (% peso) dos elementos maiores e (ppm) dos elementos traços para os ortognaisses sincontracionais Cariris Velhos da região de Afogados da Ingazeira/PE. Amostras 10 a 18: augen-gnaisses microporfíricos; amostras 19 a 22: augen-gnaisses de granulação grossa; amostras 23 a 25: ortognalisse de granulação fina; amostras 26 e 27: diques metadioríticos (Suíte Minador).

AMOSTRA	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LOI	Ni	Sc	Ba	Sr	Nb	Y	Zr
10	69,44	0,22	15,20	2,04	0,04	0,47	1,16	4,84	5,08	0,09	0,019	0,1	< 20	< 10	6098	1655	< 10	9,5	233
11	70,44	0,24	14,73	2,11	0,05	0,48	1,25	4,79	5,24	0,09	0,008	0,1	< 20	< 10	6057	1588	< 10	< 10	243
12	69,51	0,24	15,37	2,12	0,05	0,57	1,54	4,93	4,65	0,11	0,013	0,0	< 20	< 10	5767	1814	< 10	12	204
13	71,00	0,23	14,33	2,16	0,04	0,45	1,08	4,91	5,00	0,08	0,024	0,3	21	< 10	4724	1379	< 10	< 10	227
14	69,47	0,25	14,49	2,26	0,04	0,57	1,34	4,82	5,24	0,09	0,013	0,5	< 20	< 10	5425	1574	< 10	10	182
15	69,68	0,19	15,33	1,99	0,04	0,46	1,10	4,67	5,59	0,07	0,018	0,4	< 20	< 10	6587	1740	< 10	< 10	160
16	71,82	0,17	14,47	1,80	0,04	0,25	0,90	4,60	4,26	0,07	0,015	0,3	< 20	< 10	5042	1223	11	< 10	163
17	70,62	0,23	15,32	2,28	0,05	0,57	1,38	4,64	4,18	0,10	0,016	0,1	< 20	< 10	5626	1745	< 10	< 10	162
18	69,14	0,30	15,50	2,79	0,05	0,77	1,55	4,62	5,87	0,11	0,01	0,3	25	< 10	5365	1816	< 10	10	270
19	67,70	0,61	14,78	4,63	0,07	1,52	3,88	3,62	2,07	0,20	0,026	0,7	23	< 10	555	247	< 10	21	211
20	72,29	0,32	14,51	2,92	0,1	0,35	1,52	3,76	5,05	0,10	0,023	0,8	< 20	< 10	738	314	18	26	193
21	72,66	0,39	13,28	3,07	0,05	0,63	1,97	3,04	5,77	0,07	0,015	0,2	< 20	< 10	673	106	13	37	196
22	72,69	0,41	13,35	3,09	0,04	0,63	1,96	2,98	5,80	0,09	0,015	0,2	< 20	< 10	676	105	11	37	211
23	72,05	0,18	15,21	2,02	0,04	0,59	1,42	4,98	2,92	0,18	0,026	0,3	< 20	< 10	4760	1747	< 10	12	121
24	69,29	0,28	15,32	2,55	0,05	0,68	1,56	4,37	2,29	0,12	0,015	0,3	< 20	< 10	5946	1746	< 10	< 10	203
25	71,35	0,22	14,74	2,05	0,04	0,45	1,11	4,39	2,06	0,10	0,016	0,5	< 20	< 10	5422	1499	11	11	181
26	55,69	1,17	12,51	6,80	0,14	5,21	5,66	0,94	7,07	1,52	0,14	1,3	106	15	8728	2698	28	20,9	447
27	48,88	1,26	14,82	10,81	0,18	8,62	12,04	2,11	0,34	0,15	0,01	0,7	112	32	246	172	14	21	79

**Tabela 4.** Análises químicas (ppm) dos elementos terras raras para os ortognaisses sincontracionais e metadioritos da região de Afogados da Ingazeira/PE. 10 - augen-gnaisses microporfíricos; 26 - diques metadioríticos (Suíte Minador). ΣREE = Conteúdo total (ppm) dos elementos terras raras.

AMOSTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
10	150,9	92,0	3,8	14,8	1,3	1,6	3,8	1,2	1,0	0,2	3,4	0,1	0,8	0,3	275,1
26	514,2	251,4	15,4	56,5	11,6	4,7	10,3	2,3	3,7	0,8	6,2	0,1	1,8	0,5	879,9

titos orosirianos (Figura 1). Essas supracrustais apresentam alguma contribuição vulcânica, mas são predominantemente rochas metassedimentares de natureza siliciclástica e química na área de Afogados da Ingazeira. São cortadas por ortognaisses tabulares, que ocorrem tanto em escala de mapa (Figura 1), quanto em escala de afloramento sendo, às vezes, intrusões de espessura métrica, não mapeáveis. Essas intrusões tabulares penetraram as rochas metassupracrustais ao longo de superfícies contracionais, as quais foram redefinidas por duas zonas de cisalhamento transcorrentes: a zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira (ZCAI) de direção NE-SW e rejeito sinistral, e a zona de cisalhamento Solidão, de direção E-W e rejeito dextral. Todo conjunto é cortado por plútons graníticos brasileiros, dentre eles o granito de Solidão, datado em  $574 \pm 54$  Ma (Brito Neves et al., 2003). Os *stocks* graníticos do bloco SE da ZCAI devem pertencer à supersuíte pós-orogênica tipo-A (tipo Prata), cujas idades variam de 540 a 520 Ma (Guimarães et al., 2005).

As rochas metassupracrustais do Complexo São Caetano são formadas, predominantemente, por paragnaisses com muscovita e biotita, com variações faciológicas para tipos xistosos e quartzo-feldspáticos, de protólito siliciclástico pelítico ou arcossiano, podendo conter uma componente vulcânica ou vulcanoclástica. Ocorrem ainda intercalações de mármore, comuns no compartimento NW da ZCAI, e de quartzitos no compartimento SE da ZCAI (Figura 2b), diferença composicional que pode refletir exposição de seções estratigráficas distintas do Complexo São Caetano. Este fato foi corroborado por Sales (1997), que encontrou distintos padrões metamórficos de temperatura e pressão entre as rochas metassupracrustais a NW e SE da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira - ZCAI, sugerindo que essa estrutura justapôs níveis crustais de diferentes profundidades (Figura 1).

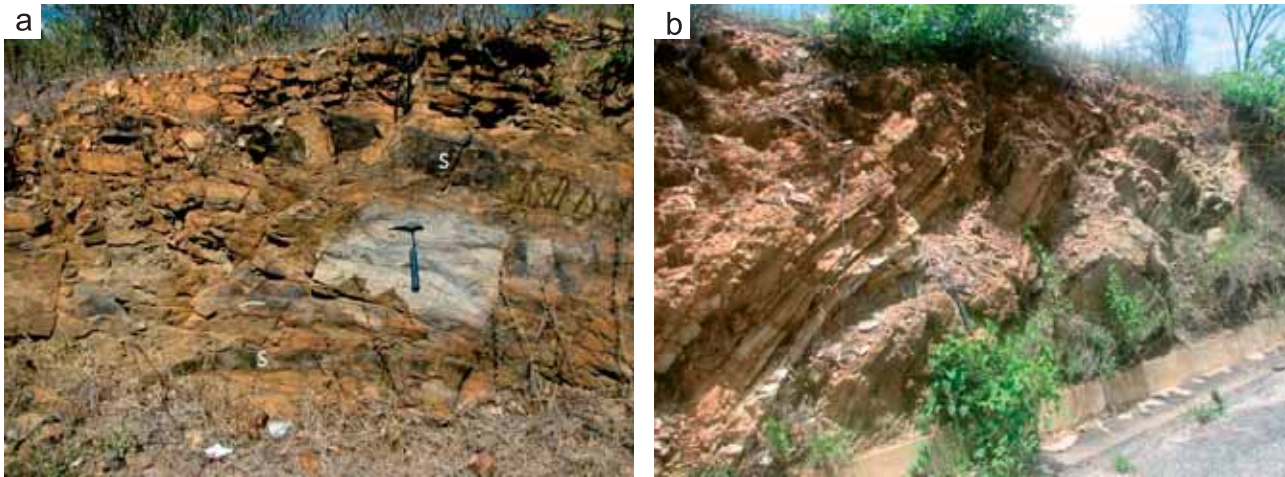
Os paragnaisses dominantes no Complexo São Caetano possuem variação textural de granolepidoblástica a lepidoblástica ou apresentam ainda textura porfiroblástica de granulação média a fina e, mais raramente, grossa. Apresentam como minerais essenciais quartzo, biotita, plagioclásio, muscovita e granada. Acessoriamente aparecem cordierita, sillimanita, estaurolita, microclínio, turmalina, apatita, opacos, alanita, rutilo e zircão. Biotita, por vezes, exibe flexura de clivagem e *kinks*, os quais podem estar associados ao processo de neoformação de clorita e/ou muscovita + opacos. A maioria das lamelas de muscovita forma-se a partir da desestabilização da biotita, podendo desenvolver porfiroblastos sigmoidais (*micafish*), próximos da ZCAI. Granada ocorre como porfiroblastos idiomórficos a hipidiomórficos, cuja forma em relação à foliação indica caráter sintectônico. Cordierita apresenta-se hipidiomórfica com formas alongadas e isométricas, pos-

suindo também caráter sin a tardi-tectônico. Sillimanita ocorre comumente com hábito fibroso (fibrolita) e, localmente, como cristais prismáticos idiomórficos a hipidiomórficos, cristalizada a partir da transformação da biotita. Estaurolita apresenta-se em grãos hipidiomórficos, intensamente cloritizados, de cristalização sin a tardi-tectônica.

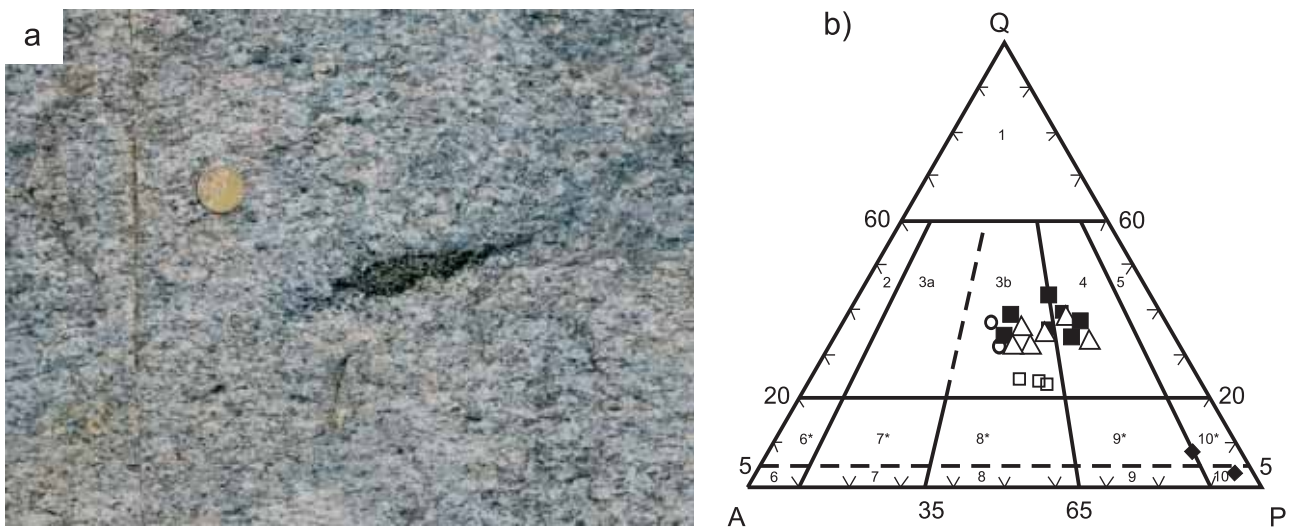
A unidade situada no bloco SE da ZCAI envolve o núcleo paleoproterozoico de Afogados da Ingazeira e pode representar a parte inferior do Complexo São Caetano. Neste setor, predominam gnaisses leucocráticos, ricos em quartzo e feldspato, com escassa biotita e muscovita, os quais podem constituir rochas metavulcânicas félsicas. Essas rochas foram pouco estudadas por Sales (1997), mas investigações recentes demonstram similaridades com os complexos Lagoa das Contendas e Serra do Sítio, descritos por Santos (1977, 1995) na região entre Custódia e Floresta (PE), a sul e sudoeste de Afogados da Ingazeira. O primeiro representa a unidade metavulcanossedimentar do terreno Alto Pajeú, incluindo rochas metavulcânicas cálcio-alcálicas de arco magmático, as quais foram datadas na área-tipo (Santos et al., 2010) pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, apresentando idade de  $995 \pm 8$  Ma. A passagem gradual desses gnaisses para a unidade metapsamítica Serra do Sítio em Afogados da Ingazeira (Figuras 2a e 2b) sugere que ambas unidades são fácies do Complexo São Caetano. Um tufo riolítico do Complexo São Caetano (riolito Quixadá), coletado no bloco NW da ZCAI, a oeste da área estudada (Kozuch, 2003), apresentou idade de  $913 \pm 25$  Ma, com uma população de zircão herdado de  $967 \pm 17$  Ma. A idade é a mais nova obtida no terreno Alto Pajeú, que se distribui na faixa de 995 a 925 Ma, indicando que o intervalo de sedimentação e vulcanismo do Complexo São Caetano estendeu-se por quase 100 Ma.

Os ortognaisses graníticos Cariris Velhos ocorrem como intrusões tabulares, sendo a mais expressiva a do plúton Ibitiranga. O tipo amplamente dominante é representado por *augen*-gnaisse microporfírico de granulação média a fina, com fenocristais mili a centimétricos de feldspato imersos em matriz cinza-esverdeada, de granulação fina a média (Figura 3a). O segundo tipo, com área aflorante inferior ao primeiro, possui textura equigranular fina, coloração acinzentada e rosada e estrutura gnáissica planar. Localmente, ainda foram identificados *augen*-gnaises de textura porfírica grossa, provavelmente equivalentes dos ortognaisses de tipo Recanto, descritos por Santos (1995) na região de Floresta (PE).

Os *augen*-gnaises de granulação fina a média (microporfírico) e os granitoides de granulação fina possuem composição monzogranítica a granodiorítica (Figura 3b), sendo constituídos principalmente por plagioclásio ( $An_{22-26}$ ), microclínio e quartzo. Acessoriamente apresentam biotita, muscovita, titanita, granada, opacos, apatita,



**Figura 2.** Afloramentos do Complexo São Caetano: **a.** corte no bloco noroeste da ZCAI, exibindo muscovita paragnaisse típico do Complexo São Caetano; o paragnaisse é cortado por diques sieníticos concordantes e subconcordantes brasilianos (S); **b.** alternância de paragnaises e quartzitos na estrada Afogados da Ingazeira-Iguaraci, característicos da fácies metapsamfítico (Serra do Sítio) do Complexo São Caetano do bloco SE da ZCAI.



**Figura 3.** Ortognaisses Cariris Velhos em Afogados da Ingazeira: **a.** *augen*-gnaisse de granulação grossa, exibindo um enclave supermicáceo e uma discreta foliação  $S_1$ - $S_2$  de baixo ângulo da deformação tangencial; **b.** Diagrama QAP (Streichkeisen, 1976), mostrando as composições modais para os ortognaisses sintangenciais e os diques metamáficos. Observa-se que essas rochas caem nos campos: **3b** = monzogranito, **4** = granodiorito, **9\*** = quartzo-monzodiorito, **10** = diorito. *Legenda:* quadrados cheios = *augen*-gnaisse microporfirítico; quadrados vazios = *augen*-gnaisse de granulação grossa; círculos vazios = *augen*-gnaisse a granada; triângulos abertos = ortognaisse de granulação fina; losangos cheios = diques de rochas metaintermediárias.

zircão, alanita e epidoto. Os *augen*-gnaisses de granulção grossa possuem composição monzogranítica (Figura 3b), sendo constituídos essencialmente por plagioclásio ( $An_{22-26}$ ), microclínio, quartzo e biotita. Acessoriamente observam-se titanita, apatita, opacos e zircão. No plúton de Ibitiranga ocorre ainda fácies com hedembergita e hornblenda.

Não existem datações geocronológicas na área estudada. No entanto, várias datações U-Pb em zircão nas proximidades de Afogados da Ingazeira foram obtidas por Kozuch (2003), indicando um episódio principal de plutonismo há  $960 \pm 5$  Ma e um estágio tardio entre  $940$  e  $925 \pm 15$  Ma. Idades mais antigas foram encontradas em granitoides similares na região de Floresta, a SW de Afogados da Ingazeira, nos quais foi obtida idade U-Pb em zircão de ca. 970 Ma, com idades modelo TDM Sm-Nd de 1,61 e 1,42 Ga (Santos, 1995; Santos et al., 2010).

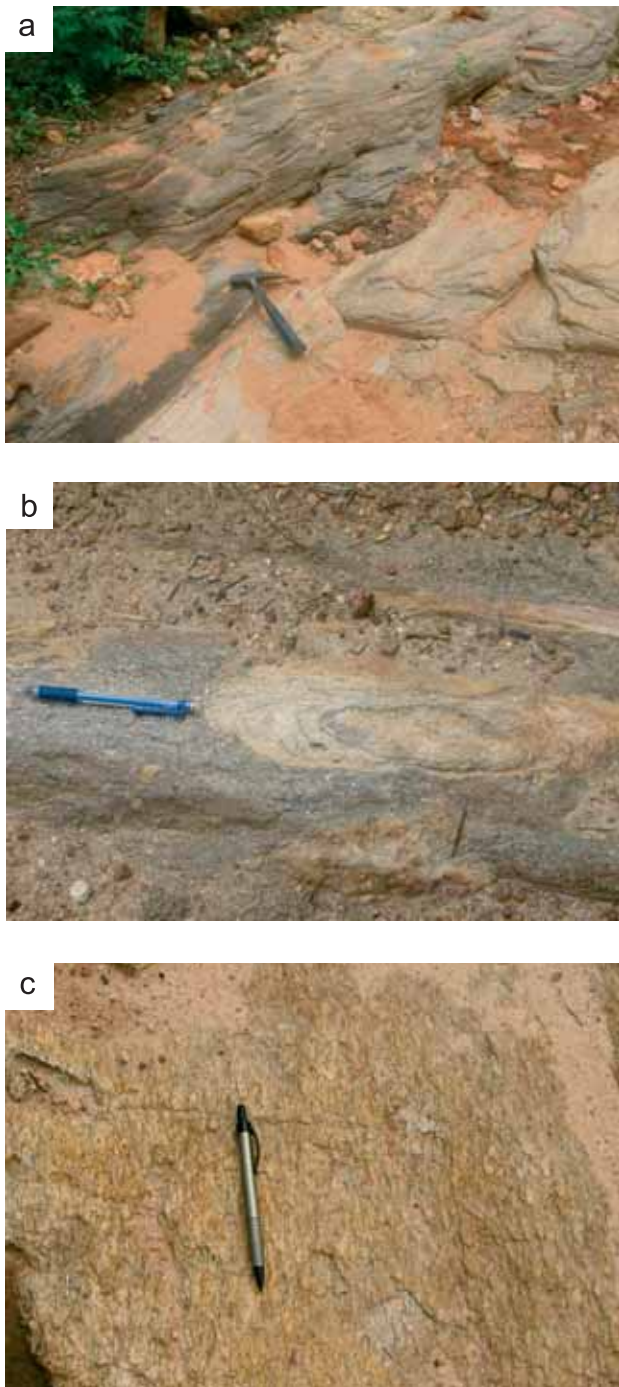
O magmatismo pós-Cariris Velhos, aqui denominado de diques (suíte) Minador, é caracterizado por diques metadioríticos de espessura centimétrica a métrica, que cortam a trama gnáissica  $D_2$  (Figura 6) e são parcial ou totalmente transpostos pela tectônica transcorrente  $D_4$  descrita a seguir, indicando que se trata de atividade magmática associada a uma fase extensional  $D_3$  (Sales, 1997; Santos e Brito Neves, 2001). A composição dessas rochas é predominantemente diorítica, mas ocorrem, localmente, fácies monzodioríticas até quartzomonzodioríticas. Possuem textura granonematoblástica, registrando uma foliação proeminente marcada pela orientação dos minerais máficos. Em alguns locais, porém, resquício de uma textura ígnea pode ser observada, tal como uma textura microporfírica, com cristais de plagioclásio milimétricos dispersos em uma matriz fina, rica em biotita e anfíblio. A fácies metadiorítica dominante é constituída essencialmente por andesina ( $An_{30-38}$ ), hornblenda  $\pm$  biotita e, acessoriamente, por quartzo, titanita, K-feldspato, apatita, opacos e zircão. Um maior ou menor enriquecimento de feldspato potássico e quartzo origina as fácies monzodioríticas e quartzomonzodioríticas. Essas rochas afloram em vários locais nos flancos da antiforme de Ibitiranga, um padrão de interferência  $D_{2-4}$ , bem caracterizado por um plúton granítico Cariris Velhos em forma de ferradura. Esses diques de rochas metadioríticas podem ser tanto um episódio extensional intermediário entre o evento Cariris Velhos e Brasiliano, quanto uma fase precoce brasileira. Investigações recentes têm demonstrado que essas rochas ocorrem em área muito mais extensa, tendo sido observados na região entre Juru e Princesa Isabel, distante aproximadamente 40 km da área-tipo aqui descrita (Medeiros, 2004), representando, provavelmente, um enxame de diques de rochas metadioríticas de grandes proporções (Figura 6c).

## EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA

São reconhecidas cinco fases de deformação nas rochas metassedimentares do Complexo São Caetano. Uma fase deformacional mais antiga ( $D_1$ ) foi identificada por Veiga Jr e Ferreira (1990) como uma discreta xistosidade ( $S_1$ ), que, poucas vezes, trunca o bandamento composicional ( $S_0$ ) em baixo ângulo, ou aparece como uma foliação reliquiar nas seções delgadas das rochas metassedimentares. Essa fase de deformação pode ser interpretada como o registro precoce de geração de zonas de cisalhamento de empurrão do evento Cariris Velhos. Condições de fácies xisto verde podem ser inferidas para a mesma, com base na foliação reliquiar, marcada pela associação biotita + quartzo (isógrada da biotita) associada a  $S_1$ . A fase de deformação principal ( $D_2$ ), ligada ao pico metamórfico do regime tangencial/colisional Cariris Velhos, é notadamente a foliação dominante identificada nas rochas metassupracrustais, exceto quando muito próximos às zonas de cisalhamento transcorrentes neoproterozóicas. Assim, a superfície de empurrão é interpretada por esses autores como um plano composto  $S_1 + S_2$ . Seu estilo é registrado por foliação milonítica de baixo ângulo nos ortognaisses sincontracionais (Figura 4a) e por forte xistosidade e/ou bandamento metamórfico milimétrico nas sequências metassedimentares. Essa xistosidade desenvolve-se nos litotipos mais pelíticos, enquanto que bandamento metamórfico é desenvolvido nos gnaisses quartzo-feldspáticos. Associadas a essas estruturas planares reconhece-se, frequentemente, dobras recumbentes, dobras em bainha (Figura 4b), lineações de estiramento mineral ( $L^x_2$ ) perpendiculares às lineações de eixos das dobras recumbentes ( $L^B_2$ ). Em regiões mais protegidas do *stress* cisalhante  $D_4$ , na parte frontal dos corpos de ortognaisses sincontracionais, identifica-se tanto nos ortognaisses, quanto nas rochas metassedimentares a lineação de estiramento  $L^x_2$  na posição original ou, pelo menos, mais próxima dela. Neste local a lineação  $L^x_2$  possui sentido de caimento para NW ou SE e, à medida que se aproxima da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira, ela é progressivamente rotacionada e/ou dobrada, até paralelizar-se à lineação  $Lx_4$  e aos eixos das dobras normais ( $L^x_2 // L^x_4 // L^B_4$ ) (Figuras 4c e 5). Dessa forma, as lineações de estiramento frequentemente observadas nos flancos das dobras normais  $D_4$  são caracterizadas por lineação composta do tipo  $L^x_{2+4} // L^B_4$ .

Os critérios cinemáticos geralmente indicam transporte para NW, denotado por estruturas S-C-C' e mica-*fish* nas rochas metassedimentares e por porfiroclastos sigma de feldspato e dobras assimétricas em apófises de ortognaisses sincontracionais. As condições metamórficas para



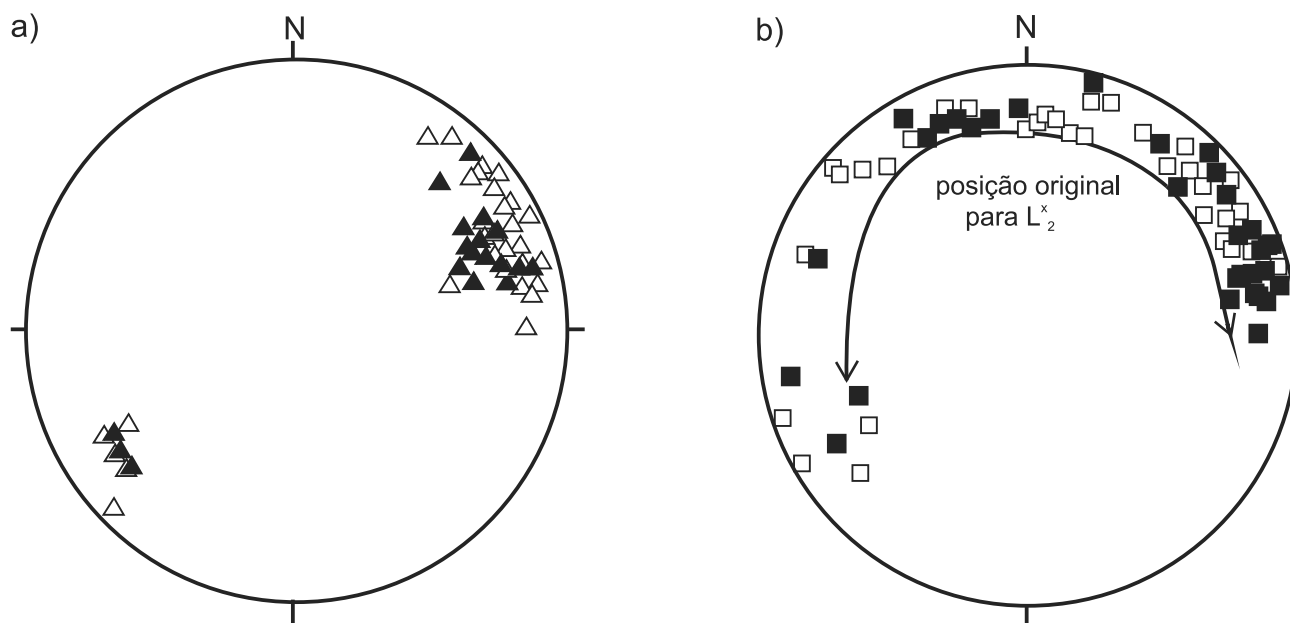


**Figura 4.** a. *Sheet* de ortogneisse de granulação fina intrusiva ao longo da foliação  $S_1 + S_2$  dos paragneisses do Complexo São Caetano; b. Seção de uma dobra em bainha da fase  $D_2$  em ortogneisse Cariris Velhos; c. Superfície de foliação  $S_1/S_2$  impressa em *augen*-gneisse de granulação grossa Cariris Velhos, exibindo conspicua lineação de estiramento de alta obliquidade em *augens* de feldspato, característica da deformação tangencial  $D_1/D_2$ . Afloramento na região de Minador, Afogados da Ingazeira.

esta fase atingiram o fácies anfibolito alto, as quais puderam ser determinadas a partir da paragênese  $M_2$ , formada por granada + biotita  $\pm$  cordierita  $\pm$  sillimanita  $\pm$  estauroлита, atingindo a anatexia no compartimento NW. Essa conclusão é apoiada, também, pelo estudo do geotermômetro biotita-granada e do geobarômetro plagioclásio-granada-aluminossilicato-quartzo (Sales, 1997).

A fase  $D_3$  é caracterizada por tectônica extensional rúptil, representada por sistemas de fraturas pós-suite granitoide Cariris Velhos e por magmatismo cronocorrelato, o enxame de diques metadioríticos da Suite Minador. Apesar do caráter de diques dessa suite, o padrão de fraturamento relacionado a esse evento é muito mal definido na área, devido à forte transposição do evento  $D_4$  que se seguiu. Os melhores testemunhos ocorrem nos flancos da antiforme de Ibitiranga, onde os diques metadioríticos apresentam desde 5 cm até mais de 1 m de espessura, ocorrendo como veios anastomosados (Figura 6a). As relações de intrusão da suite metadiorítica estão muito bem caracterizadas pelo truncamento da foliação  $S_2$  e pela presença de xenólitos dos granitoides Cariris Velhos nas rochas metadioríticas. Em grande parte, porém, esses diques são transpostos e “boudinados” pelo cisalhamento  $D_4$ , transformando-se em lentes concordantes e subconcordantes. É comum o desenvolvimento de bordas de reação e de franjas de material félsico e pegmatítico nos *augen*-gnaises (Figura 6b), o que sugere que essas rochas já estavam totalmente consolidadas por ocasião da intrusão dos diques metadioríticos.

A fase  $D_4$  é reconhecida por meio de estruturas de alto ângulo geradas por zonas de cisalhamento dúcteis, desenvolvidas em regime transcorrente, de idade ediacarana e relacionadas ao evento orogênico Brasileiro. As estruturas características são as zonas de cisalhamento Afogados da Ingazeira (ZCAI) e Solidão e dobras normais a elas associadas (Figura 1). Nessas zonas de cisalhamento aparece foliação milonítica subvertical ( $S_4$ ), cujos critérios cinemáticos indicam rejeito sinistral no caso da ZCAI e dextral, no caso da ZC Solidão. Os eixos das dobras são paralelos às lineações de estiramento ( $L^B_4//L^X_4$ ), que possuem caimento predominantemente para NE e raros exemplos com caimento para SW. No interior da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira, as foliações pretéritas são frequentemente paralelizadas e/ou transpostas pela foliação milonítica  $S_4$ , mas, algumas vezes pode ser registrado um padrão de interferência coaxial do tipo “laço”. As condições do metamorfismo  $M_4$  atingiram a fácies xisto verde superior, inferidas com base na cristalização de biotita e, menos comumente, de granada, bem como pela neoformação de clorita e muscovita, a partir da desestabilização da biotita associada à foliação principal.



**Figura 5.** Projeção estereográfica na rede de igual área (calota inferior de Schmidt) das lineações de estiramento: **a.** mostra o paralelismo entre  $L_4^x$  e  $L_4^B$  no domínio da zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira (ZCAI). *Legenda:* triângulo aberto = lineações de estiramento  $L_4^x$  ao longo da ZCAI; triângulo cheio = lineações de eixos de dobras  $L_4^B$  nas rochas metassedimentares e nos gnaisses do embasamento; **b.** mostra a rotação e/ou dobramento das lineações de estiramento  $L_2^x$  até a paralelização com as lineações de estiramento  $L_4^x$ . *Legenda:* quadrado aberto = lineações de estiramento  $L_2^x$  nos granitoides sintangenciais; quadrado cheio = lineações de estiramento  $L_2^x$  nas rochas metassedimentares. Para maior detalhe, v. explicação no texto.

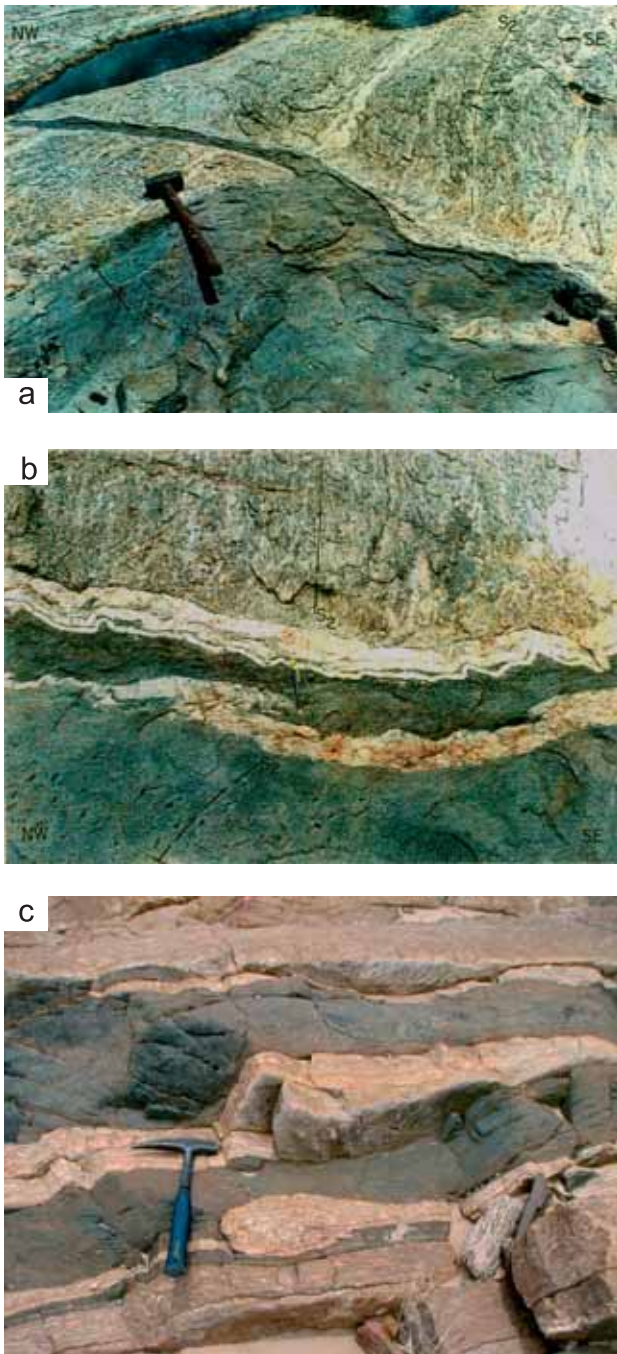
A última fase de deformação ( $D_5$ ) das rochas metassupracrustais foi reconhecida por falhamentos de direção geral NW-SE, além de clivagens de fratura subparalelas aos planos axiais de dobras normais abertas. Este episódio tectônico foi gerado após o pico da deformação transcorrente  $D_4$ , sendo interpretado como registro do colapso da cadeia orogênica, embora não se descarte a possibilidade do mesmo refletir a tectônica extensional fanerozoica que deu origem ao meio-graben de sedimentos paleozoicos existente na parte sul da área.

### GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES E ORTOGNAISSES

A análise composicional das rochas metassedimentares (Tabelas 1 a 4) indica que os protólitos sedimentares do bloco SE da ZCAI são grauvacas, enquanto que as do bloco NW representam grauvacas, litoarenitos e arcóseos. Do ponto de vista tectônico, com base nos diagramas de Bhatia (1983), observa-se que as amostras do compartimento SE da ZCAI caem, exclusivamente, no campo de sedimentos de arcos de ilhas oceânicos, enquanto que os do bloco

NW da ZCAI parecem refletir uma fonte mais complexa (Figura 7a). Conclusões similares são obtidas usando-se os diagramas de Roser e Korsch (1986), com base no conteúdo de  $\log K_2O/Na_2O$  vs.  $SiO_2$  (Figura 7b) e  $SiO_2/Al_2O_3$  vs.  $K_2O/Na_2O$  (Figura 7c), que permitem o reconhecimento de três categorias de ambientes tectônicos: margem continental passiva (PM), margem continental ativa (ACM) e arco de ilhas oceânico (ARC).

Pode-se observar (Figura 7d) que as amostras do bloco NW da ZCAI transicionam entre sedimentos derivados de arcos de ilhas e arcos continentais, enquanto que as amostras do bloco SE da ZCAI caem predominantemente no campo de arco de ilhas. Os autores acima ressaltam que ocorre aumento progressivo de  $SiO_2$  concomitante com o aumento de  $\log(K_2O+Na_2O)$ , isto é, uma transição entre os campos ARC (arco de ilhas oceânico)  $\rightarrow$  ACM (margem continental ativa)  $\rightarrow$  MP (margem continental passiva) (*trend* positivo na Figura 7c), reflexo da natureza do vulcanismo/plutonismo e nível de erosão na fonte dos sedimentos. Um teste adicional foi feito, com base nas funções discriminantes de Roser e Korsch (1988). De acordo com essas funções discriminantes, nota-se que ambos

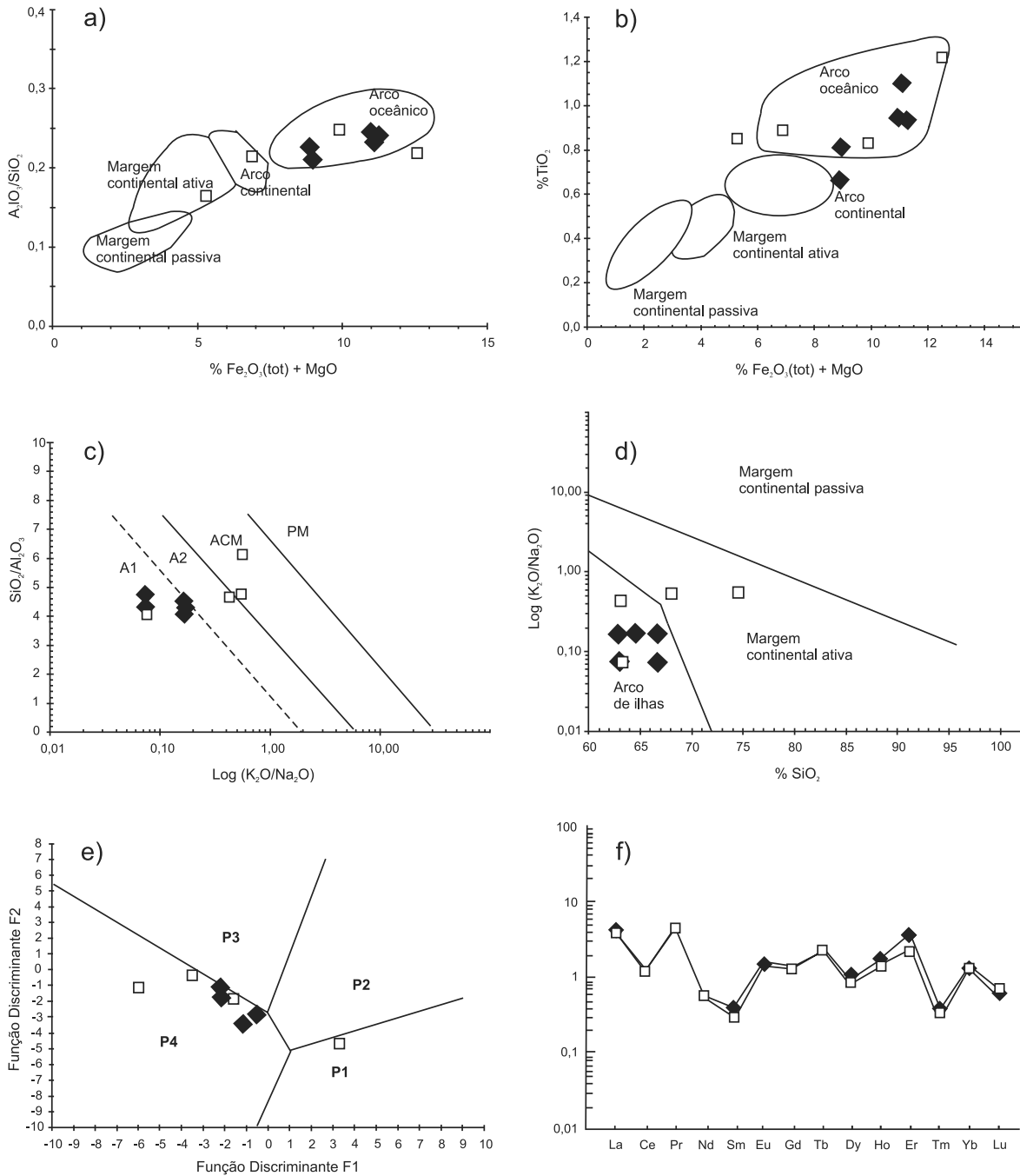


**Figura 6.** Diques de rochas metadioríticas da Suite Mina-dor: **a.** Dique truncando a trama  $D_1/D_2$  dos ortognaisses Cariris Velhos e incluindo enclave dos mesmos; **b.** Franja de material félsico no contato entre um dique metadiorítico e o ortogneisse Cariris Velhos; **c.** Diques metadioríticos paralelos cortando ortognaisses Cariris Velhos nas proximidades de Juru, 40 km a oeste de Afogados da Ingazeira.

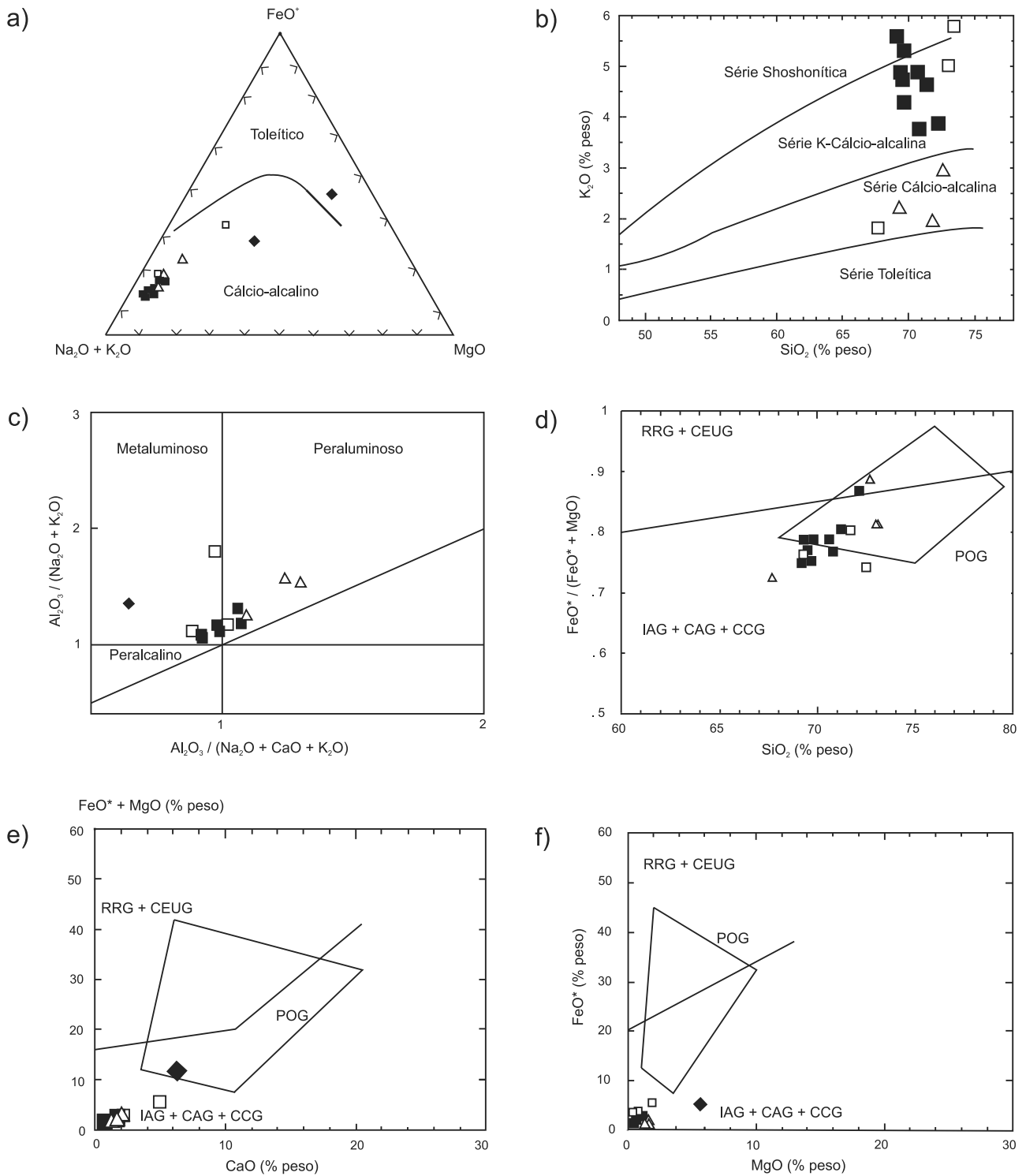
os grupos de amostras são representados, predominantemente, por sedimentos maduros de derivação continental (P4). Todavia, no bloco NW da ZCAI, observa-se também a influência de sedimentos vulcanogênicos de derivação de rochas ígneas máficas e intermediárias (P1-P2). A fonte destes sedimentos é, principalmente, uma crosta continental madura, tendo sido depositados em ambiente de arco de ilhas oceânico-margem continental ativa. Apesar dessa dualidade no ambiente de sedimentação (arco de ilhas oceânico *vs.* margem continental ativa), os dados mostram claramente que estas rochas metassedimentares possuem assinatura geoquímica de sedimentação sinorogênica, não havendo diferença composicional substancial entre os dois compartimentos, como mostra o diagrama dos elementos terras raras normalizado para o NASC (*North American Shale Composite* de Gromet et al., 1984) (Figura 7f) de ambos os lados da zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira.

Com relação aos ortognaisses Cariris Velhos, o diagrama AFM (Figura 8a) demonstra que se trata de uma sequência cálcio-alcalina, enquanto que o diagrama  $SiO_2$  *vs.*  $K_2O$  (Figura 8b) não mostra um *trend* definido, espalhando-se entre os campos cálcio-alcalino, cálcio-alcalino potássico e shoshonítico. No tocante ao índice de peraluminosidade (Figura 8c), os granitoides apresentam tendência meta- à peraluminosa para o fácies *augen*-gnaisse microporfirítico, evoluindo para peraluminosa no fácies ortogneisse fino, enquanto que o fácies *augen*-gnaisse grosso se concentra predominantemente no campo metaluminoso. Nos diagramas propostos por Maniar e Piccoli (1989) (Figuras 8d a 8f), as amostras dos granitoides caem, predominantemente, na interface dos campos orogênicos (IAG + CAG + CCG) e pós-orogênicos (POG), com apenas duas amostras plotando anormalmente no campo dos anorogênicos (RRG + CEUG). Esses dados são confirmados pelos diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984) e Thiéblemont e Téguyey (1994) (Figuras 8g e 8h), onde as amostras se distribuem preferencialmente no campo das séries cálcio-alcalinas de arco vulcânico - margem continental ativa e, em menor proporção, no campo das suítes cálcio-alcalinas e alcalinas de colisão continental.

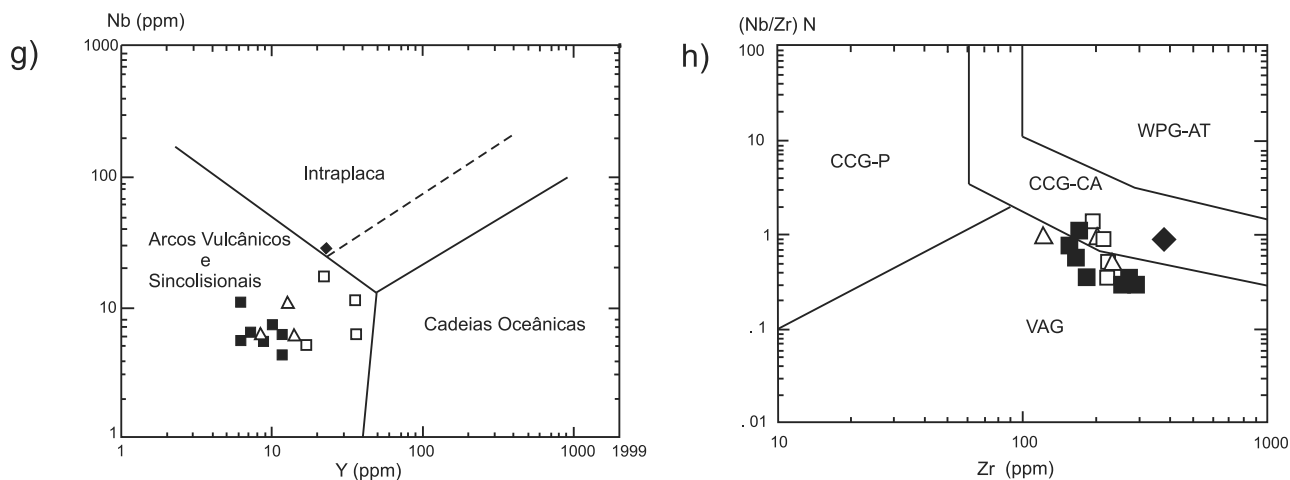
Há poucos dados sobre os diques metadioríticos Mina-dor, uma vez que eles foram descritos originalmente como relacionados ao evento tangencial  $D_2$  (Sales, 1997). Os dados geoquímicos disponíveis, entretanto, indicam que são, predominantemente, metaluminosos e alcalinos, enquanto que uma amostra situa-se no campo toleítico (Figura 8a). No diagrama Nb *vs.* Y (Pearce, Harris, Tindle, 1984), tendem a posicionar-se no campo dos granitos intraplaca, enquanto que no diagrama Zr *vs.*  $(Nb/Zr)_N$  de Thiéblemont e Téguyey (1994), caem no campo das suítes cálcio-alcalinas e alcalinas de colisão continental (Figuras 8g e 8h).



**Figura 7.** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico e de elementos de terras raras das rochas metassedimentares do Complexo São Caetano: **a.** diagrama de Bathia, 1983; **b, c, d.** diagramas de Roser e Korsch, 1986; **e.** diagrama de Roser e Korsch, 1988; **f.** diagrama de elementos terras raras normalizado para o NASC (*North American Shale Composite*, Gromet et al., 1984). Campos nos diagramas: **A1** = sedimentos detríticos de rochas andesíticas e basálticas, depositadas em arco de ilhas oceânico; **A2** = sedimentos detríticos de rochas plutônicas félsicas, depositadas em ambiente de arco de ilhas oceânico; **P1** = sedimentos derivados principalmente de rochas ígneas máficas; **P2** = sedimentos derivados de rochas ígneas intermediárias; **P3** = sedimentos derivados de rochas ígneas félsicas; **P4** = sedimentos derivados de crosta continental madura; **PM** = margem continental passiva; **ACM** = margem continental ativa; **ARC** = arco de ilhas oceânico; quadrados abertos = rochas metassedimentares do bloco NW da ZCAI; losangos cheios = rochas metassedimentares do bloco SE ZCAI.



**Figuras 8a a 8f.** Diagramas geoquímicos dos ortogneisses Cariris Velhos e da Suite Minador: quadrados cheios = *augen*-gnaisses microporfíricos; triângulos abertos = ortogneisses finos; quadrados abertos = *augen*-gnaisses grossos; losangos fechados = diques metadioríticos.



**Figuras 8g e 8h.** Diagramas geoquímicos dos ortogneisses Cariris Velhos e da Suíte Minador: quadrados cheios = *augen*-gneisses microporfíricos; triângulos abertos = ortogneisses finos; quadrados abertos = *augen*-gneisses grossos; losangos fechados = diques metadioríticos.

## DISCUSSÃO SOBRE O AMBIENTE TECTÔNICO

Como observado anteriormente, os padrões geoquímicos das rochas metassedimentares de ambos os blocos é similar aos de sedimentos de arco de ilhas ou de margem continental ativa, uma dedução que confirma conclusão similar encontrada por Santos (1995), Kozuch (2003) e Medeiros (2004) no estudo das rochas metavulcânicas do terreno Alto Pajeú e do subterreno Riacho Gravatá. O plutonismo granítico que se desenvolveu na área é de natureza cálcio-alcalina à cálcio-alcalina potássica, de ambiente de arco magmático, conclusão compatível com as deduções obtidas a partir da análise geoquímica das rochas metassedimentares. Os padrões estruturais são indicativos de colocação sincontracionai (sincolisional), que teria ocorrido durante o evento colisional Cariris Velhos, entre 970 e 925 Ma, considerando-se as datações U-Pb em zircão de regiões adjacentes do TAP (Santos, 1995; Brito Neves et al., 1995; Kozuch, 2003). Por seu turno, a maior parte dos autores concorda que os ortogneisses Cariris Velhos são produtos de fusão crustal sintangencial (sincolisional) de rochas de ambiente de arco e/ou retroarco (Jardim de Sá, 1994; Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999; Kozuch, 2003). É possível que o fácies com hedembergita e hornblenda do plúton de Ibitiranga represente intrusão precoce Cariris Velhos, com afinidade cálcio-alcalina de arco magmático.

De acordo com Kozuch (2003), a análise regional sugere que os poucos ortogneisses com afinidade de granitos intraplaca ocorrem a NW da área de Afogados da Inga-

zeira, no chamado subterreno Riacho Gravatá. Nesse caso, dois modelos poderiam ser vislumbrados: uma margem vulcânica de tipo rifte ou um ambiente do tipo retroarco. No primeiro caso, os granitoides tenderiam a ser alcalinos, o que não é o caso dos ortogneisses Cariris Velhos, sendo o segundo ambiente mais coerente com as características composicionais nesses ortogneisses. A conclusão da autora é que um ambiente de retroarco desenvolveu-se há 960 Ma, em associação com uma zona de subducção.

Esses dados são coerentes com a análise do sistema Sm-Nd realizada por Brito Neves et al., (2005); Brito Neves, Santos e Van Schmus (2010) e Lages et al. (2010) nas rochas metassupracrustais da Subprovincia Transversal entre os terrenos São José do Caiano e Alto Moxotó, que inclui a área aqui estudada. Segundo Brito Neves, Santos e Van Schmus (2010), 80% das rochas metassedimentares possuem valores de TDM entre 1,5 e 2,5 Ga e cerca de 50% apresentam  $\epsilon Nd(1,0)$  positivo ou fracamente negativo. No caso dos ortogneisses, apenas 15% das amostras apresentam TDM abaixo de 1,5 Ga, a maioria possui valores entre 2,0 e 1,5 Ga, com raros casos com valores acima disso. No tocante ao  $\epsilon Nd(1,0)$ , 74% dos casos possuem  $\epsilon Nd$  positivo ou fracamente negativo (maiores que -3). Segundo os autores, uma crosta continental adelgada, com frações laterais oceânicas seria um quadro paleogeográfico viável tanto para acomodar as observações da geologia regional, como os dados de natureza isotópica.

Alguns autores, entretanto, defendem um modelo intracontinental para o terreno Alto Pajeú, com base, principalmente, na geoquímica dos ortogneisses Cariris Velhos.

Segundo Neves e Mariano (2001), os ortognaisses Cariris Velhos descritos por Santos (1995) na região de Floresta (PE), apesar de predominantemente peraluminosos, apresentam valores relativamente baixos de  $Al_2O_3$  e padrões normalizados para o ORG (*ocean ridge granites*) que mais se assemelham aos de granitos intraplaca do que de granitos sincollisionais. Em que pese a argumentação acima, deve-se considerar que os granitos intraplaca do banco de dados de Pearce, Harris e Tindle (1984), utilizados para esta comparação: **1.** caem nos campos dos quartzo sienitos, granitos *sensu stricto* e álcali-granitos e pertencem às suites alcalinas, nas quais as fases ferromagnesianas incluem desde anfíbólios sódicos  $\pm$  piroxênios sódicos a biotita  $\pm$  anfíbólios sódicos; **2.** variam de peraluminosos a peralcalinos; **3.** o subgrupo das séries cálcio-alcalinas contém anfíbólio e piroxênio cálcicos, algumas vezes associados a olivina e são metaluminosos. Os ortognaisses Cariris Velhos não apresentam nenhuma dessas características químico-mineralógicas, tornando, portanto, inválida a dedução apresentada pelos citados autores.

Já Guimarães e Brito Neves (2005), estudando os ortognaisses Cariris Velhos da parte ENE do TAP, constataram que são tipos com duas micas, granada, de composição monzo- à sienogranítica, localmente com bandas enriquecidas em quartzo e turmalina. De acordo com esses autores, essas características petrográficas são similares às dos granitos MPG (peraluminosos com muscovita) de Barbarin (1998), enquanto que os teores de elementos maiores e traços os tornam comparáveis aos dos granitos aluminosos tipo-A da Austrália (King et al., 1997). Nos diagramas discriminantes de ambiência tectônica, a maioria das amostras analisadas por esses autores caiu no campo dos granitos pós-orogênicos, sugerindo sua origem por fusão crustal (temperaturas calculadas de 782 a 883°C), em ambiente extensional. Apesar de reconhecerem que as características dos granitos pós-orogênicos são mais indicativas da fonte do que do ambiente tectônico, esses autores propõem que os ortognaisses Cariris Velhos teriam se formado há 1,0 Ga em ambiente anorogênico, sendo deformados, apenas, pela orogênese brasileira.

Recentes revisões sobre granitos de tipo-A (Frost et al., 2001; Bonin, 2007) chamam a atenção para a associação dos granitos tipo-A com suites do tipo AMCG, granitos rapakivi, magmatismo bimodal ou alcalino, as quais são ausentes nas rochas metavulcânicas e ortognaisses Cariris Velhos. Por outro lado, deve-se considerar que os granitos aluminosos de tipo-A da Austrália são caracterizados pelo alto conteúdo de Zr (~500 ppm nas suites Gabo Island e Danswell Creek, segundo Chappell, 2004). Os teores de Zr dos ortognaisses Cariris Velhos de Afogados da Ingazeira variam de 181 a, no máximo, 270 ppm, o mesmo ocorrendo com quase todas amostras estudadas por Santos

(1995), Kozuch (2003) e Sales (1997) (Tabela 3). Segundo King et al. (1997), o conceito de plutonismo anorogênico não é claro e não deveria ser usado para a caracterização dos granitos tipo-A da faixa Lachlan, até porque a evidência geocronológica sugere que os granitos dessa faixa foram colocados em qualquer época do evento tectono-magmático, encontrando-se adjacentes aos granitos tipo-I de mesma idade.

A ampla distribuição dos ortognaisses Cariris Velhos, ao longo de todo terreno Alto Pajeú (acima de 800 km de extensão) é mais coerente com um ambiente orogênico de colisão arco-continente. Esta conclusão é reforçada pela associação de retroeclogitos com metagranitos sincollisionais Cariris Velhos na região de Floresta (PE), a Suíte Serrote das Pedras Pretas, cujos padrões isotópicos Nd (TDM = 1,29 Ga e  $\epsilon Nd(1,0) = +4$ ) são compatíveis com a existência de um remanescente oceânico neste terreno (Beurten et al., 1992; Santos et al., 2008, 2010). Nesta região, o granodiorito Riacho do Icó, de idade ediacarana, possui apenas grãos de zircão herdado com 1,0 Ga, confirmando a contribuição de uma crosta toniana Cariris Velhos e a ausência de uma crosta paleoproterozoica na geração deste magma granítico (Santos et al., em preparação). A questão crucial, no entanto, é saber qual a idade da deformação tangencial/colisional  $D_2$ , considerada por alguns autores como de idade ediacarana. A descoberta nesta investigação de magmatismo extensional metaintermediário pós- $D_2$  (Suíte Minador), ainda não datado, representa uma peça chave para a fixação da idade geocronológica deste episódio tectono-metamórfico. Independente de datação, as relações de campo demonstram que este evento deformacional é anterior à época de colocação dos diques. Ou seja, a Suíte Minador deve estar relacionada ou a um evento extensional pré-brasiliano (por exemplo, associado ao magmatismo de arco do Complexo Irajá, de ca. 720 Ma) ou a uma fase extensional brasileira precoce.

## CORRELAÇÕES DE CARÁTER REGIONAL

Dados geocronológicos de áreas adjacentes ao terreno Alto Pajeú revelam que esse evento tectônico ocorreu entre 1,0 e 0,9 Ga, com um pico do evento colisional monitorado por granitoides sincontracionais de 960 Ma. De acordo com dados geotectônicos, o terreno Alto Pajeú (TAP) representa o mais importante remanescente do cinturão toniano que se formou precocemente na margem norte do cráton do São Francisco, ao sul do Lineamento Patos (Brito Neves, Fuck, Santos, 2009; Santos et al., 2010), aparecendo outros fragmentos desta idade nas faixas Riacho do Pontal (Angelim, 2001), Rio Capibaribe (Accioly et al., 2010) e Sergipana (Carvalho, 2005). No terreno Poço Redondo-Marancó da Faixa Sergipana, Carvalho (2005) obteve idades

U-Pb SHRIMP em zircão em rochas metaígneas desse domínio entre 979 e 952 Ma, sendo os parâmetros isotópicos Sm-Nd consistentes com mistura de fundidos juvenis Cariris Velhos com uma crosta continental paleoproterozoica, em ambiente de arco magmático. Por outro lado, a presença de grãos detríticos de zircão com idades entre 1100 e 980 Ma nas rochas metassedimentares do Grupo Macururé (Oliveira et al., 2005) sugere que o arco toniano Poço Redondo-Marancó já estava formado na época de sedimentação ediacarana da Faixa Sergipana.

Até o presente, não há equivalente do evento Cariris Velhos na Plataforma Sulamericana, uma vez que o Toniano deste continente é caracterizado por importante fase tectônica extensional, a qual foi acompanhada por alguns campos de enxame de diques ou intrusões máficas-ultramáficas (Campos Neto, 2000; Tupinambá et al., 2007; Cordani et al., 2010; Santos et al., 2010). No entanto, um caráter policíclico é sempre reconhecido, o qual estaria relacionado à docagem de terrenos paleo- a mesoproterozoicos às faixas brasileiras-panafricanas durante o intervalo ectasiano-ediacarano, isto é durante os processos de fusão e fissão do supercontinente Rodínia e fusão do supercontinente Gondwana. No Brasil, os exemplos mais significativos são os dos terrenos Central de Goiás e Apiaí-São Roque, respectivamente nas províncias Tocantins e Mantiqueira (Pimentel et al., 1997; Pimentel, Fuck, Botelho, 1999; Basei et al., 2000, 2010; Junges et al., 2008; Siga Jr. et al., 2009). Esses e outros autores descrevem uma evolução, com estágios nem sempre consensuais, envolvendo a colagem sucessiva de arcos magmáticos e terrenos entre 900 e 490 Ma (Campos Neto, 2000; Campos Neto et al., 2003; Heilbron et al., 2004; Fuck, Brito Neves, Schobbenhaus, 2008).

No lado africano, revisões realizadas no sistema orogênico panafricano (conhecido pela sigla PAOS) confirmam que muitos cinturões contornando os crátons do Congo, Kalahari, Tanzânia, Zimbábue e os blocos de Bangweulu e Choma-Kalomo são precedidos pela formação de faixas orogênicas pré-ediacaranas (Tack et al., 2001; Jacobs, Thomas, Weber, 1993; Kampunzu et al., 2000; Muhongo, Hauzenberger, Sommer, 2003; De Waele et al., 2003; Caby, 2003; Kokonyangi et al., 2004, 2006; De Wit et al., 2005). Também nas faixas africanas, a maioria dos eventos pré-ediacaranos é mais antiga que o evento Cariris Velhos, mas há um estágio terminal no qual as idades são similares. Os autores se dividem quanto ao ambiente tectônico dessas faixas ectasianas-tonianas. Tack et al. (2001), por exemplo, consideram o magmatismo de 1000 a 910 Ma dos grupos Zadiniano e Mayubiano do Baixo Congo como registro inicial do rifteamento do Rodínia, na margem oeste do Cráton do Congo. Já Goscombe, Armstrong e Barton (2000) consideram que algumas faixas panafri-

canas, tais como as faixas Moçambique e Zambezi, foram deformadas orogenicamente há 1,1 - 1,0 Ga, ao mesmo tempo em que o arco Lufiliano e as faixas Kaoko e Damara sofriam processos de rifteamento. Segundo Hoal (1993), no caso da Sequência Sinclair, do sul da Namíbia, a componente oblíqua e o baixo ângulo da subducção, desenvolvida entre 1,3 e 0,9 Ga, resultou no desenvolvimento de tectônica tanto compressional, quanto extensional nesta margem continental ativa da África do Sul. Segundo Pinna et al. (1993) e Manhica et al. (2001) a faixa Moçambique foi acrescida ao cráton Kalahari há 1100 Ma, envolvendo um ambiente de margem convergente, típico de arcos de ilhas. O subsequente fechamento deste oceano é correlacionável à assembleia panafricana do Gondwana leste e oeste, que retrabalhou grande parte da trama anterior.

## CONCLUSÕES

Os dados petrogenéticos e tectônicos obtidos em rochas metassupracrustais São Caetano e granitoides Cariris Velhos na região de Afogados da Ingazeira sugerem evolução policíclica para o terreno Alto Pajeú (TAP). Duas descobertas importantes emergem do presente estudo. A primeira refere-se aos padrões geoquímicos das sequências metassedimentares tonianas, as quais são compatíveis com os de sedimentos depositados em ambiente de arco magmático, conclusão similar àquela obtida por vários autores ao analisarem as rochas metavulcânicas e intrusivas graníticas deste terreno. A segunda relaciona-se com a descoberta de uma suite de diques metadioríticos pós-deformação tangencial, aqui denominada de Suite Minador, que testemunha a existência de uma tectônica extensional pré-transcorrência. Como a tectônica transcorrente é de idade ediacarana / brasileira, conclui-se que as idades U-Pb em zircão obtidas nos granitoides e rochas metassupracrustais do terreno Alto Pajeú correspondem a um evento tangencial/colisional pré-Brasiliano.

Por outro lado, a comparação da Província Borborema Transversal e Meridional com outros cinturões neoproterozoicos no contexto do supercontinente Gondwana confirmam que, à semelhança dos terrenos Cariris Velhos e Brasileiros da Província Borborema, alguns terrenos mesoproterozoicos e tonianos acoplados às faixas ediacaranas possuíam também um caráter de margem continental ativa, antes de serem retrabalhados pelas orogêneses Brasileira e Panafricana.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), esta última pelo apoio financeiro ao Projeto "Supercontinentes



na América do Sul: fusão e fissão”. Com relação ao texto original deste artigo, os autores desejam expressar os sinceros agradecimentos aos revisores Dr. Reinhardt Adolfo Fuck e Dr. Peter Christian Hackspacher, pelas críticas e sugestões apresentadas, as quais melhoraram substancialmente o seu conteúdo.

## REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, A. C. de A.; SANTOS, C. A. dos; SANTOS, E. J. dos; BRITO NEVES, B. B. de; RODRIGUES, J. B.; MCREATH, I. Geochronology and geochemistry of the meta-volcanic rocks from Riacho do Tigre complex, Borborema province - northeastern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010, Brasília. *Proceedings..* Brasília, 2010. p. 13-16.
- ANGELIM, L. A. A. (Org.). Folha Aracaju-NW, Texto Explicativo. Brasília: CPRM, 2001, 1 mapa, color. Escala 1:500.000. 1 CD-ROM.
- BARBARIN, B. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, v. 46, p. 605 - 626, 1998.
- BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M.; PRECIOZI, F. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A. *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 2000. p. 311 - 334.
- BASEI, M. A. S.; BRITO NEVES, B. B.; SIGA Jr, O.; BABINSKI, M.; PIMENTEL, M.M.; TASSINARI, C. C. G.; BEZERRA, M. H. H.; NUTMAN, A.; CORDANI, U. G. Contribution of SHRIMP U-Pb geochronology to unraveling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, v. 183, n. 1, p. 112-144, 2010.
- BEURLIN, H.; SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; BRITO, S. B. Proterozoic C-type eclogites unusual Ti - Fe ± Cr ± Cu mineralization in northeastern Brazil. *Precambrian Research*, v. 58, p. 195-214, 1992.
- BHATIA, M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, v. 91, p. 611-627, 1983.
- BONIN, B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, v. 97, p. 1-29, 2007.
- BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; SANTOS, E. J. Evolução crustal neoproterozoica da América do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 23/ SIMPÓSIO DE ROCHAS ORNAMENTAIS DO NORDESTE, 7/ SIMPÓSIO MICHEL HENRI ARTHAUD 2009, Fortaleza. *Atas...* Fortaleza: SBG, 2009. Em CD-ROM.
- BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*, v. 3, p. 25-38, 2003.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Org.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 2000. p.151-182.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Rastreamento do embasamento paleoproterozoico de “orogenic belts” do Neoproterozoico usando método Sm/Nd - Zona Transversal, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO GEOQUÍMICO DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 10., 2010, Porto. *Memórias...* Porto, 2010, v. 14, p. 801 - 819.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J.; PETRONILHO, L. A Zona Tectônica Teixeira Terra Nova - ZTTTN - Fundamentos da geologia regional e isotópica. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 5, p. 57-80, 2005.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, perspectivas e implicações. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 279-296, 1995.
- CABY, R. Terrane assembly and geodynamic evolution of Central - Western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, v. 37, p. 133-159, 2003.
- CAMPOS NETO, M. C.; BITTAR, S. M. B.; BRITO NEVES, B. B. Domínio tectônico Rio Pajeú - Província Borborema - orogêneses superpostas no ciclo Brasileiro/Panafricano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. *Anais...* Camboriú, SBG, 1994, v. 1, p. 221 - 222.
- CAMPOS NETO, M. C. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasileiro - Pan

- African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Org.). Tectonic evolution of South America, Rio de Janeiro, 2000. p. 335 - 365.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia, USP. Série Científica.*, v. 4, p. 13 - 40, 2003.
- CARVALHO, M. J. Evolução tectônica do domínio Marancó - Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE do Brasil. 2005. 202 f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 2005.
- CHAPPELL, B. C. Granites of the Lachlan Fold Belt. In: THE ISHIHARA SYMPOSIUM: GRANITES AND ASSOCIATED METALLOGENESIS, Geosciences Australia 39, 2004, em CD-ROM
- CORDANI, U. G.; FRAGA, L. M.; REIS, N.; TASSINARI, C. C. G.; BRITO NEVES, B. B. On the origin and tectonic significance of the intra - plate events of Grenvillian - type age in South America: a discussion. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 143-159, 2010.
- DE WAELE, B.; WINGATE, M. T. D.; FITZSIMONS, I. C. W.; MAPANI, B. S. E. Untying the Kibaran knot: a reassessment of Mesoproterozoic correlations in southern Africa based on SHRIMP U - Pb data from the Irumide belt. *Geology*, v. 31, n. 6, p. 509-512, 2003.
- DE WIT, M. J.; BOWRING, S.; DUDAS, F.; TAGNE-KAMGA, G. Saharan Africa and the tectonic assembly of the northern margin of Gondwana. In: Gondwana Geological and Biological Heritage, 12., 2005, Mendonza. *Abstracts...* Mendonza: Academia Nacional de Ciências, 2005. p. 135.
- FERREIRA, C. A.; SANTOS, E. J. (Org.). Folha Jaguaribe SE, SB.24 - Z, estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Texto Explicativo, Brasília: CPRM, 2000, 2 mapas, color. Escala 1:500.000.
- FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal. Petrology*, v. 42, p. 2033 - 2048, 2001.
- FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, v. 160, n. 1-2, p. 108-126, 2008.
- GOMES, H. A. (Org.). Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco, Texto Explicativo. Brasília, CPRM, 2001, 1 mapa, color. 1 CD - ROM.
- GOSCOMBE, B. D.; ARMSTRONG, R.; BARTON, J. M. Geology of the Chewore Inliers: constraining the Mesoproterozoic to Palaeozoic evolution of the Zambezi Belt. *Journal of African Earth Science*, v. 30, p. 589-627, 2000.
- GROMET, L. P.; DYMEK, R. F.; HASKIN; L. A.; KOROTEV, R. L. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica e Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 2649 - 2482, 1984.
- GUIMARÃES, I. P.; BRITO NEVES, B. B. Geoquímica e significado tectônico do plutonismo eo - neoproterozoico no limite norte do Domínio Estrutural Central da Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21., 2005, Recife. *Resumos Expandidos...* Recife, 2005. Bol. 1, p. 68 - 70.
- GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; MELO, S. C.; MACAMBIRA, M. B. Petrogenesis of A - type granitoids from the Pajeú - Paraíba belt, Borborema Province, NE Brazil: constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research*, v. 8, p. 347-362, 2005.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Org.). *Geologia do Continente Sul - Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo: Beca, 2004. p. 203 - 234.
- HOAL, B. G. The proterozoic Sinclair sequence in Southern Namibia: intracratonic rift or active continental margin setting? *Precambrian Research*, v. 63, n. 1-2, p. 143-162, 1993.
- JACOBS, J.; THOMAS, R. J.; WEBER, K. Accretion and indentation tectonics at the southern edge of the Kaapvaal craton during the Kibaran (Grenville) orogeny. *Geology*, v. 21, p. 203-206, 1993.

- JARDIM DE SÁ, E. F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira / Pan - Africana. 1994, 803 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 1994.
- JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M. M.; DANTAS, E. L., LAUX, J. H. New ID - Tims U - Pb ages in the western portion of the Mara Rosa arc: two hundred million years of arc building. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2008, Bariloche. p. *Short Papers...* Bariloche, 2008. p. 198 - 201.
- KAMPUNZU, A. B.; ARMSTRONG, R. A.; MODISI, M. P.; MAPEO, R. B. M. Ion microprobe U-Pb ages on detrital zircon grains from the Ghanzi Group: implications for the identification of a Kibaran - age crust in Northwest Botswana. *Journal of African Earth Sciences*, v. 30, n. 3, p. 579-587, 2000.
- KING, P. L.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W.; ALLEN, C. M. Characterization and origin of aluminous A - type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia, *Journal of Petrology*, v. 38, n. 3, p. 371 - 391, 1997.
- KOKONYANGI, J.; ARMSTRONG, R. A.; KAMPUZU, A. B.; YOSHIDA, M.; OKUDAIRA, T. U-Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt. *Precambrian Research*, v. 132, n. 1-2, p. 79-106, 2004.
- KOKONYANGI, J. W.; KAMPUNZU, A. B.; ARMSTRONG, R.; YOSHIDA, M.; KUDAIRA, T.; ARIMA, M.; NGULUBE, D. A. The Mesoproterozoic Kibaride belt (Katanga, SE D. R. Congo). *Journal of African Earth Sciences*, v. 46, n. 1-2, p. 1-35, 2006.
- KOZUCH, M. Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. 2003. 199 f. Thesis (PhD) - Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, 2003.
- LAGES, G. A.; MARINHO, M. S.; RODRIGUES, J. B.; MEDEIROS, V. C.; RODRIGUES, S. W. O.; SILVA, J. F. V. Sm-Nd isotopic patterns and new paleoproterozoic nuclei basement on boundary between alto Pajeú and Alto Moxotó domains, Borborema Province, NE - Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7., 2010. *Proceedings...* Brasília, 2010. p. 20 - 23.
- MANHICA, A. D. S. T.; GRANTHAN, G. H.; ARMSTRONG, R. A.; GUISE, P. G.; KRUGER, F. J. Polyphase deformation and metamorphism at the Kalahari craton - Mozambique Belt boundary. *Geological Society, London, Special Publication*, v. 184, p. 303 - 322, 2001.
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of the granitoids. *Geological Society of America Bulletin.*, v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.
- MARIANO, G.; NEVES, S. P.; SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P. Diorites of the high - K calc - alkalic association: geochemistry and Sm - Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *International Geology Review*, v. 43, n.10, p. 921 - 929, 2001.
- MEDEIROS, V. C. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó - Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. 2004. 199 f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.
- MUHONGO, S.; HAUZENBERGER, C.; SOMMER, H. Vestiges of the Mesoproterozoic Events in the Neoproterozoic Mozambique Belt: the East African Perspective in the Rodinia Puzzle. *Gondwana Research*, v. 6, n. 3, p. 409-416, 2003.
- NEVES, S. P.; MARIANO, G. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? *Estudos Geológicos*, v. 11, p. 26-36, 2001.
- OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; NASCIMENTO, R. S.; MCNAUGHTON, N. Evolution of the Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: detrital zircon geochronology and Sm - Nd isotopes on metasedimentary rocks unravel part of the story. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005. Salvador. *Short papers...* Salvador: SBG, 2005, v. 1, p. 166-169.
- OLIVEIRA, R. G. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)*. 2008. 411 f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal Rio Grande Norte, Natal, 2008.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.

- PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, p. 299-310, 1997.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt: a review. *Lithos*, v. 46, p. 463 - 483, 1999.
- PINNA, P.; JOURDE, G.; CALVEZ, J. Y.; MROZ, J. P.; MARQUES, J. M. The Mozambique belt in northern Mozambique: neoproterozoic (1100 - 850 Ma) crustal growth and tectogenesis, and superimposed Pan - African (800 - 550 Ma) tectonism. *Precambrian Research*, v. 62, p. 1-59, 1993.
- ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Determination of tectonic setting of sandstone - mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, v. 94, p. 635 - 650, 1986.
- ROSER, B. P.; KORSCH, R. J. Provenance signatures of sandstones - mudstones suites determined using discriminant function analysis of major - element data. *Chemical Geology*, v. 67, p. 119-139, 1988.
- SALES, A. O. Caracterização petrográfica, metamórfica e geoquímica das rochas proterozoicas da faixa Pajeú - Paraíba (região de Afogados da Ingazeira/PE). 1997. 166 f. Dissertação (Mestrado) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1977.
- SANTOS, E. J. Síntese da geologia precambriana da folha Arcoverde. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 225 - 245.
- SANTOS, E. J. *O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema*. 1995. 220 f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1996, v. 6, p. 47-50.
- SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 73-84, 1999.
- SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B. Deformação, trajetórias metamórficas e justaposição de terrenos na subprovíncia Transversal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 41., 2001, Natal. *Atas...* Natal: SBG, 2001, v. 17, p. 300 - 301.
- SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L. Suíte Serrote das Pedras Pretas: a possível crosta oceânica Cariris Velhos na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2001, Curitiba. *Anais...* Curitiba: SBG, 2008, p. 39.
- SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B. B. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 29, p. 61 - 76, 2010.
- SATO, K.; CURY, L. F.; MCREATH, I. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná - Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, v. 15, n. 2, p. 197-208, 2009.
- STREICKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review*, v. 12, p. 1-33, 1976.
- TACK, L.; WINGATE, M. T. D.; LIÉGEOIS, J. P.; FERNANDEZ-ALONSO, M.; DEBLOND, A. Early Neoproterozoic magmatism (1000 - 910 Ma) of the Zadinnian and Mayumbian Groups (Bas - Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, v. 110, n. 1-4, p. 277-306, 2001.
- THIÉBLEMONT, D.; TÉGYEY, M. Une discrimination géochimique des roches différenciées. Témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calc-alcalins. *Comptes Rendus Academie Sciences de Paris II*, v. 319, p. 87-94, 1994.
- TOTEU, F.; VAN SCHMUS, W. R.; PENAYE, J.; MICHARD, A. New U - Pb and Sm - Nd data from north - central Cameroon and its bearing on the pre - Pan African history of Central Africa. *Precambrian Research*, v. 108, p. 45-73, 2001.
- TUPINAMBÁ, M.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; RAGATKY, D. Meso - Neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Craton and its surrounding South American and African metamorphic belts: a compilation of U - Pb ages. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, p. 87-91, 2007.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borboreme province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *Geological Society of London. Special Publication*, v. 294, p. 69 - 99, 2008.

VEIGA JR., J. R.; FERREIRA, C. A. Folha SB.24 - Z - C - VI - Afogados da Ingazeira. Carta Geológica e Metalogenética Previsional. Texto Explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 121 p. Escala 1:100.000.