

Vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão

Paleoproterozoic felsic volcanism of Iricoumé group, Erepecuru-Trombetas domain, Amazonian central province: Field and petrographic characterization and Pb-Pb zircon geochronology

Carla Joana Santos Barreto^{1,2}, Jean Michel Lafon², Lúcia Travassos da Rosa Costa³,
Evandro Fernandes de Lima⁴

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Rua Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (carlabarreto.geo@hotmail.com)

²Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Belém, PA, BR (lafonjm@ufpa.br)

³Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém, PA, BR (lucia.costa@cprm.gov.br)

⁴Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, BR (evandro.lima@ufrgs.br)

Recebido em 12 de março de 2012; aceito em 24 de outubro de 2012

Resumo

O Grupo Iricoumé compreende rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas, com texturas e estruturas bastante preservadas, que pertence a um extenso evento vulcano-plutônico que marcou a região central do Cráton Amazônico durante o Orosiriano. Tais rochas estão expostas no noroeste do estado do Pará, na porção meridional do sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, sul do Escudo das Guianas. Estudos petrográficos permitiram distinguir um vulcanismo explosivo, predominante e representado por rochas piroclásticas (ignimbritos, reoignimbritos, tufo coignimbrito de queda e lápili-tufo relacionado a *surge*), e um efusivo, subordinado, representado por fluxos de lavas coerentes e rochas hipabissais (andesitos, lamprófiro espessartíticos e latitos). A maioria das rochas piroclásticas exibe feições diagnósticas da deposição dos piroclastos sob altas temperaturas, sugerindo que as rochas vulcânicas estão provavelmente relacionadas a ambientes de geração de caldeiras. As idades Pb-Pb de $1888 \pm 2,5$ e 1889 ± 2 Ma obtidas em zircão de ignimbritos traquidácíticos confirmam que a maioria das rochas estudadas pertence ao Grupo Iricoumé. Por outro lado, a idade Pb-Pb de 1992 ± 3 Ma obtida em zircão de um andesito evidencia um episódio vulcânico efusivo orosiriano mais antigo, já reconhecido, localmente, mais a sul, no Domínio Tapajós. Os dados obtidos demonstram a ampla extensão do vulcanismo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas na porção central do Cráton Amazônico, e constituem argumentos favoráveis para associar esse episódio vulcânico e rochas magmáticas correlatas a uma *silicic large igneous province* (SLIP), como já vem sendo descrito por alguns autores.

Palavras-chave: Orosiriano; Cráton Amazônico; Grupo Iricoumé; Domínio Erepecuru-Trombetas; Rochas vulcânicas.

Abstract

The Iricoumé group consists of very well preserved pyroclastic and effusive volcanic rocks as a part of an extensive volcano-plutonic event, which marked the central part of the Amazonian craton during the Orosirian. Such rocks occur in the southern part of the southwestern of Erepecuru-Trombetas Domain (NW of the Pará state), south of the Guyana Shield. Petrographic study allows distinction of two volcanic types. A dominant explosive volcanism is characterized by pyroclastic rocks (ignimbrites, rheoignimbrites, lapilli-tuff related to surge deposit, and co-ignimbrite fall tuff) while a subordinated effusive volcanism is represented by coherent lavas flows and hypabissal rocks (andesites, lamprophyres and latites). Most of the pyroclastic rocks exhibit features of deposition under high temperature suggesting formation in a caldera-related environment. Pb-Pb zircon ages of 1888 ± 2.5 and 1889 ± 2 Ma have been obtained for the formation of trachydacitic ignimbrites and confirm that the dominant volcanism is part of the Iricoumé group. The Pb-Pb zircon age of 1992 ± 3 Ma

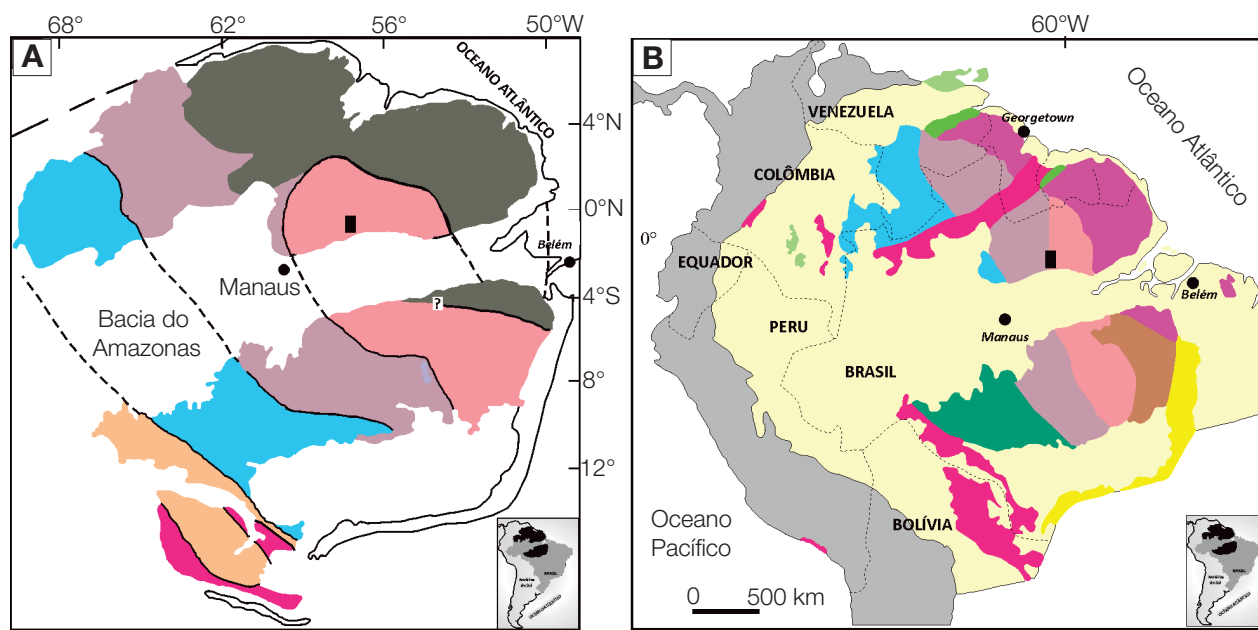
yielded by an andesite points to the occurrence in the area of an older Orosirian magmatic episode, which has been previously recognized locally southward in the Tapajós domain. These new results constitute a further evidence of the wide extent of the Iricoumé group and correlated volcanic rocks in the central part of the Amazonian craton, and reinforce the assumption that this volcanic episode and correlated magmatism may be considered as a silicic large igneous province (SLIP), as previously proposed by some authors.

Keywords: Orosirian; Amazonian Craton; Iricoumé Group; Erepecuru-Trombetas Domain; Volcanic rocks.

INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico tem sido subdividido em diversas províncias tectono-geocronológicas (Figura 1) de acordo com as propostas de Tassinari e Macambira (1999,

2004), e Santos et al. (2000, 2006). Nessas províncias, foram estabelecidas compartimentações tectônicas que levaram à individualização de diversos domínios tectono-estratigráficos (Reis et al., 2003, 2006; Vasquez e Rosa-Costa, 2008) (Figura 2). Baseado nas propostas



Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico

- | | |
|---|---|
| Amazônia Central (> 2,6 Ga) | Carajás (3,0 – 2,5 Ga) |
| Maroni-Itacaiúnas (2,25 – 2,05 Ga) | Amazônia Central (supostamente Arqueana) |
| Ventuari-Tapajós (1,98 – 1,81 Ga) | Transamazonas (2,26 – 2,01 Ga) |
| Rio Negro-Juruena (1,78 – 1,55 Ga) | (Imataca e Bakhuis) |
| Rondoniana-San Ignácio (1,55 – 1,30 Ga) | Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga) |
| Sunsás (1,28 – 0,95 Ga) | Rio Negro (1,82 – 1,52 Ga) |
| ■ Área de estudo | Rondônia-Juruena (1,82 – 1,54 Ga) |
| | Sunsás e K'Mudku (1,45 – 1,10 Ga) |
| | Faixa orogênica Andes |
| | Faixa orogênica Araguaia |
| | Cobertura sedimentar fanerozoica e proterozoica |

Figura 1. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, de acordo com as propostas de (A) Tassinari e Macambira (2004), cujas idades das províncias geocronológicas foram atualizadas de acordo com Cordani et al. (2009) e (B) Santos et al. (2006), incluindo a localização da área de estudo.

desses autores, o Domínio Erepecuru-Trombetas, no Escudo das Guianas, constitui a porção setentrional da Província Amazônia Central (Figura 1), ao norte da bacia do Amazonas, a qual é considerada supostamente arqueana nos modelos de Santos et al. (2000, 2006) e de Tassinari e Macambira (2004). Na porção oeste desse domínio, aflora uma extensa associação vulcano-plutônica, cujas unidades vulcânicas têm sido atribuídas ao Grupo Iricoumé, com base na continuidade física do terreno, com as rochas vulcânicas que afloram a oeste em extensas áreas no Domínio Uatumã-Anauá (Reis et al., 2006; Vasquez e Rosa-Costa, 2008), na Província Ventuari-Tapajós/ Tapajós-Parima.

No Domínio Erepecuru-Trombetas as condições de acesso são limitadas pela vasta cobertura vegetal e ausência de estradas e/ou rodovias, o que praticamente inviabilizou, ao longo de décadas, os estudos geológicos sistemáticos nessa região. Assim, a ausência de estudo de detalhe nessa área, dificulta as tentativas de correlação do vulcanismo Iricoumé com as demais regiões em que ocorre. Como área de estudo, foi selecionada a porção sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, por sua vez situado no noroeste do estado do Pará, ao qual se teve acesso pelo rio Trombetas, a partir da localidade de Porto Trombetas. A área é limitada a sul pela cobertura paleozoica da bacia do Amazonas e, a norte, por unidades metamórficas

indiscriminadas. O Grupo Iricoumé é a unidade predominante e exibe rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas com texturas e estruturas muito bem preservadas.

Este trabalho teve por objetivo o reconhecimento e descrição dos estilos de erupções e mecanismos de transporte das rochas vulcânicas por meio da caracterização petrográfica, bem como determinar a idade do vulcanismo predominante na região estudada com utilização da geocronologia Pb-Pb em zircão. Finalmente, busca consolidar as relações cronoestratigráficas entre esse vulcanismo e as demais unidades vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé de outros domínios da porção central do Cráton Amazônico.

O VULCANISMO IRICOUMÉ E MAGMATISMO ASSOCIADO

Rochas vulcânicas félsicas foram inicialmente descritas ao longo do rio Uatumã por Oliveira et al. (1975), cabendo a denominação de Grupo Iricoumé a Veiga Júnior et al. (1979) para reunir rochas vulcânicas, *lato sensu*, envolvendo lavas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas de composição variada. Desde então, esse magmatismo tem sido investigado em diversos domínios da porção central do Cráton Amazônico (Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Reis et al., 2000, 2006;

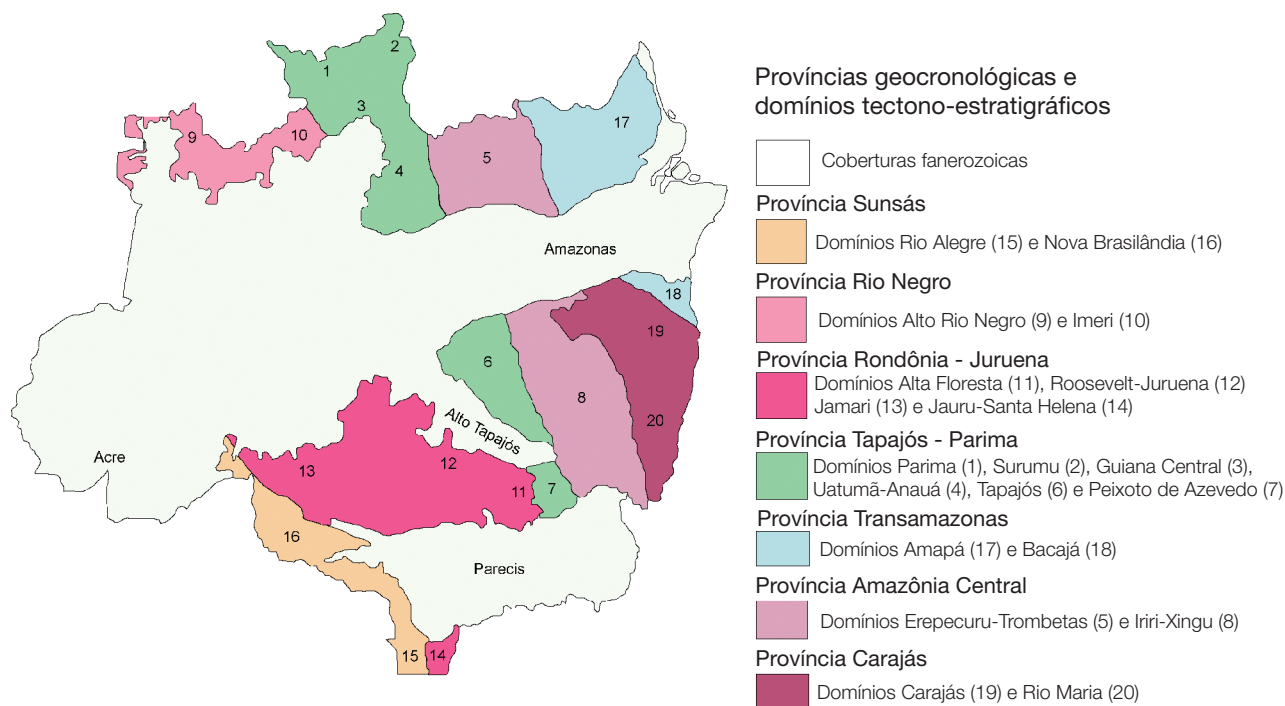


Figura 2. Províncias geocronológicas compartimentadas em domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico (Reis et al., 2006).

Klein e Vasquez, 2000; Lamarão et al., 2002; Lamarão, Dall'Agnol, Pimentel, 2005; Almeida, 2006; Fernandes, Lamarão, Teixeira, 2006; Ferron et al., 2006, 2010; Fernandes et al., 2011; Pierosan et al., 2011a, 2011b; Valério, Souza, Macambira, 2009; Valério, 2011). Ao sul da bacia do Amazonas, na região de São Félix do Xingu (Domínio Iriri-Xingu) e no Domínio Tapajós, rochas vulcânicas cronocorrelatas foram reunidas no Grupo Iriri (Silva et al., 1974; Andrade et al., 1978; Klein e Vasquez, 2000; Fernandes, Lamarão, Teixeira, 2006; Fernandes et al., 2011).

Rochas plutônicas associadas às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé foram agrupadas na Suíte Intrusiva Mapuera de afinidade tipo-A (Melo et al., 1978; Veiga Júnior et al., 1979), e na Suíte Intrusiva Água Branca de afinidade calcioalcalina alto-K, tipo-I (Araújo Neto e Moreira, 1976; Veiga Júnior et al., 1979; Oliveira et al., 1996), ambas nos domínios Uatumã-Anauá e Erepecuru-Trombetas. Além disso, rochas plutônicas correlatas no Domínio Iriri-Xingu foram agrupadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Macambira e Vale, 1997). No Domínio Tapajós, as rochas plutônicas félsicas incluem suítes plutônicas calcioalcalinas pós-orogênicas, como as Suítes Intrusivas Tropas e Parauari (pós-orogênese Cuiú-Cuiú) e suítes plutônicas alcalinas intracontinentais, representadas principalmente pela Suíte Intrusiva Maloquinha (Lamarão et al., 2002; Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

O magmatismo Uatumã

O vulcanismo Iricoumé tem sido incluído no magmatismo Uatumã, denominação utilizada para retratar a sucessão de eventos magmáticos orosirianos de grande escala que marcou a porção central do Cráton Amazônico, tanto no Escudo das Guianas quanto no Escudo Brasil Central, o qual produziu principalmente rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composições félsicas a intermediárias, intrusões graníticas e, subordinadamente, corpos plutônicos máficos (Jorge João, Santos, Faraco, 1984). Albuquerque (1922) foi o primeiro a descrever no rio Uatumã, a presença de rochas vulcânicas, as quais foram agrupadas em seguida como série Uatumã por Oliveira e Leonardos (1943). Entretanto, a definição de sequência vulcano-plutônica de composição ácida a intermediária com intercalações locais de litotipos sedimentares, só viria na década de 1970 com os estudos de Montalvão et al. (1975). Pessoa et al. (1977) denominaram de Grupo Uatumã somente as rochas vulcânicas piroclásticas e as rochas intrusivas, excluindo a cobertura sedimentar. Posteriormente, Melo et al. (1978) elevaram a unidade à categoria de Supergrupo Uatumã.

Ainda existem controvérsias acerca do significado da denominação Supergrupo Uatumã. No entanto, à medida que novos conceitos geotectônicos foram adotados, suportados por dados geocronológicos, a concepção original de

Supergrupo Uatumã vem sendo modificada, indicando que eventos com diferentes associações magmáticas, idades e assinaturas geoquímicas estavam sendo erroneamente incluídos nesse supergrupo. Dessa forma, vários pesquisadores têm alertado para a necessidade de uma redefinição dessa denominação (Dall'Agnol et al., 1987; Dall'Agnol, Lafon, Macambira, 1994; Dall'Agnol, Silva, Scheller, 1999; Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Reis et al., 2000, 2006; Santos et al., 2000; Lamarão et al., 2002; Macambira, Almeida, Santos, 2002; Lamarão, Dall'Agnol, Pimentel, 2005). Atualmente, a maioria dos autores reserva a designação de magmatismo Uatumã ao evento vulcano-plutônico orosiriano com idade em torno de 1,89 – 1,88 Ga, que gerou o vulcanismo Iricoumé e granitoides associados, e às unidades correlatas a sul da bacia do Amazonas, nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu (Vasquez et al., 1999; Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Reis et al., 2006; Ferron et al., 2006, 2010; Juliani e Fernandes, 2010; Pierosan et al., 2011a, 2011b), apesar de alguns autores ainda se referirem ao Supergrupo Uatumã para descrever os episódios magmáticos orosirianos no intervalo 2,0 – 1,88 Ga (Brito Neves, 2011; Fernandes et al., 2011; Juliani et al., 2011).

Dados geocronológicos disponíveis

Nas regiões de Pitinga e de Presidente Figueiredo, no Domínio Uatumã-Anauá, o Grupo Iricoumé compreende rochas efusivas, hipabissais e piroclásticas de composições ácidas e intermediárias, com idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão de 1,89 – 1,88 Ga (Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Santos et al., 2004; Ferron et al., 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009). Uma idade similar Pb-Pb em zircão de 1,89 Ga foi obtida no sudeste do estado de Roraima (Macambira, Almeida, Santos, 2002). Na região de São Félix do Xingu, no Domínio Iriri-Xingu, rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas forneceram idades de 1,88 Ga (Pinho et al., 2006; Fernandes et al., 2011), enquanto que na Província Aurífera Tapajós, Domínio Tapajós, foram obtidas idades entre 1,89 e 1,87 Ga para a Formação Moraes Almeida e outras rochas do Grupo Iriri (Dall'Agnol, Silva, Scheller, 1999; Moura, Gorayeb, Matsuda, 1999; Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2001; Lamarão et al., 2002). Idades mais antigas, em torno de 2,0 Ga, foram obtidas, localmente, para a Formação Vila Riozinho, sendo que estas últimas foram interpretadas como relacionadas a outro evento magmático mais antigo (Lamarão et al., 2002), e incluídas na orogênese Cuiú-Cuiú (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Os granitos da Suíte Mapuera são contemporâneos às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, que é evidenciado pelas idades Pb-Pb entre 1,90 e 1,87 Ga, obtidas no Domínio Uatumã-Anauá, (Santos, 2003; Ferron et al., 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009). No Domínio Iriri-Xingu, os diversos maciços plutônicos da Suíte Intrusiva Velho

Guilherme possuem idades entre 1,89 e 1,86 Ga (Teixeira et al., 2002; Pinho et al., 2006), enquanto que no Domínio Tapajós, as suítes intrusivas Tropas, Parauari e Maloquinha apresentam idades entre 1,91 e 1,87 Ga (Brito et al., 1999; Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2000, 2001, 2004; Klein e Vasquez, 2000; Lamarão et al., 2002).

Idades modelo T_{DM} entre 2,44 e 2,00 Ga, foram obtidas em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e plutônicas associadas das suítes Mapuera e Água Branca, do Domínio Uatumã-Anauá (Almeida, 2006; Marques et al., 2007; Valério, 2011), revelando fontes essencialmente

paleoproterozoicas para esse magmatismo. Idades modelo T_{DM} comparáveis, entre 2,49 e 2,28 Ga foram obtidas para rochas vulcânicas e plutônicas no Domínio Tapajós e apontam para as mesmas conclusões (Lamarão, Dall'Agnol, Pimentel, 2005). No Domínio Iriri-Xingu, as rochas vulcânicas e granitos tipo-A associados mostram idades modelo T_{DM} entre 3,12 e 2,49 Ga, indicando uma forte participação de crosta arqueana na gênese dessas rochas, compatível com a proximidade da província arqueana de Carajás (Fernandes et al., 2011). Na Tabela 1 é apresentada uma compilação dos dados geocronológicos existentes para as

Tabela 1. Compilação de dados geocronológicos existentes para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas nas províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós.

Área de ocorrência	Unidade estratigráfica	Litologia	Idade	Método	Referência
Região de Roraima (DUA)	Grupo Iricoumé	dacito pórfiro	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Macambira, Almeida, Santos (2002)
		dacito pórfiro	2,21 Ga	T_{DM} (Sm-Nd rt)	Almeida (2006)
Região de Pitinga (DUA)	Grupo Iricoumé	riolito	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		riodacito	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		riolito	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		ignimbrito	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb - zr	Costi, Dall'Agnol, Moura (2000)
		riolito	2,19 Ga	T_{DM} (Sm-Nd rt)	Costi, Dall'Agnol, Moura (2000)
Região de Presidente Figueiredo (DUA)	Grupo Iricoumé	riolito pórfiro	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Valério, Souza, Macambira (2009)
Região NW do Pará (DET)	Grupo Iricoumé	andesitos/riolitos	2,44 – 2,13 Ga	T_{DM} (Sm-Nd rt)	Marques et al. (2007)
		tufo	1835 ± 35 Ma	isócrona Rb-Sr - rt	Oliveira et al. (1975)
		tufo	1870 ± 58 Ma	isócrona Rb-Sr - rt	Chaves et al. (1977)
Região de Tapajós (DTJ)	Formação Moraes Almeida	ignimbrito	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		traquito	1881 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		riolito	1890 ± 6 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		traquitos/ignimbritos	2,49 – 2,28 Ga	T_{DM} (Sm-Nd rt)	Lamarão et al. (2005)
		Tufo Iriri	tufo	1870 ± 8 Ma	U-Pb SHRIMP
Região de São Félix do Xingu (DIX)	Formação Sobreiro	dacito porfirítico	1880 ± 6 Ma	U-Pb - zr	Pinho et al. (2006)
		andesito	3,11 – 2,49 Ga	T_{DM} (Sm-Nd rt)	Fernandes et al. (2011)
	Formação Santa Rosa	riolito	1879 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes et al. (2011)
		tufo de cinzas	1884 ± 1,7 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes et al. (2011)
		riolitos	2,56 – 3,12 Ga	T_{DM} (Sm-Nd rt)	Fernandes et al. (2011)

zr: zircão; rt: rocha total; DET: Domínio Erepecuru-Trombetas; DUA: Domínio Uatumã-Anauá; DTJ: Domínio Tapajós; DIX: Domínio Iriri-Xingu.

rochas vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé expostas na porção central do Cráton Amazônico.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Domínio Erepecuru-Trombetas (DET) é constituído por unidades do embasamento de idades arqueana e/ou paleoproterozoica, as quais compreendem um complexo gnaissico migmatítico (Complexo Indiferenciado) e sequências vulcanossedimentares; por unidades magmáticas paleoproterozoicas incluindo as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e três suítes plutônicas distintas (Suítes Mapuera e Água Branca e Sienito Erepecuru), e por uma unidade sedimentar — Formação Urupi — (Veiga Júnior et al., 1979). Além disso, foram identificadas rochas máficas indiferenciadas, alguns corpos de diabásio (Quarenta Ilhas) e um corpo de nefelina-sienito. O Domínio Erepecuru-Trombetas foi dividido em subdomínios Leste e Oeste, caracterizados pela predominância das unidades do embasamento ou da associação vulcano-plutônica paleoproterozoica, respectivamente (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

A área de estudo (Figura 3) localiza-se na porção meridional do subdomínio Oeste. As unidades do embasamento (Complexo Indiferenciado) ocupam a porção mais a norte da área. Rochas vulcânicas explosivas e efusivas do Grupo Iricoumé e rochas sieno a monzograníticas da Suíte Intrusiva Mapuera são as unidades de maior representação geográfica. De forma mais restrita, ocorrem rochas máficas indiferenciadas e as rochas sedimentares a vulcanoclásticas da Formação Urupi. A área é limitada a sul por rochas clásticas e químicas de idades ordovicianas-carboníferas da Bacia do Amazonas.

As informações sobre o complexo gnaissico migmatítico são restritas e a cartografia é baseada na interpretação de produtos de sensores remotos e em informações geológicas de campo oriundas de mapeamentos anteriores (Oliveira et al., 1975; Araújo et al., 1976; Jorge João, Santos, Faraco, 1984). De acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008), essa unidade poderia representar o prolongamento para oeste dos domínios adjacentes: Bloco Arqueano Amapá e Domínio Paleoproterozoico Carecuru (Figura 2).

O Grupo Iricoumé foi descrito no Domínio Erepecuru-Trombetas com uma predominância composicional de riolitos a dacitos, com subordinados andesitos, latitos e traquitos, colocados como lavas e rochas piroclásticas (Oliveira et al., 1975; Jorge João, Santos, Faraco, 1984; Vasquez e Rosa-Costa, 2008), ambas com padrões texturais excepcionalmente bem preservados, se considerada a idade paleoproterozoica. A noroeste da região estudada, ao longo dos rios Mapuera e Cachorro, foram obtidas isócronas

Rb-Sr em rocha total de 1835 ± 35 Ma (Oliveira et al., 1975) e 1870 ± 58 Ma (Chaves et al., 1977), interpretadas como idades de cristalização destas rochas vulcânicas.

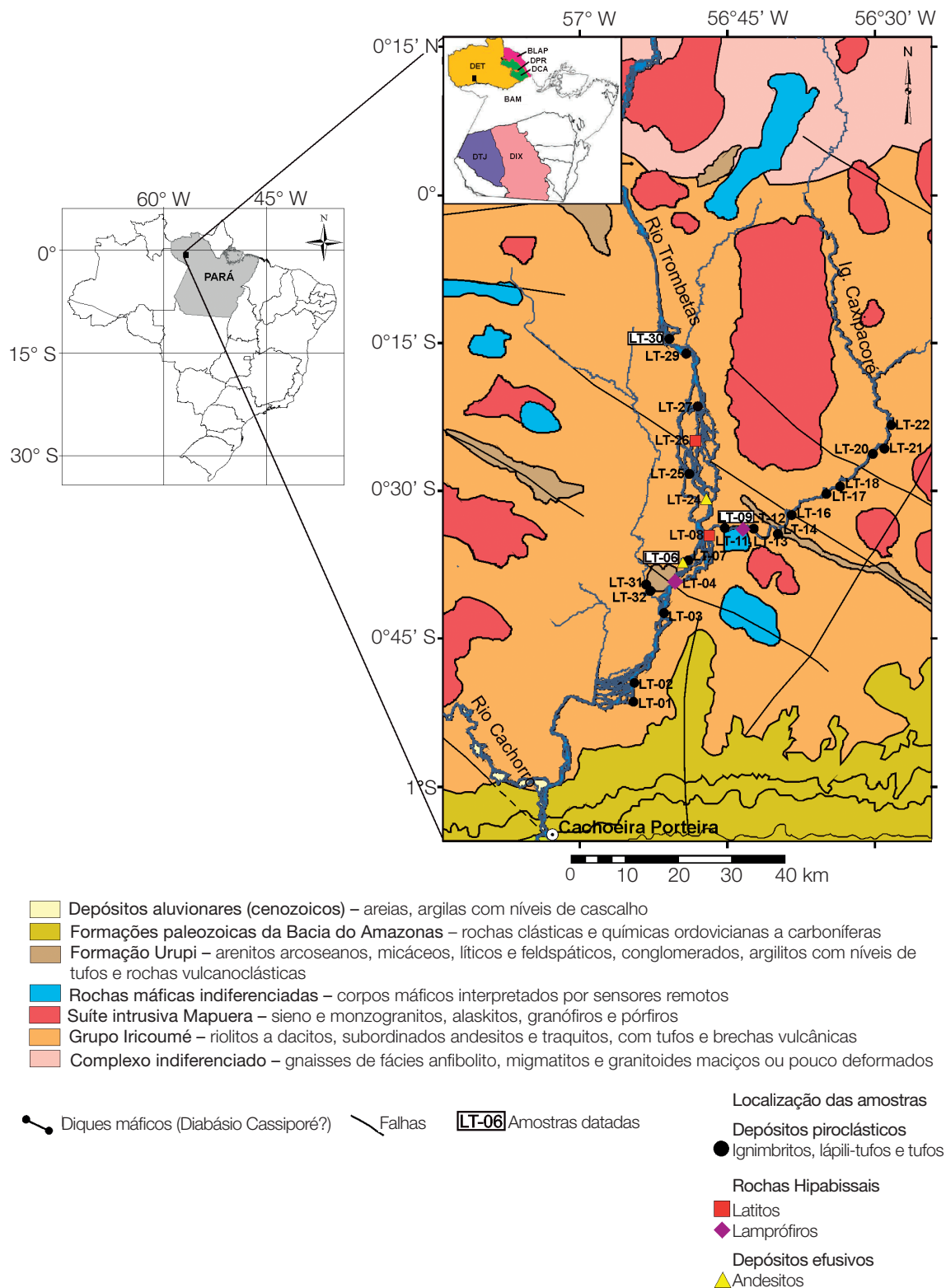
A Suíte Intrusiva Mapuera compreende corpos batolíticos e *stocks* monzograníticos a sienograníticos, e de feldspato alcalino granitos, que afloram por toda a área estudada, mantendo relações de intrusão com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). No DET, os únicos dados geocronológicos foram obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total, indicando as respectivas idades de 1773 ± 53 Ma (Oliveira et al., 1975) e 1750 ± 30 Ma (Jorge João, Santos, Faraco, 1984) para granitos dessa suíte.

Os diversos corpos de rochas máficas, intrusivos no Grupo Iricoumé e na Suíte Intrusiva Mapuera, foram individualizados a partir de interpretações de produtos de sensores remotos aliados às informações de campo. São corpos gabroicos alongados, sem direção preferencial, que apresentam cristas tabulares a levemente arredondadas e baixa densidade de drenagem. Esta unidade não possui dados geocronológicos, e foi tentativamente interpretada por Vasquez e Rosa-Costa (2008) como magmatismo máfico intracontinental relacionado à extensão orosiriana ($\approx 1,88$ Ga) ou estateriana ($\approx 1,78$ Ga).

A Formação Urupi ocorre na área de estudo como seras alongadas com direção NW-SE e consiste de quartzo arenitos, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, intercalados com rochas vulcanoclásticas (Valério, Souza, Macambira, 2009; Ferron et al., 2010; Pierosan et al., 2011a, 2011b). A idade máxima para essa formação foi estabelecida na região de Pitinga, em *c.a.* 1,88 Ga pelas rochas vulcânicas subjacentes do Grupo Iricoumé, enquanto que a idade mínima foi estabelecida em 1,78 Ga pela datação U-Pb SHRIMP em zircões de *sill* máfico da Formação Quarenta Ilhas, intrusivo na Formação Urupi (Santos et al., 2002).

DADOS DE CAMPO DAS ROCHAS VULCÂNICAS

As amostras utilizadas neste estudo foram coletadas durante a execução do projeto Mapa Geológico do Estado do Pará (Vasquez e Rosa-Costa, 2008) e cedidas pela CPRM-Belém. Os perfis foram realizados ao longo dos rios Trombetas e Caxipacoré e a coleta das amostras restringiu-se às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Figura 3), em decorrência das dificuldades de acesso aos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera e às unidades do embasamento. Especialmente, os diferentes litotipos distribuem-se de forma intercalada, ora ocorrendo as variedades efusivas (derrames) e rochas hipabissais, ora as variedades explosivas (rochas piroclásticas), em que predominam estas últimas. Contudo, até o momento,



BAM: Bacia do Amazonas; DET: Domínio Erepecuru-Trombetas; BLAP: Bloco Amapá; DPR: Domínio Paru; DCA: Domínio Carecuru; DTJ: Domínio Tapajós; DIX: Domínio Irixi-Xingu.

Figura 3. Mapa geológico do médio rio Trombetas com a amostragem de rocha, localizado no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

não foi possível identificar no campo os limites entre os tipos de rocha.

Depósitos piroclásticos correspondem a um dos tipos de depósitos vulcanoclásticos, sendo caracteristicamente primários e constituídos por conteúdos de piroclastos > 75%. Estes foram gerados em erupções explosivas e depositados por mecanismos de fluxo de massa, suspensão e tração (Fisher, 1961; McPhie, Doyle, Allen, 1993). Os mecanismos de transporte e deposição dos fragmentos (Sparks e Walker, 1973) são determinantes na classificação e organização dos piroclastos. Os fluxos de massa piroclásticos geraram ignimbritos e reoignimbritos, a suspensão produziu os depósitos piroclásticos de queda e a tração os depósitos de *surge*.

Nas manifestações efusivas foram identificadas fácies coerente e autoclástica geradas por derrames e domos de lavas. Nessas manifestações são importantes as propriedades físicas dos magmas, como temperatura, composição, viscosidade, conteúdo de voláteis e de fenocristais (McPhie, Doyle, Allen, 1993). As rochas hipabisais possuem, em geral, granulação média, formadas pelo resfriamento magmático em ambiente de cristalização próximo a superfície. As rochas efusivas estudadas foram classificadas como fluxos de lavas (andesitos) e as rochas hipabisais como lamprófiros e latitos.

Os ignimbritos são volumetricamente dominantes e caracterizam-se por uma baixa seleção no tamanho dos fragmentos, onde lúpilis e blocos são sustentados por uma matriz constituída predominantemente por púmices (Figura 4A). De forma subordinada, ocorre uma variedade de ignimbritos e reoignimbritos rica em cristais, com abundantes fragmentos de cristais de quartzo e feldspatos (Figura 4B). Devitrificações de alta temperatura geraram principalmente esferulitos, que estão inseridos na matriz e que podem ser observados localmente (Figura 4C). O elevado grau de soldagem dessas rochas gerou uma textura eutaxítica, cuja compactação produziu uma foliação paralela ao acamadamento, reconhecida, em escala de afloramento, como camadas horizontais a sub-horizontais que se alternam nas cores rosa avermelhado, cinza esbranquiçado, cinza escuro até preto. As tonalidades avermelhadas refletem mudanças relacionadas à oxidação e os tons escuros refletem a baixa cristalinidade dos constituintes. Em escala macroscópica, os ignimbritos mostram textura porfirítica aparente (McPhie, Doyle, Allen, 1993), caracterizada por fragmentos de plagioclásio, feldspato alcalino e menor quantidade de quartzo, imersos em uma matriz soldada.

Nos reoignimbritos é típica a presença de uma textura parataxítica, cujo achatamento dos constituintes durante o movimento do fluxo e/ou após o *emplacement* gera um padrão de estruturas semelhante a foliações

magmáticas típicas de lavas. O fluxo desloca-se como um fluido viscoso e coerente, capaz de produzir dobramentos (Figura 4D) e outras estruturas internas (McPhie, Doyle, Allen, 1993). O aspecto fragmentário dos constituintes e a presença de *paleopipes* (Figura 4E) demonstram a natureza explosiva desses depósitos. Os *pipes* indicam o escape acentuado de gases durante a movimentação ou deposição do fluxo, sendo também responsável pela elutriação da fração fina dominada por *shards*. Em escala macroscópica, os reoignimbritos apresentam as mesmas características que os ignimbritos, diferindo apenas pela presença de bandas intercaladas de tonalidades rosa avermelhado e cinza escuro (Figura 4F).

O depósito tipo *surge* corresponde granulometricamente a um lúpili-tufo com estruturas onduladas e estratificações cruzadas (Figura 5A), típicas de fluxos com baixa concentração de partículas, intensamente fluidizados, com um regime de fluxo turbulento, cujo transporte é predominantemente por tração (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Em escala macroscópica, mostram cor rosa avermelhado e estrutura levemente orientada.

Identificou-se um depósito de queda, bem selecionado, com estruturas plano-paralelas horizontais a sub-horizontais lenticulares, o qual foi classificado como tufo coignimbrito (Figura 5B). Este litotipo foi gerado pela elutriação das partículas finas durante o deslocamento dos fluxos piroclásticos. O material fino se desprende do fluxo principal em uma pluma secundária e é depositado por suspensão (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Do ponto de vista macroscópico, exibe uma intercalação de bandas com cor desde rosa avermelhado a vermelho escuro (Figura 5C), as quais são constituídas por partícula de granulação fina, mais bem selecionadas que as dos depósitos de fluxo piroclástico e tipo *surge*.

Os lamprófiros são rochas mesocráticas de cor rosa avermelhado a cinza esbranquiçado, com estrutura isotrópica, e textura panidiomórfica a porfirítica, caracterizada por fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz fanerítica fina composta por ripas de plagioclásio (Figura 5D).

Os andesitos distinguem-se dos lamprófiros pela quantidade significativa de fenocristais de plagioclásio, que também ocorrem como ripas na matriz (Figura 5E).

Nos latitos as estruturas magmáticas observadas são subverticais a verticais (Figura 5F) e podem ser interpretadas como raízes de sistemas fissurais de alimentação de lavas ou domos de lavas com características exógenas. Este tipo de estruturação magmática tem sido discutido em modelos de organização de domos de lavas (Fink, 1983; Lima et al., 2011). Macroscopicamente, os latitos exibem cor rosa avermelhado a cinza escuro, estrutura orientada, além de textura porfirítica definida por

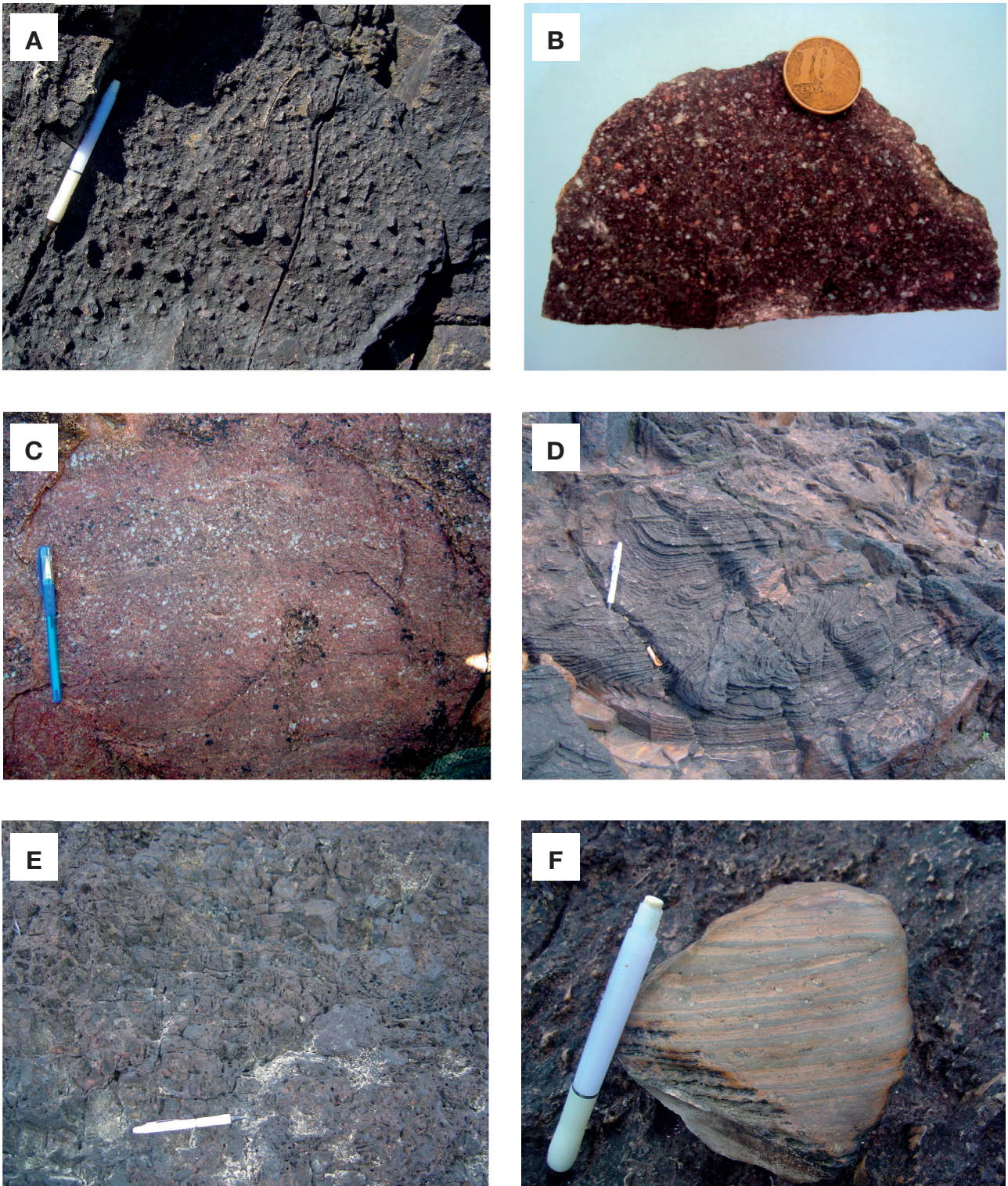


Figura 4. Aspectos de campo e macroscópicos de ignimbritos e reoignimbritos do Grupo Iricoumé: (A) fragmentos de lápili e blocos sustentados por uma matriz constituída dominantemente por púmices; (B) aspecto macroscópico de ignimbritos ricos em cristais; (C) esferulitos inseridos na matriz de ignimbritos; (D) reoignimbritos com estruturas dobradas semelhantes a foliações magmáticas típicas de lavas; (E) *paleopipes* que indicam acentuado escape de gases durante a movimentação ou deposição do fluxo; (F) reoignimbritos, em escala macroscópica, mostrando bandas intercaladas de tonalidades rosa avermelhado e cinza escuro.

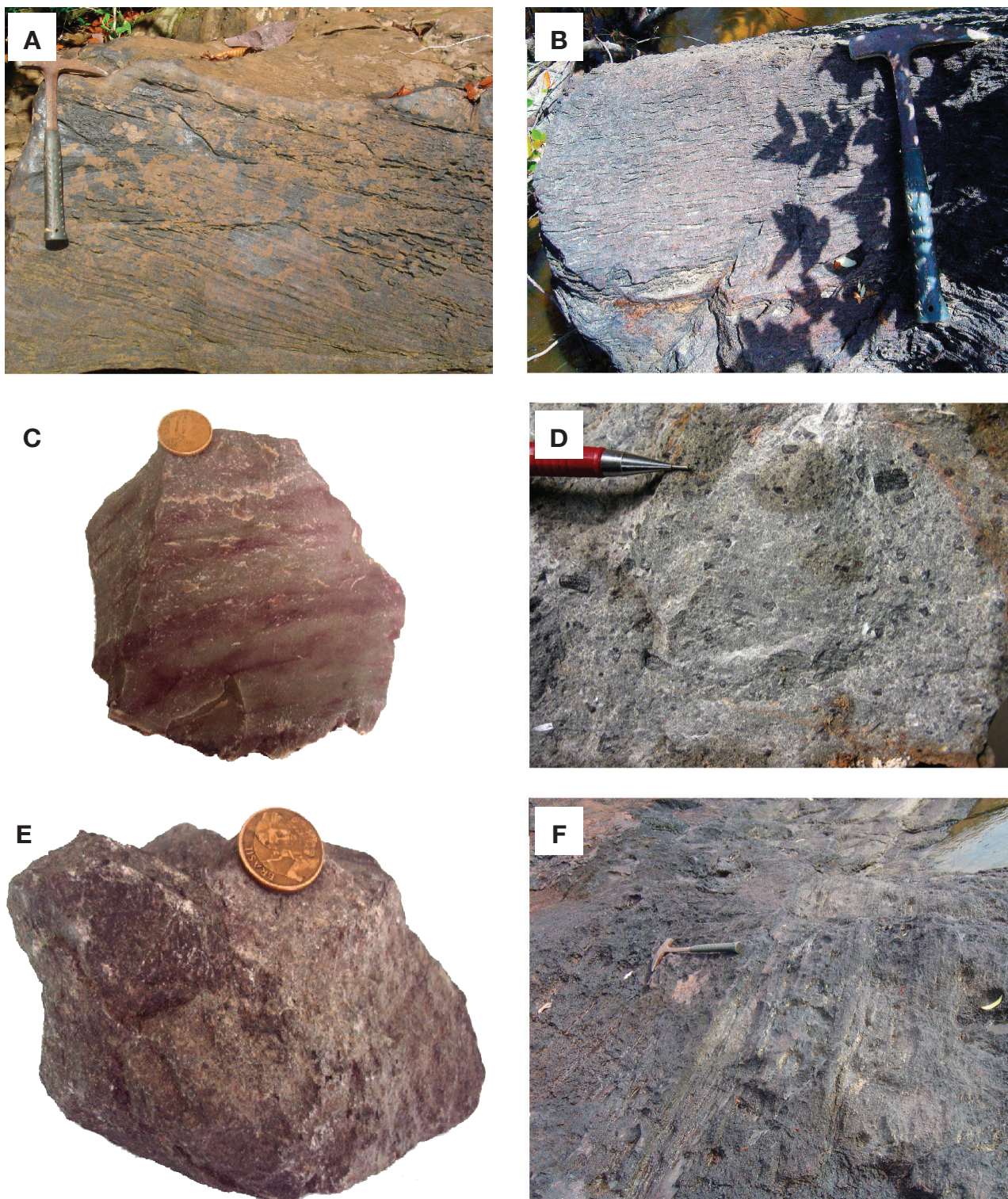


Figura 5. Aspectos de campo e macroscópicos dos depósitos de queda, *surge*, rochas hipabissais e efusiva: (A) estratificação cruzada em lápili-tufo de depósito de *surge*; (B) estruturas plano-paralelas sub-horizontais lenticulares a horizontais em tufo coignimbrítico de queda; (C) aspecto macroscópico de tufo coignimbrítico com alternância de bandas de tonalidades rosa avermelhado a vermelho escuro, constituídas por partículas de granulação fina bem selecionadas; (D) lamprófiros com textura panidiomórfica e porfírica, caracterizada por fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz composta por ripas de plagioclásio; (E) aspecto macroscópico do andesito, caracterizado por fenocristais de plagioclásio e anfibólio, imersos em uma matriz composta por ripas de plagioclásio; (F) estruturas magmáticas subverticais e verticais em latitos.

fenocristais de plagioclásio e/ou feldspato alcalino envolvidos por uma matriz afanítica.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

A investigação de 30 lâminas delgadas em microscópio petrográfico de luz transmitida permitiu a caracterização mineralógica e textural das rochas do estudo, na qual se adotou as definições e recomendações de Fisher e Schminckle (1984), Cas e Wright (1987), McPhie, Doyle e Allen (1993) e Le Maitre (2002).

Vulcanismo piroclástico

Depósitos de fluxos piroclásticos

Foram classificados como ignimbritos riolíticos e dacíticos, os fluxos piroclásticos compostos predominantemente por púmices com fenocristais e/ou cristaloclastos fragmentados de plagioclásio, feldspato alcalino (sanidina) e quartzo, e quantidades subordinadas de anfibólio e biotita. Os fragmentos possuem dimensões que variam desde cinza até lúpili, os quais são sustentados por uma matriz soldada com textura eutaxítica, por vezes microcristalina a vitrofírica e localmente esferulítica. Os limites fragmentados dos cristais sem terminações euedrais são resultantes da ação explosiva e fluxo turbulento. De acordo com o tamanho dos clastos (Le Maitre, 2002), os ignimbritos são classificados como tufos a lúpili-tufos, apesar da matriz soldada encobrir as dimensões originais dos púmices.

Os ignimbritos mostram moderado a intenso achatamento de fragmentos de púmices (*fiamme*) (Figura 6A) ou *shards*, bem como uma rotação de cristaloclasto de plagioclásio (Figura 6B), o que sugere a atuação de processos de soldagem (Smith, 1960; Cas e Wright, 1987; McPhie, Doyle, Allen, 1993). A soldagem por compactação promove o desenvolvimento e alinhamento dos *fiamme* (vitroclastos e púmices achatados) em uma foliação planar paralela ao acamadamento, denominada de textura eutaxítica (Figura 6C). Nos ignimbritos reomórficos domina a textura parataxítica, com o desenvolvimento de uma foliação planar (Figuras 6B e 6D), com clastos rotacionados, indicando reomorfismo durante e/ou após a colocação do fluxo. Tanto nos ignimbritos como nos reoignimbritos ricos em cristais (Figura 6E), pode ter ocorrido a elutriação da fração fina (Cas e Wright, 1987) nas porções altamente fluidizadas do fluxo ou mesmo na coluna de erupção, permitindo a acumulação da fração densa (cristais + fragmentos líticos) e extração dos finos em plumas secundárias durante a erupção e transporte do fluxo piroclástico.

Nos ignimbritos moderadamente soldados, os *shards* estão distribuídos na matriz com morfologia tabular a cuspide, gerando fragmentos em “Y” ou meia-lua (Figura 6F), os quais representam remanescentes da junção de três bolhas ou duas placas côncavas que formavam a parede das bolhas adjacentes (Fisher e Schminckle, 1984). Ocorrem também fragmentos epiclásticos de rochas e piroclastos líticos acidentais de composição intermediária (Figura 6G) e cognatos de composição ácida. São observados, na matriz, abundantes esferulitos dos tipos “esférico” e “leque” (cf. McPhie, Doyle, Allen, 1993) (Figura 6H) e axiolitos, como feições indicativas de processos de devitificação de vidro fêlsico em altas temperaturas (700 – 450°C) (Logfren, 1971a, 1971b).

Alguns ignimbritos mostram cristaloclastos de quartzo com feições de bordas com golfos de corrosão arredondados, indicando reabsorção magmática parcial do mineral em contato com a matriz. Essa feição é comum em rochas de composição ácida, pois durante a ascensão e erupção do magma rico em fenocristais de quartzo, a solubilidade da sílica no líquido aumenta conforme a pressão diminui, e como resultado, fenocristais de quartzo que estavam inicialmente em equilíbrio com o líquido são parcialmente reabsorvidos (McPhie, Doyle, Allen, 1993).

Anfibólio é o principal mineral varietal e está pseudomorficamente alterado para clorita e pistacita (Figura 6A), enquanto que biotita ocorre de maneira muito subordinada e é totalmente alterada para clorita. Mineraiis opacos, anatásio, argilominerais, sericita e carbonato ocorrem como mineraiis secundários. Observa-se nas amostras a presença de microvenulações de quartzo, carbonato, clorita e titanita.

Depósitos piroclásticos tipo “surge” e de queda

A amostra representativa do depósito tipo *surge* (amostra LT-07) tem uma granulometria compatível com lúpili-tufo. Essa rocha é composta por cristaloclastos moderadamente selecionados e arredondados de quartzo, plagioclásio e sanidina (Figura 7A). Possuem como piroclastos juvenis, *shards* na matriz, além de piroclastos líticos acidentais, de composição intermediária. Titanita é o principal mineral acessório, contudo, de maneira subordinada, ocorrem cristais de anatásio disseminados na matriz.

O depósito de queda de cinzas também é representado por uma única amostra de tufo coignimbrito (amostra LT-13). Microscopicamente, essa rocha exhibe cristaloclastos de tamanho cinza fina, bem selecionados e arredondados de quartzo e feldspatos (Figura 7B), sendo que não foram observados piroclastos juvenis e/ou

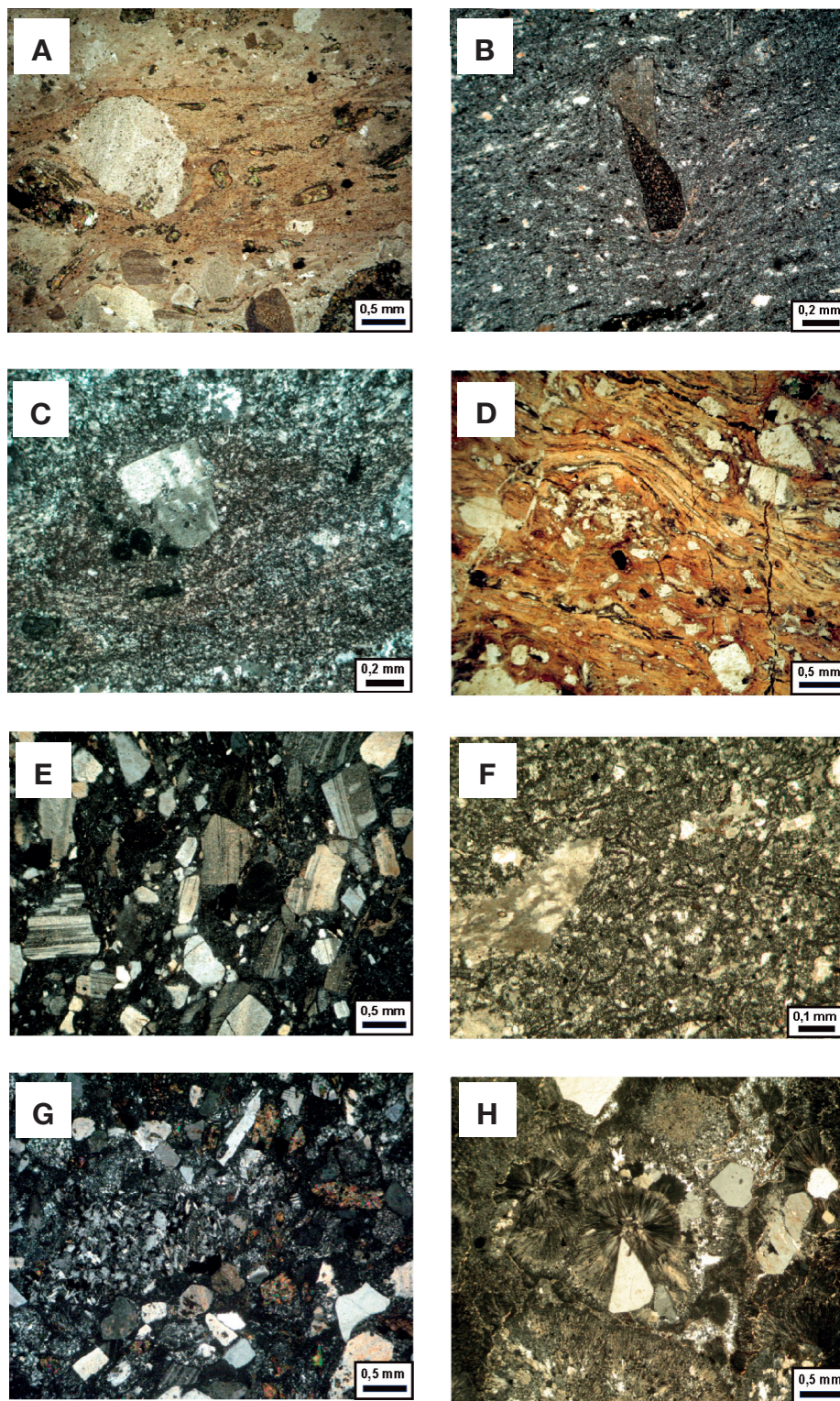


Figura 6. Fotomicrografias representativas dos ignimbritos e reignimbritos: (A) fragmentos de púmices em matriz de ignimbrito soldado, que englobam cristais de anfibólio, pseudomorficamente alterados para clorita e pistacita; (B) fragmento de cristal rotacionado em ignimbrito reomórfico com textura parataxítica; (C) fragmentos de cristais e púmices em ignimbrito soldado com textura eutaxítica; (D) fragmentos de cristais em ignimbrito reomórfico com textura parataxítica; (E) ignimbrito soldado rico em cristais; (F) shards e fragmentos de púmices em ignimbrito soldado; (G) piroclasto lítico acidental de composição intermediária; (H) esferulitos do tipo “esférico”.

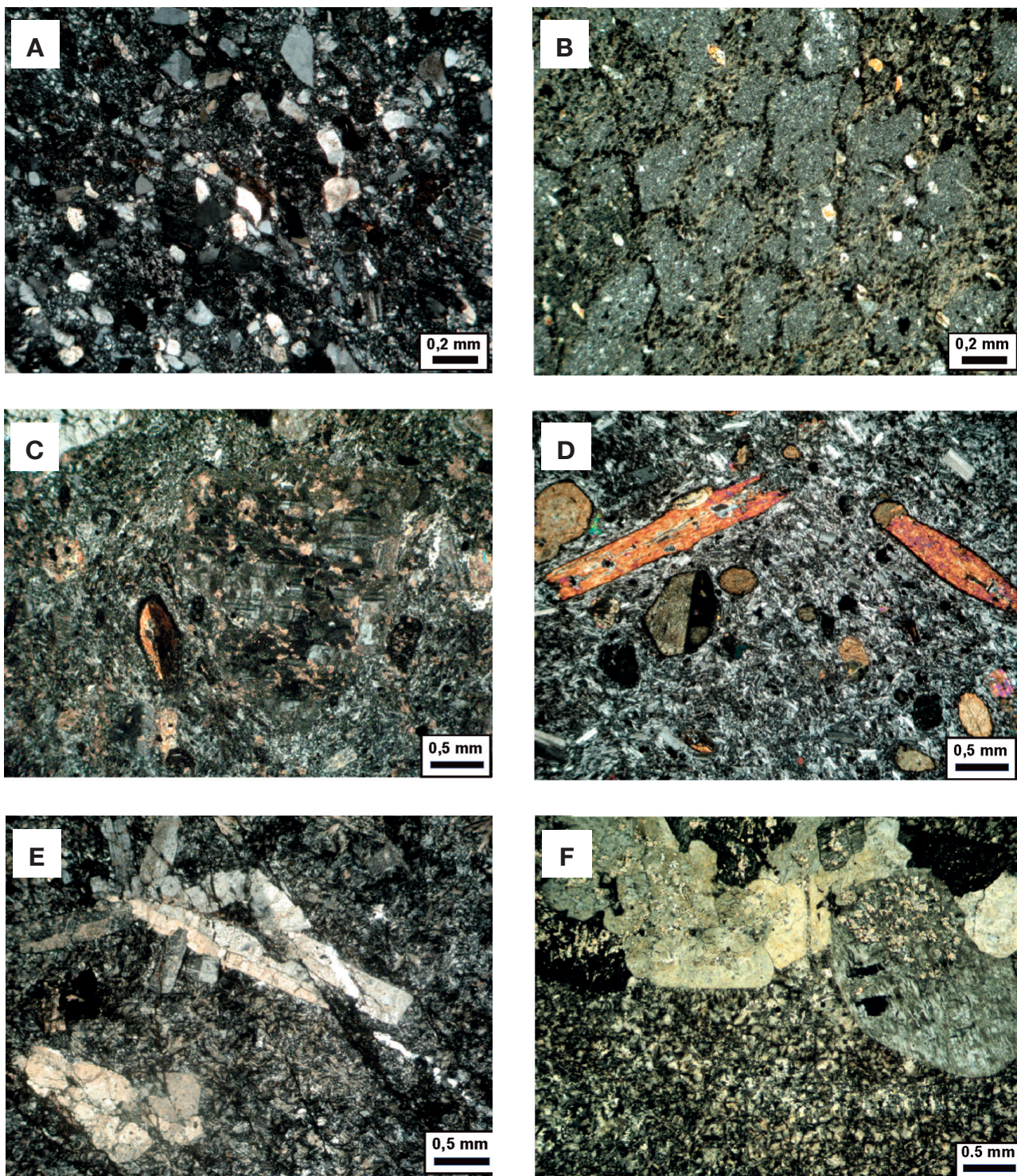


Figura 7. Fotomicrografias representativas dos lápili-tufo, tufo coignimbrítico, rochas hipabissais e efusiva: (A) fragmentos moderadamente selecionados e soldados de quartzo, plagioclásio e sanidina em lápili-tufo relacionado a *surge*; (B) tufo coignimbrítico exibindo fragmentos de tamanho cinza fina, bem selecionados e arredondados de quartzo e feldspatos; (C) andesitos com textura porfirítica, definida por fenocristais de plagioclásio e anfibólio imersos em uma matriz traquítica; (D) lamprófiros exibindo textura panidiomórfica e porfirítica com fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz traquítica; (E e F) latitos com textura glomeroporfirítica, definida por um agregado de fenocristais de sanidina ou plagioclásio imersos em uma matriz esferulítica.

cognatos. Essa rocha apresenta-se bastante cisalhada com material sericítico preenchendo microvênulas.

Vulcanismo efusivo (fluxos de lavas coerentes) e rochas hipabissais

Andesitos

Duas amostras petrograficamente classificadas como andesitos (LT-06, LT-24) exibem textura porfirítica definida por fenocristais de plagioclásio e anfibólio, imersos em uma matriz microcristalina a fracamente traquítica, marcada por agregados feldspáticos e ripas de plagioclásio fracamente orientadas, respectivamente (Figura 7C). Os fenocristais de plagioclásio são subédricos com maclamentos polissintéticos e estão fortemente alterados para argilominerais, carbonato e epidoto. Os fenocristais de anfibólio são subédricos, com maclamento simples e estão em parte ou totalmente alterados para clorita e minerais opacos (Figura 7C). Esses andesitos estão bastante fraturados e possuem quartzo tardio formando vênulas, as quais preenchem as fraturas.

Lamprófiros

Gümbel (1874 *apud* Rock, 1991) definiu os lamprófiros como um grupo de rochas “exóticas”, caracterizadas pela presença de fenocristais de biotita e/ou hornblenda e associadas a pequenas intrusões. Segundo Mitchell (1994), o termo lamprófiro é descritivo e não leva em consideração o significado genético. Lamprófiros calcioalcalinos constituem um grupo de rochas que incluem espessartitos (hornblenda-plagioclásio), minettes (flogopita-feldspato potássico), vogesitos (anfíblio-feldspato potássico) e kersantitos (flogopita-plagioclásio), os quais são associados com rochas plutônicas e subvulcânicas (Rock, 1987).

As duas amostras classificadas como lamprófiros (LT-04, LT-11) possuem texturas panidiomórfica, porfirítica a glomeroporfirítica, definida por fenocristais idiomórficos de anfibólio envolvidos por uma matriz traquítica, constituída por micrólitos e ripas de plagioclásio orientados (Figura 7D). A textura dominante e a mineralogia permitem classificar os lamprófiros da região estudada como espessartíticos, de acordo com a classificação da *International Union of Geological Sciences* (IUGS) (Streckeisen, 1976).

Os fenocristais euédricos a subarredondados de anfibólio ocorrem como grãos zonados e maclados, e em alguns casos como agregados (Figura 7D). Apresentam borda de oxidação em torno da maioria dos fenocristais que, por vezes, estão parcial a totalmente substituídos por minerais opacos (Figura 7D). O fato de não

haver fenocristais de fases félsicas nos lamprófiros resulta, provavelmente, da elevada atividade de voláteis no magma, responsável pela inibição da cristalização de feldspatos, instabilidade do clinopiroxênio com o avanço da diferenciação e cristalização precoce de anfibólio (Rock, 1991). A matriz é constituída de micrólitos e ripas de plagioclásio, fracamente alterados para argilominerais e epidoto.

Latitos

As duas amostras (LT-08, LT-26) petrograficamente definidas como latitos possuem textura porfirítica a glomeroporfirítica definida por um agregado de fenocristais de sanidina ou plagioclásio, imersos em uma matriz esferulítica (Figuras 7E e 7F).

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos a euédricos, com maclamentos polissintéticos e estão leve a moderadamente alterados para argilominerais e sericita (Figura 7E). Os fenocristais de sanidina são subédricos, e por vezes, arredondados, resultado do processo de reabsorção parcial que modificou a forma original dos fenocristais para limites arredondados e embai dos (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Mostram maclas do tipo Carlsbad, intercrescimento pertítico e estão fraca a moderadamente alterados para sericita (Figura 7F). A matriz é composta predominantemente por esferulitos dos tipos “esférico” e “*Fan*” (Figuras 7E e 7F), além de axiolitos, os quais sugerem processos de devitrificação. Cristais de quartzo foram descritos apenas como fase tardia ou mesmo preenchendo vênulas.

GEOCROLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

Três amostras de rochas vulcânicas foram selecionadas para a geocronologia, sendo dois ignimbritos traquidacíticos (amostras LT-09, LT-30) e um andesito (amostra LT-06) (Figura 3), com quantidade processada em torno de 3 kg.

Procedimentos analíticos

A preparação das amostras para as análises isotópicas consistiu nas etapas de britagem, peneiramento nas frações granulométricas 180 – 125 e 125 – 75 µm e elutrição em água corrente. Em seguida, as amostras foram processadas com o separador magnético *Isodynamic Frantz* e líquidos pesados (bromofórmio) para posterior triagem manual dos cristais de zircão com auxílio de uma lupa binocular, priorizando-se os grãos mais limpidos, com o mínimo de inclusões, fraturas ou evidências de metamictização.

Os dados geocronológicos foram obtidos pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão (Kober, 1986, 1987) no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. As determinações isotópicas foram realizadas utilizando o espectrômetro de massa *Finnigan* MAT 262, em modo dinâmico e com um sistema de contador de íons. As composições isotópicas de Pb foram determinadas por meio de várias análises de cristais de zircão em até três etapas de evaporação à temperaturas de 1.450, 1.500 e 1.550°C. Em cada etapa de evaporação, cinco blocos de dados são em geral obtidos a partir dos quais uma razão média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é definida e uma idade média é calculada. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas por um fator de discriminação de massa de $0,12\% \pm 0,03 \text{ amu}^{-1}$. A correção do Pb comum inicial foi realizada utilizando o modelo de evolução de Pb de Stacey e Kramers (1975) e todos os erros são apresentados com desvios de 2σ . Análises com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 2.500 foram eliminadas para minimizar os efeitos da correção de Pb comum nas razões dos isótopos radiogênicos e não são mostradas na tabela de dados. Os dados isotópicos foram tratados estatisticamente de acordo com os procedimentos de Gaudette et al. (1998) e Avelar (2002), e processados no programa ISOPLOT versão 3.1 (Ludwig, 2004) para o cálculo da idade.

Resultados

Os resultados analíticos das três amostras de rochas vulcânicas selecionadas para este estudo são apresentados na Tabela 2, que inclui as razões isotópicas obtidas em cada etapa de aquecimento e a temperatura da etapa. Os diagramas de evaporação de Pb das amostras são mostrados na Figura 8.

O ignimbrito de composição traquidacítica (amostra LT-09) exibe cristais de zircão com coloração marrom amarelada a incolor, prismáticos bipiramidais, por vezes com terminações quebradas, microfraturados e localmente metamícticos, com algumas inclusões minerais. Para esta amostra, 15 grãos forneceram resultados isotópicos satisfatórios. Foram eliminados os grãos LT09/3 e LT09/20 por fornecerem idades significativamente mais jovens (1867 e 1872 Ma, respectivamente), provavelmente devido à perda de Pb radiogênico. Os 13 grãos restantes apresentam idades no intervalo entre 1884 e 1915 Ma, e definem uma idade média de $1891 \pm 5 \text{ Ma}$ (MSWD = 17). O valor elevado da *mean-squared weighted deviates* (MSWD) é condicionado pelos dois grãos LT09/12 e LT09/14 que forneceram idades um pouco mais antigas (1909 e 1915 Ma). Um novo cálculo foi realizado,

sem esses dois cristais de zircão e uma idade média de $1888 \pm 2,5 \text{ Ma}$ (MSWD = 3,5) foi determinada. Esses cristais com idades levemente mais antigas poderiam representar “*antecristais*” de zircão que cristalizaram no interior da câmara magmática em pulsos anteriores e que foram incorporados em pulsos mais tardios da atividade vulcânica. O baixo valor de MSWD, junto com a similaridade de idades em um número elevado de grãos (11 grãos) e em várias etapas de um mesmo grão permitem considerar a idade média de $1888 \pm 2,5 \text{ Ma}$ (MSWD = 3,5) como sendo de cristalização deste ignimbrito (Figura 8A).

A outra amostra de ignimbrito traquidacítico (LT-30) mostra cristais de zircão com coloração amarelada a incolor, prismáticos bipiramidais, microfraturados com algumas inclusões minerais e zoneamento magmático. Para esta amostra, 11 grãos forneceram resultados isotópicos satisfatórios no espectrômetro de massa. Foi eliminado o grão LT30/5, por fornecer idade crescente nas três etapas de aquecimento, com um valor de 1952 Ma na etapa de mais alta temperatura, indicando um provável componente de Pb herdado. Os dez cristais restantes apresentaram idades similares entre si e alguns nas diversas etapas de aquecimento (grãos LT30/1, LT30/7, LT30/13 e LT30/14) e uma idade média de $1889 \pm 2 \text{ Ma}$ (MSWD = 2,2) foi determinada (Figura 8B). O baixo valor de MSWD e a similaridade de idades em um número elevado de grãos (dez cristais) e em várias etapas de um mesmo grão permitem considerar a idade média de $1889 \pm 2 \text{ Ma}$ como sendo de cristalização deste ignimbrito. Essa idade é similar, dentro do erro, à idade de $1888 \pm 2,5 \text{ Ma}$ fornecida pela outra amostra de ignimbrito (amostra LT-09).

Os cristais de zircão do andesito (amostra LT-06) são translúcidos, de coloração amarronzada a amarelada, prismáticos bipiramidais, fracamente arredondados, por vezes, mostram terminações quebradas, microfraturas e inclusões minerais, e localmente são metamícticos. Para esta amostra, 15 cristais forneceram resultados isotópicos aproveitáveis. Dentre estes, 11 grãos mostraram idades entre 1975 e 2001 Ma e determinaram um valor médio de $1989 \pm 4 \text{ Ma}$ (MSWD = 6,7). Após eliminação dos cristais que forneceram as idades mais novas (1975 – 1985 Ma), relacionadas possivelmente a perda de Pb radiogênico, uma idade média de $1992 \pm 3 \text{ Ma}$ (MSWD = 2,6) foi determinada para 7 grãos. O baixo valor de MSWD e o número elevado de grãos permitem considerar essa idade como sendo de cristalização do andesito (Figura 8C).

Foram eliminados os grãos LT06/2 e LT06/5 que forneceram idades em torno de 12 Ma mais antigas (2039 – 2031 Ma), os quais poderiam constituir “*antecristais*” ou xenocristais como no caso da amostra de ignimbrito (LT-09). Zircões herdados ou

Tabela 2. Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão para as rochas vulcânicas datadas do Domínio Erepecuru-Trombetas.

Zircão	T (°C)	Razões	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	Idade etapas (Ma)	2σ	Idade zircão (Ma)	2σ
Ignimbrito traquidacítico (amostra LT-09)											
LT09/1	1.500	12	10101	0,19955	0,00155	0,11539	0,00069	1886	11	1886	11
LT09/3	*1.550	8	4808	0,18191	0,00323	0,11418	0,00122	1867	19		
LT09/5	1.500	6	>1000000	0,23095	0,00111	0,11651	0,00056	1904	9		
	1.550	38	12821	0,17865	0,00135	0,11604	0,00032	1896	5	1898	6
LT09/7	1.500	28	4237	0,20497	0,00072	0,11526	0,00081	1884	13	1884	13
LT09/9	1.550	12	3717	0,12545	0,00176	0,11558	0,00072	1889	11	1889	11
LT09/11	1.500	8	4292	0,20335	0,00113	0,11577	0,00070	1892	11	1892	11
LT09/12	1.550	22	4525	0,15897	0,00313	0,11725	0,00113	1915	17	1915	17
LT09/14	1.550	16	31250	0,17526	0,00324	0,11684	0,00023	1909	3	1909	3
LT09/15	1.500	8	2778	0,28641	0,00172	0,11681	0,00057	1908	9		
	1.550	28	5814	0,18230	0,00050	0,11541	0,00017	1887	3	1892	12
LT09/19	1.450	38	5556	0,17967	0,00051	0,11564	0,00018	1890	3		
	1.500	34	18868	0,18356	0,00207	0,11504	0,00026	1881	4	1887	9
LT09/20	*1.500	8	2786	0,19086	0,00199	0,11446	0,00083	1872	13		
LT09/21	1.500	30	9804	0,18463	0,00059	0,11531	0,00014	1885	2	1885	2
LT09/22	1.450	36	5952	0,19001	0,00060	0,11573	0,00031	1892	5		
	1.500	36	20408	0,17805	0,00075	0,11554	0,00015	1889	2	1889	2
LT09/23	1.500	12	27778	0,17850	0,00224	0,11600	0,00035	1896	5	1896	5
LT09/25	1.450	38	5682	0,19270	0,00185	0,11543	0,00039	1887	6		
	1.500	36	34483	0,17993	0,00040	0,11574	0,00017	1892	3	1891	4
Idade média (Zr1 + Zr5 + Zr7 + Zr9 + Zr12 + Zr14 + Zr15 + Zr19 + Zr21 + Zr22 + Zr23 + Zr25 - MSWD = 17)										1891 ± 5 Ma	
Idade média (Zr1 + Zr5 + Zr7 + Zr9 + Zr15 + Zr19 + Zr21 + Zr22 + Zr23 + Zr25 - MSWD = 3,5)										1888 ± 2,5 Ma	
Ignimbrito traquidacítico (amostra LT-30)											
LT30/1	1.450	30	17241	0,19479	0,00136	0,11574	0,00023	1892	4		
	1.500	40	9615	0,17107	0,00086	0,11478	0,00066	1877	10		
	1.550	34	10309	0,17307	0,00042	0,11506	0,00020	1881	3	1885	8
LT30/2	1.450	34	8929	0,18690	0,00081	0,11585	0,00029	1893	5	1893	5
	*1.500	36	4484	0,16297	0,00089	0,11364	0,00027	1859	4		
	*1.550	34	3546	0,16271	0,00278	0,11350	0,00039	1857	6		
LT30/4	1.500	28	3115	0,20061	0,00053	0,11547	0,00031	1887	5	1887	5
LT30/5	*1.450	32	13158	0,16735	0,00530	0,11608	0,00046	1897	7		
	*1.500	40	52632	0,15115	0,00043	0,11671	0,00017	1907	3		
	*1.550	20	21.739	0,18416	0,00695	0,11970	0,00091	1952	14		
LT30/7	1.500	34	16949	0,19190	0,00131	0,11657	0,00103	1905	16		
	1.550	34	18868	0,19704	0,00050	0,11568	0,00037	1891	6	1894	4
LT30/13	1.450	34	7299	0,18507	0,00113	0,11522	0,00047	1884	7		
	1.500	36	29412	0,20116	0,00061	0,11581	0,00039	1893	6		
	1.550	30	16667	0,20970	0,00049	0,11628	0,00023	1900	4	1892	9
LT30/14	1.450	30	9434	0,18816	0,00069	0,11539	0,00064	1886	10		
	1.550	40	16949	0,18164	0,00069	0,11569	0,00032	1891	5	1890	4
LT30/15	1.500	32	11364	0,18781	0,00064	0,11571	0,00032	1891	5	1891	5
LT30/16	1.500	32	35714	0,17757	0,00051	0,11544	0,00052	1887	8	1887	8
LT30/17	1.500	30	8621	0,16258	0,00038	0,11543	0,00015	1887	2	1887	2
LT30/18	1.500	36	17857	0,29269	0,00425	0,11573	0,00019	1892	3	1892	3
Idade média (Zr1 + Zr2 + Zr4 + Zr7 + Zr13 + Zr14 + Zr15 + Zr16 + Zr17 + Zr18 - MSWD = 2,2)										1889 ± 2 Ma	

Continua...

Tabela 2. Continuação.

Zircão	T (°C)	Razões	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	Idade etapas (Ma)	2σ	Idade zircão (Ma)	2σ
Andesito (amostra LT-06)											
LT06/1	1.500	36	12500	0,15939	0,00039	0,12162	0,00030	1980	4	1980	4
LT06/2	*1.500	6	32258	0,19364	0,00198	0,12574	0,00060	2039	8		
LT06/5	*1.550	20	2545	0,04986	0,00070	0,12516	0,00042	2031	6		
LT06/6	1.500	22	8065	0,15948	0,00376	0,12126	0,00068	1975	10	1975	10
LT06/7	*1.450	6	> 1000000	0,20569	0,01998	0,13304	0,00495	2139	65		
	1.500	40	17544	0,19037	0,00102	0,12306	0,00046	2001	7	2001	7
LT06/8	1.450	6	> 1000000	0,18744	0,00267	0,12162	0,00041	1980	6		
	1.500	38	26316	0,17929	0,00116	0,12219	0,00037	1989	5	1985	8
LT06/9	*1.500	32	19608	0,14832	0,00086	0,13059	0,00102	2106	14		
LT06/12	1.500	16	4808	0,12831	0,00115	0,12174	0,00029	1982	4	1982	4
LT06/15	1.500	34	32258	0,14251	0,00034	0,12237	0,00027	1991	4	1991	4
LT06/20	1.500	24	5263	0,15495	0,00192	0,12217	0,00046	1988	7	1988	7
LT06/24	1.500	26	2890	0,20016	0,00068	0,12268	0,00028	1996	4	1996	4
LT06/27	1.550	28	6329	0,13283	0,00039	0,12226	0,00023	1990	3	1990	3
LT06/29	1.550	34	4405	0,22645	0,00056	0,12225	0,00020	1990	3	1990	3
LT06/32	1.500	6	2646	0,17827	0,00092	0,12259	0,00133	1994	19	1994	19
Idade média (Zr1 + Zr6 + Zr7 + Zr8 + Zr12 + Zr15 + Zr20 + Zr24 + Zr27 + Zr29 + Zr32 - MSWD = 6,7)										1989 ± 4 Ma	
Idade média (Zr7 + Zr15 + Zr20 + Zr24 + Zr27 + Zr29 + Zr32 - MSWD = 2,6)										1992 ± 3 Ma	

Valores em negrito foram incluídos nos cálculos das idades com erros de 2σ.

*excluído subjetivamente do cálculo da idade c: corrigida.

componentes herdados paleoproterozoicos em torno de 2,14 – 2,12 Ga foram encontrados no grão LT06/9 e na primeira etapa do grão LT06/7.

Em alguns cristais das amostras analisadas foi observada uma variação nas razões isotópicas ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb; grãos LT09/15, LT30/2 (Tabela 2), fornecendo idades mais antigas na etapa de mais baixa temperatura de aquecimento (1.450°C) em relação às etapas de mais alta temperatura (1.500°C). Este comportamento incomum já foi descrito anteriormente e tem sido explicado pela distribuição heterogênea de Pb herdado nos cristais de zircão e pelo processo de extração de Pb durante a etapa de evaporação em cristais de tamanho pequeno (Avelar et al., 2003).

DISCUSSÃO

Os dados de campo e petrográficos permitiram a identificação de fases efusivas e explosivas no vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, no noroeste do Pará. A fase explosiva compreende fluxos piroclásticos (ignimbritos, reoignimbritos), queda de tufo coignimbríticos, e depósito de *surge* (lápili-tufo). A fase efusiva é representada por derrames de andesitos

e rochas subvulcânicas (lamprófiros espessartíticos e latitos). Essas rochas se revelaram bastante preservadas, levando em consideração a sua idade paleoproterozoica, em decorrência da predominância de rochas piroclásticas de fluxo soldadas (alta temperatura) e lavas intercaladas com depósitos de queda e *surge*, o que permitiu a “fossilização” e a preservação de estruturas diagnósticas. Adicionalmente, de acordo com Juliani e Fernandes (2010), a cobertura relativamente rápida dessas sequências vulcânicas por sedimentos ou unidades sedimentares posteriores, aliada à estabilidade termo-tectônica do Cráton Amazônico desde o Paleoproterozoico, poderiam ter contribuído para a preservação das estruturas e texturas dessas rochas vulcânicas.

A ocorrência de depósitos piroclásticos de fluxo é especialmente importante para auxiliar na reconstrução do ambiente deposicional de formação das sucessões vulcânicas, pois os componentes juvenis desse tipo de depósito fornecem informações diretas do estilo eruptivo e o contexto da fonte desses vulcões (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Na área estudada foi observada uma predominância de litotipos piroclásticos de fluxo (ignimbritos), moderadamente a fortemente soldados, indicando que a maioria das rochas podem ter se formado em ambiente de deposição

subaéreo. A elevada concentração de púmices achatados (*fiamme*), zonas de liberação de gases (*paleopipes*), registros de devitificação (esferulitos e axiolitos) e *shards* deformados plasticamente, indicam a condição de alta temperatura de colocação dos ignimbritos. Nessas rochas, os fenocristais são em geral quebrados, mal selecionados e mal arredondados, com distribuição heterogênea. Nas lavas e rochas hipabissais, os

fenocristais, diferentemente, tendem a ser subédricos a euédricos e de tamanho mais uniforme.

É comum que associados a depósitos de fluxo piroclásticos ocorram depósitos de queda de cinzas coignimbríticas e tipo *surge*, evidentes na área de estudo pela presença, em escala de afloramento, de estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, respectivamente. Os depósitos de queda são formados

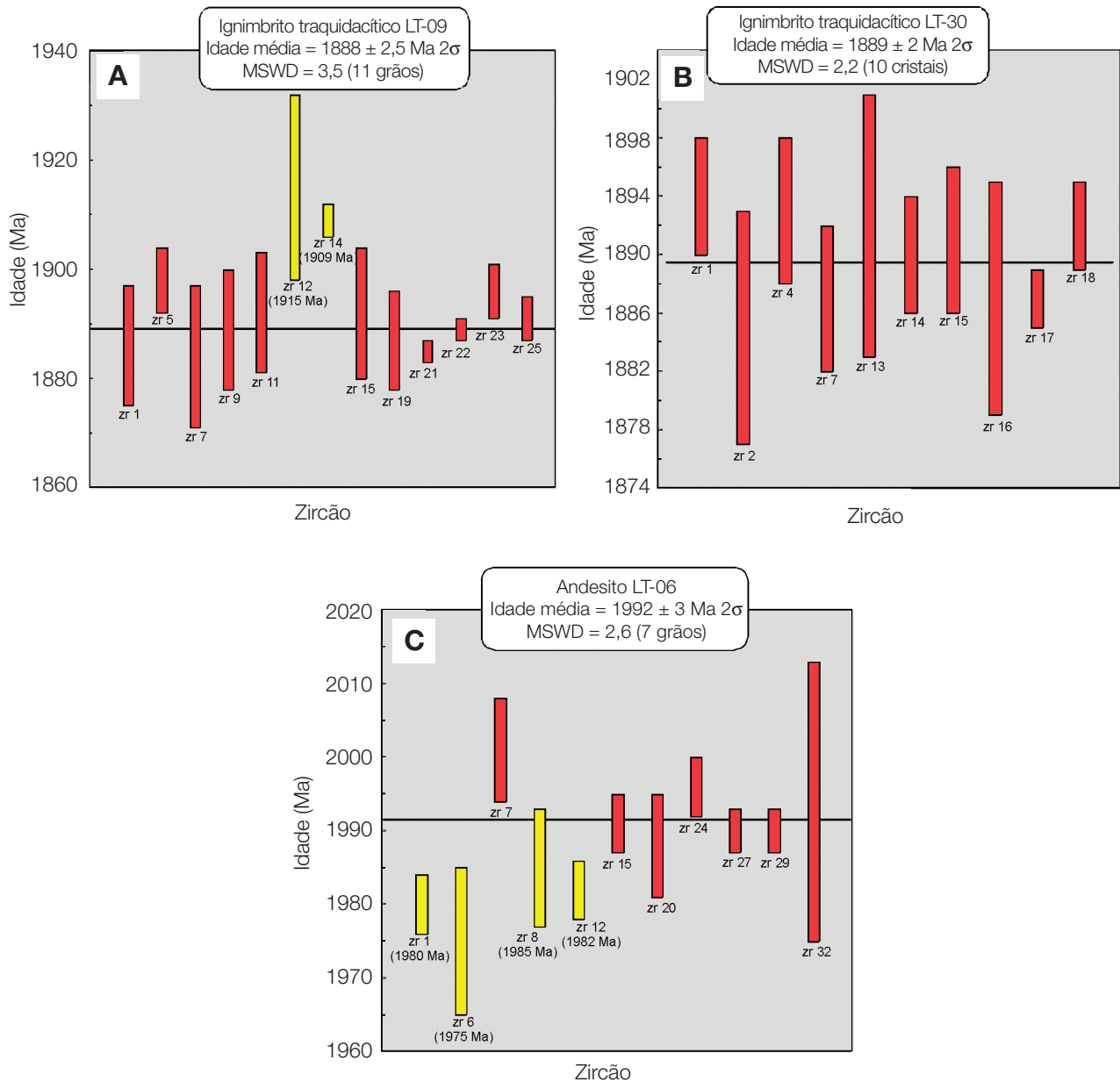


Figura 8. Diagramas de evaporação de Pb em zircão para as rochas vulcânicas datadas do sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas: (A) ignimbrito traquidacítico (amostra LT-09); (B) ignimbrito traquidacítico (amostra LT-30); (C) andesito (amostra LT-06). As barras de erro correspondem ao valor de idade média obtida para cada grão de zircão, sendo que as de cor vermelha representam os grãos utilizados no cálculo, e as de cor amarela os grãos eliminados.

pela extração de partículas finas por elutriação a partir de uma nuvem de cinzas (pluma) turbulenta durante o deslocamento do fluxo piroclástico. Estas partículas podem, no topo do fluxo de púmices, se separar de forma ascendente pelo ar + gases em torno do fluxo, que se torna mais quente, diminuindo a densidade desta pluma, que ascende e cai posteriormente pela gravidade (Cas e Wright, 1987). Os depósitos tipo *surge* podem estar relacionados tanto a base quanto ao topo dos ignimbritos, onde o ar é incorporado durante o movimento expandido de tal forma que o espaço entre os fragmentos é modificado de regime de fluxo de massa para fluxos trativos.

Erupções explosivas de grandes proporções e de alta temperatura estão geralmente relacionadas a grandes caldeiras félsicas (Gudmundsson, 2008). Essa interpretação pode ser adotada para a região estudada, apesar de um sistema de caldeiras ainda não ter sido descrito no Domínio Erepecuru-Trombetas, a exemplo do que foi proposto para as regiões do Pitinga (Ferron et al., 2002, 2010) e do Tapajós (Juliani et al., 2005, 2011).

No entanto, o grande volume de rochas piroclásticas com características de elevado grau de soldagem e reomorfismo de parte destas, aliado a abundância de fragmentos juvenis e cognatos, registros de devitrificação de alta temperatura, piroclastos termalmente oxidados e estruturas de escape de gases, indicam, possivelmente, que a deposição dos piroclastos ocorreu sob temperaturas superiores à mínima de soldagem, de 600°C (Quane e Russell, 2005). De acordo com Dingwell e Webb (1990) esta temperatura representaria o limite cinético entre um “líquido” (sistema viscoso) e um sólido (elástico) em resposta ao esforço mecânico aplicado, sendo que acima da temperatura de transição, as partículas serão viscosamente deformadas permitindo a soldagem, e abaixo da mesma, a soldagem é inibida. Esse tipo de interpretação tem sido discutido nos depósitos dos platôs do Taquarembó e Ramada, Escudo Sul-rio-grandense (Sommer et al., 2011).

As feições de alta temperatura observadas sugerem pouca perda de calor entre a origem e a deposição final dos piroclastos destes fluxos, indicando que as rochas vulcânicas estudadas estão relacionadas provavelmente a ambientes de geração de caldeiras, onde são baixas as colunas de erupção, permitindo uma maior preservação de calor dos constituintes (Cas e Wright, 1987; Lowell, 1991).

As datações radiométricas Pb-Pb em zircão forneceram idades de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1889 ± 2 Ma em ignimbritos traquidácicos e 1992 ± 3 Ma em andesito, as quais foram interpretadas como de cristalização desses vulcanitos, evidenciando a ocorrência de dois eventos vulcânicos distintos separados por ~ 100 Ma.

As idades de 1,89 Ga obtidas para duas amostras de ignimbritos, litotipo predominante na área de estudo, permite confirmar que a maioria das rochas estudadas pode ser relacionada ao Grupo Iricoumé no Domínio Erepecuru-Trombetas, como já havia sido proposto (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

A idade de 1,99 Ga do andesito indica que parte das rochas vulcânicas está relacionada a outro evento magmático efusivo mais antigo. Uma alternativa para a interpretação da idade de 1,99 Ga seria que os zircões analisados representem xenocristais do embasamento e/ou de rochas encaixantes, considerando para o Grupo Iricoumé na área estudada um embasamento similar ao do Domínio Uatumã-Anauá (Reis et al., 2006; Almeida, Macambira, Oliveira, 2007; Valério, Souza, Macambira, 2009). Nesse caso, o andesito poderia ter se formado durante o mesmo episódio que as rochas ignimbríticas ($\sim 1,89$ Ga). No entanto, o fato de os dados geocronológicos apontarem para uma boa reprodutibilidade da idade, em um número elevado de cristais de zircão, sem evidências de cristais ou parte de cristais com idades mais novas ($\sim 1,89$ Ga), torna pouco provável que todos os zircões datados sejam xenocristais, sem nenhum zircão magmático. Esse vulcanismo mais antigo é de extensão limitada na área, considerando que as rochas efusivas ocorrem de maneira subordinada, porém a sua extensão real pode ter sido mascarada pelo depósito das rochas ignimbríticas.

As idades em torno de 1,89 Ga indicam que as rochas vulcânicas explosivas do Domínio Erepecuru-Trombetas correspondem àquelas do Grupo Iricoumé. As lavas andesíticas foram originadas durante um evento vulcânico orosiriano mais antigo, não evidenciado até o momento nesse domínio, porém reconhecido de forma pontual no Domínio Tapajós, em que rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho, ocorrem localmente junto com as rochas vulcânicas do grupo Iriri e apresentam idades de 2,0 Ga (Lamarão et al., 2002). Eventos magmáticos com idades próximas às obtidas neste estudo são registrados no norte do Domínio Uatumã-Anauá, como os granitoides das Suítes Serra Dourada e Martins Pereira, com idades entre 1,96 e 1,98 Ga (Almeida, Macambira, Oliveira, 2007), e os granitos da Suíte Pedra Pintada, no norte do Estado de Roraima, com idade de 1,96 Ga (Santos, 2003). Entretanto, a ausência de dados geoquímicos para os andesitos do Domínio Erepecuru-Trombetas e a pequena diferença de idade, mas significativa, não permitem estabelecer possíveis correlações entre esses eventos magmáticos.

Aparentemente, os dois eventos definidos são caracterizados por modalidades diferentes de vulcanismo na área estudada, sendo o evento de 1,89 Ga de natureza explosiva e o de 1,99 Ga de natureza efusiva. Entretanto essa

diferença é provavelmente apenas fortuita, considerando o número restrito de amostras datadas e a área limitada de investigação. No Domínio Uatumã-Anauá, riolitos coexistem com ignimbritos durante o evento de 1,88 Ga (Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Ferron et al., 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009). No Domínio Iriri-Xingu, foram descritos dacitos, riolitos e tufos que também coexistem a 1,88 Ga (Pinho et al., 2006; Fernandes et al., 2011). No Domínio Tapajós, o evento mais novo (~ 1,87 – 1,89 Ga), inclui tanto rochas explosivas quanto efusivas (traquitos, riolitos e ignimbritos) e o mais antigo (~ 1,98 – 2,0 Ga), apenas rochas efusivas traquíticas (Lamarão et al., 2002).

Apesar de geocronologicamente terem sido caracterizados dois eventos distintos, não foi possível separar a área de ocorrência e extensão das rochas representativas dos mesmos no campo, devido à quantidade reduzida de amostras datadas e à extensão relativamente limitada da área de estudo em relação à área de ocorrência das rochas vulcânicas. Nesse sentido, são necessárias campanhas de mapeamento geológico em escala de detalhe, com boas seções geológicas contínuas, geoquímica e caracterização geocronológica sistemática.

Recentemente, alguns autores (Schobbenhaus e Brito Neves, 2003; Brito Neves, 2011; Fernandes et al., 2011; Juliani et al., 2011) têm descrito o extenso vulcano-plutonismo félsico orosiriano que ocorre na região central da Amazônia, tanto no Escudo das Guianas, quanto no Escudo Brasil-Central, como representando uma *Silicic Large Igneous Province* (SLIP) (Bryan et al., 2002; Bryan, 2007; Bryan e Ernst, 2006, 2008), em virtude desse magmatismo apresentar todas as características de uma SLIP, em termos de extensão, volume, composição e de contexto geodinâmico. Porém em termo de duração, as SLIP geralmente são eventos de curta duração, na maioria de 3 a 5 Ma, até excepcionalmente 30 – 40 Ma (Bryan, 2007; Bryan e Ernst, 2008). Levando em consideração o fato de os dois eventos magmáticos constituírem episódios distintos com uma diferença de idade de 100 Ma, sugere-se limitar o termo SLIP ao Grupo Iricoumé e vulcano-plutonismo correlato, com idade de 1,88 – 1,89 Ga, excluindo-se o magmatismo mais antigo de 1,98 – 2,0 Ga.

CONCLUSÕES

A caracterização petrográfica das rochas vulcânicas da porção sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas permitiu distinguir duas modalidades de vulcanismo em condições subaéreas: um vulcanismo explosivo, representado por rochas piroclásticas (ignimbritos, reoignimbritos, lápili-tufo relacionado a *surge*, tufo coignimbrítico de queda), e um efusivo, representado por fluxos de lavas coerentes

e rochas hipabissais (andesitos, lamprófiros e latitos). Especialmente, as variedades explosivas predominam, enquanto que as variedades efusivas ocorrem apenas localmente na área.

Associados aos depósitos piroclásticos de fluxo (ignimbritos), ocorrem os depósitos piroclásticos de queda de cinzas coignimbríticas e tipo *surge*, evidentes na área de estudo pelas características em escala meso e microscópica. O grande volume de ignimbritos com moderado a elevado grau de soldagem, aliado a abundância de fragmentos juvenis e cognatos, registros de devitrificação de alta temperatura (700 – 450°C) e estruturas de escape de gases, indicam pouca perda de calor entre a origem e a deposição final dos piroclastos destes fluxos. A manutenção de temperaturas elevadas nos piroclastos envolve mecanismo de explosão com baixas colunas de erupção, típica de ambientes vulcânicos de caldeiras.

As idades de $1888 \pm 2,5$ e 1889 ± 2 Ma, obtidas para duas amostras de ignimbritos traquidácíticos, permitem confirmar que as rochas vulcânicas explosivas podem ser relacionadas ao Grupo Iricoumé, como já havia sido sugerido por Vasquez e Rosa-Costa (2008), mantendo forte correlação com o Grupo Iriri ao sul da Bacia do Amazonas.

A idade de 1992 ± 3 Ma para a formação de um andesito indica que parte das rochas vulcânicas está relacionada a outro episódio vulcânico orosiriano mais antigo, já reconhecido localmente no Domínio Tapajós por Lamarão et al. (2002).

Os dados obtidos reforçam dessa forma, a ampla extensão do vulcanismo Iricoumé e de rochas vulcânicas correlatas na porção central do Cráton amazônico, como nos domínios Uatumã-Anauá, Iriri-Xingu e Tapajós.

O Vulcano-plutonismo orosiriano da porção central do Craton Amazônico apresenta as principais características de uma SLIP, cuja inclusão nessa categoria já vem sendo proposta por alguns autores. As idades obtidas nesse estudo são mais um argumento geocronológico para relacionar definitivamente o extenso vulcano-plutonismo a uma SLIP. Contudo, sugere-se, neste trabalho, limitar o termo SLIP ao vulcanismo Iricoumé e vulcano-plutonismo correlato, com idade de 1,88 – 1,89 Ga, excluindo-se o magmatismo mais antigo de 1,98 – 2,0 Ga.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão das bolsas de mestrado da primeira autora e de produtividade (Evandro Fernandes de Lima e Jean-Michel Lafon), e à CPRM por ter cedido as amostras para este estudo. Ao Dr. Hilton T. Costi (Museu Paraense Emílio Goeldi), pela importante contribuição na caracterização

petrográfica e discussões. Aos Drs. Marco Antônio Galarza e Marcos Scheller (Laboratório Pará-Iso, UFPA), pela supervisão e sugestões fornecidas durante as análises isotópicas Pb-Pb em zircão, e ao técnico Jeferson Barbosa pelo suporte durante as etapas laboratoriais. Aos revisores Nelson Joaquim Reis e Evandro Luiz Klein, cujos comentários valiosos aprimoraram significativamente a qualidade do artigo. Este trabalho é uma contribuição ao projeto Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM).

REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE, O. R. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. In: BOLETIM DO SERVIÇO GEOLÓGICO E MINERAL BRASILEIRO, 1922. v. 3, p. 1-84.
- ALMEIDA, M. E. *Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil*. 2006. 227 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.; OLIVEIRA, E. C. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, v. 155, n. 1-2, p. 69-97, 2007.
- ANDRADE, A. F.; SANTIAGO, A. F.; MELO, C. F.; BIZINELLA, G. A.; MOREIRA, H. L.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; MOURA, P. A.; LOPES, R. C.; ROSA FILHO, S. F.; NEVES, S. A. V. Projeto Tapajós-Sucunduri: Relatório de Integração Geológica. Manaus: DNPM/CPRM, 1978, 3 v. (Relatório Inédito).
- ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H. L. Projeto Estanho do Abonari. Manaus: DNPM/CPRM, 1976. 2 v. (Relatório Final).
- ARAÚJO, J. F. V.; MONTALVÃO, R. M. G.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; CUNHA, F. M. B.; FERNANDES, C. A. C.; BASEI, M. A. S. Geologia. Projeto RadamBrasil. Folha SA. 21 - Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1976. p. 19-122.
- AVELAR, V. G. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do escudo das Guianas*. 2002. 213 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, n. 2-4, p. 83-99, 2003.
- BRITO NEVES, B. B. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 270-286, 2011.
- BRITO, M. F. L.; ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Córdoba. *Anais...* Córdoba: 1999. p. 40-43.
- BRYAN, S.E. Silicic large igneous provinces. *Episodes*, v. 30, n. 1, p. 20-31, 2007.
- BRYAN, S. E.; ERNST, R. E. *Proposed revision to large igneous province classification*. 2006. Disponível em: <<http://www.mantleplumes.org/LIPClass2.html>>. Acesso em: 25 jun. 2010.
- BRYAN, S. E.; ERNST, R. E. Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth Sciences Reviews*, v. 86, n. 1-4, p. 175-202, 2008.
- BRYAN, S. E.; RILEY, T.R.; JERRAM, D. A.; LEAT, P.T.; STEPHENS, C.J. Silicic volcanism: an under-valued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In: MENZIES, M. A.; KLEMPERER, S. L.; EBINGER, C. J.; BAKER, J. (eds) *Magmatic Rifted Margins. Geological Society of America Special Paper*, 2002. v. 362, p. 99-120.
- CAS, R. A. F.; WRIGHT, J. V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, 1987. 528 p.
- CHAVES, O. A.; HAGE, A. J. J.; MACHADO, J. I. L.; SERIQUE, J. S. C. B.; LISBOA, L. G. S.; SERFATY, S.; SILVA, G. G.; ALMARÁZ, J. S.; SANTOS, J.

- M. S.; DUTRA, C. V.; MOUTINHO, L. A. Projeto Trombetas-Erepecuru: pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, v. 1, 216 p., 1977.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, n. 3-4, p. 396-407, 2009.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, v. 42, n. 9, p. 832-849, 2000.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA, M. J. B. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 382-403, 1987.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v. 50, n. 1-3, p. 113-138, 1994.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999. Gramado. *Anais...* Gramado: 1999. p. 31.
- DINGWELL, D. B.; WEBB, S. L. Relaxation in silicate melts. *European Journal of Mineralogy*, v. 2, p. 427-449, 1990.
- FERNANDES, C. M. D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L. V. S.; LAGLER, B.; MISAS, C. M. E. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, v. 4, p. 351-368, 2011.
- FERNANDES, C. M. D.; LAMARÃO, C. N.; TEIXEIRA, N. P. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 3, p. 565-576, 2006.
- FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; LIMA, E. F.; COSTI, H. T.; MOURA, C. A. V.; PRADO, M.; GALARZA, M. A. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 3, p. 499-512, 2006.
- FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; COSTI, H. T.; PIEROSAN, R.; PRADO, M. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, v. 2, p. 483-497, 2010.
- FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; ROLIM, S. B. A.; HOFF, R.; UMANN, L. V.; MINUZZI, O. R. R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. *Anais eletrônicos...* Belém: 2002. CD-ROM.
- FINK, J. H. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, n. 3, p. 362-380, 1983.
- FISHER, R. V. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, n. 9, p. 1409-1414, 1961.
- FISHER, R. V.; SCHMINCKE, H. U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer Verlag, 1984. 462 p.
- GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, n. 4, p. 351-363, 1998.
- GÜMBEL, C. W. VON. *Die Paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges*. Munich: Weiss, 1874. 50 p.
- GUDMUNDSSON, A. Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses, and rock behaviour during collapse-caldera formation. In: GOTTMANN, J.;

- MARTI, J. *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. v. 10. Amsterdam: Elsevier, 2008. p. 313-349.
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C. A.; FARACO, M. T. L. Projeto Trombetas-Mapuera: relatório final. v. I e II. Belém: DNPM/CPRM, 1984. (Texto e anexos).
- JULIANI, C.; FERNANDES, C. M. D. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 191, n. 3-4, p. 167-179, 2010.
- JULIANI, C.; FERNANDES, C. M. D.; MONTEIRO, L. V. S.; LAGLER, B.; MISAS, C. M. E. Very low-grade metamorphism and very well preserved epithermal mineralization in the Paleoproterozoic Uatumã LIP, southern Amazonian craton, Brazil. In: EUROPEAN GEOSCIENCES UNION. 2011. Austria. *Geophysical Research Abstracts...* Austria: 2011. v. 13, p. 11815.
- JULIANI, C.; RYE, R. O.; NUNES, C. M. D.; SNEE, L. W.; CORREA SILVA, R. H.; MONTEIRO, L. V. S.; BETTENCOURT, J. S.; NEUMANN, R.; NETO, A. A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p. 95-125, 2005.
- KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000. Escala 1:250.000. CD-ROM.
- KOBER, B. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, n. 4, p. 482-490, 1986.
- KOBER, B. Single-zircon grain evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, n. 1, p. 63-71, 1987.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p. 189-223, 2002.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M. M. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, p. 277-292, 2005.
- LE MAITRE, R. W. *A classification of igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 252 p.
- LIMA, E. F.; RIZZON, G. C.; PHILIPP, R. P. Sistema de alimentação dos fluxos ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos (RS). In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 5., 2011. Goiás. *Anais...* Goiás: 2011. p. 03.
- LOGFREN, G. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, n. 1, p. 111-114, 1971a.
- LOGFREN, G. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, v. 76, n. 23, p. 5635-5648, 1971b.
- LOWELL, R. P. Modeling continental and submarine hydrothermal systems. *Reviews of Geophysics*, v. 29, n. 3, p. 457-476, 1991.
- LUDWIG, K. R. *User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1)*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, v. 4, 71 p., 2004.
- MACAMBIRA, M. J. B.; ALMEIDA, M. E.; SANTOS, L. S. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. *Anais...* Belém: 2002. p. 22.
- MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília, CPRM: 1997. 344 p. Escala 1:250.000.
- MARQUES, S. N. S.; NASCIMENTO, R. S. C.; SOUZA, V. S.; DANTAS, E. L. Características

- geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007. Porto Velho. *Anais...* Porto Velho: 2007. p. 221-224.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: Univ. Tasmania, 1993. 191 p.
- MELO, A. F. F.; SANTOS, A. J.; CUNHA, M. T. P.; CAMPOS, M. J.; D'ANTONA, R. J. G. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. v. I-A e B. Manaus: DNPM/CPRM, 1978.
- MITCHELL, R.H. The Lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology*, v. 51, n. 2-4, p. 137-146, 1994.
- MONTALVÃO, R. M. G.; BEZERRA, P. E. L.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, C. A. C.; SILVA, C. G. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: B.D.N.D.P.M.P. (Ed.), Projeto RADAMBRASIL, Geologia, Rio de Janeiro, 1975.
- MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; MATSUDA, N. S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriiri – sudoeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999. Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1999. p. 475-477.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola, Ministério da Agricultura, 1943. 813 p. (Série Didática).
- OLIVEIRA, M. J. R.; ALMEIDA, M. E.; LUZARDO, R.; FARIA, M. S. G. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 39., 1996. Salvador. *Anais...* Salvador. 1996. v. 2, p. 213-216.
- OLIVEIRA, A. S.; FERNANDES, C. A. C.; ISSLER, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G.; TEIXEIRA, W. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro, DNPM, 1975. Projeto RADAMBRASIL (Levantamento de Recursos Minerais, 9). p. 21-118.
- PESSOA, M. R.; ANDRADE, A. F.; NASCIMENTO, J. O.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LOPES, R. C.; PRAZERES, W. V. *Projeto Jamanxim: relatório final*. Manaus, CPRM/DNPM, 1977. v. 3, 614 p.
- PIEROSAN, R.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; BASTOS NETO, A. C.; CAMPOS, C. P.; JARVIS, K.; FERRON, J. M. T. M.; PRADO, M. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, v. 53, p. 946-979, 2011a.
- PIEROSAN, R.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; CAMPOS, C. P.; BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J. M. T. M.; PRADO, M. Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 83, n. 3, p. 921-937, 2011b.
- PINHO, S. C. C.; FERNANDES, C. M. D.; TEIXEIRA, N. P.; PAIVA JR., A. L.; CRUZ, V. L.; LAMARÃO, C. N.; MOURA, C.A.V. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 793-802, 2006.
- QUANE, S. L.; RUSSELL, J. K. Welding: insights from high-temperature analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 142, p. 67-87, 2005.
- REIS, N. J.; ALMEIDA, M. E.; RIKER, S. R. L.; FERREIRA, A.L. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas. Manaus, CPRM, 2006 (Convênio CPRM/CIAMA). 125 p., il. Escala 1:1.000.000.
- REIS, N. J.; FARIA, M. S. G.; FRAGA, L. M.; HADDAD, R. C. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 380-383, 2000.
- REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G.; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: *Geology of France and Surrounding Areas - Special Guiana Shield*, n. 2-3-4, p. 121-134, 2003.
- ROCK, N. M. S. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: FITTON, J. G.; UPTON, B. G. J. *Alkaline igneous rocks*. Geological Society Special Publications, v. 30, p. 191-226, 1987.
- ROCK, N. M. S. *Lamprophyres*. London: Great Britain, 1991. 285 p.

- SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. p. 198.
- SANTOS, J. O. S.; VAN BREEMEN, O. B.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 131, p. 73-109, 2004.
- SANTOS, J. O. S.; GROVES, D. I.; HARTMANN, L. A.; MOURA, M. A.; MCNAUGHTON, N. J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, n. 3-4, p. 279-299, 2001.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., Belém. *Anais...* Belém: 2006.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 15, n. 4, p. 409-429, 2002.
- SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. p. 5-53.
- SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; SALUM, O. A. L.; DALL'AGNOL, R.; BASEI, M. A. S. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1974. Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p. 309-320.
- SMITH, R. L. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, n. 6, p. 795-841, 1960.
- SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; PIEROSAN, R.; MACHADO, A. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, n. 3, p. 420-435, 2011.
- SPARKS, R. S. J.; WALKER, G. P. L. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Physics of Sciences*, v. 241, p. 62-64, 1973.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 2, v. 26, p. 207-221, 1975.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, n. 1, p. 1-33, 1976.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.
- TEIXEIRA, N. P.; FERNANDES, C. M. D.; MOURA, C. A. V.; PINHO, S. C. C. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. *Anais...* Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002. p. 28.
- VALÉRIO, C. S. *Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozóicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas*. 2011. 139f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- VALÉRIO, C. S.; SOUZA, V. S.; MACAMBIRA, M. J. B. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon

geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 28, n. 3, p. 304-320, 2009.

VASQUEZ, M. L.; KLEIN, E. L.; QUADROS, M. L. E. S.; BAHIA, R. B. C.; SANTOS, A.; RICCI, P. S. F.; SACHETT, C. R.; SILVA, C. M. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999. Manaus, *Anais...*, Manaus: SBG/Núcleo Norte, 1999. p. 471-474.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo. Belém, CPRM, 2008. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.

VEIGA JÚNIOR, J. P.; NUNES, A. C. B.; FERNANDES, A. S.; AMARAL, J. E.; PESSOA, M. R.; CRUZ, S. A. S. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final. Manaus: CPRM, 1979. v. 7.