



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

***ÁREA: GEOQUÍMICA E PETROLOGIA
SUBÁREA: PETROLOGIA***

TESE DE MESTRADO

“Geologia, Geoquímica e Geocronologia das vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás”

Autor:

CARLOS MARCELLO DIAS FERNANDES

Orientador:

CLAUDIO NERY LAMARÃO

JUNHO/2005

Aos meus pais Carlos e Graça, ao meu irmão Murillo, aos meus avós paternos Antônio e Francisca (in memoriam), aos meus avós maternos João e Raimunda, à minha namorada Gilmara, e ao meu amigo Nilson Pinto Teixeira (in memoriam).

AGRADECIMENTOS

- A Universidade Federal do Pará pela infra-estrutura;
- Ao Centro de Geociências da UFPA;
- Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão de bolsa de mestrado;
- Ao Núcleo PRONEX (103-98/MCT/CNPq-Proc. 66.2103/98-0) do CG/UFPA pelo apoio financeiro nas etapas de campo;
- Ao CNPq – Projeto Magmatismo da Província Mineral de Carajás: processos, colocação e implicações para a evolução crustal (Processo 476075/2003-3) pelo apoio financeiro nas análises químicas em rocha total;
- Ao Prof. Nilson Pinto Teixeira (*in memoriam*) pela orientação, oportunidade e grande amizade;
- Ao Prof. Claudio Nery Lamarão pelo empenho dispensado na conclusão da orientação;
- Ao Prof. Candido Augusto Veloso Moura pelo acompanhamento e ajuda nas análises geocronológicas, bem como aos demais professores e técnicos do Pará-Iso pela colaboração;
- Ao Prof. Roberto Dall’Agnol pelas discussões técnicas;
- Ao Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho pelo auxílio na utilização de produtos de sensores remotos, bem como a todos os técnicos do LAIT (Laboratório de Imagens do Trópico úmido);
- Aos geólogos Carlos Heron Tavares Dias e Bá Amadou (CVRD-Tucumã) pela concessão do apoio logístico do Acampamento Jacarezinho, bem como aos técnicos Walter Luiz Brito da Silva e Roberto Messias pelo apoio na primeira etapa de campo;
- Ao Prof. Caetano Juliani da USP pelo auxílio nos estudos petrográficos;
- Ao Prof. Carlos Eduardo de Mesquita Barros pela ajuda na captura de fotomicrografias;
- Ao químico Natalino Valente do Laboratório de Análises Químicas do CG-UFPA, pelas análises de FeO;
- Aos motoristas da UFPA Walter de Moraes Pompeu e Lourivaldo Gomes da Costa pelo auxílio na primeira e segunda etapas de campo, respectivamente;
- Aos amigos da Sala 3 Ari, Cleber, Davis e Marcelo pelo auxílio mútuo e companheirismo;
- Aos amigos do CPGG Fabrício, Wiverson, Bruno e Aderson pelos momentos de descontração;
- A todos os colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides – GPPG;
- Aos bibliotecários, secretários e técnicos do Centro de Geociências;
- As demais pessoas que auxiliaram de alguma forma na realização deste trabalho.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	v
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 – INTRODUÇÃO	5
1.1 – APRESENTAÇÃO	5
1.2 – CONTEXTO REGIONAL	7
1.3 – GEOLOGIA REGIONAL: LISTOESTRATIGRAFIA, ASPECTOS ESTRUTURAIS E GEOCRONOLOGIA	12
1.3.1 – Arqueano	12
1.3.1.1 – Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará (TGGSP)	12
1.3.1.2 – Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI)	13
1.3.1.2.1 – Domínio Imbricado	13
1.3.1.2.2 – Domínio Transcorrente	14
1.3.2 – Proterozóico	15
1.3.2.1 – Intrusões Ácidas e Máficas-Ultramáficas	16
1.3.2.1.1 – Suíte Cateté	16
1.3.2.1.2 – Granito Parauari	16
1.3.2.1.3 – Grupo Uatumã	17
1.3.2.1.4 – Formação Triunfo	18
1.3.2.1.5 – Suíte Intrusiva Velho Guilherme	18
1.3.3 – Fanerozóico	19
1.3.3.1 – Mesozóico	20
1.3.3.2 – Cenozóico	20
1.4 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA	21
1.5 – TRABALHOS ANTERIORES	22
1.6 – JUSTIFICATIVA PARA AS PESQUISAS	23
1.7 – OBJETIVOS	25
1.8 – ATIVIDADES DESENVOLVIDAS E MÉTODOS APLICADOS	25
1.8.1 – Pesquisa bibliográfica	25
1.8.2 – Mapeamento e amostragem	25
1.8.3 – Petrografia	26
1.8.4 – Geoquímica	26
1.8.5 – Geocronologia Pb-Pb em zircão	27
1.9 – DEPÓSITOS VULCÂNICOS: ASPECTOS CONCEITUAIS E CLASSIFICAÇÃO	28
2 – ASPECTOS DE CAMPO	33
3 – PETROGRAFIA E ANÁLISE TEXTURAL	37
3.1 – FORMAÇÃO SOBREIRO	38
3.1.1 – Derrames de lavas coerentes	38

3.1.1.1 – Traquibasaltos com matriz microlítica (TMM).....	38
3.1.1.2 – Andesitos-basáltico (AB)	39
3.1.1.3 – Andesitos-basáltico esferulíticos (ABE)	40
3.1.1.4 – Traquiandesitos porfíricos com matriz microlítica (TPMM).....	41
3.1.1.5 – Traquiandesitos com matriz criptocristalina (TMC).....	41
3.1.1.6 – Andesitos porfíricos com matriz microlítica (APMM).....	43
3.1.1.7 – Dacitos com matriz criptocristalina (DMC).....	43
3.1.1.8 – Dacitos porfíricos com matriz microlítica (DPMM).....	44
3.1.1.9 – Traquitos com matriz microlítica (TTMM)	45
3.1.2 – Depósitos de rochas piroclásticas.....	46
3.1.2.1 – Tufo de cristais máfico (TCM).....	46
3.1.2.2 – Tufo vítreo máfico (TVM)	47
3.2 – FORMAÇÃO IRIRI	63
3.2.1 – Derrames de lavas coerentes	63
3.2.1.1 – Riolitos porfíricos com matriz criptocristalina a vítrea (RPMC).....	63
3.2.1.2 – Riolitos porfíricos com matriz criptocristalina à esferulítica (RPME)	63
3.2.1.3 – Riolitos porfíricos com matriz felsofírica (RPMF).....	64
3.2.2 – Depósitos de rochas piroclásticas.....	66
3.2.2.1 – Brecha de cristais félsica (BCF).....	66
3.2.2.2 – Tufo vítreo félsico (TVF).....	66
4 – GEOQUÍMICA	74
4.1 – ELEMENTOS MAIORES	74
4.2 – ELEMENTOS TRAÇO.....	82
4.3 – CONSIDERAÇÕES EM RELAÇÃO AO AMBIENTE TECTÔNICO.....	84
5 – GEOCRONOLOGIA.....	94
5.1 – FORMAÇÃO SOBREIRO	94
5.2 – FORMAÇÃO IRIRI	97
6 – ESTUDO COMPARATIVO COM ROCHAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS DE OUTRAS REGIÕES DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	98
6.1 – GRUPO SURUMU	99
6.2 – FORMAÇÕES VILA RIOZINHO E MORAES ALMEIDA (PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS).....	99
6.3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS ASSOCIAÇÕES VULCÂNICAS.....	100
7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	114
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
ANEXO A – MAPA DE AMOSTRAGEM DAS UNIDADES ESTUDADAS	
ANEXO B – MAPA GEOLÓGICO DAS UNIDADES ESTUDADAS	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras		Página
1.1	Mapa geológico da região de São Félix do Xingu	6
1.2	Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 1999)	10
1.3	Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Santos <i>et al.</i> 2000)	11
1.4	Localização da área de estudo e principais vias de acesso	21
1.5	Classificação genética dos depósitos vulcânicos (McPhie <i>et al.</i> 1993)	30
1.6	Diagrama de classificação para rochas piroclásticas primárias (Fisher & Schmincke 1984)	32
2.1a	Morfologia associada à Formação Sobreiro às margens do Rio Xingu	34
2.1b	Afloramento de traquiandesito da Formação Sobreiro, nordeste de São Félix do Xingu	34
2.2a	Borda sul do domo de Santa Rosa, oeste de São Félix do Xingu	35
2.2b	Afloramento de brecha de cristais félsica da Formação Iriri, às margens da estrada do Tabão	35
2.3a	Afloramento de aglomerado vulcânico polimítico da Formação Iriri, às margens da estrada do Xadá	36
2.3b	Granito porfirítico com encaves de riolito da Formação Iriri, às margens da estrada do Xadá	36
3.1	Aspectos mesoscópico e microscópico de traquibasalto com matriz microlítica da Formação Sobreiro	49
3.2	Aspectos mesoscópico e microscópico de andesito-basáltico da Formação Sobreiro	50
3.3	Aspectos mesoscópico e microscópico de andesito-basáltico esferulítico da Formação Sobreiro	51
3.4	Aspectos mesoscópico e microscópico de traquiandesito porfirítico com matriz microlítica da Formação Sobreiro	52
3.5	Aspectos mesoscópico e microscópico de traquiandesito com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro	53
3.6	Aspectos mesoscópico e microscópico de traquiandesito da Formação Sobreiro	54
3.7	Aspectos mesoscópico e microscópico de andesito porfirítico com matriz microlítica da Formação Sobreiro	55
3.8	Aspectos mesoscópico e microscópico de dacito com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro	56
3.9	Aspectos microscópicos de dacito da Formação Sobreiro	57
3.10	Aspectos mesoscópico e microscópico de dacito porfirítico com matriz microlítica da Formação Sobreiro	58
3.11	Aspectos microscópicos de traquito com matriz microlítica da Formação Sobreiro	59
3.12	Aspectos microscópicos de traquito com matriz microlítica da Formação Sobreiro	60
3.13	Aspectos mesoscópico e microscópico de tufo de cristais da Formação Sobreiro	61
3.14	Aspectos mesoscópico e microscópico de tufo vítreo da Formação Sobreiro	62

3.15	Aspectos mesoscópico e microscópico de riolito com matriz criptocristalina a vítrea da Formação Iriri	68
3.16	Aspectos mesoscópico e microscópico de riolito com matriz criptocristalina a esferulítica da Formação Iriri	69
3.17	Aspectos mesoscópico e microscópico de riolito com matriz felsofírica da Formação Iriri	70
3.18	Aspectos mesoscópico e microscópico de riolito da Formação Iriri	71
3.19	Aspectos mesoscópico e microscópico de tufo de cristais da Formação Iriri	72
3.20	Aspectos mesoscópico e microscópico de tufo vítreo da Formação Iriri	73
4.1a	Diagrama TAS (Le Maitre 2002) para rochas vulcânicas da região de São Félix do Xingu	77
4.1b	Diagrama AFM para rochas vulcânicas da região de São Félix do Xingu	77
4.2	Índice de saturação em alumina para as rochas vulcânicas estudadas	78
4.3	Diagramas de Harker de elementos maiores para as rochas em estudo das Formações Sobreiro e Iriri	79
4.4	Diagramas de Harker para as rochas estudadas	80
4.5a	Diagrama de Brown <i>et al.</i> (1984) para rochas da Formação Sobreiro	81
4.5b	Diagrama K ₂ O x SiO ₂ para as rochas da Formação Sobreiro	81
4.6a	Diagrama Y x Nb para as rochas vulcânicas estudadas	86
4.6b	Diagrama (Y+Nb) x Rb para as rochas vulcânicas estudadas	86
4.7	Diagramas de Harker de elementos traço para as rochas em estudo da Formação Sobreiro e Iriri	87
4.8	Padrões de ETR para as rochas em estudo	88
4.9	Diagrama de multi-elementos para as rochas das Formações Sobreiro e Iriri	89
4.10a	Diagrama Zr x Ti de Pearce & Cann (1973) para a Formação Sobreiro	90
4.10b	Diagrama de Whalen <i>et al.</i> (1997) para a Formação Iriri	90
5.1	Diagrama geocronológico mostrando a média das idades de cristais de zircão de dacito da Formação Sobreiro	96
6.1	Esboço do Cráton Amazônico (Dall'Agnol <i>et al.</i> 1999a) com a localização das rochas vulcânicas utilizadas para comparação	103
6.2a	Diagrama TAS de Le Maitre (2002) para as rochas vulcânicas comparadas	104
6.2b	Diagrama ANK/ACNK	104
6.3a	Diagrama K ₂ O x SiO ₂ para as rochas utilizadas para comparação	105
6.3b	Diagrama de Pearce <i>et al.</i> (1984)	105
6.4a	Diagrama AFM para as rochas vulcânicas utilizadas para comparação	106
6.4b	Diagrama de Brown <i>et al.</i> (1984) para as rochas utilizadas para comparação	106
6.5	Padrões de ETR para as rochas utilizadas para comparação	107
Tabelas		
4.1	Análises químicas representativas das rochas vulcânicas em estudo	91
5.1	Dados geocronológicos das Formações Sobreiro e Iriri	95
6.1	Análises químicas representativas do Grupo Surumu	108
6.2	Análises químicas representativas das Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida	110

RESUMO

Na região de São Félix do Xingu, centro-sul do estado do Pará, no âmbito da Província Mineral de Carajás, ocorreu no Paleoproterozóico amplo vulcanismo de caráter efusivo e explosivo, que resultou em depósitos de lavas coerentes e de fluxo piroclástico pertencentes às Formações Sobreiro e Iriri, do Grupo Uatumã. Análises químicas em rocha total revelaram a existência de traquibasalto, andesito-basáltico, traquiandesito, andesito, dacito e traquito e tufo máfico de cristais e vítreo na Formação Sobreiro e, riolito, tufo vítreo félsico, brecha de cristais félsica e brecha polimítica maciça na Formação Iriri. Essas rochas vulcânicas encontram-se sobrepostas ao Granito Parauari, do Paleoproterozóico, e às unidades do embasamento arqueano retrabalhado, dos domínios do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

As lavas da Formação Sobreiro apresentam aspecto maciço, texturas porfirítica e afanítica e coloração variável, desde negra, cinza-escuro a verde-escuro. Ao microscópio, os derrames de lavas coerentes apresentam textura microporfirítica a microglomeroporfirítica, ora holocristalina ora hipocristalina, com microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólio, imersos em matriz criptocristalina ou microlítica. Subordinadamente ocorrem litotipos afíricos constituídos por esferulitos dos tipos “esférico”, “leque” e “nó de gravata” formados pelo intercrescimento de fibras de anfibólio. Sericita, clorita, epídoto, carbonatos e minerais opacos são fases secundárias. Localmente ocorrem amígdalas esféricas à sub-esféricas preenchidas, a partir do núcleo por clorita, quartzo, epídoto, carbonatos e, localmente, opacos. Zircão, apatita e minerais opacos ocorrem como principais acessórios primários. Por sua vez, os litotipos piroclásticos apresentam grande quantidade de cristais e fragmentos de cristais de quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólio mal selecionados, bem como fragmentos líticos de composição intermediária e vítrea (*glassy shards*) e *pumices*, suportados por matriz vitrofírica. Localmente, ocorrem fraturas, as quais podem estar preenchidas por material hidrotermal como quartzo, epídoto, clorita e, em menor proporção, carbonatos. Esses mesmos minerais podem também ocorrer como produtos da alteração hidrotermal pervasiva que afetou essas rochas em diferentes graus.

As lavas que constituem a Formação Iriri mostram também aspecto maciço, texturas porfirítica e afanítica e coloração rosa-claro, rosa-avermelhado e rosa-escuro. As variedades porfiríticas ostentam fenocristais milimétricos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico envoltos por matriz afanítica. Ao microscópio são caracterizadas por textura porfirítica holocristalina e matriz felsofírica, criptocristalina ou esferulítica e, localmente, granofírica. Clorita, epídoto, carbonatos e sericita são minerais secundários. Zircão e minerais opacos são as

principais fases acessórias primárias. Em relação aos termos piroclásticos, estão presentes tufo e brechas caracterizados por cristais e fragmentos de cristais de anfibólio e, subordinadamente, plagioclásio, bem como fragmentos líticos de composições félsica e intermediária suportados por matriz vitrofírica. Em menor proporção ocorrem brechas maciças contendo fragmentos centimétricos de várias litologias imersos em matriz vitrofírica. Sericita, carbonatos e minerais opacos apresentam-se como fases secundárias.

Os dados petrográficos indicam que os derrames de lavas coerentes formaram-se em dois estágios de resfriamento e cristalização. Tal afirmativa é sustentada pela ocorrência de fenocristais euédricos, localmente sub-arredondados a arredondados. A presença de grande quantidade de fragmentos de cristais e partículas vítreas envoltos por matriz vítrea encontrada nos depósitos piroclásticos sugere que os mesmos formaram-se por vulcanismo explosivo seguido de fluxo piroclástico.

Com base em dados geoquímicos e diagramas discriminantes concluiu-se que a associação vulcânica da região de São Félix do Xingu é bimodal, formada provavelmente entre final de um evento orogênico e o início de uma fase de *rift* extensional intracontinental, sendo que este último estendeu-se até o Mesoproterozóico. As rochas pertencentes à Formação Sobreiro são metaluminosas, natureza cálcico-alcalina transicional de alto-K a shoshonítica e de afinidade geoquímica de arco vulcânico transicional entre imaturo e maturo. Apresentam fracionamento de ETRP em relação aos ETRL e inexpressiva anomalia de Eu. As rochas da Formação Iriri são metaluminosa a peraluminosa, transicional entre subalcalina e alcalina e afinidade geoquímica intraplaca. Mostram conteúdos de ETR mais elevados em relação aos vulcanitos da Formação Sobreiro e padrão de fracionamento dos ETR com acentuada anomalia negativa de Eu.

Datações Pb-Pb em zircão revelaram idade média de 1880 ± 6 Ma para rochas dacíticas da Formação Sobreiro, interpretada como idade de cristalização da rocha. Em relação à idade da Formação Iriri, granitos pórfiros associados a esta unidade foram datados recentemente por esta mesma metodologia e acusaram idade de cristalização em torno de 1880 Ma, sugerindo que a Formação Iriri deve apresentar idade de cristalização próxima daquela encontrada para a Formação Sobreiro.

ABSTRACT

In the São Félix do Xingu region, southeast of the Pará state, in the scope of the Carajás Mineral Province, an efusive and explosive volcanics rocks occur. They are characterized by coherent lava and pyroclastic flow grouped in the Sobreiro and Iriri formations of the Uatumã Group. Geochemical analyses showed the existence of trachybasalt, basaltic-andesite, basaltic-andesite, trachyandesite, andesite, dacite and trachyte and glass and crystals mafic tuff in the Sobreiro Formation; and rhyolite, felsic glass and crystals tuff and massive polimitic breccia in the Iriri Formation. These volcanic rocks overlap the Paleoproterozoic Parauari Granite, and units of the reworked Archean basement (Itacaiúnas Shear Belt).

The Sobreiro Formation flow volcanic rocks are massive, with porphyritic and aphyric textures and black, dark-gray to dark-green colors. In the microscope, they show holocrystalline or hipocrystalline microporphyritic to microglomeroporphyritic texture, with microphenocrystals of plagioclase, clinopyroxene and rare amphibole, immersed in a cryptocrystalline, microlitic or spherulitic groundmass. Aphyric terms, consisting of spherical, fan and bow-tie spherulites, formed by crystal fibres of amphibole, are subordinate. Sericite, chlorite, epidote and carbonates are secondary phases. Spherical to sub-spherical amygdales, related to degasification processes, occur locally. They are filled from the center to the border by chlorite, quartz, epidote, carbonates and locally oxides. Zircon, apatite, and oxide minerals are the main primary accessory minerals. The pyroclastic terms are characterized by poorly selected quartz, plagioclase, clinopyroxene and amphibole crystals and crystal fragments, together with lithic fragments of intermediate rocks, glassy shards, and strongly welded pumices lying in a vitrophyric matrix. These rocks were affected by hidrothermal alteration, with development of epidote, oxide minerals, sericite, and rare carbonates. Locally, they show fractures, filled with quartz, epidote, chlorite and carbonate, the same mineral phases associated with hydrothermal alteration of these rocks.

The Iriri Formation flow volcanic rocks are also massive, with porphyritic and aphyric textures and rose color. Porphyritic varieties exhibit millimetric phenocrystals of quartz, plagioclase, and potassic feldspar in an afanitic groundmass. At the microscope, it is characterized by a holocrystalline texture and a felsophyric, cryptocrystalline, spherulitic or locally granophyric groundmass. Chlorite, epidote, carbonates and sericite are secondary minerals. Zircon and oxide minerals are the main primary accessory phases. The pyroclastic terms are tuffs and breccias with amphibole and plagioclase, crystals and crystal fragments, as well as lithic fragments of felsic and intermediate composition supported by a vitrophyric

groundmass. Massive breccias with centimetric fragments of varied lithologies in a vitrophyric groundmass occur locally. Sericite, carbonates and oxide minerals occur as secondary phases.

The data suggest that the coherent lava spills had been in two stages of cooling and crystallization. Such affirmation is supported by the occurrence of euhedral phenocrysts, locally subrounded to rounded. The presence of abundant of crystal fragments and glassy particles enclosed by glassy matrix in pyroclastic deposits suggests that the latter were related to explosive volcanic activities followed by pyroclastic flow.

Geochemical data and discriminant diagrams show a bimodal group of rocks, formed in a latest stage of subduction event and earliest stage of continental rift. The Sobreiro Formation rocks are of metaluminous composition, high-K to shoshonitic transitional calc-alkaline and geochemical affinity of mature to immature volcanic arc. They present fractionation of HREE in relation to the LREE and inexpressive Eu anomaly. The Iri Formation rocks are of metaluminous to peraluminous composition, transitional subalkaline to alkaline and intraplate geochemical affinity. Shows more enriched patterns of REE in relation to the rocks of the Sobreiro Formation and strong negative Eu anomaly.

Pb-Pb in zircon dating yielded an average age of 1880 ± 6 Ma for a dacitic rock of the Sobreiro Formation, interpreted as its crystallization age. Porphyritic granites associated to Iri Formation were recently dated by this same method and yielded a crystallization age around 1880 Ma, showing that formations Iri and Sobreiro have very similar crystallization ages.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

O Cráton Amazônico foi palco no Paleoproterozóico de uma das mais importantes atividades magmáticas de natureza anorogênica do mundo. Ele ostenta um grande volume de rochas granitóides de composições e naturezas variadas, vulcânicas intermediárias e félsicas e subordinados tipos plutônicos máficos e ultramáficos (Dall’Agnol *et al.* 1987; Bettencourt & Dall’Agnol *et al.* 1987; Bettencourt *et al.* 1991; Dall’Agnol *et al.* 1997; Teixeira *et al.* 1998; Dall’Agnol *et al.* 1999a; Bettencourt *et al.* 1999; Teixeira *et al.* 2002a; Lamarão *et al.* 2002).

Na região centro-sul do Estado do Pará, em área circunvizinha ao município de São Félix do Xingu, ocorre um amplo vulcanismo (Figura 1.1) efusivo e explosivo, evidenciado por: derrames de lavas coerentes de composições andesítica, dacítica e riolítica; depósitos de fluxo piroclástico, representados por tufos vítreos e de cristais e brechas polimíticas maciças. O vulcanismo intermediário tem afinidade geoquímica de arco-vulcânico e caráter cálcico-alcálico. E o ácido, tem caráter anorogênico e assinatura geoquímica intraplaca (Teixeira *et al.* 2002b), os quais se encontram reunidos, respectivamente, nas Formações Sobreiro e Iriri, do Grupo Uatumã (CPRM/DNPM 1997).

Apesar da evolução do conhecimento nos últimos anos, há uma grande carência de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos mais detalhados acerca dessas rochas, tanto na região centro-sul do Estado do Pará, quanto em relação ao Cráton Amazônico como um todo. Essa escassez de informações é decorrente, em parte, das dificuldades de acesso às suas áreas de ocorrência e da imensa cobertura vegetal da floresta amazônica.

No presente trabalho é apresentada uma revisão temática introdutória sobre alguns trabalhos que envolveram o magmatismo Uatumã, o quadro geológico da região de São Félix do Xingu, baseado em dados e interpretações de pesquisas anteriores, além de uma breve síntese sobre depósitos vulcânicos. São também apresentados os resultados das análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas de rochas vulcânicas do Grupo Uatumã na área de estudo, com discussões e interpretações sobre sua gênese.

Os resultados deste trabalho visam contribuir com: (a) a melhoria da cartografia das rochas vulcânicas que constituem o Grupo Uatumã na região do município de São Félix do Xingu; (b) a classificação e caracterização dessas rochas sob o ponto de vista petrográfico e geoquímico e, (c) a definição precisa da idade de cristalização dessas unidades, permitindo melhor posicioná-las no quadro geodinâmico regional.

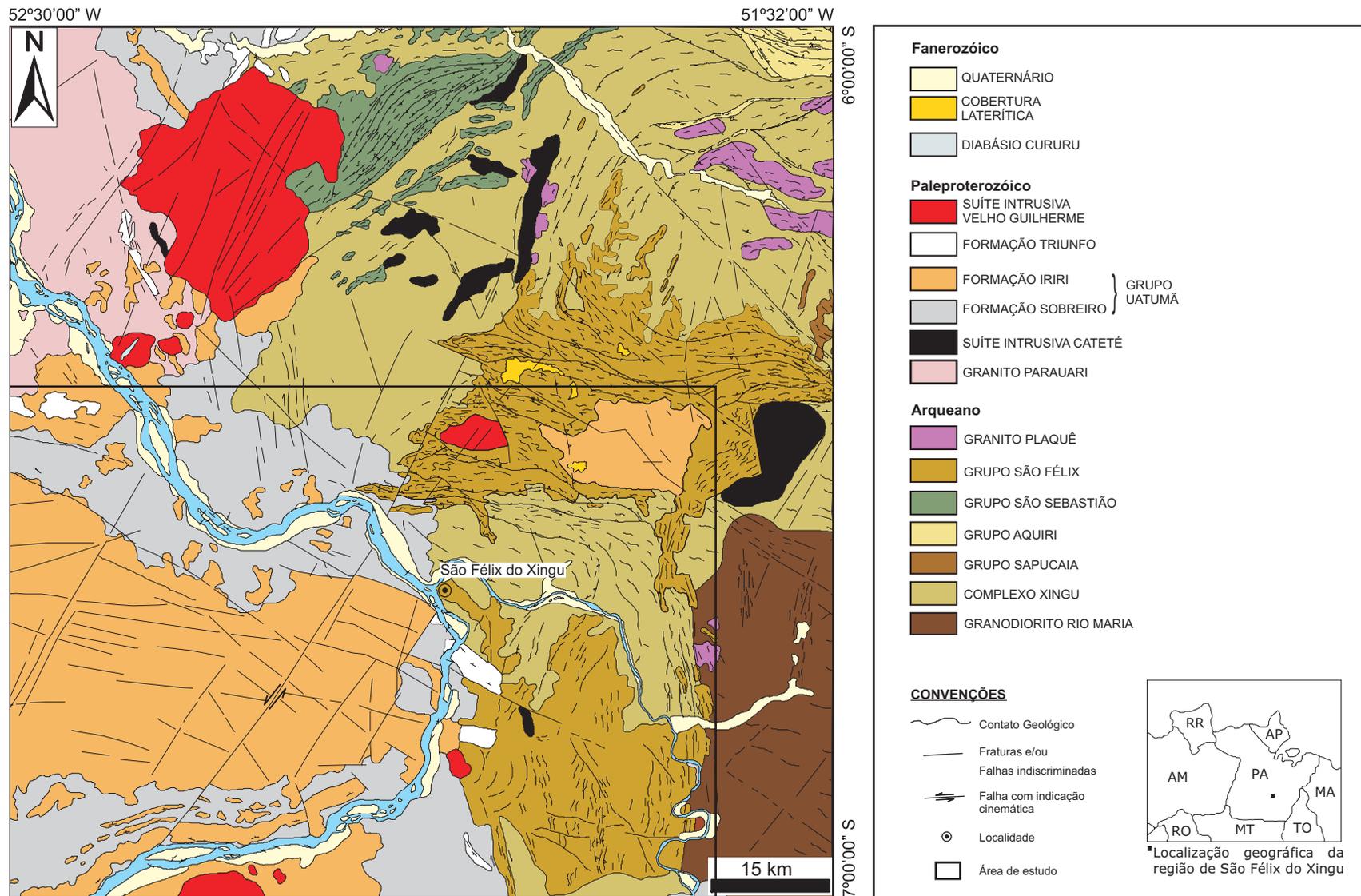


Figura 1.1 – Mapa geológico da região de São Félix do Xingu com base na folha SB-22-Y-B-São Félix do Xingu (modificado de CPRM/DNPM 1997).

1.2 – CONTEXTO REGIONAL

Os vulcanitos do Grupo Uatumã, na região centro-sul do Pará, inserem-se no contexto do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Dois modelos principais procuram explicar a evolução desta mega unidade geotectônica: o fixista e o mobilista. O primeiro, com base em dados estruturais e geofísicos, preconiza o Cráton Amazônico como uma grande plataforma Arqueana que foi retrabalhada e reativada no Proterozóico ($2,0 \pm 0,2$ Ga), durante o ciclo Transamazônico (Amaral 1974; Montalvão & Bezerra 1980; Almeida *et al.* 1981; Hasui *et al.* 1984; Hasui *et al.* 1993; Costa & Hasui 1997). O segundo, apoiado em dados predominantemente geocronológicos, considera que o Cráton Amazônico foi formado no Arqueano, porém evoluiu através de eventos de acreção crustal ocorridos no Proterozóico. Neste modelo, admite-se a existência de um núcleo continental Arqueano ao qual foram acrescentados cinturões móveis e arcos magmáticos a norte e sudoeste, distinguidos em novas províncias geocronológicas (Cordani & Brito Neves 1982; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari *et al.* 1996; Tassinari 1996).

Nos últimos anos, com a geração de novos dados geológicos e geocronológicos, o modelo de províncias geocronológicas tem sofrido revisões e redefinições. O modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999), adotado neste trabalho, divide o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas (Figura 1.2): 1) Amazônia Central ($>2,30$ Ga), 2) Maroni – Itacaiúnas (2,20 – 1,90 Ga), 3) Ventuari - Tapajós (1,95 – 1,80 Ga), 4) Rio Negro – Juruena (1,80 – 1,55 Ga), 5) Rondoniana – San Ignácio (1,50 – 1,3 Ga) e 6) Sunsás (1,25 – 1,00 Ga). Por sua vez, Santos *et al.* (2000) subdividem o Cráton Amazônico em sete províncias geocronológicas, com limites consideravelmente distintos do anterior (Figura 1.3).

A área de estudo situa-se na Província Amazônia Central de Tassinari & Macambira (1999), a qual é considerada a unidade mais antiga em torno da qual as demais províncias foram acrescentadas. O núcleo arqueano mais importante encontra-se na região de Carajás, Estado do Pará, e é cortado por inúmeros corpos granitos anorogênicos de idade Paleoproterozóica (Dall’Agnol *et al.* 1999a). Estende-se para noroeste, através do Estado de Roraima, parte da Guiana e sudeste da Venezuela, onde não são conhecidas outras ocorrências de rochas arqueanas. No modelo de Santos *et al.* (2000), as unidades mais antigas são representadas por dois núcleos que formam a Província Carajás - Imataca. O primeiro envolve as regiões de Carajás, Bacajás (ao norte de Carajás) e sul do Amapá, e o segundo, o Complexo Imataca da Venezuela. As demais áreas da Província Amazônia Central de Tassinari & Macambira (1999) foram separadas por Santos *et al.* (2000) do domínio arqueano e incluídas na sua Província Amazônia Central, redefinida, a qual é

interpretada como produto de retrabalhamento de uma crosta arqueana e constituída predominantemente por rochas cratogênicas não deformadas com idades entre 1,88 e 1,7 Ga. Entretanto, as suítes Água Branca e Pedra Pintada e rochas andesíticas do Grupo Surumu, situadas nos domínios dessa província, possuem idades U-Pb e Pb-Pb em zircão entre 2006 ± 4 Ma e 1938 ± 37 Ma (Almeida *et al.* 1997; Costa 1999), mais antigas, portanto, do que o intervalo de idades anteriormente estabelecido por Santos *et al.* (2000). Sato & Tassinari (1997) e Santos *et al.* (2000) identificaram nos domínios da Província Amazônia Central uma crosta arqueana em profundidade revelada por dados isotópicos, permitindo considerar essa como uma província predominantemente arqueana, mesmo que rochas com essa idade não ocorram em superfície.

A Província Maroni - Itacaiúnas de Tassinari & Macambira (1999) ou Transamazônica de Santos *et al.* (2000), cuja evolução se deu no Paleoproterozóico, situa-se a nordeste e norte da Província Amazônia Central ou Carajás - Imataca. Apresenta expressivas seqüências metavulcano-sedimentares, além de um magmatismo diversificado e grandes domínios de rochas granulíticas. Dados isotópicos disponíveis mostram um padrão concordante, sugerindo a formação de crosta juvenil no paleoproterozóico em quase toda a província (Gruau *et al.* 1985; Sidder & Mendoza 1991; Sato & Tassinari 1997; Santos *et al.* 2000), embora blocos arqueanos tenham sido encontrados na região central do Amapá (Lima 1984; Lafon *et al.* 1998).

A Província Ventuári - Tapajós (Tassinari & Macambira 1999) ou Tapajós - Parima (Santos *et al.* 2000) é interpretada em ambos os modelos como um arco magmático de direção NW-SE dominante, relacionado a processos de subducção e ao evento Transamazônico. É mais bem estudada na região do Tapajós, onde trabalhos recentes sugerem para a mesma um magmatismo distinto e idades um pouco mais novas do que as encontradas nas Províncias Maroni - Itacaiúnas ou Transamazônica (Faraco *et al.* 1997; Sato & Tassinari 1997; Dall'Agnol *et al.* 1999b; Vasquez *et al.* 1999; Klein & Vasquez 2000; Santos *et al.* 2000; Lamarão *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2005). Nessa região predominam rochas granitóides cálcico-alcalinas a alcalinas e extensos derrames de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas em composição. A ausência de rochas arqueanas somada aos dados isotópicos de Nd disponíveis apontam para fontes predominantemente paleoproterozóicas para a origem desta Província (Sato & Tassinari 1997; Lamarão *et al.* 2005).

No geral, os limites entre as províncias são ainda imprecisos, decorrentes em grande parte de informações estruturais, petrológicas e geocronológicas insuficientes até o momento. A

transição entre os domínios arqueano e proterozóico é indefinida e a relação das mineralizações com as associações magmáticas ainda não é conhecida.

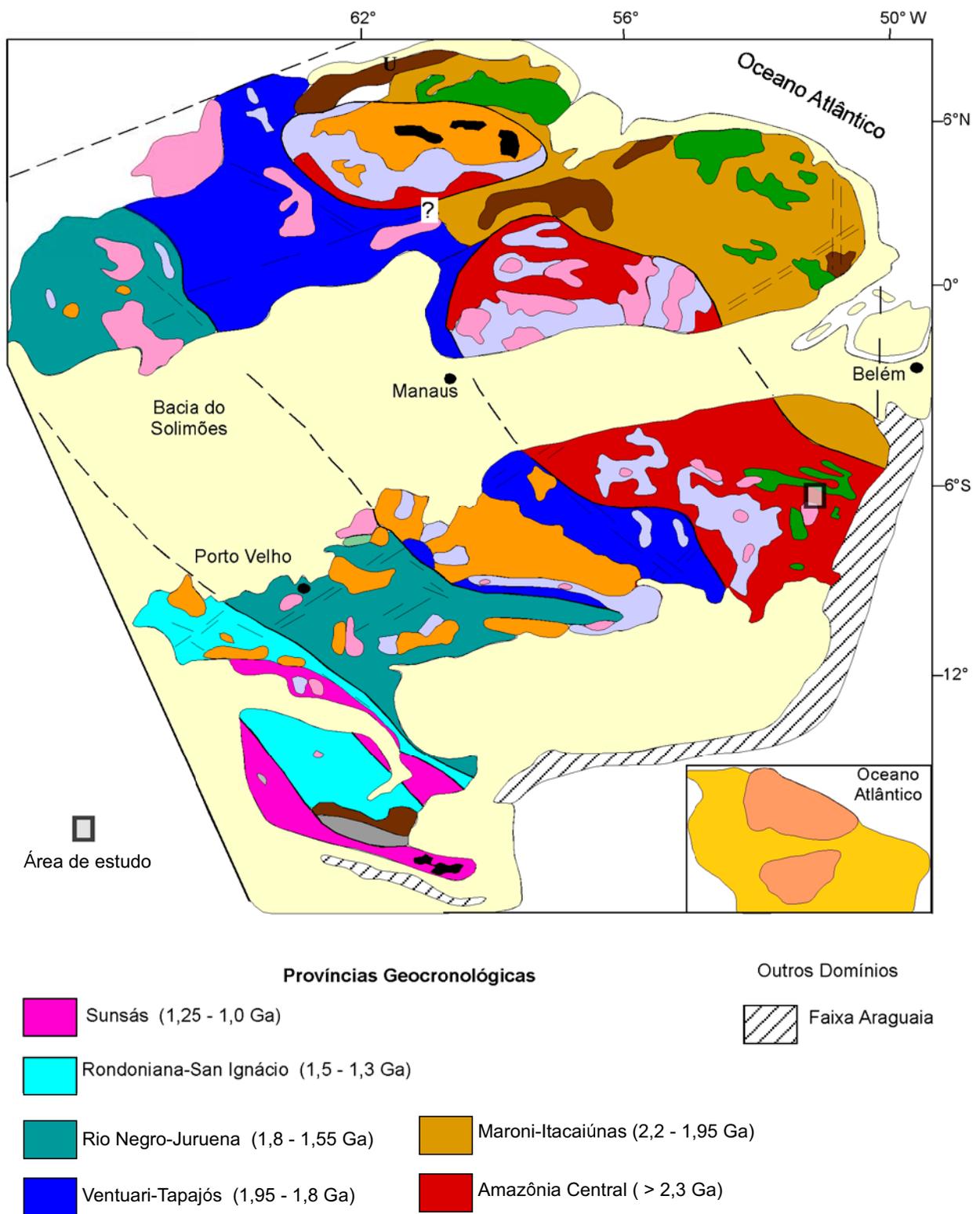
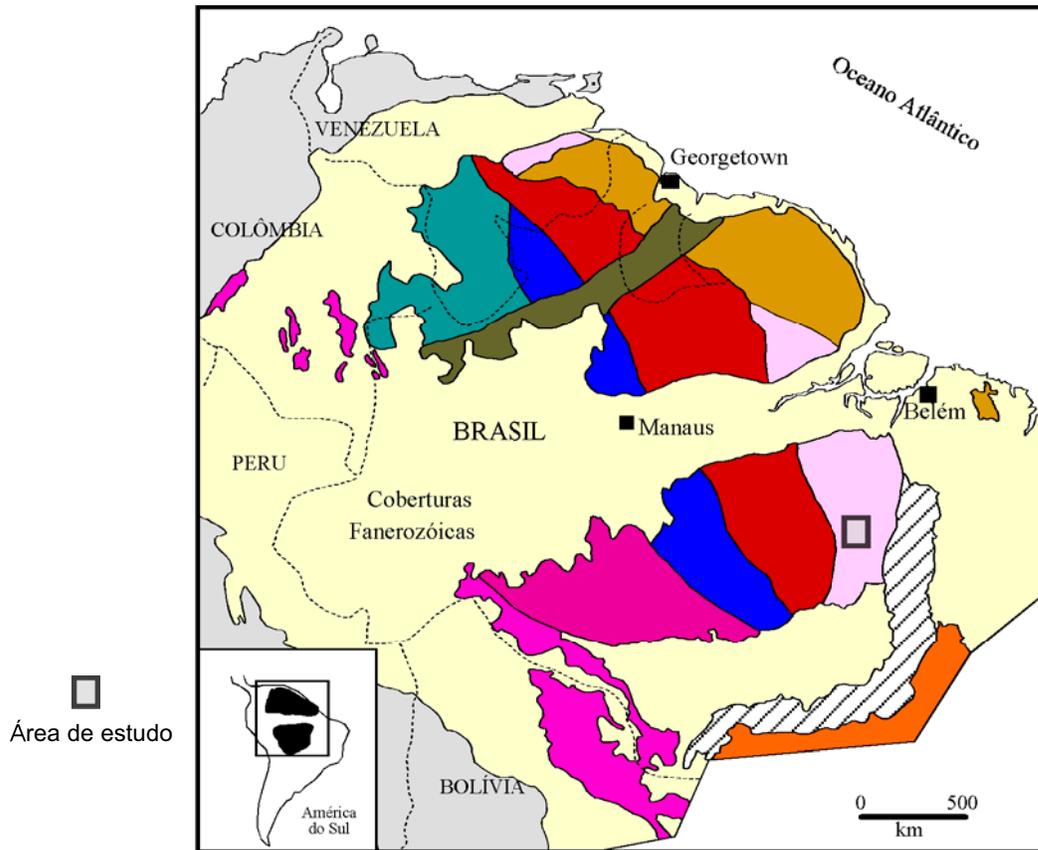


Figura 1.2 – Principais Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, compilado de Tassinari & Macambira (1999).



Províncias Geocronológicas

Cráton Amazônico

- Sunsás (1,33 - 0,99 Ga)
- Rondônia-Juruena (1,76 - 1,47 Ga)
- Rio Negro (1,86 - 1,52 Ga)
- Amazônia Central (1,88 - 1,70 Ga)
- Tapajós-Parima (2,10 - 1,87 Ga)
- Transamazônica (2,25 - 2,00 Ga)
- Carajás-Imataca (3,10 - 2,53 Ga)

Outros Domínios

- Cinturão de cisalhamento K'Mudku
- Faixa Araguaia
- Cráton São Francisco

Figura 1.3 – Principais Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, compilado de Santos *et al.* (2000).

1.3 – GEOLOGIA REGIONAL: LISTOESTRATIGRAFIA, ASPECTOS ESTRUTURAIS E GEOCRONOLOGIA

Neste trabalho será adotada, com reservas, parte do mapa geológico regional, na escala 1:250.000, elaborado pelo convênio CPRM/DNPM (1997) relativo ao “*Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais do Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás/Sub-Programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*”, que corresponde à Folha SB-22-Y-B, São Félix do Xingu (Figura 1.1).

A área abrange porções arqueanas representadas por unidades do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará (TGGSP; CPRM/DNPM 1997) e do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI, Araújo *et al.* 1988), bem como unidades vulcânicas intermediárias e félsicas de idade paleoproterozóica, além de abrigar conjuntos intrusivos máficos-ultramáficos e ácidos paleoproterozóicos e mesozóicos, coberturas sedimentares plataformais mesoproterozóicas e coberturas sedimentares cenozóicas (CPRM/DNPM 1997).

Estudos geológicos nessa região têm sido desenvolvidos por mais de duas décadas. Ao longo desse tempo, diversas propostas de cartas geológicas, arranjos lito-estratigráficos e modelos de evolução tectônico-estruturais têm sido idealizados (Silva *et al.* 1974; Hirata *et al.* 1982; DOCEGEO 1988; Araújo *et al.* 1988; Costa *et al.* 1995; CPRM/DNPM 1997).

1.3.1 – Arqueano

1.3.1.1 – Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará (TGGSP)

O TGGSP ocorre na porção S-SE estudada, constituído de uma faixa orientada na direção NW-SE, prolongando-se no sentido SE até a região de Rio Maria, no sul do estado do Pará. É definido como um terreno de idade arqueana superior não retrabalhado pelo evento gerador do Cinturão Itacaiúnas. Abriga rochas granitóides deformadas de composição variável, desde granodiorítica/tonalítica a monzogranítica, correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria (Medeiros 1987).

Os granitóides mostram natureza intrusiva em relação às supracrustais. A estruturação interna é caracterizada por zonas de cisalhamento oblíquas, formadas em condições de facies xisto verde com componente direcional dextral, orientadas preferencialmente na direção NW-SE, com mergulhos fortes para NE e com lineação de estiramento predominantemente NE-SW e mergulho para NE.

Macambira & Lancelot (1991) e Macambira (1992) obtiveram para rochas do Granodiorito Rio Maria ocorrentes na região de Rio Maria, uma idade U-Pb em zircão de $2876 \pm 13/-11$ Ma. Avelar *et al.* (1999) dataram um metagranodiorito do Granodiorito Rio Maria na região do município de Tucumã, obtendo idade Pb-Pb em zircão de 2852 ± 16 Ma.

1.3.1.2 – Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI)

Representa o compartimento geotectônico de maior expressão em área na folha. Está constituído por rochas de idade arqueana intensamente deformadas, lenticularizadas. Costa *et al.* (1995) e CPRM/DNPM (1997), com base em feições lito-estruturais, agruparam-nas em dois domínios: 1) Domínio Imbricado e 2) Domínio Transcorrente, constituído pelos sistemas Anaporã e Araraquara.

1.3.1.2.1 – Domínio Imbricado

É constituído por gnaisses do Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), pelo Granito Plaquê (Araújo *et al.* 1988) e por seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Sapucaia.

a) Complexo Xingu

Está amplamente distribuído na área da folha. Consiste de gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica migmatizados em diferentes graus, exibindo estruturas estromatíticas freqüentes.

Estudos geocronológicos utilizando o método Rb-Sr em rocha total indicaram uma idade mínima de 2574 ± 34 Ma para essa unidade (CPRM/DNPM 1997). Entretanto, datações Pb-Pb em rocha total realizadas por Machado *et al.* (1991), resultaram em idade de 2859 ± 2 Ma, a qual foi considerada como a idade do último evento de migmatização. Avelar *et al.* (1999) realizaram datações Pb-Pb em zircão em ortognaisses granodioríticos da região de Ourilândia do Norte, Sul do estado do Pará, e obtiveram idade de 2974 ± 15 Ma.

b) Granito Plaquê

O Granito Plaquê representa corpos granitóides estratóides sin-colisional, mostrando íntima associação com a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. É de composição granítica e com trama planar penetrativa. Forma corpos lenticularizados dispostos preferencialmente na direção E-W, os quais se alternam com faixas do Complexo Xingu.

Avelar *et al.* (1999) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de 2736 ± 24 Ma para esse granito. Segundo esses autores, por se tratar de um granito sin-colisional e relacionado à evolução do CCI, esta idade corresponderia à época mais provável da estruturação do CCI, enquanto que o TGGSP comportava-se como um bloco estável.

c) Grupo Sapucaia

Está representado por seqüências metassedimentares, sendo constituído de xistos, quartzitos e formações ferríferas dispostas sob a forma de faixas orientadas na direção E-W que se encontram alternadas com faixas do Complexo Xingu (Costa *et al.* 1995). Datações geocronológicas dessa unidade ainda não foram realizadas. Entretanto, DOCEGEO (1988) utilizou o mesmo procedimento adotado para o Grupo Tucumã e correlacionou às rochas desse grupo com àquelas do Supergrupo Andorinhas.

1.3.1.2.2 – Domínio Transcorrente

a) Sistema Anaporã

- Grupo Aquiri

Este grupo é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar que abriga rochas metavulcânicas ácidas e máficas, metassedimentos, arenitos a arcóseos, sendo correlacionado ao Grupo Grão Pará (Silva *et al.* 1974). Datações radiométricas em metavulcânicas félsicas realizadas pelo método U-Pb em zircões revelaram idade de 2758 ± 39 Ma (Wirth *et al.* 1986) e em basaltos, pelo método Rb-Sr (rocha total), uma idade de 2687 ± 54 Ma (Gibbs *et al.* 1986). Foi correlacionado, tentativamente, aos demais conjuntos supracrustais associados aos sistemas transcorrentes relacionados à evolução do CCI, tomando-se como exemplo os Grupos São Félix, São Sebastião e Grão Pará.

- Grupo São Sebastião

Este grupo representa uma seqüência metavulcano-sedimentar constituída por xistos, filitos e quartzitos, com intercalações de anfíbolitos e formações ferríferas. As unidades litológicas desse grupo distribuem-se segundo faixas alongadas, lenticularizadas, dispostas, preferencialmente na direção NE-SW. Faz contato com o Complexo Xingu através de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, enquanto que com as rochas máfica-ultramáficas da Suíte Cateté e com o maciço granítico Antônio Vicente, da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, é

discordante. Foi correlacionado por Silva *et al.* (1974) e Schobbenhaus *et al.* (1981) ao Grupo Grão Pará. CPRM/DNPM (1997), baseando-se na compartimentação e na evolução tectônico-estrutural do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, interpretaram que as diferentes bacias, situadas ao longo dos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara, foram formadas sincronicamente, mas com evoluções lito-estruturais distintas. Por essa razão, os autores supracitados consideraram cada grupo (Aquiri, São Sebastião e São Félix) como uma entidade geológica particular.

b) Sistema Araraquara / Grupo São Félix

Este sistema envolve seqüências metavulcano-sedimentares, com rochas metavulcânicas félsicas e máficas, com intercalações de meta-ultramáficas, meta-arenitos, meta-arcóseos, meta-grauvacas, filitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas, pertencentes ao Grupo São Félix (CPRM/DNPM 1997). Mostra-se ora encoberto ora cortado por unidades do Grupo Uatumã (Bacia do Médio Xingu), bem como por corpos máficos-ultramáficos da Suíte Catete e por granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

Em termos estruturais, é seccionado internamente por zonas de cisalhamento cavalgante oblíquas, as quais formam duas estruturas divergentes separadas por um alto estrutural constituído por gnaisses do Complexo Xingu. Ao longo de todo o sistema predomina uma componente de cisalhamento dextral, com a lineação de estiramento dispondo-se preferencialmente na direção NE-SW e mergulhando ora para NE, ora para SW.

Todo o conjunto se encontra seccionado por zonas de cisalhamento com movimentação cavalgante oblíqua que imprimem a orientação regional do sistema como um todo, e que configuram, internamente, estruturas do tipo duplex compressivo.

Em relação à idade desse grupo, Silva *et al.* (1974) posicionaram essas rochas no Pré-cambriano Médio a Superior e Schobbenhaus *et al.* (1981) assumiram uma idade Arqueana. CPRM/DNPM (1997), apesar da inexistência na época de estudos radiométricos nessa unidade, admitiram uma correlação crono-lito-estrutural com as rochas dos Grupos São Sebastião, Aquiri e Grão Pará.

1.3.2 – Proterozóico

O regime essencialmente compressivo do Arqueano passou a um regime predominantemente distensivo no Proterozóico (CPRM/DNPM 1997; Costa *et al.* 1995). Esse

novo regime afetou as diversas unidades lito-estruturais que constituem a Folha São Félix do Xingu, possibilitando a implantação da Bacia do Médio Xingu.

Conforme Costa *et al.* (1995), o ápice do estiramento crustal propiciou a implantação e/ou a reativação de antigas estruturas planares que, adicionalmente ao adelgaçamento da crosta, facilitaram o “emplacement” de: 1) Granito Parauari; 2) corpos máficos-ultramáficos da Suíte Cateté e 3) granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Além disso, possibilitou a ascensão do vulcanismo intermediário-ácido do Grupo Uatumã e a deposição dos sedimentos da Formação Triunfo.

1.3.2.1 – Intrusões Ácidas e Máficas-Ultramáficas

1.3.2.1.1 – Suíte Cateté

Consiste de inúmeros corpos máficos-ultramáficos representados, da base para o topo, por serpentinitos (peridotitos), piroxenitos, gabros e noritos não deformados e não metamorfisados (CPRM/DNPM 1997). Macambira & Ferreira Filho (2002) seguindo parâmetros estratigráficos, agrupam essas rochas em três corpos: Serra da Onça, Serra do Puma e Serra do Jacaré.

De um modo geral, esses corpos encontram-se encaixados discordantemente em rochas pertencentes ao Complexo Xingu e ao Granito Plaquê, bem como em litotipos diversos dos Grupos São Félix, Aquiri e São Sebastião (CPRM/DNPM 1997).

No corpo da Serra da Onça foram obtidas idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total e minerais de $2378 \pm 55,5$ Ma (Macambira & Tassinari 1998), a qual pode ser estendida aos outros corpos da suíte.

1.3.2.1.2 – Granito Parauari

O Granito Parauari (Santos *et al.* 1975, Figura 1.1) está representado por um conjunto de granitóides de composição monzogranítica a sienogranítica, com granodioritos subordinados, os quais são cortados por corpos intrusivos máfico-ultramáficos da Suíte Cateté, pelo maciço granítico Antônio Vicente (Suíte Intrusiva Velho Guilherme) e por extensos diques de diabásio Mesozóicos (Diabásio Cururu). Mostra-se parcialmente encoberto por unidades vulcânicas do Grupo Uatumã e por sedimentos da Formação Triunfo (CPRM/DNPM 1997). São granitóides de aspecto isotrópico, com textura hipidiomórfica equigranular, localmente com tendência porfirítica, sem evidências de metamorfismo regional. Geoquimicamente são metaluminosos e de afinidade cálcico-alcálica.

Datações Rb-Sr em rocha total, revelaram idade de 1921 ± 69 Ma, com razão inicial de $0,7045 \pm 74$, interpretada como idade de cristalização do Granito Parauari (CPRM/DNPM 1997).

1.3.2.1.3 – Grupo Uatumã

CPRM/DNPM (1997) definiu como um conjunto de rochas vulcânicas, com subordinadas intercalações de tufos e rochas sedimentares, agrupadas nas formações Sobreiro e Iriri.

Teixeira *et al.* (2002b) caracterizaram na região de São Félix do Xingu um amplo vulcanismo efusivo e explosivo, de composições andesito basáltica e traqui-andesito basáltica (Formação Sobreiro), riolítica e dacítica a riodacítica (Formação Iriri).

a) Formação Sobreiro

A Formação Sobreiro, porção inferior do grupo, apresenta um amplo espectro de rochas de composição predominantemente intermediária que compreende depósitos de lavas coerentes de andesitos e, subordinadamente, traquitos e traqui-andesito (CPRM/DNPM 1997; Teixeira *et al.* 2002b).

Datações realizadas em rochas atribuídas a essa unidade são raras e inconclusivas. Amaral (1974) datou, através do método K-Ar em rocha total, andesitos aflorantes ao longo dos rios Xingu e Fresco e obteve idades de 1045 Ma, 1213 ± 57 Ma, 1403 ± 15 Ma e 866 ± 35 Ma. Basei (1978) realizou datação pelo método Rb/Sr (rocha total) em andesitos ocorrentes na Folha SA-22-V-C e obteve uma idade de 1720 Ma, com razão inicial igual a 0,708.

Teixeira *et al.* (1998) realizaram datações através do método Pb-Pb em rocha total em uma combinação de amostras de rochas vulcânicas andesíticas da Formação Sobreiro e riolíticas da Formação Iriri, aflorantes na área de ocorrência do maciço granitóide Mocambo. A idade de 1875 ± 79 Ma obtida foi interpretada pelos referidos autores como sendo a idade desse vulcanismo na região. A superposição com as idades obtidas pelos mesmos autores para os granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, sugere uma contemporaneidade entre os eventos plutônico dessa suíte e vulcânico do Grupo Uatumã. Teixeira *et al.* (2002b) realizaram datações Pb-Pb em zircão dessa suíte intrusiva e obtiveram idade de 1865 ± 5 Ma.

b) Formação Iriri

A Formação Iriri está constituída predominantemente por riolitos e tufos riolíticos com dacito, riodacito, brechas polimíticas maciças e ignimbritos subordinados (CPRM/DNPM 1997;

Teixeira *et al.* 2002b). Ocorrem tanto como derrames, quanto grandes diques preenchendo grandes fraturas relacionadas ao amplo estiramento crustal ocorrido na região na interface Paleoproterozóico/Mesoproterozóico.

Silva *et al.* (1974) realizaram datações K-Ar e Rb-Sr em rocha total, obtendo idades para as rochas desta formação de 650 e 1450 Ma, respectivamente.

Cunha *et al.* (1981) realizaram análises geocronológicas Rb-Sr em rocha total dessa unidade e obtiveram idade de 1850 ± 29 Ma, com razão inicial igual a $0,704 \pm 0,002$. Os trabalhos de campo realizados por CPRM/DNPM (1997) revelaram que as rochas do Grupo Uatumã encontram-se sobrepostas ao Granito Parauari. Teixeira *et al.* (2002b) realizaram datações Pb-Pb em zircão de riolito e obtiveram idade de 1875 ± 3 Ma.

1.3.2.1.4 – Formação Triunfo

A Formação Triunfo (Silva *et al.* 1974) mostra-se assentada em franca discordância angular com as rochas do Complexo Xingu, nas unidades metavulcano-sedimentares do Grupo São Félix, no Granito Parauari e nas rochas das Formações Sobreiro e Iriri. É constituída por rochas sedimentares detríticas, tais como quartzo-arenitos e arenitos arcoseanos com intercalações de níveis de siltitos e conglomerados.

Não existem até o momento datações radiométricas dessa unidade, bem como não foram observados e/ou descritos registros de fósseis. Entretanto, relações de campo com as unidades do Grupo Uatumã permitem estabelecer uma idade mais jovem para a mesma.

1.3.2.1.5 – Suíte Intrusiva Velho Guilherme

Esta unidade está representada na área da Folha São Félix do Xingu por diversos corpos intrusivos ácidos, com formas e dimensões que variam desde pequenos *stocks* arredondados até grandes batólitos amebóides.

Fazem parte da mesma os maciços Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim/norte, Ubim/Sul, Serra da Queimada, Rio Xingu e Bom Jardim (Silva *et al.* 1974; Dall’Agnol 1980; Sá 1985; CPRM/DNPM 1997; Teixeira *et al.* 2002a). Além desses, existem outros corpos que ainda não foram estudados.

As rochas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme são de composição álcali-feldspato granítica, sienogranítica e, mais subordinadamente, monzogranítica, que se mostram afetadas por alterações tardi- a pós-magmáticas em diferentes intensidades. Quase sempre hospedam

mineralizações de cassiterita (principalmente), fluorita, topázio, columbita-tantalita e molibdenita (Abreu & Ramos 1974; Faraco *et al.* 1991; Teixeira 1999). Apresentam natureza anorogênica, exibem características geoquímicas peraluminosas a metaluminosas e feições de granitos tipo-A (Loiselle & Wones 1979; Collins *et al.* 1982) de ambiência intraplaca (cf. Pearce *et al.* 1984).

Os primeiros dados geocronológicos desses granitóides foram sempre muito problemáticos devido: 1) ao desconhecimento da estruturação interna dos corpos, da organização das fácies e da caracterização tipológica no interior de cada maciço; 2) à inexistência de amostragem sistemática dos tipos litológicos, decorrente, principalmente, das dificuldades de acesso impostas pelas próprias características da região onde ocorrem. Entretanto, dados geocronológicos obtidos por Lafon *et al.* (1991), através do método Rb-Sr em rocha total em amostras do maciço granitóide Velho Guilherme, forneceram uma idade de 1653 ± 28 Ma, com razão inicial de $0,708 \pm 0,048$, a qual foi interpretada pelos mesmos autores como sendo a idade de colocação do corpo. Posteriormente, Lafon *et al.* (1995) realizaram no mesmo granitóide datações pelo método Pb-Pb em rocha total e em duas frações de feldspato, obtendo uma idade de 1874 ± 30 Ma. Essa idade foi comparada às obtidas, pelo mesmo método, por Machado *et al.* (1991) em outros corpos granitóides da Província Mineral de Carajás, aflorantes em áreas vizinhas do Granitóide Velho Guilherme, e considerada como sendo a idade de colocação do referido corpo. Além disso, face à grande similaridade entre as idades obtidas por Machado *et al.* (1991), Rodrigues *et al.* (1992), Avelar *et al.* (1994) e Lafon *et al.* (1995) em vários granitóides anorogênicos da Província Mineral de Carajás, há uma tendência entre os mesmos de considerarem que o plutonismo anorogênico da Amazônia Oriental está restrito a um pequeno período, entre 1,87 e 1,88 Ga. Teixeira *et al.* (1998) realizaram datações radiométricas através do método Pb-Pb em rocha total em granitos dos maciços Antônio Vicente e Rio Xingu, obtendo, respectivamente, idades de 1896 ± 9 Ma e 1906 ± 29 Ma. Adicionalmente, os mesmos autores realizaram datações pelo método Pb-Pb em zircão, de granitos dos maciços Antônio Vicente, Mocambo e Rio Xingu e obtiveram, respectivamente, idades de 1867 ± 4 Ma, 1862 ± 32 Ma e 1866 ± 3 Ma.

1.3.3 – Fanerozóico

O Fanerozóico está representado na Folha São Félix por unidades lito-estratigráficas do Mesozóico e do Cenozóico.

1.3.3.1 – Mesozóico

O Mesozóico se faz presente através da retomada dos movimentos distensivos que reativaram antigas zonas de fraqueza da crosta e propiciaram a ascensão de magmas máficos, os quais foram alojados em amplas fissuras sob a forma de diques de dimensões quilométricas. Esse evento magmático vem sendo reconhecido e descrito desde o trabalho de Oliveira (1928) e foi designado originalmente como “Dolerito Cururu” por Silva *et al.* (1974). Entretanto, ao longo do tempo, recebeu outras denominações. Assim, CPRM/DNPM (1997) com o intuito de uniformizar a nomenclatura propôs designação de Diabásio Cururu esse evento magmático.

O Diabásio Cururu representa um enxame de diques, tem natureza anorogênica e são de colocação subvulcânica, com ampla ocorrência na região. Os diques mostram-se distribuídos de modo errático na Folha São Félix do Xingu e têm orientação preferencial NW-SE e NE-SW.

Em termos geocronológicos não foram realizadas até o momento datações radiométricas no Diabásio Cururu, na área da folha. Entretanto, existe certa harmonia em atribuir uma idade Mesozóica a esse magmatismo fissural máfico (Issler 1974, CPRM/DNPM 1997).

1.3.3.2 – Cenozóico

O Cenozóico, por sua vez, mostra-se representado por coberturas relacionadas ao Paleógeno e por depósitos sedimentares do Neógeno.

1.4 – LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A área de estudo localiza-se na região centro-sul do Estado do Pará, nas circunvizinhanças do município de São Félix do Xingu (Folha SB-22-Y-B-São Félix do Xingu). Está compreendida entre os paralelos 6°00'00" e 7°00'00" de latitude sul e os meridianos 51°32'00" e 52°30'00" de longitude oeste, perfazendo um total de aproximadamente 5000 km² (Figura 1.4).

As principais vias de acesso terrestres que servem à região são as Rodovias PA-150 (Belém - Marabá - Xinguara) e PA-279 (Xinguara - Tucumã - São Félix do Xingu). Existem ainda no interior da área, estradas vicinais que conduzem aos pequenos povoados e vilas da região e às sedes de fazendas, permitindo assim, a utilização de veículos como meio de transporte no interior da mesma.

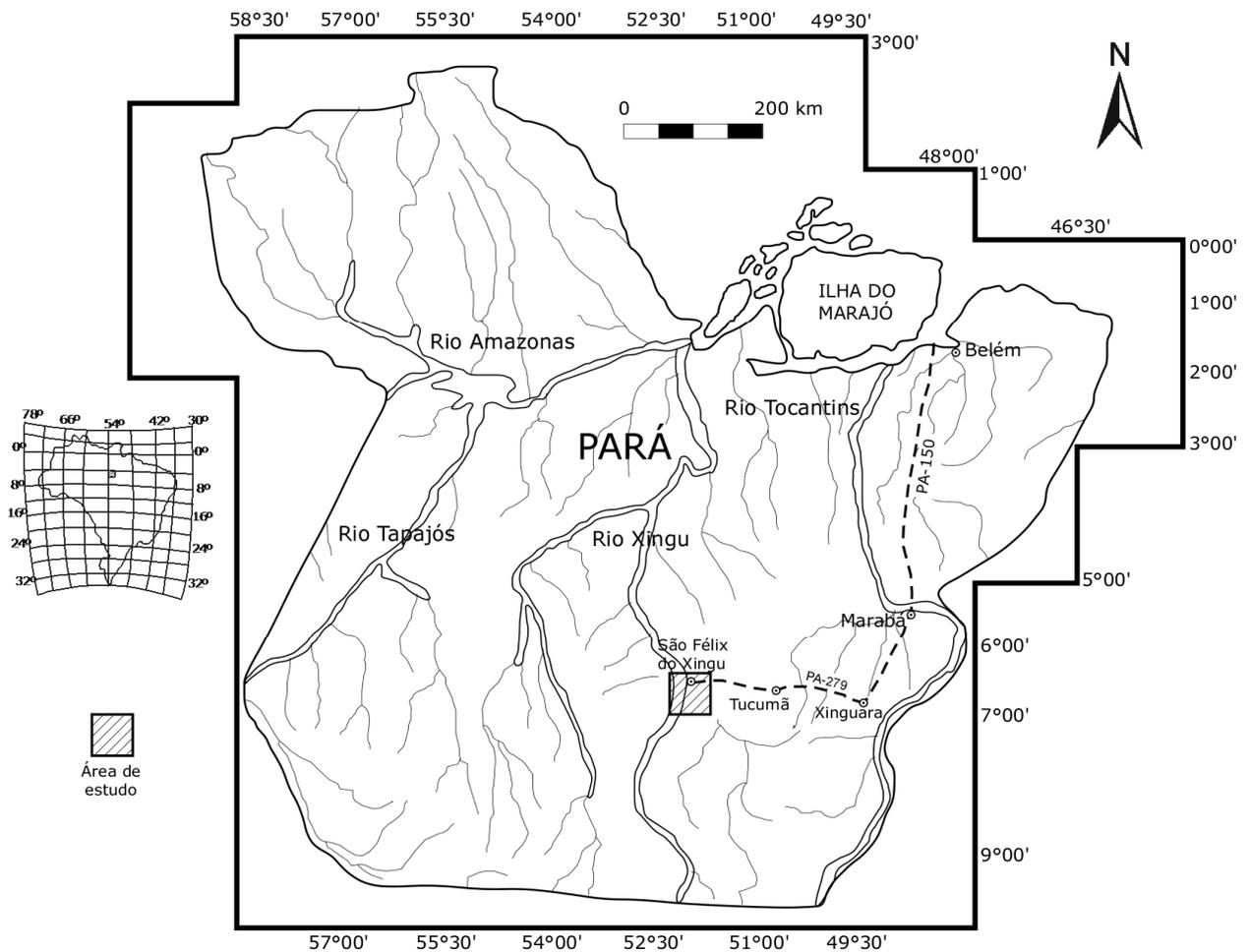


Figura 1.4 – Esboço do Estado do Pará mostrando a localização da área de estudo, bem como as principais vias de acesso (modificado de Teixeira 1999).

1.5 – TRABALHOS ANTERIORES

O magmatismo Uatumã no Cráton Amazônico ainda apresenta resultados conflitantes quanto à sua definição, idade, composição, correlação e posicionamento estratigráfico (Caputo *et al.* 1972; Silva *et al.* 1974; Santos *et al.* 1975; Marinho *et al.* 1977; Leal *et al.* 1978; Santos 1980). Tal fato deve-se, em grande parte, a sua extensa área de exposição, a descontinuidade física entre os vários domínios em que aflore a unidade e a escassez de trabalhos de detalhe.

Trata-se de um vulcanismo de caráter efusivo e explosivo representado por andesitos, dacitos, riodacitos, riolitos, latitos, quartzo-latitos, traquitos, tufos e ignimbritos de afinidade cálcico-alcálica e alcalina. Toda essa associação foi agrupada de modo genérico no Supergrupo Uatumã (Bizinella *et al.* 1980, Santos 1984; Faraco *et al.* 1997; Reis & Fraga 1996) e recebeu, dependendo da área de ocorrência, diferentes denominações. Na região de São Félix do Xingu, pertence ao Grupo Uatumã (CPRM/DNPM 1997; Teixeira *et al.* 2002b) e, na região do Tapajós ao Grupo Iriri (Santos *et al.* 1975); a norte de Manaus (região de Pitinga) e Roraima forma, respectivamente, os Grupos Iricoumé (Oliveira *et al.* 1975) e Surumu (Montalvão *et al.* 1975).

A falta de dados geoquímicos e geocronológicos detalhados levou muitos autores a admitirem a existência de apenas um evento vulcânico do tipo Uatumã em todo o Cráton Amazônico, baseados nas semelhanças geoquímicas e temporais (Santos 1984). Entretanto, Dall’Agnol *et al.* (1994, 1999a,b) admitem que o Supergrupo Uatumã seja heterogêneo e composto de pelo menos dois tipos de séries vulcânicas, as quais não seriam comagmáticas e, provavelmente, nem contemporâneas. Na região de Pitinga, riodacitos do Grupo Iricoumé forneceram idades U-Pb em zircão de 1960 Ma (Schobbenhaus *et al.* 1994) e Pb-Pb em zircão de 1888 ± 3 Ma (Costi *et al.* 2000). A norte do Estado de Roraima, andesitos do Grupo Surumu foram datados em 1966 ± 9 Ma (Schobbenhaus *et al.* 1994) e 2005 ± 4 Ma (Costa 1999).

Lamarão *et al.* (2002) caracterizaram na região da Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, duas seqüências vulcânicas, com distintas assinaturas geoquímicas e diferentes idades de cristalização. A primeira, denominada de Formação Vila Riozinho, apresenta afinidade cálcico-alcálica e idade de aproximadamente 2000 Ma. A segunda, chamada de Formação Moraes Almeida, possui características sub-alcálicas e idades que variam de 1875 a 1890 Ma.

(Nunes *et al.* 2001; Juliani 2002; Corrêa-Silva *et al.* 2002) identificaram na Província Aurífera do Tapajós um paleossistema epitermal *low-sulfidation* mineralizado em Au, Cu e Mo, hospedado em vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Iriri, geneticamente vinculadas com a evolução de uma *ash flow caldera*. Nesse sistema foram identificados diversos processos

hidrotermais, entre os quais: metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, alteração sericítica com adularia, alteração propilítica com adularia e alteração argílica.

Na região de São Félix do Xingu, foram desenvolvidos nos últimos anos alguns trabalhos com ênfase no magmatismo Uatumã. No mapeamento feito pela CPRM/DNPM (1997), foi caracterizado nessa região duas associações de rochas vulcânicas, uma formada por vulcânicas intermediárias, com predominância de diques e derrames de andesito, denominada Formação Sobreiro, e outra representada por um conjunto de vulcânicas ácidas, com predominância de diques riolíticos e tufos, denominada Formação Iriri, ambas consideradas como pertencentes ao Grupo Uatumã. Análises geocronológicas em rocha total revelaram idades proterozóicas, cujos valores exatos não foram fornecidos (CPRM/DNPM 1997).

Teixeira *et al.* (2002a) obtiveram em riolitos e andesitos do Grupo Uatumã, idade de referência Pb-Pb em rocha total de 1875 ± 79 Ma.

Teixeira *et al.* (2002b) caracterizaram um amplo vulcanismo efusivo e explosivo, com composições andesítico-basáltica e traqui-andesítico basáltica, pertencentes à Formação Sobreiro, e riolítica e dacítica a riodacítica incluídas na Formação Iriri, ambas pertencentes ao Grupo Uatumã. Estudos petrográficos mostraram uma seqüência hidrotermalizada em diferentes graus, com paragêneses típicas à base de albita + epidoto + sericita + muscovita, sericita + muscovita + clorita + carbonato e epidoto + clorita + sericita + muscovita. As rochas da Formação Sobreiro apresentam caráter anorogênico, filiação cálcico-alcálica, predominantemente metaluminosas. Aquelas da Formação Iriri são anorogênicas, de natureza cálcico-alcálica (predominantemente potássicas). Datações Pb-Pb em zircão indicaram idade de 1865 ± 5 Ma para andesito-basáltico da Formação Sobreiro e 1886 ± 3 Ma para riolito da Formação Iriri.

Teixeira *et al.* (2003) a partir da integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto e de sistemas de informação geográfica, levantaram a hipótese da existência na região de São Félix do Xingu de um grande domo e/ou caldeira vulcânica, geneticamente ligados às rochas das Formações Sobreiro e Iriri.

1.6 – JUSTIFICATIVA PARA AS PESQUISAS

A Província Mineral de Carajás tem um papel estratégico importante para o estado do Pará e para o Brasil, pois hospeda em seu subsolo importantes depósitos minerais de ferro, cobre, zinco, alumínio, ouro, manganês, estanho, platinóides, entre outros. Datam da década de 50 as primeiras iniciativas de investigação geológica na região, quando da execução do Projeto

Araguaia, que objetivou através de um amplo recobrimento aerofotogramétrico avaliar o seu potencial mineral. No início da década de 70 passou-se a aplicar metodologias de investigação mais sofisticadas, como o uso de imagens de radar (Projeto Radam), cuja contribuição possibilitou a descoberta de importantes jazidas de ferro e outros bens minerais (Santos 1986). Mesmo assim, ainda hoje, diversas áreas pertencentes à Província Mineral de Carajás ainda são mal conhecidas geologicamente e não dispõem de cartas geológicas detalhadas, que sirvam com base para a prospecção mineral. Dentre essas áreas, está a região de São Félix do Xingu, situada a oeste da Serra dos Carajás. Em razão disso, são urgentes as seguintes providências:

1. Realização de mapeamentos geológicos que possibilitem a confecção de cartas mais detalhadas, visto que as existentes estão em escalas regionais e não permitem uma delimitação precisa dos corpos, bem como a visualização de suas relações estratigráficas com as outras unidades ocorrentes na região;
2. O refinamento de estudos petrográficos e geoquímicos de associações magmáticas é primordial para a identificação e caracterização de zonas afetadas por processos de alteração hidrotermal, tendo em vista que as mesmas são indicadoras da existência de possíveis depósitos minerais. Os depósitos epitermais de Au, Cu e Mo hospedados em rochas vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós (Nunes *et al.* 2001; Juliani 2002), são um bom exemplo;
3. Não existe um conjunto de dados suficientemente confiável que suporte uma idade segura para os vulcanitos da região de São Félix do Xingu. Em razão disso, novas datações geocronológicas, envolvendo métodos mais precisos e um maior número de amostras se fazem necessárias;
4. Dada a descoberta de mais dois eventos vulcânicos paleoproterozóicos na região do Tapajós (Lamarão *et al.* 2002), há necessidade de aprofundar os estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas vulcânicas da região de São Félix do Xingu;
5. A integração, análise e interpretação dos novos dados obtidos possibilitarão compreender melhor as diferentes rochas vulcânicas da região de São Félix do Xingu e sua evolução magmática, bem como sua implicação na evolução do Cráton Amazônico.

1.7 – OBJETIVOS

Com base na justificativa exposta, pretendeu-se com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico da região, especialmente em relação ao vulcanismo Uatumã. Em razão disso, os objetivos específicos desta pesquisa foram os seguintes:

1 – Confecção de uma carta geológica mais detalhada (1:100.000) na área onde ocorrem as rochas vulcânicas intermediárias da Formação Sobreiro e félsicas da Formação Iriri, visto que os mapas existentes contendo tais unidades encontravam-se na escala de 1:250.000;

2 – Realização de estudos petrográficos detalhados com vistas à melhor caracterizar os diversos tipos vulcânicos que constituem as Formações Sobreiro e Iriri na região;

3 – Desenvolvimento de estudos litogeoquímicos, com intuito de melhor caracterizar a tipologia, natureza, afinidade geoquímica e as séries magmáticas das rochas em questão, bem como compreender mais claramente sua evolução petrogenética;

4 – Realização de datações Pb-Pb em zircão das rochas dessas unidades, com objetivo de melhor posicioná-las no tempo e no espaço, dentro do quadro geodinâmico regional, e discutir as implicações desse vulcanismo na evolução do Cráton Amazônico.

1.8 – ATIVIDADES DESENVOLVIDAS E MÉTODOS APLICADOS

1.8.1 – Pesquisa bibliográfica

Foi realizado um amplo levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, bem como em relação aos diversos temas abordados durante o desenvolvimento do trabalho.

1.8.2 – Mapeamento e amostragem

No mapeamento geológico foram utilizadas as técnicas clássicas, envolvendo o levantamento da base logística da área, descrição de afloramentos, tomadas de pontos por GPS, medidas de altitudes, bem como coleta sistemática de amostras representativas das principais unidades para posteriores estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

A definição da área de estudo foi realizada na primeira quinzena de julho de 2002. Nessa etapa foi utilizada a carta da região na escala de 1:250.000 (Folha SB-22-Y-B, São Félix do Xingu), elaborada pela CPRM/DNPM (1997). O trabalho contou com a colaboração dos geólogos Carlos Heron Tavares Dias e Bá Amadou (CVRD-Tucumã), os quais forneceram a base logística da região em formato digital (SHP – ArcView) e concederam a infra-estrutura do

Acampamento Jacarezinho, instalado na Serra do Jacarezinho, a norte do município de São Félix do Xingu, para hospedagem e trabalhos de escritório. Como complementação dos trabalhos, utilizou-se imagens de radar (JERS) e (LANDSAT TM 7) para a elaboração dos mapas temáticos de amostragem e geológico, por intermédio dos softwares *ArcGIS 9.0* (ESRI) e *Canvas 9.0.4* (DENEBA).

Em outubro de 2003 foi realizada a segunda e última etapa de campo, quando foram exploradas áreas até então desconhecidas, com objetivo de realizar nova coleta de amostras e melhorar a rede de amostragem, além de resolução de dúvidas em pontos anteriormente visitados.

1.8.3 – Petrografia

A partir de estudos petrográficos mesoscópicos das amostras coletadas foram selecionadas um total de 50 para laminação, as quais estão identificadas e plotadas no ANEXO A. De posse das seções delgadas foram analisados, com o uso de microscopia ótica convencional, os aspectos a saber:

1. Descrições mineralógicas detalhadas e análises texturais (cf. Smith 1974; Williams *et al.* 1962; Mackenzie & Guilford 1982; Fisher & Schmincke 1984; Smith & Brown 1988; McPhie *et al.* 1993). Objetivando-se: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões (cf. Williams *et al.* 1962), presença de inclusões, intercrescimentos (exsolução e substituição), estruturas (se deformadas ou não), bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses (magmáticas e hidrotermais); (c) estado de equilíbrio (se alteradas ou não); (d) ordem de cristalização, quando possível; (e) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem piroclástica.

1.8.4 – Geoquímica

Com base nos estudos petrográficos, foram selecionadas 14 amostras de rochas para análises químicas, incluindo elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , e P_2O_5), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ti, Ta, U, K, P e Ni) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES e os traço, incluindo terras raras, por ICP-MS. Todas as análises foram realizadas no laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd (Vancouver, CANADÁ), exceto o FeO, que foi dosado por titulometria no Laboratório de Análises químicas do Centro de

Geociências da UFPa. Adicionalmente, utilizaram-se 6 análises químicas (amostras NN-GM-10A, NN-GM-12, NN-GM-10B, NN-GM-48, NN-GM-49 e NN-GM-53) cedidas pelo Professor Nilson Pinto Teixeira e realizadas pelo laboratório ACTLABS (Ontário, CANADÁ) em 1998, durante o seu doutoramento na Universidade de São Paulo (USP).

A classificação dos litotipos coerentes foi baseada no quimismo, devido à impossibilidade de realização de análises modais, uma vez que as rochas apresentam matriz extremamente fina ou vítrea. Para tal, foi adotado o diagrama de classificação de rochas vulcânicas SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Le Maitre (2002).

Os dados químicos permitiram a utilização de diagramas de variação de Harker, envolvendo os óxidos maiores plotados contra sílica (índice de diferenciação), bem como diagramas elementares binários contrapondo elementos incompatíveis tais como K, Rb, Ba, Sr, U, Th, etc e outras combinações binárias inter-elementos traço e ETR, além de razões diversas e diagramas de multi-elementos. Além de ilustrar, esses diagramas auxiliam a evidenciar *trends* ou seqüências de diferenciação magmática de rochas cogenéticas (Cox *et al.* 1979).

Foram utilizados outros diagramas visando caracterizar os vulcanitos quanto à saturação em alumina (índice de Shand; Maniar & Piccoli 1989), à alcalinidade (Irvine & Baragar 1971) e a natureza da série magmática (Pearce *et al.* 1984).

1.8.5 – Geocronologia Pb-Pb em zircão

A determinação da idade das unidades estudadas foi realizada pelo método de evaporação de Pb em zircão. As análises isotópicas foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do CG/UFPa, sob coordenação e supervisão do Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura, seguindo o procedimento proposto por Kober (1986, 1987), adotado como rotina no laboratório.

Para a obtenção dos cristais de zircão, foi utilizada a metodologia tradicional de separação de minerais pesados, a qual envolve trituração, pulverização e peneiramento das amostras nas frações 0,075 e 0,125 mm, elutriação (concentração de minerais pesados com auxílio de água e gravidade), separação magnética com a utilização de imã e separador eletro-magnético (marca FRANTZ, modelo L1), e concentração com auxílio de líquido pesado, no caso o bromofórmio. Posteriormente, os zircões extraídos foram selecionados, com o auxílio de uma lupa binocular (aumento de até 60X), e escolhidos aqueles que apresentavam as propriedades mais adequadas para datação (limpeza, transparência, estrutura e forma).

Os cristais apropriados foram então depositados em um duplo filamento de Re em formato de “canao”, consistindo de um filamento de evaporação e outro de deposição do Pb. Em seguida, o filamento foi montado em um tambor, que por sua vez, é inserido no Espectrômetro de Massa. O procedimento em duplo filamento tem a vantagem de proporcionar a emissão de um sinal de Pb estável durante um longo período de tempo (Kober 1986). A análise envolve o aquecimento gradativo dos cristais de zircão em etapas de 1450, 1500 e 1550 °C, causando a liberação do Pb de seu retículo cristalino e deposição no filamento de ionização. No fim de cada etapa de aquecimento o Pb depositado é então analisado e, para cada bloco de 10 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medidas e corrigidas, é calculada uma idade. Normalmente a primeira etapa de aquecimento é descartada, pois o Pb analisado provém de porções mais externas do cristal e fornece as menores idades. A partir de 1500 °C o Pb analisado é oriundo de zonas mais internas e melhor preservadas, fornecendo idades mais elevadas e próximas da idade real de cristalização do grão. A idade final da amostra é a média dos resultados obtidos a temperaturas mais elevadas de todos os cristais analisados.

1.9 – DEPÓSITOS VULCÂNICOS: ASPECTOS CONCEITUAIS E CLASSIFICAÇÃO

Os produtos vulcânicos gerados em um evento eruptivo podem ser classificados dentro de duas principais categorias: *lavas coerentes* e de *partículas vulcanoclásticas*. Lavas coerentes são fluxos de magma extravasados na superfície terrestre durante uma atividade vulcânica efusiva, de caráter essencialmente não-explosivo, devido ao baixo conteúdo de voláteis. As principais texturas formadas neste tipo de depósito são porfírica, afanítica e totalmente vítrea (McPhie *et al.* 1993).

Segundo Gillespie & Styles (1999), lavas coerentes são subdivididas em duas categorias principais: *fluxos de lava* e *domos de lava*. Estas duas categorias representam diferenças na composição química e nas propriedades físicas do magma, principalmente a viscosidade. Magmas de baixa viscosidade e composições básicas a intermediárias (basaltos e andesitos) formam, usualmente, fluxos de lava, ao passo que magmas de alta viscosidade e composições félsicas (dacitos e riolitos) tendem a formar domos de lava ou fluxos com pequena capacidade de movimento.

Os fluxos de lava são classificados de acordo com sua aparência em três categorias distintas: *lavas pahoehoe*, *lavas aa* e *lavas em blocos*. Pahoehoe e aa são termos havaianos introduzidos no final do século XIX para descrever os principais tipos de lava encontrados nos

vulcões Mauna Loa e Kilauea, mas são aplicados também a outras lavas com conteúdo de sílica variando entre 50 e 55 %, bem como aos raros fluxos de magmas ricos em enxofre e carbonatitos. Por sua vez, lavas em blocos são comuns entre as lavas com conteúdos de sílica maiores que 55% (Kilburn 2000).

O termo genérico “vulcanoclástico” foi primeiramente introduzido por Fisher (1961) e redefinido em Fisher & Smith (1991), abrangendo o espectro completo de materiais clásticos compostos em partes ou inteiramente por fragmentos vulcânicos, formados por qualquer mecanismo, transportados por qualquer agente, depositado em qualquer ambiente ou misturado com qualquer outro fragmento vulcanoclástico em qualquer proporção. Há uma ampla discussão a respeito do reconhecimento e distinção entre os tipos de fragmentos vulcanoclásticos, originando uma variedade de esquemas de classificação (Fisher & Schmincke 1984; Cas & Wright 1987; Le Maitre 2002) que, em sua grande maioria, recaem na caracterização de dois tipos básicos de fragmentos: *piroclásticos* e *epiclásticos*. De acordo com Fisher & Schmincke (1984) o aspecto mais importante é a origem vulcânica dos fragmentos. No esquema desses autores, todos os fragmentos formados pela ação direta da atividade vulcânica são considerados piroclásticos, até que se tornem refragmentados e litificados, independentemente do tipo de intemperismo ou transporte que eles tenham sofrido. Para outros autores o modo de deposição é mais importante. No esquema de classificação de Cas & Wright (1987), por exemplo, fragmentos piroclásticos tornam-se epiclásticos a partir do momento em que são retrabalhados por processos superficiais (sedimentares), mesmo que estes sofram somente uma queda de uma colina ou qualquer outro tipo de elevação, em resposta a forças gravitacionais. O fluxograma da Figura 1.5 ilustra os principais processos e mecanismos atuantes na geração de depósitos vulcânicos.

Neste quadro, fica claro que qualquer esquema de classificação só é válido quando são caracterizados três tipos de fragmentos vulcanoclásticos: (i) fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica sem retrabalhamento por processos sedimentares; (ii) fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica e retrabalhados; (iii) fragmentos produzidos pelo intemperismo e erosão de rochas preexistentes. Gillespie & Styles (1999) propõem que (i) sejam fragmentos piroclásticos, (ii) fragmentos piroclásticos retrabalhados e (iii) fragmentos epiclásticos.

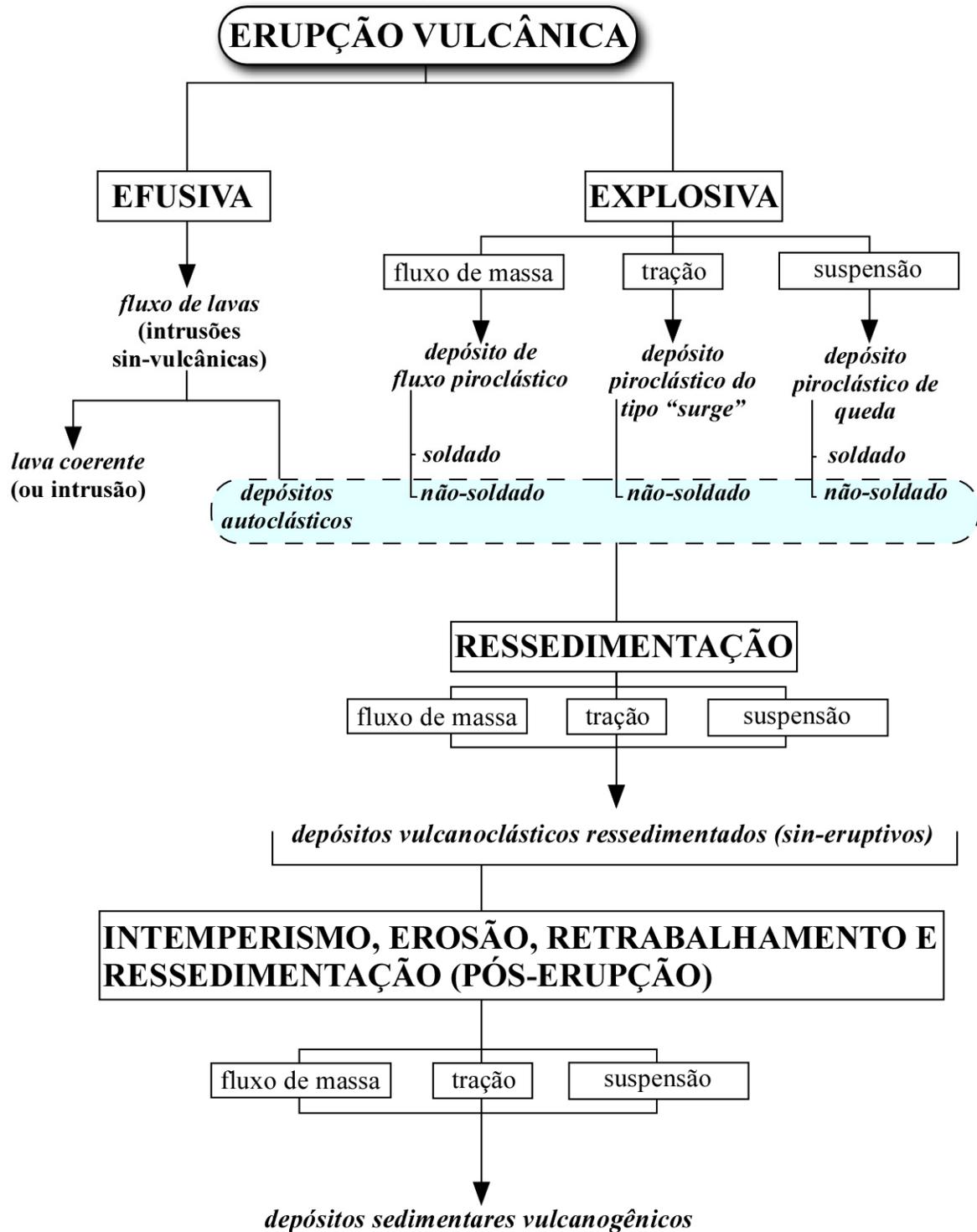


Figura 1.5 – Fluxograma do esquema de classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie *et al.* 1993). **Caixas**=processos; *Ítálico*=depósitos.

Em rochas consolidadas é difícil, se não impossível, reconhecer um mínimo retrabalhamento dos fragmentos. Assim, para fins de classificação, todos os fragmentos piroclásticos e fragmentos piroclásticos retrabalhados, com definição supracitada, devem ser tratados simplesmente como piroclásticos. Este procedimento de classificação tem sido utilizado tanto para rochas vulcanoclásticas antigas como modernas. Porém, a identificação e quantificação precisa de fragmentos piroclásticos ou epiclásticos é difícil, ou impossível, particularmente em depósitos consolidados antigos (Gillespie & Styles 1999).

Fragmentos vulcanoclásticos são produtos diretos de atividades vulcânicas explosivas ou de fluxos de lava parcialmente solidificados. Três principais categorias são identificadas: (i) *fragmentos juvenís*, formados a partir da separação de porções cristalizadas de lavas em resfriamento (autoclastos) ou da consolidação do magma durante o transporte aéreo ou subaéreo (piroclastos), podendo ser cristais individuais, fragmentos de cristais, fragmentos vítreos ou fragmentos de rocha; (ii) *fragmentos acessórios*, fragmentos das rochas encaixantes extraídos das paredes do conduto durante a erupção e (iii) *fragmentos acidentais*, fragmentos originados do substrato vulcânico (Fisher & Schmincke, 1984). Fragmentos epiclásticos, por sua vez, são aqueles que não foram gerados diretamente a partir de uma atividade vulcânica, explosiva ou não. Eles são definidos, de acordo com Schmid (1981), como “cristais, fragmentos de cristais, vidro e fragmentos de rocha que foram liberados, por intemperismo e erosão, a partir de qualquer rocha preexistente, ígnea, metamórfica ou sedimentar”. Definições e descrições mais detalhadas a respeito de fragmentos piroclásticos e epiclásticos são encontradas em Fisher & Smith (1991), Marshall (1987), Schmid (1981), dentre outros.

A classificação de rochas vulcanoclásticas primárias, proposta por Fisher (1966) e modificada por Fisher & Schmincke (1984), descreve somente o estado granulométrico das rochas e sedimentos, não levando em consideração a origem do fragmento (Figura 1.6). Para tal, os fragmentos vulcanoclásticos são divididos em três tamanhos: (i) *cinza* (< 2 mm); (ii) *lapilli* (> 2 mm e < 64 mm) e (iii) *bloco ou bomba* (> 64 mm). Rochas e sedimentos piroclásticos contêm mais de 75% em volume de fragmentos piroclásticos, o material remanescente é geralmente de origem epiclástica, orgânica, química ou autigênica. Se predominantemente consolidados, devem ser classificados como rochas piroclásticas, se predominantemente inconsolidados, tefra.

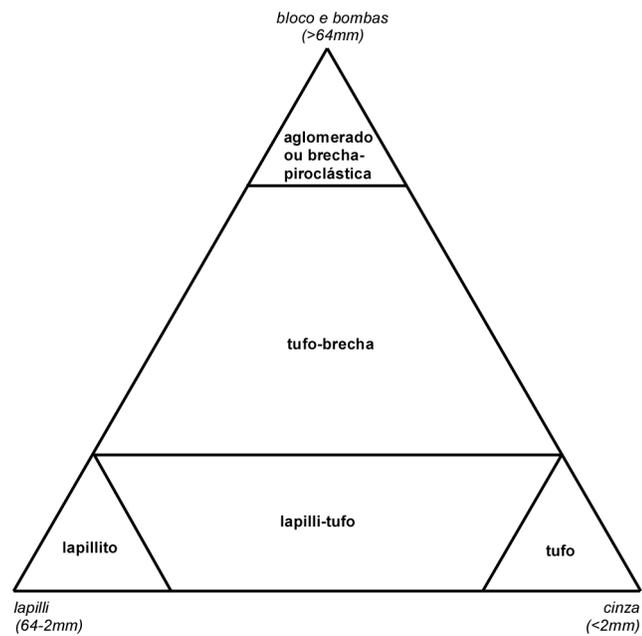


Figura 1.6 – Diagrama de classificação para rochas piroclásticas primárias (modificada por Fisher & Schmincke 1984).

2 – ASPECTOS DE CAMPO

O magmatismo intermediário da Formação Sobreiro na região de São Félix do Xingu ocorre ao longo de ambas as margens do Rio Xingu e, subordinadamente, a nordeste da área mapeada, imediatamente à direita da Serra da Queimada (ANEXO B). É caracterizado por uma topografia arrasada, com raras elevações (Figura 2.1a), onde se desenvolve uma drenagem com padrão dendrítico, e está representado por derrames de lavas coerente aflorantes em forma de lajeiros e, subordinadamente, blocos isolados com evidente foliação de fluxo (Figura 2.1b). A noroeste da área mapeada foram identificados blocos de tufos que podem ter sido originados por fluxo piroclástico ou, como será discutido posteriormente, por processo de autofragmentação de lavas coerentes, que nesse caso seriam chamados de autobrechas. A Formação Sobreiro é sotoposta pelas vulcânicas ácidas da Formação Iriri e, em discordância angular e erosiva, pela Formação Triunfo (CPRM/DNMP 1997).

Por sua vez, o magmatismo félsico da Formação Iriri ocorre como blocos espaçados e, localmente, como domos vulcânicos de extensão quilométrica, com alturas de até 500 m. O mais proeminente deles ocorre na “grande volta do Xingu”, sudoeste da área de estudo, entre as estradas do Xadá e do Tabão, região da Vila Santa Rosa. Trata-se de uma serra com vertentes íngremes (Figura 2.2a), sustentada por derrames riolíticos, aflorantes em forma de grandes blocos. Subordinadamente ocorrem rochas originadas por vulcanismo explosivo e posterior fluxo piroclástico, representados por afloramentos em forma de blocos de brecha de cristais félsica (Figura 2.2b) e brecha polimítica maciça (Figura 2.3a). Segundo (CPRM/DNMP 1997), encontram-se sobrepostos aos vulcanitos da Formação Sobreiro, e às rochas do Complexo Xingu e Grupo São Félix. Por outro lado, está sotoposta, em discordância angular, pelos psamitos da Formação Triunfo.

Ambas as unidades são cortadas por leucogranitos do tipo-A de composições monzograníticas e sienograníticas, com subordinadas termos álcali-feldspato graníticos agrupados na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Dall’Agnol 1980; CPRM/DNMP 1997; Teixeira 1999; Teixeira *et al.* 2002a). As relações de contato entre essas rochas não foram observadas em decorrência da descontinuidade lateral das unidades e da espessa cobertura de solo e vegetal. Associados aos riolitos, ocorrem rochas porfiríticas de composições sienograníticas (Paiva Júnior 2004; Cruz 2004), também agrupadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Localmente foram observados encaves de riolito nessas rochas porfiríticas, sugerindo a coexistência dos magmas geradores dessas rochas ou, até mesmo, uma idade mais antiga para o primeiro (Figura 2.3b).



Figura 2.1 – a) Morfologia arrasada associada à Formação Sobreiro. Ao fundo, confluência entre os Rios Xingu e Fresco, bem como morro sustentado por riolitos da Formação Iriri; b) Afloramento de bloco de traquiandesito da Formação Sobreiro às margens do Rio Xingu. Notar marcante foliação de fluxo (setas).

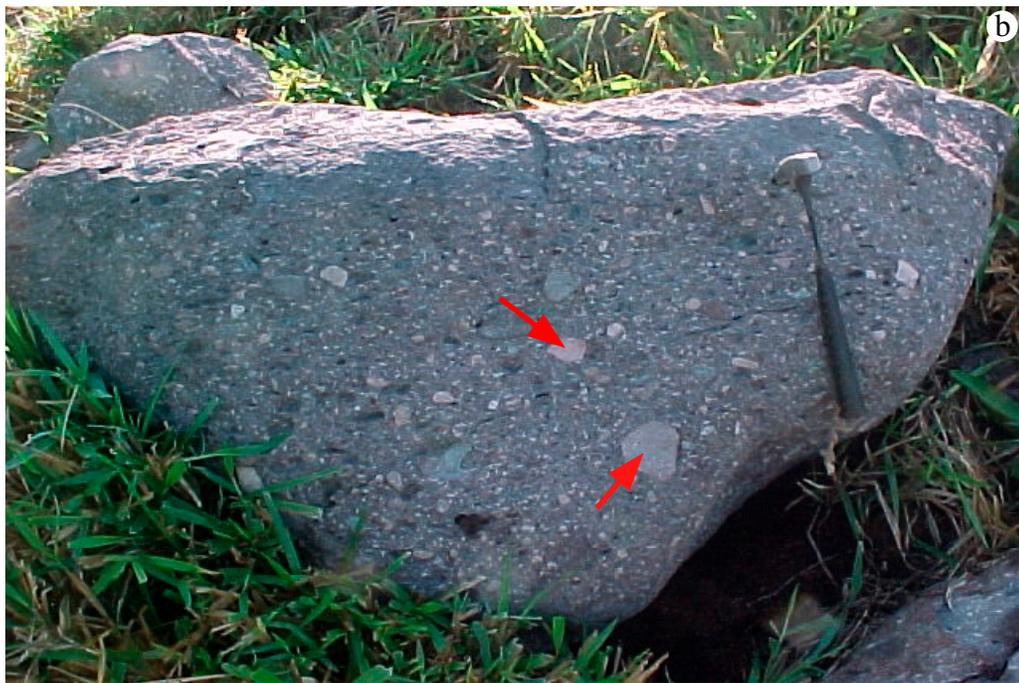


Figura 2.2 – a) Ao fundo, borda sul do domo vulcânico da Formação Iriri na região da Vila Santa Rosa, às margens da estrada do Xadá; b) Bloco de brecha de cristais félsica da Formação Iriri com fragmentos centimétricos de litologias variadas (setas), às margens da estrada do Tabão.

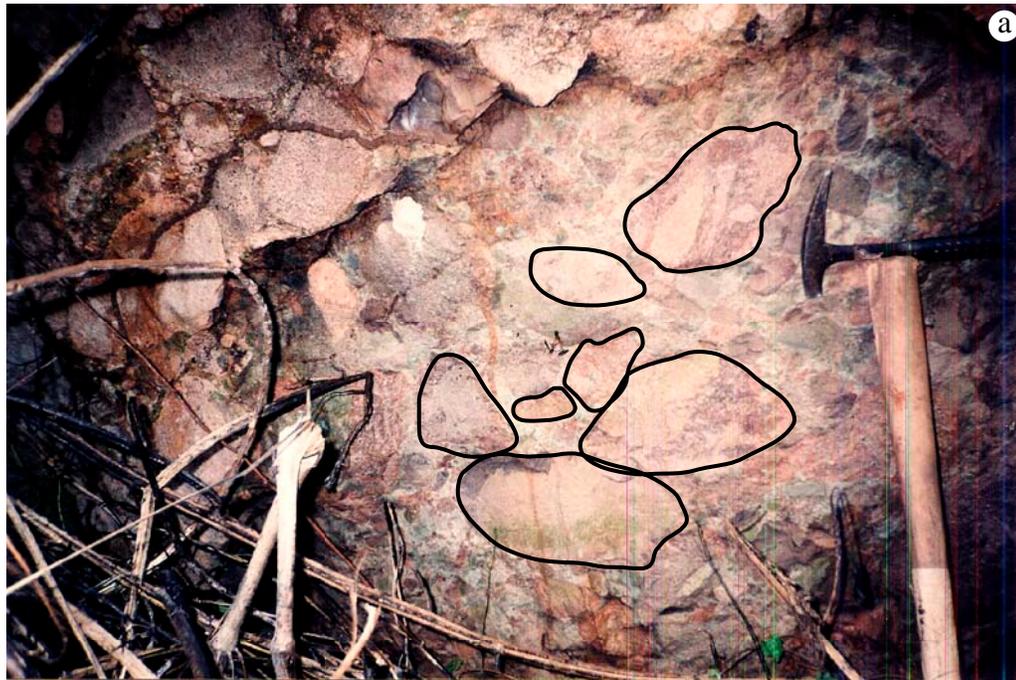


Figura 2.3 – a) Afloramento de aglomerado vulcânico polimítico maciço da Formação Iriri, às margens da estrada do Xadá. Em destaque, blocos centimétricos de diferentes tipos; b) Bloco de Granito porfirítico com encraves de riolito da Formação Iriri, indicados pelas setas, às margens da estrada do Xadá.

3 – PETROGRAFIA E ANÁLISE TEXTURAL

Nos estudos petrográficos, mesoscópico e microscópico, foi realizada a separação entre os litotipos verdadeiramente coerentes e aqueles formados por evento explosivo, ou, por processo de autofragmentação de derrames de lava. Para isso, foram utilizados os critérios estabelecidos por McPhie *et al.* (1993) e Le Maitre (2002). Adicionalmente, dentro de cada unidade, procurou-se classificar as litologias por diferentes tipos de matriz, bem como pela presença ou não de fenocristais ou microfenocristais, estudo este que pode apontar para a identificação de diferentes eventos vulcânicos, bem como auxiliar na interpretação da evolução dessas unidades.

A classificação composicional dos litotipos vulcânicos formados por derrames de lavas coerentes tem como base as suas composições geoquímicas em rocha total plotadas no diagrama TAS (cf. Le Maitre 2002) (ver CAPÍTULO 4), face às características texturais dessas rochas. Em relação às amostras das quais não foram obtidas composições químicas, procurou-se enquadrá-las neste esquema classificatório tomando-se como base dois parâmetros descritivos principais: coloração das amostras de mão e paragênese de fenocristais.

De acordo com a classificação para depósitos piroclásticos de Sparks & Walker (1973), os litotipos identificados nas Formações Sobreiro e Iriri enquadram-se no tipo Depósitos de Fluxo Piroclástico (*Pyroclastic flow deposit*). Envolve o regime de movimento lateral de piroclastos em resposta à força gravitacional, originados a partir de eventos vulcânicos explosivos, podendo em alguns casos conter fluidos. McPhie *et al.* (1993) descreve a fragmentação de derrames de lavas coerentes, especialmente os de composições intermediárias, como um mecanismo responsável pela geração de rochas aparentemente piroclásticas (autobrechas). Portanto, a caracterização desses vulcanitos deve ser considerado preliminar, pois ainda há muitas divergências para a definição de um esquema classificatório universal para este tipo de rochas, dada a sua complexa história evolutiva e carência de estudos de detalhe.

A determinação da composição dos fenocristais de plagioclásio utilizando-se a microscopia ótica convencional tornou-se inviável, em virtude da ausência de maclamento na quase totalidade dos cristais e do intenso processo de alteração que afetou essa fase mineral. Contudo, com base nas composições químicas desses vulcanitos, estima-se que sejam cristais com teor médio do componente Anortita ($An_{30} - An_{50}$) nas composições intermediárias, e baixo nas composições félsicas ($An_{10} - An_{30}$). Em relação ao feldspato potássico, supõem-se serem cristais de sanidina. Para confirmação, torna-se necessário a realização de estudos posteriores utilizando-se técnicas analíticas de difração de raios-X.

Em relação aos derrames de lavas porfíricas coerentes, as observações sugerem formação em dois estágios, conforme o modelo de Williams *et al.* (1962) e McPhie *et al.* (1993). Inicialmente, cristais euédricos cresceriam livremente na câmara magmática. Num segundo estágio, o magma contendo esses cristais suspensos no líquido extravasaria na superfície. Nessas condições, esse líquido sofreria resfriamento relativamente rápido (*quenching*), originando os diversos tipos de matrizes identificadas nos litotipos estudados.

Termos amigdaloidais, identificados na Formação Sobreiro, são muito comuns em ambientes vulcânicos, tanto em condições de subsuperfície como em superfície (Williams *et al.* 1962; Best 1982). Desenvolvem-se preferencialmente no topo dos derrames e estão associados à expansão de voláteis (CO₂, H₂O, Cl, S, etc) resultando em vesículas, em decorrência da rápida descompressão que vigora nesses ambientes. Posteriormente, as vesículas são preenchidas por clorita, epídoto, quartzo, zeólitas e calcita em condições de baixa temperatura.

A seguir, discutem-se as características petrográficas mesoscópicas e microscópicas dos litotipos estudados.

3.1 – FORMAÇÃO SOBREIRO

Os estudos petrográficos (mesoscópicos e microscópicos) desenvolvidos, aliados aos dados geoquímicos (ver CAPÍTULO 4), revelaram a existência de, pelo menos, nove litotipos distintos, no caso dos derrames de lavas coerentes, a saber: (1) Traquibasaltos com matriz microlítica (TMM); (2) Andesitos-basáltico (AB); (3) Andesitos-basáltico esferulíticos (ABE); (4) Traquiandesitos porfíricos com matriz microlítica (TPMM); (5) Traquiandesitos com matriz criptocristalina (TMC); (6) Andesitos porfíricos com matriz microlítica (APMM); (7) Dacitos com matriz criptocristalina (DMC); (8) Dacitos porfíricos com matriz microlítica (DPMM) e (9) Traquitos com matriz microlítica (TTMM). Em relação às rochas piroclásticas, foram distinguidos: (1) Tufo de cristais máfico (TCM) e (2) Tufo vítreo máfico (TVM).

3.1.1 – Derrames de lavas coerentes

3.1.1.1 – Traquibasaltos com matriz microlítica (TMM)

Mesoscopicamente são caracterizados por textura isotrópica afanítica e cor negra a cinza-escuro (Figura 3.1a).

Ao microscópio exibem textura holocristalina microporfírica, localmente traquitóide, caracterizada por microfenocristais de plagioclásio envolvidos por matriz microlítica intensamente

hidrotermalizada (Figura 3.1b, e). Epidoto, minerais opacos e, subordinadamente, carbonatos, ocorrem como as principais fases de alteração. Localmente ocorrem pseudomorfos máficos intensamente saussuritizados (Figura 3.1b).

Foram identificadas, pelo menos, duas gerações de plagioclásio, a saber: (1) o plagioclásio 1 (Pl1), forma microfenocristais subédricos a anédricos, de granulação fina. Apresenta discreta alteração para epidoto e carbonatos (Figuras 3.1e, f); (2) o plagioclásio 2 (Pl2), formando a matriz microlítica e caracterizado por finos micrólitos de plagioclásio, predominantemente euédricos, dispostos de forma aleatória. Apresentam maclamento Albita em sua grande maioria. No contato com os microfenocristais, amoldam-se, caracterizando a textura traquitóide (Figura 3.1f). Exibem marcante alteração para epidoto e, localmente, carbonatos (Figuras 3.1c, d).

3.1.1.2 – Andesitos-basáltico (AB)

A nível mesoscópico apresentam textura isotrópica afanítica e coloração negra a cinza-escuro (Figuras 3.2a,b).

Microscopicamente exibem textura holocristalina afírica microgranular, formada por micrólitos em moderado nível de alteração hidrotermal (Figura 3.2c). Localmente ocorre microveio preenchido por quartzo e, subordinadamente, epidoto, clorita e anfibólio (Figura 3.2d). Clorita (Cl), epidoto (Ep), sericita (Ser) e, subordinadamente, carbonatos, ocorrem como as principais fases secundárias (Figuras 3.2c, e). Anfibólio (Anf) ocorre como mineral varietal.

O plagioclásio (Pl) ocorre como a única fase mineral essencial nesta rocha. Forma micrólitos de granulação fina, euédricos à subédricos. Apresenta intensa alteração para minerais opacos, clorita e epidoto. Está distribuído de forma aleatória, sem indicação de nenhum tipo de fluxo (Figuras 3.2e, f).

O anfibólio (Anf) ocorre como finas lamelas dispostas de forma aleatória. Exibe cor de interferência variando de verde-escuro a marrom, de 2ª ordem, e relevo moderado (Figuras 3.2d, e). Localmente alguns cristais exibem discreta alteração para biotita.

O zircão ocorre como finos cristais subédricos, incluso nos micrólitos ou disperso na matriz.

3.1.1.3 – Andesitos-basáltico esferulíticos (ABE)

Mesoscopicamente são rochas isotrópicas, de textura afanítica, coloração negra à cinza. Subordinadamente são observados veios de espessura milimétrica dispersos na matriz (Figura 3.3a).

A nível microscópico exibem textura afírica hipocristalina, caracterizada por denso intercrescimento esferulítico, originado pelo desenvolvimento de fases minerais em fibras. Parte dessas fibras são de anfíbólio, formados a partir da substituição do esferulito original. Sericita, carbonatos e minerais opacos ocorrem como minerais secundários. Foram distinguidas três categorias de esferulitos, de acordo com a classificação morfológica de McPhie *et al.* (1993): (1) tipo “esférico” (*Spherical*), formado pelo crescimento de fibras a partir de um mesmo ponto. Nota-se claramente a presença de extinção radial (Figura 3.3b); (2) tipo “leque” (*Fan*), caracterizado pelo intercrescimento em fibras abertas (Figura 3.3c); (3) tipo “nó de gravata” (*Bow tie*), formado pela união de dois pacotes de fibras em forma de leque (Figura 3.3d).

De forma disseminada, ocorrem veios preenchidos por quartzo subédrico à anédrico de granulação fina. (Figura 3.3e).

Entre os esferulitos identificou-se um mosaico de vidro basáltico. Sua presença reforça a idéia de desvitrificação na geração desses esferulitos. Apresenta intensa alteração para sericita, carbonatos e minerais opacos (Figura 3.3f).

Lofgren (1974) demonstrou que os esferulitos podem cristalizar diretamente de um líquido em resposta a superesfriamentos (*supercooling*), em condições acima da temperatura de transição do vidro, abaixo da qual o material comporta-se como vidro. Monecke *et al.* (2004) chegaram às mesmas conclusões ao analisarem basaltos e andesitos basaltos do anel Pacífico-Antártico. Contudo, estes autores ratificaram que é difícil ou até impossível uma nítida distinção, por não haver feições diagnósticas específicas para esferulitos primários, originados diretamente do magma, e secundários, originados a partir de processo de desvitrificação. Para tal conclusão, é necessário estudo da relação física entre os esferulitos e feições tais como amígdalas e variólas, comuns nesses litotipos.

Diante do exposto, acredita-se que o litotipo em estudo foi formado, provavelmente, a partir da desvitrificação da matriz em condições abaixo da temperatura de transição do vidro, justificada pela instabilidade termodinâmica do mesmo. A ausência de fenocristais sugere, ainda, que este líquido sofreu processo de superesfriamento no momento em que foi extravasado na superfície.

Lofgren (1971b) concluiu que a morfologia dos esferulitos varia de acordo com a temperatura de formação. Aqueles formados a temperaturas elevadas (700°C) consistem de agregados abertos de fibras de cristal largamente espaçadas. Os de temperaturas baixas (<400°C) formam pacotes de fibras radiais. O tipo “nó de gravata” teria se originado a temperaturas intermediárias (400° - 650°).

3.1.1.4 – Traquiandesitos porfíricos com matriz microlítica (TPMM)

A nível mesoscópico exibem textura isotrópica porfírica e coloração negra a cinza-escuro. Apresentam fenocristais de plagioclásio envoltos por matriz afanítica (Figura 3.4a).

Microscopicamente apresentam textura microporfírica a microglomeroporfírica hipocristalina traquítica e, localmente, traquitóide, exibindo microfenocristais de anfibólio e fenocristais de plagioclásio, imersos em matriz microlítica, intensamente oxidada (Figura 3.4b). Minerais opacos, argilo-minerais, sericita, epídoto, carbonatos e, subordinadamente, clorita, ocorrem como fases secundárias. Zircão ocorre como o principal acessório.

O anfibólio (Anf), supostamente hornblenda, se apresenta como microfenocristais euédricos à subédricos, de granulação fina a média (Figura 3.4e). Exibe relevo médio e cor de interferência variando desde cinza até amarelo-claro (Figura 3.4b). Minerais opacos e epídoto ocorrem como alteração desta fase. Localmente, alguns cristais apresentam marcante maclamento (Figura 3.4f).

Foram identificadas pelo menos, duas gerações de plagioclásio, a saber: (1) Plagioclásio 1 (Pl1), como fenocristais euédricos à subédricos, de granulação fina. Alguns grãos apresentam moderada alteração para epídoto, minerais opacos e sericita (Figura 3.4c). Apresentam maclamento Albita bem nítido e, localmente, zoneamento; (2) Plagioclásio 2 (Pl2), que ocorre formando finos micrólitos euédricos orientados de forma subparalela, textura traquítica, em resposta ao fluxo magmático. No contato com os microfenocristais, esses micrólitos amoldam-se, gerando a textura traquitóide (Figuras 3.4f, d). É o principal constituinte da matriz.

O zircão ocorre como finos cristais euédricos a subédricos na matriz ou inclusos nos fenocristais de plagioclásio.

3.1.1.5 – Traquiandesitos com matriz criptocristalina (TMC)

Mesoscopicamente são rochas isotrópicas afaníticas e, subordinadamente, porfíricas, de coloração negra a púrpura-escuro. Alguns termos exibem minerais máficos de granulação fina, supostamente anfibólio, dispersos aleatoriamente em matriz afanítica (Figuras 3.5a e 3.6a).

A nível microscópico exibem textura porfirítica a microglomeroporfirítica hipocristalina, contendo fenocristais de anfibólio e microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, imersos em matriz criptocristalina, em avançado estado de oxidação (Figuras 3.5b e 3.6b). Epidoto e minerais opacos são as principais fases de alteração. Zircão figura como o principal acessório primário. Localmente, ocorrem fraturas milimétricas preenchidas por sericita e carbonatos (Figura 3.5c). Algumas amostras encontram-se em avançado estado de alteração hidrotermal, dificultando o reconhecimento de suas fases minerais.

O anfibólio, supostamente hornblenda, forma fenocristais de granulação fina à média, euédricos à subédricos. Exibem cor de interferência variando desde cinza-claro a amarelo-escuro, relevo moderado e birrefringência de 2ª ordem (Figura 3.5d). A maioria dos cristais mostra coroa de alteração para minerais opacos no contato com a matriz, provavelmente originada por processo de oxidação. Localmente, ocorrem cristais parcialmente alterados para epidoto e minerais opacos (Figura 3.5e). Localmente, há cristais com maclamento bem evidente (Figura 3.5d).

O plagioclásio forma microfenocristais subédricos à anédricos de granulação fina à média. Exibem cor de interferência variando de cinza-claro a amarelo-escuro, bem como relevo baixo (Figuras 3.5f e 3.6c). No contato com a matriz ocorre, em alguns grãos, auréola de alteração para minerais opacos e, localmente, epidoto e sericita (Figura 3.5f). Subordinadamente ocorrem fragmentos de fenocristais, originados por fragmentação durante o fluxo magmático (Figura 3.6c). Alguns cristais mostram discreta alteração para epidoto e sericita.

O clinopiroxênio, supostamente augita, forma microfenocristais subédricos de granulação média. Apresenta cor de interferência variando desde verde-limão até laranja-amarelado, bem como relevo moderado (Figura 3.6d). A maioria dos grãos apresenta intenso processo de oxidação, bem como alteração para epidoto e argilo-minerais (Figura 3.6e).

O zircão (Zirc) forma cristais euédricos à subédricos de granulação fina, comumente presente na matriz (Figura 3.6f).

A matriz criptocristalina de algumas amostras apresenta ainda microfenocristais de granulação fina intensamente oxidados e epidotizados, tornando impossível a sua identificação (Figura 3.6b).

3.1.1.6 – Andesitos porfíricos com matriz microlítica (APMM)

A nível mesoscópico caracterizam-se por textura isotrópica porfírica. Exibem fenocristais prismáticos de anfibólio envoltos por matriz afanítica de coloração cinza-escuro a púrpura-escuro (Figura 3.7a).

Microscopicamente exibem textura porfírica holocristalina traquítica, localmente traquitóide, caracterizada por fenocristais de anfibólio e, subordinadamente, microfenocristais de clinopiroxênio, imersos em matriz microlítica intensamente oxidada (Figura 3.7b). Epidoto, minerais opacos e sericita são fases secundárias. Zircão ocorre como principal acessório primário. Localmente ocorrem amígdalas sub-esféricas preenchidas por clorita-epidoto a partir do núcleo (Figura 3.7c).

O anfibólio, provavelmente hornblenda, se apresenta como fenocristais euédricos à subédricos, de granulação fina à média. Exibem cor de interferência variando desde amarelo-claro à verde-limão, relevo moderado e birrefringência baixa (Figura 3.7d). A maioria dos cristais mostra auréola de oxidação no contato com a matriz. Alguns grãos, sobretudo os de granulação fina, estão intensamente oxidados e epidotizados.

O clinopiroxênio, supostamente augita, forma microfenocristais anédricos de granulação fina. Exibem cor de interferência variando de amarelo-claro a amarelo-escuro, relevo e birrefringência médios (Figura 3.7e). Alguns grãos apresentam auréola de alteração para minerais opacos no contato com a matriz, a exemplo do anfibólio.

A matriz microlítica é composta de finos micrólitos de plagioclásio, euédricos à subédricos, dispostos em arranjo sub-paralelo, bem como por fases máficas que mostram-se intensamente alteradas para minerais opacos e epidoto (Figura 3.7f). No contato com os fenocristais, amoldam-se, caracterizando a textura traquitóide.

3.1.1.7 – Dacitos com matriz criptocristalina (DMC)

A nível mesoscópico são rochas afaníticas isotrópicas, de coloração variando desde púrpura-escuro a cinza (Figura 3.8a).

Microscopicamente apresentam textura microporfírica a microglomeroporfírica hipocristalina, contendo microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e, subordinadamente, anfibólio, imersos em matriz criptocristalina (Figuras 3.8b e 3.9b). Sericita, epidoto, carbonatos e minerais opacos são as principais fases de alteração. Localmente ocorrem amígdalas esféricas a sub-esféricas preenchidas por clorita, epidoto, carbonatos e minerais opacos (Figuras 3.9c, d), ou

mais raramente, por mosaico milimétrico de quartzo, provavelmente secundário (Figura 3.9a). Zircão figura como principal acessório primário.

O plagioclásio ocorre como microfenocristais de granulação fina à média, euédricos à subédricos (Figura 3.8b). Apresentam, em sua grande maioria, maclamento Albita bem visível e, subordinadamente, maclamento combinado Albita-Carlsbad. Mostram-se intensamente alterados para sericita e carbonatos e, localmente, epídoto (Figuras 3.9c, d). De forma localizada, ocorrem cristais com marcante textura em peneira (Smith & Brown 1988), caracterizada pela presença de “cavidades” microscópicas nesta fase.

Estão presentes como fenocristais supostos pseudomorfos lamelares de biotita, intensamente alterados para clorita (Figuras 3.9e, f).

O clinopiroxênio, provavelmente augita, forma microfenocristais euédricos à subédricos, de granulação fina à média (Figuras 3.8c, d). Localmente ocorrem cristais nitidamente maclados e, em sua quase totalidade bem preservados. Alguns cristais mostram alteração para minerais opacos e, subordinadamente, clorita. Apresentam relevo médio e cor de interferência de 1ª ordem, variando desde amarelo-escuro até azul-escuro.

O anfibólio, provavelmente Fe-hornblenda (Fe-Hb), forma microfenocristais subédricos de granulação fina (Figuras 3.8e, f). Apresenta cor de interferência castanho-claro, de 2ª ordem. No contato com a matriz desenvolve intensa oxidação, sugerindo processo de reabsorção pelo líquido magmático. Sua origem estaria vinculada, provavelmente, à substituição de microfenocristais de clinopiroxênio (Figura 3.8e).

O zircão (Zirc) ocorre como finos cristais subédricos inclusos comumente na matriz (Figura 3.8b).

3.1.1.8 – Dacitos porfíricos com matriz microlítica (DPMM)

Mesoscopicamente são rochas isotrópicas porfíricas de coloração púrpura à rosa-escuro (Figura 3.10a). Em alguns termos ocorrem fenocristais tabulares euédricos e, subordinadamente, anédricos de plagioclásio disseminados em matriz afanítica, com abundância de aproximadamente 3% em volume. Em outros, o anfibólio está presente como fenocristais prismáticos, com conteúdo de aproximadamente 5% em volume.

A nível microscópico exibem textura porfírica holocristalina traquítica, localmente, traquitóide, caracterizada por fenocristais de anfibólio e plagioclásio, imersos em matriz microlítica intensamente oxidada. Epídoto, sericita, clorita, minerais opacos e, subordinadamente,

carbonatos, ocorrem como os principais minerais secundários. Zircão ocorre como acessório primário. De forma localizada ocorrem microveios preenchidos por quartzo e sericita (?) (Figura 3.10b).

O anfibólio, provavelmente hornblenda, forma fenocristais euédricos à subédricos, de granulação fina à média (Figuras 3.10c, d). Apresenta cor de interferência variando de cinza-amarelado a verde-amarelado, relevo moderado e birrefringência relativamente alta. Exibe, no contato com a matriz, auréola de alteração para minerais opacos, sugerindo reabsorção magmática. Localmente, alguns cristais apresentam intensa alteração para epídoto e minerais opacos.

Foram identificadas, pelo menos, duas gerações de plagioclásio, a saber: (1) Plagioclásio 1 (P11) forma fenocristais euédricos a subédricos, de granulação fina a média. Localmente, ocorrem grãos subarredondados, sugerindo processo de reabsorção (Figuras 3.10e, f). Apresenta alteração para epídoto, minerais opacos e, subordinadamente, sericita. Alguns cristais exibem porções esbranquiçadas, provavelmente originadas por descalcificação; (2) Plagioclásio 2 (P12) ocorre como finos micrólitos euédricos de granulação fina, constituintes da matriz. Apresenta-se intensamente oxidado e com discreta alteração para sericita. Mostram-se amoldados ao longo do contato com os fenocristais, caracterizando a textura traquitóide (Figura 3.10f).

O zircão forma finos cristais anédricos, comumente incluso na matriz.

3.1.1.9 – Traquitos com matriz microlítica (TTMM)

A nível mesoscópico, mostram textura afanítica isotrópica e coloração variando desde rosa-escuro a púrpura-escuro. Alguns termos apresentam, de forma disseminada, amígdalas preenchidas por clorita. (Figuras 3.11a, e 3.12a).

Microscopicamente apresentam textura microporfírica à microglomeroporfírica, holocristalina, localmente, traquítica. Contém fenocristais de plagioclásio e, em algumas amostras, de clinopiroxênio imersos em matriz microlítica (Figuras 3.11b,d e 3.12b,d). As amígdalas encontram-se preenchidas, a partir do núcleo, seqüencialmente por clorita-quartzo-epídoto (Figuras 3.11e, f). Epídoto, sericita, carbonatos e minerais opacos são as principais fases de alteração. Zircão figura como o principal acessório primário. De forma localizada, ocorrem veios milimétricos preenchidos por quartzo e sericita (?).

Foram identificadas, pelo menos, duas gerações de plagioclásio, a saber: (1) o plagioclásio 1 (P11) ocorre como microfenocristais subédricos à euédricos, de granulação fina.

Apresentam discreta alteração para sericita e minerais opacos (Figuras 3.11b, c); (2) o plagioclásio 2 (Pl2) ocorre como micrólitos milimétricos euédricos à subédricos constituintes da matriz (Figura 3.11d). Em algumas amostras encontram-se arranjos de forma aleatória e, em outras, de forma subparalela, caracterizando a textura traquítica gerada pelo fluxo do magma (Figura 3.12b).

O clinopiroxênio, provavelmente augita, forma microfenocristais euédricos à subédricos de granulação fina à média (Figura 3.12c). Possuem relevo médio e cor de interferência variando desde lilás até verde-limão (Figura 3.12d). Alguns grãos exibem evidente maclamento. A grande maioria dos cristais encontra-se intensamente alterada para minerais opacos, no contato com a matriz, bem como para epidoto, carbonatos e, localmente, clorita (Figura 3.12e).

A textura traquitóide ocorre localmente, caracterizada por micrólitos de plagioclásio amoldando-se em torno dos microfenocristais (Figuras 3.12d,f).

O zircão forma finos cristais anédricos, normalmente associados a minerais opacos.

3.1.2 – Depósitos de rochas piroclásticas

3.1.2.1 – Tufo de cristais máfico (TCM)

A nível mesoscópico apresenta textura porfirítica isotrópica aparente (cf. McPhie *et al.* 1993), coloração negra a cinza-escuro, contendo fragmentos líticos milimétricos intensamente epidotizados e cristais e fragmentos de cristais de quartzo envoltos por matriz afanítica (Figura 3.13a).

Microscopicamente apresenta textura piroclástica caracterizada por grande quantidade de cristais e fragmentos de cristais de quartzo e plagioclásio mal selecionados, bem como fragmentos líticos, suportados por matriz vitrofírica (Figura 3.13b). Encontra-se afetada por intensa alteração hidrotermal, evidenciada pelo desenvolvimento de epidoto, minerais opacos, sericita e, subordinadamente, carbonatos (Figura 3.13c).

O quartzo, na forma de cristais ou fragmentos de cristais angulosos, possui granulação de cinza, variando de 1 a 1,2 mm. Por vezes, são subarredondados, sugerindo reabsorção (Figura 3.13b). Alguns cristais apresentam extinção ondulante marcante, sugerindo deformação durante o fluxo piroclástico (Figura 3.13e).

O plagioclásio, comparativamente mais abundante, encontra-se na granulação de cinza variando de 0,8 a 1,8 mm. Ocorre na forma de fragmentos de cristais e, predominantemente, cristais tabulares com maclamento Albita evidente. Exibem alteração para epidoto, sericita e

minerais opacos. Localmente, observam-se pseudomorfos de plagioclásio intensamente alterados (Figura 3.13d).

Fragmentos líticos (Fl) de composição intermediária ocorrem de forma subordinada. Apresentam-se na granulação cinza e, predominantemente, lapilli. Localmente apresentam intensa alteração para epidoto, minerais opacos e, subordinadamente, carbonatos (Figura 3.13c).

3.1.2.2 – Tufo vítreo máfico (TVM)

Mesoscopicamente apresenta textura isotrópica porfirítica aparente (McPhie *et al.* 1993) e coloração negra. Fragmentos vítreos milimétricos são observados de forma disseminada (Figura 3.14a).

A nível microscópico exibem textura piroclástica, caracterizada por abundantes cristais e fragmentos de cristais mal selecionados de clinopiroxênio, quartzo e plagioclásio, bem como fragmentos vítreos (*glassy shards* e *pumice shards*; Fisher & Schmincke 1984), dispersos em matriz vitroclástica. Sericita, carbonatos, minerais opacos e clorita são os principais minerais de alteração.

O quartzo ocorre como cristais e fragmentos anédricos, de granulometria cinza. Apresentam-se angulosos na sua grande maioria e, localmente, subarredondados, sugerindo reabsorção pela matriz. Estão dispostos aleatoriamente na matriz ou em agregados (Figura 3.14b).

O plagioclásio apresenta-se na forma de fragmentos de cristais angulosos disseminados na matriz, na granulação cinza. Apresenta, localmente, alteração para carbonatos e sericita (Figura 3.14b).

O clinopiroxênio está presente de forma disseminada na matriz ou em agregados. Forma cristais e fragmentos de cristais anédricos a subédricos angulosos, de granulação cinza. Exibe relevo médio e cor de interferência de 1ª e 2ª ordens, variando de cinza a lilás-azulado. Localmente alguns cristais apresentam coroa de alteração, provavelmente para anfibólio, no contato com a matriz (Figura 3.14c).

Fragmentos vítreos (*glassy shards*; Fisher & Schmincke 1984) ocorrem na forma de agregados ou disseminados na matriz. Apresentam coloração esverdeada, provavelmente devido a formação de clorita. Duas categorias foram distinguidas de acordo com os autores supracitados: (1) Em forma de Y, disseminados na matriz (Figura 3.14d), originados pelo rompimentos de bolhas de degaseificação; (2) Em forma de agregados, formados provavelmente pela junção de bolhas adjacentes (Figura 3.14e).

Os *pumice shards* (Fisher & Schmincke, 1984), pouco abundantes, ocorrem como finos blocos de coloração esbranquiçada dispersos na matriz, intensamente vesiculados, ao que tudo indica originados por processo de compactação ou soldagem (*welding*; McPhie *et al.* 1993) (Figura 3.14f).

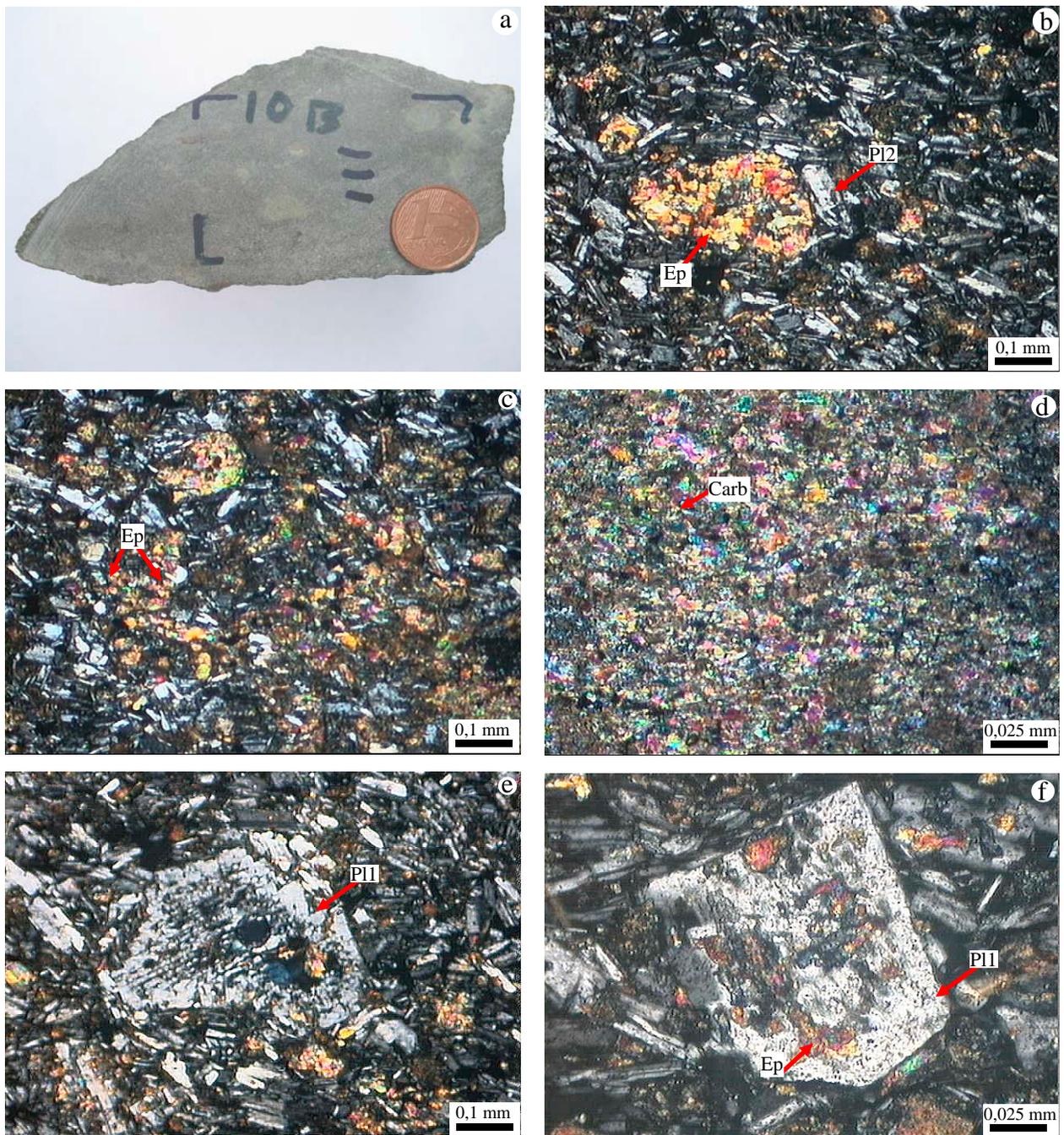


Figura 3.1 – Traquibasalto com matriz microlítica da Formação Sobreiro (amostra NN-GM-10B): a) Aspecto mesoscópico; b) Microfenocrystal máfico automorfo intensamente saussuritizado e matriz microlítica (P12) traquítica (NC); c) e d) Densos mosaicos intergranulares de epidoto (Ep) e carbonatos (Carb), originados a partir da alteração dos micrólitos (NC); e) e f) Microfenocristais de plagioclásio 1 (P11), envoltos por micrólitos amoldados de plagioclásio 2, exibindo moderada alteração para epidoto (Ep) (NC). (NC=nicóis cruzados)

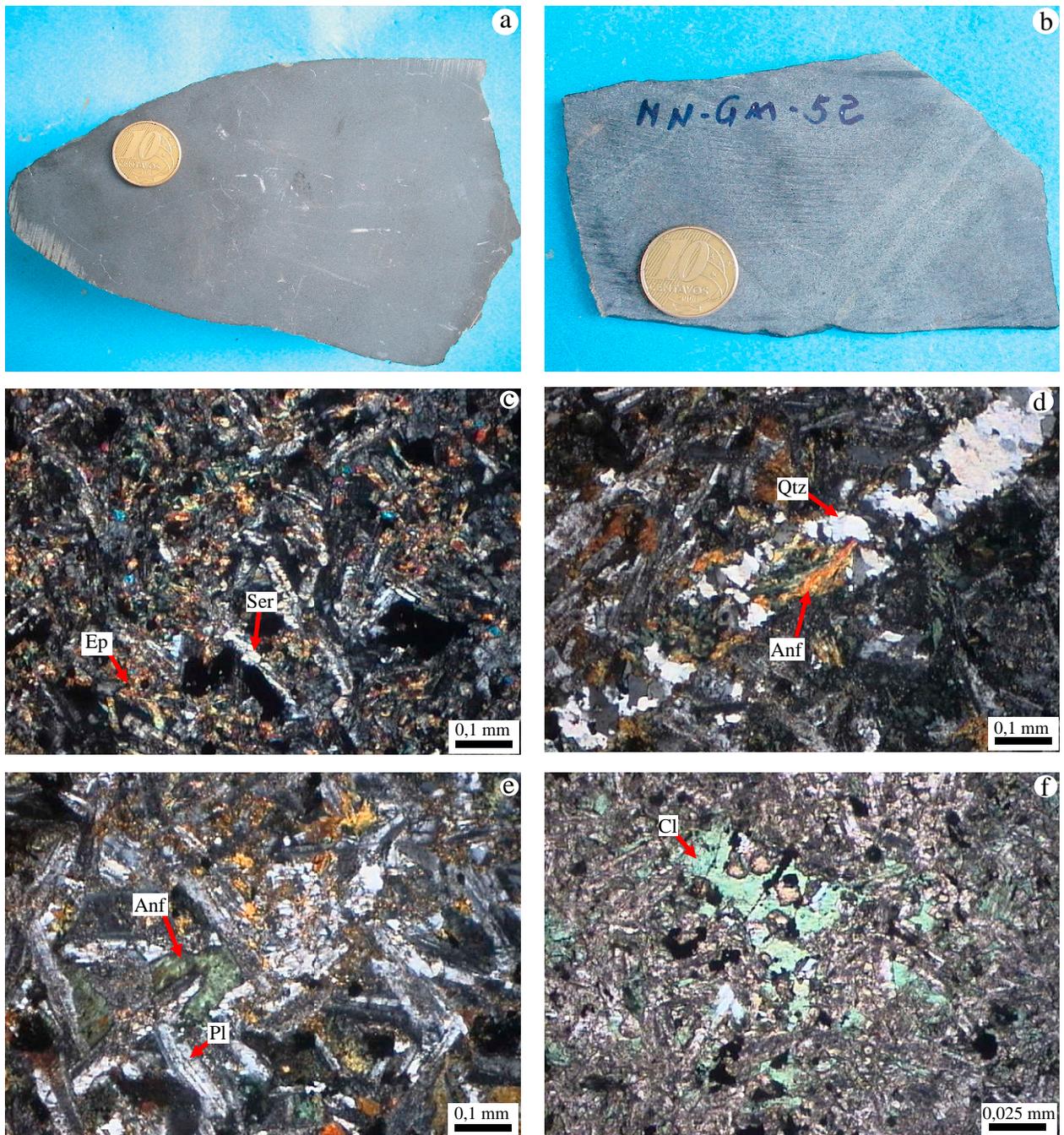


Figura 3.2 – Andesito-basáltico da Formação Sobreiro (amostras NC-FS-26A e NN-GM-52, respectivamente): a) e b) Aspectos mesoscópicos; c) Matriz microlítica mostrando alteração para epidoto (Ep) e sericita (Ser) (NC); d) Microveio preenchido por quartzo (Qtz) e anfibólio (Anf) (NC); e) Micrólitos euédricos de plagioclásio (Pl) (NC), bem como lamelas de anfibólio (Anf); f) Presença marcante de clorita (Cl) na matriz microlítica (LN) . (LN=luz natural; NC=nicóis cruzados)

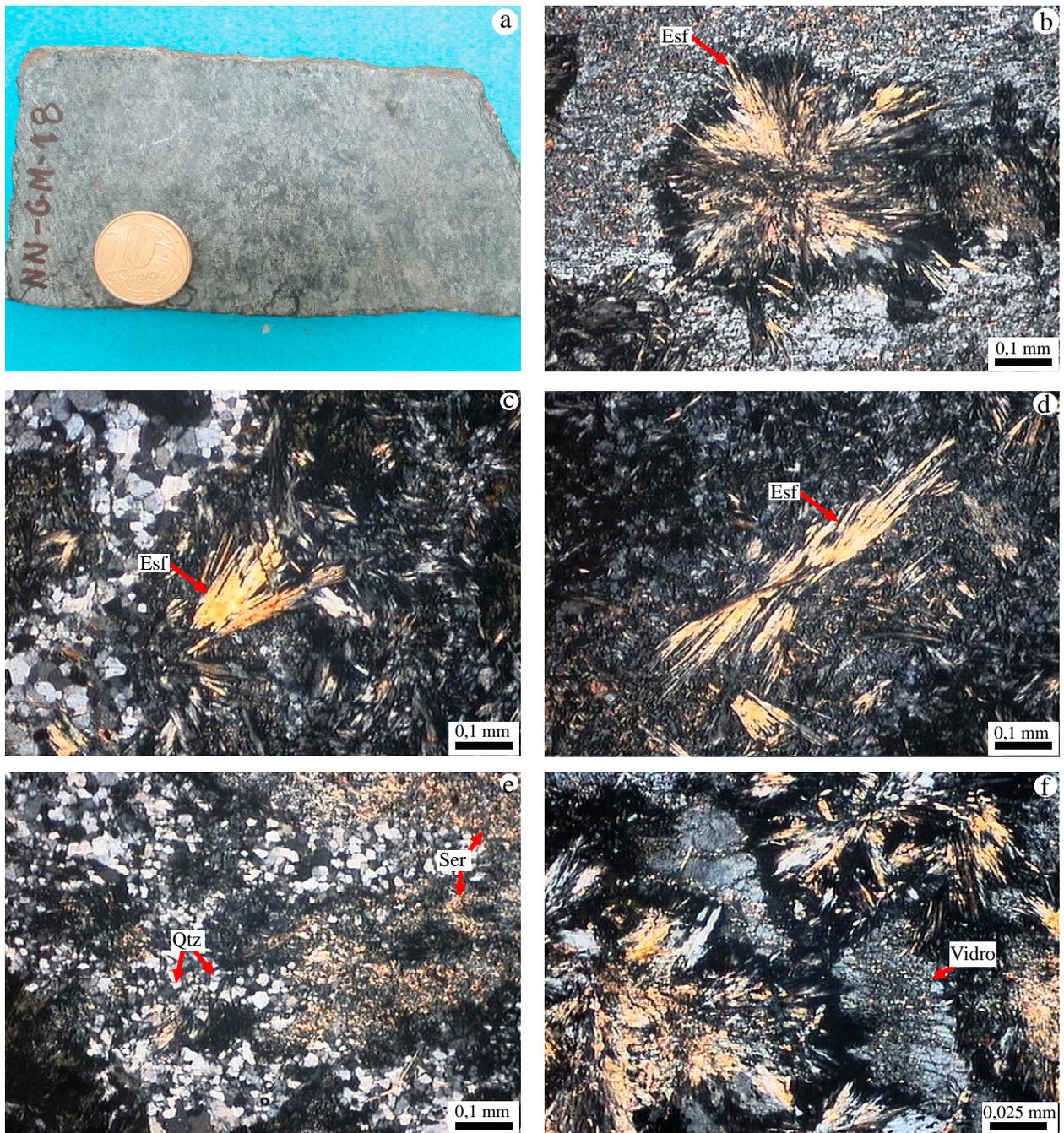


Figura 3.3 – Andesito-basáltico esferulítico da Formação Sobreiro (amostra NN-GM-18): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico de esferulito do tipo “esférico” (Esf). Notar a presença de extinção radial (NC); c) Aspecto microscópico de esferulito do tipo “leque” (Esf) (NC); d) Esferulito do tipo “nó de gravata” (Esf) (NC); e) Microveios milimétricos preenchidos por quartzo, bem como o desenvolvimento de sericita (Ser) (NC); f) Mosaico denso de vidro basáltico entre os esferulitos, parcialmente alterado para sericita, epidoto e carbonatos (NC). (NC=nicóis cruzados)

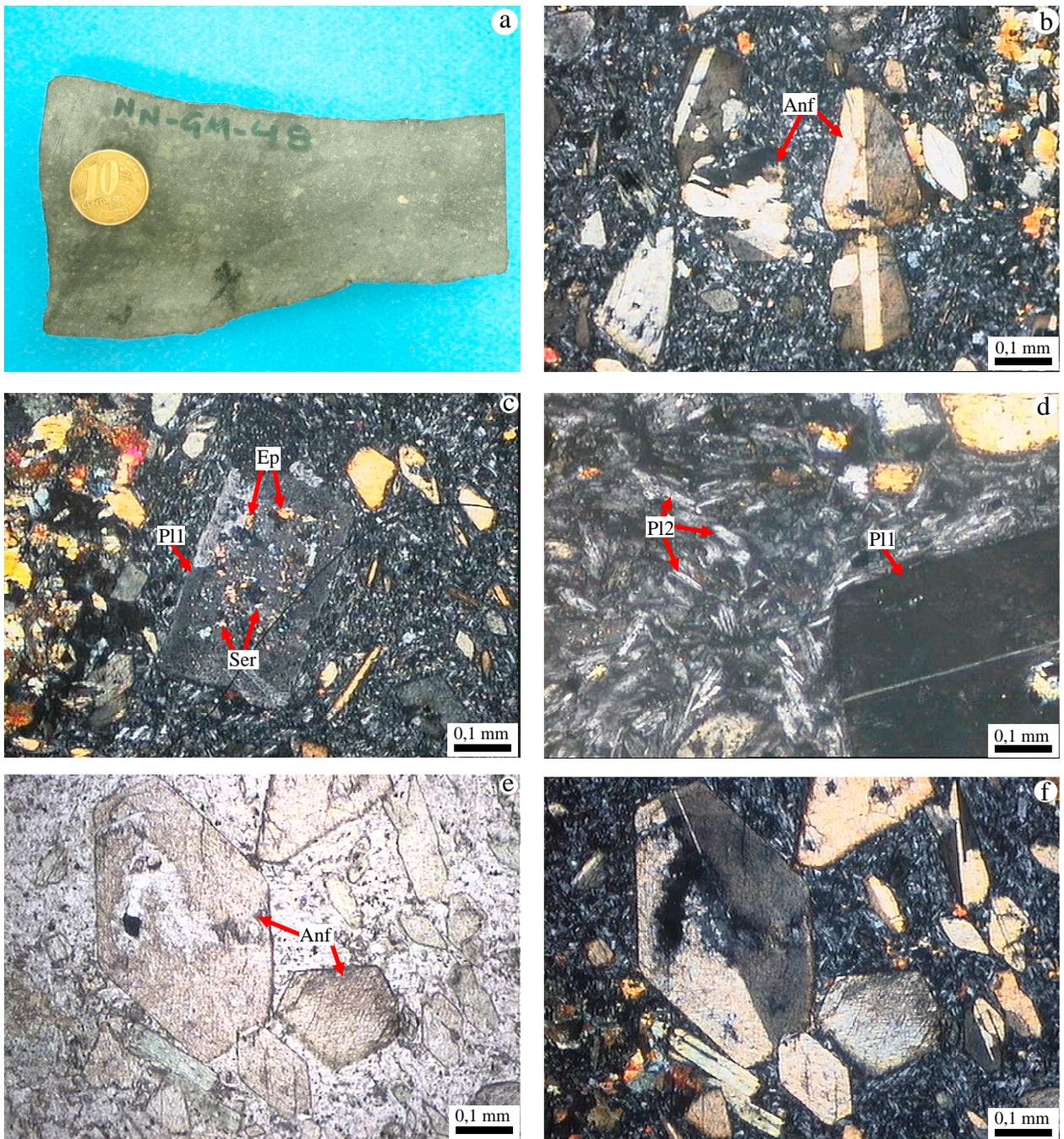


Figura 3.4 – Traquiandesito porfirítico com matriz microlítica da Formação Sobreiro (amostra NN-GM-48): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico, mostrando a marcante presença de microfenocristais euédricos de anfibólio (Anf) em matriz microlítica (NC); c) Microfenocristal de plagioclásio 1 (Pl1) alterado para epidoto (Ep) e sericita (Ser) em matriz microlítica (NC); d) Micrólitos de plagioclásio 2 (Pl2) amoldados em torno de Pl1 (NC); e) Microfenocristais euédricos de anfibólio (Anf) (LN); f) Mesmo da fotomicrografia anterior. Notar evidente maclamento no cristal à esquerda (NC). (LN=luz natural; NC=nicóis cruzados)



Figura 3.5 – Traquiandesito com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-95): a) Aspecto mesoscópico; b) Fotomicrografia da matriz criptocristalina intensamente oxidada (NC); c) Microveio de sericita (Ser) e carbonatos (Carb) (NC); d) Fenocristal euédrico de anfibólio exibindo auréola de alteração (Anf) (NC); e) Fenocristal de anfibólio (Anf) mostrando alteração moderada para epidoto (Ep) e opacos (Op) (NC); f) Microfenocristais subédricos de plagioclásio (Pl). Notar marcante processo de reabsorção no grão à direita (NC). (NC=nicóis cruzados)

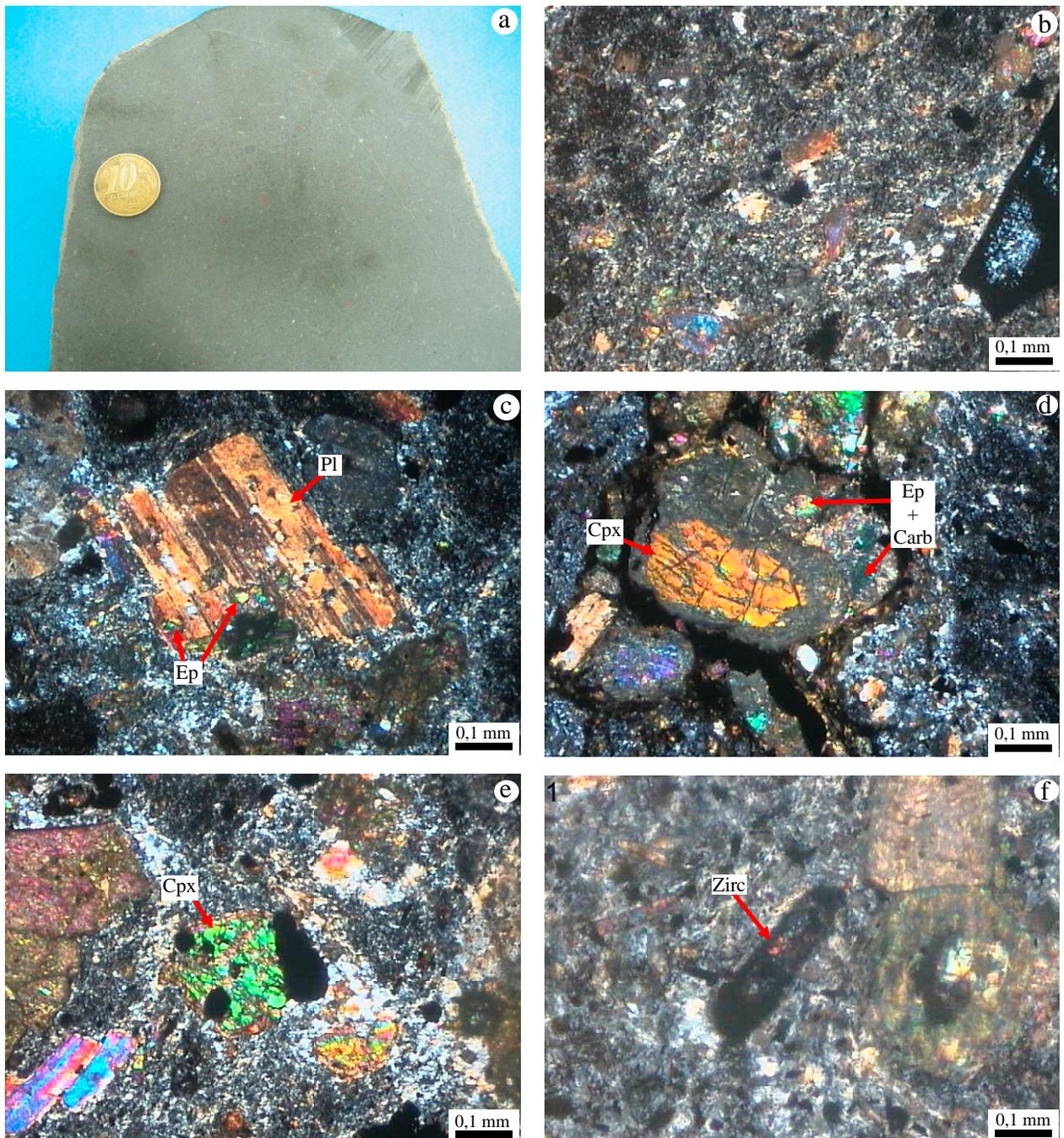


Figura 3.6 – Traquiandesito com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-111): a) Aspecto mesoscópico; b) Matriz criptocristalina intensamente oxidada (NC); c) Microfenocristal de plagioclásio (Pl) mostrando discreta alteração para epidoto (Ep) (NC); d) e e) Microfenocristais de clinopiroxênio (Cpx) exibindo marcante alteração para epidoto e carbonatos (Carb) (NC); f) Zircão (Zirc) euédrico em matriz criptocristalina (NC). (NC=nicóis cruzados)

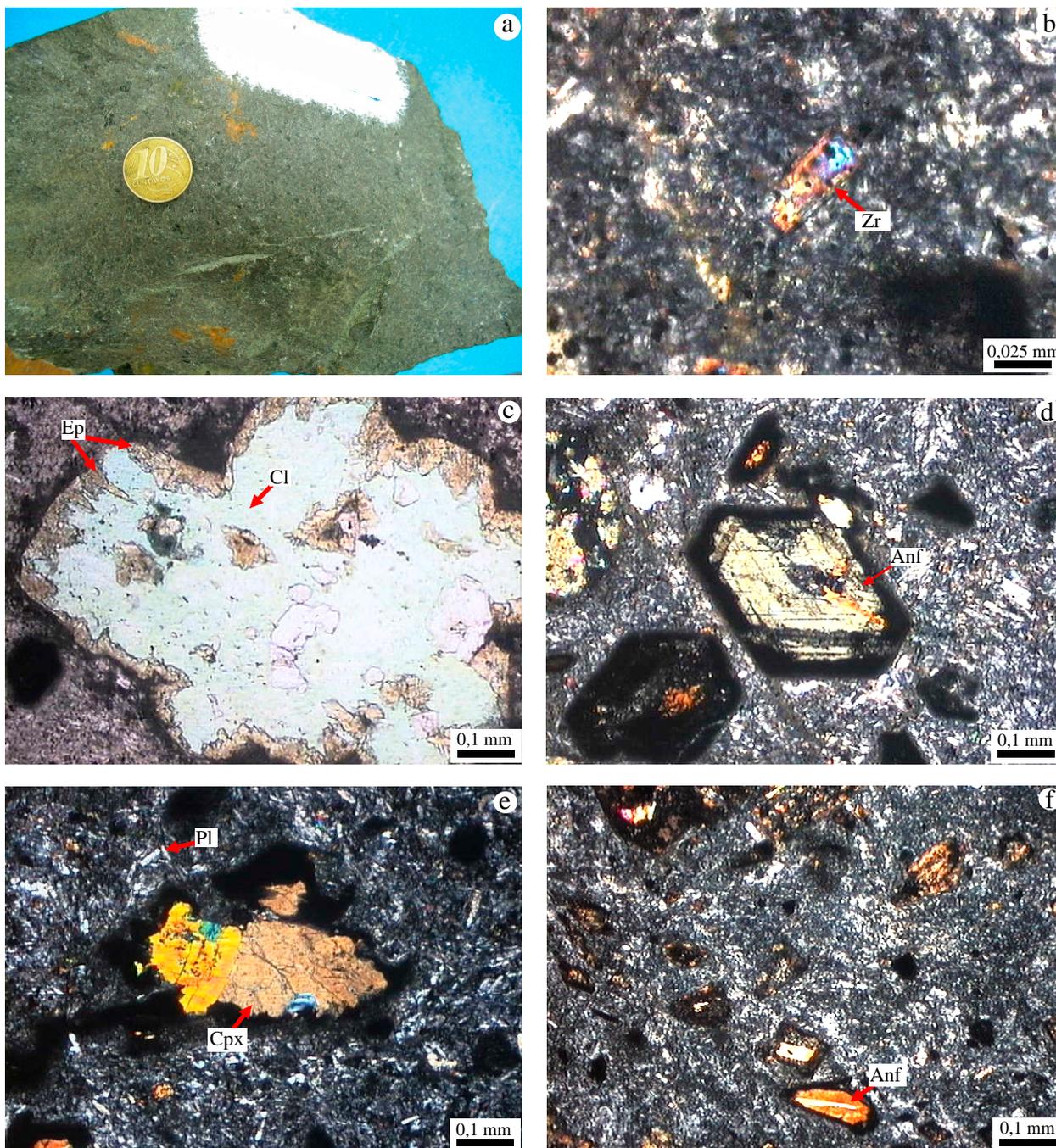


Figura 3.7 – Andesito porfírico com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-56): a) Aspecto mesoscópico; b) Cristal subédrico de zircão (Zr) imerso em matriz criptocristalina (NC); c) Agregado de amígdalas sub-esféricas preenchidas por clorita (Cl) e epidoto (Ep), esse nas bordas (LN); d) Microfenocristal euédrico de anfibólio (Anf) apresentando borda de oxidação no contato com a matriz (NC); e) Microfenocristais anédricos de clinopiroxênio (Cpx), englobados por matriz rica em micrólitos de plagioclásio (Pl) (NC); f) Aspecto microscópico da matriz criptocristalina (NC). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

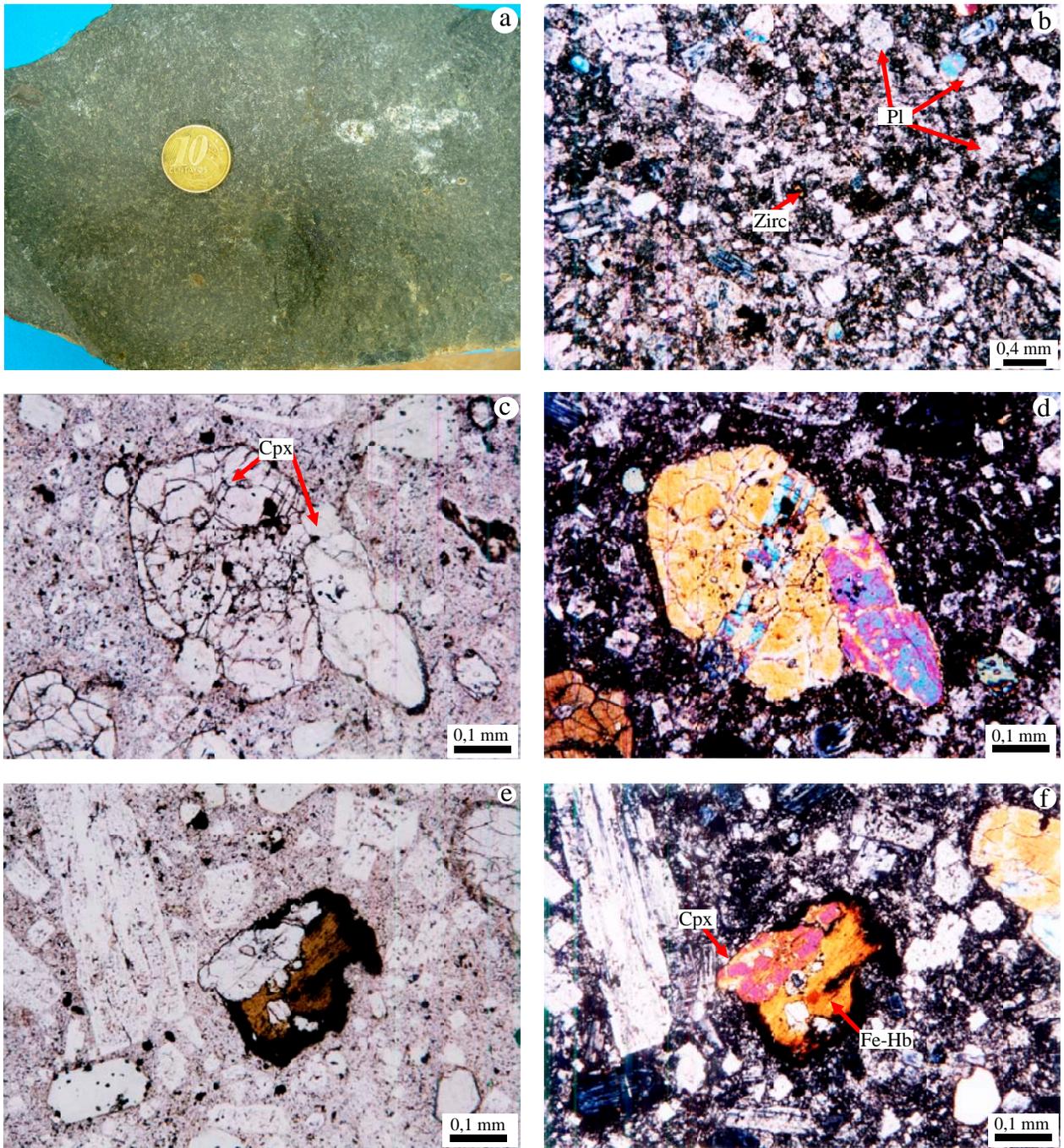


Figura 3.8 – Dacito com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-50A): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico da matriz com marcante presença de microfenocristais de plagioclásio e monocristal subédrico de zircão (Zirc) (NC); c) Microfenocristais euédricos e anédricos de clinopiroxênio (Cpx) (LN); d) O mesmo da figura anterior. Notar marcante maclamento no Cpx (NC); e) Microfenocristal de Fe-hornblenda originado a partir do clinopiroxênio (LN); f) O mesmo da fotomicrografia anterior (NC). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

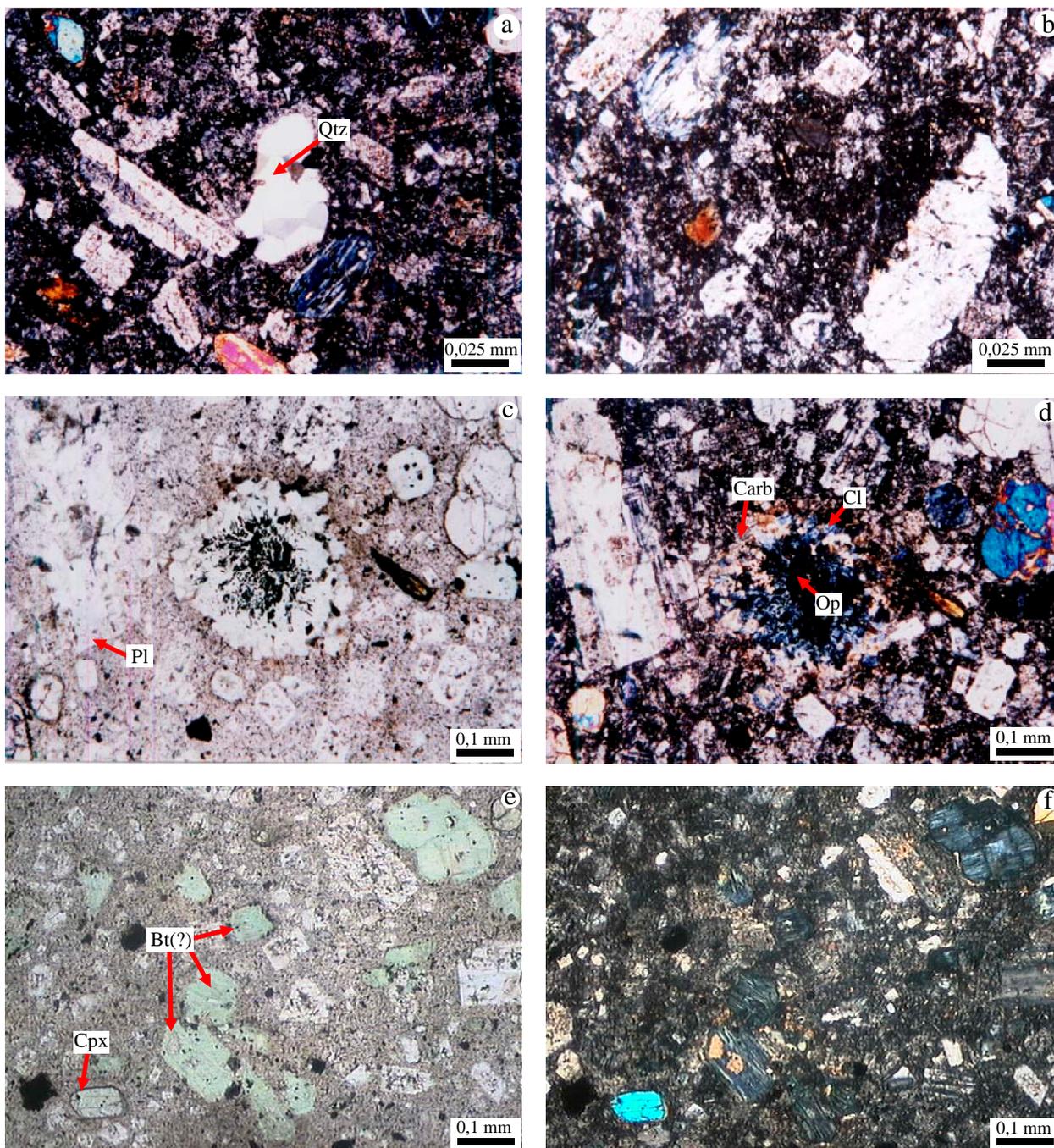


Figura 3.9 – Dacito com matriz criptocristalina da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-50A): a) Mosaico milimétrico de quartzo (Qtz), supostamente preenchendo amígdala (NC); b) Matriz criptocristalina (NC); c) Microfenocristal de plagioclásio (Pl) intensamente alterado e amígdala sub-esférica preenchida por clorita (Cl), epidoto (Ep), carbonatos (Carb) e opacos (Op), a partir do centro (LN); d) O mesmo da figura anterior (NC); e) Supostos pseudomorfos de biotita intensamente alterados para clorita e grão anédrico de clinopiroxênio (Cpx) (LN); f) O mesmo da fotomicrografia anterior (NC). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)



Figura 3.10 – Dacito porfirítico com matriz microlítica da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-28): a) Aspecto mesoscópico; b) Matriz microlítica apresentando veios preenchidos por quartzo (Qtz) e intensa alteração para epidoto (Ep) (NC); c) Microfenocristais euédricos de anfibólio (Anf) apresentando intensa oxidação no contato com a matriz (LN); d) mesmo cristal da figura anterior com nicóis cruzados; e) Fenocristal de plagioclásio (Pl) epidotizado (LN); f) o mesmo cristal da figura anterior com nicóis cruzados, mostrando feições de descalcificação (porções mais claras). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

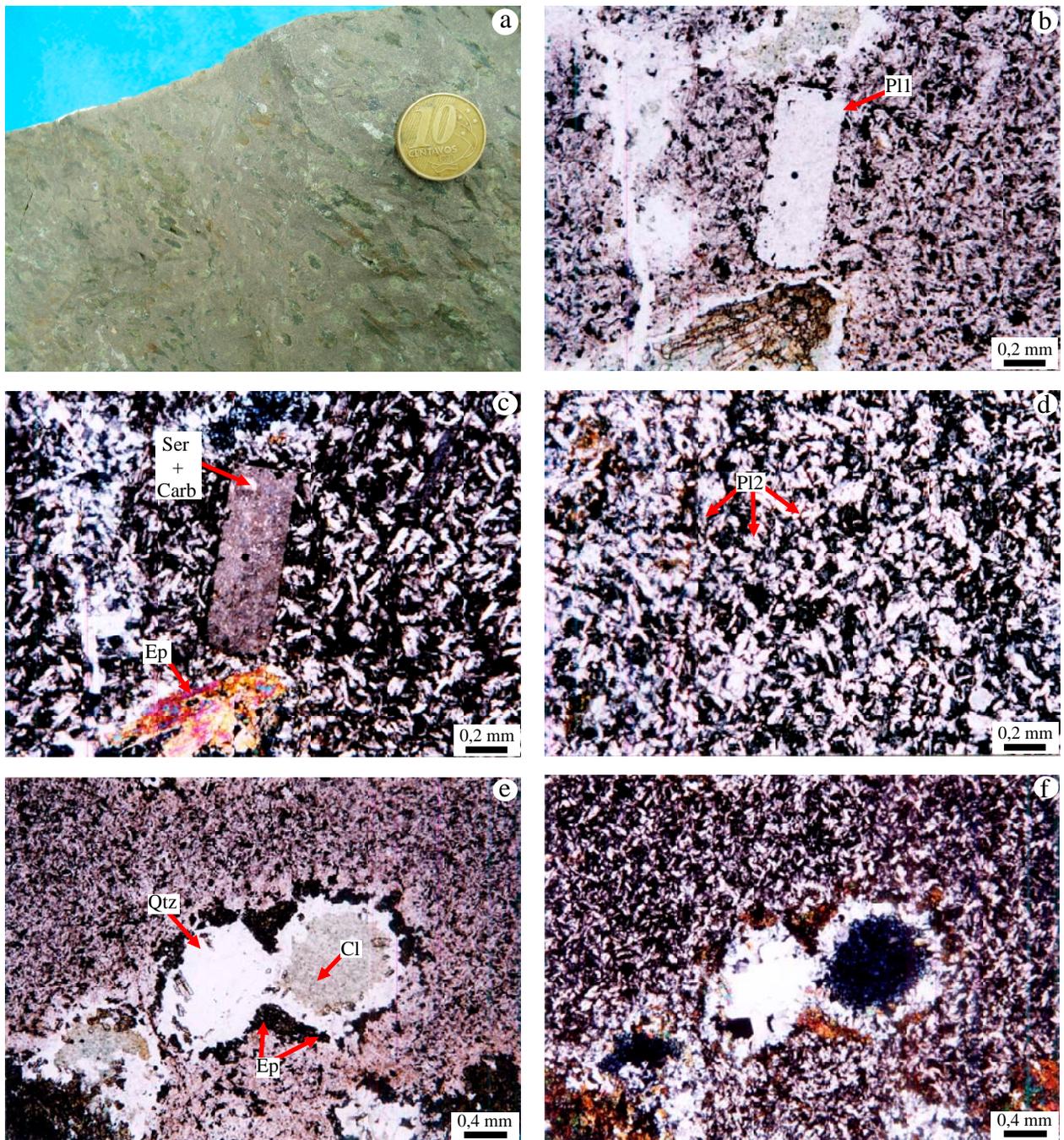


Figura 3.11 – Traquito com matriz microlítica da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-26): a) Aspecto mesoscópico; b) Microfenocrystal euédrico de plagioclásio 1 (P11) (LN); c) mesmo cristal da figura anterior mostrando discreta alteração para sericita (Ser) e carbonatos (Carb) (NC); d) Matriz microlítica à base de micrólitos de plagioclásio 2 (P12) (NC); e) Amígdalas esféricas preenchidas por clorita (Cl), quartzo (Qtz) e epidoto (Ep), a partir do centro (LN); f) mesmo da fotomicrografia anterior em nicóis cruzados. (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

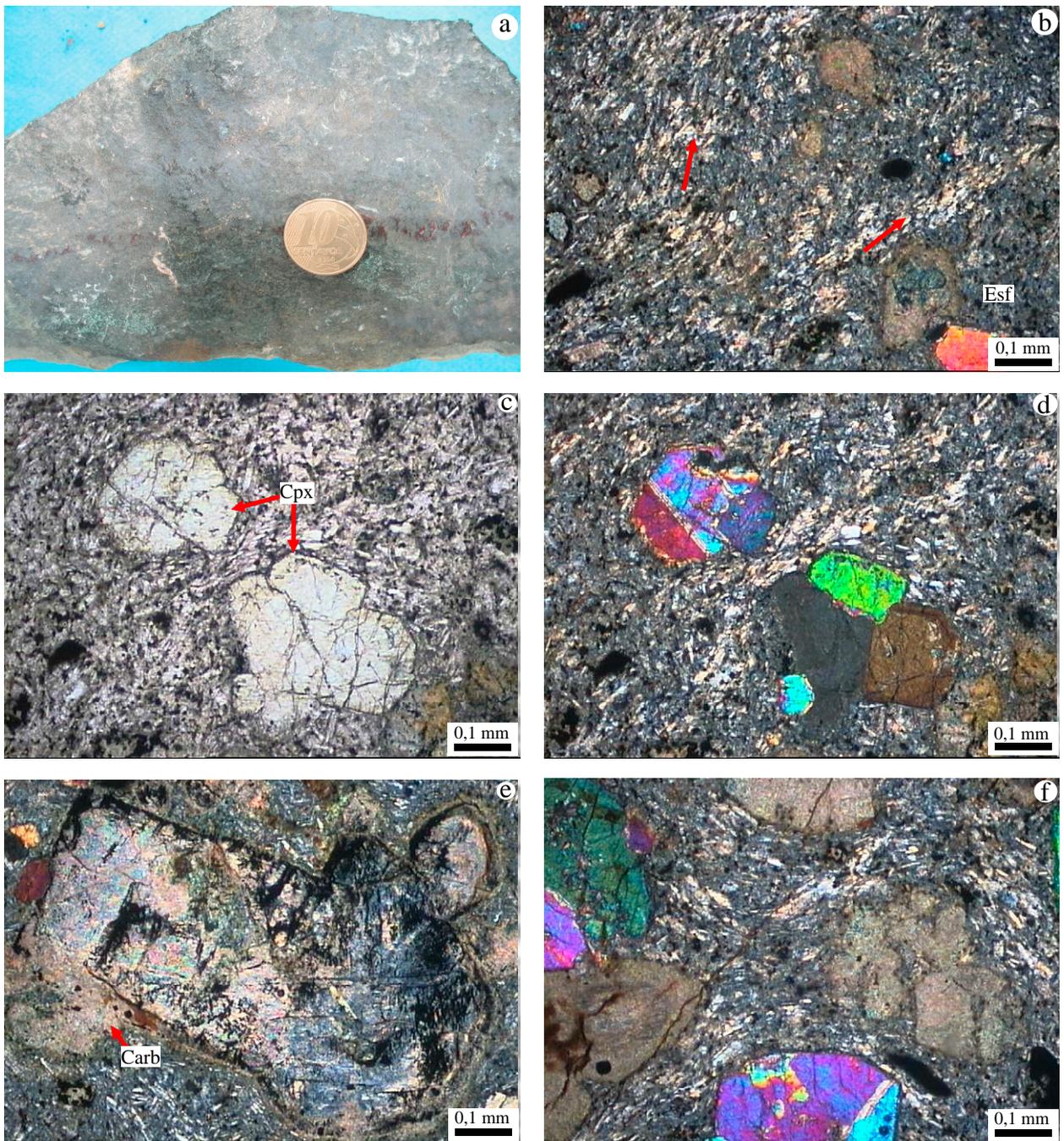


Figura 3.12 – Traquito com matriz microlítica da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-29): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico da matriz microlítica traquítica (NC); c) Microfenocristais subédricos de clinopiroxênio (Cpx) (LN); d) O mesmo da fotomicrografia anterior (NC); e) Suposto cristal de clinopiroxênio intensamente alterado e pseudomorfisado para carbonatos (carb) (NC); f) Aspecto microscópico da textura traquítica, exibindo micrólitos de plagioclásio amoldando-se em torno dos microfenocristais de clinopiroxênio (NC). (LN=luz natural; NC=nicóis cruzados)

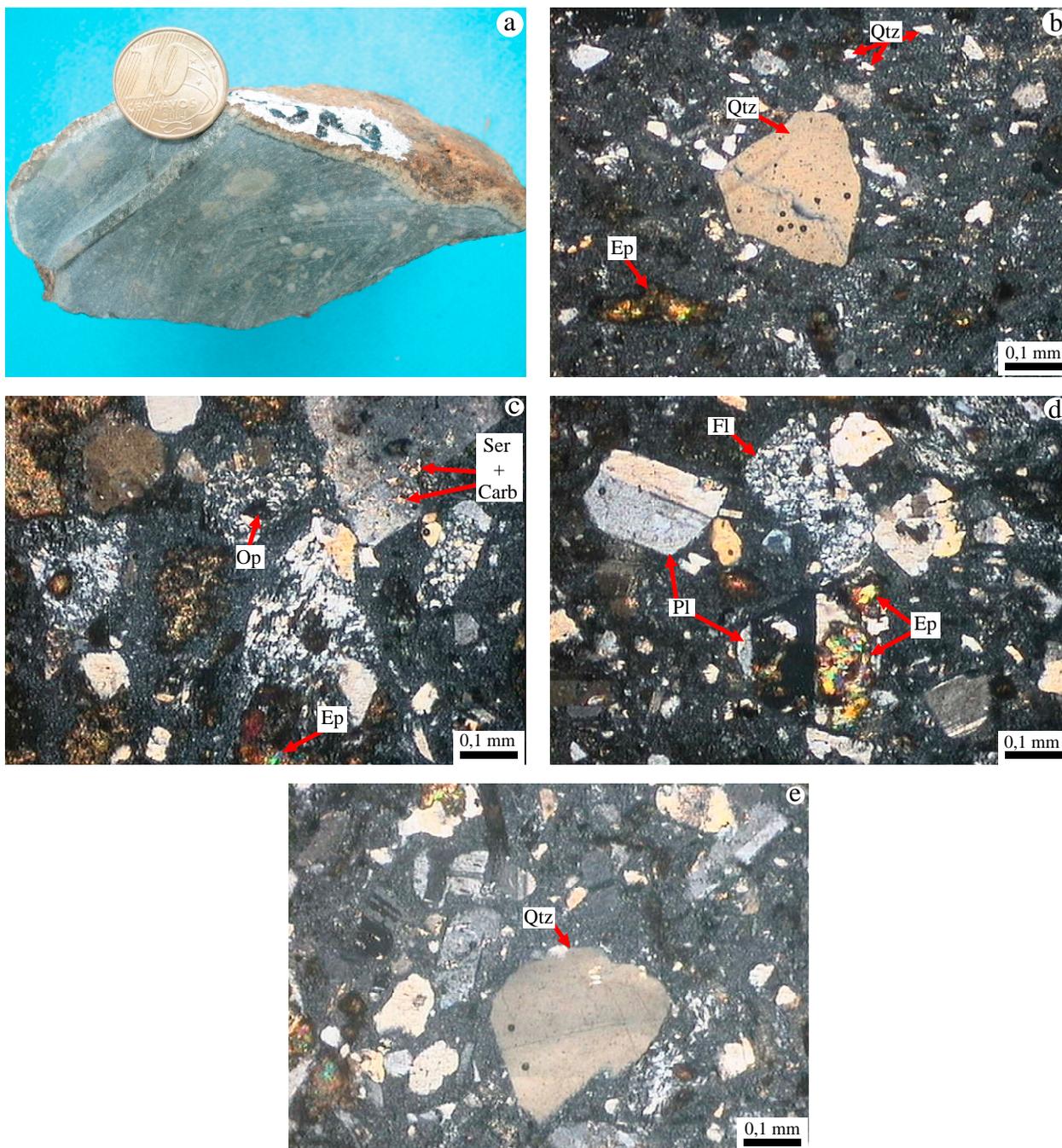


Figura 3.13 – Tufo de cristais da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-04): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico da matriz vitrofírica, bem como cristal e fragmentos de cristais angulosos de quartzo (Qtz) (NC); c) Detalhe do desenvolvimento de epidoto (Ep), sericita (Ser), carbonatos (Carb) e opacos (Op) (NC); d) Cristais maclados de plagioclásio (Pl) exibindo marcante alteração para epidoto (Ep). Notar a presença de fragmentos líticos (Fl) (NC); e) Fragmento subarredondado de cristal de quartzo (Qtz) exibindo extinção ondulante (NC). (NC=nicóis cruzados)

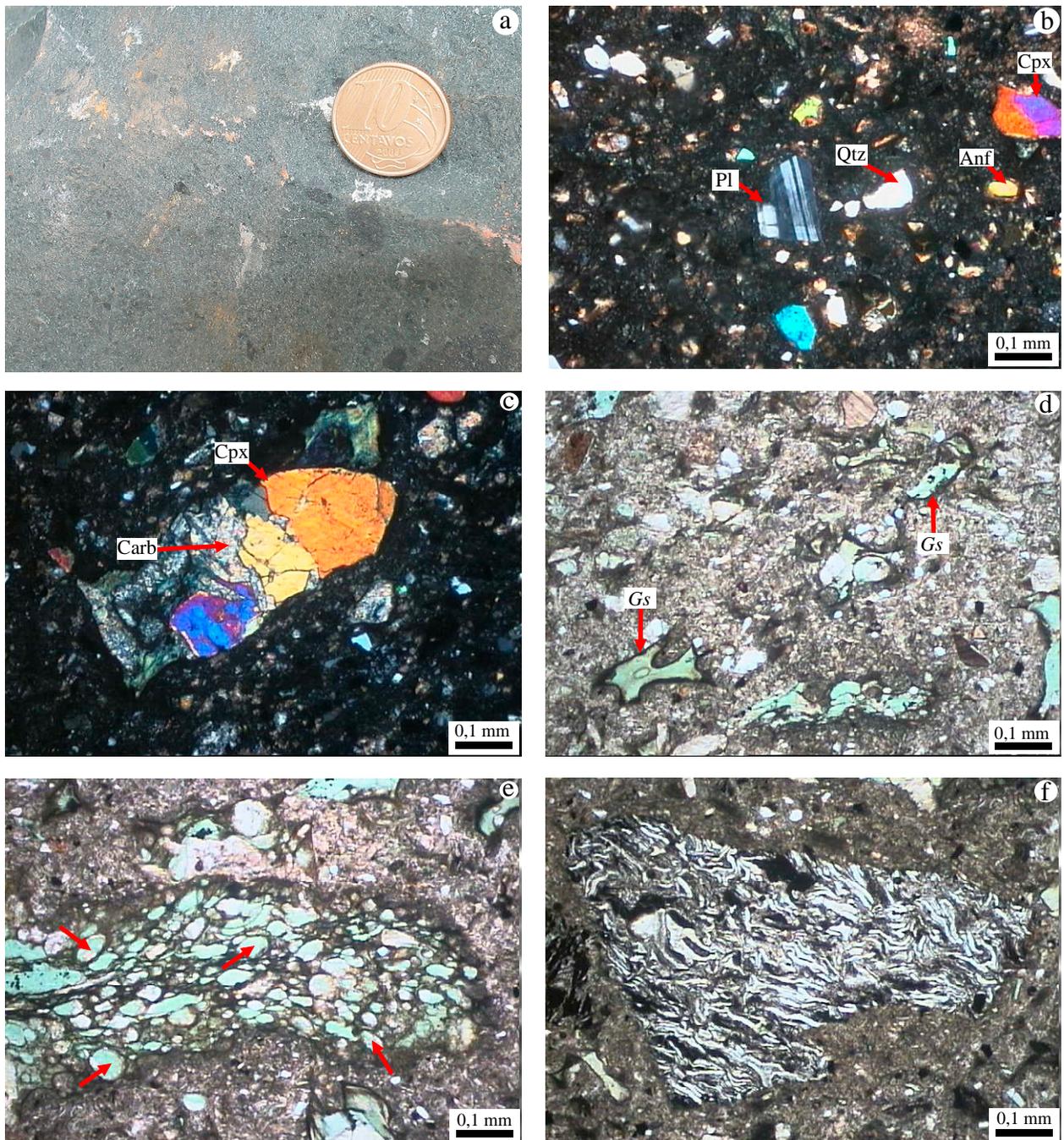


Figura 3.14 – Tufo vítreo da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-67): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico da matriz vitrofírica, bem como cristal e fragmentos de cristais angulosos de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl), clinopiroxênio (Cpx) e anfibólio (Anf) (NC); c) Agregado de cristais de clinopiroxênio (Cpx) mostrando discreta alteração para carbonatos (Carb) (NC); d) Fragmentos vítreos (*G_s*) em forma de Y (NC); e) Fragmentos vítreos e bolhas de degaseificação (setas) (NC); f) *Pumice shard* intensamente vesiculado (NC). (NC=nicóis cruzados)

3.2 – FORMAÇÃO IRIRI

Os derrames de lavas coerentes desta unidade ostentam, pelo menos, três litotipos distintos: (1) Riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina à vítrea (RPMC); (2) Riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina a esferulítica (RPME) e (3) Riolitos porfiríticos com matriz felsófica (RPMF). O evento vulcânico explosivo está representado por: (1) Tufo de cristais félsico (TCF) e Tufo vítreo félsico (TVF).

3.2.1 – Derrames de lavas coerentes

3.2.1.1 – Riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina a vítrea (RPMC)

Mesoscopicamente apresentam textura isotrópica porfirítica e coloração rosa-claro a rosa-escuro. Quartzo e plagioclásio ocorrem como fenocristais milimétricos envoltos por matriz afanítica. Apresentam conteúdo de minerais máficos variando de 1 a 3% em volume (Figura 3.15a).

A nível microscópico possuem textura porfirítica hipocristalina, apresentando fenocristais de quartzo e plagioclásio imersos em matriz criptocristalina a vítrea (Figura 3.15b). Associados à alteração pós-magmática estão presentes epidoto, clorita, argilo-minerais (Arg) e minerais opacos. Zircão é o principal acessório primário.

O quartzo (Qtz) ocorre como microfenocristais sub-arredondados a arredondados de granulação fina à média. Localmente, alguns cristais apresentam baías preenchidas pela matriz, o que sugere reabsorção magmática (Figura 3.15c).

O plagioclásio (Pl) está presente como microfenocristais euédricos à anédricos, de granulação fina a média. Apresenta marcante alteração para epidoto, clorita e minerais opacos (Figuras 3.15d, e). Localmente, grãos com maclas combinadas Albita-Carlsbad são bem evidentes (Figura 3.15e). É bem menos abundante do que o quartzo.

O zircão (Zirc) forma finos grãos anédricos dispersos na matriz criptocristalina (Figura 3.15f).

3.2.1.2 – Riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina à esferulítica (RPME)

Mesoscopicamente são rochas porfiríticas isotrópicas, de coloração variando desde rosa-claro até púrpura-escuro. Apresentam fenocristais milimétricos de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo imersos em matriz afanítica (Figuras 3.16a).

A nível microscópico apresentam textura porfírica a glomeroporfírica hipocristalina contendo fenocristais de quartzo, plagioclásio e, subordinadamente, feldspato potássico, imersos em matriz criptocristalina a esferulítica (Figura 3.16b). Minerais opacos, argilo-minerais, epídoto e clorita são fases secundárias. Zircão figura como principal acessório primário.

O quartzo forma fenocristais subédricos de granulação fina a média. Localmente ocorrem grãos sub-arredondados a arredondados, apresentando baías preenchidas pela matriz, sugerindo processo de reabsorção magmática (Figura 3.16d).

O plagioclásio apresenta-se como fenocristais tabulares de granulação média e, subordinadamente, fina. Exibe discreta alteração para argilo-minerais e minerais opacos (Figura 3.16e).

O feldspato potássico ocorre em, pelo menos, duas gerações: (1) o feldspato potássico 1 (Kf1) se apresenta como fenocristais subédricos de granulação fina à média. Exibem intensa alteração para argilo-minerais, impondo-lhe uma aspecto “sujo” (Figura 3.16f). É de abundância restrita; (2) o feldspato potássico 2 (Kf2) está intercrescido com plagioclásio, formando esferulitos esféricos com marcante extinção radiada (Figura 3.16c).

O zircão (Zirc) apresenta-se como cristais euédricos, de granulação fina, comumente incluso nos fenocristais ou associado a minerais opacos (Figura 3.16b).

3.2.1.3 – Riolitos porfíricos com matriz felsófica (RPMF)

A nível mesoscópico exibem textura isotrópica porfírica e coloração variando desde rosa-claro a rosa-avermelhado. Apresentam fenocristais milimétricos de quartzo, plagioclásio e, por vezes, feldspato potássico envoltos por matriz afanítica. Minerais máficos, com abundância de até 5% em volume, ocorrem como varietais (Figuras 3.17a e 3.18a).

Microscopicamente são caracterizados por apresentarem textura porfírica holocristalina, localmente granofírica, possuindo fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico imersos em matriz felsófica (mosaico de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico) (Figura 3.17b). Clorita (Cl), epídoto (Ep), carbonatos (Carb), sericita (Ser) e opacos (Op) são minerais secundários. Zircão (Zirc) figura como principal acessório primário.

Foram identificadas, pelo menos, duas gerações de quartzo: (1) Quartzo 1 (Qtz1) como fenocristais anédricos a subédricos, de granulação fina à média. Localmente ocorrem cristais sub-arredondados a arredondados, com baías preenchidas pela matriz, sugerindo processo de reabsorção pelo líquido magmático (McPhie *et al.* 1993; Figuras 3.17d e 3.18c); (2) Quartzo 2

(Qtz2) como cristais anédricos, de granulação fina, intercrescidos com feldspato potássico 2 (Kf2) na matriz (Figuras 3.17e e 3.18d).

Em relação ao feldspato potássico, também foram identificadas duas gerações: (1) feldspato potássico 1 (Kf1) formando fenocristais euédricos a anédricos, de granulação média. Apresenta intensa alteração para sericita e, supostamente, argilo-minerais, impondo-lhe um aspecto “sujo” (Figura 3.17f); (2) feldspato potássico 2 (Kf2) como uma massa intercrescida com Qtz2 na matriz. Mostra-se intensamente alterado para argilo-minerais e minerais opacos (Figura 3.17e).

O plagioclásio (Pl) ocorre como fenocristais tabulares subédricos, de granulação fina a média (Figuras 3.17f e 3.18f), com maclas combinadas Albita-Carlsbad. Encontra-se alterado para sericita, carbonatos e epidoto (Figura 3.18e).

O zircão (Zirc) forma cristais subédricos a anédricos, de granulação fina, freqüentemente incluso nos fenocristais (Figura 3.18b).

Lofgren (1971a) produziu artificialmente texturas de desvitrificação em riolitos naturais e identificou três associações que refletem condições de resfriamento dessas rochas: (1) texturas de “estágio vítreo”, caracterizadas pela presença ou não de esferulitos amplamente espaçados dentro de uma matriz vítrea. Esta textura é formada durante o rápido resfriamento de fusões sub-saturadas em água, em presença de soluções com baixo conteúdo de álcalis (0,1 %); (2) texturas de “estágio esferulítico”, compostas por abundantes esferulitos, formando um agregado completamente cristalino. Podem conter ainda texturas micropoiquiliticas e simplectíticas, bem como quartzo com extinção ondulante. São formadas como resultado de maiores conteúdos de água, resfriamento mais lento e manutenção de temperaturas mais elevadas do que no “estágio vítreo”; (3) texturas do “estágio granítico” ou “granofírico”, incluem um mosaico de quartzo e feldspato potássico equigranular, ou quartzo irregular incluso nesse feldspato. Lofgren (1971a) especulou ainda que a textura (3) poderia ser originada a partir da recristalização das texturas micropoiquiliticas e esferulíticas se os riolitos mantivessem temperaturas e pressões suficientemente altas durante longo período de tempo. Tais texturas poderiam também ser geradas por concentrações de água próximas à saturação no líquido, bem como a pressão de uma fase vapor.

Nesse contexto, acredita-se que as texturas reconhecidas por Lofgren (1971a) estejam presentes nos litotipos citados anteriormente. Os RPMC representariam a textura do “estágio

vítreo”; nos RPME a textura identificada pertenceria ao “estágio esferulítico” e, os RPF, representariam a textura no “estágio granítico”.

3.2.2 – Depósitos de rochas piroclásticas

3.2.2.1 – Brecha de cristais félsica (BCF)

Mesoscopicamente apresentam textura isotrópica porfírica aparente (Figuras 3.19a) (cf. McPhie *et al.* 1993), caracterizada por fragmentos líticos de composições intermediária e félsica (Figura 3.19b), fragmentos vítreos e, subordinadamente, cristais e fragmentos de cristais imersos em matriz afanítica de coloração púrpura-escuro.

A nível microscópico apresenta textura piroclástica caracterizada por abundantes cristais e fragmentos de cristais de anfibólio e, subordinadamente, plagioclásio, bem como fragmentos líticos, em matriz vitroclástica (Figura 3.19c). Sericita, carbonatos e minerais opacos ocorrem como minerais secundários.

O anfibólio, supostamente hornblenda, ocorre como fragmentos angulosos de granulometria cinza, disseminados na matriz ou em forma de agregados. Subordinadamente ocorrem cristais euédricos maclados. Exibem relevo médio e cor de interferência de 1^a e 2^a ordens, variando de cinza até amarelo-claro (Figura 3.19d).

O plagioclásio apresenta-se na forma de fragmentos de granulação cinza, intensamente fraturados e angulosos, com maclamento Albita bem visível em alguns cristais. Sericita e carbonatos são os principais minerais de alteração (Figura 3.19e).

Fragmentos líticos estão presentes desde granulação cinza até lapilli. Apresentam composição intermediária e, subordinadamente, ácida, exibindo microfenocristais de plagioclásio e, subordinadamente, anfibólio, imersos em matriz microlítica formada pelo arranjo aleatório de micrólitos de plagioclásio. Apresentam alteração para sericita, carbonatos e minerais opacos (Figura 3.19f).

3.2.2.2 – Tufo vítreo félsico (TVF)

A nível mesoscópico apresentam textura isotrópica porfírica aparente (cf. McPhie *et al.* 1993), contendo fragmentos vítreos milimétricos à centimétricos de coloração marrom-escuro, imersos em matriz afanítica de coloração púrpura (Figura 3.20a).

Microscopicamente exibem textura piroclástica caracterizada por fragmentos de cristais de quartzo, clinopiroxênio, plagioclásio, vítreos (*glassy shards*) e, subordinadamente, líticos,

suportados por matriz vitroclástica (Figura 3.20b). Sericita, carbonatos, epídoto, minerais opacos e clorita são os principais minerais secundários.

O quartzo, menos abundante, ocorre como fragmentos na granulometria cinza. Mostra-se intensamente anguloso e sem evidências de reabsorção (Figura 3.20c).

O plagioclásio também forma fragmentos de granulometria cinza. Apresenta-se intensamente fraturado e com discreta alteração para sericita, epídoto e carbonatos. Na maioria dos fragmentos o maclamento Albita é bem evidente (Figura 3.20d).

O clinopiroxênio, supostamente augita, apresenta-se anguloso na granulometria cinza (Figura 3.20e). Exibem relevo médio e cor de interferência de 1ª e 2ª ordens, variando de cinza até lilás-azulado. Localmente ocorrem cristais com borda de reação, provavelmente originando anfibólio. Alguns cristais apresentam intensa alteração para epídoto e minerais opacos.

Fragmentos vítreos (*glassy shards*) ocorrem de forma disseminada. Exibem forma de Y e coloração ligeiramente esverdeada, supostamente decorrente da cristalização de clorita. Sua origem está vinculada ao estouro de bolhas de gás (Figura 3.20f).

Os fragmentos líticos são restritos, e caracterizados por granulação cinza e composição intermediária à básica. Apresentam micrólitos de plagioclásio (?), imersos em matriz vitroclástica (Figura 3.20a).

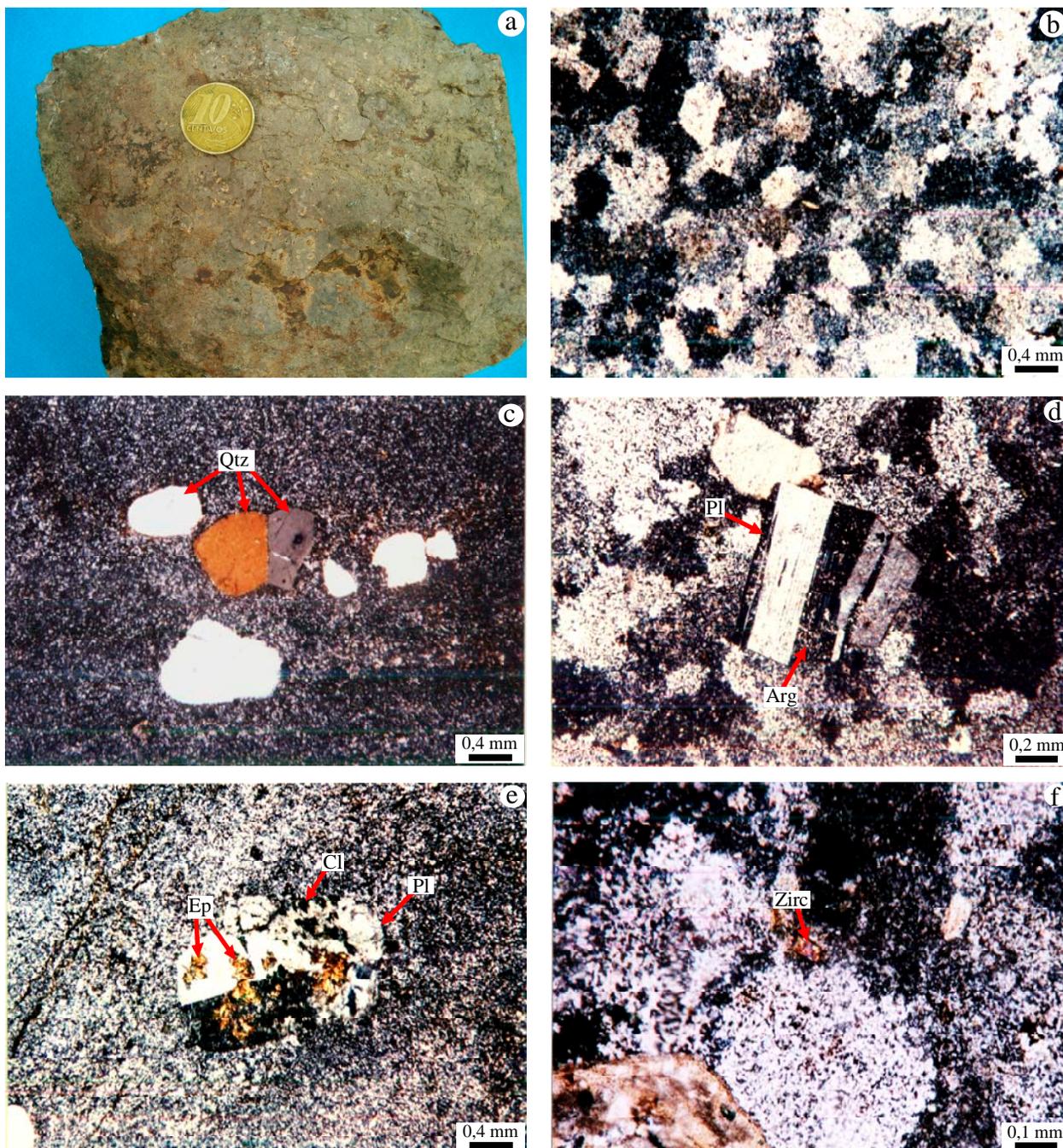


Figura 3.15 – Riolitos porfíricos com matriz criptocristalina da Formação Iriri (amostra NC-FI-33): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico da matriz criptocristalina intensamente oxidada (NC); c) Fenocristais de quartzo (Qtz), com baías preenchidas pela matriz (NC); d) Fenocristal de plagioclásio (Pl) mostrando alteração para argilo-minerais (Arg) (NC); e) Fenocristal de plagioclásio (Pl) alterado para epidoto (Ep) e clorita (Cl). Notar a evidente macla Albita-Carlsbad (NC); f) Cristal subédrico de zircão (Zirc) disperso na matriz criptocristalina (NC). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

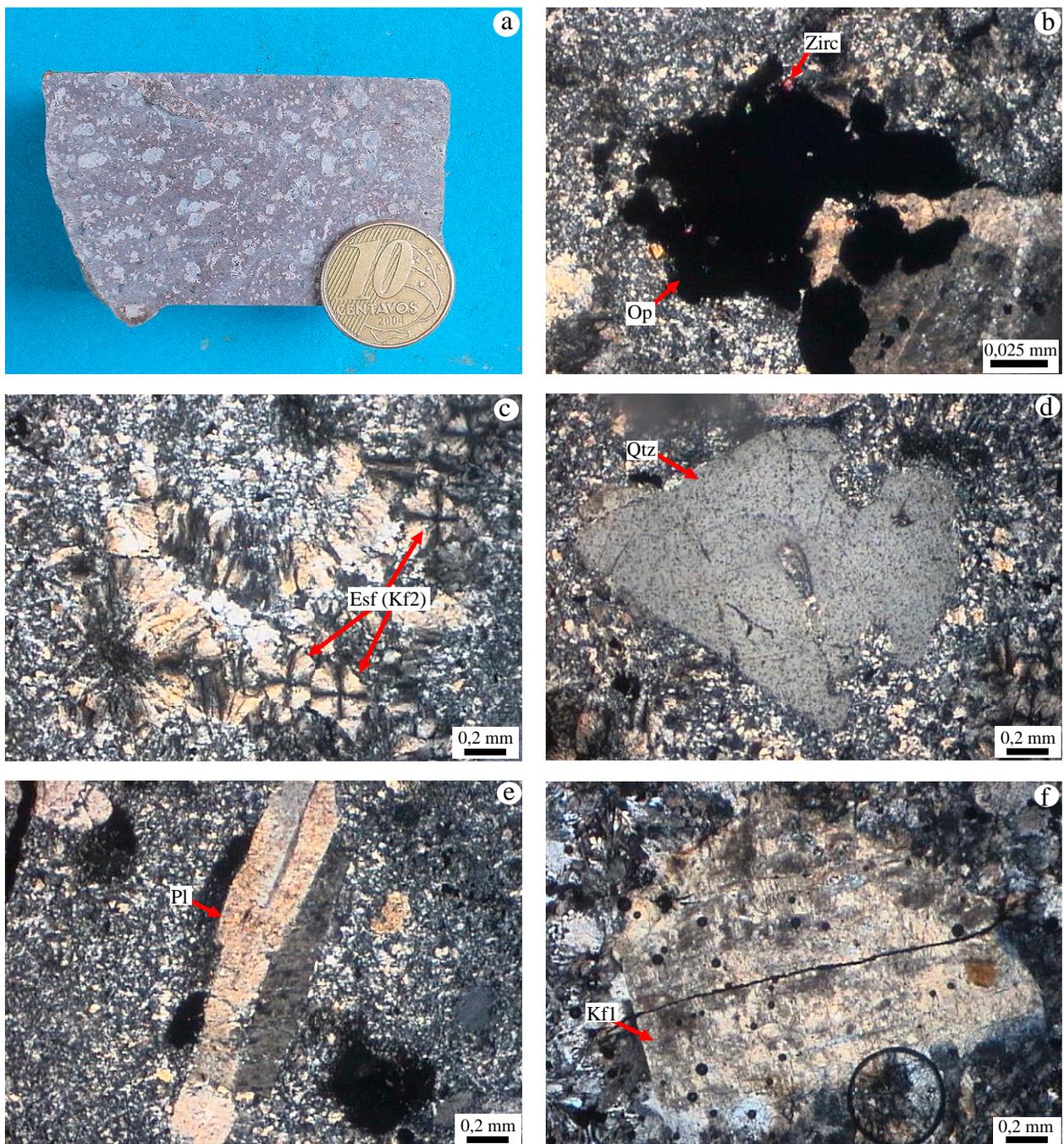


Figura 3.16 – Riolito com matriz criptocristalina à esferulítica da Formação Iriri (amostra NC-FI-84): a) Aspecto mesoscópico; b) Agregado de minerais opacos (Op) associados a cristais subédricos de zircão (Zirc) (NC); c) Esferulitos (Esf) do tipo “esférico” em matriz criptocristalina; d) Fenocristal de quartzo (Qtz) exibindo feições de reabsorção (NC); e) Fenocristal euédrico de plagioclásio (Pl) (NC); f) Microfenocristal de feldspato potássico 1 (Kf1) (NC). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

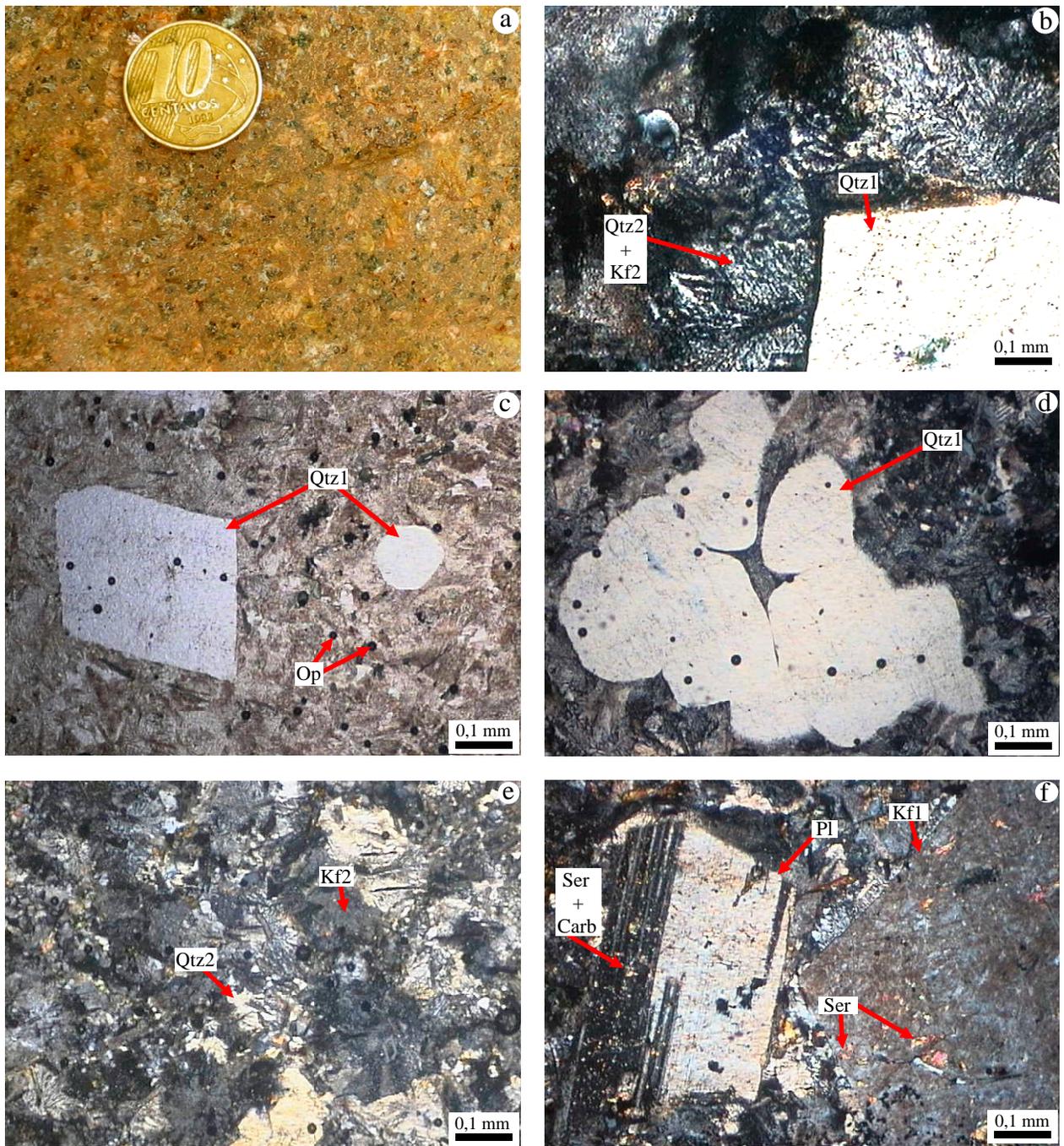


Figura 3.17 – Riolito com matriz felsófica da Formação Iriri (amostra NC-FI-43): a) Aspecto mesoscópico; b) Denso intercrescimento granofírico entre Qtz2 e Kf2 no contato com Qtz1 (NC); c) Fenocristais euédrico e arredondado de Qtz1 (LN); d) Grão de Qtz1 exibindo baía preenchida pela matriz (NC); e) Aspecto microscópico da matriz felsófica (NC); f) Fenocristais de plagioclásio (Pl), alterado para sericita (Ser) e carbonato (Carb), e de feldspato potássico (Kf1), alterado para sericita. (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

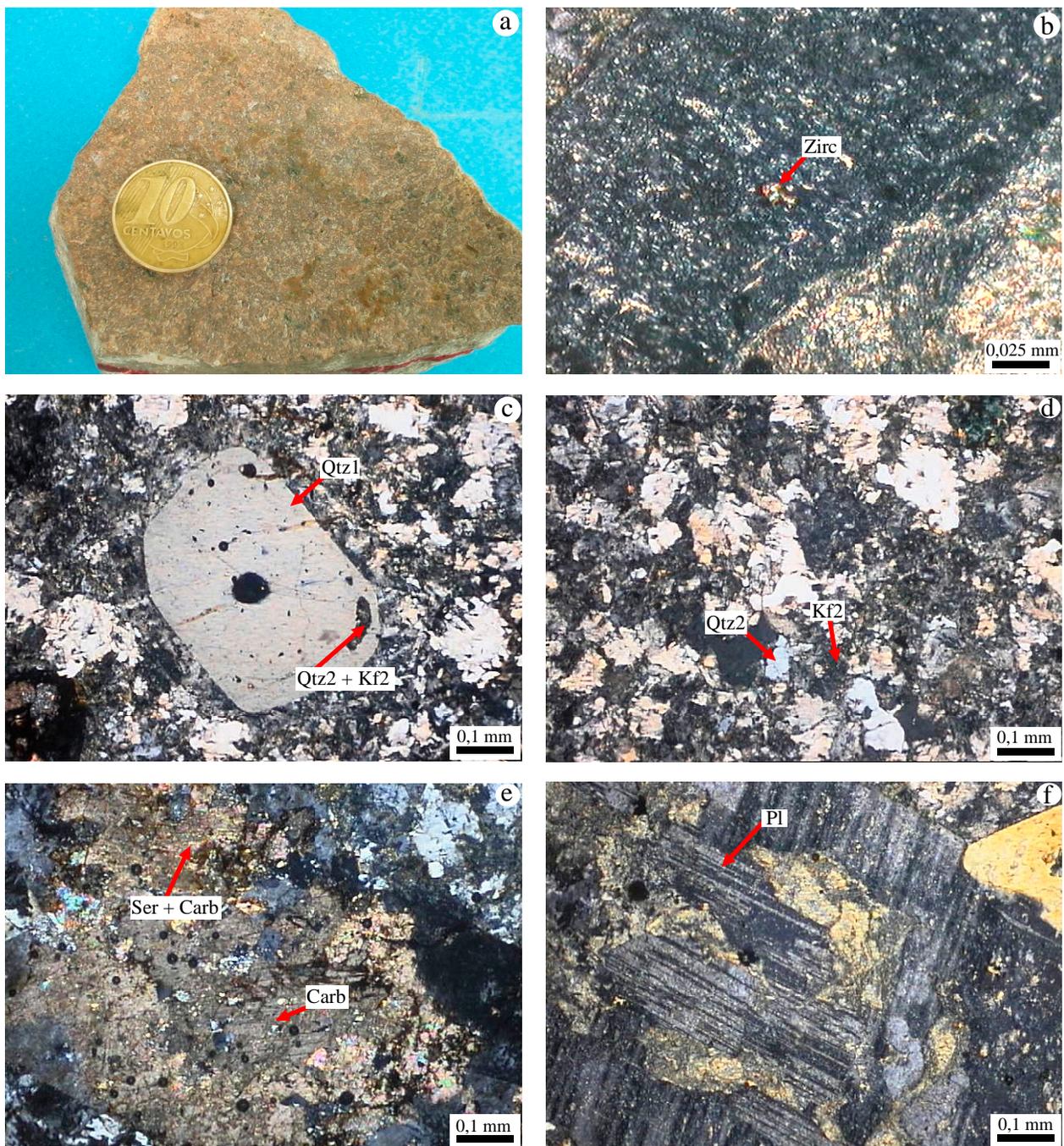


Figura 3.18 – Riolito com matriz felsófica da Formação Iriri (amostra NN-GM-10A): a) Aspecto mesoscópico; b) Cristal subédrico de zircão (Zirc) incluído em Kf1 (NC); c) Fenocristal subarredondado de quartzo 1 (Qtz1) mostrando baía preenchida pela matriz (NC); d) Aspecto microscópico da matriz felsófica (NC); e) Pseudomorfo de plagioclásio mostrando intensa alteração para sericita (Ser) e carbonatos (Carb) (NC); f) Fenocristal de plagioclásio (Pl) com moderada alteração para sericita e carbonatos (NC). (NC=nicóis cruzados)

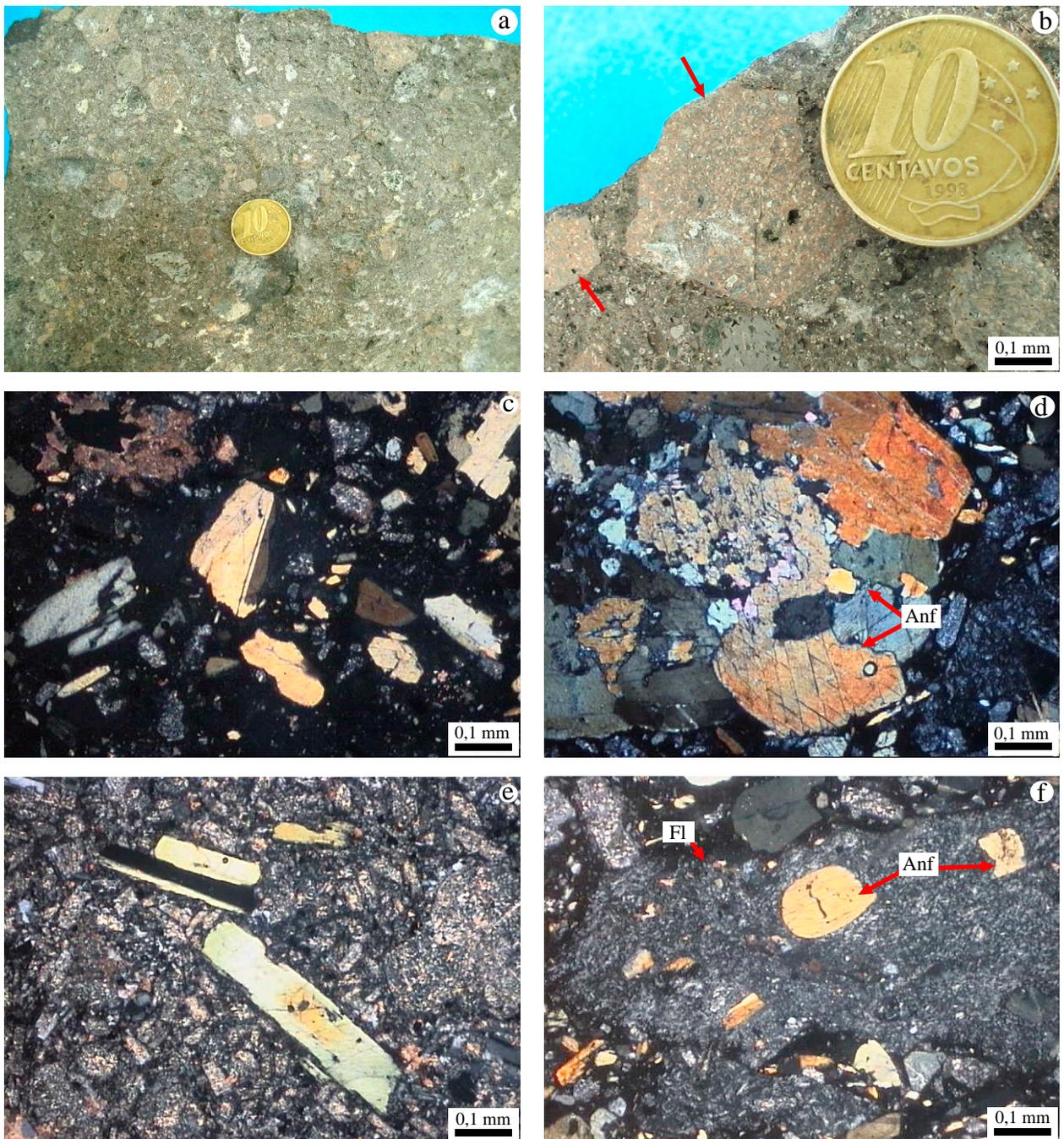


Figura 3.19 – Brecha de cristais da Formação Iriri (amostra NC-FI-60): a) Aspecto mesoscópico; b) Detalhe de fragmentos líticos de composição granítica (setas); c) Aspecto microscópico da textura piroclástica, bem como da matriz vitroclástica (NC); d) Agregado de cristais angulosos de anfibólio (Anf) (NC); e) Cristais angulosos de plagioclásio (Pl) imersos em matriz parcialmente sericitizada (NC); f) Fragmento lítico de composição andesítica, exibindo fragmentos de cristais de anfibólio (Anf) imersos em matriz microlítica (NC). (NC=nicóis cruzados)

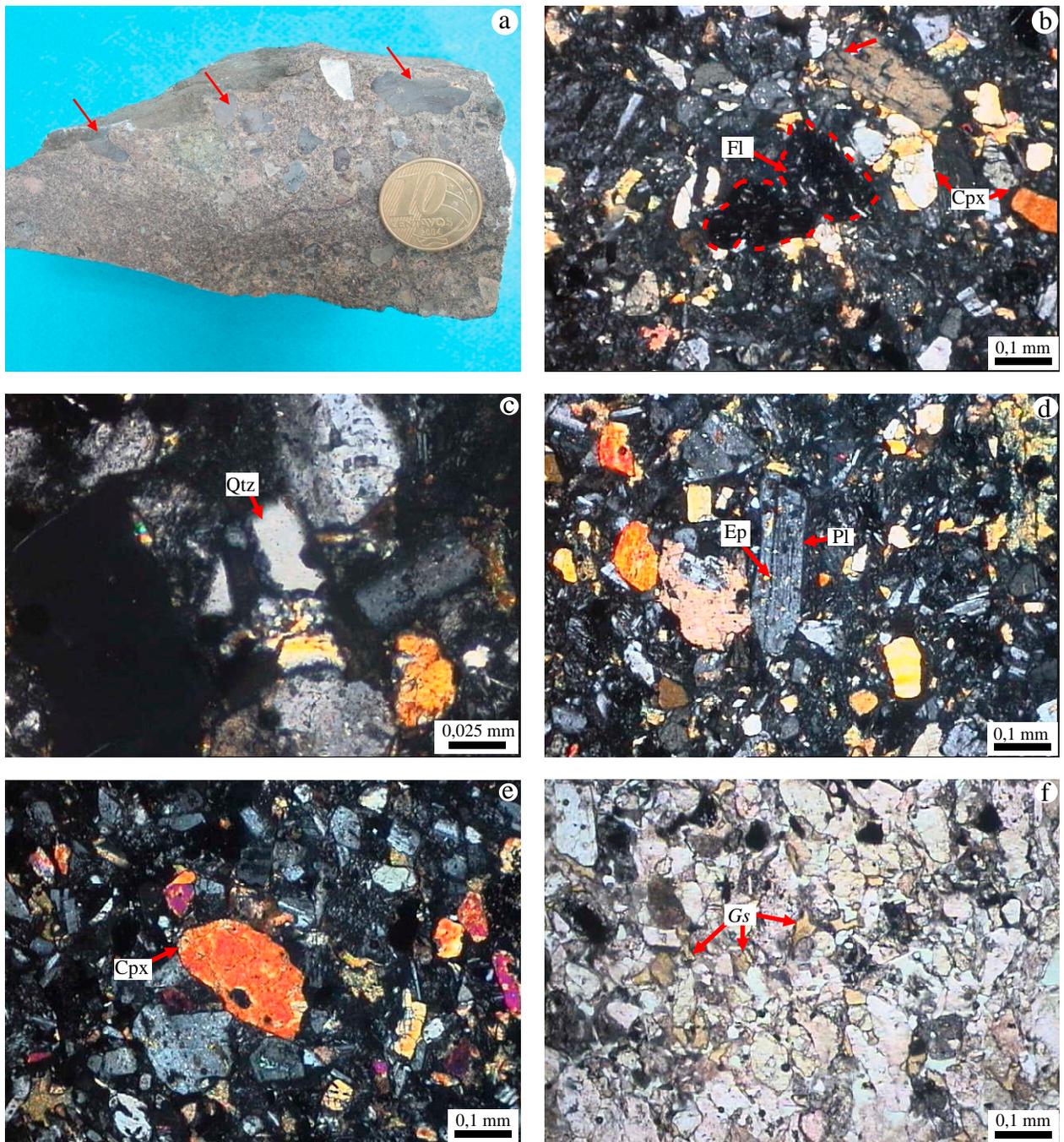


Figura 3.20 – Tufo vítreo félsico da Formação Iriri (amostra NC-FI-58): a) Aspecto mesoscópico; b) Aspecto microscópico da matriz vitrofírica, bem como fragmentos lítico (Fl) (em destaque) (NC); c) Cristal milimétrico de quartzo (Qtz) anguloso (NC); d) Cristal maclado de plagioclásio (Pl) exibindo alteração para epidoto (Ep). Notar a presença de maclamento Albita (NC); e) Fragmento de cristal de clinopiroxênio (Cpx) (NC); f) Fragmentos vítreos (Gs) em forma de Y dispersos na matriz (LN). (LN=luz natural, NC=nicóis cruzados)

4 – GEOQUÍMICA

Este capítulo contempla os principais parâmetros geoquímicos dos vulcanitos em tela. Tem como finalidade a caracterização da sua tipologia, natureza, afinidades geoquímicas, bem como ressaltar a sua importância petrogenética com base em diagramas discriminantes e de correlação confeccionados a partir dos dados químicos apresentados na Tabela 4.1.

Devido à complexidade mineralógica e evolutiva das rochas piroclásticas estudadas, optou-se por não realizar análises litogeoquímicas nas mesmas, o que certamente geraria dados geoquímicos de difícil interpretação e, provavelmente, pouco úteis no contexto deste trabalho.

Os dados de perda ao fogo (PF) exibem cinco amostras com valores acima de 2,5%, que é um dos limites máximos estabelecido pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*) para que uma análise seja considerada confiável. No entanto, mesmo com o cuidado dispensado durante a seleção e tratamento das amostras, há situações em que se torna impossível a remoção de microveios ou amígdalas microscópicas preenchidos por fases secundárias de baixa temperatura, fatores que contribuem para o aumento dos valores de PF. Apesar do contratempo exposto, e com base na maioria dos diagramas discriminantes e de correlação, acredita-se que os resultados sejam confiáveis, não acarretando problemas para o comportamento dos elementos maiores, menores ou traço.

4.1 – ELEMENTOS MAIORES

A Formação Sobreiro (FS) consiste de uma série magmática expandida com teores de sílica variando entre 47,43 e 63,22% e razões K_2O/Na_2O relativamente baixas (média de 0,79, desconsiderando os valores anômalos das amostras NN-GM-10B e NN-GM-53; Tabela 4.1). Por sua vez, a Formação Iriri (FI) mostra um intervalo mais restrito de SiO_2 , entre 72,64 e 76,96% e razões K_2O/Na_2O comparativamente mais altas (média de 2,29; Tabela 4.1). Tais dados químicos quando lançados no diagrama discriminante TAS (Le Maitre 2002) permitem identificar dois grupos distintos de rochas (Figura 4.1a). No primeiro, referente à FS, sugerem a existência de duas séries: a) saturada; representada por traquibasalto, traquiandesito e traquito (quartzo normativo menor que 20%) e b) supersaturada; representada por andesito-basáltico, andesito e dacito. Essa divisão pode ter sido gerada simplesmente por perda de álcalis, em virtude de sua maior mobilidade durante a alteração hidrotermal ou até mesmo o envolvimento de duas fontes distintas na geração desta seqüência; contudo, como será discutido adiante, provavelmente foi originada pela interação/contaminação entre o magma gerador desses vulcanitos com outras

rochas antes do extravasamento, através do processo de assimilação. Por sua vez, o segundo grupo, referente à FI, mostra composição exclusivamente riolítica da série saturada. Nesse mesmo diagrama, tanto as rochas da FS quanto as da FI plotam predominantemente no campo subalcalino de Irvine & Baragar (1971), no entanto, a maioria das amostras apresenta teores de álcalis acima de 5% (série saturada) e próximos do limite com o campo alcalino, sugerindo, em uma primeira análise, um caráter mais transicional para essas unidades. A divisão e o caráter transicional também estão claramente assinalados no estudo de correlação de óxidos de elementos maiores e traço.

Quando lançadas no diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971), as amostras da FS mostram uma dispersão dos pontos (Figura 4.1b) dentro do campo cálcico-alcalino, não definindo o *trend* típico de uma série cálcico-alcalina, traduzido pelo aumento progressivo de álcalis acompanhado por razões FeO^*/MgO praticamente constantes. As rochas da FI agrupam-se próximo ao vértice Na_2O+K_2O . No entanto, vários autores (Miyashiro 1974; Jensen 1976; Morrison 1980) criticaram esse diagrama, pois rochas shoshoníticas que plotam no campo de rochas alcalinas no TAS, incidem comumente no campo cálcico-alcalino nesse diagrama, mostrando que o diagrama não é, por si só, decisivo na definição da série magmática.

Com relação ao Índice de Saturação em Alumina (ISA; Figura 4.2), as rochas das FS são metaluminosas com valores de A/CNK variando de 0,6 a 0,9, apresentando apenas uma amostra no campo peraluminoso, com razão A/CNK igual a 1,05. Por sua vez, as rochas da FI são predominantemente peraluminosas, com A/CNK variando de 1,1 a 1,2, embora duas amostras incidam no campo metaluminoso, mas com valores de A/CNK próximos de 1; estas amostras representam os termos menos evoluídos deste grupo, com teores de CaO acima de 1% (Tabela 4.1).

Conforme mostrado nas Figuras 4.1, 4.3 e 4.4, as Formações Sobreiro e Iriri revelam um *gap* composicional entre os seus litotipos, representado por diferenças composicionais e por *trend* retilíneo não-contínuo dos elementos maiores em relação ao índice de diferenciação SiO_2 . Com o aumento progressivo deste, há uma diminuição nos conteúdos de MgO, CaO, TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO e P_2O_5 nas composições básicas e intermediárias da FS, ao passo que os riolitos da FI mostram uma correlação negativa com CaO, TiO_2 , Al_2O_3 e K_2O e tendem a se agrupar em outros diagramas, em decorrência da pouca variação de SiO_2 . Nítida correlação positiva é observada com o K_2O nas rochas da FS. O Na_2O mantém-se praticamente constante em ambas as unidades. O Al_2O_3 mostra uma correlação positiva nas rochas da FS, exceto o traquibasalto (amostra NN-

GM-10B), e uma correlação negativa entre os termos da FI, o que pode ser explicado pela influência de clinopiroxênio na evolução da FS e feldspato potássico na FI. Correlação positiva também é registrada nas razões K_2O/Na_2O e FeO^*/MgO de ambas as unidades, embora esta última não seja tão evidente nas rochas da FI. A aparente coincidência entre os *trends* de ambas as unidades em alguns diagramas de correlação pode ser explicada pelo mero efeito da soma constante, pormenorizado por Rollinson (1993).

O diagrama ilustrado na Figura 4.5a mostra o campo de andesitos cálcico-alcálicos normais, *trends* definidos por algumas séries plutônicas cálcico-alcálicas conhecidas, bem como o campo definido pela Formação Sobreiro (CPRM/DNPM 1997). Este diagrama representa uma modificação, realizada por Brown *et al.* (1984), do índice de alcalinidade de Peacock, no qual as curvas referentes ao Cao e (Na_2O+K_2O) são reduzidas a uma reta. Com isso, o índice de alcalinidade corresponde à porcentagem de SiO_2 quando a reta, dada pelo alinhamento das amostras integrantes de certa unidade, cruzar a linha $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$. Entretanto, em suítes de rochas com teores restritos de SiO_2 este cruzamento não ocorre, comportamento este observado nos litotipos da FI e determinante para a sua não inclusão no diagrama. As rochas da FS sugerem a existência de dois *trends* principais, coincidentes com aqueles definidos na Figura 4.1a, a saber: a) andesito-basáltico - andesito - dacito, seguindo o comportamento dos andesitos cálcico-alcálicos típicos (índice de alcalinidade em torno de 58%) e b) traquibasalto - traquiandesito – traquito, aproximando-se mais das séries geoquímicas álcali-cálcicas (índice de alcalinidade em torno de 55%). Contudo, essa maior maturidade da série saturada pode ser aparente, pois admite-se idade em torno de 1880 Ma (ver CAPÍTULO 5) para os vulcanitos desta unidade. CPRM/DNPM (1997) associaram este comportamento transicional entre cálcico-alcálico e alcálico-cálcico aos elevados teores de K_2O , a partir dos quais as rochas assumem características de absorokito, shoshonito e bamakito, tipicamente alcálicas.

Na figura 4.5b, as rochas da FS mostram conteúdos variados de K_2O e distribuem-se predominantemente nos campos de médio-K e alto-K, com uma amostra no campo baixo-K e outras duas atingindo o campo shoshonítico, semelhantes aos resultados de CPRM/DNPM (1997). Esse comportamento, em uma primeira análise, não define o *trend* típico de uma série cálcico-alcálica, a qual deveria evoluir predominantemente dentro de um campo. No entanto, processos de fusão parcial de uma fonte comum em diferentes graus ou contaminação crustal podem gerar este comportamento (Wilson 1989). Morrison (1980) relaciona essa forte inclinação, além de outras características geoquímicas, a séries tipicamente shoshoníticas.

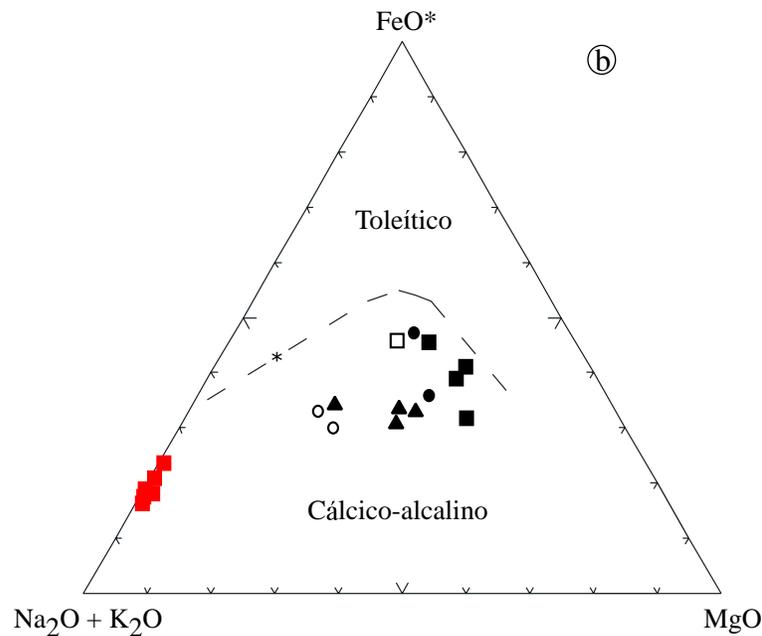
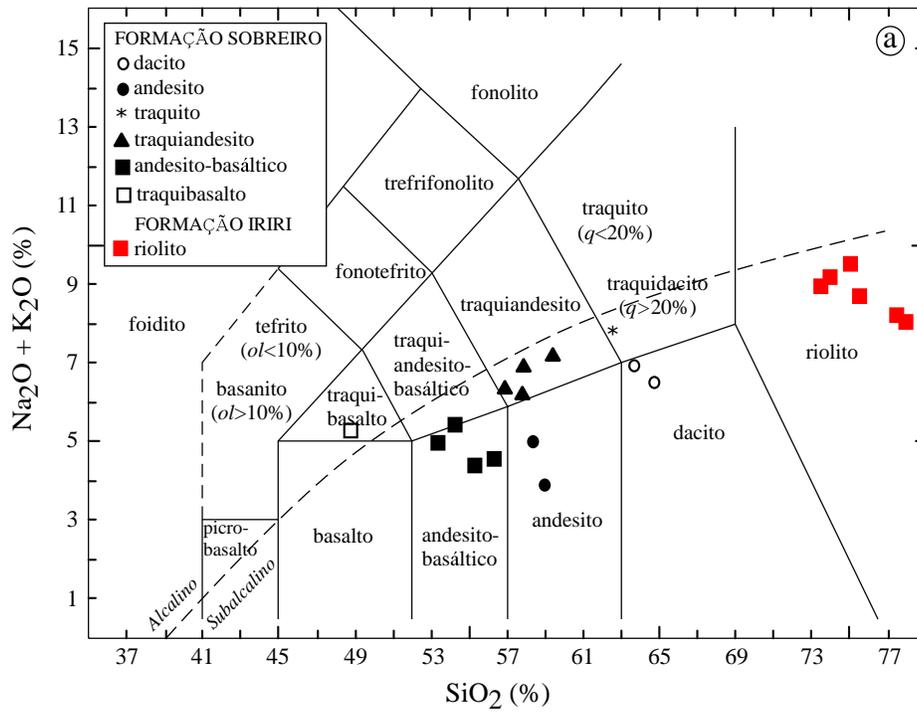


Figura 4.1 – (a) Diagrama SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Le Maitre (2002), mostrando a classificação composicional das rochas vulcânicas das Formações Sobreiro e Iriri. A linha tracejada separa os campos alcalino e subalcalino de Irvine & Baragar (1971); (b) Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) para as rochas vulcânicas em estudo.

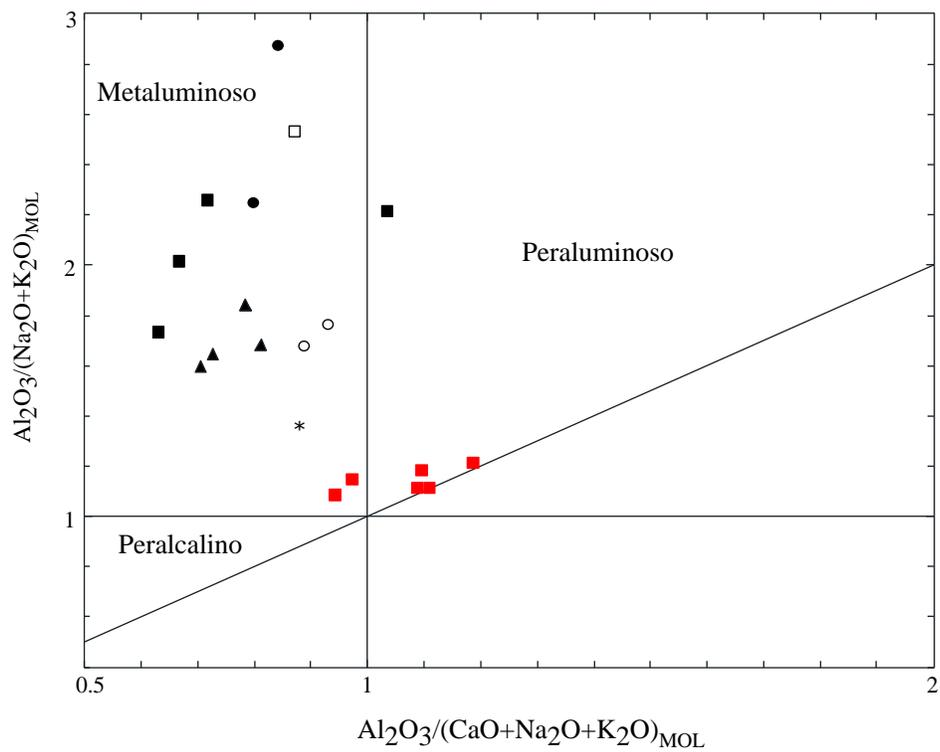


Figura 4.2 – Diagrama A/NK versus A/CNK de Maniar & Piccoli (1989) para as rochas das Formações Sobreiro e Iri. Símbolos conforme figura 4.1.

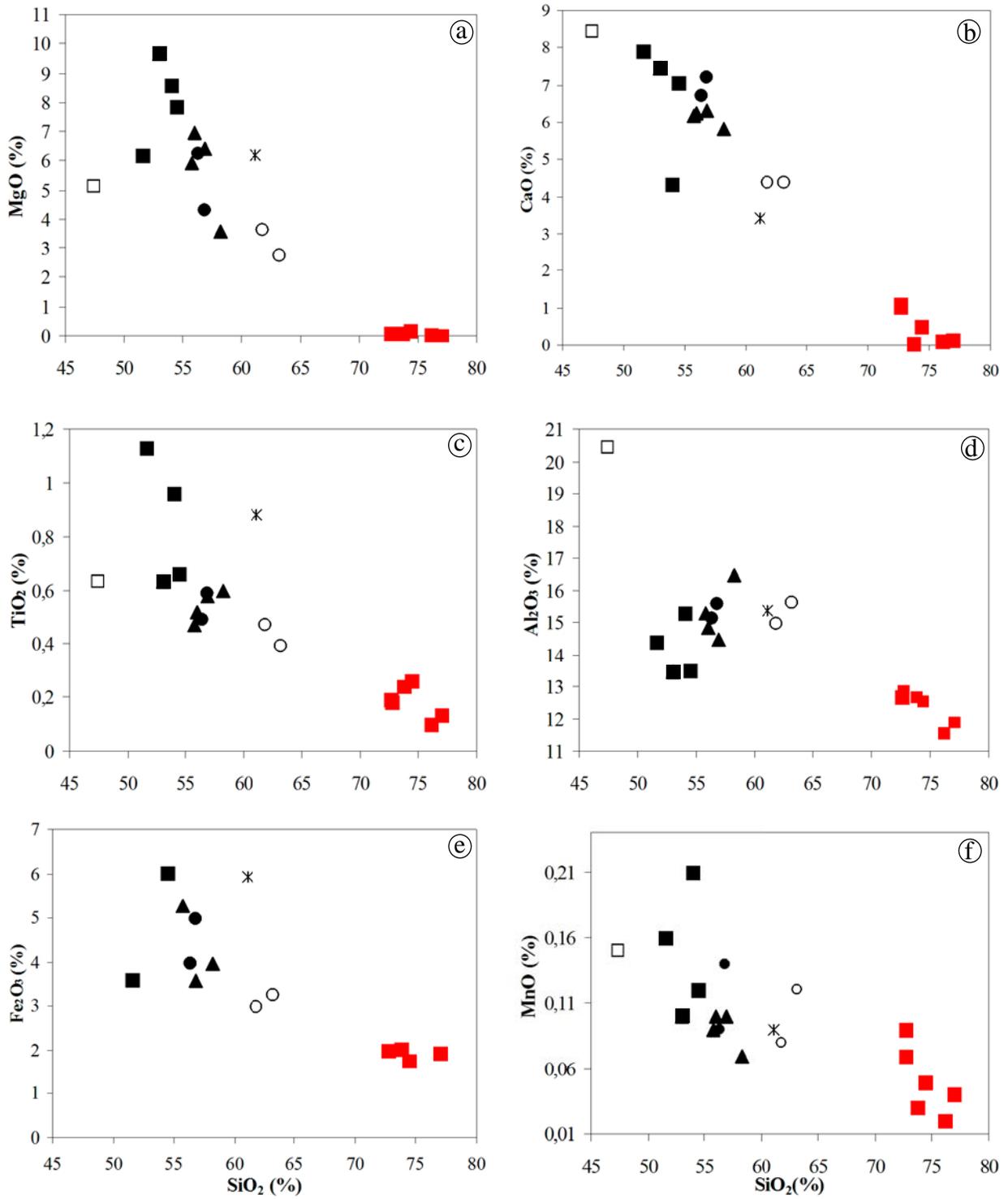


Figura 4.3 – Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores para as rochas das Formações Sobreiro e Iri. Símbolos conforme figura 4.1.

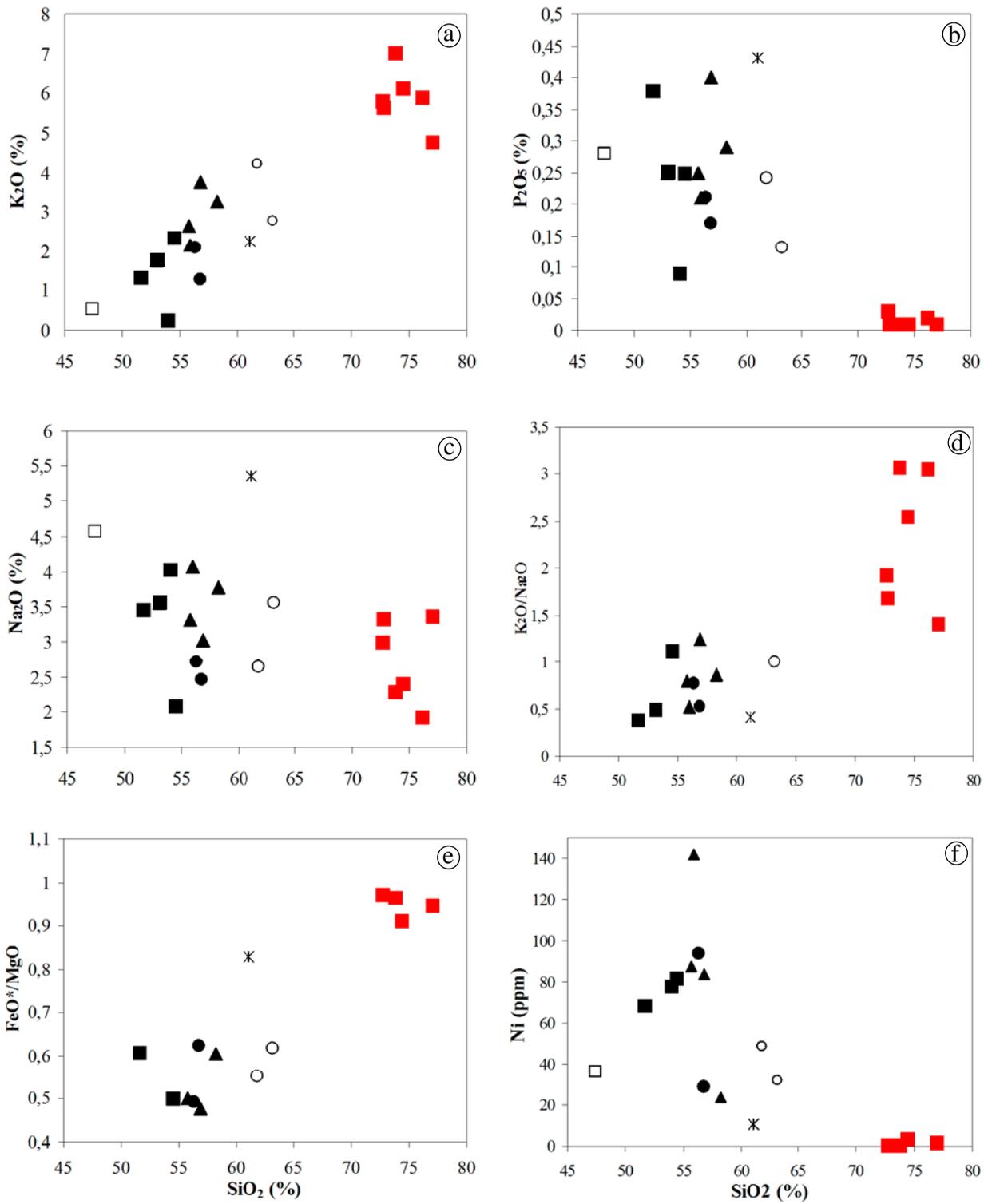


Figura 4.4 – Diagramas de variação de óxidos de elementos maiores e traço para as rochas das Formações Sobreiro e Iriri. Símbolos conforme figura 4.1.

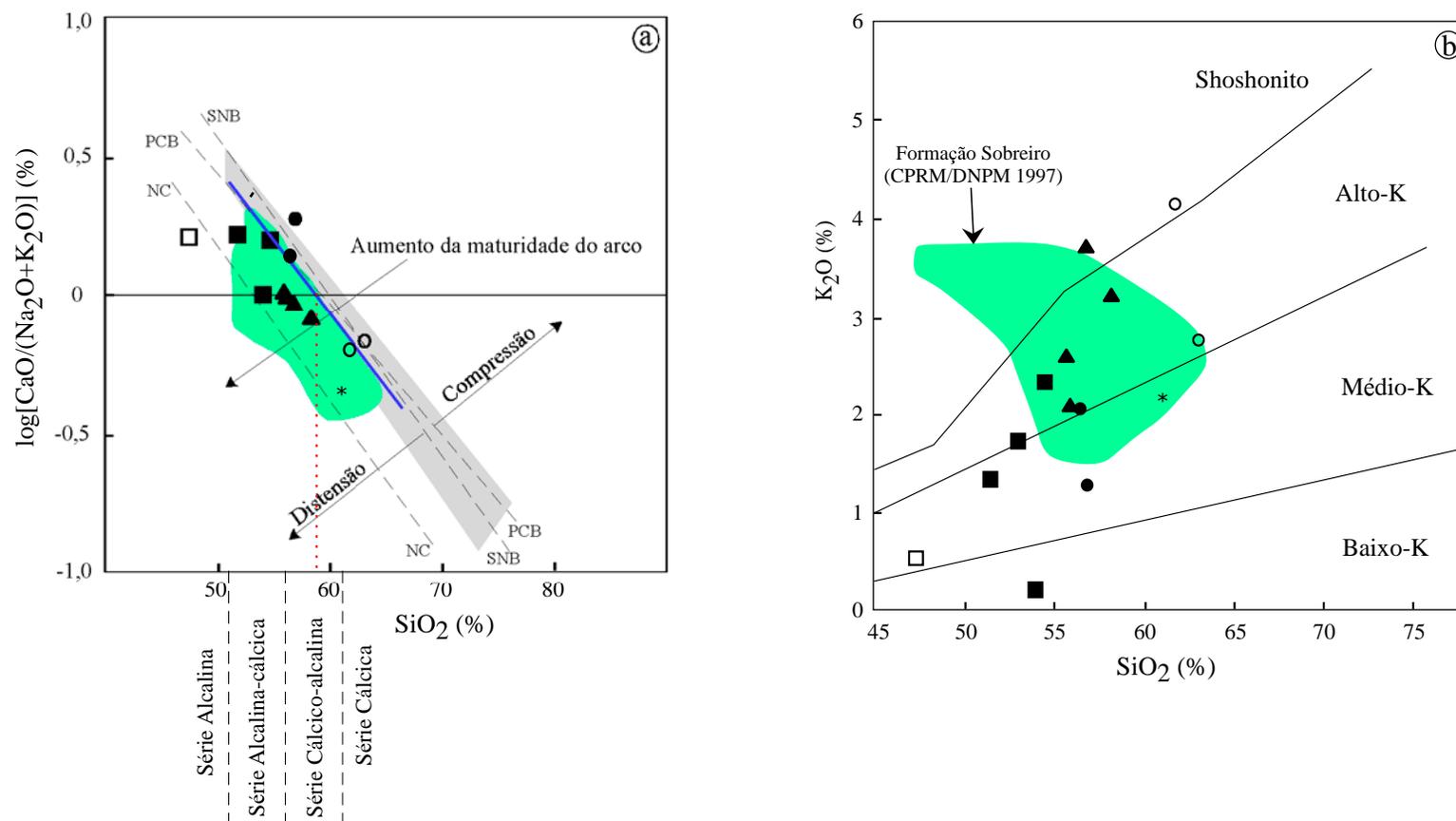


Figura 4.5 – (a) Diagrama $\log (\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 (modificado de Brown *et al.* 1984) para as rochas da Formação Sobreiro. A linha grossa representa o “trend” definido pela série andesito-basáltico, andesito e dacito. A linha pontilhada em vermelho define o índice de alcalinidade da sequência. O campo preenchido em cinza representa andesitos cálcico-alcálicos normais. Em verde, o campo definido por CPRM/DNPM (1997). PCB=Batólito do Peru; SNB=Batólito Serra Nevada e NC=Arco continental Nova Guiné; (b) Diagrama K_2O versus SiO_2 (modificado de Peccerillo & Taylor 1976) para as rochas das Formações Sobreiro. Em verde, o campo definido por CPRM/DNPM (1997). Símbolos conforme figura 4.1.

4.2 – ELEMENTOS TRAÇO

Nos diagramas clássicos Y-Nb e Rb-(Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984), as rochas da FS plotam no campo de granitos de arco vulcânico (VAG) e as da FI no de intraplaca (WPG), com os seus termos menos evoluídos incidindo na divisa entre os dois campos (Figura 4.6). Este método de determinação de ambientes tectônicos não é, por si só, decisivo. Vários autores demonstraram que há correlações, bem como ambigüidades, entre assinatura geoquímica e ambiente tectônico (Förster *et al.* 1997). No caso em estudo, grande parte das rochas da FI incidem no campo pós-colisional sugerido por Pearce (1996), o que pode simplesmente indicar transição de uma série cálcico-alcalina para alcalina (Barbarin 1999) ou aumento na maturidade do arco (Brown *et al.* 1984). Portanto, este comportamento deve ser acompanhado por outros tipos de informações geológicas que possam auxiliar na caracterização da paleoambiência tectônica nas quais as rochas, objetos de investigação, foram formadas.

Na figura 4.7 são apresentados os *trends* definidos por elementos compatíveis e incompatíveis, bem como as razões entre eles. Pode-se constatar que a FI possui razões Rb/Sr (1,39 - 16,16) e teores de Y (40-116,9 ppm), Zr (206-375,9 ppm) e Rb (171,5-263 ppm) bem superiores aos da FS, além de um ligeiro enriquecimento nas razões Rb/Zr (0,46-1,12). Por sua vez, a FS possui razões Ba/Rb comparativamente mais elevadas (8,09-34,6, excluindo-se o valor anômalo da amostra NN-GM-53; Tabela 4.1). No diagrama Rb *versus* Sr são plotados vetores (compilados de Dall'Agnol *et al.* 1999a) que indicam as modificações na composição do líquido residual em função do fracionamento das fases minerais indicadas (anfíbólio, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e clinopiroxênio). Na FS, o aumento de Rb, com o Sr se mantendo praticamente constante, pode ser explicado pela influência simultânea de anfíbólio, clinopiroxênio e plagioclásio na seqüência de evolução dos vulcanitos (*trend* 1 da Figura 4.7b), a partir do traquibasalto até o dacito. Por outro lado, a FI contém teores de Sr mais elevados nos termos menos evoluídos, o que sugere uma participação acentuada de feldspatos na evolução desta unidade (*trend* 2 da Figura 4.7b).

Treuil & Joron (1975) desenvolveram um modelo quantitativo para identificação de processos de cristalização fracionada e fusão parcial envolvendo elementos traço, resultando no diagrama La/Sm *versus* La. Durante processos de cristalização fracionada os pontos representantes de uma série de lavas definem neste diagrama um *trend* horizontal. Em suítes em que a fusão parcial foi o mecanismo reinante, os pontos definem um nítida correlação positiva. Esse alinhamento de pontos não deve ser obtido para outros modelos de geração de magma. As

amostras da FS, quando lançadas neste diagrama (Figura 4.7d), revelam um *trend* predominantemente vertical, embora deslocamentos horizontais também sejam visualizados, ao passo que as amostras da FI possuem um *trend* subhorizontal, sugerindo processo de fusão crustal, seguida por cristalização fracionada. Esse modelo de geração de magma félsico é defendido por alguns autores para granitos tipo-A do Cráton Amazônico (Dall'Agnol *et al.* 1999a; Teixeira 1999). Em conclusão, esse diagrama sugere que tanto a fusão parcial quanto a cristalização fracionada participaram, muito provavelmente, da geração desses vulcanitos.

No que se refere às concentrações de elementos terras raras (ETR), bem como de seus padrões de distribuição normalizados para o condrito C1 de Sun & McDonough (1989), observa-se nítida diferença entre as duas unidades vulcânicas (Tabela 4.1; Figura 4.8). Os vulcanitos da FS exibem teor médio de ETR situado entre 218,21 ppm e 89,44 ppm, enquanto os da FI situam-se entre 1007,48 ppm e 277,31 ppm. Em ambas as unidades os elementos terras raras leves (ETRL) mostram-se enriquecidos em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), desenhando uma inclinação das curvas para a direita. A FS possui maior inclinação nos ETRP, com razão média $(La/Yb)_N$ situando-se entre 12,11 e 22,15 (excetuando-se o valor anômalo da amostra NN-GM-53); tal fato pode ser explicado pelo fracionamento moderado de fases como hornblenda, clinopiroxênio e zircão. No caso da FI essa inclinação é menos pronunciada, com razão média $(La/Yb)_N$ situada entre 9,49 e 12,47 (desconsiderando-se o valor anômalo da amostra NC-FI-86). Em relação ao Eu, os litotipos da FI mostram anomalias negativas acentuadas, representadas por razões $0,06 < Eu/Eu^* < 0,38$, bem como uma correlação negativa com o SiO_2 , ou seja, com a diferenciação. Tal fato demonstra a participação importante dos feldspatos, no caso da FI, no fracionamento de Eu, o qual se comportou como compatível durante a fusão/diferenciação que originou os vulcanitos em estudo, visto que esses minerais tem maior afinidade pelo Eu^{2+} se comparado aos outros ETR trivalentes (Miller & Mittlefeld 1982). As rochas da FS, por outro lado, não apresentam anomalias de Eu, e suas razões Eu/Eu^* situando-se entre 0,82 e 1,38 (Tabela 4.1). Na FI a amostra NC-FI-86 apresenta, ainda, médio a alto fracionamento dos ETRP, forte enriquecimento dos ETRL e forte fracionamento dos ETR [$(La/Yb)_N = 33,13$], comportamento semelhante ao dos riolitos arqueanos tipo F1 de Condie (1976).

Os diagramas de multi-elementos normalizados para o manto primitivo de Wood *et al.* (1979) também mostram clara distinção entre as duas seqüências em estudo (Figuras 4.9a e 4.9b). A FS exhibe fortes anomalias negativas em Ta, Nb e Ti e importantes anomalias positivas de Ba e

Sr. Por outro lado, os litotipos da FI apresentam fortes anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti. Tais anomalias na FI podem ser atribuídas ao fracionamento de feldspatos, provocando o empobrecimento de Ba e Sr; bem como ao de óxidos de Fe-Ti, contribuindo para a diminuição de Ti. Quando comparados aos arcos estudados por Brown *et al.* (1984), apresentados na Figura 4.9c, esses padrões sugerem um ambiente transicional entre o final de uma orogênese e início de rift continental, haja vista que ambas as unidades são contemporâneas.

Pearce & Cann (1973) desenvolveram diagramas que utilizam elementos traço para a determinação do ambiente tectônico de rochas básicas, entre eles o Ti *versus* Zr. Neste diagrama, as rochas da FS incidem predominantemente no campo C (Figura 4.10a), de basaltos cálcico-alcalinos. Os dados de CPRM/DNPM (1997) plotam também neste campo, o que levou esses autores a concluir que a FS apresenta um caráter predominantemente cálcico-alcalino, com transição shoshonítica, típica de ambiente de margem continental, corroborando com os resultados obtidos nas Figuras 4.1b e 4.5a. Para as rochas da Formação Iriri utilizando-se o diagrama para rochas graníticas (Zr+Nb+Ce+Y) *versus* FeO*/MgO de Whalen *et al.* (1987), o qual revelou uma íntima relação entre essa unidade e os granitos tipo-A, comprovadamente formados em regime extensional intraplaca, da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM 1997; Teixeira *et al.* 2002a).

4.3 – CONSIDERAÇÕES EM RELAÇÃO AO AMBIENTE TECTÔNICO

A origem das rochas vulcânicas de afinidade shoshonítica tem sido atribuída a processos associados a margens continentais ativas e zonas de colisão continental, bem como a ambientes não diretamente relacionados com o processo de subducção, isto é, rochas geradas após o término da subducção. Os shoshonitos estariam ligados às fases tardias do processo de subducção com freqüente desenvolvimento de magmatismo alcalino após a estabilização do arco (Carr & Fardy 1983). Nardi & Lima (1985) caracterizaram na região de Lavras do Sul (RS) um magmatismo vulcano-plutônico shoshonítico de aproximadamente 2000 Ma, com comportamento geoquímico semelhante ao da FS. Morrison (1980) definiu as principais características geoquímicas da série shoshonítica, entre as quais estão presentes nas rochas da Formação Sobreiro: a) alto teor de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} > 5\%$) na série saturada do TAS; b) forte inclinação positiva do *trend* geoquímico no diagrama K_2O *versus* SiO_2 , para rochas entre 45 e 60% de SiO_2 ; c) enriquecimento em Rb, Ba e Sr, bem como terras raras leves e empobrecimento em Ta e Nb; d) teor de TiO_2 menor que 1,3%; e) conteúdo de Al_2O_3 entre 14% e 19% e f) relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

maior que 0,5 (Tabela 4.1). Segundo Jakes & White (1972), os andesitos de margens continentais ativas, tipo andino, desenvolvem com frequência a associação shoshonítica - cálcico-alcalina rica em potássio, fato verificado nas rochas da Formação Sobreiro.

Lamarão *et al.* (2002) propuseram um modelo de evolução para a região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, com base em dois principais eventos de atividade magmática. O primeiro ocorrido no intervalo de 2,01 – 197 Ga (Evento Transamazônico) e o segundo em torno de 1,88 Ga. O evento mais antigo envolveu subducção, gerando o Granito São Jorge *Antigo* e a seqüência vulcânica Vila Riozinho de aproximadamente 2000 Ma. Duas hipóteses foram levantadas para o evento mais novo: a) um segundo evento de subducção gerou uma nova série de magmas, associado a arco magmático mais maturo, que gerou os Granitos Jardim do Ouro, Maloquinha e São Jorge *Jovem*, com assinatura geoquímica semelhante a alguns granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e da Formação Iriri; b) após o evento Transamazônico, o Cráton Amazônico foi palco de um principal evento extensional, considerado por esses autores como sendo de escala continental, marcando o início da tafrogênese que se estendeu até o Mesoproterozóico. Plumas do manto podem ter causado fusões na crosta, gerando os magmas félsicos, gerando os Granitos Maloquinha e a seqüência vulcânica Moraes Almeida. Os Granitos São Jorge *Jovem* e Jardim do Ouro podem ter sido gerados de fontes máficas, ou resultado da interação de fontes mantélicas e crustais. Em conclusão, a região de Vila Riozinho representaria uma área transicional entre os domínios orogênico e intraplaca.

Apesar de não conclusivo, a contemporaneidade entre as rochas de 1,88 Ga, incluindo a Suíte Intrusiva Velho Guilherme, as Formações Sobreiro e Iriri e as rochas formadas no evento mais jovem na região do Tapajós, indicam uma relação entre esses eventos. Em relação a região do Xingu, a evolução parece ser um misto do que ocorre no Tapajós. A idéia do segundo arco magmático mais maturo, porém na fase final de evolução, parece ser compatível com a geração da Formação Sobreiro, com caráter transicional entre cálcico-alcalino de alto-K e shoshonítico, o que pode ser justificado pela interação do magma gerador dessa unidade com outros, durante a fase de ascensão. Logo em seguida, a tafrogênese que afetou todo o Cráton Amazônico pode ter originado os riolitos da Formação Iriri e as rochas sedimentares da Formação Triunfo, formando a Bacia do Médio Xingu (CPRM/DNPM 1997).

Novos dados isotópicos, bem como de campo, são necessários para uma acertiva mais precisa acerca da paleoambiência da associação vulcânica do Grupo Uatumã, ocorrente na região do Xingu, portanto a relação com os eventos do Tapajós é apenas uma mera hipótese de trabalho.

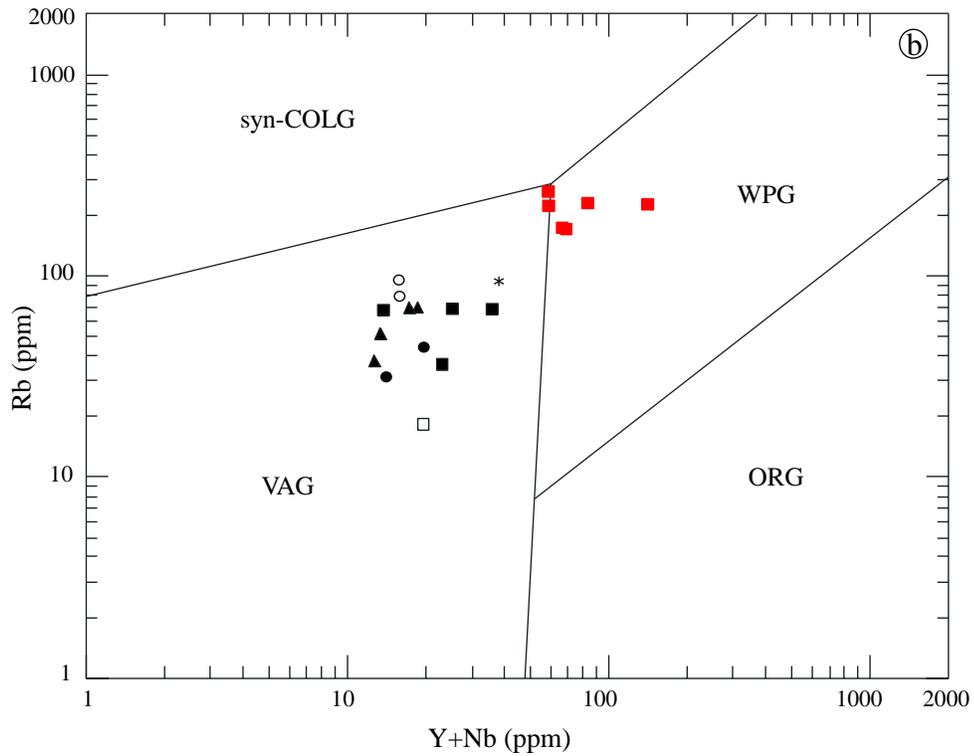
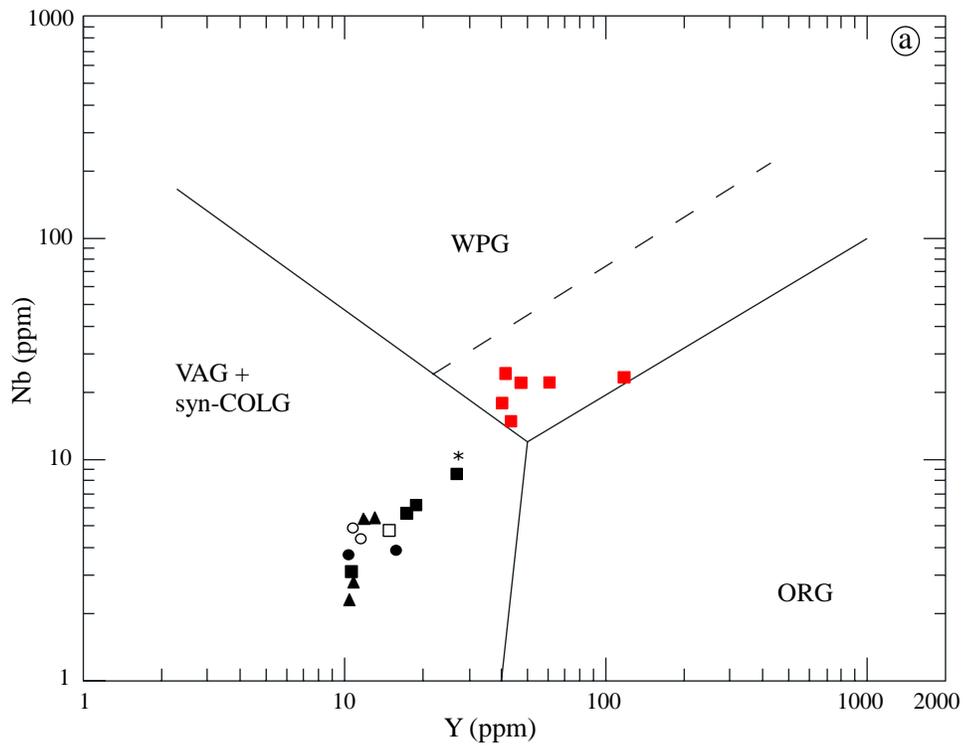


Figura 4.6 – Diagramas de discriminação tectônica de Pearce *et al.* (1984) para as rochas das Formações Sobreiro e Iriri: (a) Y versus Nb e (b) (Y+Nb) versus Rb. Símbolos conforme figura 4.1.

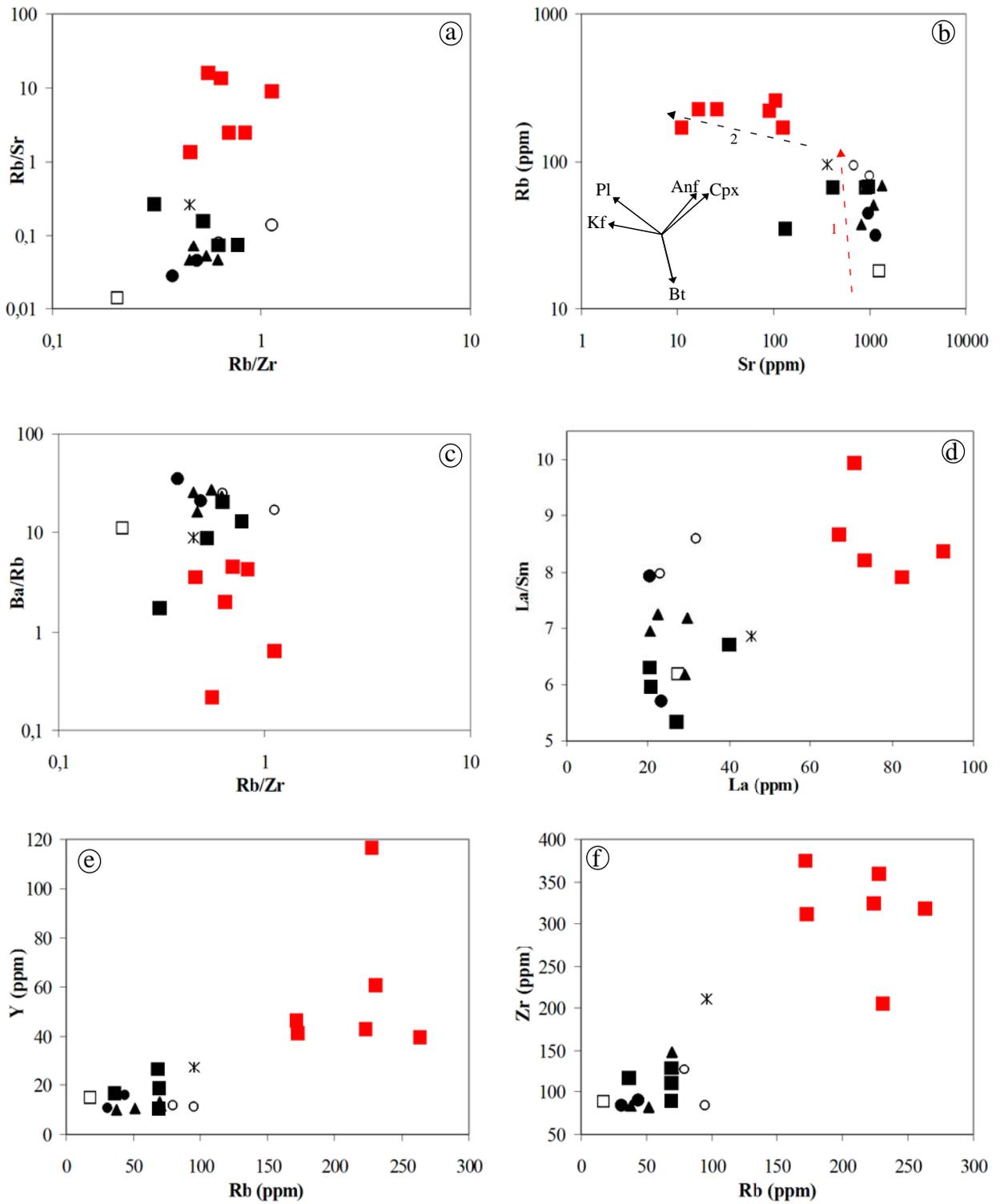


Figura 4.7 – Diagramas de variação de alguns elementos traço para as rochas das Formações Sobreiro e Iriri. Símbolos conforme figura 4.1.

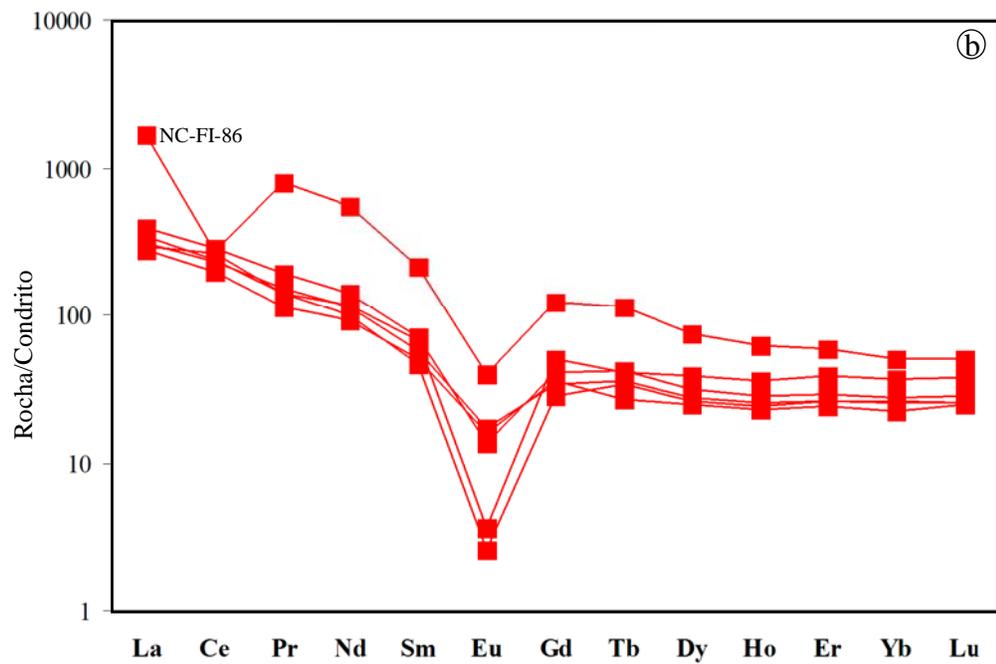
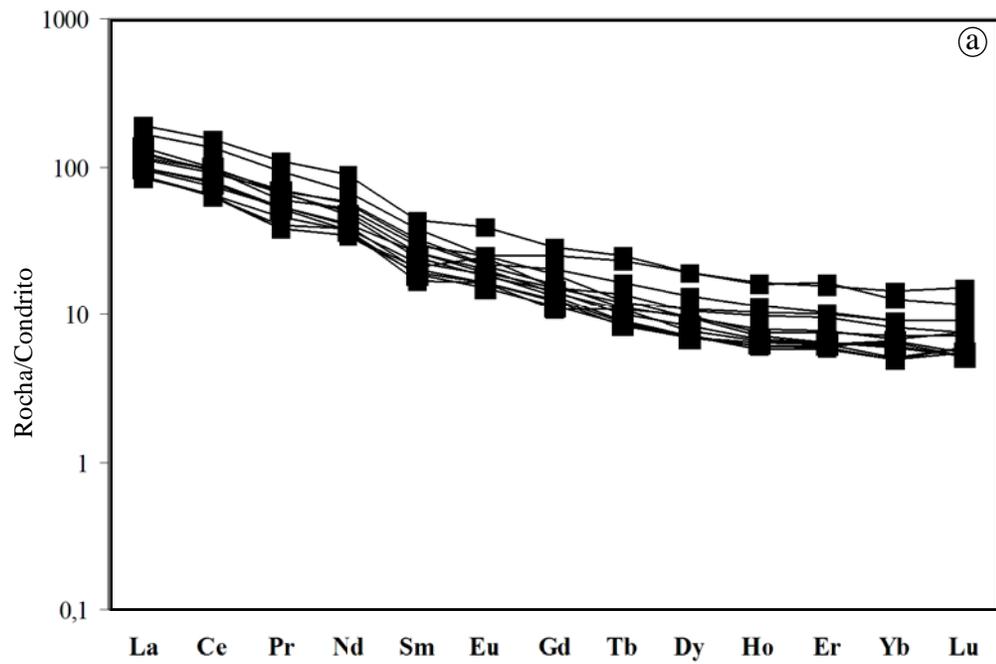


Figura 4.8 – Padrões de ETR normalizados para o condrito C1 de Sun & McDonough (1989): (a) Formação Sobreiro e (b) Formação Iriiri.

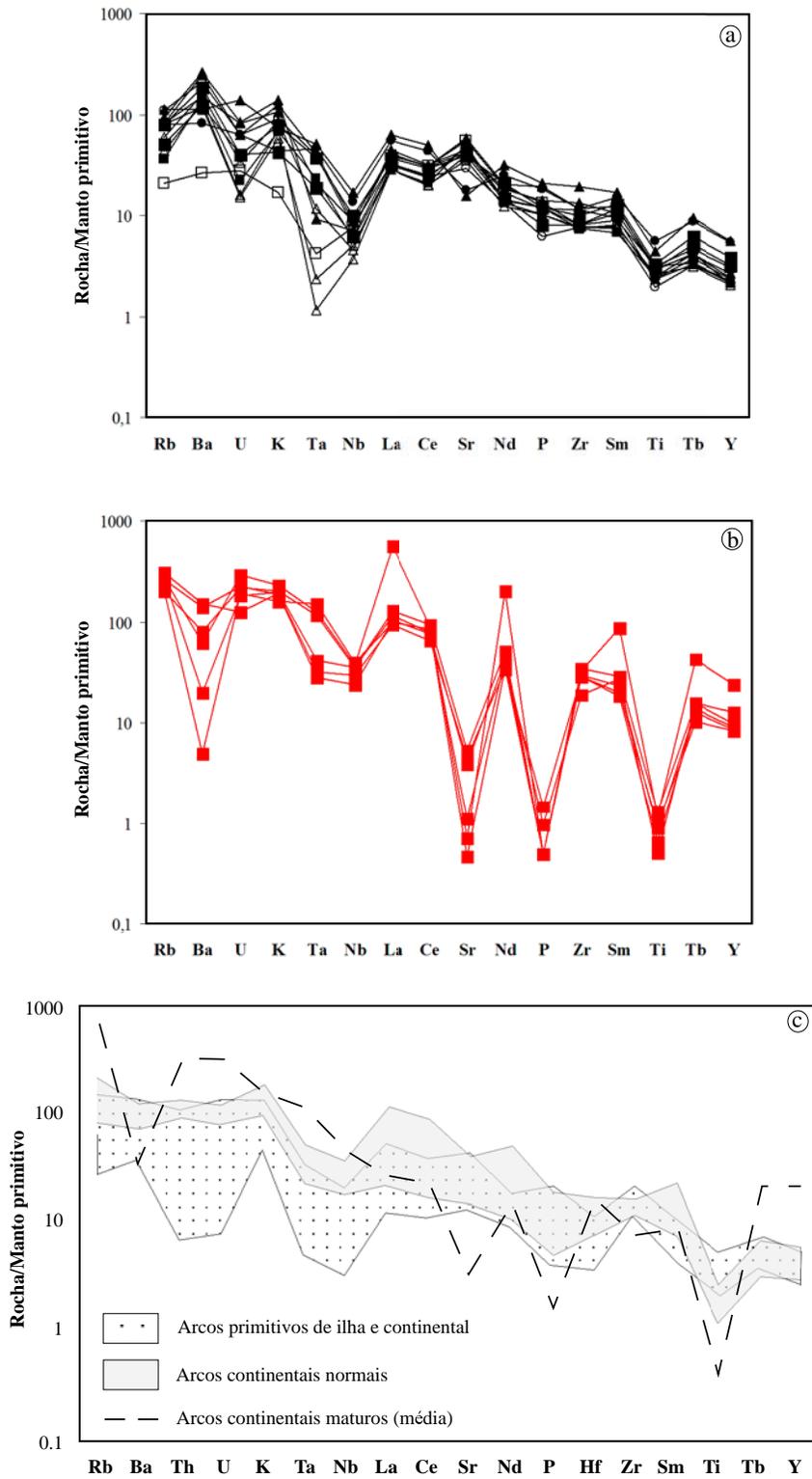


Figura 4.9 – Diagramas de multi-elementos normalizados para o manto primitivo de Wood *et al.* (1979): (a) Formação Sobreiro; (b) Formação Iriri e (c) arcos primitivo, normal e maturo de Brown *et al.* (1984). Símbolos conforme figura 4.1.

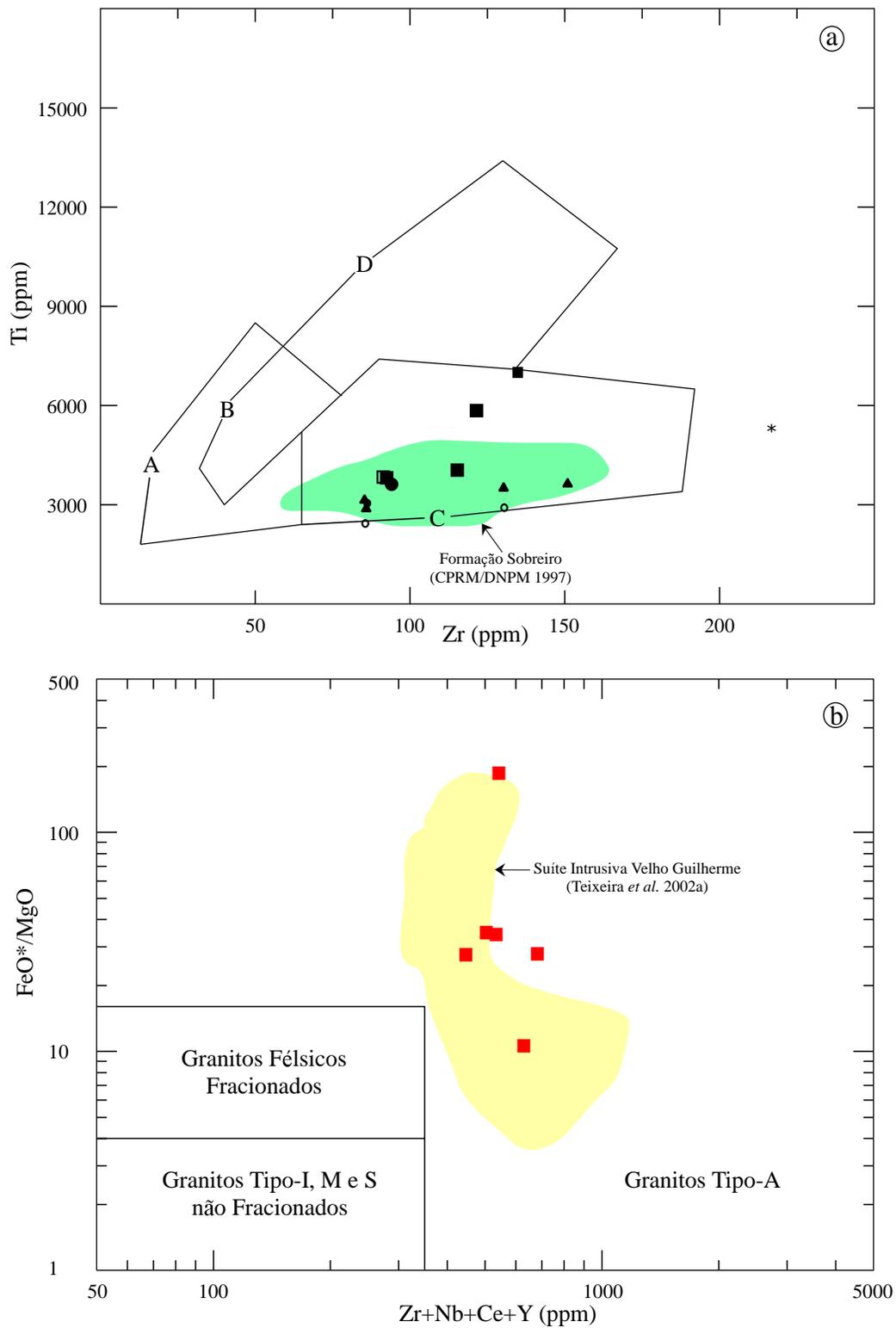


Figura 4.10 – (a) Diagrama Zr versus Ti de Pearce & Cann (1973), para as rochas da Formação Sobreiro.; (b) Diagrama Zr+Nb+Ce+Y versus FeO*/MgO de Whalen *et al.* (1987) (Irvine & Baragar 1971) para as rochas da Formação Iriri.

Tabela 4.1 - Análises químicas das rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu, estudadas neste trabalho.

Rocha	FORMAÇÃO SOBREIRO						(Continua)	
	TB	ANDESITO-BASÁLTICO				ANDESITO		
	Amostra	NN-GM-10B	NC-FS-26A	NN-GM-49	NN-GM-53	NC-FS-74	NC-FS-56	NC-FS-2
SiO ₂ (%)	47,43	51,57	53,03	53,97	54,43	56,35	56,82	
TiO ₂	0,63	1,13	0,63	0,96	0,66	0,49	0,59	
Al ₂ O ₃	20,42	14,37	13,44	15,29	13,48	15,11	15,56	
Fe ₂ O ₃	9,73	3,60	7,89	9,90	6,02	3,95	4,98	
FeO	na	6,49	na	na	2,51	2,56	2,74	
MnO	0,15	0,16	0,10	0,21	0,12	0,09	0,14	
MgO	5,11	6,20	9,66	8,56	7,85	6,26	4,33	
CaO	8,44	7,92	7,43	4,34	7,05	6,70	7,19	
Na ₂ O	4,57	3,46	3,55	4,03	2,08	2,71	2,45	
K ₂ O	0,52	1,33	1,77	0,25	2,34	2,09	1,28	
P ₂ O ₅	0,28	0,38	0,25	0,09	0,25	0,21	0,17	
PF	3,27	2,20	1,37	1,57	2,60	2,80	3,20	
Total	100,55	98,81	97,75	99,17	99,39	99,32	99,45	
Ba (ppm)	200,0	616,7	902,0	64,0	1413,2	1089,8	919,6	
Rb	18,0	68,3	69,0	36,0	68,4	31,5	44,3	
Sr	1278,0	413,0	899,0	130,0	894,6	1155,0	974,3	
Zr	88,0	130,3	90,0	118,0	111,0	83,1	89,5	
Nb	4,8	8,6	3,1	5,7	6,2	3,7	3,7	
Y	15,0	26,8	11,0	17,0	18,8	10,4	15,6	
Ti	3882,61	7011,70	3863,94	5896,52	4088,23	3043,93	3682,46	
Ta	0,18	2,00	0,10	0,31	1,60	1,00	0,80	
U	0,76	1,70	0,41	0,53	1,10	0,60	1,10	
K	4482,63	11471,25	15153,75	2147,85	20195,07	18049,56	11120,76	
P	1221,78	1658,13	1090,88	392,72	1090,88	916,34	741,80	
Ni	36,00	68,90	338,00	78,00	82,10	93,70	28,90	
La (ppm)	27,56	39,70	20,50	20,07	26,70	20,60	23,30	
Ce	59,54	83,10	38,14	39,61	55,70	39,90	48,30	
Pr	5,72	8,80	3,87	3,64	6,53	4,35	5,12	
Nd	24,78	32,10	18,09	15,97	27,20	17,20	19,30	
Sm	4,47	5,90	3,43	3,18	5,00	2,60	4,10	
Eu	1,45	1,47	1,08	1,42	1,27	0,95	1,12	
Gd	3,89	5,14	2,74	3,10	4,21	2,20	3,17	
Tb	0,46	0,86	0,34	0,45	0,62	0,41	0,51	
Dy	2,42	4,86	1,80	2,78	3,35	1,94	2,71	
Ho	0,45	0,91	0,33	0,58	0,64	0,37	0,55	
Er	1,27	2,73	0,94	1,65	1,71	1,03	1,58	
Yb	1,14	2,17	0,84	1,52	1,53	0,85	1,38	
Lu	0,19	0,30	0,15	0,23	0,23	0,15	0,19	
K ₂ O/Na ₂ O	0,11	0,38	0,50	0,06	1,13	0,77	0,52	
FeO*/MgO	0,63	0,61	0,42	0,51	0,50	0,49	0,62	
Fe ₂ O ₃ /FeO	na	0,55	na	na	2,40	1,54	1,82	
Ba/Rb	11,11	9,03	13,07	1,78	20,66	34,60	20,76	
Rb/Sr	0,01	0,17	0,08	0,28	0,08	0,03	0,05	
Rb/Zr	0,20	0,52	0,77	0,31	0,62	0,38	0,49	
ΣETR	133,34	188,04	92,25	94,20	134,69	92,55	111,33	
ΣETRL	122,07	169,60	84,03	82,47	121,13	84,65	100,12	
ΣETRP	9,82	16,97	7,14	10,31	12,29	6,95	10,09	
(La/Yb) _N	17,34	13,12	17,51	9,47	12,52	17,38	12,11	
Eu/Eu*	1,06	0,82	1,08	1,38	0,85	1,21	0,95	
La/Sm	6,17	6,73	5,98	6,31	5,34	7,92	5,68	

FORMAÇÃO SOBREIRO

(Continua)

<i>Rocha</i>	TRAQUIANDESITO				DACITO		TRAQUITO
<i>Amostra</i>	NC-FS-95	NN-GM-48	NC-FS-126	NC-FS-115	NC-FS-50A	NC-FS-38	NC-FS-26
SiO ₂ (%)	55,76	55,96	56,85	58,23	61,84	63,22	61,13
TiO ₂	0,47	0,52	0,58	0,60	0,47	0,39	0,88
Al ₂ O ₃	15,30	14,84	14,48	16,46	14,96	15,60	15,36
Fe ₂ O ₃	5,28	7,27	3,57	3,95	2,97	3,26	5,94
FeO	1,25	na	2,73	2,03	1,82	1,54	1,55
MnO	0,09	0,10	0,10	0,07	0,08	0,12	0,09
MgO	5,91	6,98	6,43	3,61	3,63	2,74	1,41
CaO	6,17	6,25	6,31	5,81	4,39	4,36	3,41
Na ₂ O	3,31	4,08	3,02	3,78	2,63	3,56	5,36
K ₂ O	2,65	2,14	3,76	3,27	4,20	2,76	2,24
P ₂ O ₅	0,25	0,21	0,40	0,29	0,24	0,13	0,43
PF	2,70	1,00	1,80	1,30	2,30	1,90	1,60
Total	99,33	98,35	100,03	99,40	99,53	99,58	99,40
Ba (ppm)	1199,3	972,0	1898,0	1139,4	1965,6	1594,1	859,2
Rb	51,5	38,0	70,2	69,9	79,9	95,0	95,6
Sr	1113,5	823,0	1336,5	984,7	1020,2	685,1	360,5
Zr	82,8	84,0	128,0	148,1	127,0	83,6	211,7
Nb	2,8	2,3	5,4	5,5	4,4	4,9	10,5
Y	10,6	10,0	11,8	13,1	11,5	10,8	27,5
Ti	2922,02	3169,29	3539,65	3666,67	2898,28	2393,53	5394,68
Ta	0,50	0,05	1,80	0,90	0,40	1,70	2,20
U	0,90	0,43	1,70	2,20	2,30	1,70	3,80
K	22935,85	18197,81	31891,55	27782,83	35968,36	23534,88	19129,70
P	1090,88	916,34	1745,40	1265,42	1047,24	567,26	1876,31
Ni	87,80	142,00	83,70	23,50	48,50	32,00	10,80
La (ppm)	22,50	20,51	29,00	29,50	31,80	23,10	45,30
Ce	45,70	38,24	58,20	57,90	60,10	47,10	93,80
Pr	5,06	3,63	6,65	6,40	6,41	5,01	10,47
Nd	18,60	16,10	26,20	23,40	22,10	17,20	41,20
Sm	3,10	2,95	4,70	4,10	3,70	2,90	6,60
Eu	0,95	0,95	1,23	1,19	1,06	0,88	2,30
Gd	2,58	2,56	3,26	2,90	2,98	2,35	5,96
Tb	0,33	0,31	0,42	0,40	0,37	0,32	0,95
Dy	1,80	1,76	2,39	2,45	2,09	1,74	4,92
Ho	0,34	0,34	0,40	0,42	0,38	0,36	0,94
Er	1,00	0,99	1,06	1,24	1,07	1,02	2,62
Yb	1,09	0,84	1,00	1,20	1,03	1,13	2,44
Lu	0,13	0,14	0,13	0,18	0,13	0,14	0,39
K ₂ O/Na ₂ O	0,80	0,52	1,25	0,87	1,60	0,78	0,42
FeO*/MgO	0,50	0,48	0,48	0,61	0,55	0,62	0,83
Fe ₂ O ₃ /FeO	4,22	na	1,31	1,95	1,63	2,12	3,83
Ba/Rb	23,29	25,58	27,04	16,30	24,60	16,78	8,99
Rb/Sr	0,05	0,05	0,05	0,07	0,08	0,14	0,27
Rb/Zr	0,62	0,45	0,55	0,47	0,63	1,14	0,45
ΣETR	103,18	89,32	134,64	131,28	133,22	103,25	217,89
ΣETRL	94,96	81,43	124,75	121,30	124,11	95,31	197,37
ΣETRP	7,27	6,94	8,66	8,79	8,05	7,06	18,22
(La/Yb) _N	14,81	17,51	20,80	17,63	22,15	14,66	13,32
Eu/Eu*	1,03	1,06	0,96	1,06	0,98	1,03	1,12
La/Sm	7,26	6,95	6,17	7,20	8,59	7,97	6,86

FORMAÇÃO IRIRI

(Conclusão)

Rocha	RIOLITO						
	Amostra	NN-GM-12	NN-GM-11	NC-FI-86	NC-FI-62	NN-GM-10A	NC-FI-84
SiO ₂ (%)		72,64	72,71	73,73	74,38	76,11	76,96
TiO ₂		0,19	0,18	0,24	0,26	0,10	0,13
Al ₂ O ₃		12,86	12,66	12,69	12,54	11,59	11,90
Fe ₂ O ₃		3,08	1,98	2,04	1,77	1,84	1,92
FeO		na	0,62	0,1	0,31	na	0,15
MnO		0,09	0,07	0,03	0,05	0,02	0,04
MgO		0,08	0,07	0,07	0,18	0,06	0,10
CaO		1,10	1,02	0,03	0,48	0,12	0,13
Na ₂ O		3,00	3,34	2,29	2,40	1,93	3,37
K ₂ O		5,81	5,64	7,03	6,13	5,90	4,76
P ₂ O ₅		0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
PF		0,32	1,10	1,50	1,20	0,78	0,40
Total		99,20	99,40	99,76	99,71	98,47	99,87
Ba (ppm)		1128,0	1039,6	468,6	612,3	150,0	37,6
Rb		263,0	223,2	227,9	171,5	230,0	172,9
Sr		104,0	89,4	16,2	123,3	25,0	10,7
Zr		318,0	324,1	360,6	375,9	206,0	313,0
Nb		18,0	14,9	23,4	22,1	22,0	24,6
Y		40,0	43,4	116,9	47,0	61,0	41,5
Ti		1151,90	1097,66	1464,48	1582,58	614,19	783,86
Ta		1,37	1,20	5,40	5,00	1,76	6,50
U		3,38	6,00	7,80	5,90	4,82	5,10
K		48930,01	47725,00	59515,20	51749,84	50230,93	39837,63
P		130,91	43,64	43,64	43,64	87,27	43,64
Ni		na	0,60	0,80	3,50	na	1,70
La (ppm)		66,77	73,20	396,10	92,30	82,33	70,60
Ce		122,68	143,50	167,00	175,80	147,76	160,70
Pr		10,73	14,41	76,20	18,45	13,50	13,23
Nd		43,58	52,90	259,40	66,00	54,58	46,10
Sm		7,69	8,90	33,20	11,00	10,38	7,10
Eu		0,91	0,99	2,30	0,79	0,21	0,15
Gd		7,34	7,06	25,64	8,46	10,34	5,83
Tb		1,01	1,34	4,24	1,56	1,54	1,26
Dy		6,24	6,99	19,05	7,99	9,85	6,58
Ho		1,29	1,44	3,48	1,60	2,01	1,37
Er		4,00	4,30	9,73	4,83	6,35	4,34
Yb		3,84	4,31	8,58	4,72	6,22	4,44
Lu		0,63	0,65	1,28	0,72	0,95	0,65
K ₂ O/Na ₂ O		1,94	1,69	3,07	2,55	3,06	1,41
Fe ₂ O ₃ /FeO		na	3,20	20,39	5,70	na	12,82
FeO*/MgO		0,97	0,97	0,96	0,91	0,96	0,95
Ba/Rb		4,29	4,66	2,06	3,57	0,65	0,22
Rb/Sr		2,53	2,50	14,07	1,39	9,20	16,16
Rb/Zr		0,83	0,69	0,63	0,46	1,12	0,55
ΣETR		276,71	319,99	1006,20	394,22	346,02	322,35
ΣETRL		251,45	292,91	931,90	363,55	308,55	297,73
ΣETRP		24,35	26,09	72,00	29,88	37,26	24,47
(La/Yb) _N		12,47	12,18	33,11	14,03	9,49	11,41
Eu/Eu*		0,37	0,38	0,24	0,25	0,06	0,07
La/Sm		8,68	8,22	11,93	8,39	7,93	9,94

na=não analisado; PF=perda ao fogo; TB=traquibasalto; FeO*/MgO=FeO*/(FeO*+MgO);
razão normalizada para o condrito C1 de Sun & McDonough (1989)

(La/Yb)_N -

5 – GEOCRONOLOGIA

Neste capítulo serão abordados e discutidos os resultados das análises geocronológicas Pb-Pb em cristais de zircão oriundos dos vulcanitos em estudo. Adicionalmente, os dados geocronológicos obtidos neste trabalho serão comparados a tentativas de datações anteriores realizadas por diversos autores.

5.1 – FORMAÇÃO SOBREIRO

Duas amostras foram selecionadas para datação dessa unidade. A primeira (NC-FS-126), referente a um traquiandesito, foi coletada no extremo sul da área mapeada, próximo ao contato com o Maciço granítico Bom Jardim. Em virtude da assinatura geoquímica dessa rocha, a ocorrência de zircão é muito limitada, implicando obtenção de apenas seis cristais. A tentativa de datação destes foi infrutífera, devido às suas dimensões diminutas. Diante desse quadro, optou-se pela utilização da amostra NC-FS-38, coletada imediatamente a noroeste do município de São Félix do Xingu, na margem direita do Rio Xingu. Trata-se de um dacito porfirítico, o qual representa o termo mais evoluído da unidade, cujos dados isotópicos e idades, em 2σ , encontram-se na Tabela 5.1.

Dessa amostra foram retirados 25 cristais de zircão, dos quais 15 foram selecionados para datação e subdivididos em dois grupos, euédrico e anédrico. No geral, eram cristais translúcidos, castanho-claros e, subordinadamente, castanho-escuros, em bom estado de conservação (Figura 5.1). As correções para o chumbo comum (^{204}Pb) foram realizadas utilizando-se o modelo de Stacey & Kramers (1975). As médias ponderadas e os erros nas idades foram calculados seguindo-se a metodologia de Gaudette *et al.* (1998). Três cristais apresentaram razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ abaixo de 2500 e foram automaticamente eliminados do cálculo da idade final. Um cristal forneceu idade de 2606 ± 4 , apontando para contribuição/contaminação de crosta arqueana no processo de geração destes vulcanitos. O cristal nº 7 revelou na segunda etapa de aquecimento uma idade menor que na primeira e foi excluído. Outros seis grãos revelaram idades entre 1770 e 1864 Ma, em uma ou duas etapas de aquecimento, sendo subjetivamente excluídos durante o tratamento dos dados. Os cristais nº 12 e nº 20 revelaram nas etapas de aquecimento de 1450°C e 1500°C idades superpostas ao erro. Para tal, optou-se pelo cálculo da média ponderada entre as idades das etapas obtidas para cada grão. Estas médias foram então agrupadas às dos outros dois grãos remanescentes (nº 11 e nº 18) e forneceram idade média final de 1880 ± 6 Ma (MSWD=3,9), a qual foi considerada a idade de cristalização do dacito.

Tabela 5.1 - Resultados analíticos Pb-Pb em zircão de um dacito porfirítico (amostra NC-FS-38) da Formação Sobreiro.

Zircão	Temperatura (°C)	Razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	Idade (Ma)	Idade média (Ma)
NCFS38/1	#1450	0/26	1045	0,1217 (093)	0,10022 (109)	1628 ± 20	
NCFS38/2	*1450	0/30	8333	0,12478 (043)	0,13252 (057)	2132 ± 7	
	*1500	0/30	>10000	0,12558 (029)	0,17502 (043)	2606 ± 4	
NCFS38/3	*1450	0/32	2618	0,10748 (136)	0,11037 (138)	1806 ± 23	
NCFS38/4	#1450	0/30	910	0,1594 (448)	0,11138 (053)	1822 ± 9	
NCFS38/5	*1450	0/40	>10000	0,09638 (058)	0,11377 (022)	1861 ± 3	
NCFS38/6	*1450	0/16	>10000	0,13325 (205)	0,11204 (058)	1833 ± 9	
NCFS38/7	*1450	0/24	>10000	0,06563 (175)	0,13185 (053)	2123 ± 7	
	*1500	0/38	>10000	0,04047 (015)	0,1285 (017)	2078 ± 2	
NCFS38/10	*1450	0/36	4854	0,16014 (169)	0,1082 (037)	1770 ± 6	
NCFS38/11	*1450	0/34	8475	0,13678 (154)	0,11112 (017)	1818 ± 3	
	1500	6	>10000	0,10097 (086)	0,1149 (007)	1879 ± 11	
NCFS38/12	1450	30	6803	0,1 (169)	0,11444 (082)	1871 ± 13	1885 ± 4
	1500	32	>10000	0,08649 (046)	0,11539 (029)	1886 ± 4	
NCFS38/20	1450	0/16	>10000	0,1174 (005)	0,11456 (078)	1873 ± 12	1883 ± 5
	1500	30	>10000	0,10314 (042)	0,11529 (039)	1885 ± 6	
NCFS38/21	*1450	0/8	0	0,10194 (144)	0,11706 (263)	1912 ± 40	
NCFS38/16	#1450	0/34	2212	0,13459 (216)	0,10587 (019)	1730 ± 3	
	*1500	0/36	7353	0,10541 (083)	0,11398 (045)	1864 ± 7	
NCFS38/18	*1450	0/32	>10000	0,11585 (114)	0,11358 (038)	1858 ± 6	
	1500	30	>10000	0,09788 (035)	0,11481 (021)	1877 ± 3	
NCFS38/17	*1450	36	7299	0,1314 (211)	0,11035 (043)	1806 ± 7	
						98/626	1880 ± 6

= excluído automaticamente do cálculo da idade; * = excluído subjetivamente do cálculo da idade. A idade é definida pelas análises em itálico e negrito, no nível de 2σ .

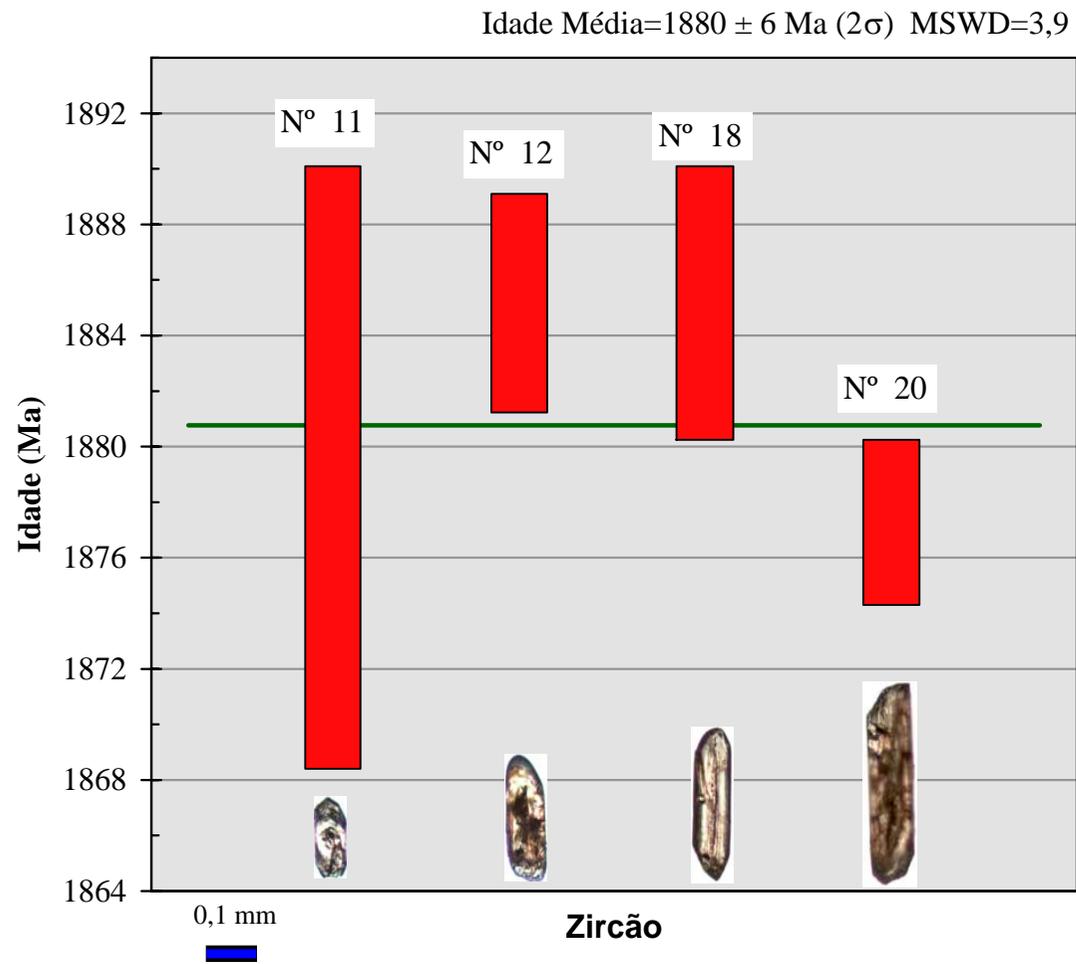


Figura 5.1 - Diagrama de barras mostrando a média das idades de quatro cristais de zircão de dacito da Formação Sobreiro (amostra NC-FS-38).

Teixeira *et al.* (2002a) obtiveram idade de referência Pb-Pb em rocha total de 1875 ± 158 Ma (MSWD=5,95) para quatro amostras de andesitos da Formação Sobreiro e dois de riolitos da Formação Iriri. Estes autores consideraram a existência de apenas um evento vulcânico na região de São Félix do Xingu. Posteriormente, Teixeira *et al.* (2002b) realizaram análises Pb-Pb em zircão em traquiandesito desta unidade (amostra NN-GM-48) e obtiveram idade de 1865 ± 5 (USD=1,5) Ma para apenas um grão e em apenas uma etapa de aquecimento. Apesar de essas duas datações serem imprecisas e a primeira apresentar um erro muito elevado, elas se aproximam de certa forma dos dados agora obtidos. A idade de 1880 ± 6 Ma permite, portanto, posicionar a Formação Sobreiro no Paleoproterozóico, confirmando a hipótese de CPRM/DNPM (1997) e Teixeira *et al.* (2002a,b).

5.2 – FORMAÇÃO IRIRI

Os estudos geocronológicos da Formação Iriri foram infrutíferos devido à carência de cristais de zircão com boas propriedades físicas e ocorrência restrita. Foi utilizado um tufo félsico (amostra NC-FI-48) coletado na estrada do Tabão, imediatamente a nordeste do domo de Santa Rosa. Após processamento e tratamento foram coletados 5 grãos de zircão que, ao serem analisados, não forneceram sinal de Pb suficiente para a determinação da idade. Esse problema no geocronômetro Pb-Pb é muito comum também nos granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, especialmente o Antônio Vicente, Velho Guilherme e Benedita. Entretanto, ocorrem pelo menos dois plutons graníticos associados aos tufos e riolitos desta unidade que mostram, por evidências de campo, clara relação de contemporaneidade, e estão agrupados na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM 1997). O primeiro, denominado de Granito Santa Rosa (Paiva Júnior 2004), situando-se à norte de São Félix do Xingu, foi classificado como sienogranito e apresenta idade Pb-Pb em zircão de 1888 ± 3 Ma. O segundo, denominado de Granito Pórfiro de Vila Santa Rosa (Cruz 2004), ocorre como pequenos blocos nos arredores da região de Santa Rosa e apresenta idade Pb-Pb em zircão de 1880 Ma. Essas idades estão perfeitamente de acordo com aquelas definidas para outros corpos da suíte, pormenorizado em Teixeira (1999). Portanto, pode-se estender a idade 1880 Ma para a Formação Iriri.

6 – ESTUDO COMPARATIVO COM ROCHAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS DE OUTRAS REGIÕES DO CRÁTON AMAZÔNICO

No presente capítulo serão apresentadas comparações dos litotipos, assinaturas geoquímicas e idades entre as seqüências vulcânicas estudadas e os Grupos Surumu (Barbosa & Andrade Ramos 1959), ocorrente no Escudo das Guianas, e Iriri (Santos *et al.* 1975), ocorrente na região da Província Aurífera do Tapajós (PAT), todas genericamente incluídas, no passado, no Supergrupo Uatumã (Bizinella *et al.* 1980; Santos *et al.* 1975; Santos 1984; Faraco *et al.* 1997). O quadro geológico da PAT foi bastante modificado nos estudos realizados na região de Vila Riozinho por Lamarão *et al.* (2002).

Na região nordeste do Estado de Roraima ocorrem amplos derrames vulcânicos de composições intermediária (andesito, latito e traquito) a ácida (riolito e dacito), bem como termos piroclásticos de composição semelhantes (Reis & Fraga 1996; Haddad *et al.* 1999; Figura 6.2a), deformados ou não, com idades entre 2,0 e 1,96 Ga (Schobbenhaus *et al.* 1994; Costa 1999) e enquadrados no Grupo Surumu, do Supergrupo Uatumã.

A região da Província Aurífera do Tapajós (PAT) tem sido alvo de inúmeros trabalhos nos últimos anos, ocasionando uma melhora substancial no conhecimento a respeito das diversas litologias e suas relações com depósitos, sobretudo de ouro, que ali ocorrem, contribuindo para o entendimento da evolução desta porção do Cráton Amazônico (Klein & Vasquez 2000; Coutinho *et al.* 2000; Ferreira *et al.* 2000; Lamarão 2001; Côrrea-Silva *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2002).

Na PAT ocorrem amplas seqüências vulcânicas de composições intermediária (andesito-basáltico, traquiandesito-basáltico e traquito) à félsica (riolito) que eram incluídas no Grupo Iriri, do Supergrupo Uatumã (Faraco *et al.* 1997; Klein & Vasquez 2000) ou, localmente, na Formação Bom Jardim (andesitos e diques associados; Klein *et al.* 2001). Datações anteriores apontavam para essas seqüências idades em torno de 1880 Ma (Santos *et al.* 2000; Vasquez *et al.* 2000). Contudo, Lamarão *et al.* (1999) e Dall'Agnol *et al.* (1999c) enfatizaram a existência na PAT de seqüências vulcânicas com idades e assinaturas geoquímicas diferentes. Lamarão *et al.* (2002) confirmaram esta hipótese ao identificar na região de Vila Riozinho uma seqüência vulcânica com aproximadamente 2000 Ma denominada de Formação Vila Riozinho, e outra, com idades em torno de 1880 Ma, denominada de Formação Moraes Almeida.

A Figura 6.1 mostra a localização aproximada no Cráton Amazônico das rochas vulcânicas utilizadas para comparação. As composições químicas de rochas vulcânicas

representativas dos Grupos Surumu e das formações Vila Riozinho e Moraes Almeida são apresentadas nas Tabelas 6.1 e 6.2, respectivamente.

Os dados químicos utilizados para o Grupo Surumu são de Reis & Fraga (1996), enquanto que os das formações Vila Riozinho e Moraes Almeida, bem como o mapa de localização dessas seqüências, são de Lamarão (2001).

6.1 – GRUPO SURUMU

Os vulcanitos Surumu são subalcalinos (Figura 6.2a), têm composição metaluminosa a fracamente peraluminosa (Figura 6.2b), apresentando afinidade cálcico-alcalina alto-K a shoshonítica (Figura 6.3a) e afinidade geoquímica de arco-vulcânico (Figura 6.3b). Possuem altos teores de K_2O , Cr, Ni, Rb, Ba, Sr e Zr quando comparados a vulcânicas orogênicas (Reis & Fraga 1996).

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) seguem o *trend* típico de uma série cálcico-alcalina (Figura 6.4a), o mesmo comportamento observado no diagrama de Brown *et al.* (1984), onde mostram índice de alcalinidade em torno de 60% (Figura 6.4b).

Seus conteúdos de Rb, Ba, Sr, Zr e Nb são muito próximos ou coincidentes com os valores encontrados nas rochas vulcânicas da Formação Sobreiro (Grupo Uatumã). Entretanto, mostram padrões de ETR (Figura 6.5c) comparativamente menos fracionados e anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,8-0,5$) levemente mais acentuadas (Figuras 6.5d).

6.2 – FORMAÇÕES VILA RIOZINHO E MORAES ALMEIDA (PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS)

A Formação Vila Riozinho é transicional entre subalcalina e alcalina (Figura 6.2a), metaluminosa à levemente peraluminosa (Figura 6.2b), apresenta afinidade com associações cálcico-alcalina transicionais entre alto-K e shoshonítica (Figura 6.3a), bem como afinidade geoquímica de arco-vulcânico (Figura 6.3b). O caráter cálcico-alcalino é comprovado na figura 6.4b, onde apresenta índice de alcalinidade em torno de 58%. Apresenta padrão de ETR muito semelhante ao da Formação Sobreiro, porém com um leve enriquecimento nos terras raras leves (Figura 6.5d) e anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^*=0,87-0,53$) pouco acentuadas, mais presentes. Revela conteúdos de Ba, K, Nb, La, Ce, Zr, Sm e Y semelhantes ou quase idênticos aos da Formação Sobreiro.

A Formação Moraes Almeida é alcalina (Figura 6.2a), predominantemente peraluminosa (Figura 6.2b), com afinidade com granitos intraplaca (Figura 6.3b). Exibe padrão de ETR muito

semelhante ao encontrado na Formação Iriri, com anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^*=0,91-0,14$) igualmente muito pronunciadas (Figura 6.5b), porém com um maior enriquecimento nos terras raras leves. Exibe conteúdos de Rb, Ba, K, Nb, La, Sr, Nd, P, Sm, Ti e Y muito próximos ou coincidentes àqueles encontrados na Formação Iriri (este estudo; Tabela 4.1).

6.3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS ASSOCIAÇÕES VULCÂNICAS

As seqüências vulcânicas mostram no diagrama TAS da Figura 6.2a um aumento da alcalinidade do Grupo Surumu para a Formação Sobreiro e desta para a Formação Vila Riozinho. A primeira parece ser predominantemente subalcalina (tendência cálcico-alcalina), a segunda apresenta o caráter transicional, já discutido, e a terceira adentra o campo alcalino em função do seu caráter cálcico-alcalino alto-K a shoshonítico, também mencionado anteriormente.

Os parâmetros de Shand mostram que as seqüências vulcânicas correlacionadas variam de metaluminosas a ligeiramente peraluminosas (Figura 6.2b). No entanto, a Formação Sobreiro é ligeiramente menos aluminosa que as outras, o que pode ser justificado pela heterogeneidade das fontes.

O diagrama AFM (Figura 6.4a) de Irvine & Baragar (1971) revela que as associações em estudo não possuem afinidade toleítica, posicionando-se no campo cálcico-alcalino. A afinidade cálcico-alcalina também é observada no diagrama $\log[CaO/(Na_2O+K_2O) \times SiO_2]$ (Brown *et al.*, 1984), onde o Grupo Surumu superpõe o campo dos andesitos cálcico-alcalinos de arcos modernos normais, ao passo que a Formação Sobreiro forma um *trend* paralelo e parcialmente coincidente com este campo, sugerindo uma evolução a partir de arcos ligeiramente mais maduros, comportamento semelhante ao da Formação Vila Riozinho (Figura 6.4b). Essa diferença reflete, provavelmente, uma diferença nas fontes dessas rochas, bem como nos processos petrogenéticos.

No diagrama $K_2O \times SiO_2$ (Peccerillo & Taylor 1976), o Grupo Surumu mostra uma tendência cálcico-alcalina típica, e a Formação Vila Riozinho mostram, de modo geral, uma afinidade cálcico-alcalina alto-K a shoshonítica. Por outro lado, a Formação Sobreiro tem afinidade transicional entre alto-K e shoshonítica, com subordinados representantes nos campos de baixo-K (Figura 6.3a).

As seqüências cálcico-alcalinas plotam predominantemente no campo dos granitos de arco vulcânico (Pearce *et al.* 1984), com os termos mais evoluídos da Formação Vila Riozinho e do Grupo Surumu alcançando o campo dos granitos intraplaca. As Formações Iriri e Moraes

Almeida posicionam-se predominantemente no campo de granitos intraplaca com raras amostras coincidindo com o campo dos granitos sin-colisionais; tal fato, segundo Pearce (1996), poderia indicar também ambiente pós-colisional, os quais apresentam comportamento ambíguo e são de difícil classificação (Figura 6.3b).

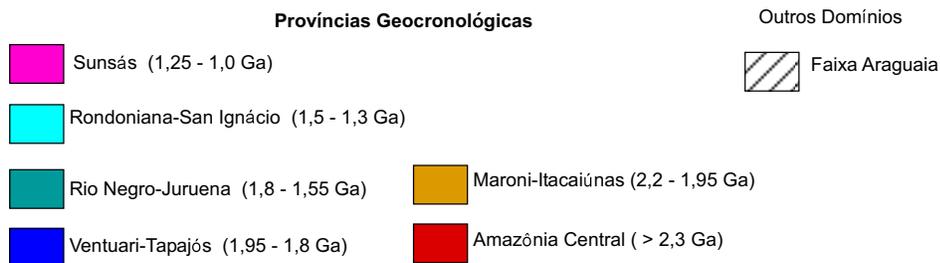
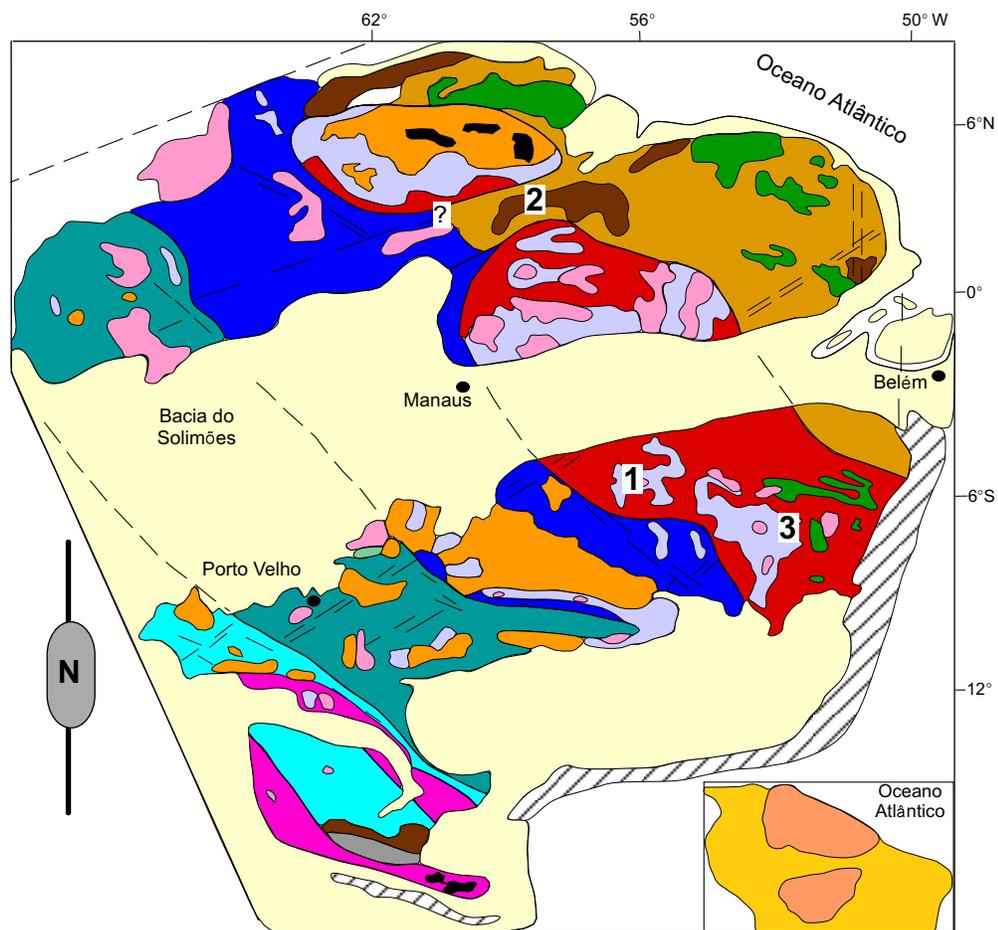
No geral, verifica-se que as rochas vulcânicas da Formação Sobreiro guardam muitas similaridades com as da Formação Vila Riozinho e do Grupo Surumu, apesar destas últimas serem mais antigas. As rochas vulcânicas das Formações Iriri e Moraes Almeida também possuem muitas semelhanças mineralógicas e geoquímicas, além de idades de cristalização próximas de 1880 Ma.

Alguns trabalhos têm sido desenvolvidos nos últimos anos com intuito de apontar prováveis fontes para essas seqüências vulcânicas proterozóicas, bem como para os granitos anorogênicos que ocorrem associados, tanto na região de São Félix do Xingu quanto em outras regiões do Cráton Amazônico.

Teixeira *et al.* (2002a) realizaram análises Sm-Nd em andesito da Formação Sobreiro e em riolitos da Formação Iriri, região de São Félix do Xingu, admitindo para essas rochas idade de cristalização de 1870 Ma. No primeiro caso, obtiveram valor de ϵ_{Nd} de -10,1 e idade modelo T_{DM} de 3106 Ma e no segundo, valores de ϵ_{Nd} de -9,7 a -11,6, e idades modelo T_{DM} de 2876 Ma e 3129 Ma, respectivamente. Os autores sugeriram ainda que a provável fonte para essas seqüências vulcânicas no Xingu, bem como para granitos paleoproterozóicos tipo-A que lá ocorrem (CPRM/DNPM 1997; Teixeira 1999), poderia ser o Complexo gnáissico-granulítico Pium (Araújo *et al.* 1988), com idade U-Pb SHRIMP de 3002 ± 12 Ma (Pidgeon *et al.* 2000).

Lamarão *et al.* (2005) realizaram análises Sm-Nd em vinte e uma amostras de rochas vulcânicas e plutônicas da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, com idades de cristalização variando de 1875 ± 4 Ma a 2000 ± 4 Ma. Os valores de ϵ_{Nd} encontrados situam-se entre -0,72 e -5,21 e as idades modelo T_{DM} entre 2227 Ma e 2495 Ma, respectivamente. Esses dados indicam que os magmas que deram origem a essas rochas não foram produzidos exclusivamente a partir da fusão ou retrabalhamento de crosta Arqueana, ao contrário do que se observa nas rochas da região do Xingu, e apontam para fontes paleoproterozóicas. Esses mesmos autores admitem que as seqüências vulcânicas do Xingu e da região de Vila Riozinho, na Província Aurífera do Tapajós, diferem significativamente nas idades suas associações vulcânicas intermediárias, ao passo que coincidem em termos de idade de cristalização de suas rochas vulcânicas ácidas, porém divergem sempre em relação às idades de suas rochas fontes.

Os dados isotópicos mencionados deixam claro a heterogeneidade desse magmatismo no Cráton Amazônico e a necessidade de estudos de detalhe em áreas chave para melhor se compreender sua evolução geotectônica.



1 = Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida (Provincia Aurifera do Tapajós)

2 = Grupo Surumu

3 = Grupo Uatumã (este estudo)

Figura 6.1 – Principais Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, compilado de Tassinari & Macambira (1999), com a localização aproximada das rochas vulcânicas (1,2; Lamarão 2001) utilizadas para comparação.

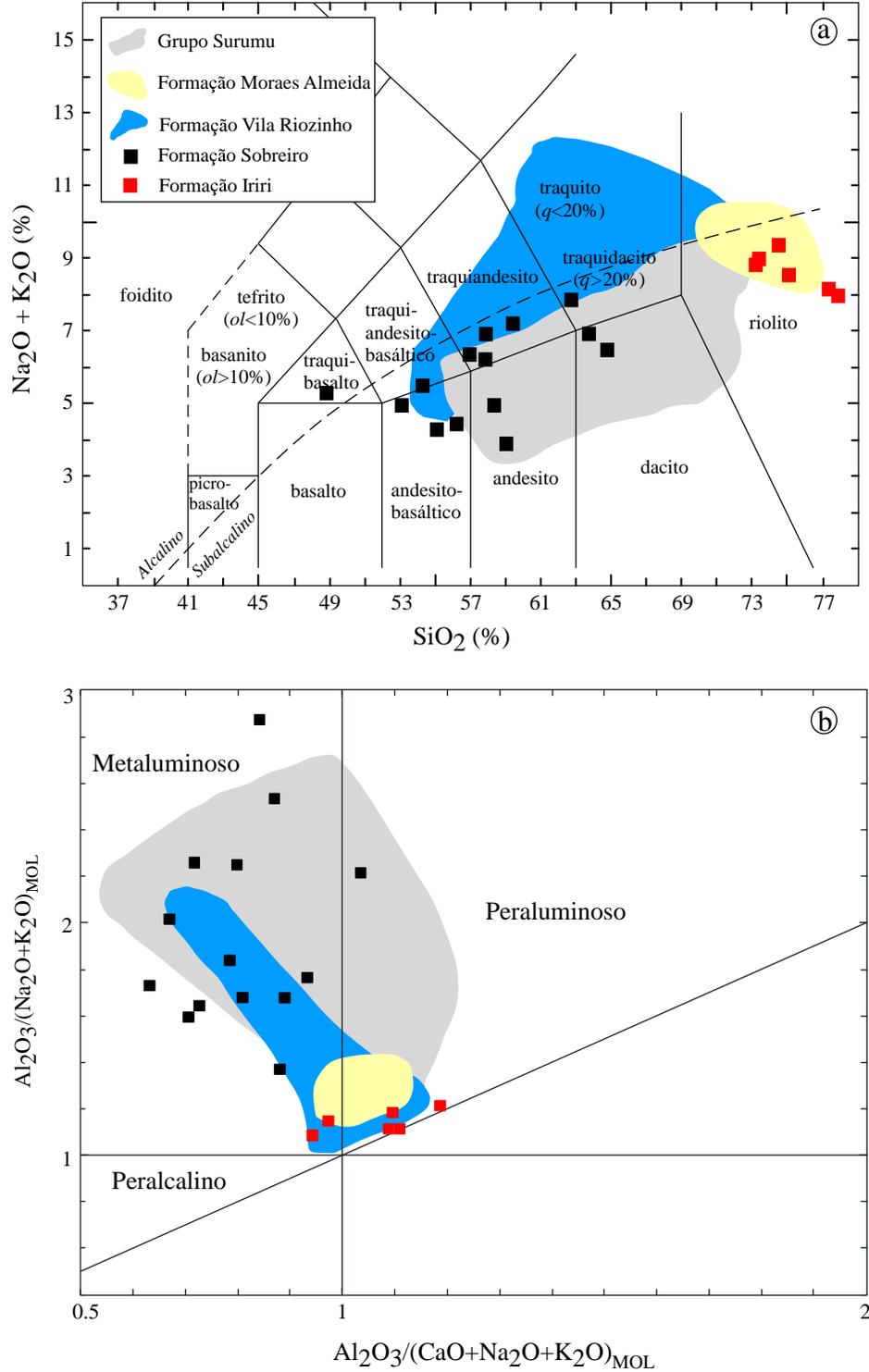


Figura 6.2 – Diagramas (a) TAS de Le Maitre (2002) e (b) ANK/ACNK de Maniar & Piccoli (1989) para as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, das Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida e Formações Sobreiro e Iriri (este estudo).

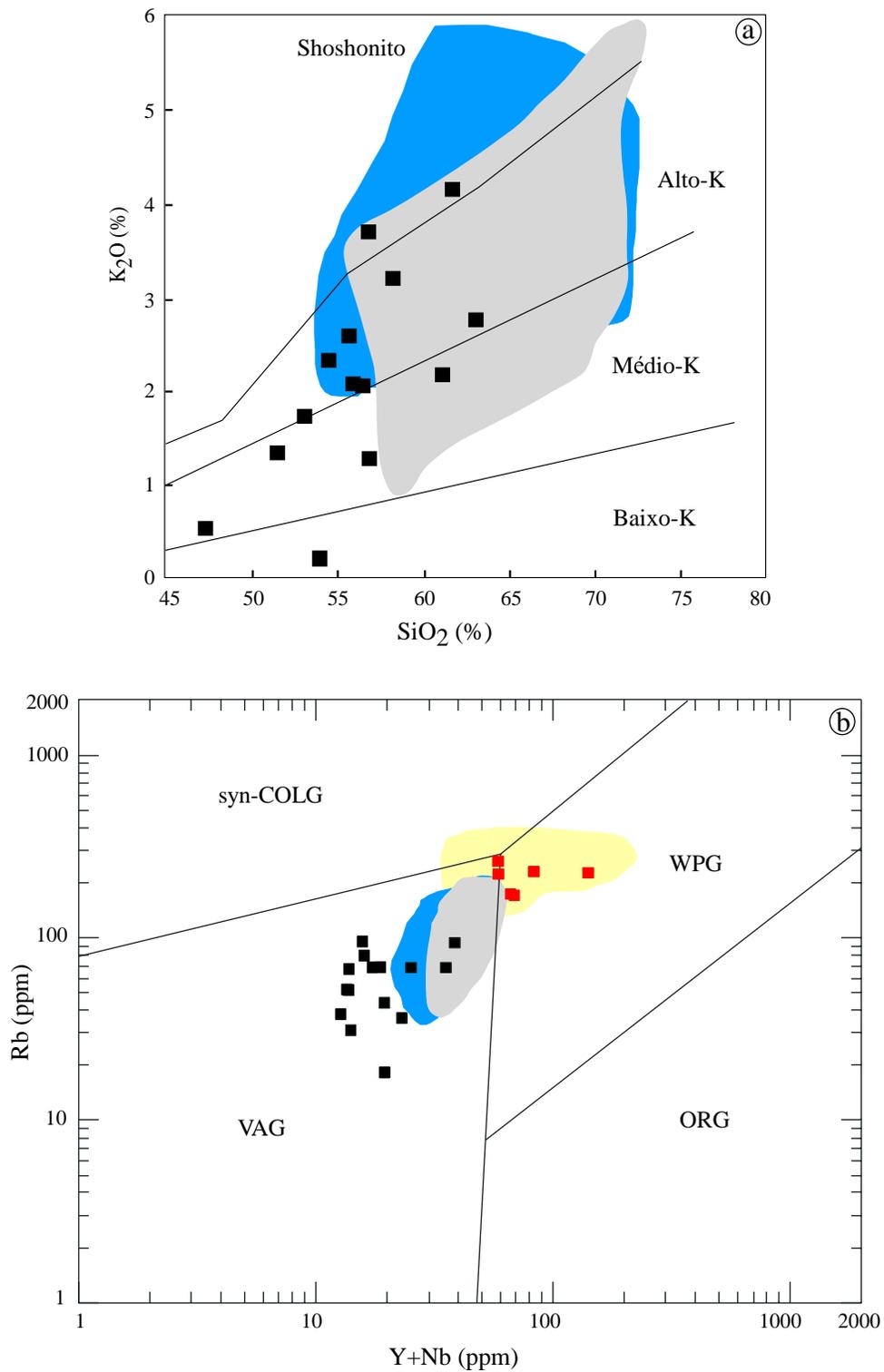


Figura 6.3 – Diagramas (a) K_2O x SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976) e (b) Rb x (Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984) para as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, das Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida e Formações Sobreiro e Iriri. Símbolos conforme a figura 6.2a.

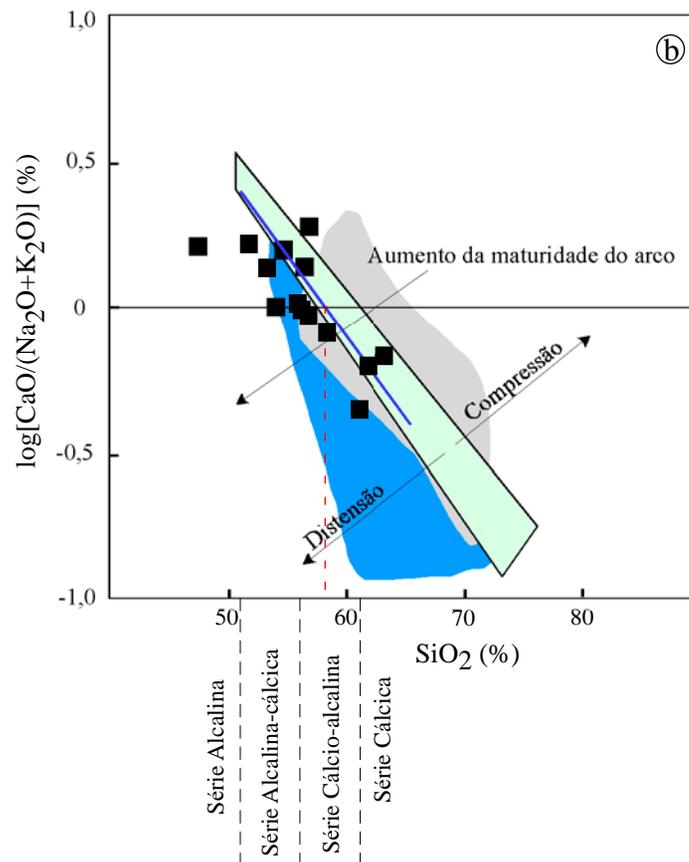
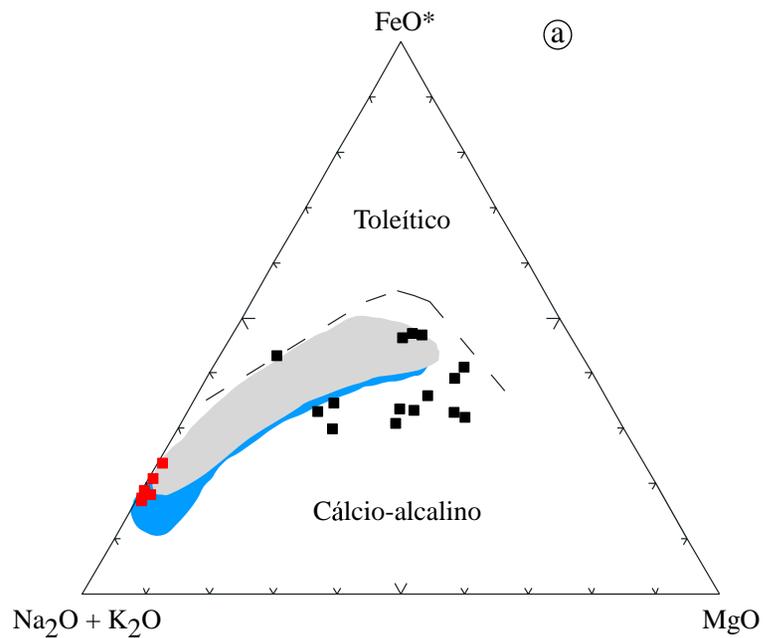


Figura 6.4 – Diagramas (a) $\text{FeO}^* - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ de Irvine & Baragar (1971) e (b) $\log(\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times \text{SiO}_2$ de Brown *et al.* (1984) para as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, das Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida e Formações Sobreiro e Iriri (este estudo). Símbolos conforme figura 6.2a. A linha em azul representa o *trend* definido pelos vulcanitos da Formação Sobreiro. O campo preenchido em verde-claro é definido por séries cálcio-alcálicas normais clássicas de Brown *et al.* (1984).

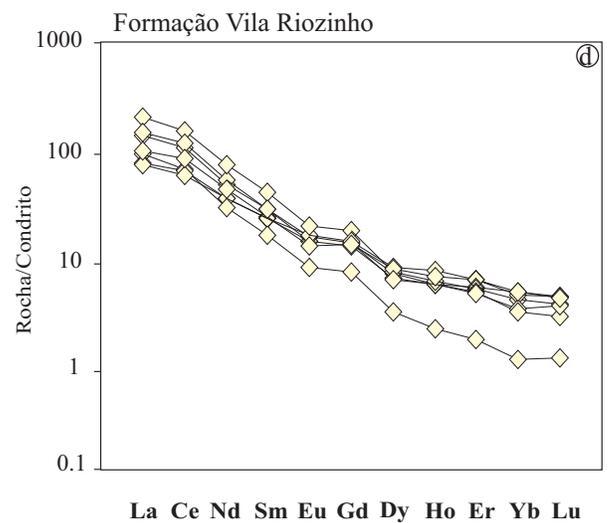
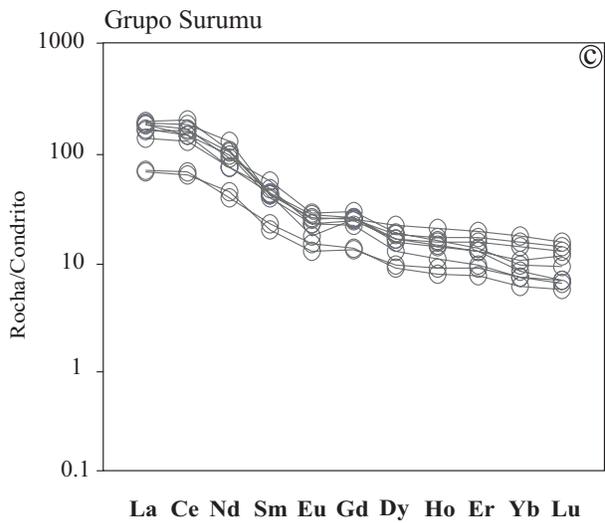
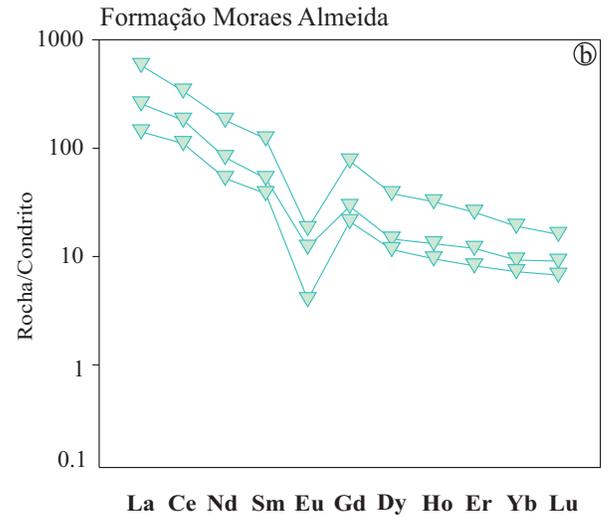
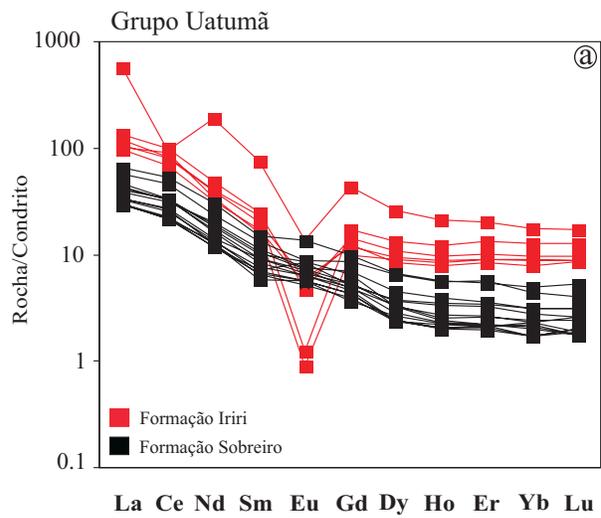


Figura 6.5 - Padrões de ETR para rochas vulcânicas do Grupo Surumu, das Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida e Formações Sobreiro e Iriri (este estudo).

Tabela 6.1 - Análises químicas das rochas vulcânicas do Grupo Surumu, nordeste do Estado de Roraima (Reis & Fraga, 1996).

GRUPO SURUMU							
(Continua)							
<i>Rocha</i>	ANDESITOS				DACITOS		
<i>Amostra</i>	171	163	204	205	164A	174	172A
SiO ₂ (%)	56,20	58,40	58,80	60,20	64,40	68,90	69,60
TiO ₂	0,86	0,55	0,78	0,56	0,46	0,57	0,49
Al ₂ O ₃	16,30	15,60	15,00	12,40	15,90	15,00	15,40
Fe ₂ O ₃	3,30	4,10	3,10	3,10	2,80	3,00	3,00
FeO	5,00	3,20	4,00	2,60	2,40	1,80	0,84
MnO	0,42	0,18	0,22	0,24	0,15	0,15	0,17
MgO	2,60	5,00	3,80	3,00	1,40	1,30	0,73
CaO	4,60	5,60	6,40	9,10	3,70	2,00	3,20
Na ₂ O	2,40	2,90	3,80	2,40	2,90	3,90	2,90
K ₂ O	3,60	0,99	2,10	1,70	3,10	2,30	2,60
P ₂ O ₅	0,33	0,17	0,20	0,12	0,12	0,13	0,17
PF	na	na	na	na	na	na	na
Total	95,61	96,69	98,20	95,42	97,33	99,05	99,10
Ba (ppm)	1469	587	535	623	902	991	1344
Rb	81	34	43	33	114	70	77
Sr	671	766	616	588	486	402	723
Zr	203	133	239	110	199	361	460
Nb	na	na	10	10	na	na	na
Y	17	8	24	7	18	36	49
La (ppm)	30,80	15,30	23,80	14,90	37,70	38,70	40,50
Ce	73,50	38,10	64,60	35,90	83,70	90,40	98,10
Pr	na	na	na	na	na	na	na
Nd	31,90	16,10	35,30	18,90	31,50	34,20	38,60
Sm	5,92	3,00	4,84	2,66	6,57	8,17	7,61
Eu	1,39	0,74	1,15	0,64	1,16	1,43	1,45
Gd	4,65	2,34	3,96	2,27	3,95	5,11	5,29
Tb	na	na	na	na	na	na	na
Dy	3,65	1,90	3,24	2,03	2,72	4,57	4,07
Ho	0,71	0,38	0,63	0,43	0,52	0,93	0,78
Er	1,83	1,07	1,63	1,25	1,32	2,60	1,95
Tm	na	na	na	na	na	na	na
Yb	1,17	0,84	1,25	1,01	1,01	2,32	1,34
Lu	0,15	0,12	0,16	0,15	0,14	0,34	0,20
ΣETRL	142,12	72,50	128,54	72,36	159,47	171,47	184,81
ΣETRP	12,16	6,65	10,87	7,14	9,66	15,87	13,63
ΣETR	155,67	79,89	140,56	80,14	170,29	188,77	199,89
Na ₂ O/K ₂ O	0,67	2,93	1,81	1,41	0,94	1,70	1,12
Ba/Rb	18,14	17,26	12,44	18,88	7,91	14,16	17,45
Rb/Sr	0,12	0,04	0,07	0,06	0,23	0,17	0,11
Rb/Zr	0,40	0,26	0,18	0,30	0,57	0,19	0,17
(La/Yb) _N	17,77	12,29	12,85	9,96	25,19	11,26	20,40
La/Sm	5,20	5,10	4,92	5,60	5,74	4,74	5,32
FeO*/MgO	0,75	0,58	0,64	0,64	0,78	0,77	0,79
Eu/Eu*	0,78	0,82	0,78	0,78	0,64	0,63	0,66

GRUPO SURUMU

(Conclusão)

Rocha	TRAQUITOS		RIOLITOS			
	178A	35	138	110A	206B	37A
Amostra						
SiO ₂ (%)	66,40	67,70	70,30	70,40	71,40	72,50
TiO ₂	0,56	0,57	0,44	0,26	0,33	0,33
Al ₂ O ₃	16,30	16,20	14,60	15,50	14,70	13,80
Fe ₂ O ₃	1,90	0,88	1,50	0,91	1,90	0,56
FeO	2,00	2,40	2,00	1,60	0,57	1,90
MnO	0,16	0,22	0,25	0,14	0,14	0,18
MgO	0,89	0,56	0,40	0,21	0,71	0,46
CaO	2,70	2,00	1,20	2,30	2,50	0,37
Na ₂ O	3,30	4,10	4,30	3,40	3,20	3,10
K ₂ O	4,80	4,60	4,10	4,70	3,30	6,20
P ₂ O ₅	0,16	0,33	0,10	0,08	0,08	0,10
PF	na	na	na	na	na	na
Total	99,17	99,56	99,19	99,50	98,83	99,50
Ba (ppm)	1329	1401	1619	924	1031	879
Rb	115	121	94	175	94	168
Sr	522	358	334	381	309	131
Zr	289	337	361	231	224	330
Nb	13	15	15	16	20	18
Y	21	33	34	25	28	41
La (ppm)	40,50	43,20	42,80	45,20	36,40	35,10
Ce	85,30	118,00	108,00	96,60	95,30	88,10
Pr	na	na	na	na	na	na
Nd	41,70	45,90	56,10	48,60	43,30	41,60
Sm	5,31	5,93	5,68	6,75	5,73	5,54
Eu	1,13	1,25	1,31	1,10	0,87	0,78
Gd	4,30	4,55	4,39	4,41	4,39	4,41
Tb	na	na	na	na	na	na
Dy	3,55	3,42	4,88	3,59	4,01	3,98
Ho	0,75	0,68	1,00	0,77	0,84	0,83
Er	2,22	1,81	2,80	2,38	2,44	2,46
Tm	na	na	na	na	na	na
Yb	2,00	1,48	2,51	1,70	2,22	2,38
Lu	0,28	0,25	0,34	0,25	0,30	0,30
ΣETRL	172,81	213,03	212,58	197,15	180,73	170,34
ΣETRP	13,10	12,19	15,92	13,10	14,20	14,36
ΣETR	187,04	226,47	229,81	211,35	195,80	185,48
Na ₂ O/K ₂ O	0,69	0,89	1,05	0,72	0,97	0,50
Ba/Rb	11,56	11,58	17,22	5,28	10,97	5,23
Rb/Sr	0,22	0,34	0,28	0,46	0,30	1,28
Rb/Zr	0,40	0,36	0,26	0,76	0,42	0,51
(La/Yb) _N	13,67	19,70	11,51	17,95	11,07	9,95
La/Sm	7,63	7,28	7,54	6,70	6,35	6,34
FeO*/MgO	0,81	0,85	0,77	0,92	0,76	0,84
Eu/Eu*	0,70	0,71	0,77	0,58	0,51	0,47

na=não analisado; PF=perda ao fogo; FeO*/MgO=FeO*/(FeO*+MgO); (La/Yb)_N - razão normalizada para o manto primitivo.

Tabela 6.2 - Análises químicas das rochas vulcânicas das Formações Vila Riozinho e Moraes Almeida, região da Província Aurífera do Tapajós (Lamarão, 2001).

FORMAÇÃO VILA RIOZINHO								(Continua)
<i>Rocha</i>	AB		TB		TRAQUITOS			
<i>Amostra</i>	90b	MV-154	36c	106a	107	92a	62a	
SiO ₂ (%)	54,80	54,40	54,70	61,20	64,70	68,20	68,40	
TiO ₂	0,89	1,00	1,60	0,41	0,54	0,36	0,44	
Al ₂ O ₃	14,60	16,10	15,90	18,80	16,50	15,60	15,70	
Fe ₂ O ₃	2,54	3,43	4,50	1,93	2,63	1,56	1,80	
FeO	5,72	4,83	4,86	1,05	1,41	0,49	0,72	
MnO	0,16	0,13	0,14	0,10	0,14	0,05	0,05	
MgO	5,80	5,50	3,60	0,95	1,20	0,59	0,57	
CaO	7,80	7,30	6,40	1,60	2,90	0,86	2,30	
Na ₂ O	2,90	3,20	3,10	6,20	4,10	5,30	4,40	
K ₂ O	2,10	2,50	3,10	5,80	4,40	5,50	4,30	
P ₂ O ₅	0,29	0,32	1,20	0,16	0,19	0,08	0,09	
PF	1,81	1,02	0,80	1,55	0,97	0,49	0,68	
Total	99,41	99,73	99,90	99,75	99,68	99,08	99,45	
Ba (ppm)	912	1260	1154	2864	1338	1481	1352	
Rb	41	67	151	140	120	176	176	
Sr	723	688	496	431	633	388	433	
Zr	173	192	281	610	286	420	297	
Nb	6	5	12	10	10	20	6	
Y	23	19	32	20	27	28	38	
La (ppm)	17,95	17,27	43,16	na	22,26	48,48	23,36	
Ce	39,31	35,85	87,26	na	40,59	93,68	51,98	
Pr	na	na	na	na	na	na	na	
Nd	16,50	16,53	36,09	na	13,42	33,36	19,83	
Sm	3,44	3,52	6,36	na	2,41	6,05	3,62	
Eu	0,81	0,92	1,52	na	0,45	1,10	0,72	
Gd	2,58	2,77	4,02	na	1,43	3,50	2,64	
Tb	na	na	na	na	na	na	na	
Dy	1,59	2,00	2,07	na	0,76	1,83	1,92	
Ho	0,31	0,42	0,40	na	0,12	0,33	0,37	
Er	0,78	1,01	0,92	na	0,27	0,82	0,99	
Tm	na	na	na	na	na	na	na	
Yb	0,50	0,71	0,51	na	0,18	0,66	0,75	
Lu	0,07	0,11	0,07	na	0,03	0,09	0,10	
ΣETRL	77,20	73,17	172,87	0,00	78,68	181,57	98,79	
ΣETRP	5,82	7,01	8,00	0,00	2,79	7,22	6,76	
ΣETR	83,83	81,10	182,39	0,00	81,92	189,89	106,27	
Na ₂ O/K ₂ O	1,38	1,28	1,00	1,07	0,93	0,96	1,02	
Ba/Rb	22,24	18,81	7,64	20,46	11,15	8,41	7,68	
Rb/Sr	0,06	0,10	0,30	0,32	0,19	0,45	0,41	
Rb/Zr	0,24	0,35	0,54	0,23	0,42	0,42	0,59	
(La/Yb) _N	24,28	16,42	6,34	na	na	na	na	
La/Sm	5,22	4,91	6,79	na	9,24	8,02	6,46	
FeO*/MgO	0,56	0,57	0,70	0,74	0,75	0,76	0,80	
Eu/Eu*	0,80	0,87	0,86	na	na	na	na	

FORMAÇÃO VILA RIOZINHO

(Continua)

<i>Rocha</i>	RIOLITOS			
<i>Amostra</i>	98	93a	101	115
SiO ₂ (%)	69,40	69,70	71,10	71,80
TiO ₂	0,37	0,33	0,37	0,35
Al ₂ O ₃	16,30	16,00	15,60	14,70
Fe ₂ O ₃	1,66	1,66	1,38	1,78
FeO	0,58	0,31	0,11	0,11
MnO	0,06	0,08	0,02	0,05
MgO	0,37	0,44	0,52	0,25
CaO	1,20	0,90	0,68	1,20
Na ₂ O	4,30	4,80	5,60	4,20
K ₂ O	4,80	5,00	2,90	4,80
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,07	0,05
PF	0,79	0,76	1,28	0,64
Total	99,92	100,06	99,63	99,93
Ba (ppm)	2275	1592	1349	1410
Rb	161	163	120	195
Sr	462	333	508	275
Zr	408	421	370	292
Nb	12	12	15	15
Y	29	35	21	41
La (ppm)	34,94	na	32,46	27,05
Ce	71,55	na	64,53	53,22
Pr	na	na	na	na
Nd	24,48	na	22,19	16,91
Sm	4,20	na	4,28	3,27
Eu	0,88	na	0,79	0,49
Gd	2,74	na	2,72	2,20
Tb	na	na	na	na
Dy	1,54	na	1,72	1,40
Ho	0,30	na	0,31	0,24
Er	0,74	na	0,85	0,65
Tm	na	na	na	na
Yb	0,54	na	0,77	0,47
Lu	0,09	na	0,11	0,08
ΣETRL	135,17	na	123,46	100,45
ΣETRP	5,95	na	6,48	5,04
ΣETR	142,00	na	130,72	105,98
Na ₂ O/K ₂ O	0,90	0,96	1,93	0,88
Ba/Rb	14,13	9,77	11,24	7,23
Rb/Sr	0,35	0,49	0,24	0,71
Rb/Zr	0,39	0,39	0,32	0,67
(La/Yb) _N	43,84	na	28,60	39,01
La/Sm	8,31	na	7,59	8,28
FeO*/MgO	0,85	0,80	0,72	0,87
Eu/Eu*	0,75	na	0,66	0,53

FORMAÇÃO MORAES ALMEIDA

(Continua)

<i>Rocha</i>	IGNIMBRITOS						
	<i>Amostra</i>	15a	111	46	14	38	17
SiO ₂ (%)		72,70	73,60	75,20	75,40	75,90	76,10
TiO ₂		0,17	0,14	0,11	0,15	0,15	0,15
Al ₂ O ₃		13,70	13,80	13,00	12,60	12,70	12,80
Fe ₂ O ₃		0,91	1,88	1,28	1,58	1,38	1,48
FeO		0,80	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
MnO		0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO		0,28	0,24	0,21	0,18	0,22	0,14
CaO		0,89	0,91	0,31	0,79	0,80	0,70
Na ₂ O		3,70	3,60	4,00	3,40	3,70	3,60
K ₂ O		5,40	5,60	4,80	4,90	4,90	4,80
P ₂ O ₅		0,04	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02
PF		0,92	0,65	0,53	0,96	0,51	0,52
Total		99,54	100,61	99,60	100,13	100,41	100,46
Ba (ppm)		500	667	214	439	327	354
Rb		220	252	309	248	285	240
Sr		82	122	56	88	82	69
Zr		231	298	187	231	234	198
Nb		11	14	20	14	16	11
Y		42	204	167	53	103	58
La (ppm)		61,85	na	142,10	na	na	na
Ce		114,70	na	215,20	na	na	na
Pr		na	na	na	na	na	na
Nd		38,54	na	86,19	na	na	na
Sm		8,06	na	18,76	na	na	na
Eu		0,71	na	1,06	na	na	na
Gd		5,89	na	15,40	na	na	na
Tb		na	na	na	na	na	na
Dy		3,72	na	9,75	na	na	na
Ho		0,75	na	1,84	na	na	na
Er		1,98	na	4,29	na	na	na
Tm		na	na	na	na	na	na
Yb		1,55	na	3,12	na	na	na
Lu		0,23	na	0,41	na	na	na
ΣETRL		223,15	na	462,25	0,00	0,00	0,00
ΣETRP		14,13	na	34,81	0,00	0,00	0,00
ΣETR		237,98	na	498,12	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O/K ₂ O		0,69	0,64	0,83	0,69	0,76	0,75
Ba/Rb		2,27	2,65	0,69	1,77	1,15	1,48
Rb/Sr		2,68	2,07	5,52	2,82	3,48	3,48
Rb/Zr		0,95	0,85	1,65	1,07	1,22	1,21
(La/Yb) _N		26,86	na	30,73	na	na	na
La/Sm		7,68	na	7,57	na	na	na
FeO*/MgO		0,85	0,88	0,86	0,89	0,85	0,91
Eu/Eu*		0,30	na	0,19	na	na	na

FORMAÇÃO MORAES ALMEIDA

(Conclusão)

<i>Rocha</i>	TRAQUITO		RIOLITOS		
<i>Amostra</i>	48	52	12c	39a	51
SiO ₂ (%)	67,60	72,00	74,80	75,20	75,80
TiO ₂	0,54	0,37	0,24	0,18	0,24
Al ₂ O ₃	16,00	13,80	13,00	12,60	12,80
Fe ₂ O ₃	1,11	1,10	0,87	1,06	0,89
FeO	1,70	0,99	0,39	0,22	0,28
MnO	0,08	0,10	0,06	0,05	0,07
MgO	0,61	0,40	0,24	0,25	0,25
CaO	2,00	0,70	0,54	0,40	0,45
Na ₂ O	5,10	2,70	3,80	3,70	3,80
K ₂ O	5,10	6,50	5,40	5,00	5,30
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,02	0,02	0,02
PF	0,07	1,05	0,73	0,47	0,62
Total	100,04	99,80	100,09	99,15	100,52
Ba (ppm)	2641	471	267	56	241
Rb	143	358	262	298	282
Sr	293	42	36	20	39
Zr	636	322	317	236	301
Nb	16	18	17	21	18
Y	39	52	56	61	49
La (ppm)	42,71	na	na	34,69	na
Ce	83,85	na	na	70,37	na
Pr	na	na	na	na	na
Nd	35,59	na	na	25,16	na
Sm	7,51	na	na	5,88	na
Eu	2,05	na	na	0,23	na
Gd	6,01	na	na	4,35	na
Tb	na	na	na	na	na
Dy	4,75	na	na	2,93	na
Ho	0,93	na	na	0,54	na
Er	2,54	na	na	1,36	na
Tm	na	na	na	na	na
Yb	2,36	na	na	1,20	na
Lu	0,33	na	na	0,17	na
ΣETRL	169,66	na	na	136,10	na
ΣETRP	16,91	na	na	6,19	na
ΣETR	188,62	na	na	146,87	na
Na ₂ O/K ₂ O	1,00	0,42	0,70	0,74	0,72
Ba/Rb	18,47	1,32	1,02	0,19	0,85
Rb/Sr	0,49	8,52	7,28	14,90	7,23
Rb/Zr	0,22	1,11	0,83	1,26	0,94
(La/Yb) _N	12,23	na	na	19,51	na
La/Sm	3,58	na	na	3,72	na
FeO*/MgO	0,81	0,82	0,83	0,82	0,81
Eu/Eu*	0,91	na	na	0,14	na

na=não analisado; PF=perda ao fogo; AB=andesito-basáltico; TB=traquiandesito-basáltico; FeO*/MgO=FeO*/(FeO*+MgO); (La/Yb)_N - razão normalizada para o manto primitivo.

7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

O magmatismo Paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu é marcado por extensa cobertura de rochas vulcânicas de composições predominantemente intermediárias e félsicas, agrupadas nas Formações Sobreiro e Iriri do Grupo Uatumã, bem como por maciços graníticos a elas associados. Através de mapeamento geológico, estudos petrográficos e geocronológicos foi possível melhor caracterizar esses vulcanitos na região, chegando-se às seguintes conclusões:

– Os estudos petrográficos realizados revelaram que as rochas das Formações Sobreiro e Iriri apresentam composições mineralógicas e afinidades geoquímicas distintas, apesar de possuírem características texturais semelhantes. A primeira é representada por traquibasalto com matriz microlítica, andesito-basáltico, andesito-basáltico esferulítico, traquiandesito porfirítico com matriz microlítica, traquiandesito com matriz criptocristalina, andesito porfirítico com matriz microlítica, dacito com matriz criptocristalina, dacito porfirítico com matriz microlítica, tufo de cristais máfico e tufo vítreo máfico, constitui a unidade ligeiramente mais abundante na área estudada. No geral ocorrem litotipos porfiríticos ou microporfiríticos, exibindo fenocristais de anfibólio, plagioclásio ou clinopiroxênio e, subordinadamente, termos afíricos esferulíticos. Foi formada por vulcanismo efusivo e explosivo, com predominância de depósitos de lavas coerentes contendo matrizes criptocristalina ou microlítica.

A segunda é formada por riolito porfirítico com matriz criptocristalina a vítrea, riolito porfirítico com matriz criptocristalina a esferulítica, riolito porfirítico com matriz felsofírica, tufo de cristais félsico e tufo vítreo félsico representa comparativamente o magmatismo de menor expressão. A exemplo do que ocorreu na Formação Sobreiro, o magma gerador dessa unidade foi extravasado na superfície ou formou corpos subvulcânicos. Subordinadamente ocorrem brechas polimíticas maciças de origem duvidosa. Os riolitos porfiríticos com matriz felsofírica podem ter sido gerados a partir de processos de recristalização dos riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina a vítrea e riolitos porfiríticos com matriz criptocristalina a esferulítica. Plagioclásio, feldspato potássico e quartzo ocorrem como fenocristais.

– A evolução dos derrames de lavas coerentes em ambas as unidades deu-se em dois estágios de resfriamento e cristalização. Inicialmente, cristais euédricos cresceriam livremente na câmara magmática. Num segundo estágio, o magma contendo esses cristais suspensos no líquido extravasaria na superfície. Com o extravasamento do magma, esse líquido sofreria resfriamento muito rápido, originando os diversos tipos de matrizes identificadas nos litotipos estudados.

Processos de degaseificação seguidos por cristalização de fases em baixas temperaturas, bem como alteração hidrotermal em diferentes níveis, modificaram as texturas originais destes litotipos. As rochas piroclásticas, presentes em ambas as unidades, devem ter sido formadas a partir do regime de fluxo piroclástico oriundo de vulcanismo explosivo, com movimentação lateral dos piroclastos. Tal afirmativa é sustentada por evidências de campo e petrográficas, como por exemplo, a ocorrência de litotipos piroclásticos em torno do domo de Santa Rosa.

– O estudo do comportamento dos elementos maiores, menores e traço dos vulcanitos, aliado às observações de campo e petrográficas, forneceram parâmetros fundamentais para a identificação de um vulcanismo bimodal provavelmente ligado a um ambiente transicional entre final de orogênese e início de *rift* continental, incluindo: (1) composição e mineralogia distintas entre as formações Sobreiro e Iriri; (2) abundância de derrames intermediários (Formação Sobreiro) e félsicos (Formação Iriri); (3) ausência de mistura ou interação entre as duas seqüências, justificada pela separação entre elas no diagrama TAS; (4) *gap* composicional representado por *trends* retilíneos e não-contínuos dos óxidos de elementos maiores em relação ao índice de diferenciação SiO_2 ; (5) caráter transicional entre cálcico-alcálico alto-K e shoshonítica da Formação Sobreiro, e subalcalino e alcalino da Formação Iriri; (6) afinidade geoquímica com associações de arco-vulcânico da Formação Sobreiro e intraplaca da Formação Iriri, sendo que esta última é intimamente associada a granitos tipo-A da região de São Félix do Xingu, agrupados na Suíte Intrusiva Velho Guilherme; (7) nítida separação entre as duas unidades nos diagramas de correlação que utilizam elementos traço, os quais definem *trends* não-retilíneos e não-contínuos, características típicas de seqüências não comagmáticas; (8) padrões de fracionamento de ETR indicando natureza distinta para as duas seqüências; (9) razões La/Sm de ambas as unidades mostrando um comportamento não-horizontal; diagrama Rb *versus* Ni (Figura 4.7f) mostrando *trend* curvilíneo na Formação Sobreiro e contínuo na Formação Iriri, são características que reforçam a idéia de não-cogeneticidade entre elas (Àllegre & Minster 1978); (10) fracionamento controlado predominantemente por anfibólio, plagioclásio e clinopiroxênio na Formação Sobreiro e por feldspatos na Formação Iriri. É digno de nota externar que a grande coerência dos *trends* de elementos maiores e traço das rochas da Formação Sobreiro sugerem processo de cristalização fracionada dentro desta unidade. Contudo, estudo de modelamento petrogenético torna-se necessário para uma conclusão definitiva.

– Os dados químicos da Formação Sobreiro sugerem significativa e provável contaminação crustal do magma gerador dessa unidade com outros geneticamente associados ou com até mesmo com as rochas encaixantes, justificada pela forte inclinação do *trend* no diagrama K_2O versus SiO_2 , variações na razão Rb/Zr (Figuras 4.7a,c) e caráter transicional da série magmática. Por sua vez, a Formação Iriri apresenta variações pouco expressivas e sugere uma menor interação do seu magma gerador com outros, embora não descartado.

– Datações Pb-Pb em zircão em dacito da Formação Sobreiro acusou idade média de 1880 ± 6 Ma, sendo considerada idade de cristalização desta unidade. Tal idade tem relativa coerência com o resultado de tentativas de datações anteriores e confirma as hipóteses de CPRM/DNPM (1997) e Teixeira *et al.* (2002b), permitindo posicionar esta unidade com segurança no Paleoproterozóico. Esta mesma idade pode ser estendida aos riolitos da Formação Iriri, haja vista que granitos porfíricos associados a ela foram recentemente datados e acusaram idades de cristalização de 1880 ± 3 Ma.

– As rochas vulcânicas da Formação Sobreiro guardam muitas similaridades com as da Formação Vila Riozinho e do Grupo Surumu, apesar destas duas últimas serem mais antigas. As rochas vulcânicas das Formações Iriri e Moraes Almeida também possuem muitas semelhanças mineralógicas e geoquímicas, além de idades de cristalização próximas de 1880 Ma. Contudo, a geração de novos dados geoquímicos e isotópicos nos últimos anos tem mostrado que essas rochas apresentam fontes diferentes e de idades diferentes, sugerindo que o magmatismo do tipo Uatumã é heterogêneo e que seu conceito deve ser reavaliado. Teixeira (1999) mostrou que mesmo os granitos reunidos na Suíte Intrusiva Velho Guilherme, intimamente associados, apresentam fontes distintas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. A. M. & RAMOS, C. R – 1974 - Estanho do Sul do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 28., Porto Alegre. *Anais*, SBG, V.5, 11-23.
- ÀLLEGRE, C. J. & MINSTER, J.F – 1978 – Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38; 1-25.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. - 1981 - Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17(1-2); 1-29.
- ALMEIDA, M. E.; FRAGA, L. M. B.; MACAMBIRA, M. J. B – 1997 - New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão-SP. *Extended Abstracts*. 34-37.
- AMARAL, G - 1974 - *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 212p. (Tese de Livre Docência).
- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. S.; COSTA, J. B. S – 1988 - A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. *Anais*, SBG, V.1, 324-333.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA JR; F.C.; MACAMBIRA, E.M.B – 1999 - O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.* 29(2); 454-460.
- AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; SCHELLER, T.; ARAÚJO, O. J. B.; MACAMBIRA, E. M. B - 1994- Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircões e Rb-Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38., *Boletim de Resumos*, V.2, 387-388.
- BARBARIN, B – 1999 – A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46; 605-626
- BARBOSA, O. & ANDRADE RAMOS, J.R. de – 1959 – Território do Rio Branco, aspectos principais da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. In: B. DIV. GEOL. MINERAL. DEP. NAC. PROD. MIN., Rio de Janeiro, 196, 1-49.
- BASEI, M. A. S. - 1978 - O vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30., *Anais*, V.5, 2408-2422.
- BEST, M. G. – 1982 – *Igneous and metamorphic petrology*. New York, W. H. Freeman & Co. 603p.

- BETTENCOURT, J. S. & DALL'AGNOL, R. - 1987 - The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTER. SYMP. GRANITES ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, 1987. *Excursion Guides...* Salvador, SGRM, 49-87.
- BETTENCOURT, J. S.; LEITE JR., U. B.; PAYOLLA, B. L.; DALL'AGNOL, R - 1991 - The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. In: RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Helsink, IGCP-Geol. Surv. Finland, *Abstract vol.*, 19.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE, W.B.Jr.; PAYOLLA, B.L. - 1999 - Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Res.* 95; 41-67.
- BIZINELLA, G. A. *et al.* - 1980 - *Projeto Tapajós Sucunduri*; relatório final, Manaus, DNPM/CPRM. 8v.
- BRASIL - Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) - 1972 - *Pesquisa Mineral do Iriri/Curuá*. Relatório Preliminar. Belém, Divisão de Recursos Naturais, 62p.
- BROWN, G. C.; THORPE, R. S.; WEBB, P. C - 1984 - The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London.* 141; 413-426.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N.-1972- Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: História e Atualização. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26., Belém, 1972., *Anais*, 35-46.
- CARR, P.P. & FARDY, J.J - 1983 - REE geochemistry of Late Permian shoshonitic lavas from the Sydney Basin, New South Wales, Australia. *Chem. Geol*, 43, 187-201
- CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V - 1987 - *Volcanoclastic Sucessions*: modern and ancient: an approach to processes, products and sucessions. Unwyn Hyman Inc. 525p.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J. & CHAPPELL, B.W. - 1982 - Nature and origin of A. type Granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- CONDIE, K.C - 1976 - *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Elmsford, Pergamon Press, 289 p.
- CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. de - 1982 - The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1/2/3); 78-88.

- CORRÊA-SILVA, R. H.; JULIANI, C.; CHISSINI, G. B., BENEVIDES, T – 2002 – Estruturas e texturas de um sistema epitermal *low-sulfidation* paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós. In: SIMP. VULC. E AMB. ASSOC., 2., Belém, *Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão*, SBG/Sociedade Brasileira de Geologia, p.12.
- COSTA, J.A.V – 1999 – *Tectônica da região nordeste do Estado de Roraima*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 315 p. (Tese de doutorado).
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y – 1997 - Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Coord). *Contribuições à geologia da Amazônia*, 16-90.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 199-235.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V – 2000 - Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*. 42. 832-849.
- COUTINHO, M. G. N.; SANTOS, J. O. S.; FALLICK, A. E.; LAFON, J. M – 2000 – Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31 st, Rio de Janeiro (RJ). *Abstracts Volumes*. CD-ROM
- COX, K. G.; BELL. J. D.; PANKHURST, R. J. – 1979 - *The Interpretation of Igneous Rocks*. London. George Allen & Unwin, 450p.
- CPRM/DNPM -1997- *Folha São Felix do Xingu-SB-22-Y-B* : Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solo e de Vegetação para a Área do Projeto Grande Carajás – Sub - Programa Mapas metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais.. CPRM, Superintendência Regional de Belém (Relatório Final).
- CRUZ, V. L – 2004 – Petrografia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Pórfiro de Vila Santa Rosa, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SEM. DE INIC. CIENT. DA UFPA, 15., Belém, *Resumo*, p 75.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JR., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G – 1981 – In: BRASIL. Projeto RADAM/BRASIL. *Folha SC.22 Tocantis*. Rio de Janeiro. p. 21-196 (Levantamento de Rec. Naturais, 22).

- DALL'AGNOL, R - 1980 - *Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques*. Labor. Geol. Petrol./Univ. Toulouse, Paul Sabatier, 348p. (Tese de Doutorado).
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X.; MEDEIROS, H.; COSTI, T.H.; MACAMBIRA, M.J.B. - 1987 - Granitogeneses in the northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4); 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S - 1997 - Rapakivi granites from Brazil and adjacent countries. In: INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, *Anais...*, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGM, Salvador, 1997, 185.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H. T.; LEITE, A. A. da; MAGALHÃES, M. S. de; TEIXEIRA N. P. - 1999a - Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95: 9-39.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, 50 (1/3); 113-138.
- DALL'AGNOL, R., SCAILLET, B., PICHAVANT, M. 1999b. Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*. 40 (11): 1673-1698.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T - 1999c - Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: Implications for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado, *Boletim de resumos*. Gramado, p. 31.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia) - 1988 - Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém. *Anexos*. Belém, SBG. Vol. Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p. 11-54.
- FARACO, M. T. L.; CARVALHO, J. M. A.; KLEIN E. L - 1997 - *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (Eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP, SBG-NO, p. 423-437.

- FARACO, M. T.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G. – 1991 - Potencial mineral da Folha São Félix do Xingu (SB-22-Y-B). Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3., Belém, *Anais...*, p. 275-290.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S – 2000 – *Geologia e recursos minerais da folha Jacareacanga (SB.21-Y-B)* : Projeto especial Província Mineral do Tapajós., Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil [CD-ROM] (in Portuguese).
- FISHER, R. V – 1961 – Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72:1409-1414.
- FISHER, R. V. – 1966 – Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sci Rev* 1:287-298.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U – 1984 – *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer-Verlag. 472p.
- FISHER, R.V. & SMITH, G. A – 1991 – *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM - *Society for Sedimentary Geology*. (Special Publication, nº 45).
- FÖRSTER, H. J.; TISCHENDORF. G.; TRUMBULL, R. B - 1997 - An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40; 261-293.
- GAUDETTE, H. E; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T – 1998 – Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon age with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *J South Amer. Earth Sci.*, **11**:351:363.
- GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K. ; OLSZEWSKI JR., W. J. – 1986 - Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* 16(2): 201-211.
- GILLESPIE, M. R. & STYLES, M. T – 1999 – *BGS Rock Classification Scheme*. 2 ed. Volume 1. Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report. p. 99-06.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPODEVILLA, R – 1985 – Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyana, South America. *Precambrian Res.* **30**: 63-80.
- HADDAD, R. C.; REIS, N. J.; FARIA, M. S.; FRAGA, L. M. B – 1999 – Caracterização faciológica preliminar dos granitóides e rochas vulcânicas da porção nordeste de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6., Manaus. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus: SBG, p. 523 – 526.

- HASUI, Y.; HARALYI, N. I. E.; SCHOBENHAUS, C -1984 - Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Manaus., *Anais...*, p. 129-148.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C – 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1);7-31.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.A – 1982 - Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém, *Anais...*, Soc. Bras. Geol. (NO), v.1, p. 100-110.
- IDESP – 1970 - *Programa de Pesquisa de Carvão Mineral na Bacia do Rio Fresco, afluente do Rio Xingu, Estado do Pará*. Relatório de Pesquisa II, Fase 2. Belém, IDESP.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A – 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8**: 523-547.
- ISSLER, R. S - 1974 - Esboço Geológico Tectônico do Craton do Guaporé. *Rev. Bras. Geoc.*, 3:177-211.
- JAKES, P. & WHITE, A.J.R. 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol Soc. Amer. Bull*, 83, 29-40.
- JENSEN, L.S – 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ont. Div. Mines, Misc. Pap.*, 66.
- JULIANI, C – 2002 – *Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará*. IG-USP. 175p. (Tese de Livre-docência)
- KILBURN, C.R.J - 2000 - Lava Flows and Flow Fields. In: SIGURDSSON, H. (Ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, 291 – 305.
- KLEIN, E.L. & VASQUEZ, M.L. – 2000 - *Projeto especial Província Mineral de Carajás. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB-21-Z-A, Estado do Pará*. Escala 1:250.000. CPRM. (Nota explicativa, em CD-ROM).
- KLEIN, E.L.; SANTOS, R.A.; FUZIKAWA, K.; ANGÉLICA, R.S - 2001 – Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim mineralizations, Tapajós province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner. Deposita* 36(2):149-164.

- KOBER, B – 1986 – 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* 93, 482-490.
- KOBER, B – 1987 - Single 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* 96, 63-71.
- LAFON, J. M.; PEREIRA, E. D.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; BARRADAS, J. A. S. – 1991 - Geocronologia Rb-Sr da região de São Felix do Xingu. Resultados preliminares. In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, Belém, 3., *Anais...*, Belém, SBG v.1, 21-35.
- LAFON, J. M.; RODRIGUES, E.; MACAMBIRA, E. M. B.; PEREIRA, E. D.-1995- Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320: 937-944.
- LAFON, J.M.; ROSSI, P.; DELOR, C.; AVELAR, V.G.; FARACO, M.T.L – 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da província Maroni-Itacaiunas (sudeste do Escudo das Guiana). In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 60, Belo Horizonte. *Anais...SBG*. p.64.
- LAMARÃO, C. N – 2001 - *Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Magmatismo Paleoproterozóico da Região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico*. Belém, Universidade Federal do Pará. (Tese de Doutorado)
- LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., LIMA, E. F – 1999 - As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: *SIMP. SOBRE VULCAN. E AMB. ASSOC.*, 1., *Boletim de resumos expandidos*. Gramado-RS, SBG, p.93.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F – 2002 – Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of the Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res*, 119:189-223.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M. M. – 2005 – Nd Isotopic Composition of Paleoproterozoic Volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold Province, Amazon Craton. *South American Earth Science*, 18, 277-292

- LE MAITRE, R.W. – 2002 - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- LEAL, J. W. L - 1978 – *Folha Sc. 20 – Porto Velho*; Geologia... Rio de Janeiro, Projeto RADAM, p. 19-184 (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LIMA, M.I.C – 1984 – Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, 2, Manaus. *Anais...* Manaus: DNPM. P. 9-23.
- LOFGREN, G – 1971a – Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82:111-114.
- LOFGREN, G – 1971b – Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.* 76:5635-5648.
- LOFGREN, G – 1974 – An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallisation. *Am J Sci* 274:243-273.
- LOISELLE, M. C.; WONES, D. R. – 1979 - Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, 11:468.
- MACAMBIRA, E.M.B. & FERREIRA-FILHO, C.F – 2002 – Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Ed). *Contribuições à geologia da Amazônia – Belém*. SBG-Núcleo Norte. 318p.
- MACAMBIRA, E.M.B. & TASSINARI, C.C.G – 1998 – Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações Geocronológicas e Geológicas e Geotectônicas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 40, Belo Horizonte, *Resumo*, 463.
- MACAMBIRA, M.J.B – 1992 - *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil*. Montpellier, Université Montpellier II. 212 p. (Tese de doutorado).
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J - 1991 - História Arqueana da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará., registrada em zircões detríticos de greenstone belts e de cobertura plataformal. In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, 3., Belém, *Anais...*, Belém, SBG, v.1, 59-69.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J – 1992 – Idades U-Pb em zircões de metavulcânicas do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia Arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, *Resumos Expandidos*. v.2, p.188-189.

- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T.E., LINDENMAYER, D – 1991 - U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49, 329-354.
- MACKENZIE, W. & GUILFORD, C – 1982 - *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*, Halsted. pp 148.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 97:635-643.
- MARINHO, P. A. da C. *et al.* – 1977 - *Projeto Xingu – Araguaia*; relatório de fotointerpretação preliminar; 3ª etapa. Belém: SUDAM/CPRM 56p.
- MARSHALL, J.R - 1987 - *Clastic Particles: Scanning Electron Microscopy and Shape Analysis of Sedimentary and Volcanic Clasts*: New York, Van Nostrand Reinhold, 346 p.
- MCPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R – 1993 – *Volcanic Textures: A guide to interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, University of Tasmania, 197p.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S – 1987 - Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian Region - Brasil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP, CARAJÁS, PARÁ, BRASIL. *Precambrian evolution of the Amazonian Region*: extended abstracts. [S.l.], IUGS, UNESCO. P.7-105.
- MILLER, C. F. & MITTFELDLT, D.W – 1982 – Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, 10, 129-133.
- MIYASHIRO, A – 1974 – Volcanic rock series in Island Arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
- MONECKE, T.; RENNO, A. D.; HERZIG, P. M – 2004 - Primary clinopyroxene spherulites in basaltic lavas from the Pacific–Antarctic Ridge. *J. of Volc. and Geoth. Res.* 30:51-59
- MONTALVÃO, R. M. G. & BEZERRA, P. E. L – 1980 – Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônico (parte da Amazônia Legal brasileira). *Rev. Bras. Geoc.*, 10:1-27.
- 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 – 1975 – Geologia. In: Projeto RADAM/BRASIL, *Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21 DNPM*. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MORRISON, G.W – 1980 - Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97-108.

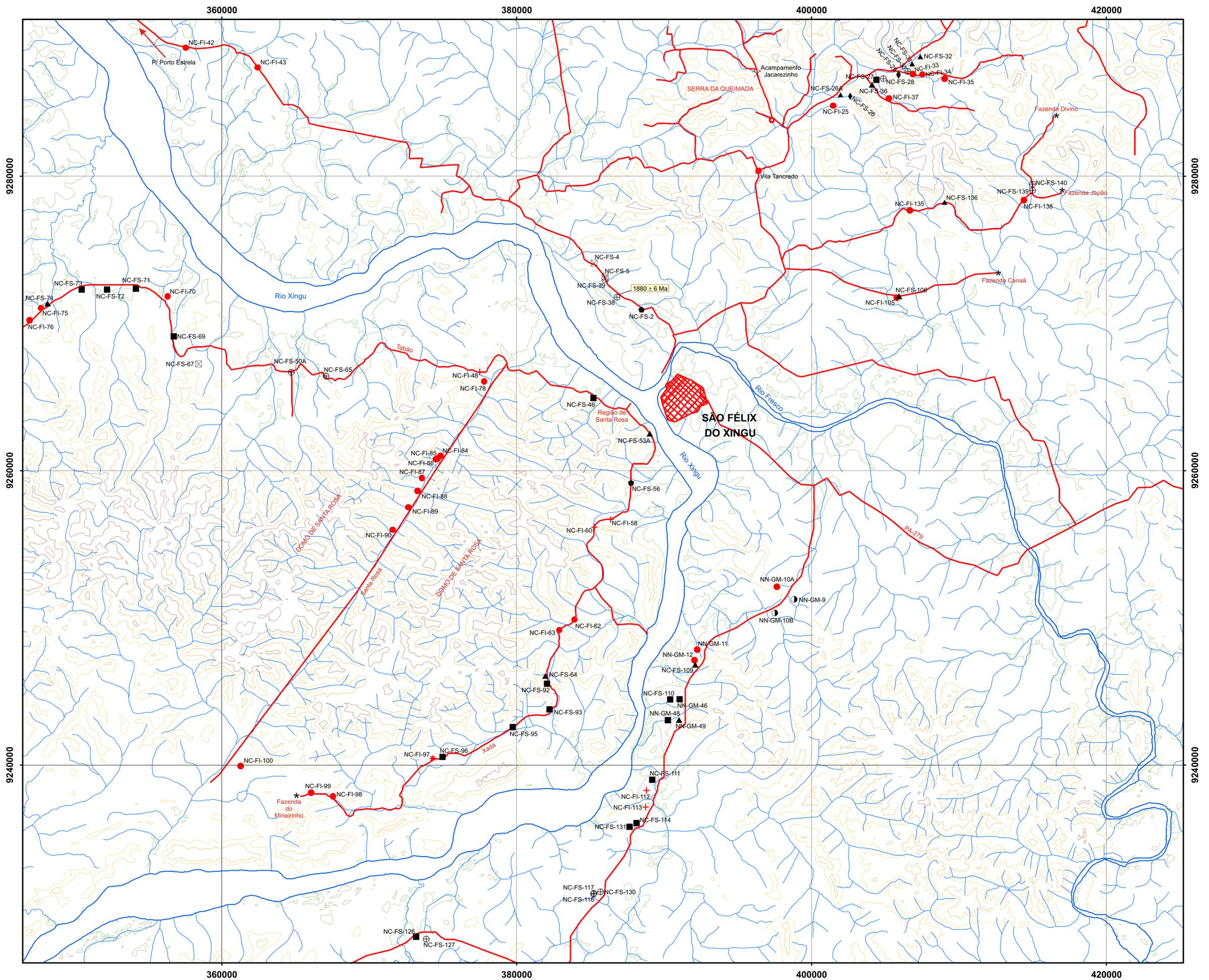
- NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. de – 1985 – A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(2), 139-146.
- NUNES, C.M.D.; JULIANI, C.; SILVA, R.H.C.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; ALCOVER NETO, A; RYE, R – 2001 – Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, 7., Belém, 2001, *Atas...*, SBG/NN[CD-ROM]
- OLIVEIRA, A.I.-1928- Reconhecimento Geológico do Rio Xingu, Estado do Pará. *Boletim de Serviço Geológico e Mineralógico*. Rio de Janeiro, 29: 2-22.
- OLIVEIRA, A.S.; FERNANDES, C.A.S.; ISSLER, R.S.; ABREU, A.S.; MONTALVÃO, R.M.G.; TEIXEIRA, R.S – 1975 – Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL, *Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. DNPM. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- PAIVA JÚNIOR, A. L – 2004 – Petrografia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Santa Rosa, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SEMI. DE INIC. CIENT. DA UFPA, 15., Belém, *Resumo*, Belém, UFPA, p.73.
- PEARCE, J.A - 1996 - Source and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4): 120-125.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R - 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. – 1976 – Geochemistry of Eoceno Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral Petrol.*, **58**:63-81.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M – 2000 - Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geol.*, 166, 159-171.
- REIS, N.J. & FRAGA, L.M.B – 1996 – Vulcanismo Surumu – Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador. *Anais...* Salvador:SBG.v.2, p.88-91.

- RODRIGUES, E.M.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **37.**, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v. 2, p. 183-184.
- ROLLINSON, H – 1993 – *Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Zimbabwe, pp.1-344.
- SÁ, C.A.S. - 1985 - Esboço da geologia da área do Granito Antônio Vicente, S. Félix do Xingu (PA). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, *Anais*, SBG, v.1, 182-193.
- SANTOS, B.A. – 1986 - *Carajás: desafio político, ecológico e desenvolvimento*. São Paulo, Brasiliense-CNPq, p. 295-361.
- SANTOS, D. B.; FERNANDES, P. E. C. A.; DREHER, A. M.; CUNHA, F. M. B.; BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, J. B. G. - 1975 – Geologia. In: Projeto RADAM. *Folha SB-21; Tapajós.*, p. 15-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- SANTOS, J. O. S – 1984 – Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro: SBG. p.4535-4538.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R – 2000 - A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, 3: 453-488.
- SANTOS, L.R.J – 1980 – Complexo Uatumã. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31. Camboriú-SC. *Resumos...* SBG, (Boletim) p.112 (2).
- SATO, J. O. & TASSINARI, C.C.G – 1997 – Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M. L. C.; ANGÉLICA, R. S. (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG-Núcleo Norte. p. 91-142.
- SCHMID, R – 1981 - Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks; *Geology*, 9;41-43.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E – 1981 – *Mapa geológico do Brasil e da área Oceânica adjacente, incluindo os depósitos minerais*. Brasília, Ministério das Minas e Energia/DNPM.

- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A – 1994 – Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guiana (Brasil): primeiros resultados. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú (SC). *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG/DNPM/CPMR, v. 2, p.395-397.
- SIDER, G. B. & MENDOZA, S. V – 1991 – *Geology of the Venezuelan Guyana Shield and its relation to the entire Guyana Shield*. U. S. GEOL. SURV. (Open-file report, p-1-59).
- SILVA, G.G.; LIMA, J.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G – 1974 - Geologia. In: PROJETO RADAM BRASIL. *Folha SC.22/Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM, v.4, p.1-143. (LEV. REC. NAT., 22)
- SMITH, J. V. 1974. *Feldspar Minerals: chemical and textural properties*. New York. Springer Verlag. v.2, 690 p.
- SMITH, J. V. & BROWN, W. L - 1988 - *Feldspar minerals.*, 2nd edn. Berlin, Springer, 828p. v.1: Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties
- SPARKS, R.S.J. & WALKER, G.P.L – 1973 – The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature*, 241:62-64.
- STACEY, J. S. & KRAMER, J. D. – 1975 – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- STRECKEISEN, A - 1976 - To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F – 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. London, p. 313-345. , (Spec. Publ., 42).
- TASSINARI, C.C. G – 1996 – *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados Isotópicos*, São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências, 139 p. (Tese de livre docência).
- TASSINARI, C. C. G. & MACAMBIRA, M. J. B. 1999 - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- TASSINARI, C.C.G.; MELLITO, K. M.; LEAL, L. R. B – 1996 – Gold mineralization and crustal evolution of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- TEIXEIRA, N P - 1999 - *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Brasil, Universidade de São Paulo. (Tese de doutorado)

- TEIXEIRA, N. P.; BETTENCOURT, J. S.; MOURA, C. A. V.; DALL'AGNOL, R. - 1998 - *Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brazil..* Wisconsin (EUA), Part III, p. 178-180. (*Inter. Gerl. Corr. Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes*)
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, E.M.B – 2002a – Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res*, 119:329-353.
- TEIXEIRA, N. P.; FERNANDES, C. M. D.; MOURA, C. A. V.; PINHO, S. C. C.; BETTENCOURT, J. S. 2002b - 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: SIMP. SOBRE VULC. E AMB. ASSOC., 2., Belém, *Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão*, SBG/Sociedade Brasileira de Geologia, p.28.
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA FILHO, P.W.M.; FERNANDES, C.M.D.; PINHO, S.C.C.; SILVA JÚNIOR, L.G.; SILVA, H.A; REIS, E.G.; SILVA, E.L.C – 2003 - Evidências de Domo (?) /Caldeira (?) vulcânica na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, a partir da integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto e de sistema de informação geográfica. In: SIMP. BRAS. DE SENS. REM., 11., Belo Horizonte, *Boletim de Resumos Expandidos*, Belo Horizonte, Soc. Bras. Sens. Rem. INPE, p. 943-945.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.-1989- A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implication. *Precambrian Research.*, 42: 213-227.
- TREUIL, M. & JORON, J. M – 1975 – Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples del l'Afar et de la dorsade médioatlantique, *Soc. It. Mineral. Petrol.* 31:125
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA; M.J.B.; SANTOS, A.; BAHIA, R.B.C.; RICCI, P.S., QUADROS, M.L.E.S – 2000 – *Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province-Amazonian Craton-Brazil*: Abstr.Vol. Rio de Janeiro, Geol. Surv. Brazil [CD-ROM].

- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A.; RICCI, P.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B – 1999 – Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. *Boletim de resumos expandidos*. Manaus: SBG. P. 471-474.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W - 1987 - A-Type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol.*, 95:407-419
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J.; GILBERT, C. H - 1962 - *Petrography*. An introduction to the study of rocks in thin section. 2 ed. W. H. San Francisco, Freeman and Company, 406p.
- WILSON, M – 1989 – *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Londres: Editora Chapman & Hall. 466p.
- WIRTH, K. R.; GIBBS, A. K.; OLSZEWSKI JR, W. J. - 1986 - U-Pb ages of zircões from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2): 195-200.
- WOOD, D.A., JORON, J. M., TREUIL, M – 1979 - A Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45:326-336.



360000 380000 400000 420000

9280000 9260000 9240000

360000 380000 400000 420000

SINAIS CONVENCIONAIS

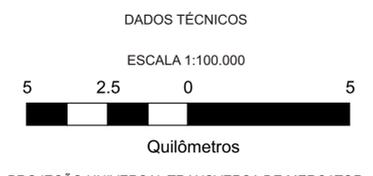
- CIDADE
- ESTRADAS
- DRENAGEM
- ÁREA DE LAVRA
- CURVAS DE NÍVEL
 - 200 m
 - 300 m
 - 400 m
 - 500 m
 - 600 m

FORMAÇÃO SOBREIRO

- TRAQUIBASALTO
- TRAQUITO
- ANDESITO
- ANDESITO-BASÁLTICO
- TRAQUIANDESITO
- DACITO
- TUFO MÁFICO
- FORMAÇÃO IIRI**
 - RIOLITO
 - TUFO FÉLSICO
 - BRECHA

Amostras com análises químicas		Amostras com descrições petrográficas	
NC-FS-50A	NN-GM-53	NC-FS-50A	NC-FI-43
NC-FS-38*	NN-GM-10B	NC-FS-38	NC-FS-58
NC-FS-115	NN-GM-48	NC-FS-115	NC-FS-127
NC-FS-2	NN-GM-49	NC-FS-2	NC-FI-76
NC-FS-74		NC-FS-74	NN-GM-18
NC-FS-26A		NC-FS-26A	NC-FS-28
NC-FS-126*		NC-FS-126	NC-FI-48*
NC-GM-11		NC-GM-11	NC-FS-60
NC-FI-62		NC-FI-62	NC-FS-67
NC-FI-86		NC-FI-86	NC-FI-37
NC-FI-84		NC-FI-84	NC-FI-113
NC-FS-95		NC-FS-95	NC-FS-72
NC-FS-56		NC-FS-56	NN-GM-22
NC-FS-26		NC-FS-26	NC-FS-111
NN-GM-10A		NN-GM-10A	NN-GM-9
NN-GM-12		NN-GM-12	NC-FS-116

* Amostras com datação Pb-Pb em zircão (este trabalho).



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Base cartográfica digitalizada a partir da carta 1:250000
Folha SB-22-Y-B-São Félix do Xingu, elaborada pelo
Convênio CPRM/DNPM (1997)

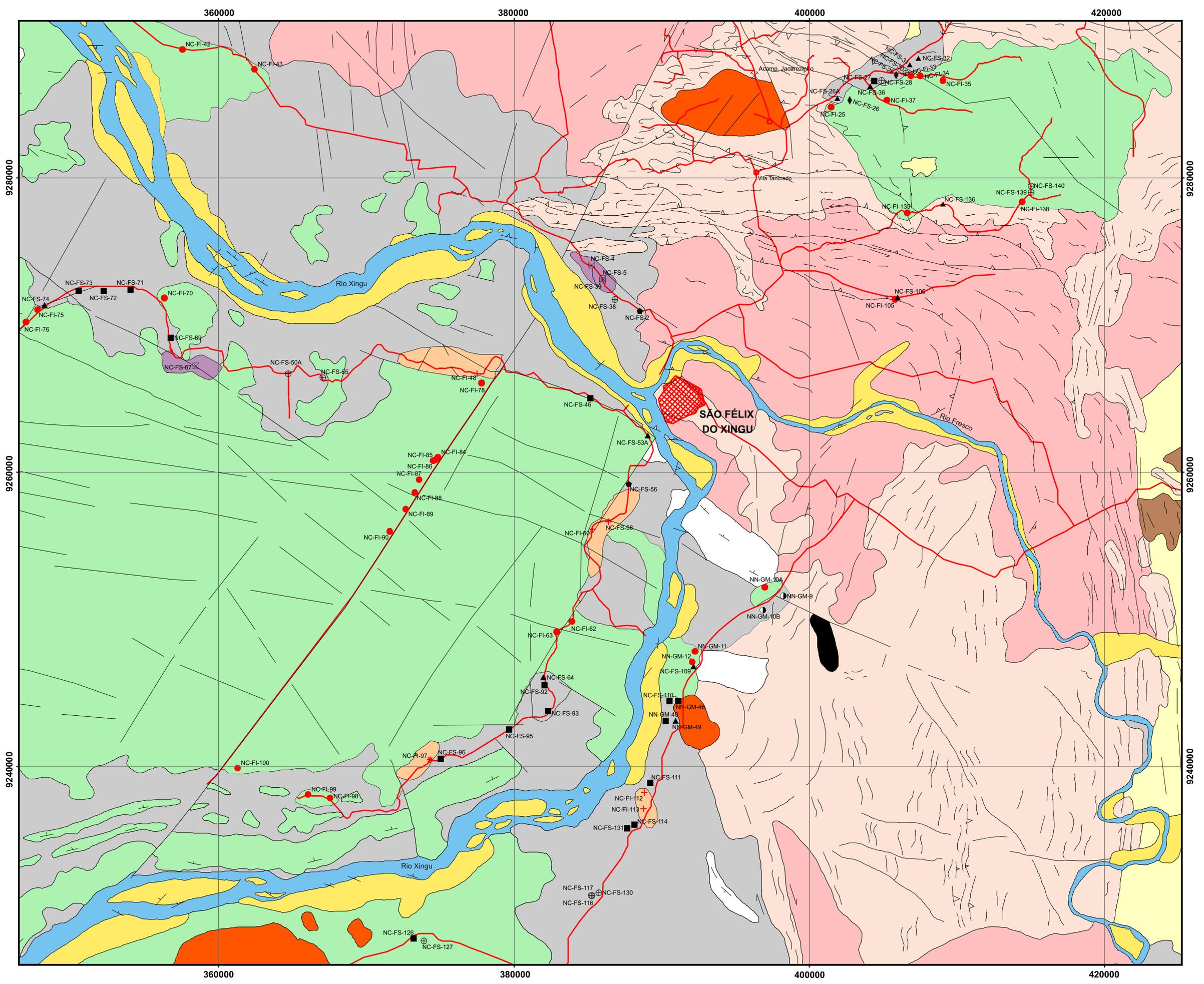


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - UFPA
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS - CG
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

ANEXO A - Mapa de amostragem da região de São Félix do Xingu - PA

DISSERTAÇÃO: "Geologia, Geoquímica e Geocronologia das vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu(PA), Província Mineral de Carajás".

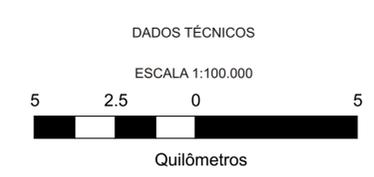
AUTOR: Carlos Marcelo Dias Fernandes - CPGG/UFPA
ORIENTADOR: Claudio Nery Lamarão - CG/UFPA
APOIO FINANCEIRO: PRONEX - CG/UFPA
CNPq



- SINAIS CONVENCIONAIS**
- CIDADE
 - ESTRADAS
 - ÁREA DE LAVRA
- FORMAÇÃO SOBREIRO**
- TRAQUIBASALTO
 - TRAQUITO
 - ANDESITO
 - ANDESITO-BASÁLTICO
 - TRAQUIANDESITO
 - DACITO
 - TUFO MÁFICO
- FORMAÇÃO IRIRI**
- RIOLITO
 - TUFO FÉLSICO
 - BRECHA

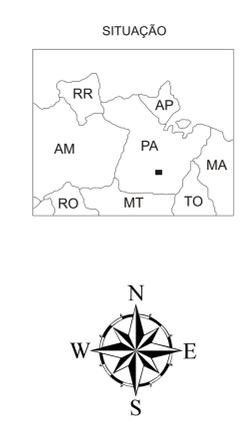
COLUNA LITO-ESTRATIGRÁFICA

PERÍODO	UNIDADE	COMPOSIÇÃO
FANEROZÓICO		Cobertura Aluvionar
		Cobertura Laterítica
PROTEROZÓICO		Suite Velho Guilherme - álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito.
		Formação Triunfo - quartzo-arenito e arenito arcoseano
		Formação Iriri { -riolitos -tufo de cristais félsico e tufo vítreo félsico.
		Formação Sobreiro { -traquibasalto, basaltos, traquiandesitos-basálticos, andesitos-basálticos, traquiandesitos e dacito. -tufo de cristais máfico e tufo vítreo máfico.
ARQUEANO		Suite Intrusiva Cateté - serpentinitos, piroxenitos, gabros e noritos
		Granito Plaqué - granitóides de composição granítica.
		Grupo São Félix - seqüências metavulcânico-sedimentares.
		Complexo Xingu - gnaisses tonalíticos à granodioríticos migmatizados.
		Granodiorito Rio Maria - granodioritos, tonalitos a monzogranitos deformados.



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Base cartográfica digitalizada a partir da carta 1:250000
Folha SB-22-Y-B-São Félix do Xingu, elaborada pelo
Convênio CPRM/DNPM (1997)



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ - UFPA
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS - CG
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

**ANEXO B - Mapa geológico da região de
São Félix do Xingu - PA**

DISSERTAÇÃO: "Geologia, Geoquímica e Geocronologia das
vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu(PA),
Província Mineral de Carajás".

AUTOR: Carlos Marcello Dias Fernandes - CPGG/UFPA
ORIENTADOR: Claudio Nery Lamarão - CG/UFPA
APOIO FINANCEIRO: PRONEX - CG/UFPA
CNPq