2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

As primeiras referências a trabalhos de cunho geológico na Província Tapajós, localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, tiveram início em meados do século XIX, abrangendo a área desta folha e/ou as suas cercanias. Já neste século, Almeida & Nogueira Filho (1959), realizaram reconhecimento geológico ao longo do rio Aripuanã, e estabeleceram uma coluna geológica para a área. O Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) também publicou boletim com uma síntese dos trabalhos efetuados por Barbosa (1966), na região do médio Tapajós, com mapa na escala 1:500.000.

Contudo, os primeiros trabalhos de mapeamento geológico sistemático, começaram a se desenvolver somente a partir da década de 70, com destaque para aqueles executados por Liberatore *et al.* (1972), Santos *et al.* (1975), Pessoa *et al.* (1977), Andrade *et al.* (1978), Melo *et al.* (1980a) e Bizinella *et al.* (1980). Atualmente, os trabalhos realizados pelo Projeto PROMIN-Tapajós nas folhas Vila Mamãe Anã, Jacareacanga, Caracol, Rio Novo e Vila Riozinho, permitiram compor o seguinte esboço geológico para a área (figuras 2.1 e 2.2):

a) as rochas mais antigas, relacionadas a um domínio essencialmente orogênico, estão representadas pela seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga, por ortognaisses, migmatitos e metagranitóides do Complexo Cuiú-Cuiú e por granitóides miloníticos da Suíte Intrusiva Creporizão.

b) O domínio pós-orogênico é marcado por intrusões graníticas da Suíte Intrusiva Parauari e uma série de intrusões básicas a intermediárias tais como: Suíte Intrusiva Ingarana, Olivina Gabro Rio Novo, Gabro Serra Comprida, Quartzo Monzogabro Igarapé Jenipapo, andesitos Joel-Mamoal e Formação Bom Jardim. Também compõem esta fase o vulcanismo ácido a intermediário do Grupo Iriri, tendo associados plutonitos pós-orogênicos a anorogênicos da Suíte Intrusiva Maloquinha, granitos Caroçal, Porquinho e Pepita.

c) Na fase de estabilização que se segue,há a deposição dos sedimentos da Formação Buiuçu, cortados pelo magmatismo básico representado pelo Diabásio Crepori. Manifestações magmáticas mesoproterozóicas são registradas através do Lamprófiro Jamanxim e do Granito Igarapé Escondido (Brito *et al.*, 1999a), e tardiamente pelas rochas básicas da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (Bahia & Quadros, no prelo). Coberturas sedimentares paleozóicas estão representadas por sedimentos da Bacia Amazônica e da Bacia do alto Tapajós, apresentando-se cortadas por diques básicos do Cambriano (Diabásio Piranhas) e do Mesozóico (Diabásio Periquito).

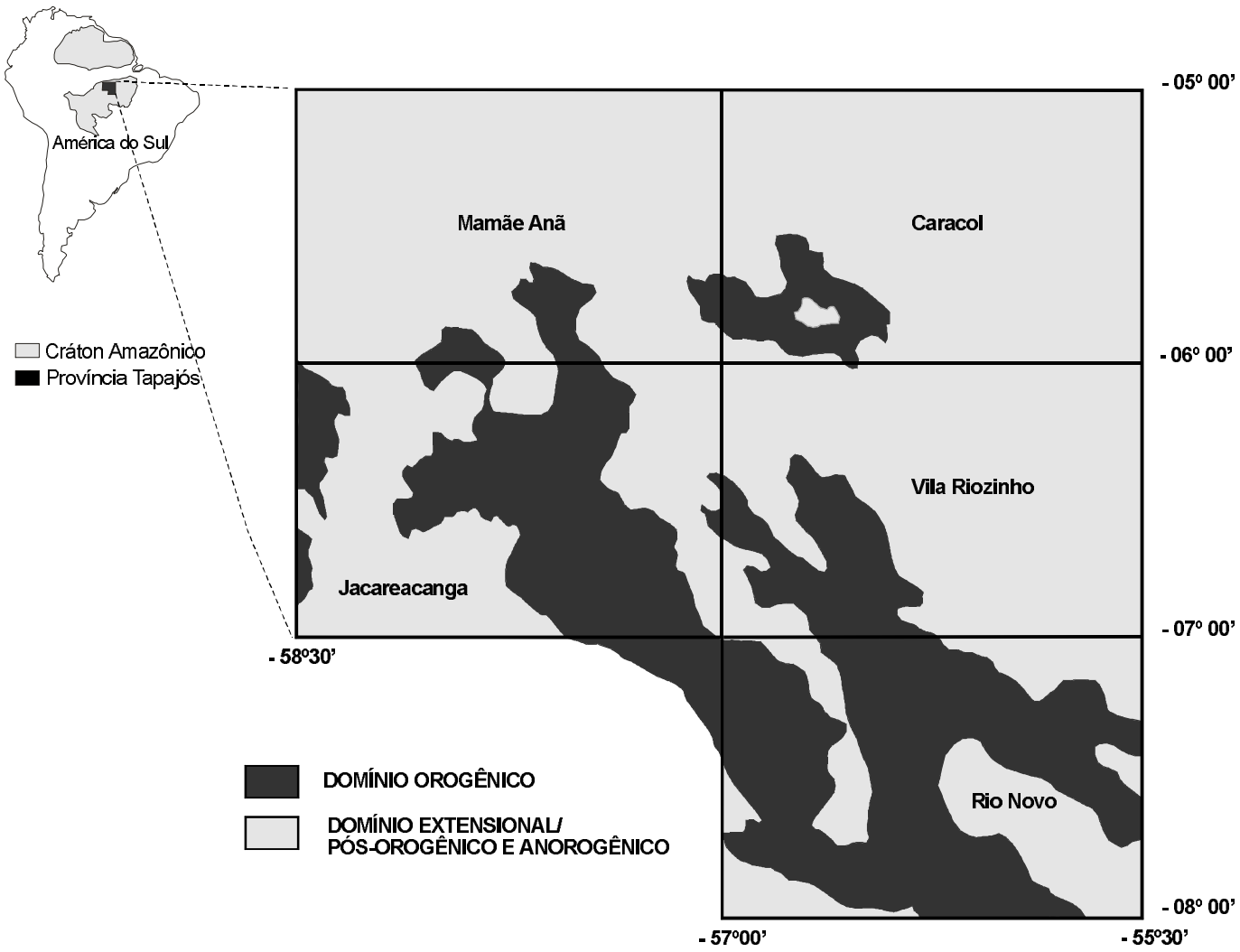

Figura 2.1 – Compartimentação tectônica da Província Tapajós.

d) recobrindo as unidades mais antigas ocorrem coberturas cenozóicas, representadas por sedimentos detríticos e lateríticos e por aluviões inconsolidadas e semiconsolidadas.

Em termos evolutivos, duas grandes correntes de pensamento são defendidas para o Cráton Amazônico, estando baseadas numa origem a partir de retrabalhamento de uma crosta antiga (Gibbs & Barron, 1983; Hasui *et al.,* 1984; Amaral, 1984; Sena Costa & Hasui, 1997) ou por acresção crustal juvenil (Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996).

O modelo baseado no retrabalhamento de uma crosta antiga, sugere a existência de grandes blocos crustais articulados e justapostos (ou paleoplacas) formando um mosaico com limites NE-SW e NW-SE (cinturões transcorrentes ou de cavalgamento), delimitados através de anomalias magnéticas e gravimétricas (Hasui *et al.*, 1984). Esses blocos crustais seriam compostos basicamente por duas grandes unidades rochosas (Sena Costa & Hasui, 1997): terrenos de médio e baixo grau (granito *greenstone*) e de médio a alto grau (cinturões granulíticos). No primeiro terreno dominariam complexos gnáissicos na fácies anfibolito de composição variando de tonalítica a monzonítica e diorítica, exibindo texturas diversas e diferentes estruturas de migmatização, onde, associa-das, ocorrem faixas de dimensões variadas de rochas supracrustais de grau baixo a médio, representadas por xistos, quartzitos, mármores etc., além de corpos máficos-ultramáficos. No segundo caso predominam complexos gnáissicos na fácies granulito,

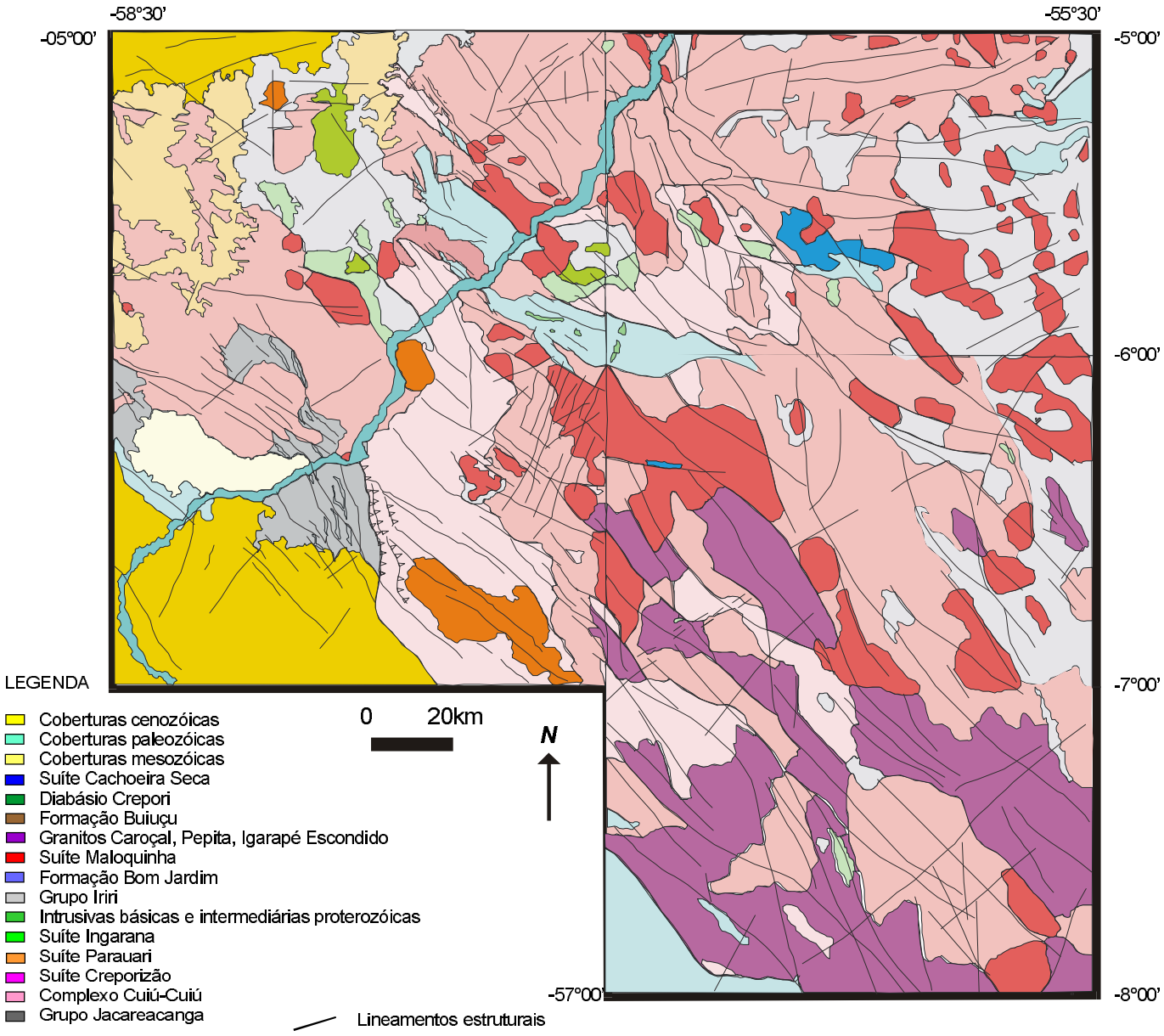

Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado abrangendo as cinco folhas do Projeto PROMIN-Tapajós.

que apresentam similaridades em termos composicionais e texturais aos terrenos de médio e baixo grau. Porém, a tarefa de reconstituição da evolução geológica é dificultada pela escassez de dados, e também pela própria incidência de eventos transformadores sucessivos e superpostos, como deformação, metamorfismo, anatexia e intrusões diversas.

O segundo modelo (acresção crustal), tem suas proposições baseadas, essencialmente, na interpretação integrada de grande volume de dados geocronológicos, onde foi possível subdividir vários domínios geocronológicos-tectônicos com características distintas entre si. Neste caso, o desenvolvimento e a evolução do Cráton Amazônico se daria através de sucessivos episódios de acresção continental a partir de um protocráton arqueano. Na Região Amazônica este protocráton arqueano, formado por um agregado de microcontinentes, estaria representado pelos subdomínios Carajás-Iricoumé e Roraima e pelo fragmento que constitui o Complexo de Imataca (Venezuela). Estes blocos arqueanos foram posteriormente amalgamados e durante sua evolução (através de

orogenias colisionais) retrabalhados parcialmente no Paleoproterozóico, preservando alguns núcleos como *inliers* no interior de seus domínios. Este processo colisional, iniciou-se através de subducções de crosta oceânica, gerando entre 1,9Ga e 1,55Ga sucessivos arcos magmáticos (alinhados aproximadamente segundo NW-SE), e conseqüentemente grande volume de crosta continental juvenil, que atuaram como agentes amalgamadores dos protocrátons paleoproterozóicos. De acordo com esta concepção, a Província Tapajós encontra-se inserida no Domínio Ventuari-Tapajos (Tassinari, 1996), considerado um arco magmático de idade paleoproterozóica.

No decorrer dos processos de subducção, foram também produzidos volumes subordinados de magmas por fusão parcial da base da crosta dos arcos magmáticos gerados pouco tempo antes, propiciando inclusive a formação de alguns corpos graníticos de natureza continental. Após este processo colisional, próximo a 1,55Ga, praticamente 90% da área do Cráton Amazônico já estava diferenciada do manto. O fato da distribuição das idades das rochas, nas zonas abrangidas pelos domínios Rio Negro-Juruena e Ventuari-Tapajós, possuir uma grande coerência ao longo dos cinturões e variar lateralmente, decrescendo em valores para oeste, é um argumento favorável, segundo Tassinari (1996), e que reforça a hipótese de acresção lateral através de arcos magmáticos. Posteriormente, processos colisionais envolvendo predominantemente materiais continentais ocorreram entre 1,5Ga e 1,0Ga na porção sudoeste do Cráton Amazônico, retrabalhando as rochas continentais preexistentes (orogenias Rondoniana-San Ignácio e Sunsas).

2.2 Descrição das Unidades Litoestratigráficas e Litodêmicas

Os dados obtidos através dos trabalhos de mapeamento geológico, fotointerpretação, aerogeofísica, análises petrográficas, químicas e geocronológicas, possibilitaram a individualização de 17 unidades litoestratigráficas na Folha SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã), representadas esquematicamente na figura 2.3. Apesar disso, os estudos regionais existentes sobre a área ainda são escassos e muitos fragmentados para o estabelecimento de uma estratigrafia indiscutível para essas unidades.

Vale salientar que a escala de tempo geológico adotada neste trabalho é a mesma proposta pela IUGS (Plumb, 1991) para o Pré-Cambriano. Embora, neste caso, o limite entre o Paleo e o Mesoproterozóico seja de 1,6Ga, o mesmo é bastante discutível para o Cráton Amazônico, tendo sido criticado por diversos autores (Santos, 1984; Brito Neves, 1992; Schobbenhaus F^{o}, 1993). Estes autores admitem como mais adequado o limite entre 1,8Ga e 1,9Ga, que é marcado pelo início do vulcanismo Iriri.

Na Folha Vila Mamãe Anã, as unidades mais antigas, paleoproterozóicas, estão representadas pelo Complexo Cuiú-Cuiú que engloba gnaisses e granitóides tonalíticos a granodioríticos com termos monzograníticos e subordinados anfibolitos, metapiroxenitos, com raros migmatitos e granada leucogranitos, e pelo Grupo Jacareacanga, que reúne xistos, quartzitos, e subordinados xistos máficos. O Paleoproterozóico ainda é marcado por intrusões granodioríticas a monzograníticas da Suíte Intrusiva Parauari; por litótipos da Suíte Intrusiva Ingarana, onde destacam-se gabros e diabásios; pela Formação Bom Jardim (rochas vulcânicas intermediárias); pelo Granito Pepita e pelo Supergrupo Uatumã, que tem o Grupo Iriri como a unidade mais antiga, subdividido nas formações Salustiano (vulcânicas ácidas) e Aruri (rochas piroclásticas), e a Suíte Intrusiva Maloquinha, como a unidade mais jovem (monzogranitos, sienogranitos e feldspato alcalino granito). Sobre o Supergrupo Uatumã, repousam os sedimentos arenosos e pelíticos da Formação Buiuçu. No final do Paleoproterozóico ocorre manifestação básica representada pelo Diabásio Crepori, intrusiva na forma de *sills* e diques nos sedimentos da Formação Buiuçu. O Mesoproterozóico é representado por manifestações graníticas (Granito Igarapé Escondido), provavelmente relacionadas ao evento Parguazense (1,6Ga -1,4Ga). O Paleozóico é marcado por depósitos sedimentares da Formação Monte Alegre (Bacia Amazônica), enquanto o Mesozóico está representado pelo Diabásio Periquito (Jurássico) e por sedimentos da Formação Alter do Chão (Cretáceo Superior). No Cenozóico desenvolveram-se coberturas lateríticas, com a formação de crostas ferruginosas durante o Terciário. O Quaternário está representado por aluviões depositadas ao longo dos leitos e nas planícies de inundação dos rios.

2.2.1 Grupo Jacareacanga (Pja)

As primeiras citações a respeito da ocorrência de metassedimentos na região são creditadas a Moura (1932). Santos *et al.* (1975), no projeto RADAM, descreveram estes mesmos litótipos, englobando-os no Complexo Xingu, definido por Silva *et al.* (1974).

ÉON	ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	Quaternário	1,6	Qa2 DEPÓSITOS ALUVIONARES RECENTES: areias, argilas e cascalhos inconsolidados
		Terciário	64,4	Tdl COBERTURAS DETRÍTICAS OU LATERÍTICAS: lateritos e latossolos laterizados
	MESOZÓICO	Cretáceo	144	Kac FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO: arenitos argilosos, quartzo grauvacas, conglomerados, siltitos, argilitos e cherts.
		Jurássico	208	DIABÁSIO PERIQUITO: diques de diabásio.
	PALEOZÓICO	Carbonífero/ Permiano	360	Cpma FORMAÇÃO MONTE ALEGRE: arenitos finos a médios de coloração acinzentada a esbranquiçada com estratificação cruzada.
PROTEROZÓICO	MESOPROTEROZÓICO	CALIMIANO	1600	Mie GRANITO IGARAPÉ ESCONDIDO: sienogranitos porfiríticos rapakivi e ortoclásio granito (alasquito).
	PALEOPROTEROZÓICO	STATHERIANO	1800	Pcr DIABÁSIO CREPORI: *sills* e diques de diabásio, olivina diabásio e álcali-basaltos.
		OROSIRIANO	1870	Pbu FORMAÇÃO BUIUÇU Fácies arenítica- conglomerática: arenitos arcosianos,arenitos conglomeráticos, conglomerados e subordinados quartzo-arenitos, siltitos, argilitos e intercalações tufáceas Ppe GRANITO PEPITA: riebeckita-arfvedsonita ortoclásio granitos. SUPER GRUPO UATUMÃ SUÍTE INTRUSIVA MALOQUINHA Pm2 Fácies à anfibólio: anfibólio-biotita sienogranitos e (biotita-anfibólio) micromonzogranitos. Pm1 Fácies à biotita: monzogranitos, sienogranitos e ortoclásio granito com biotita (alasquíticos). GRUPO IRIRI Par FORMAÇÃO ARURI: tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos e arenitos vulcânicos. Psa FORMAÇÃO SALUSTIANO: riolitos e riodacítos, com raros dacitos. Pbj FORMAÇÃO BOM JARDIM: dacitos, andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos. Pin SUÍTE INTRUSIVA INGARANA: basaltos, diabásios e gabros SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI Pp3 Fácies Granítica à titanita: predominam (hornblenda)-biotita monzogranito e (biotita) monzogranito, com raros opaco-clorita monzogranito, biotita granodiorito e sienogranito.
			1890	Pp2 Fácies Granítica: predominam (biotita) monzogranitos, com subordinados biotita-hornblenda granodiorito, (biotita) granodiorito e hornblenda-biotita monzogranito e raros (clorita)-hornblenda monzogranito, (clorita) monzogranito, (muscovita)-biotita granodiorito, (muscovita) biotita monzogranito microclina granito, sienogranitos, tonalitos, clorita-hornblenda monzogranito, clorita microtonalito e micromonzogranitos granofíricos. Possuem enclaves de diorito e/ou quartzo diorito. Pp1 Fácies granodiorítica: predominam (biotita) granodioritos, (clinopiroxênio)-biotita-hornblenda granodioritos e (biotita) monzogranitos, com subordinados hornblenda-biotita monzogranito, clorita-(hornblenda) granodiorito e tonalitos e raros biotita sienogranitos. Possuem enclaves de diorito e/ou quartzo diorito.
			2033	Pcc COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ gnaisses e granitóides tonalíticos a granodioríticos com termos monzograníticos subordinados, anfibolitos, milonitos e raros migmatitos e granada leucogranitos.
			~2100	Pja qt GRUPO JACAREACANGA mica xistos, quartzo xistos e subordinados xistos máficos, com lentes quartzíticas intercaladas (qt).

Figura 2.3 – Coluna Estratigráfica da Folha SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã).

Andrade *et al.* (1978), reuniram na Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, além das rochas metamórficas de alto grau, xistos, quartzitos e anfibolitos. Melo *et al.* (1980b) separaram das rochas da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, os metassedimentos e anfibolitos, criando a unidade Suíte Metamórfica Jacareacanga, para agrupar litótipos de baixo e médio grau, incluindo xistos diversos, quartzitos, anfibolitos e metaultramafitos. Logo a seguir retiraram desta unidade os anfibolitos e metaultramafitos (Melo *et al.*, 1980a). Estes mesmos autores, acreditam que as características desta associação de rochas são similares àquelas existentes em outros terrenos tipo *greenstone belt*.

Entretanto, a presença de rochas de baixo grau metamórfico levou Ferreira (1999, no prelo) a repensar tal denominação, haja vista que o termo "suíte", quando se refere a litótipos metamórficos, é utilizado exclusivamente para rochas de alto grau. Segundo Petri *et al.* (1986) o termo mais adequado para associação de rochas metamórficas de baixo grau seria grupo ou formação. Em função disso o autor optou pela denominação Grupo Jacareacanga, pois, foi constatado em campo, a existência de dois grandes agrupamentos de rochas (domínios quartzítico e xistoso), que futuramente, após estudos mais detalhados, poderão ser melhor cartografados e separados em formações.

O Grupo Jacareacanga é composto por associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas de baixo grau metamórfico, com destaque para micaxistos, mica-quartzo xistos, actinolita xisto, talco xistos, quartzito, *metacherts*, acrescidos de metargilito, metagrauvacas e filitos encontrados no garimpo Espírito Santo (Folha SB.21-Y-B Jacareacanga).

Na Folha SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã), esta unidade está representada por micaxistos, quartzo-mica xistos e quartzitos, que ocorrem numa restrita área no extremo-sudoeste. Nesta área, as rochas xistosas ocorrem intercaladas por duas faixas relativamente estreitas de quartzito, orientadas na direção NW-SE, e que prolongam-se para sudeste, fora dos limites da folha. É caracterizada por marcante anisotropia, com foliação NW-SE, também sendo observadas zonas de cisalhamento sinistrais subparalelas, também com orientação NW-SE a NNW-SSE. Na região centro-norte da folha, Oliveira *et al.* (1999) descrevem, no garimpo Teodorico, a ocorrência de corpos lenticulares de talco-clorita xisto, em meio a quartzo-sericita xisto e quartzito micáceo, possivelmente correlacionáveis ao Grupo Jacareacanga (figura 2.4). Nesta mesma região, no garimpo Chico Torres, foi encontrada rocha xistosa, rica em quartzo e sericita, próximo a uma zona de cisalhamento, podendo tratar-se tanto de metavulcânica quanto de metassedimento. As respostas geomorfológicas e geofísicas para os xistos indicam relevo dissecado e médios valores radiométricos (300 a 800cps), contrastando com os quartzitos, representado por cristas alongadas e baixos valores radiométricos (< 200cps). As rochas do Grupo Jacareacanga apresentam-se em geral bordejadas por plutonitos da Suíte Intrusiva Parauari.

Petrograficamente, os mica-quartzo xistos compreendem rocha foliada de granulação fina, com bandamento milimétrico dado pela alternância de bandas quartzosas e bandas micáceas, em geral irregulares e dobradas. Possuem textura granolepidoblástica, sendo compostos por quartzo, muscovita, biotita, clorita, plagioclásio. Minerais opacos, zircão e turmalina são acessórios mais comuns. Os quartzitos são em geral maciços, com tons claros, acinzentados, granulação fina, geralmente dobrados. São formados essencialmente por quartzo granoblástico e impregnados por óxido de ferro. Os xistos máficos encontrados no garimpo Teodorico (Oliveira *et al*., 1999), possuem cor esverdeada, estrutura foliada e crenulada, compostos essencialmente por talco e clorita.

A associação de rochas para e ortoderivadas do Grupo Jacareacanga é caracterizada por metamorfismo de baixo grau, na fácies xisto-verde. Neste contexto, destaca-se a associação mineral composta por quartzo-plagioclásio-muscovita-clorita-bitotita, em mica-quartzo xisto, possivelmente refletindo uma associação mineral derivada de argilitos, arenitos, arcóseos e grauvacas. Intercalações quartzíticas estão presentes, sendo caracterizadas pela associação quartzo ± muscovita, provavelmente oriundos de se-

Figura 2.4 – Fotografia de xisto máfico, possivelmente correlacionável ao Grupo Jacareacanga, encontrado no Garimpo Teodorico. Foto gentilmente cedida pelo geólogo João H. Larizzati (CPRM - Programa Nacional de Prospecção de Ouro).

dimentos quartzosos com níveis pelíticos ou de precipitados quartzosos (*cherts*).

As rochas do Grupo Jacareacanga são tidas como pertencentes à uma seqüência metavulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico, compreendendo sedimentos psamíticos, pelíticos e horizontes de *chert*, depositados possivelmente em ambiente plataformal, com rochas ígneas vulcânicas básicas associadas. Alguns autores como Melo *et al.* (1980b), relacionaram estas rochas como parte de um terreno tipo *greenstone belt*.

Resultados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (1997a), pelo método U/Pb em zircões detríticos, encontrados em xistos ocorrentes na área-tipo do Grupo Jacareacanga, na localidade indígena do Saí Cinza (Folha SB.21-Y-B – Jacareacanga), apresentaram idades em torno de 2,1Ga. Acreditam estes autores que estes xistos são oriundos de sedimentos detríticos cuja área-fonte possui idade transamazônica.

As rochas do Grupo Jacareacanga podem ser correlacionadas, principalmente quanto aos tipos litológicos, ao Grupo Cauarane, de Montalvão *et al.* (1975), e à Suíte Metamórfica Parima, de Pinheiro *et al.* (1981), no Estado de Roraima.

2.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú (Pcc)

As rochas de idade supostamente arqueanas, e que comporiam o embasamento polimetamórfico nesta região do Cráton Amazônico, foram identificadas ao longo dos anos por diversas denominações, como por exemplo, Complexo Basal, Escudo Cristalino e Complexo Xingu. Santos *et al.* (1975), no Projeto RADAM - Folha Tapajós, englobaram migmatitos, gnaisses, granitóides diversos, anfibolitos, xistos e quartzitos, no Complexo Xingu (Silva *et al.,* 1974). Pessoa *et al.* (1977), usaram a denominação de Grupo Cuiú-Cuiú, para reunir rochas migmatíticas, gnáissicas e anfibolíticas, anteriormente pertencentes ao Complexo Xingu e aflorantes na Folha SB.21-X-C, próximo à vila Cuiú-Cuiú. Andrade *et al.* (1978), propuseram a designação Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Estes mesmos autores incluíram além dos migmatitos, gnaisses e anfibolitos, outros litótipos tais como talco xistos e muscovita xistos. Mais tarde, os xistos e quartzitos foram retirados desta unidade (Melo *et al*., 1980b), enquanto "granitóides metassomáticos de posicionamento sincinemático" foram acrescidos (Melo *et al.*, 1980a).

Entretanto, Almeida *et al.* (1998), de acordo com código estratigráfico (Petri *et al.,* 1986), substituíram o termo "Suíte' pela designação "Complexo", devido ao fato desta unidade englobar, ao mesmo tempo, litótipos metamórficos de médio a alto grau (gnaisses, anfibolitos e migmatitos) e plutonitos ácidos pouco foliados a isótropos (granitóides).

O Complexo Cuiú-Cuiú, na Folha Vila Mamãe Anã, caracteriza-se principalmente por rochas gnáissicas ortoderivadas, de composição variada, às quais se associam granitóides pouco deformados a isotrópicos, leucogranitos e granitos alasquíticos. Migmatitos, dioritos, anfibolitos e xenólitos de metapiroxenitos são mais raros. O metamorfismo varia da fácies xisto-verde à fácies anfibolito.

As rochas desta unidade distribuem-se na porção sul-sudeste e centro-norte da Folha Vila Mamãe Anã, sendo caracterizadas por relevo dissecado e drenagem dendrítica densa. Seu comportamento geofísico indica baixos a médios valores radiométricos (entre 300 e 800cps). O Complexo Cuiú-Cuiú apresenta contatos bruscos com os litótipos da Suíte Intrusiva Parauari, Suíte Intrusiva Maloquinha e derrames do Grupo Iriri. Importantes exposições são encontradas também nas altas cabeceiras do igarapé Cantagalo onde são descritos gnaisses diversos e granitóides associados. No rio Tapajós, próximo à foz do igarapé Bom Jardim, afloram rochas gnáissicas e migmatíticas, provavelmente um megaxenólito ou teto pendente, em meio a granitóides das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha, estando localmente recobertas por derrames da Fomação Salustiano. Na região do rio Amana, os granodioritos miloníticos do Complexo Cuiú-Cuiú afloram segundo uma estreita faixa orientada segundo NW-SE, ocorrendo ora intrudidos, ora em contato tectônico com granitóides da Suíte Intrusiva Parauari.

Os gnaisses, em geral, possuem composição variada, desde tipos tonalíticos e granodioriticos até quartzo dioritos, dioritos, e monzogranitos, com foliação (NE-SW) dada pela orientação preferencial de minerais máficos e cristais de feldspato. Apresentam enclaves microgranulares ricos em biotita, quartzo e granada (figura 2.5) e enclaves máficos microgranulares de composição diorítica a quartzo-monzodiorítica, com formato elipsoidal, normalmente foliados e com dimensões variadas, em geral centimétricas (5cm a 40cm). Registros de deformação rúptil a rúptil-dúctil são marcados por fraturamento e falhas deslocando a foliação. No rio Tapajós, notam-se feições relacionadas a processos de migmatização (figura 2.6), podendo ocorrer individualização de porções leucocráticas, mesocráticas e melanocráticas, nem sempre bem definidas. Anfibolitos e metapiroxenitos localmente podem ser encontrados como enclaves dentro do corpo gnáissico. Associados aos gnaisses também são encontrados leucogranitos e granitos

alasquíticos, pouco deformados a isotrópicos, podendo tratar-se de porções leucocráticas de corpos migmatíticos ou até mesmo plutonitos tardi a pós-cinemáticos.

Figura 2.5 – Fotografia de enclaves ricos em quartzo, biotita e granada (restitos?) englobados por granodioritos foliados do Complexo Cuiú-Cuiú. encontrados no rio Tapajós (afloramento VP-18).

Petrograficamente destacam-se gnaisses tonalíticos a monzograníticos com granulação fina a grossa, às vezes porfiroclásticos, de coloração acinzentada, com tons variados, estrutura bandada, diferenciando-se faixas granoblásticas quartzo-feldspáticas, e faixas lepidoblásticas compostas por minerais máficos, anfibólios e principalmente biotita. A sua associação mineral é representada por plagioclásio, ortoclásio pertítico e microclínio, quartzo, biotita e hornblenda, tendo como acessórios, minerais opacos, titanita, zircão, apatita, allanita, e minerais de alteração sericita/muscovita, epidoto, clorita. Os gnaisses

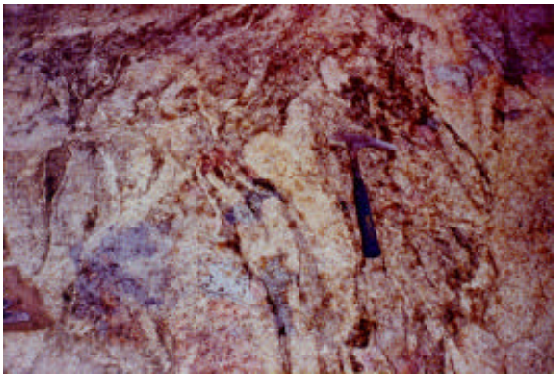

Figura 2.6 – Fotografia de bandamento migmatítico difuso (Complexo Cuiú-Cuiú), com orientação aproximada NE-SW, encontrado no rio Tapajós (afloramento VP-19).

dioríticos a quartzo-dioríticos apresentam granulação fina a média, cor cinza-escuro, compostos por plagioclásio, quartzo, restritos feldspatos alcalinos, hornblenda e biotita, tendo como acessórios, zircão, apatita, titanita, e como minerais de alteração muscovita, clorita e epidoto. Os anfibolitos possuem granulação fina, formados por arranjo granoblástico entre plagioclásio e hornblenda. Em posições mais restritas encontram-se metapiroxenitos, rochas estas constituídas por arranjo granoblástico entre hornblenda e hiperstênio, com finos grãos de minerais opacos disseminados. Os leucogranitos e granitos alasquíticos que ocorrem intercalados aos gnaisses são constituídos por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, rara biotita, podendo ocorrer com mineralogia acessória representada por minerais opacos, titanita, zircão, apatita, allanita, granada, e minerais de alteração, epidoto, clorita e sericita.

O metamorfismo do Complexo Cuiú-Cuiú na área da Folha Mamãe Anã atingiu a fácies anfibolito e isto encontra-se evidenciado pelas paragêneses presentes (ex. hornblenda estável) nos ortognaisses e anfibolitos e pela ocorrência de migmatitos. Alguns granitóides, entretanto, registram transformações de baixo grau metamórfico (retrometamorfismo?), com deformação leve, associada à substituição parcial dos feldspatos e minerais máficos ígneos originais por sericita, epidoto e clorita. Deformações cataclásticas comumente são encontradas nestes litótipos, evidenciadas por processos de fraturamento e cominuição de grãos.

Estudo litoquímico de algumas rochas gnáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú apontaram rochas metaluminosas à peraluminosas, apresentando *trend* calcioalcalino, relacionadas a ambiente de arco magmático. Os anfibolitos são rochas metaluminosas, apresentando *trend* toleiítico, com comportamento químico semelhante a basaltos toleiíticos com alto magnésio. Em apenas uma amostra observou-se tendência komatiítica.

Em datações realizadas pelo método U/Pb, em litótipos correlacionáveis ao Complexo Cuiú-Cuiú (Folha SB.21-Y-D – Rio Cururu), Santos *et al.* (1997a), encontraram idades de cristalização em torno de 2.006Ma. Resultados semelhantes também são mencionados por Santos (1999), na Folha Jacareacanga, para um xenólito de microtonalito (2.005Ma - U/Pb zircão SHRIMP) englobado por monzogranito, no garimpo Ouro Roxo (região da vila São José) e em gnaisse quartzo-diorítico (MA-44), descrito no rio Cabruá (2.005 ± 7Ma - U/Pb zircão SHRIMP). Estes mesmos autores dataram um granitóide foliado nas proximidade da vila Cuiú-Cuiú (Folha SB.21-X-C –

Caracol), sendo encontrada idade de 2.033 ± 7Ma. (U/Pb zircão SHRIMP).

As rochas do Complexo Cuiú-Cuiú podem ser correlacionadas a partes do Complexo Anauá, de Faria *et al*. (1999, no prelo), no sudeste do Estado de Roraima, que apresenta idade paleoproterozóica (em torno de 2,0Ga a 2,2Ga) e associações litológicas semelhantes.

2.2.3 Suíte Intrusiva Parauari

As primeiras referências sobre a ocorrência de rochas graníticas na região do médio Tapajós devem-se a Oliveira (1928). Nesta região, Santos *et al.* (1975), reuniram sob a denominação Granito Parauari, um conjunto de rochas graníticas, consideradas produto da remobilização total ou parcial do Complexo Xingu, que apresentaria uma gradação de xistos até granitos. Posteriormente, Melo *et al.* (1980b) substituíram este termo para Granodiorito Parauari. De acordo com os referidos autores, as melhores exposições deste litótipo são descritas no curso superior do rio homônimo, onde ocorrem como rochas pós-cinemáticas, pré-Uatumã, relacionadas ao Proterozóico Inferior, originadas a partir de suítes metamórficas arqueanas.

Na área-tipo do Granito Parauari, no médio e alto curso do rio Parauari, Almeida & Monteiro (1997) descrevem tipos monzograníticos porfiríticos de cor cinza e tons rosados, com fenocristais de feldspato alcalino euédricos e tabulares envoltos por matriz média a grossa. Nesta localidade estes monzogranitos exibem também um marcante sistema de fraturas com orientação E-W e N20°E. Estes litótipos fazem parte de uma associação granítica cogenética representada em toda a Folha Vila Mamãe Anã por ampla variação composicional (diorítica a sienogranítica). Em função disso, propõe-se neste trabalho a denominação Suíte Intrusiva Parauari, tendo sido a mesma individualizada em três fácies principais: granodiorítica, granítica e granítica a titanita. A distribuição areal dessas fácies foi delimitada com base nos mapas aerogeofísicos de distribuição ternária potássio-tório-urânio e sinal analítico, e a partir do controle de suas características petrográficas e geoquímicas.

A Suíte Intrusiva Parauari está distribuída na Folha Vila Mamãe Anã nas porções NE, W, SW e S, com continuidade para as folhas Jacareacanga e Caracol. Apresenta-se como corpos de dimensões batolíticas, dispostos com orientação preferencial NW-SE, ocupando cerca de 39% da folha mapeada.

Em imagens de radar e satélite caracteriza-se por uma morfologia peneplanizada, dissecada, com relevo ondulado e drenagem dendrítica densa, que se assemelha ao padrão textural observado nos representantes da unidade Complexo Cuiú-Cuiú e, em certos trechos, similar aos padrões texturais da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Em termos litoquímicos, estão constituídas por rochas da série calcioalcalina de médio a alto potássio. São predominantemente metaluminosas e algumas vezes peraluminosas. Possuem características de granitos de arco vulcânico, similares a intrusões encontradas em margens continentais ativas modernas (fanerozóicas).

A Suíte Intrusiva Parauari, a partir do seu relacionamento estratigráfico, representa intrusões graníticas posicionadas pós-Grupo Jacareacanga e Complexo Cuiú-Cuiú, e pré-Suíte Intrusiva Ingarana e Evento Uatumã. Datações radiométricas obtidas por Melo *et al*. (1980a), pelo método Rb/Sr, em amostras das região do alto curso do rio Parauari, revelaram idades de 1.896 ± 56Ma e 1.906 ± 56Ma. Idades próximas a estas foram obtidas por Santos. (1999), pelo método U/Pb em zircão na região do garimpo Rosa de Maio (alto curso do rio Parauari), onde foram obtidas idades de 1.880 ± 14Ma. Idades similares a estas também foram observadas em granitóides rapakivíticos na região do igarapé Preto (Folha Jacareacanga), onde datações Pb/Pb realizadas pelo método de evaporação em monozircão indicaram idades de 1.883 ± 8Ma, as quais, associadas às características petrográficas e químicas levaram Brito *et al.* (1999a) a correlacioná-lo com a Suíte Intrusiva Parauari. Na Folha Vila Riozinho, datações Pb/Pb (método de evaporação em zircão), no Granito Jardim do Ouro, indicaram idades de 1.881 ± 2Ma (Lamarão *et al.,* 1999), que são valores similares àqueles encontrados na região do alto curso do rio Parauari. Santos & Reis Neto (1982), através de estudo integrado de diagramas isocrônicos de vários granitóides da plataforma amazônica, estabeleceram três épocas pré-Rodoniense para a formação de granitos: pré-Uatumã, Uatumã e pós-Uatumã. Os granitóides do magmatismo pré-Uatumã, representados por intrusões calcioalcalinas, foram identificados em Roraima, no NE do Amazonas e NW do Pará. Santos & Reis Neto (1982) elaboraram uma isócrona para o setor meridional do Cráton Amazônico, encontrando valor de 1.947Ma (granodioritos Parauari, Jamanxim e Juruena), integrante do magmatismo considerado pré-Uatumã (2.305Ma – 1.951Ma).

2.2.3.1 Fácies Granodiorítica (Pp1)

A fácies granodiorítica da Suíte Intrusiva Parauari distribui-se na região do garimpo Nova Chico Torres, nas proximidades da vila Mamãe Anã, no alto curso do rio Parauari (extremo-sul em continuidade com a Folha Jacareacanga) e na região do rio Urupadi. Nos mapas aerogeofísicos (distribuição ternária) caracterizam-se por apresentar baixos valores de tório e valores de potássio e urânio aproximadamente iguais.

Esta fácies constitui "ilhas" dentro da fácies granítica, em contatos gradacionais. Apresenta-se intrusiva nos representantes do Complexo Cuiú-Cuiú, através de contatos irregulares e discordantes, e às vezes por falhamentos transcorrentes. A falta de boas exposições dificultou a determinação das relações entre as unidades estratigráficas, porém, interpretações dos diversos sensores remotos sugerem que esta fácies é intrudida pela Suíte Intrusiva Maloquinha, Diabásio Crepori e por diques máficos, este último relacionado ao Diabásio Periquito. Observações de campo mostraram que esta fácies constitui o embasamento da Bacia do Crepori, onde os sedimentos da Formação Buiuçu foram depositados.

Está constituída principalmente por (biotita) granodioritos, (clinopiroxênio)-biotita-hornblenda granodioritos e (biotita) monzogranitos, e raramente por tonalitos e biotita sienogranito. Em geral são rochas com 20% a 30 % de máficos, de cor cinza (figura 2.7), tonalidade escura a rósea-clara, predominantemente eqüigranulares de granulação média a grossa, a levemente porfirítica média, com fenocristais de plagioclásio, algumas vezes de quartzo e feldspato alcalino. Ocasionalmente, tem-se a presença de sulfetos (pirita) associados aos máficos da matriz e/ou em planos de fratura.

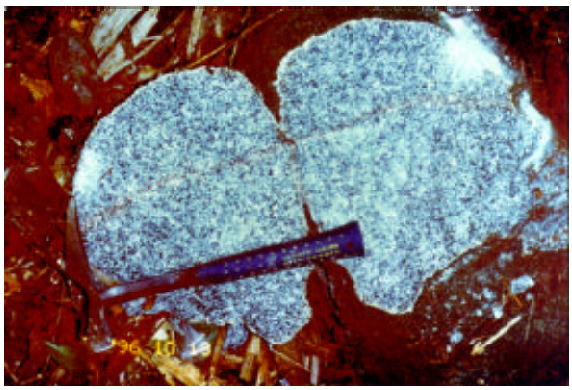

Figura 2.7 – Fotografia de biotita-hornblenda granodiorito, eqüigranular médio, representante da fácies granodiorítica da Suíte Intrusiva Parauari, garimpo Nova Chico Torres (afloramento MA-19).

A associação mineral compõe-se de plagioclásio, quase sempre euédrico, com zonação normal e/ou oscilatória, quartzo, microclínio anédrico, raramente pertítico, e biotita algo cloritizada. A hornblenda está presente e ocasionalmente exibe núcleos de clinopiroxênio e bordas de actinolita. Os minerais acessórios mais freqüentes são a titanita romboédrica e minerais opacos, sendo mais raros, apatita, zircão, allanita e rutilo. Os minerais secundários, epidoto, saussurita, prehnita, fluorita, muscovita, argilominerais, clorita, carbonato e hidróxido de ferro.

Foram reconhecidos enclaves microgranulares máficos de composição diorítica a quartzo-diorítica, de 15cm a 20cm, com cristais pingados de plagioclásio, com formas elípticas a arredondadas, e aglomerados máficos (*clots*), constituídos por biotita e/ou hornblenda, clorita, epidoto, titanita e opacos, arredondados e de até 5cm, distribuídos pontualmente na rocha, produzindo uma textura mosqueada.

A catáclase afeta freqüentemente estas rochas da fácies granodiorítica, produzindo fraturas e diques extensionais preenchidas por quartzo, sílica + epidoto, sericita + argila (e/ ou opacos).

2.2.3.2 Fácies Granítica (Pp2)

Esta fácies distribui-se na região do rio Amana (garimpos: Cara Preta, São Bento I, CVA e Joãozinho Tracajá), em alguns trechos ao longo da rodovia Transamazônica na região dos garimpos Curica e Mariana Zé Pindaré e na região do alto curso do rio Parauari (extremo-sul, em continuidade com a Folha Jacareacanga). Nos mapas aerogeofísicos (distribuição ternária) esta fácies caracteriza-se por apresentar baixos valores de potássio e valores aproximadamente iguais de tório e urânio.

Constitui batólitos intrusivos nos representantes do Complexo Cuiú-Cuiú e nos metassedimentos do Grupo Jacareacanga, este último sendo representado como um megaxenólito ou teto pendente.

A Fácies Granítica está representada por rochas leucocráticas (cerca de 10% de máficos), isótropas de cor cinza, tonalidade clara, rósea a avermelhada. Estas rochas são, em geral, eqüigranulares de granulação média a grossa, mas também ocorrem tipos porfiríticos médios a grossos, com fenocristais de feldspato alcalino, plagioclásio e algumas vezes de quartzo. Ocasionalmente ocorrem texturas de granulação fina, com fenocristais de granulação média de feldspato al-

calino, plagioclásio e quartzo, e tipos subvulcânicos com texturas granofíricas e microgranulares.

Constitui-se principalmente por (biotita) monzogranitos, biotita-(hornblenda) granodiorito e hornblenda-(biotita) monzogranito e raros feldspato alcalino granito, sienogranito, tonalitos, microtonalitos e micromonzogranitos granofíricos.

Ao microscópio são granulares, sendo formadas por microclínio, em geral anédrico, por vezes com intercrescimentos pertíticos ou gráficos; plagioclásio subédrico a euédrico, com freqüente e característica zonação oscilatória e/ou normal; quartzo anédrico e intersticial freqüentemente com leve extinção ondulante; biotita com forte pleocroísmo, e parcialmente substituída para clorita; e hornblenda que, quando presente, ocorre como restos de cristais e algumas vezes substituída para actinolita. Os minerais acessórios estão representados por minerais opacos, zircão, allanita, apatita, rutilo e titanita (romboédrica). Como minerais secundários tem-se fluorita, epidoto, saussurita, prehnita, muscovita, argilominerais, clorita, actinolita, hidróxido de ferro, carbonato e sericita.

Nesta fácies foram reconhecidos enclaves microgranulares máficos de composição diorítica a quartzo-diorítica, de 15cm a 20cm, com cristais pingados de plagioclásio. Aglomerados máficos (*clots*), constituídos por biotita (e/ou clorita), hornblenda com epidoto e opacos associados, arredondados e distribuídos pontualmente na rocha, produzem textura mosqueada (garimpos Mariana Zé Pindaré e Joãozinho Tracajá). Nesta fácies também são observados raros aplitos graníticos róseos e diques de diabásio.

De maneira geral as rochas desta fácies são isotrópicas, mas localmente observa-se orientação preferencial de biotita e de fenocristais euédricos de feldspato alcalino (garimpos Rosa de Maio e Bandeirantes – figura 2.8), feições estas relacionadas à atuação de deformação heterogênea de fraca intensidade e/ou fluxo magmático. Raras e discretas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil produzem feições planares locais (faixas de deformação), orientando quartzo, feldspatos e biotita. Nestes, o plagioclásio ocorre tensionado ou desintegrado e o quartzo forma massas alongadas ou grãos policristalinos estirados e serrilhados.

As rochas desta fácies são freqüentemente afetadas por cataclase, produzindo fraturas (garimpo Teodorico), por vezes preenchidas por sulfetos, sílica e/ou muscovita. Estes veios produzem halos nas encaixantes, na qual observa-se a presença de óxidos (de manganês ou de ferro); clorita, epidoto e sulfeto. Ocorrem ainda veios milimétricos a centimétricos de quartzo (garimpo Bandeirantes), por vezes argilitizado na borda e com ouro (garimpo Mariana Zé Pindaré); veios de quartzo leitoso, com textura “em pente” (garimpo Teodorico), e às vezes veios de quartzo portadores de sulfetos (garimpo Joãozinho Tracajá). Os litótipos desta fácies possuem localmente leve magnetismo e, por vezes sulfetos (pirita) associados aos máficos da matriz.

2.2.3.3 Fácies Granítica a Titanita (Pp3)

A Fácies Granítica a Titanita está representada em imagens de satélite por uma topografia relativamente elevada e densidade de drenagem menos pronunciada se comparada às demais fácies da Suíte Intrusiva Parauari. Nos mapas aerogamaespectométricos, esta fácies caracteriza-se por apresentar altos valores de contagem total (600 e 760cps). Distribui-se na porção nordeste da Folha Vila Mamãe Anã, como *stocks* orientados na direção NW-SE, aflorando como blocos, em alguns trechos da rodovia Transamazônica, e em lajedos, na cachoeira do Mangubal e na região das vilas do igapó Açu e Campinho (com continuidade para a Folha Caracol). Esta fácies corresponde ao granito descrito por Barbosa (1966) nas corredeiras do Mangabal, e referido por Pessoa *et al*. (1977) como Granito Mangabal, o qual correlacionou, pelo menos em parte (origem e posição estratigráfica) ao Granito Parauari.

Esta fácies está representada principalmente por (biotita) monzogranito, hornblenda-biotita monzogranito, e raramente por granodioritos e sienogranitos. Estas rochas são isotrópicas e caracterizam-se por apresentar baixa porcentagem modal de minerais

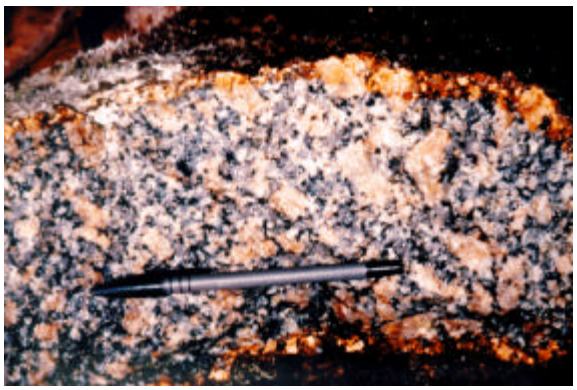

Figura 2.8 – Fotografia de monzogranito porfirítico da Suíte Intrusiva Parauari, apresentando estrutura de fluxo magmático dada pelos fenocristais euédricos de microclíneo preferencialmente orientados, garimpo Rosa de Maio (afloramento MA-98).

máficos, constituindo rochas leucocráticas. Possuem cor rosa a vermelho-rosada, são eqüigranulares de granulação média a grossa e, em geral, possuem grãos bem desenvolvidos de quartzo, minerais máficos intersticiais e presença considerável de feldspato alcalino (Almeida & Ferreira, 1997 e Popini & Monteiro, 1997). Ocasionalmente observa-se a presença de agregados pontuais de pirita.

A mineralogia destas rochas compreende essencialmente microclínio subédrico bastante pertítico, às vezes rodeados por franjas de albita; plagioclásio euédrico; e quartzo em agregados nos interstícios. Os máficos são escassos e ocorrem com distribuição intersticial, os quais algumas vezes constituem *clots*, com biotita, hornblenda, titanita e opacos, com pirita associada. Como minerais acessórios são observados minerais opacos, ± zircão, ± apatita, ± allanita, ± titanita e raríssimos cristais de fluorita. Os minerais secundários são sericita, epidoto, ± prehnita, clorita, argilominerais, ± calcita, ± hidróxido de ferro e ± muscovita.

2.2.4 Suíte Intrusiva Ingarana (Pin)

O termo Gabro Ingarana foi primeiramente utilizado por Pessoa *et al*. (1977) para descrever uma ocorrência de rochas gabróicas aflorantes no igarapé Bom Jardim e seu afluente Ingarana, localizados na Folha SB.21-X-C (Caracol), tendo sido posteriormente redefinido por Bahia & Quadros (no prelo) nesta mesma região.

Neste trabalho, após revisão petrográfica e química, alguns corpos básicos, anteriormente considerados por Bizinella *et al.* (1980) como pertencentes a Suíte Básica Crepori, foram individualizados e correlacionados à Suíte Intrusiva Ingarana.

A Suíte Intrusiva Ingarana ocorre principalmente na região central da folha (cabeceiras dos igarapés do Pinto e do Rato), bem como no médio curso do rio Parauari e na bacia do igarapé Bom Jardim. Todos os corpos estão levemente alongados na direção NW-SE, e localmente na direção E-W, tendo sido seus contatos determinados por fotointerpretação e por interpretação de dados geofísicos. Estão intrudidos ou em contato falhado com a Suíte Intrusiva Maloquinha, intrusivos na Suíte Intrusiva Parauari e intrudidos ou sobrepostos por rochas do Grupo Iriri. Também são observados vários diques dispersos pela região, que devido às datações radiométricas efetuadas, foram correlacionados a esta unidade.

As rochas da Suíte Intrusiva Ingarana constituem-se principalmente por diabásios e microgabros, aos quais associam-se gabro-noritos, dioritos, monzodioritos e granófiros. Os diabásios e microgabros apresentam cores cinza-escuro a preto formadas principalmente por plagioclásio e piroxênio (augita) geralmente com textura ofítica e subofítica, opacos, anfibólios (hornblenda e uralita). A granulação varia de fina à média. Têm como minerais acessórios apatita, quartzo e minerais formados por alteração, tais como biotita, clorita, epidoto e carbonato. Os gabro-noritos também são escuros e possuem textura intergranular, com granulação grossa, sendo formados por plagioclásio (labradorita), clino e ortopiroxênios com intercrescimentos lamelares, e olivina geralmente inclusa nos piroxênios. Os dioritos e monzodioritos, são cinza-esverdeados, de textura granular média e formados por plagioclásio (andesina), clinopiroxênio, hornblenda, actinolita, e opacos, tendo quartzo e feldspato alcalino intergranulares. Variedades granófiras dos diabásios, gabros e monzodioritos são freqüentes, indicando que muitos dos corpos dessa unidade se colocaram sob condições rasas.

Quimicamente, as rochas são classificadas como basaltos e andesito-basaltos, calcioalcalinos, com teores de médio e alto potássio.

Pessoa *et al.* (1977), efetuaram uma datação K/Ar, na qual obtiveram idade de 1.807 ± 35Ma. Bizinella *et al*. (1980) efetuaram datações também pelo método K/Ar, em rochas da Suíte Básica Crepori, na porção aqui considerada como pertencente à Suíte Intrusiva Ingarana, obtendo idades de 1.694 ± 28Ma. (RO-98) e de 1.214 ± 48Ma (RO-115). Datações efetuadas por Santos *et al.* (1997a), em sulfetos disseminados em veios de quartzo, hospedados em gabros do garimpo do Davi, pelo método U/Pb, resultaram em idade média de 1.859 ± 77Ma (galena, pirita e calcopirita), sendo considerada idade mínima de cristalização. Santos (1999) efetuou uma datação U/Pb SHRIMP em titanitas de corpos básicos que ocorrem no garimpo do Jutaí, na porção nordeste desta folha, limite com a Folha Caracol, onde obteve uma idade de 1.878Ma. Este mesmo autor, datando U/Pb SHRIMP em zircão, em rochas coletadas em um dique de direção N65°E, no garimpo do Teodorico, às margens do rio Amana, também obteve idade em torno de 1.900Ma.

2.2.5 Formação Bom Jardim (Pbj)

A Formação Bom Jardim, reúne rochas vulcânicas de composição intermediária encontradas em meio a rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, sendo seu posicionamento incerto, podendo ser mais jovem que a

Suíte Intrusiva Ingarana e mais antigo que o Grupo Iriri, ou ainda estar relacionada geneticamente a litótipos básicos mais antigos (Suíte Intrusiva Ingarana). Esta última hipótese parece ser plausível, sobretudo se observarmos sua distribuição geográfica e se compararmos seu comportamento litoquímico. A exemplo de outras regiões da Amazônia, essa associação andesítica-dacítica pode ainda constituir a base da seqüência vulcânica do Supergrupo Uatumã. Importantes exposições foram encontradas no baixo curso do igarapé Bom Jardim, onde pode-se destacar estrutura de fluxo de lava em andesitos (figura 2.9). Outros dois corpos mapeados na região central da folha merecem destaque. Um deles apresenta-se associado a rochas da Suíte Intrusiva Ingarana e possui distribuição superficial restrita. O segundo ocorre em ampla área localizada entre derrames do Grupo Iriri e granitóides da Suíte Intrusiva Parauari, a leste do rio Parauari, tendo sido identificados andesitos basaltos amigdaloidais. Caracteriza-se, em geral, por expressiva anomalia magnética (até –170nT) e valores radiométricos baixos (até 200cps).

Figura 2.9 – Fotografia de estrutura de fluxo magmático em andesito, encontrado no igarapé Bom Jardim. Foto: geólogo Marcos E.S. Quadros (PROMIN-Tapajós/CPRM-Porto Velho).

Trata-se de andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos. São, em geral, rochas de coloração escura, granulação afanítica a fanerítica extremamente fina, com presença de tipos porfiróides. Os *andesitos* são cinza esverdeado escuro, leuco a mesocráticos, em geral porfiríticos, com fenocristais subédricos de plagioclásio zonado, augita, hornblenda e menos freqüente actinolita, imersos em matriz microcristalina composta por plagioclásio, anfibólio, biotita. Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos, e os minerais de alteração clorita, epidoto, carbonato e argilominerais. Em algumas amostras observam-se amígdalas preenchidas por sílica e carbonato. Os traquiandesitos caracterizam-se pela cor preta, granulação fina, formados por ripas de plagioclásio entre matriz composta por feldspato alcalino, micrólitos de augita e mineral opaco, comumente observando-se amígdalas preenchidas por clorita, sílica microcristalina e epidoto. Os latitos são maciços, cor preta e granulação muito fina. São constituídos por fenocristais tabulares de plagioclásio dentro de uma matriz contendo, feldspato alcalino, plagioclásio, algum quartzo, augita, tendo como mineral acessório apatita, e minerais de alteração, clorita, epidoto, sericita e carbonato. Na proporção relativa entre os feldspatos, há um ligeiro domínio do feldspato alcalino sobre o plagioclásio.

Estudos litoquímicos em algumas rochas da Formação Bom Jardim, apresentaram litótipos subalcalinos com comportamento calcioalcalino de alto potássio a localmente toleiítico, metaluminosos, com predomínio de tipos intermediários.

2.2.6 Supergrupo Uatumã

A primeira referência a respeito de rochas hoje tidas como pertencentes ao Evento vulcano-plutônico Uatumã foi de Rodrigues (1875), que descreveu como rochas cristalinas os litótipos encontrados no alto curso do rio Jatapu (Roraima e Amazonas). Na década de 20, maior número de citações foram publicadas (Albuquerque, 1922; Oliveira, 1926; Carvalho, 1926; Oliveira, 1928). Grande confusão na comunidade científica, segundo Melo *et al.* (1980a), aconteceu em 1940, quando Oliveira & Leonardo criaram a unidade "Série Uatumã". Esta foi caracterizada por rochas sedimentares, por vezes metamorfizadas por intrusões ígneas que, segundo estes autores, poderiam ser correlacionadas com outros litótipos do pré-Siluriano da Amazônia, tais como rochas vulcânicas, piroclásticas e rochas sedimentares. Esta denominação ficou consagrada e usada por diversos autores até que Barbosa (1966), propôs a denominação Grupo Uatumã para rochas vulcânicas andesíticas com intercalações de arcóseos, tufos e lavas, encontradas no rio Tapajós. Caputo *et al.* (1971), iniciaram a ordenação a caracterização do Grupo Uatumã, retirando desta unidade as rochas sedimentares de cobertura da Plataforma Amazônica, deixando somente os representantes vulcânicos e plutônicos. Na década de 70 deu-se o grande avanço no entendimento do evento "Uatumã", definido como um magmatismo vulcano-plutônico, anorogênico, distribuído por toda Região Amazônica, de idade mesoproterozóica em

torno de 1.700Ma a 1.800Ma. Nesta fase podem ser citadas como importantes contribuições a de Silva *et al*. (1974), subdividindo o então Grupo Uatumã nas formações Rio Fresco, Iriri e Sobreiro. Santos *et al*. (1975), separaram da Formação Iriri os granitos intrusivos, definindo-os como Granito Maloquinha. Santos *et al.* (1976), efetuaram um estudo comparativo e correlacionaram os vulcanismos do norte e do sul do Cráton Amazônico. Pessoa *et al.* (1977) denominou as rochas vulcânicas do "Uatumã" como Subgrupo Iriri, dividido nas formações Aruri, Salustiano e em uma Seqüência Híbrida, enquanto as plutônicas foram incluídas na Formação Maloquinha, uma das subdivisões do Grupo Carapuça. Finalmente, Melo *et al*. (1978), ao estudarem as rochas vulcânicas do setor norte do Cráton Amazônico, propuseram a denominação "Supergrupo Uatumã" por tratar-se de um processo reunindo diversas intrusões ("suíte intrusiva") e de outro lado uma série de unidades heterogêneas, representantes do evento extrusivo (lavas, rochas piroclásticas, ignimbritos, tufos). Andrade *et al*. (1978), elevaram o então subGrupo Iriri, de Pessoa *et al*. (1977) à categoria de "Grupo" e redenominaram a Formação Maloquinha (Pessoa *et al.,* 1977), para Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al*., 1977).

A denominação Supergrupo Uatumã foi referida para reunir rochas vulcânicas, incluindo-se as vulcanoclásticas, e plutônicas de caráter anorogênico associadas entre si. Na região do Tapajós, sempre foi registrada a existência de extensas áreas de vulcanismo com composições intermediárias a ácidas, similares àquelas descritas no escudo das Guianas. Trabalhos recentes no Escudo das Guianas, enfocando aspectos petrográficos e geoquímicos das rochas vulcânicas (Dall'Agnol *et al*., 1987 e Reis & Fraga, 1996), permitiram a identificação de similaridades químicas entre os granitóides calcioalcalinos considerados pós ou tardi-tectônicos e as vulcânicas, revelando que a sua associação com granitos anorogênicos seria questionável. Na região do Tapajós, no decorrer do Projeto PROMIN-Tapajós, foram realizadas várias análises petrográficas, algumas análises químicas e determinações geocronológicas visando à caracterização das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. Como resultado, foi possível diferenciar dois grupos de vulcânicas: os constituídos por rochas intermediárias (andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos) e outro constituído por rochas ácidas (riolitos, riodacitos, dacitos, tufos, ignimbritos, tufitos, epiclasitos, e arenitos tufáceos). Baseado nas evidências geológicas e principalmente geoquímicas, neste trabalho, foram retiradas do Supergrupo Uatumã as vulcânicas de composição intermediária com caráter calcioalcalino e que, a princípio, não relacionam-se geneticamente com àqueles granitos de tendência alcalina. Estas foram reunidas sob a denominação Formação Bom Jardim. Desse modo, neste trabalho considera-se que o Supergurpo Uatumã está constituído pelas rochas vulcânicas de composição ácida, incluindo-se as vulcanoclásticas (Grupo Iriri), e pelas rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

2.2.6.1 Grupo Iriri

O Grupo Iriri (Andrade *et al*., 1978), anteriormente denominado de Formação Iriri (Forman *et al.*, 1972), representa a parte vulcânica do magmatismo Uatumã, apresentando-se dividido, segundo Pessoa *et al*. (1977), nas formações Salustiano (vulcânicas ácidas) e Aruri (vulcano-clásticas). Distribuem-se na região central da Folha Vila Mamãe Anã, principalmente entre os rios Parauari e Amana, onde importantes exposições foram encontradas nos garimpos São Félix, 12 de Outubro, Seta de Ouro, Canela, Abacate, Modelo e Fazenda Pizon. Um pequeno corpo situa-se no extremo-sudeste, na região do igarapé Bom Jardim. As rochas do Grupo Iriri ocorrem geralmente como derrames, sendo mais subordinados os depósitos piroclásticos e vulcano-clásticos, sobrepostos a litótipos da Suíte Intrusiva Parauari, Complexo Cuiú-Cuiú e às rochas máficas da Suíte Intrusiva Ingarana. Caracterizam-se por regiões dissecadas, com drenagem dendrítica densa, apresentando comportamento geofísico marcado por altos valores radiométricos (300 a 1.200cps).

O estudo litoquímico preliminar em algumas rochas das formações Salustiano e Aruri, as caracterizaram como rochas supersaturadas em sílica, peraluminosas e com caráter subalcalino a alcalino

Estudos geocronológicos realizados pelo Projeto PROMIN-Tapajós, na Folha Caracol (Bahia & Quadros, no prelo), pelo método Pb/Pb em zircão, em riodacito e dacito, forneceram idades de 1.888 ± 7Ma e 1.893 ± 5Ma, respectivamente, resultados estes muito próximo dos encontrados por Santos (1999), pelo método U/Pb em zircão (SHRIMP), em vulcânicas ácidas encontradas próximo à localidade do Buburé, município de Itatituba, com idades de 1.853 ± 9Ma e 1.875 ± 25Ma.

Lamarão *et al.*(1999), pelo método evaporação Pb/Pb em zircão, dataram rochas vulcânicas ácidas nas proximidades da, vila Morais de Almeida (Folha SB.21-Z-A – Vila Riozinho), encontrando idades de 1.877 ± 4Ma (ignimbritos) e 1.890 ± 2Ma (riolitos), enquanto que em dacitos descritos mais a sul, no rio Jamanxim, apresentaram idade de 2.001 ±6Ma.

Dall'Agnol *et al*. (1999), em riolitos do rio Jamanxim, obtiveram idade de 1.888 ± 2Ma, pelo método de evaporação Pb/Pb em zircão. Idades próximas a estas foram obtidas por Santos (1999) onde, através de determinações geocronológicas utilizando o método U/Pb em zircão (SHIRIMP), em um riolito fluidal na região do rio Pacu (Folha Vila Mamãe Anã - MM-36) obteve idades de 1.870 ± 8Ma.

O Evento Uatumã é bastante expressivo no Cráton Amazônico, podendo-se correlacionar parcialmente o Grupo Iriri, na porção sul, às vulcânicas encontradas na porção norte (Estado de Roraima), tais como o Grupo Iricoumé (Oliveira *et al*., 1975) e ao Grupo Surumu (Melo *et al.*, 1978).

2.2.6.1.1 Formação Salustiano (Psa)

A Formação Salustiano (Pessoa *et al*., 1977), agrupa rochas vulcânicas ácidas que ocorrem, geralmente, na forma de derrames de lavas. Estas rochas compreendem principalmente riolitos, riodacitos e dacitos, que variam de tipos maciços a porfiróides. Em alguns casos grada para tipos subvulcânicos, geralmente fraturados, sendo comum a presença de estrutura tipo *stockwork* (figura 2.10), bem como preenchimento de fraturas por veios de quartzo portadores de ouro e sulfetos. Os riolitos caracterizam-se por coloração marrom-avermelhado, textura porfirítica, compostos por fenocristais finos a médios, variando de idiomórficos a fragmentários, de ortoclásio pertítico, quartzo e plagioclásio, envoltos por matriz microcristalina formada, essencialmente, por minerais félsicos, com sericita, clorita, biotita, opacos, zircão, apatita, raros piroxênio e anfibólio, e hidróxido de ferro. Venulações de quartzo são reflexos de hidrotermalismo, acrescentando também produtos de alteração pós-magmática tais como, minerais de argila, carbonato, epidoto e clorita. Os dacitos apresentam coloração marrom-acinzentado, estrutura maciça e textura porfirítica. Os fenocristais são de tamanho fino ou médio, geralmente de plagioclásio, quartzo, ortoclásio e máficos (hornblenda e biotita), muito dos quais representados por pseudomorfos de clorita e epidoto, imersos em uma matriz microcristalina, composta por minerais félsicos.

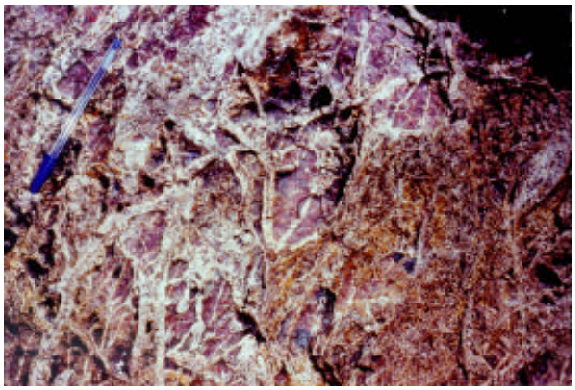

Figura 2.10 – Fotografia de estrutura stockwork em riolitos do Grupo Iriri (Formação Salustiano), rio Tapajós (afloramento VP-28A).

2.2.6.1.2 Formação Aruri (Par)

A Formação Aruri (Pessoa *et al*., 1977), compreende seqüência de rochas piroclásticas, com destaque para tufos, ignimbritos e brechas vulcânicas, além de litótipos formados com contribuição de material não-vulcânico, gerando produtos como tufitos, epiclastitos e arenitos tufáceos. Os tufos possuem coloração rósea a marrom-avermelhado, granulação muito fina a afanítica e estruturas quase sempre bandadas. Em geral são formados por material fragmentado, de rocha vulcânica ácida e riolítica, sendo raros os tipos dacíticos ou andesíticos. Os tufos formam-se essencialmente por massa félsica microcristalina a criptocristalina, em geral silicificada e impregnada por sericita e hidróxido de ferro. Os tufos de cristal e líticos, variam de tamanho cinza a *lapilli*, onde tem-se mistura de cinza e fragmentos líticos. Contêm também partículas angulosas de cristais de quartzo, cristais de feldspatos (alcalino e plagioclásio), tufos e rochas vulcânicas no meio da matriz. Nos tufos vítreos é possível por vezes reconhecer *shards* ou fragmentos de púmice não compactados. Como minerais acessórios tem-se, zircão, apatita, e os minerais de alteração: epidoto, clorita, argilomineral, carbonato e sericita, além de impregnação de hidróxido de ferro. Os ignimbritos são, em geral, de coloração rosada a acastanhada, porfiríticos, com estrutura finamente bandada e de composição ácida, contendo fenocristais fragmentários e corroídos de quartzo e feldspatos (alcalino, plagioclásio). A matriz félsica microcristalina e devitrificada exibe vestígios de *shards* e púmice achatados por compactação, que lhe dão uma aparência fluidal. As brechas vulcânicas, de ocorrência restrita, são compostas por fragmentos angulosos de rocha afanítica, normalmente tufos ácidos estratificados, agregados quartzo-sericíticos, englobadas por matriz cinerítica muito fina a afanítica. Observa-se ainda impregnação por hidróxido de ferro. As rochas vulcano-clásticas ("tufitos"), possuem coloração rosada, granulação afanítica a fina e estrutura es-

tratificada, onde observam-se camadas de material tufáceo, por vezes silicificado, intercaladas com níveis onde ocorrem grãos de quartzo do tamanho silte a areia e litoclastos arredondados. Pode ocorrer gradação para litoarenitos conglomeráticos, estes de origem sedimentar clástica, mal selecionados, contendo grãos de quartzo, fragmentos angulosos de tufos, e mais raramente fragmentos de rocha vulcânica ácida, tudo isso imerso em matriz argilo-ferruginosa.

2.2.6.2 Suíte Intrusiva Maloquinha

O conhecimento da ocorrência de rochas graníticas intrusivas em seqüência vulcânica pré-cambriana na Região Amazônica data de 1898. Estas representariam os termos plutônicos provenientes de um magmatismo que afetou grande parte da região amazônica, constituído por vulcânicas ácidas (riolitos, riodacitos, dacitos), vulcânicas intermediárias (andesitos), intrusivas ácidas (granitos e granófiros) e piroclásticas (tufos, brechas e ignimbritos). Associações de vulcânicas ácidas intrudidas por rochas graníticas foram descritas por vários autores na região e a relação entre elas foi apresentada pela Geomineração Ltda. (1969a,b,c), em alguns rios tributários da margem esquerda do rio Amazonas. Santos *et al*. (1974) descreveram, no rio Uatumã, uma intrusão de biotita granito em vulcânicas ácidas do Grupo Uatumã, posicionando-a estratigraficamente no grupo homônimo.

Na região do Tapajós, Santos *et al.* (1975) reconheceram e mapearam várias intrusões subvulcânicas e plutônicas, "com variação textural a partir das extrusivas passando por granito pórfiro a granito grosseiro com pequena percentagem de máficos", cratogênico com tendência alasquítica e com forma circular. Baseado nas feições topográficas, os referidos autores correlacionaram-no com o granito do "Porto Maloquinha", localizado no rio das Tropas, denominaram-no de Granito Maloquinha, e posicionaram-no no então Grupo Uatumã. Durante os trabalhos de campo realizado por Almeida & Ferreira (1997), na região referida como localidade-tipo desta unidade, foram reconhecidas apenas rochas gnáissicas bandadas pertencentes ao Complexo Cuiú-Cuiú, confirmando as observações feitas por Andrade *et al*. (1976).

Pessoa *et al.* (1977) substituíram o termo Granito Maloquinha por Formação Maloquinha, a qual posteriormente foi referida como Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al*., 1977 e Andrade *et al.* 1978). Nesta foram enquadrados os corpos plutônicos formando *stocks* e batólitos elípticos com orientação do eixo maior NNW-SSE, controlados por falhamentos, constituídos por granitos róseos, alasquíticos, granófiros e biotita granitos de grã fina a grossa.

A Suíte Intrusiva Maloquinha está representada em imagens de satélite e radar por uma morfologia acidentada, com topos aplainados, associados a padrões de drenagem divergentes, o que facilita sua separação das demais unidades geológicas da área. Porém, em certos trechos, esta morfologia não se ressalta, tornando mais difícil a sua separação da Suíte Intrusiva Parauari, a qual só foi possível através do controle petrográfico e das informações aerogeofísicas (campo total, sinal analítico, distribuição ternária e radiometria).

A Suíte Intrusiva Maloquinha ocorre nas dimensões de *stock*s a batólitos, distribui-se ora como intrusões circulares alinhadas N-S ora alongadas com eixo maior orientado nas direções NNW-SSE e NW-SE (Klein *et al.*, 1997). Aflora em lajedos ao longo do leito das drenagens e é representada por rochas isotrópicas, leucocráticas, com cor variando de cinza a vermelha, faneríticas com texturas eqüigranular hipidiomórfica de granulação fina, média ou grossa, e ineqüigranular porfirítica de granulação média, com fenocristais de quartzo, e grossa com fenocristais de feldspato alcalino, quartzo e raros de plagioclásio. Mesoscopicamente, caracterizam-se pelo baixo teor em minerais máficos (2% - 10%), apresentando muitas vezes uma associação mineralógica alasquítica e texturas granofíricas. Localmente ocorrem tipos subvulcânicos com caráter levemente porfirítico e matriz muito fina, como observado às margens do rio Tapajós.

Neste trabalho, através de dados petrográficos e químicos foi possível individualizar nos representantes da Suíte Intrusiva Maloquinha, duas fácies principais, as quais foram denominadas informalmente de fácies a biotita e fácies a anfibólio.

Santos *et al*. (1975), mesmo sem possuir amostras da localidade-tipo (Porto Maloquinha), utilizaram-se de três amostras correlacionadas ao Granito Maloquinha e estabeleceram uma isócrona de referência Rb/Sr em rocha total de 1.650Ma. Posteriormente, Santos & Reis Neto (1982), reinterpretando algumas idades na parte centro-sul do Cráton Amazônico (Amaral, 1974; Santos *et al.*, 1975 e Melo *et al.*, 1980a), apresentaram um diagrama isocrônico, com idade de 1.770Ma para os Granitos Maloquinha. Na Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), região do garimpo Batalha, Santos (1999), realizou uma determinação geocronológica pelo método U/Pb (SHRIMP) em granito (VP-24) da Suíte Intrusiva Maloquinha (fácies

a biotita) e esta forneceu idade de 1.883 ± 4Ma. Determinações geocronológicas realizadas pelo método Pb / Pb em zircão de uma amostra (EK-89) situada na Folha Vila Riozinho e relacionada à Suíte Intrusiva Maloquinha forneceu idade de 1.882 ± 4Ma.

Os granitóides do magmatismo Uatumã; foram identificados em Roraima como Granito Saracura (Ramgrab *et al.,* 1971) e no NE do Amazonas e NW do Pará, como Granito Mapuera (Oliveira *et al.*, 1975). Para estes granitóides foram construídos diagramas isocrônicos (Santos & Reis Neto, 1982) com idades de 1.789Ma e 1.807Ma, respectivamente. Recentemente, foi realizada por Santos *et al.* (1997b) uma determinação geocronológica por evaporação Pb-Pb em zircão no Granito Moderna, correlacionado ao Granito Mapuera, e este forneceu idades de 1.814 ± 27Ma.

2.2.6.2.1 Fácies a Biotita (Pm1)

A fácies a biotita está representada por várias intrusões distribuídas na região da bacia hidrográfica do igarapé da Missão, no garimpo Batalha, nas localidades de Penedo e ponta do Bacabalzinho; nas proximidades do igarapé Carauá; na região do igarapé Cumaru; entre os igarapés do Pinto e Maloca; na região do rio Urupadi; e em alguns trechos do rio Parauari.

A fácies a biotita, cuja localidade-tipo encontra-se nas proximidades de igarapé Carauá, caracteriza-se pela ocorrência de biotita como principal e único mineral máfico. Os corpos desta fácies ocorrem com formas circulares e principalmente elípticas, orientadas na direção NNW-SSE e NW-SE, intrusivas nos representantes da Suíte Intrusiva Parauari, vulcanitos do Grupo Iriri e nos representantes do Complexo Cuiú-Cuiú. Por vezes, falhamentos NE-SW condicionaram as intrusões desta unidade, proporcionando restritos contatos tectônicos com os representantes da Suíte Intrusiva Parauari. Contatos tectônicos também são observados com corpos da Suíte Intrusiva Ingarana (falhas WNW-ESE), próximo ao igarapé Rato. A relação de contato da fácies a biotita com a fácies a anfibólio não foi observada no campo. O contato com a Formação Buiuçu é tectônico, dando-se através de uma zona de cisalhamento sinistral NW-SE e / ou de forma discordante, sendo recoberta por estes sedimentos arenosos.

Esta fácies está representada por rochas leucocráticas, com baixa percentagem de minerais máficos (M < 5%) e caráter alasquítico, e com coloração variando de róseo a avermelhado (figura 2.11). Possuem textura eqüigranular, hipidiomórfica, granulação fina, média ou grossa (predominando a grossa), e textura ineqüigranular porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino e quartzo (de cor violeta) de granulação média a grossa, subédricos, e por vezes, plagioclásio.

Classificam-se como sienogranitos, monzogranitos e raros feldspato alcalino granitos com biotita, cuja associação mineral é composta por ortoclásio anédrico a subédrico com freqüente intercrescimento pertítico (grosso e médio) e raro microclínio; quartzo subédrico a raramente anédrico, alguns com textura de corrosão; e plagioclásio. Como minerais acessórios ocorrem ± biotita intergranular, de cor verde, e alterada para clorita, ± zircão, opacos, ± apatita, e ± allanita. Os minerais secundários são clorita, argilominerais, epidoto (2), sericita, hidróxido de ferro, ± prehnita, ± muscovita, ± fluorita e ± topázio. A fluorita é comum, inclusa em plagioclásio e biotita, ou anédrica intergranular. O zircão e a apatita são raros.

São observados tipos texturais com quartzo bipiramidal e textura de corrosão, presença ocasional de cavidades miarolíticas, além de texturas granofíricas, indicativas de intrusões posicionadas próximo à superfície. Algumas características mineralógicas, como a distribuição intersticial de biotita (cristalização tardia), e a restrita ocorrência de atividade hidrotermal (registrada nas encaixantes por raras ocorrências de *stockwork*) são características indicativas de cristalização a partir de um magma subsaturado em água. Estas feições, e as texturas petrográficas *subsolvus*, produzindo exsoluções, são similares àquelas descritas na literatura para os granitóides tipo A (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990 e Eby, 1992).

Figura 2.11 – Fotografia de sienogranito representante da fácies a biotita da Suíte Intrusiva Maloquinha, situada nas proximidades do garimpo Batalha (afloramento VP-24), rio Tapajós.

Os resultados de algumas análises químicas realizadas nestas fácies indicam tratar-se de rochas subalcalinas a alcalinas, supersaturadas em sílica, com caráter fracamente peraluminoso. Apresentam alto somatório de álcalis, moderados valores de Al_2O_3 e baixíssimos valores de CaO e MgO, moderado a alto enriquecimento nos elementos HFS (Ga, Nb, Zr, Y) e padrões de distribuição dos ETR relativamente planos (padrão "andorinha") com marcantes anomalias negativas de Eu (Brito *et al*., 1997), similares aos granitóides tipo A (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al*. 1987; Eby, 1990 e Eby, 1992). Possuem características litoquímicas similares aos granitóides intraplaca (WPG) de Pearce *et al.* (1984), que permitem sugerir uma gênese com algum envolvimento crustal e posicionamento em crosta continental fortemente atenuada. Na divisão química dos granitóides tipo A (Eby, 1992), nota-se afinidade com os granitóides do subtipo A2, o que também é sugestivo da participação de uma componente crustal.

2.2.6.2.2 Fácies a Anfibólio (Pm2)

A fácies a anfibólio está representada por dois *stocks* situados na Folha SB.21-V-D, em sua porção centro-leste e sudeste. Ocorrem entre os igarapés Batalha e igarapé do Coatá Pequeno e no alto curso do igarapé Cumaru, com continuidade para a Folha Jacareacanga. É intrusiva na Suíte Intrusiva Parauari, sendo recoberta discordantemente por rochas areníticas da Formação Buiuçu. Localmente ocorrem em contatos tectônicos.

A fácies a anfibólio, com localidade-tipo situada entre os igarapés do Coatá Pequeno e Batalha, possui como minerais máficos a biotita e o anfibólio. Constitui-se por rochas leucocráticas, de cor cinza-esverdeado e rósea-avermelhada, faneríticas, com textura eqüigranular, hipidiomórfica, de granulação fina, média e grossa e ineqüigranular porfirítica em matriz de granulação média e grossa com fenocristais de feldspato alcalino e quartzo (ß). Apresentam variações texturais restritas à presença ocasional de texturas granofíricas.

As rochas são classificadas como anfibólio-biotita sienogranito, biotita anfibólio micromonzogranito granofírico e micromonzogranito porfirítico.

Apresentam associação mineral com percentagem de máficos entre 5% e 10% e compõe-se de feldspato alcalino (ortoclásio e microclínio pertíticos), quartzo, plagioclásio, biotita, como minerais essenciais; $\pm$ anfibólio, $\pm$ apatita, minerais opacos, zircão, $\pm$ allanita, como minerais acessórios e $\pm$ prehnita, $\pm$ epidoto, $\pm$ fluorita, clorita, saussurita, argilominerais e óxido de ferro, como minerais secundários. As texturas petrográficas marcantes estão representadas por corrosão em quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e minerais máficos (algumas biotitas e anfibólio), além de intercrescimentos granofíricos.

Na fácies a anfibólio é característica a presença de resquícios de anfibólio de cor verde-azulado a marrom-esverdeado (hastingsita?) e de zircões com halos pleocróicos bem desenvolvidos, fato não observado na fácies a biotita.

Mineralogicamente, possui anfibólio (hastingsita) e duas fases de biotita. Em uma das fases de biotita, bem como em alguns cristais de plagioclásio e de feldspato alcalino, observa-se o desenvolvimento de bordas arredondadas e texturas de embainhamento de cristais, e com anfibólio apresentando uma morfologia esponjosa. Estas feições texturais são similares àquelas descritas para cristais que sofreram processo de dissolução parcial (Hibbard, 1995). A segunda fase de biotita está distribuída de modo intergranular, onde mostra feições de cristalização tardia, sugerindo que o magma da fácies a anfibólio possuía condições subsaturadas no final da cristalização.

As características dos minerais essenciais desta fácies são bastante similares à fácies a biotita, exceto por alguns fatores: a) a percentagem de minerais máficos é maior na fácies a anfibólio; b) a fácies a anfibólio possui feldspato alcalino com intercrescimento pertítico com filetes de plagioclásio (albita), finos a médios; c) há maior freqüência de quartzo, feldspatos e minerais máficos com bordas corroídas; d) existem duas fases de biotita, uma com bordas corroídas e outra com distribuição intergranular de cristalização tardia.

As rochas desta fácies indicam caráter medianamente peraluminoso. São subalcalinas, com características químicas que indicam similaridade desta fácies com aquelas descritas para os granitóides tipo A (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990 e Eby, 1992), intraplaca, e cujas características permitem sugerir uma gênese com um maior envolvimento crustal.

2.2.7 Granito Pepita (Ppe)

O Granito Pepita constitui um batólito com características petrográficas e químicas distintas dos granitóides descritos anteriormente.

Situa-se no limite entre as folhas SB-21-V-D e SB-21-Y-B, na margem direita do rio Tapajós, sendo

seccionado pelo igarapé Pepita. Possui forma circular, levemente alongado na direção NNW, sendo intrusivo nos representantes do Complexo Cuiú-Cuiú, da Suíte Intrusiva Parauari, da Suíte Intrusiva Ingarana e nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

Está representado por rochas hololeucocráticas (alasquíticas), de cor creme-acinzentada a rósea-avermelhada, textura fanerítica, hipidiomórfica, eqüigranular, com predomínio de granulação média e raramente de granulação grossa. Caracterizam-se por possuir poucos minerais máficos (M < 5%), e presença freqüente de ortoclásio pertítico e de ocasionais cavidades miarolíticas, além da presença de cristais de quartzo bem desenvolvidos e com borda corroída. Estas feições sugerem o seu posicionamento em níveis rasos da crosta.

Constituem-se por riebeckita-arfverdsonita feldspato alcalino granito e feldspato alcalino granito, possuindo como minerais essenciais feldspato alcalino (ortoclásio, microclínio) e quartzo; como minerais acessórios, ± plagioclásio, ± riebeckita-arfverdsonita, ± zircão, ± minerais opacos, ± apatita, ± allanita, e como minerais secundários, argilominerais, saussurita, hidróxido de ferro e ± fluorita.

As características principais das fases essenciais são a ocorrência de feldspato alcalino, freqüentemente pertítico (*hypersolvus*), ocorrendo como megacristais intersticiais, e com o desenvolvimento de franja albítica no contato entre os cristais de feldspato alcalino. O plagioclásio, quando ocorre, possui zonação normal. O quartzo freqüentemente apresenta-se com bordas corroídas. A presença de anfibólio alcalino (riebeckita-arfvedsonita) é a característica distintiva principal desta unidade. Secundariamente tem-se também a presença de allanita metamíctica e de zircões bem desenvolvidos.

Embora tenham sido feitas apenas três análises químicas deste granito (elementos maiores, menores e alguns traços), os resultados indicam que este está constituído por rochas subalcalinas a alcalinas, de caráter levemente peraluminoso. Apresentam baixíssimos teores de MgO e CaO, razão K_2O/Na_2O próximas a 1 e razões $FeO/FeO+MgO = 0,99$. Possuem altos teores de Ga, teores normais a baixos de Nb e altos teores de Zn, Zr, Y e de ETR (exceto Eu) variando de 200 a 400 vezes o do condrito. Possuem padrões suborizontalizados, mostrando leve enriquecimento em TRL em relação aos TRP, e pronunciada anomalia negativa de Eu.

Estas características químicas, associadas às características petrográficas, são típicas de granitóides tipo A, subtipo A_2 (Eby, 1990) e bastante similares àquelas descritas por Pearce *et al.* (1984) para os granitóides posicionados em ambiente intraplaca, em crosta continental normal ou próximo ao normal, e cuja gênese associa-se à dominância de envolvimento crustal.

Na área de abrangência do Projeto PROMIN-Tapajós apenas um corpo granítico foi relatado com as feições petrográficas e mineralogia similares ao Granito Pepita. Trata-se do Granito Porquinho (Pessoa *et al.*, 1977) localizado na Folha Caracol.

No Granito Porquinho, estudado em detalhe por Prazeres *et al*. (1979), foram identificados vários tipos litológicos e realizadas diversas análises para elementos maiores. Comparações realizadas entre as amostras portadoras de anfibólio alcalino e os representantes do Granito Pepita evidenciam similaridades entre eles, pelo menos no que se refere aos diagramas para caracterização do magmatismo granítico.

O Granito Pepita foi datado por Santos (1999), através do método U/Pb (SHRIMP), o qual forneceu idade de 1,87Ga. Baseado nas similaridades petrográficas e químicas, de ambos os granitos, sugere-se uma possível correlação entre ambos. Porém cabe ressaltar que estes diferem dos representantes da Suíte Intrusiva Maloquinha pelas características petrográficas e químicas, acima descritas, onde tais características parecem indicar que o Granito Pepita e o Granito Porquinho possuem caráter peraluminoso-peralcalino.

2.2.8 Formação Buiuçu (Pbu)

A Formação Buiuçu (Pinheiro & Ferreira, 1999), vem modificar a proposição adotada por Santiago *et al.* (1980) de Formação Palmares, haja vista que tal denominação já havia sido adotada, em outro contexto geológico (Faixa de Dobramentos Sergipana).

A Formação Buiuçu é encontrada na região do alto rio Tapajós a montante da cidade de Jacareacanga, e no vale do rio Crepori, sendo representada por um pacote de rochas sedimentares de idade paleoproterozóica, com predomínio de arenitos arcosianos, conglomerados, siltitos subordinados, e tufos cineríticos, depositadas em condições continentais. Na presente área de trabalho, Folha SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã), apresenta-se disposta em faixas alongadas de direção NW-SE, na porção SE da mesma, ocorrendo principalmente na região compreendida entre os igarapés Coatá e Coatá Pequeno e vale do rio Crepori. Tais rochas, configuram peculiar relevo, ressaltado na imagem de satélite por topografia elevada, topo plano, drenagem pouco adensada porém incisiva, onde as exposições rochosas da Formação Buiuçu

configuram morfologia de cristas alongadas, sendo que nas margens do rio Tapajós por vezes formam-se falésias com até 50m de altura (figura 2.12). Na rodovia Transamazônica, na localidade conhecida como Cintura Fina, extensos paredões areníticos podem ser observados (figura 2.13).

A Formação Buiuçu apresenta-se depositada sobre rochas da Suíte Intrusiva Parauari e Suíte Intrusiva Maloquinha, com acamamento sedimentar na direção N53º-78ºW/10º-40ºNE, por vezes cortado por fraturas e falhas com atitude N36ºW/53ºSW e N55ºW/22ºNE. Destacam-se ainda a presença de corpos básicos intrusivos na seqüência sedimentar, encontrados na forma de *sills* e diques representantes do Diabásio Crepori.

Figura 2.12 – Fotografia de falésia desenvolvida em arenito arcflosiano da Formação Buiuçu. Aoramento localizado às margens do rio Tapajós, próximo à foz do rio Crepori.

Figura 2.13 – Fotografia de pacote de arenito arcosiano da Formação Buiuçu, rodovia Transamazônica (localidade Cintura Fina).

A Formação Buiuçu é constituída basicamente por arcóseos, arcóseos líticos, conglomerados, e subordinadamente siltitos, argilitos e tufos intercalados. Os arcóseos e arcóseos líticos possuem coloração rosada, granulometria fina a média e grau de selecionamento moderado, com elevada imaturidade mineralógica, com grãos de quartzo e feldspato subarredondados, por vezes associados a grãos de rochas vulcânicas ácidas. Grãos policristalinos de quartzo predominam sobre os grãos monocristalinos, que por sua vez apresentam feições de sobrecrescimento. Dentre os grãos de feldspato predominam plagioclásios em relação aos feldspatos alcalinos (normalmente microclínio), sendo que na maioria dos casos a sericitização e a caulinização intensas obliteram a textura original dos grãos e, por conseguinte, da rocha. Os conglomerados possuem matriz arcosiana, na qual encontram-se imersos seixos de rochas vulcânicas ácidas, de granulometria fina e textura afanítica. É comum observar-se nesses litótipos a presença de pseudomatriz argilosa, derivada da alteração diagenética de minerais constituintes de litoclastos esmagados por compactação mecânica durante a eodiagênese. A presença de clorita, sericita, epidoto, carbonato e opacos, ocupando poros intergranulares primários e secundários das rochas, pode ser indicativa da ação posterior de processos hidrotermais sobre as mesmas.

A rochas pelíticas são representadas principalmente por siltitos e mais subordinadamente argilitos, de coloração creme a avermelhada, compostos predominantemente por grãos submilimétricos de quartzo, por vezes com finas palhetas de muscovita associada. Distribuem-se principalmente nos vales dos igarapés Coatá e Coatá Pequeno, apresentando estratificação plano-paralela de atitude N55ºW/49ºNE.

Estruturas sedimentares representadas por estratificação cruzada tabular com *sets* métricos encimados por porções com estratificação plano-paralela, são comumente observadas nos sedimentos da Formação Buiuçu (figura 2.14). Essas estruturas, associadas à presença de porções conglomeráticas na base dos *sets* arenosos, à composição essencialmente arcosiana dos arenitos (indicando baixa maturidade mineralógica e proximidade das áreas-fonte), à moderada seleção e o baixo grau de arredondamento dos grãos, permitem inferir que tais sedimentos foram depositados em ambiente continental, possivelmente associados a canais fluviais entrelaçados.

Admitindo que os seixos de rochas vulcânicas ácidas observados nas porções conglomeráticas da Formação Buiuçu derivam de rochas do Grupo Iriri, é possível postular uma idade máxima entre 1.853 ±

9Ma (Cachoeira Buburé – Santos, 1999) e 1.893 ± 5Ma (Vasquez *et al.*, 1999) para esses sedimentos. O Diabásio Crepori, intrusivo nos sedimentos da Formação Buiuçu, apresenta idades K/Ar e U/Pb, respectivamente de 1.611 ± 21Ma (Pessoa *et al*., 1977) e 1.780Ma (Santos, 1999). Esta última datação é considerada a idade mínima para a deposição dos sedimentos Buiuçu.

Os sedimentos da Formação Buiuçu podem ser correlacionados aos sedimentos da Formação Uailã do Supergrupo Roraima (Pinheiro *et al.*, 1990), tanto em termos litológicos (arenitos arcosianos com intercalações tufáceas), quanto em termos cronológicos (sedimentos com idades mínima de 1.603Ma - K/Ar e máxima de 1.778Ma - U/Pb, atribuídas ao *Sill* Avanavero, intrusivo na Formação Uailã).

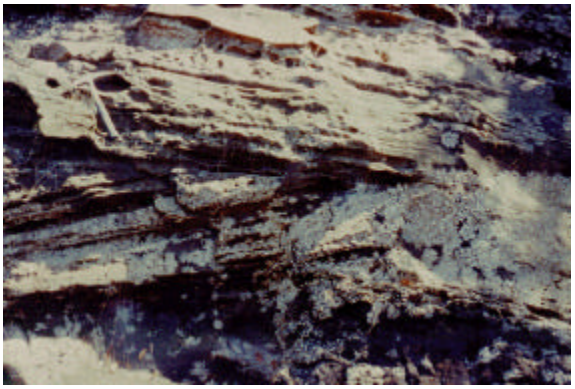

Figura 2.14 – Fotografia de arenito arcosiano da Formação Buiuçu, localizado às margens do rio Tapajós, exibindo sets *com estratificação cruzada tabular.*

2.2.9 Diabásio Crepori (Pcr)

O termo "*Sill* Crepori" foi primeiramente utilizado por Pessoa *et al*. (1977) no Projeto Jamanxim, para designar um "olivina-diabásio encaixado em arenitos da Formação Gorotire, na sinclinal do rio Crepori". Bizinella *et al.* (1980) ampliaram essa denominação para Suíte Básica Crepori, devido ao fato desta unidade ser constituída por gabros, diabásios, andesitos, basaltos e diferenciados, que revelavam origem plutônica, vulcânica e subvulcânica. Mais tarde, Santos (1984) passou a utilizar a denominação Diabásio Crepori para esses litótipos.

As rochas pertencentes a esta unidade são encontradas na região do rio Crepori e ocorrem encaixadas nos sedimentos da Formação Buiuçu, formando *sills* alongados na direção E-W e corpos irregulares de pequenas proporções, localizados na porção sudeste da folha.

São classificados como diabásios, olivina diabásios e microgabros e apresentam cor preta ou cinza-escuro, textura ofítica ou subofítica, formada pelo intercrescimento de piroxênios e plagioclásios, estando levemente a totalmente alteradas, o que dificulta a identificação dos minerais em algumas lâminas delgadas. São formados por augita normalmente subcálcica, com inclusões de plagioclásio; olivina purpúrea; levemente pleocróica, por vezes titanífera; plagioclásios parcialmente ou intensamente saussuritizados; biotita associada com minerais opacos; hornblenda; apatita; feldspato alcalino e quartzo com intercrescimento gráfico em algumas amostras; tremolita-actinolita que juntamente com clorita são produtos da transformação dos piroxênios. Em dois pontos foram encontrados blocos de rochas sieníticas, dioríticas e monzoníticas.

Quimicamente as amostras dessa unidade são classificadas como basaltos, traquibasaltos, tefritos e traquiandesitos, apresentando afinidade alcalina (alcalibasaltos ou alcali-olivina basaltos).

Pessoa *et al*. (1977), obtiveram uma datação K/Ar em um olivina diabásio com a idade de 1.611 ± 42Ma. No entanto, Santos (1999) efetuou datação U/Pb (SHRIMP) em baddeleyíta da amostra SD-45 (diabásio), onde foi obtida a idade de 1.778 ± 9Ma.

2.2.10 Granito Igarapé Escondido (Mie)

O Granito Igarapé Escondido ocorre na porção norte da Folha SB-21-V-D, no interflúvio do igarapé Escondido e do rio Parauari. Trata-se de um plúon granítico rapakivi, com dimensões de *stock* (cerca de 40km^2), grosseiramente circular, caracterizando-se, em imagens de radar e satélite, por uma morfologia acidentada com topos aplainados. Isto facilita sua separação das diversas unidades geológicas da área, exceto dos representantes da Suíte Intrusiva Maloquinha, com quem guarda muita similaridade.

Mostra-se intrusivo nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Formação Salustiano), este último representado por um riolito porfirítico com sinais de fluxo magmático, evidenciado por linhas ou estreitos níveis sinuosos, com maior concentração de minerais máficos alinhados e de granulação mais grossa.

O Granito Igarapé Escondido compõe-se por rochas subvulcânicas e plutônicas em geral rapakivíti-

cas (figura 2.15). As rochas subvulcânicas (biotita microssienogranito porfirítico), associadas a esta intrusão, possuem matriz hipidiomórfica eqüigranular fina com fenocristais ovóides de feldspato alcalino, muitos deles manteados por plagioclásio (textura rapakivi) e em parte granofírico, com quartzo sub a euédrico. O plagioclásio ocorre subédrico, por vezes em cristais pequenos acoplados às bordas do feldspato alcalino. Na matriz, o feldspato alcalino está argilitizado, o quartzo ocorre granofírico e/ou intercrescido com feldspato alcalino, o plagioclásio está sericitizado e a biotita ocorre intersticialmente, freqüentemente cloritizada. Também observa-se a ocorrência de fluorita distribuída nos interstícios e sobre os cristais de plagioclásio. Os representantes plutônicos constituem-se por rochas leucocráticas, freqüentemente alasquíticas (M < 5%), de cor salmão, com textura fanerítica, hipidiomórfica eqüigranular de granulação média a grossa, com fenocristais de feldspato alcalino, de forma ovóide e/ou com textura rapakivi, e ocasionais fenocristais translúcidos de quartzo arredondados e de cor fumê ou azulada.

O Granito Igarapé Escondido é classificado como sienogranito porfirítico rapakivi, leuco feldspato alcalino granito grosso (alasquito), sendo composto essencialmente por grandes cristais de feldspato alcalino, algumas vezes fortemente pertíticos, algo argilitizados e impregnados por hidróxido de ferro, por cristais euédricos de quartzo e raros cristais de plagioclásios subédricos (não zonados) recobertos por sericita, epidoto e fluorita. A fluorita pode ocorrer preenchendo fraturas. Observa-se ainda biotita e minerais opacos os quais ocorrem ora como pequenos agregados ora distribuídos intersticialmente. Outros minerais acessórios são allanita, apatita e zircão. A clorita, fluorita, sericita, saussurita, argilominerais, epidoto e hidróxido de ferro são os minerais secundários presentes.

Figura 2.15 – Fotografia de biotita microssienogranito porfirítico granofírico, ineqüigranular fino com fenocristais médios a grossos de ortoclásio manteados por albita (textura rapakivi), encontrado no rio Parauari (afloramento MA-55).

Os tipos litológicos desta unidade são isotrópicos, apresentando, em escala de afloramento, fraturas nas direções NNW-SSE, NE-SW e WNW-ENE, coincidentes com as direções dos lineamentos interpretados nos mapas aerogeofísicos.

Foram realizadas análises químicas para elementos maiores, alguns elementos-traço e terras-raras em três amostras, abrangendo granitóides e subvulcânicas. Os resultados indicaram que as rochas em questão apresentam comportamento químico de magmatismo com afinidade subalcalina e de caráter levemente peraluminoso. As análises químicas, quando comparadas a composição média de alguns granitos félsicos, evidenciaram baixos teores de CaO, MgO, Sr e P_2O_5, altos teores no somatório de álcalis, razões $K_2O/Na_2O > 1,4$ e altas razões $FeO^*/FeO^* + MgO$, mais altos teores de Ga, Zr, Y, Zn, Rb, Hf, Th, U e moderados teores de Nb. Possui também elevados teores de TR (exceto Eu), variando de 200 a 300 vezes o valor do condrito, com enriquecimento em TRL em relação aos TRP e marcante anomalia negativa de Eu (Brito *et al*., 1999b). O Granito Igarapé Escondido possui características químicas similares àquelas descritas para os granitóides tipo A (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.* 1987; Eby, 1990 e Eby, 1992), e para os granitos intraplaca (Pearce *et al*.,1984), mostrando, nos diagramas expandidos (normalizados por Pearce *et al*., 1984), padrões bastante similares àqueles desenvolvidos para os granitos posicionados em ambiente intraplaca de crosta atenuada.

Com relação ao magmatismo granítico no Cráton Amazônico, a ocorrência de tipos graníticos semelhantes são descritos no Estado de Roraima. Em função dos dados litogeoquímicos de alguns granitos tipo rapakivi (ex. Suíte Intrusiva Mucajaí) serem similares aos Granito Igarapé Escondido e de que dados isotópicos disponíveis terem fornecido idades próximas a 1,5Ga para granitos tipo A rapakivi do Cráton Amazônico (ex: Suíte Intrusiva Mucajaí, Suíte Intrusiva Surucucus e o Granito Del Parguaza), sugere-se que Granito Igarapé Escondido possa pertencer a este mesmo evento.

2.2.11 Formação Monte Alegre (CPma)

A Formação Monte Alegre é parte componente da Bacia do Amazonas, sendo esta uma designação genérica para a enorme bacia sedimentar que ocupa

cerca de 1.200.000km^2 de área, distribuída basicamente nos estados do Amazonas e Pará. Sua forma é alongada com eixo maior aproximadamente na direção E-W e encontra-se segmentada em três sub-bacias que recebem, do ocidente para o oriente, os nomes de Alto, Médio e Baixo Amazonas, estando as duas primeiras separadas pelo arco de Purus e as duas últimas pelo arco de Monte Alegre. Embora predominem sedimentos paleozóicos, que ocupam cerca de 62,5% da área da bacia, sua coluna estratigráfica engloba também unidades mesozóicas e cenozóicas, contabilizando assim um registro sedimentar que vai descontinuamente, devido aos hiatos na sedimentação e/ou intervalos de erosão, do Cambriano ao Recente.

Inúmeros são os trabalhos que versam sobre a evolução tectônica e sedimentar da Bacia do Amazonas. Dentre esses destacam-se os publicados por Morales (1958) e Caputo *et al.* (1971 e 1972). Nesses dois últimos a litoestratigrafia da bacia é discutida e revisada e a nomenclatura atual é proposta.

Na Folha Vila Mamãe Anã, as rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Amazonas distribuem-se no extremo-noroeste da área, sendo suas principais exposições em parte do rios Parauari e Pacu. Apresentam-se marcadas por relevo dissecado, drenagem dendrítica densa, com vales escavados, sobressaltando platôs mais elevados formados por cobertura laterítica terciária. O comportamento geofísico é indicado por baixos valores radiométricos. Estão representados por um pacote de arenitos esbranquiçados, friáveis, por vezes com intercalações de siltitos, e por folhelhos cinza, os quais foram englobados na Formação Monte Alegre de Freydank (1957).

Trata-se de arenitos de cor creme a rosada, de granulometria predominantemente fina e algumas vezes média a grossa. São arenitos bem selecionados, friáveis, apresentando-se por vezes intercalados com siltitos, representados por níveis amarelados, onde localmente nos planos de acamamento são observados diminutos cristais de pirita limonitizada. Como estruturas ocorrem estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas, de médio porte, onde nos *sets* observa-se um decréscimo ascendente de granulometria, gretas de dissecação preenchidas por material ferruginoso e fraturas com direções principais N49°W/84°NW e N1°-5°E/86°NW. Os folhelhos ocorrem localmente, possuem cor cinza, são finamente laminados, com camadas suborizontais (S_0 : N62°W/04°NE) e levemente onduladas. Este pacote sedimentar apresenta-se com fraturas com atitudes N25°E/87°NW e N50°W/85°SW.

Segundo Daemon & Contreiras (1971), a Formação Monte Alegre pertence ao Carbonífero Superior. Assenta-se discordantemente sobre a Formação Curuá e é recoberta pela Formação Itaituba, limite este marcado pela passagem de arenitos brancos friáveis para arenitos e siltitos cinza-esverdeados, duros e calcíferos, encontrados mais a norte, fora da área mapeada. Como estruturas sedimentares destaca-se a presença de estratificação cruzada. A espessura estimada para a Formação Monte Alegre é da ordem de 35 a 40m.

2.2.12 Diabásio Periquito (Jdp)

A denominação Diabásio Periquito deve-se a Almeida e Nogueira Filho (1959), que descreveram a ocorrência de um diabásio na cachoeira do Periquito, no rio Aripuanã, encaixado em sedimentos da Formação Prainha, a oeste da área mapeada. Bizinella *et al*. (1980), relatam que os diques básicos que ocorrem na área do projeto cortam indistintamente rochas arqueanas, rochas do Proterozóico Inferior e Médio e coberturas sedimentares de plataforma. Santos (1984) indica que, embora existam outras denominações para esse tipo de litologia (Cururu e Penatecaua), o nome Diabásio Periquito é o mais indicado, pois é a denominação cronologicamente mais antiga. Nas demais folhas do Projeto PROMIN-Tapajós, essa unidade está inserida na unidade Diabásios Indiferenciados.

Nos trabalhos de campo foram encontrados diques básicos correlacionáveis ao Diabásio Periquito cortando as seguintes unidades da região: Complexo Cuiú-Cuiú, Grupo Jacareacanga, Suíte Intrusiva Parauari, Grupo Iriri e Formação Buiuçu. Diques de grandes extensões, identificados por aeromagnetometria, ocorrem cortando praticamente todas as unidades estratigráficas numa direção aproximada NNE-SSW, situando-se preferencialmente na porção central desta folha.

São rochas, em geral, de cor cinza-escuro a preto, apresentam textura ofítica a subofítica, compostas por plagioclásio, piroxênio (augita), anfibólio (hornblenda), minerais opacos (magnetita e sulfetos), olivina (algumas amostras), apatita, clorita, daumorita, biotita, epidoto, iddingsita e carbonato, sendo classificados petrograficamente como diabásios e olivina diabásios (figura 2.16).

Grande parte dos diques básicos que ocorrem na área do Projeto PROMIN-Tapajós são classificados como basaltos segundo Le Maitre (1989), ocorrendo também, andesitos basaltos e tefritos. Tais rochas

apresentam uma variação entre termos alcalinos e subalcalinos, e na impossibilidade de atingir uma distinção satisfatória, é provavel que algumas dessas amostras pertençam a outras unidades básicas tais como a Diabásio Crepori e Suíte Intrusiva Ingarana.

Amaral (1974), que efetuou datação radiométrica K-Ar, em rochas do Diabásio Periquito, na cachoeira homônima, obteve uma idade de 179 ± 3Ma. Bizinella *et al*. (1980) dataram rochas correlacionáveis ao Diabásio Periquito coletadas no Projeto Aripuanã-Sucunduri e obtiveram uma idade (K-Ar) de 190 ± 5Ma. Santos *et al.* (1999) datando um dique máfico de direção N15°E, situado às margens do rio Tapajós próximo à ilha Piranhas (Folha Jacareacanga), intrusivo nos xistos do Grupo Jacareacanga, obteve idade U/Pb em baddeleyíta variando de 500Ma a 520Ma, denominando-o de "Diabásio Piranhas". Essa última idade indica a existência de outro evento magmático básico na região.

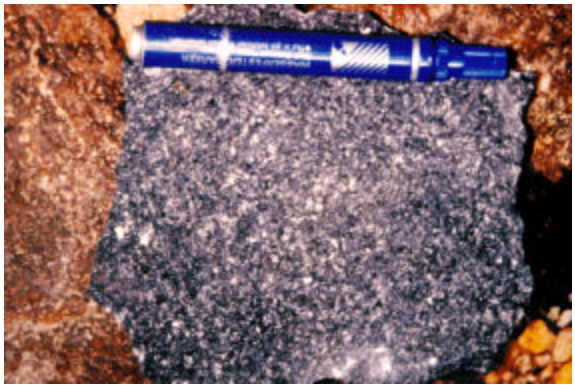

Figura 2.16 - Fotografia de diabásio (Diabásio Periquito) associado a granitóides da Suíte Intrusiva Parauari, garimpo Rosa de Maio (afloramento MA-98).

2.2.13 Formação Alter do Chão (Kac)

A Formação Alter do Chão (Klister, 1954), compreende arenitos avermelhados, continentais, que recobrem grande parte das formações paleozóicas da Bacia Amazônica. Até essa data, desde os trabalhos de Moura (1938), esses litótipos eram correlacionados aos sedimentos constituintes do Grupo Barreiras, que ocorrem ao longo da costa nordestina brasileira. Santos (1975), listou os caracteres distintivos entre essa formação e o Grupo Barreiras, e coube a Daemon (1975), a apresentação dos dados definitivos relativos à datação desses sedimentos.

Os sedimentos constituintes da Formação Alter do Chão ocorrem na Folha SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã) como extensas faixas de relevo mais elevado e *trend* deposicional N-S, notadamente nas porções central e oeste. Nessas áreas esses sedimentos repousam discordantemente sobre granitóides da Suíte Intrusiva Parauari e sobre vulcanitos do Grupo Iriri.

Em geral são quartzo arenitos avermelhados, silicificados e ferruginizados. Trata-se de rochas compostas basicamente por grãos de quartzo subangulosos e inequigranulares, mal selecionados, imersos em matriz fina completamente oxidada e silicificada. Grãos caulinizados de rochas vulcânicas e fragmentos de *chert* também fazem parte do arcabouço. Além da granulometria polimodal são observadas distribuições irregulares de grãos de quartzo, com disposições similares a canais preenchidos, que podem ser interpretadas como estruturas resultantes de bioturbação (marcas de raízes ou escavações de tubos de vermes).

Tanto a presença de estruturas possivelmente derivadas de bioturbação, quanto a constatação da existência de grande quantidade de óxidos de ferro precipitados e remobilizados (ferruginização), são indícios de que os sedimentos em questão foram submetidos a processos pedogenéticos. A observação da ocorrência de cutículas de argila em grãos de quartzo fraturados reforça essa hipótese.

A escassez de afloramentos da Formação Alter do Chão, constatada nas áreas de mapeamento do presente projeto, dificulta a caracterização do ambiente deposicional dos sedimentos constituintes dessa formação. Entretanto, alguns critérios petrográficos observados reforçam as idéias de Pereira (1988) e de Cunha *et al.* (1994), segundo as quais esses sedimentos ter-se-iam depositados em um ambiente continental associado a canais fluviais. Dentre esses critérios destacam-se: o baixo grau de seleção dos quartzo arenitos (indicando níveis de energia inconsistentes, variáveis, como em canais fluviais), o baixo grau de arredondamento dos grãos de quartzo (indicando pouco transporte), e a presença de fragmentos de rochas vulcânicas (indicando clima árido).

Daemon (1975), utilizando critérios micropaleontológicos, datou a Formação Alter do Chão como de idade cretácea (intervalos Mesoalbiano e Turoniano). Travassos & Barbosa Filho (1990) postulam, baseados no estudo de palinomorfos, que a sedimentação dessa formação deu-se do Cretáceo Superior até o Terciário.

Segundo Santos (1984), a Formação Alter do Chão pode ser correlacionada com parte das formações Jacarezinho e Limoeiro (na Bacia de Marajó), Itapecuru (Bacia do Parnaíba ou, segundo Goes & Coimbra, 1996, Bacia do Grajaú), Bauru (Bacia do Paraná) e Parecis (Bacia dos Parecis – Alto Xingu).

2.2.14 Coberturas Detríticas ou Lateríticas (Tdl)

Muitas das coberturas detríticas e lateríticas mapeadas na área foram cartografadas somente através de fotointerpretação. As coberturas lateríticas ocorrem em pequenos corpos sobrepostos a litótipos da Formação Alter do Chão e sedimentos da Formação Monte Alegre. São corpos estreitos e alongados sobressaltados por sua morfologia, representada por textura tabular, em posição topográfica mais elevada, com rede de drenagem superficial mascarada, apresentando bordas escarpadas e intenso ravinamento. É também caracterizada por sua peculiar resposta geofísica, apresentando valores radiométricos elevados, em especial do tório. Além destas, foram encontradas em alguns garimpos visitados, sobre litótipos graníticos da Suíte Intrusiva Parauari e do Complexo Cuiú-Cuiú, crostas lateríticas de coloração vermelho-escura, e composição argilo-ferruginosa. O perfil de solo apresenta nível mosqueado cortado por veios de quartzo e nível de cascalho ortoquartzítico, com granulometria variando de grânulos a calhaus e matriz areno-argilosa amarelo avermelhada, e imediatamente acima solo arenoso, latossolo vermelho-amarelado e solo orgânico. Tal perfil, desenvolvido sobre este litótipo, constitui-se num dos importantes ambientes para mineralizações auríferas supergênicas na região.

2.2.15 Depósitos Aluvionares Recentes (Qa2)

Formam-se principalmente por depósitos de areia inconsolidadas, depositadas em trechos dos rios Abacaxis, Parauari, Amana, foz do rio Crepori e principalmente ao longo do rio Tapajós, onde diversas ilhas e praias arenosas podem ser observadas. Aluviões menores como dos igarapés Batalha e Missão, chamam mais atenção pelas grandes transformações resultantes da atividade garimpeira, apresentando seus leitos totalmente retrabalhados pela ação antrópica.