

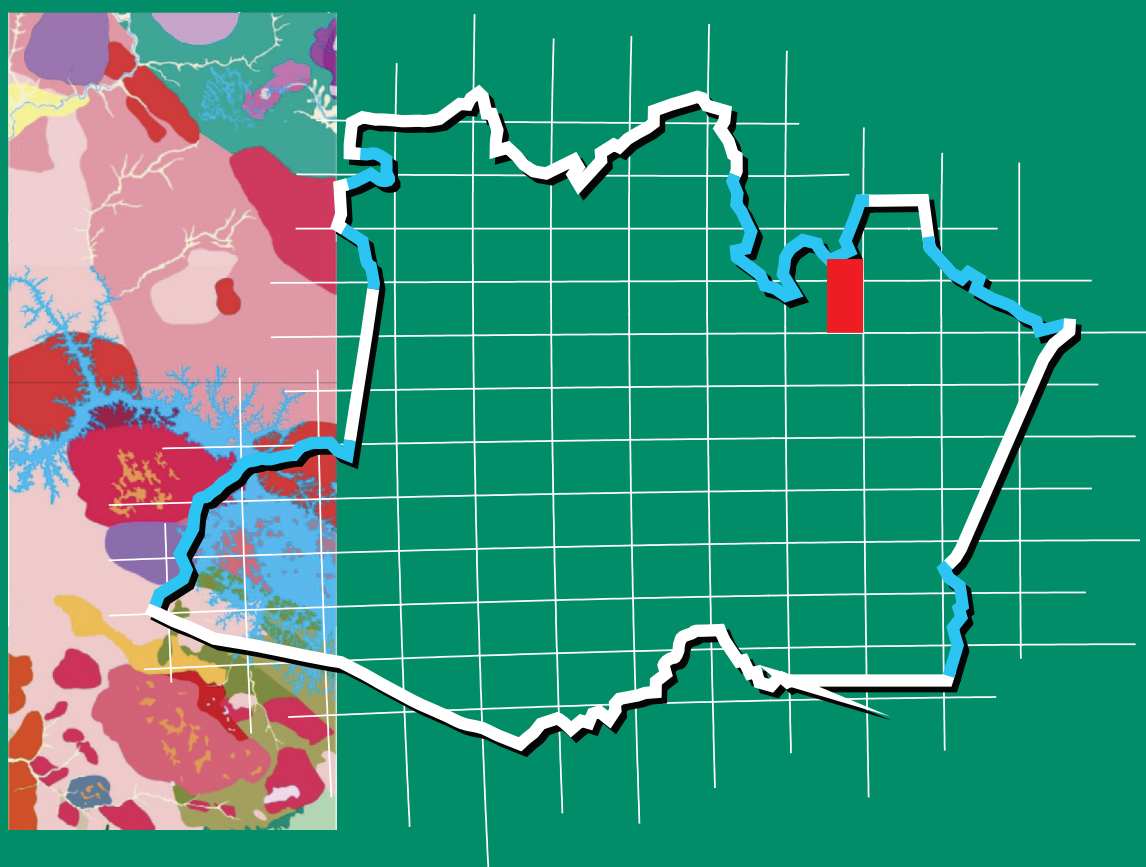
Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos



NOTA EXPLICATIVA

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

FOLHAS IGARAPÉ CANOA – SA.20-X-D-VI,
SANTO ANTÔNIO DO ABONARI – SA.20-X-D-III
E VILA DO PITINGA – SA.20-X-B-VI



Manaus/2019



 SERVIÇO GEOLÓGICO
DO BRASIL – CPRM

Escala: 1:100.000

PROJETO UATUMÃ-ABONARI

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado

Bento Albuquerque

Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Alexandre Vidigal de Oliveira

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor Presidente

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

José Leonardo Silva Andriotti

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Fernando Pereira de Carvalho

Diretor de Administração e Finanças

Juliano de Souza Oliveira

COORDENAÇÃO TÉCNICA

Chefe do Departamento de Geologia

Lúcia Travassos da Rosa Costa

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Vladimir Cruz de Medeiros

Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Marcelo Esteves Almeida

Chefe da Divisão de Geologia Econômica

Felipe Matos Tavares

Chefe da Divisão de Geoquímica

Cassiano Costa e Castro

Chefe do Departamento de Informações Institucionais

Edgar Shinzato

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Hiran Silva Dias

Chefe da Divisão de Cartografia

Fábio Silva da Costa

Chefe da Divisão de Documentação Técnica

Roberta Pereira da Silva de Paula

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

Patrícia Düringer Jacques

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

Washington José Ferreira Santos

Chefe do Departamento de Apoio Técnico

Maria Alice Ibañez Duarte

Chefe da Divisão de Editoração Geral

Ricardo Luiz Barreiros Motta

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE MANAUS

Superintendente Regional

José Maria da Silva Maia

Gerente de geologia e Recursos Minerais

Antonio Charles da Silva Oliveira

Responsável Técnico do Projeto

Matheus Silva Simões

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
| PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL |

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS IGARAPÉ CANOA (SA.20-X-D-VI), SANTO ANTÔNIO DO ABONARI (SA.20-X-D-III) E VILA DO PITINGA (SA.20-X-B-VI) PROJETO UATUMÃ ABONARI

Escala 1:100.000
Estado do Amazonas

AUTORES

Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa
Marcelo Esteves Almeida
Sérgio Roberto Almada da Silva
Antônio Gilmar Honorato de Souza

NOTA EXPLICATIVA



Manaus
2019

REALIZAÇÃO

Superintendência Regional de Manaus

RESPONSÁVEL TÉCNICO

Matheus Silva Simões

AUTORES

Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa
Marcelo Esteves Almeida
Sérgio Roberto Almada da Silva
Antonio Gilmar Honorato de Souza

TEXTO EXPLICATIVO

1. Introdução

Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa

2. Contexto Regional e Estratigrafia das Folhas

Marcelo Esteves Almeida
Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa

3. Unidades Litoestratigráficas

Marcelo Esteves Almeida
Desaix Paulo Baliero Silva
Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa
Sérgio Roberto Almada da Silva
Antonio Gilmar Honorato de Souza

4. Geologia Estrutural e Evolução Geotectônica

Tomas de Miranda Lisboa
Marcelo Esteves Almeida
Matheus Silva Simões

5. Recursos Minerais

Tomas de Miranda Lisboa
Marcelo Esteves Almeida

6. Conclusões e Recomendações

Matheus Silva Simões
Marcelo Esteves Almeida
Tomas de Miranda Lisboa

Referências

Anexos

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA (<http://geosgb.cprm.gov.br>)

Matheus Silva Simões
Sérgio Roberto Almada da Silva
Antonio Gilmar Honorato de Souza
Desaix Paulo Baliero Silva
Marcelo Esteves Almeida

Serviço Geológico do Brasil – CPRM

www.cprm.gov.br
seus@cprm.gov.br

Tomas de Miranda Lisboa
Julio Cesar lombello
Paloma Gabriela Rocha
Leandro Menezes Betiollo
Marcelo Pereira Neves
Luiz Felipe Ladeira
Ruy Benedito Calliari Bahia
Miqueas Barroso Silva

SIG GEOLÓGICO

Aldenir Justino de Oliveira

APOIO TÉCNICO

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS

Desaix Paulo Baliero Silva
Marcelo Esteves Almeida
Julio Cesar lombello
Ana Maria Dreher
Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa
Sérgio Roberto Almada da Silva
Antonio Gilmar Honorato de Souza
Antonio Charles da Silva Oliveira

LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS

Marcelo Pereira Neves
Ulisses Antonio Costa Pinheiro

ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Matheus Silva Simões
Marcelo Esteves Almeida

LABORATÓRIO DA SUREG-MA – REDE LAMIN DE LABORATÓRIOS

Wianeí Silva de Assunção
Oscar Matos de Brito

CARTOGRAFIA DIGITAL E GEOPROCESSAMENTO

Aldenir Justino de Oliveira
Matheus Silva Simões
Tomas de Miranda Lisboa
Sérgio Roberto Almada da Silva

PROJETO GRÁFICO/EDITORAÇÃO

Capa (DIMARK)
Washington José Ferreira Santos

Miolo (DIEDIG)
Andréia Amado Continentino
Agmar Alves Lopes

Diagramação (SUREG-MA)
Maria Tereza da Costa Dias

REVISÃO FINAL

Ana Maria Dreher

G345 Geologia e recursos minerais das Folhas Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI), Estado do Amazonas, Escala 1:100.000 / Matheus Silva Simões [et al.]. – Manaus: CPRM, 2019. 43 p. : il., color.; 30 cm.

ISBN 978-85-7499-503-8

Programa Geologia do Brasil (PGB). Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Projeto Uatumã Abonari. Levantamentos Geológicos Básicos.

1. Geologia – Brasil – Amazonas. 2. Recursos Minerais – Brasil – Amazonas. 3. Uatumã-Abonari. 4. Igarapé Canoa. 5. Santo Antônio do Abonari. 6. Vila do Pitinga. I. Simões, Matheus Silva. II. Título.

CDD (23. ed.) 558.113

CDU 55(811)

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil – PGB é desenvolvido pelo **Serviço Geológico do Brasil-CPRM**, empresa vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia, e é responsável pela retomada dos levantamentos geológicos básicos em todo país. O PGB tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios técnicos para atrair novos investimentos em pesquisa mineral, visando a descoberta de novos depósitos. Adicionalmente, dada importância do conhecimento geológico como fonte primordial de conhecimento do meio físico, os levantamentos geológicos são ferramentas importantes para gestores públicos, federais, estaduais e municipais, no desenvolvimento de projetos de ordenamento e gestão territorial.

Com objetivo de obter informações geológicas e cartográficas na Região Amazônica, o governo brasileiro desenvolve o **Projeto Cartografia da Amazônia**, coordenado pelo CENSIPAM – Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia, e executado pelas Forças Armadas Brasileiras (Exército, Força Aérea e Marinha) e pelo Serviço Geológico do Brasil. Este projeto tem por objetivo levantar informações no chamado “vazio cartográfico” da Amazônia e é composto por subprojetos, que envolvem as cartografias terrestre, náutica e geológica (geologia e aerogeofísica), que visam a geração de informações estratégicas para o monitoramento regional, segurança e defesa nacional, e para o planejamento de projetos de infraestrutura na região. Este produto também contou com recursos do Programa de Aceleração do Crescimento – PAC.

O Projeto Uatumã-Abonari foi realizado no âmbito do Programa Geologia do Brasil e do Projeto Cartografia da Amazônia, e executado pela **Superintendência Regional de Manaus**. As cartas geológicas das folhas Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI) foram selecionadas por estarem inseridas numa região reconhecida pelo grande potencial para mineralizações de Nióbio, Estanho, Ítrio, Tório e Elementos Terras Raras, como é apresentado pela Mina do Pitinga.

Os dados obtidos neste projeto estão sintetizados nesta Nota Explicativa e ordenados em ambiente SIG – Sistemas de Informações Geográficas e bases de dados, todos disponíveis para download no GeoSGB, banco de dados corporativo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, que pode ser acessado através do site www.cprm.gov.br.

Esteves Pedro Colnago

Diretor-Presidente

José Leonardo Silva Andriotti

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

As folhas Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Igarapé Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI) estão localizadas no nordeste do estado do Amazonas, majoritariamente no município de Presidente Figueiredo e subordinadamente nos municípios de Novo Airão e Manaus. A cartografia geológica dessa área, em escala de 1:100.000, foi conduzida pela Superintendência Regional de Manaus da CPRM-Serviço Geológico do Brasil por intermédio do Programa Geologia do Brasil, com recursos do Programa Cartografia da Amazônia e do Programa de Aceleração do Crescimento (PAC II). O arcabouço geológico da região é constituído essencialmente por unidades lito-estratigráficas paleoproterozoicas, além de algumas unidades mesoproterozoicas, cobertas por rochas sedimentares paleozoicas e por terraços e sedimentos quaternários. As rochas mais antigas são as vulcânicas do Grupo Iricoumé (1,90-1,88 Ga U-Pb zircão), constituídas por vulcanitos ácidos efusivos e piroclásticos, além de andesitos, traquiandesitos e latitos de natureza intermediária. Rochas plutônicas, representadas, sobretudo por granitoides das suítes Água Branca (1,90-1,87 Ga U-Pb zircão) e Mapuera (1,88-1,86 Ga U-Pb zircão), são contemporâneas ao vulcanismo ácido-intermediário, podendo intrudir ou, mais raramente, ser intrudidas pelas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Corpos de charnoquitoides (1,88 Ga U-Pb zircão) e uma intrusão de gabros e leucogabros (Gabro Taxista, 1,86 Ga U-Pb badeleíta) estão associados temporalmente ao magmatismo Mapuera, sugerindo uma associação anortosito-charnoquito-granito orosiriana. Os granitos da Suíte Madeira (1,83 – 1,79 Ga) constituem um magmatismo tardio e alguns corpos desta suíte portam importantes mineralizações de Sn, Nb, Ta (Y, ETR, Li, Zr, U e Th). Dois eventos tectonotermiais afetaram este embasamento paleoproterozoico, produzindo filonitos, milonitos e gnaisses. O mais jovem, com idades de 1,17 Ga e 1,25 Ga, ocorreu sob temperaturas entre 330o C – 510º C (Ar-Ar em biotita), enquanto o mais antigo, com idades entre 1,43 Ga e 1,52 Ga, ocorreu sob temperaturas entre 580ºC e 660ºC (Ar-Ar em anfibólio) a 700-900o C (U-Pb titanita e zircão). Ao final do evento mais jovem (Evento K´Mudku), intrusões máficas na forma de diques de direção NNE e pequenos corpos de olivina diabásios (1,09-1,08 Ga) da Formação Seringa, intrudem os granitos e vulcânicas ácidas-intermediárias. Uma intensa sedimentação ocorreu no final do Neoproterozoico até o Siluro-devoniano, representada, respectivamente, pela Formação Prosperança (de ambiente litorâneo: deltaico-fluvial) e pelo Grupo Trombetas (ambiente fluvial). Coberturas cenozoicas encontram-se representadas por depósitos lateríticos ferruginosos a aluminosos e depósitos aluvionares. A área com o maior potencial mineral é o Distrito Mineiro de Pitinga, que abriga depósitos de Sn, Nb, Ta, F, Y, ETR, entre outros, na Suíte Madeira. As unidades vulcânicas e graníticas da área possuem elevado potencial como material de construção (principalmente brita e areia), além de possuir tipos que podem atender o mercado de rochas ornamentais. Outra importante potencialidade mineral são os platôs lateríticos ferrífero-aluminosos identificados em diversos interflúvios nos granitos São Gabriel e Abonari, bem como os platôs bauxíticos na região da Vila de Pitinga.

ABSTRACT

The Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Igarapé Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) and Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI) sheets are located in the northeastern portion of the Amazonas State, and are partly included in the Presidente Figueiredo, Novo Airão and Manaus municipalities. The geological mapping in the 1:100.000 scale was conducted by the Manaus Office of the Brazilian Geological Survey (CPRM) by means of the Brazilian Geological Mapping Program funded by the Amazonian Cartography Program and the Development Improving Program of the Brazilian Government (PAC II). The geological framework of the area is made up of Paleoproterozoic and locally Mesoproterozoic lithostratigraphic units, covered by Paleozoic sedimentary rocks, terraces and Quaternary sediments. The oldest lithologies are the volcanic rocks of the Iricoumé Group (1.90-1.88 Ga U-Pb zircon) composed of acidic effusive and pyroclastic volcanites, besides intermediate rocks like andesite, trachyandesite and latite. Plutonic rocks of the Água Branca (1.90-1.87 Ga U-Pb zircon) and Mapuera (1.88-1.86 Ga U-Pb zircon) granitoid suites are coeval with the acidic-intermediate volcanism and intrude or are occasionally intruded by the Iricoumé Group volcanic rocks. Charnockitoid bodies (1.88 Ga U-Pb zircon) and a gabbro intrusion (Gabbro Taxista, 1.86 Ga U-Pb baddeleyite) are contemporaneous to the Mapuera magmatism, suggesting an Orosirian ACG association. The Madeira Suite granites (1.83 – 1.79 Ga) constitute a late magmatism and some intrusions of this suite carry important Sn, Nb, Ta (Y, ETR, Li, Zr, U e Th) mineralization. Two tectono-thermal events affected this Paleoproterozoic basement producing phyllonites, mylonites and gneisses. The youngest event (1.17 – 1.28 Ga) occurred at temperatures of 330°C-510°C (Ar-Ar in biotite), and the oldest one (1.43 – 1.52 Ga) at 580°C-900°C (Ar-Ar in amphibole, U-Pb in titanite and zircon). By the end of the youngest event (K'Mudku event), mafic NNE striking dikes or small olivine diabase bodies (1.09-1.08 Ga) of the Seringa Formation intrude the older units. An intense sedimentation episode occurred from the Neoproterozoic to the Silurian-Devonian periods and is represented, respectively, by the Prosperança Formation (deltaic-fluviatile environment) and the Trombetas Group (fluviatile environment). Cenozoic cover units correspond to ferruginous and aluminous lateritic deposits and alluvial deposits. The greater mineral potential is located in the Pitinga Mining District, with Sn, Nb, Ta, F, Y and REE (and others) deposits in the Madeira Suite. The volcanic and granitic rocks of the area may have a broad field of use in the construction industry in the form of crushed and dimension stones. The ferriferous-aluminous lateritic plateaus that recover the São Gabriel and Abonari granites, as well as the bauxite plateaus in the Vila do Pitinga region are also valuable materials for the aluminum metallurgy.

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO.....	08
2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ESTRATIGRAFIA DAS FOLHAS	09
3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	11
3.1. Grupo Iricoumé (PP3 α ir).....	11
3.2. Suíte Água Branca (PP3 γ ab).....	14
3.2.1. Fácies Plutônica.....	16
3.2.1.1. Subfácies monzogranítica a granodiorítica porfirítica (PP3 γ abp).....	16
3.2.1.2. Subfácies granodiorítica a monzogranítica equigranular (PP3 γ abe).....	17
3.2.1.3. Quartzo Diorito Micad (PP3 γ abq).....	17
3.2.2. Fácies Subvulcânica (PP3 γ abs).....	18
3.3. Charnockito Rio Pardo (PP3 γ cr).....	18
3.4. Suíte Mapuera (PP3 γ ma).....	19
3.4.1. Metagranito Curiuaú (PP γ mac).....	19
3.4.2. Granito Simão (PP3 γ mas).....	20
3.4.3. Granito Abonari (PP3 γ maa).....	20
3.4.4. Granito São Gabriel (PP3 γ mag).....	22
3.4.5. Granitoides Indivisos (PP3 γ ma).....	23
3.5. Gabro Taxista (PP3 β gt).....	23
3.6. Suíte Madeira (PP34 γ m).....	24
3.6.1. Granito Paulista (PP34 γ mp).....	24
3.6.2. Granito Europa (PP34 γ m1).....	24
3.6.3. Granito Água Boa (PP34 γ m2).....	25
3.6.4. Granito Madeira (PP34 γ m3).....	25
3.6.5. Granitoides Indivisos (PP34 γ m).....	26
3.7. Formação Prosperança (MP3 ρ c).....	26
3.8. Formação Seringa (MP3 σ se).....	27
3.9. Grupo Trombetas.....	28
3.9.1. Formação Autáz-Mirim (Oam).....	28
3.9.2. Formação Nhamundá (S1n).....	29
3.10. Coberturas lateríticas (PdI).....	29
3.11. Terraços Fluviais (Q2t) e Depósitos Aluvionares (Q2a).....	30
4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	30
5 - RECURSOS MINERAIS.....	31
6 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS.....	32
Referências.....	33
ANEXOS.....	39
ANEXO 1 - Dados geocronológicos de rochas (sub)vulcânicas e piroclásticas, do nordeste do Amazonas e do sudeste de Roraima.....	40
ANEXO 2 - Dados geocronológicos Sm-Nd em rocha total de amostras provenientes das folhas Santo Antônio do Abonari.....	41
ANEXO 3. Dados geocronológicos de rochas graníticas tipo A de ~1,87 Ga do nordeste do Amazonas e do sudeste de Roraima.....	42
ANEXO 4. Dados geocronológicos de rochas plutônicas cálcio-alcálicas orosirianas do nordeste do Amazonas e do sudeste de Roraima.....	43

1. INTRODUÇÃO

A presente nota explicativa reúne os resultados do mapeamento geológico desenvolvido pelo Projeto Uatumã-Abonari, integrante do Programa Geologia do Brasil, conduzido pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais (DGM) e pelo Departamento de Geologia (DEGEO) do Serviço Geológico do Brasil. O mapeamento geológico abrangeu as Folhas Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Igarapé Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI), situadas na porção nordeste do Estado do Amazonas (Figura 1.1), na escala de 1:100.000. A área do projeto é limitada pelos paralelos 0°30' S e 2° 00' S e meridianos 60° 00' W e 60 ° 30' W, totalizando cerca de 9.000 km². Desses, aproximadamente 10% são ocupados pelo Lago de Balbina, na bacia hidrográfica do Rio Uatumã. Além disso, cerca de 40% da folha Igarapé Santo Antônio do Abonari e cerca de 70% da folha Vila do Pitinga encontram-se sob a jurisdição da Reserva Indígena Waimiri-Atroari.

do Pitinga (SA.20-X-B-VI), situadas na porção nordeste do Estado do Amazonas (Figura 1.1), na escala de 1:100.000. A área do projeto é limitada pelos paralelos 0°30' S e 2° 00' S e meridianos 60° 00' W e 60 ° 30' W, totalizando cerca de 9.000 km². Desses, aproximadamente 10% são ocupados pelo Lago de Balbina, na bacia hidrográfica do Rio Uatumã. Além disso, cerca de 40% da folha Igarapé Santo Antônio do Abonari e cerca de 70% da folha Vila do Pitinga encontram-se sob a jurisdição da Reserva Indígena Waimiri-Atroari.

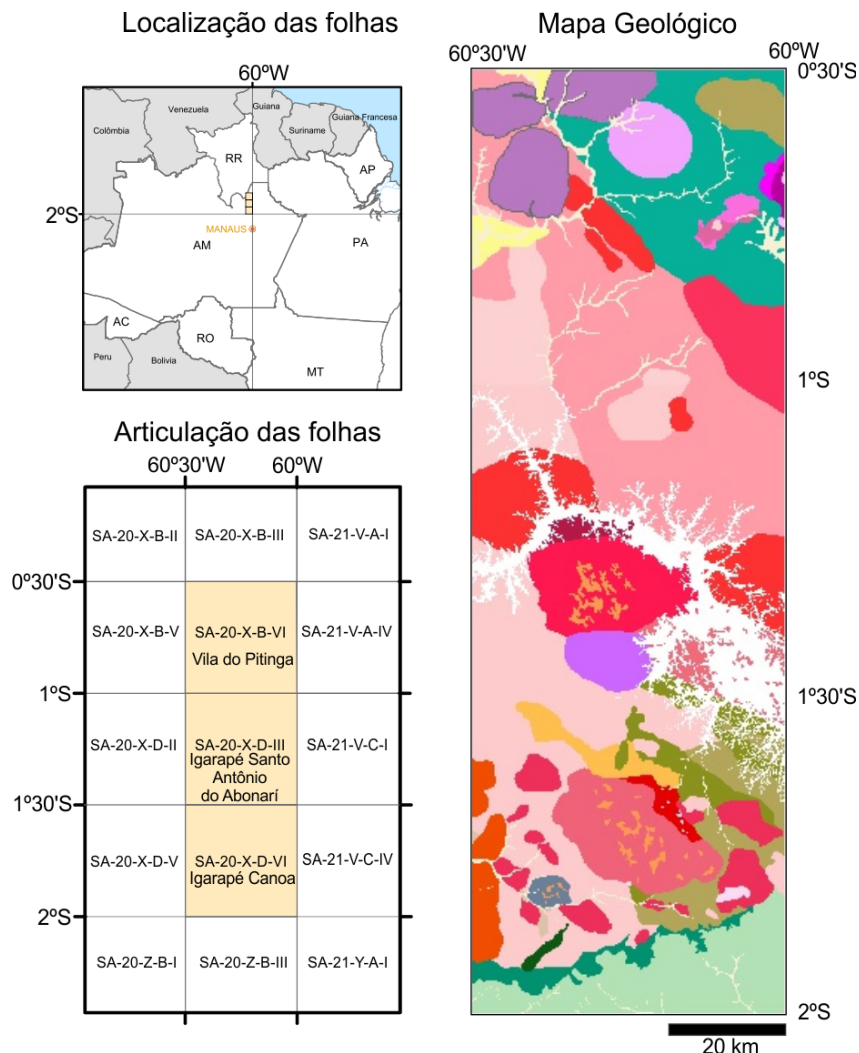


Figura 1.1 – Localização e articulação das folhas 1:100.000 mapeadas.

Foram realizadas 08 etapas de campo entre os anos de 2008 e 2014 nas três folhas mapeadas. Durante esse período ocorreram mudanças na equipe do projeto. Inicialmente

foram realizadas seis campanhas, entre agosto de 2008 e outubro de 2009, cobrindo acessos por via terrestre, fluvial e aérea (helicóptero). Depois de renovada a equipe de trabalho, mais

dois períodos de campo foram realizados, entre dezembro de 2013 e junho de 2014, por via terrestre.

Além dos trabalhos de campo, foram realizadas análises petrográficas, litogeoquímicas e geocronológicas U-Pb (zircão e badeleíta) e Ar-Ar, análises isotópicas (Sm-Nd) e integração de dados geofísicos (aerogamespectrometria e magnetometria) e de sensores remotos (MDT, radar).

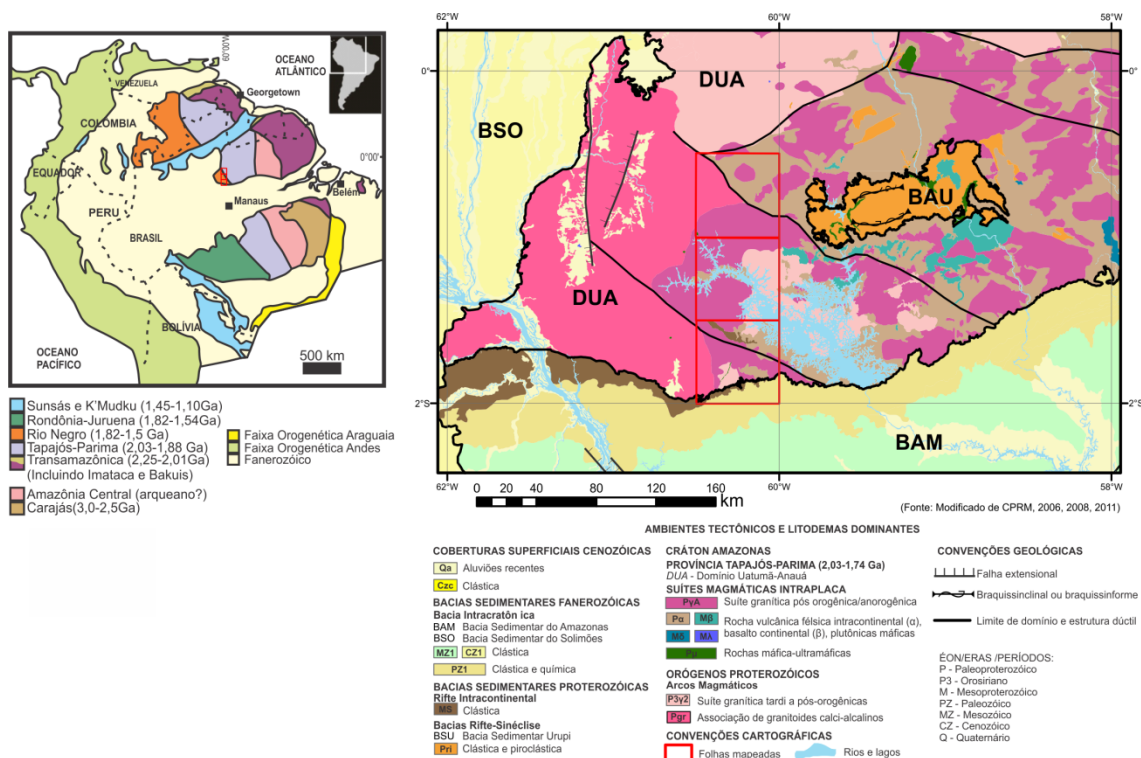
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ESTRATIGRAFIA DAS FOLHAS

No contexto da Plataforma Sul-americana, a área em estudo está localizada no Escudo das Guianas (Figura 2.1), segmento norte do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). O extremo sul da área mantém contato com a borda norte da bacia Paleozóica do Amazonas. As unidades geológicas da porção cristalina formaram-se essencialmente entre

1,90 e 1,88 Ga, estando inseridas na Província Geocronológica Tapajós-Parima (SANTOS *et al.* 2000) e no domínio tectono-estratigráfico Uatumã-Anauá (DELGADO *et al.* 2003).

A Província Tapajós-Parima tem evolução Riariana a Orosiriana e compreende uma faixa orogênica com direção NW-SE, sendo limitada a leste pela Província Amazônia Central (ou Amazonas Central) e a oeste e sul pela Bacia Sedimentar Paleozóica do Amazonas.

O domínio Uatumã-Anauá compreende a porção sul-sudeste de Roraima e nordeste do Estado do Amazonas, tendo sido subdividido nos setores norte e sul por Almeida *et al.* (2008). Este domínio também foi denominado por Santos *et al.* (2000) de domínio Uaimiri. Esta região apresenta arcabouço geológico dominado por uma associação vulcano-plutônica de idade orosiriana, marcada por arranjos de lineamentos NW-SE, caracterizados por zonas de cisalhamento com espaçamento médio de 20-30 km, além de estruturas NE-SW e subordinadamente E-W.



A geologia da área de estudo (Figura 2.2), compreende três grandes eventos vulcano-plutônicos ácidos a intermediários, agrupados nas unidades litoestratigráficas Grupo Iricoumé (1,90-1,88 Ga), Suíte Água Branca (1,90-1,87), Suíte Mapuera (1,88-1,86 Ga) e Suíte Madeira (1,83 – 1,74 Ga). Estes eventos representam magmatismos com assinaturas químicas distintas, embora possuam idades muito próximas. Em torno de 1,86 Ga ocorreu, ainda, a intrusão de um corpo gabróico (Gabro Taxista), talvez relacionado a rochas charnockíticas e ligado, possivelmente, aos estágios finais de evolução do evento Iricoumé-Mapuera.

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e os granitoides das suítes Água Branca e

Mapuera ocorrem de forma abrangente nas três folhas do projeto. Os granitoides da Suíte Madeira concentram-se na folha Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI) e são mais subordinados na folha Igarapé Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III). Na primeira folha, onde está localizado o Distrito Mineiro de Pitinga ou Província Polimetálica do Pitinga, o Granito Madeira porta ocorrências de Sn, Nb, Ta, F (criolita), Y, ETR, Zr, Li e Th (Bastos Neto *et al.*, 2010). Na segunda folha (Igarapé Santo Antônio do Abonari) a Suíte Madeira está representada por uma intrusão granítica, cronocorrelata com o Granito Madeira, denominada informalmente de Granito Paulista (LOMBELLO, 2011).

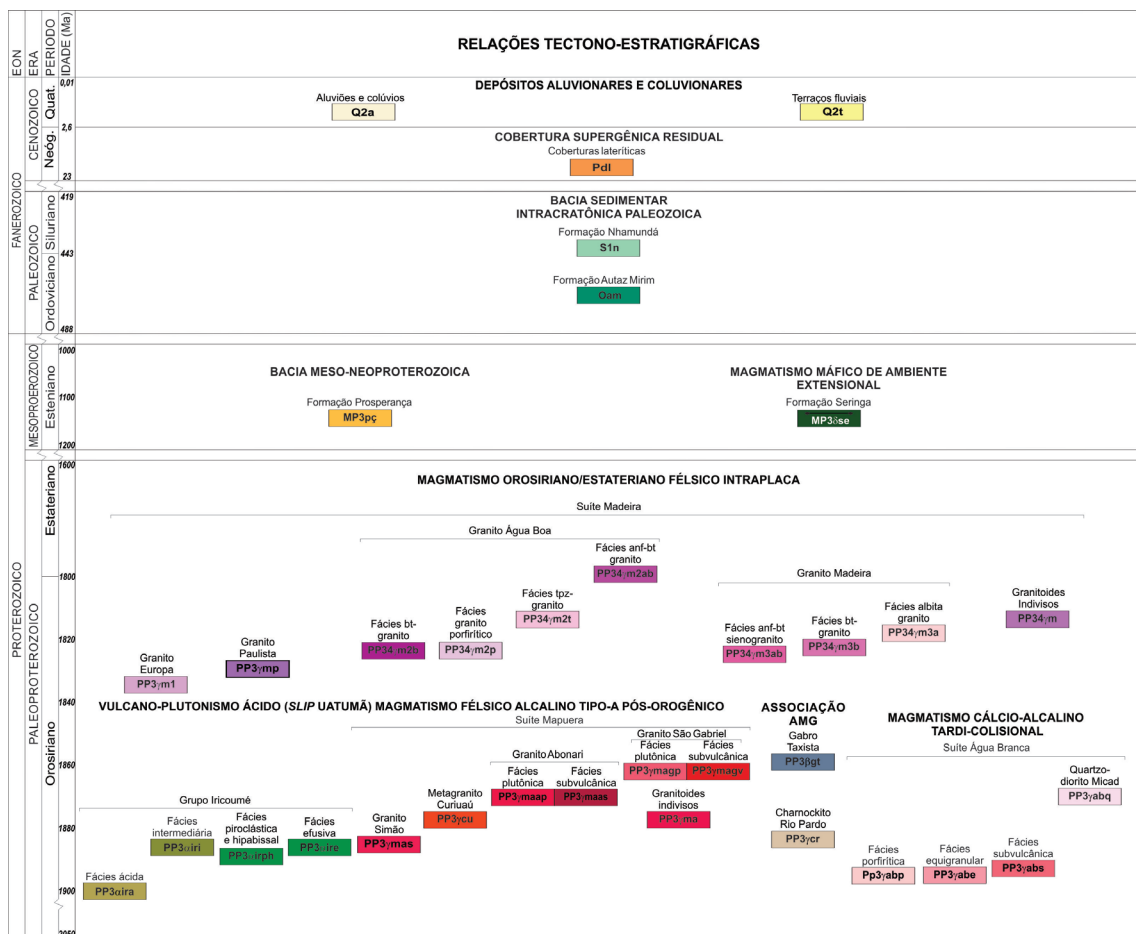


Figura 2.2 – Coluna tectono-estratigráfica unificada das folhas do projeto

As unidades sedimentares são representadas pela Formação Prosperança (Neoproterozoico), que é contemporânea ao magmatismo basáltico da Formação Seringa, e por parte do Grupo Trombetas (Formação Nhamundá, Siluro-Devoniano, Paleozoico), tendo como substrato o magmatismo ácido a intermediário paleoproterozoico supracitado.

Magmatismo máfico de idade mesozoica é sugerido, sobretudo por mapas aeromagnéticos, constituindo um evento relacionado à separação dos continentes africano e sul-americano. A este evento associam-se diques com idades estabelecidas em torno de 200 Ma, aparecendo em todo o Cráton Amazônico.

Processos sedimentares e supergênicos recentes (Neogeno e Paleogeno) ocorrem de modo restrito, na forma de aluviões associados às drenagens de maior porte (rios Canoa, Pardo, Pitinga e Alalaú) e, mais amplamente, em coberturas lateríticas ferro-aluminosas, estas últimas vinculadas aos topos aplainados de corpos intrusivos félsicos (suítes Água Branca, Madeira e Mapuera) e máficos (Gabro Taxista).

3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1. Grupo Iricoumé (PP3air)

O Grupo Iricoumé (GI) aflora amplamente nas folhas Igarapé Canoa e Vila do Pitinga, tendo uma ocorrência restrita na folha Igarapé Santo Antônio do Abonari. Esta unidade está em contato com as rochas da Suíte Água Branca, e é claramente intrudida pelos granitoides das suítes Mapuera, sendo localmente cortada por zonas de cisalhamento discretas, onde mostra estágios avançados de recristalização dinâmica.

No presente trabalho o GI foi subdividido por diferentes critérios em relação à sua faciologia, utilizando-se a metodologia

de Dreher (2009). Nas folhas Igarapé Canoa e Igarapé Santo Antônio do Abonari separaram-se duas fácies em função da composição. Uma fácies ácida (**PP3aira**), representada por rochas piroclásticas e efusivas ácidas (ignimbritos soldados a fortemente soldados, tufos e riolitos hipabissais), e uma fácies intermediária (**PP3airi**) caracterizada por rochas efusivas de composição intermediária (andesitos efusivos e hipabissais a latitos comumente porfiríticos e lamprófiros espessartíticos) (Figuras 3.1.1 a e b).

Já na folha Vila do Pitinga o GI foi separado em duas fácies por critérios texturais e genéticos, pois as rochas que ocorrem na área tendem a apresentar composição ácida. A fácies com maior expressão areal é a fácies piroclástica e hipabissal (**PP3airph**), composta por ignimbritos ricos em cristais, tufos finos com estratificações cruzadas típicas de depósitos de *surge* e riolitos hipabissais (Figuras 3.1.1 c e d). A fácies com menor expressão é a fácies efusiva (**PP3aire**), representada por riolitos porfiríticos efusivos. As relações estratigráficas entre as fácies identificadas, independentemente do critério, não são observáveis no campo. Essas relações são discriminadas por densidade de estações de mesma litologia no mapa e por domínios aerogeofísicos e/ou litoestruturais.

A distinção faciológica também se utilizou de critérios petrográficos, tendo em vista que a população de fenocristais de rochas hipabissais, piroclásticas e efusivas possuem características distintas (BEST & CHRISTIANSEN, 1997; ALLEN & MCPHIE, 2003). Os cálculos e estimativas baseados em dados geoquímicos forneceram temperaturas em saturação de zircão (WATSON & HARRISON, 1983) entre 803 e 984 °C, concordantes com dados disponíveis na literatura para a região de Pitinga (PIEROSAN *et al.*, 2011), e viscosidades da ordem de 7,5

– 10,5 log Pas em condições anidras. Estes dados juntamente com a verificação de um alto conteúdo de cristais nestas rochas sugerem uma

colocação de fluxos de lava e fluxos piroclásticos de relativa média a alta viscosidade.

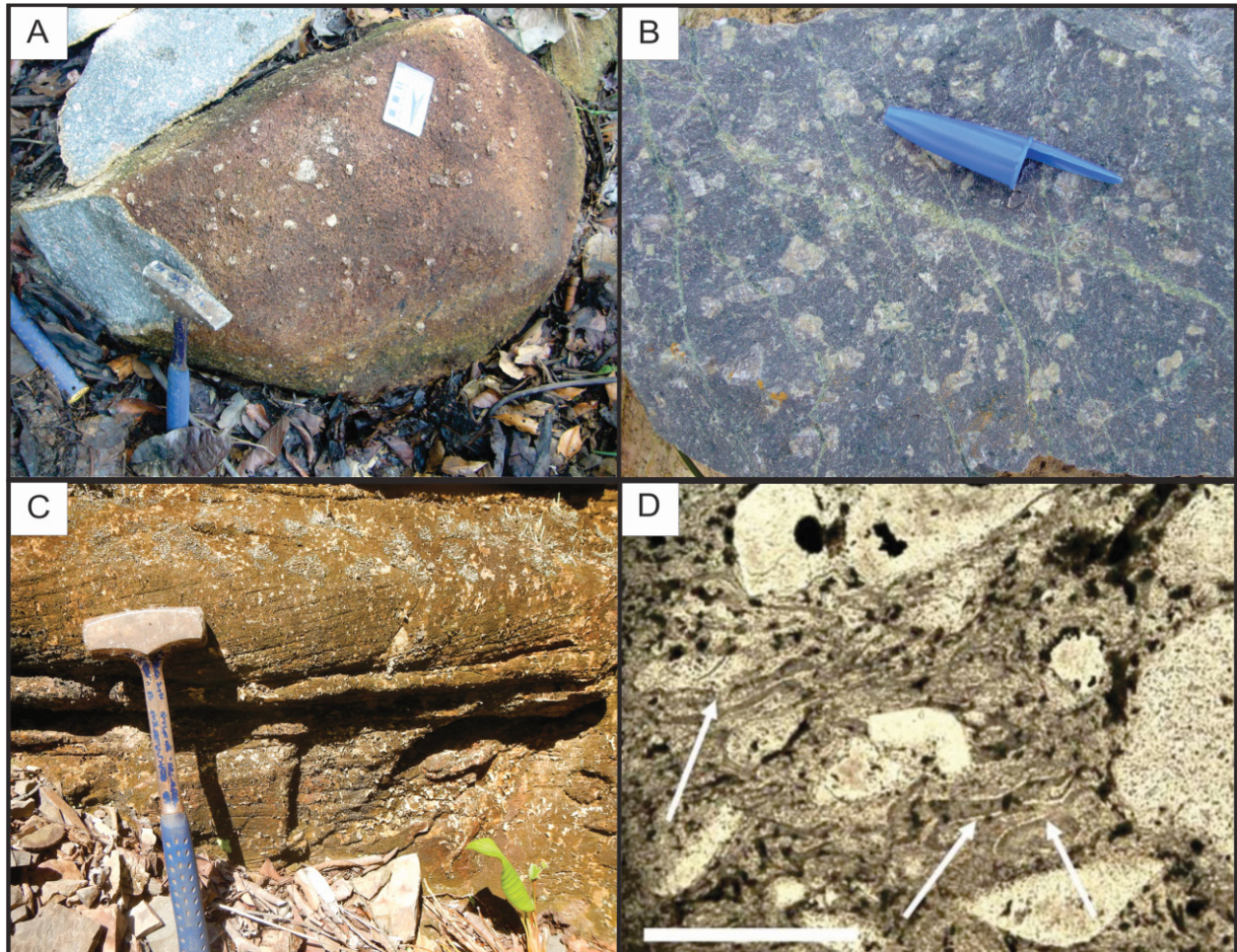


Figura 3.1.1 – Características das rochas do Grupo Iricoumé. A) Modo de ocorrência na forma de matacões, B) Aspecto de campo de vulcânicas porfíricas efusivas; C) Depósito piroclástico do tipo *surge*; D) Fotomicrografia de ignimbrito com cristaloclastos quebrados e destaque para vestígios de *shards* na matriz, escala gráfica = 1mm.

As rochas do GI representam uma associação de andesito-traquiandesito-traquidacito-riolito com teor de $\text{Na}_2\text{O}-2<\text{K}_2\text{O}$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<2,0$. O caráter metaluminoso a levemente peraluminoso com A/NK e $\text{A}/\text{CNK} > 1,0$ e menos de 2% de coríndon normativo estão de acordo com associações de rochas alcalinas saturadas em sílica metaluminosas (NARDI, 1991).

O comportamento geoquímico das amostras estudadas, bem como algumas feições

petrográficas, sugerem que a cristalização foi controlada pelo fracionamento de plagioclásio, apatita, óxidos de Fe-Ti e hornblenda. A sanidina também teve importante participação na cristalização dos termos mais ricos em SiO_2 .

Os altos valores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg, Ga/Al, Zr, Nb, Ga, Y e Ce combinados com baixos valores de CaO, Sr e $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})>0,7$ são compatíveis com granitos do tipo-A (WHALEN *et al.*, 1984; FROST *et al.*, 2001, PIEROSAN *et al.*, 2011; MARQUES *et al.*, 2014) e as razões Y/Nb

e Yb/Ta são compatíveis com o sub-tipo A2 (EBY, 1990, 1992; PIEROSAN *et al.*, 2011; MARQUES *et al.*, 2014).

Considerando-se a associação com traquibasaltos e andesitos traquibasálticos (MARQUES *et al.*, 2014), a soma de Ce+Y+Nb+Zr maior que 340 ppm e a colocação preferencial das amostras no campo dos granitos intra-placa no diagrama Rb vs. Y+Yb (PEARCE *et al.*, 1984), as rochas do GI atendem alguns critérios de caracterização de rochas plutônicas e vulcânicas do tipo-A (NARDI & BITTENCOURT, 2009).

A anomalia negativa de Nb relativa do K e aos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) é característica de magmas metassomatizados durante a subducção (SUN & MCDONOUGH, 1989; KELEMEN *et al.*, 1993) e, aliado ao fato de que as amostras estudadas plotam no campo dos granitos pós-colisionais (PEARCE, 1996), concorda com uma gênese para o GI marcada pela geração de magmas do tipo A2 por *underplating* em ambientes pós-colisionais ou ao final de períodos de intenso fluxo de calor e magmatismo granítico.

Para estudos geocronológicos, foi analisada uma amostra de riolito porfirítico da fácies ácida (**PP3aira**) com estrutura de fluxo magmático (JL-63, anexos 1 e 2), coloração rosa, caracterizada por uma matriz microfanerítica a afanítica envolvendo fenocristais de quartzo e plagioclásio nas proximidades da vila do Novo Rumo. Os dados isotópicos U-Pb SHRIMP apontam para uma idade concordante de 1907 ± 5 Ma definida a partir de 08 cristais de zircão (MSWD = 0,85), idade mais antiga até agora obtida para esta unidade, sendo considerada representante do magmatismo mais precoce da região.

Por outro lado, os tipos de composição intermediária datados apresentaram idades mais jovens, sendo ambos procedentes da

BR-174. Uma das amostras corresponde a um andesito porfirítico (MA-01, anexo 1), isótropo, de cor cinza escura a preta, com tons levemente esverdeados, composto por uma matriz criptocristalina e por fenocristais tabulares de plagioclásio com até 1,5 mm, além de agregados máficos compostos por anfibólio, biotita, titanita e opacos. Este apresentou idade concordante de 1885 ± 3 Ma com base em 07 cristais de zircão (MSWD = 0,92), interpretada como a idade de cristalização. Duas outras populações foram também identificadas, uma delas com idade concordante de 1910 ± 10 Ma oriunda da análise de 07 cristais de zircão (MSWD = 2,6), considerada uma idade herdada, proveniente possivelmente da fase mais precoce do vulcanismo Iricoumé ou da própria Suíte Água Branca. A segunda população está representada apenas por 02 cristais de zircão, os quais produziram uma idade de 1468 ± 21 Ma (MSWD = 0,26), indicativa de atuação de evento metamórfico, sugerindo que pelo menos localmente o Grupo Iricoumé foi afetado por evento com temperaturas da ordem de 900°C. Esta idade está em acordo com algumas idades obtidas pelo método Ar-Ar *step heating*.

A segunda amostra também é de um andesito (JL-138, anexo 1) isótropo, apresentando matriz afanítica, textura porfirítica e coloração cinza escuro. Esta amostra forneceu uma idade concordante de 1896 ± 4 Ma a partir de 08 cristais de zircão (MSWD = 1,5), considerada a idade de cristalização. A idade resultante apresenta-se cerca de 10 Ma mais antiga do que aquela obtida no andesito anteriormente analisado, se assemelhando às idades dos tipos mais precoces do vulcanismo Iricoumé.

Resultados anteriores obtidos a partir do método Pb-Pb evaporação em zircão em rochas vulcânicas ácidas apresentaram idades variando entre 1881 Ma (e.g. FERRON *et al.*, 2006) a

1896 Ma (e.g. VALÉRIO 2006), correspondendo respectivamente as regiões de Pitinga e Canoa.

Os dados isotópicos de Sm-Nd para a porção sul da área de estudo são idades modelo de 2,10-2,14 (dados do projeto) e 2,59-2,16 (MARQUES *et al.*, 2014) acompanhadas por valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -5,43 e +0,03 e +0,85 e +0,88, respectivamente. Estes dados, juntamente com idade U-Pb (SHRIMP) de 1,907 – 1,885 Ma (dados do projeto) e U-Pb (LA-ICP-MS) de 1882 ± 11 Ma (MARQUES *et al.*, 2014), indicam um intervalo entre 200 Ma e 700 Ma para extração de uma fonte mista, com contribuições mantélicas e crustais. A ausência de zircões herdados arqueanos no Domínio Uatumã-Anauá e Erepecuru-Trombetas (Dados do projeto; FERRON *et al.*, 2006; BARRETO *et al.*, 2013; MARQUES *et al.*, 2014) e as idades modelo paleoproterozoicas refutam a participação de fusão de crosta arqueana para a geração de magmas do GI.

3.2. Suíte Água Branca (PP3 γ ab)

A Suíte Água Branca (SAB) ocorre nas três folhas mapeadas no presente trabalho. Nas folhas Igarapé Canoa e Igarapé Santo Antônio do Abonari as rochas da SAB afloram parcialmente, enquanto que na folha Vila do Pitinga não foi possível o acesso às suas exposições. Nas regiões inacessíveis, o uso da aerogeofísica serviu como ferramenta para separação de domínios com diferentes respostas para os canais de equivalente-Tório (eTh) e equivalente-Urânio (eU).

Distinguiu-se no campo duas fácies principais na SAB: fácies plutônica e fácies subvulcânica. A fácies plutônica (Figura 3.3.1)

domina nas três folhas mapeadas e foi subdividida nas subfácies monzogranítica-granodiorítica porfirítica (PP3 γ abp) e granodiorítica-monzogranítica equigranular (PP3 γ abe) e em um corpo quartzo diorítico (quartzo diorito Micad, PP3 γ abq). A fácies subvulcânica (PP3 γ abs) está restrita ao setor nordeste da folha Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), região abrangida pelo Lago de Balbina.

Geoquimicamente a SAB é uma série expandida de afinidade cálcio-alcálica de alto-K, metaluminosa a levemente peraluminosa (A/CNK 0,94-1,06), com baixas razões de Fe/(Fe+Mg), de $(\text{Nb/Zr})_N$, altos valores de Sr e da razão Rb/Zr, e padrões de elementos terras-raras moderadamente a muito fracionados (VALÉRIO *et al.*, 2009).

Idades de cristalização ao redor de 1,90 Ga são relativamente comuns em litotipos atribuídos a Suíte Água Branca (ALMEIDA, 2006, VALÉRIO 2006), tanto no sudeste de Roraima quanto no nordeste do Amazonas, cujas idades variam de 1889 Ma a 1901 Ma, grande parte obtidas pelo método Pb-Pb evaporação em zircão. No presente projeto foram adquiridas idades pelo método U-Pb (SHRIMP) de 1871 ± 7 Ma (zircão) em hornblenda quartzo monzodiorito, de 1879 ± 4 Ma (zircão e titanita) em hornblenda-biotita monzogranito porfirítico, e de 1900 ± 5 Ma (zircão) em biotita monzogranito gnáissico.

As idades entre 1,87 e 1,88 Ga, obtidas no presente projeto, são inéditas para a Suíte Água Branca, sendo mais frequentes na Suíte Mapuera (tipo-A). Essas idades podem refletir os estágios finais desse magmatismo cálcio-alcálico, enquanto as idades anteriormente definidas entre 1,89 e 1,90 Ga estariam vinculadas aos seus estágios mais precoces.

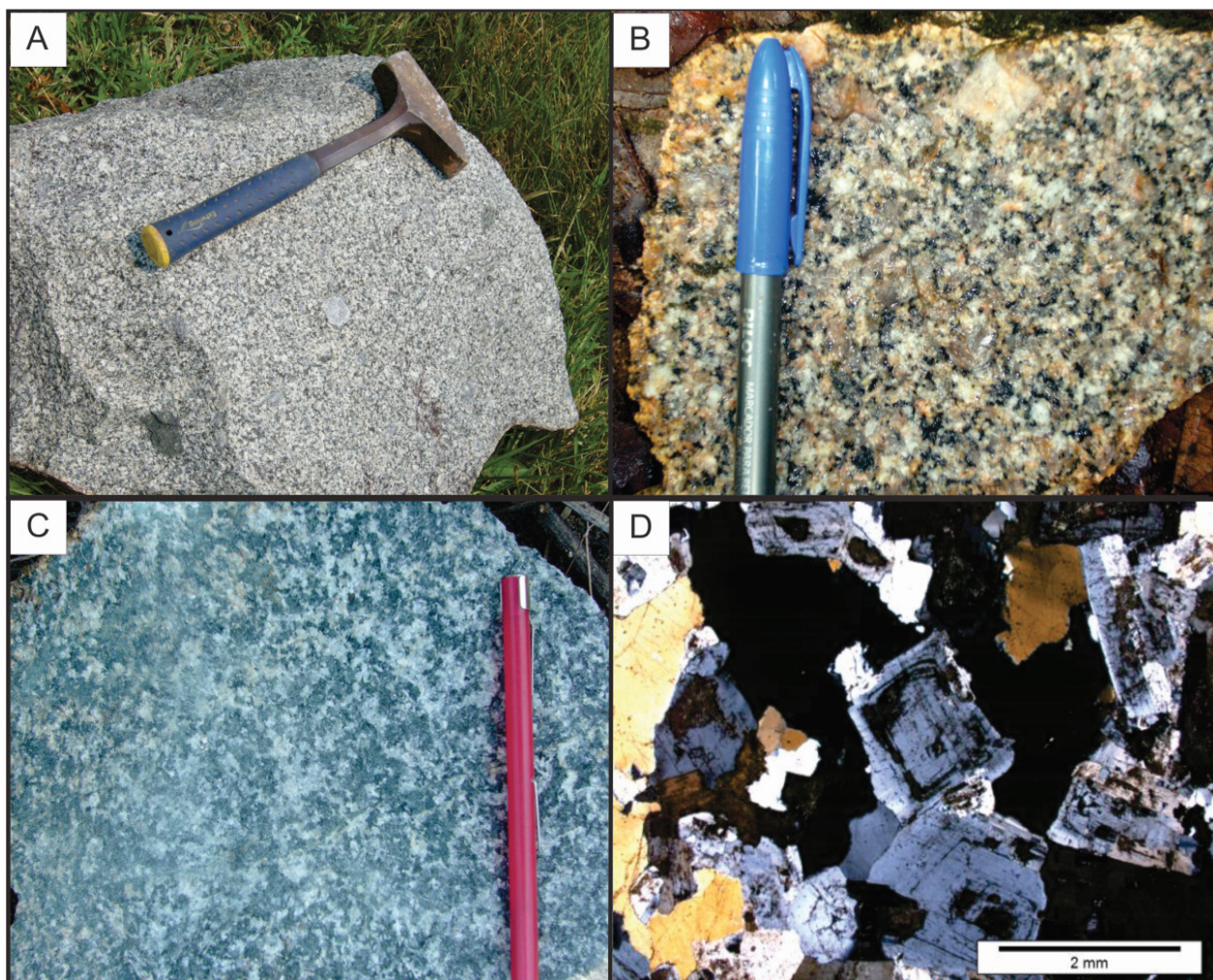


Figura 3.3.1 – Aspectos litológicos da Suíte Água Branca: A) Granodiorito equigranular com fenocristal isolado e pequeno enclave máfico; B) Monzogranito porfírico com matriz de granulação média a grossa; C) Quartzodiorito Micad; D) Fotomicrografia de granodiorito mostrando zoneamento dos plagioclásios.

Os resultados de isótopos de Sm-Nd nas amostras selecionadas mostraram que os tipos deformados provenientes do Rio Pardo (DP-33 e DP-06, anexo 2) e o monzogranito da área-tipo (MA-48) apresentaram ϵ_{Nd} variando entre -8,67 e +1,46 e idades modelo T_{DM} 3,44 Ga e 2,06 Ga. Esses valores refletem, ao mesmo tempo, fontes mantélicas orosirianas depletadas com alguma contribuição crustal mais antiga, assemelhando-se ao comportamento dominante dessa suíte em Roraima (ALMEIDA, 2006). Fontes predominantemente crustais de idade sideriana e arqueana se constituem num padrão isotópico mais raramente encontrado.

Duas amostras da SAB foram selecionadas para datação pelo método Ar/

Ar *stepwise heating*, em biotita e muscovita, a fim de investigar a idade dos possíveis eventos tectonotermiais presentes na área: a) hornblenda-biotita granodiorito gnáissico (DP-06) e b) um biotita metagranodiorito com muscovita (DP-22A). A primeira amostra (DP-06) apresentou para biotita uma idade *plateau* de 1211 ± 10 Ma, além de idades integradas de 1186 ± 5 Ma e 1170 ± 5 Ma. A segunda amostra (DP-22A) forneceu idades integradas de 1249 ± 5 Ma e 1230 ± 5 Ma e idade *plateau* de 1214 ± 5 Ma para agregados de biotita, coincidindo com os valores obtidos na amostra DP-06. Idades integradas oriundas de agregados de muscovita da amostra DP-22A apresentaram valores de 1244 ± 5 Ma e 1281 ± 7 Ma, mostrando idades

ligeiramente mais antigas do que as obtidas na biotita.

Os resultados Ar-Ar apresentados sugerem a atuação de um evento no limite do Esteniano e Ectasiano com temperaturas entre $\sim 330^{\circ}\text{C}$ (1,17-1,25 Ga), que é a temperatura de bloqueio estimada para o sistema Ar-Ar em biotita (e.g. PURDY & JÄGER, 1976; MCDUGALL & HARRISON, 1988; GROVE & HARRISON 1996) e 420° a 510°C (1,24-1,28 Ga), segundo o intervalo de temperatura de bloqueio estimado para o sistema Ar-Ar em muscovita (KIRSCHNER *et al.*, 1996a,b).

Idades K-Ar estenianas e ectasianas são comuns em todo o setor nordeste do Cráton Amazônico (e.g. PINHEIRO *et al.* 1976; LOURENÇO *et al.*, 1978). No caso específico da folha SA.20-X-C, Lourenço *et al.* (1978) apresentam para um “migmatito” e um titanita-biotita granito do Complexo Guianense idades K-Ar (biotita) de 1204 ± 18 Ma e 1289 ± 60 Ma, respectivamente. Esses dados confirmam a presença de fenômenos tectonotermiais de baixa temperatura neste setor do cráton associados a orogenia Grenviliana (evento K´Mudku). A expressiva atuação em escala regional dessa orogenia também é registrada por Santos *et al.* (2006) na região estudada.

3.2.1. Fácies Plutônica

A subfácies dominante é a granodiorítica-monzogranítica equigranular, sendo subordinada a subfácies monzogranítica-granodiorítica porfirítica, além da ocorrência mais restrita do corpo do Quartzito Diorito Micad.

3.2.1.1. Subfácies monzogranítica a granodiorítica porfirítica (PP3 γ abp)

A subfácies monzogranítica a granodiorítica porfirítica (PP3 γ abp) abrange

uma extensa área na porção NE da folha Igarapé Santo Antônio do Abonari, e apresenta nos mapas aerogeofísicos elevadas concentrações no canal do K em relação às demais subfácies da Suíte Água Branca. Na folha Vila do Pitinga esta subfácies ocorre na porção sudoeste e, foi separada por mostrar um domínio de valores intermediários de eTh-eU (maiores que os valores das outras subfácies da Suíte Água Branca e menores que os valores dos granitoides das suítes Mapuera e Madeira).

Um exemplar dessa subfácies, coletado no alto curso do Igarapé Água Branca (área-tipo), corresponde a um hornblenda-biotita monzogranito porfirítico (MA-48) de matriz de grão médio, cinza claro levemente rosada, envolvendo megacristais tabulares, euédricos e rosados de álcali-feldspato de até 2 cm, representando entre 5% e 10% do volume da rocha. Os megacristais podem mostrar uma discreta orientação preferencial, sugerindo ao menos localmente uma estrutura de fluxo magmático (N35 $^{\circ}$ W). Os minerais máficos presentes, representados, por biotita e mais raramente anfibólio, correspondem a 15% da rocha, estando distribuídos pontualmente e de forma regular pela matriz. Os acessórios são titanita, apatita, epidoto, zircão e óxidos de Fe-Ti.

Essa amostra (MA-48, anexo 4) apresentou pelo método U/Pb SHRIMP II em zircão idade concordante de $1879,4 \pm 3,8$ Ma, tendo sido utilizados treze cristais de zircão e quatro de titanita, sendo considerada a idade de cristalização da rocha (MSWD = 0,22). Utilizando-se apenas os cristais de titanita no diagrama de concórdia, chega-se a uma idade de cristalização ligeiramente mais antiga ($1883 \pm 5,2$ Ma; MSWD = 0,57), mas que se superpõe à idade anterior se levarmos em consideração as margens de erro.

Uma amostra de biotita gnaisse (DP-33),

cujo protólito corresponde a um monzogranito da Suíte Água Branca deformado, foi coletada no alto curso do rio Pardo. Pelo método U/Pb SHRIMP II foram utilizados oito cristais de zircão e quatro de titanita magmáticos, sendo possível determinar uma idade concordante de 1900 ± 5 Ma (MSWD = 2,6), interpretada como de cristalização. Na mesma amostra foram identificados cristais de titanita metamórfica, os quais produziram uma idade concordante de 1443 ± 11 Ma (MSWD = 0,65), que é compatível com os resultados obtidos pelo método Ar-Ar *step heating* em anfibólio em granito deformado da Suíte Mapuera. A idade de 1,44 Ga em titanita sugere a atuação de evento tectonotermal da ordem de 660°-700°C (CHERNIAK, 1993; SCOTT & ST-ONGE, 1995; DAHL, 1997).

3.2.1.2. Subfácies granodiorítica a monzogranítica equigranular (PP3 γ abe)

A subfácies granodiorítica a monzogranítica equigranular (PP3 γ abe) ocorre predominantemente no setor oeste da folha Igarapé Santo Antônio do Abonari e em grande parte da folha Igarapé Canoa, sendo caracterizada por uma assinatura aerogeofísica marcada por valores magnéticos anômalos e baixos teores de eU e eTh, comparativamente às demais litologias encaixantes. Na folha Vila do Pitinga esta subfácies se estende do sul para NW da folha e foi separada por mostrar um domínio de valores baixos de eTh-eU) em relação à subfácies monzogranítica-granodiorítica porfirítica (abp) e às demais suítes graníticas. É representada por granodioritos e subordinados monzogranitos, quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos e mais raramente tonalitos com textura equigranular fina a grossa, com cristais de plagioclásio tabular geralmente com zoneamento normal, microclínio e quartzo

anédrico. Os minerais máficos são hornblenda e biotita marrom cloritizada e os minerais acessórios são titanita e epidoto primários, junto com óxidos de Fe-Ti, apatita e zircão.

Enclaves centimétricos e *clots* (aglomerados máficos) irregulares a subarredondados possuem composição microdiorítica, podem apresentar contatos interdigitados e cristais pingados dos monzogranitos hospedeiros, indicando processos de mistura mecânica de magmas (*mingling*). Esses granitoides encontram-se cataclasados a milonitizados em discretas zonas de cisalhamento.

3.2.1.3. Quartzo Diorito Micad (PP3 γ abq)

O termo Quartzo Diorito Micad (PP3 γ abq) é aqui proposto informalmente para designar um corpo irregular situado na região oriental da folha Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), em contato com o batólito granítico São Gabriel e com os vulcanitos ácidos do Grupo Iricoumé. Essa unidade é composta por clinopiroxênio-hornblenda quartzo dioritos a quartzo monzodioritos constituídos de plagioclásio euédrico a subédrico saussuritizado, K-feldspato intersticial pertítico e quartzo anédrico a subédrico com forte extinção ondulante. Os minerais máficos são clinopiroxênio, hornblenda, biotita, além de acessórios como clorita, epidoto, apatita e zircão.

Foi selecionado para análise geocronológica um hornblenda-augita-biotita quartzo monzodiorito (JL-16, anexo 4) equigranular, médio a grosso e isótropo, coletado na pedreira de extração de brita do km 135 da BR-174 (Mineração Amazônia Mucajá Ltda.), próximo da entrada do ramal da Micad. A idade obtida nessa amostra foi de $1871,2 \pm 6,6$ Ma (MSDW = 5,2) a partir de oito cristais de

zircão, produzindo uma idade de cristalização 8 Ma mais jovem do que o monzogranito da área-tipo (amostra MA-48, 1879 ± 4 Ma), embora as idades se superponham dentro das margens de erro estabelecidas pelo método.

3.2.2. Fácies Subvulcânica (PP3 γ abs)

As rochas que representam a fácies subvulcânica (**PP3 γ abs**), associada à Suíte Água Branca, afloram preferencialmente no extremo NE da folha Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI). Essa fácies é composta por dacitos, andesitos e quartzo latitos porfiríticos, além de dioritos e quartzo dioritos e dioritos de granulação muito fina. Os termos porfiríticos são biotita quartzo monzodioritos, biotita dioritos e tonalitos possuem corcinza com fenocristais de plagioclásio de até 3 mm, por vezes exibindo antipertitas, e K-feldspato com matriz equigranular fina a média com quartzo, K-feldspato, biotita, clorita e epidoto. Os minerais acessórios são titanita e óxidos de Fe-Ti.

Os termos equigranulares finos a médios possuem textura do tipo “sal e pimenta” e apresentam pequenos enclaves máficos microgranulares, sendo compostos, também, por hornblenda na sua mineralogia varietal.

3.3. Charnockito Rio Pardo (PP3 γ cr)

O Charnockito Rio Pardo, (Figura 3.2) previamente identificado por Araújo Neto & Moreira (1976) no médio curso do rio homônimo é composto por rochas melanocráticas a leucocráticas, de granulação fina a média, com K-feldspato como mineral dominante, geralmente pertítico, plagioclásio subédrico (caracterizando a ocorrência de charnoquitos a enderbitos) e, mais raramente quartzo anédrico ou em intercrescimentos micrográficos com K-feldspato. Os minerais varietais são hornblenda, augita, biotita e hiperstênio, com apatita, titanomagnetita e outros óxidos de Fe-Ti como minerais acessórios.

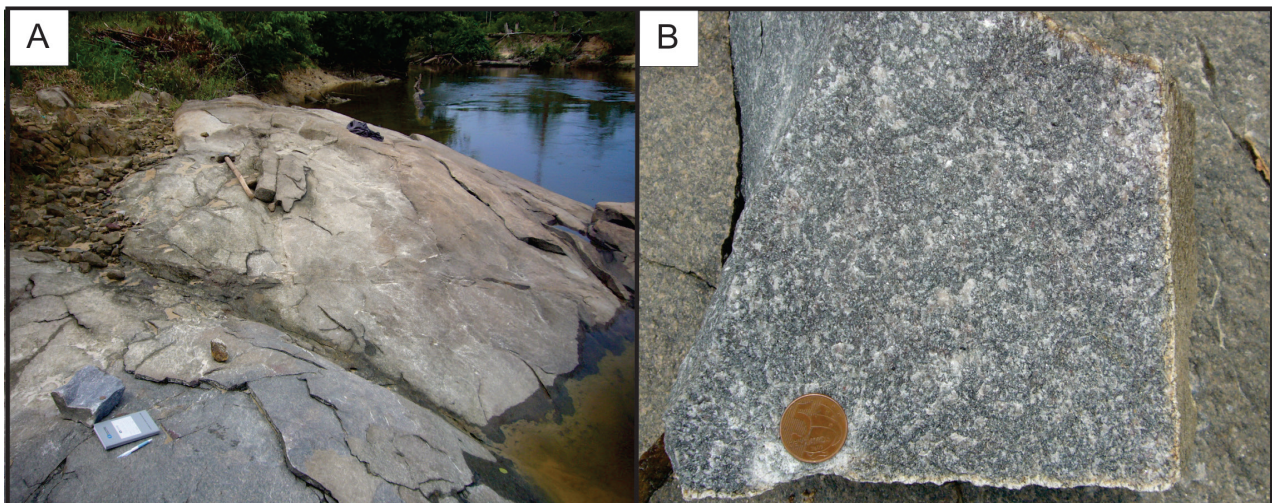


Figura 3.2 – Aspecto de campo do charnockito Rio Pardo: A) afloramento em lajedo; B) Charnockito em amostra de mão.

Uma amostra de enderbite coletada no alto rio Pardo (DP-29, anexo 3) definiu uma idade concordante de 1883 ± 19 Ma com base em 9 cristais de zircão (MSWD = 2,4), indicando contemporaneidade com os granitos da Suíte Mapuera. Charnockitoides com idades próximas à do rio Pardo são encontrados na literatura, entre eles o Enderbite Santa Maria (ALMEIDA 2006) e o Charnockito Jaburu (SANTOS *et al.* 2001), ambos localizados no sul-sudeste de Roraima, apresentando idades de 1891 ± 1 Ma (Pb-Pb evaporação) e de 1873 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP), respectivamente.

3.4. Suíte Mapuera (PP3γma)

A Suíte Intrusiva Mapuera (SIM) (VEIGA JR. *et al.*, 1979) ocorre em todas as folhas do projeto e é caracterizada por corpos graníticos irregulares, intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e nos granitoides da Suíte Água Branca, geralmente alongados na direção NW-SE e com médios a altos valores de eTh e eU nos dados de aerogeofísica. Em locais com boas exposições esses granitoides foram separados em corpos individuais como os granitos São Gabriel, Abonari e Simão.

Os granitoides da SIM são sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos de cor rosada com texturas equigranulares a seriadas médias, raramente porfiríticas, podendo apresentar porções granofíricas e enclaves máficos microgranulares.

Quimicamente, as rochas da SIM são metaluminosas a moderadamente peraluminosas e possuem altos valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{FeO}_T / (\text{FeO}_T + \text{MgO})$ e Ga/Al, típicos da série alcalina saturada em sílica do tipo-A. Esses granitoides tendem a plotar nos campos intra-placa e pós-colisional no diagrama Nb+Y vs. Rb e possuem razões Nb/Y típicas de granitoides tipo

A2 (VALÉRIO *et al.*, 2009; FERRON *et al.*, 2010).

3.4.1. Metagranito Curiuaú (PPγmac)

O Metagranito Curiuaú (MC) é um corpo granítico alongado, com importante controle estrutural NNW-SSE, localizado no setor ocidental da folha Igarapé Canoa (SA-20-X-D-VI), região do alto curso do Rio Pardo. Este corpo está condicionado a uma extensa faixa de cisalhamento dúctil NNW-SSE, gerando rochas gnáissicas e miloníticas. A leste e norte faz contato com granitoides deformados, também em regime dúctil, da Suíte Água Branca, enquanto que a sul está recoberto por arenitos do Grupo Trombetas.

Composicionalmente, o MC é formado por sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos deformados e milonitos de mesma composição, com bandamento gnáissico e textura granoblástica, equigranular grossa a inequigranular, localmente porfiroclástica, mostrando forte orientação preferencial de seus constituintes minerais (Figura 3.4.1). Cristais finos e equidimensionais tendem a desenvolver textura poligonal por recristalização estática. A associação mineral é formada por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, hornblenda hastingsítica, biotita e granada. A rotação de subgrãos e migração de limites de grãos ocorrem em cristais de quartzo e a formação de porfiroclastos (tipo *augen*) foi verificada em cristais de K-feldspato.

A datação radiométrica para o MC foi realizada na amostra DP-35 (anexo 3), localizada no baixo curso do rio Curiuaú, um hastingsita-biotita ortoclásio granito deformado com textura nemato- a granoblástica, granulação equigranular fina, apresentando orientação preferencial dos cristais de feldspato potássico e máficos. Nessa amostra foi obtida uma idade concordante de $1876,9 \pm 7,2$ Ma, a partir de 07

cristais de zircão (MSWD = 2,8), considerada a idade de cristalização do protólito granítico. Uma idade concordante mais jovem, de $1481,9 \pm 8,1$ Ma, foi obtida em 02 cristais de titanita metamórfica (MSWD=0,21), indicando a idade do evento deformacional de mais alta temperatura. Idades semelhantes de metamorfismo de alto

grau são registradas por outros autores em Roraima (Mucajaí, SANTOS *et al.*, 2006) - e no NW do Amazonas - rio Içana (ALMEIDA *et al.*, 2011), como, por exemplo, aquelas obtidas em gnaisses (titanita) e migmatitos (monazita), cujas idades variam de 1478 ± 13 Ma a 1476 ± 16 Ma, respectivamente.

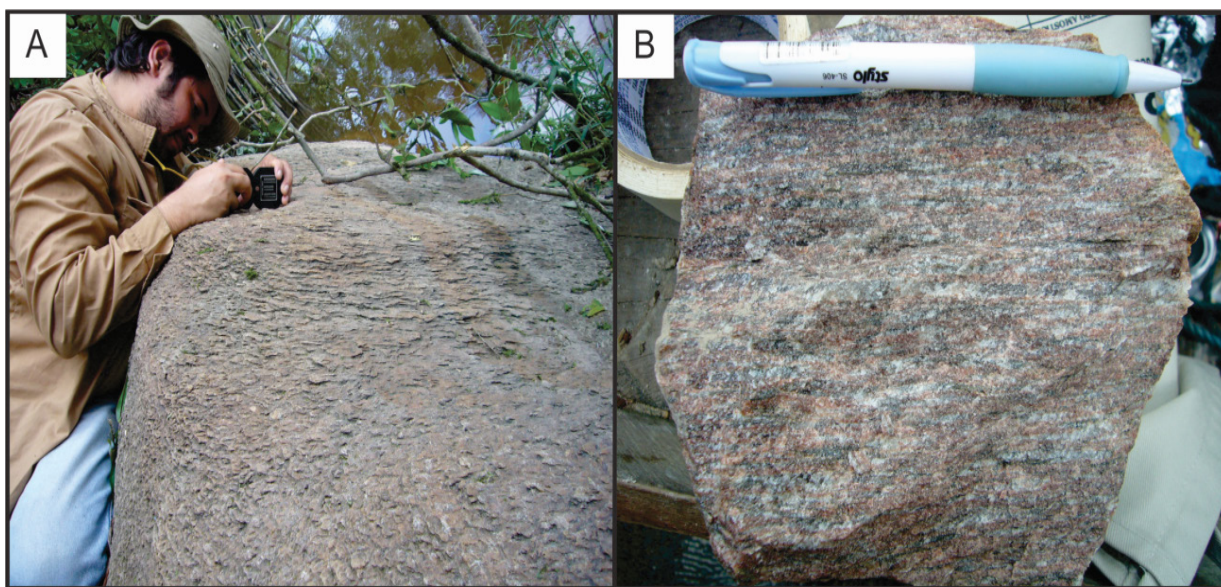


Figura 3.4.1 – Aspecto de campo do metagranito Curiaú com bandamento marcado pela orientação de filossilicatos e estiramento de quartzo e feldspatos.

3.4.2. Granito Simão (PP3γmas)

O Granito Simão (GS) possui cerca de 600 km², tem forma alongada na direção NW-SE e está colocado entre as vulcânicas do GI e as plutônicas da SAB. Parte do corpo situa-se na porção sudeste da folha Vila do Pitinga, prolongando-se até o extremo NE da folha Igarapé Santo Antônio do Abonari. O acesso aos afloramentos deste granito é muito restrito havendo coincidência de área com a Reserva Biológica do Uatumã e com a Reserva Indígena Waimiri-Atroari. A separação deste granito foi realizada com o auxílio das imagens de modelo digital de terreno (SRTM) e aerogeofísica (composição ternária, contagem total, equivalente Th, equivalente U e primeira derivada vertical da magnetometria).

Nas estações realizadas com a utilização de helicóptero (LB-14, LB-15, MA-47a,b,c) foi

realizada amostragem do GS. Este granito é composto principalmente por biotita álcali-feldspato granitos e biotita sienogranitos equigranulares a porfíricos, por vezes com hornblenda, e tendo como acessórios titanita, apatita, zircão e fluorita. Clorita e epidoto são fases de alteração.

As idades disponíveis para esse corpo granítico são de 1885 ± 4 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão) para um biotita álcali-feldspato granito e de 1875 ± 4 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão) para um biotita sienogranito (FERRON *et al.*, 2006) nas proximidades de Pitinga, indicando contemporaneidade com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

3.4.3. Granito Abonari (PP3γmaa)

O Granito Abonari (GA), localizado no

setor central da folha Igarapé Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III), ocupa uma área aproximada de 450 km² e tem um formato levemente alongado segundo a direção WNW-ESE. As investigações geológicas e aerogeofísicas permitiram a separação deste corpo granítico em duas fácies principais: fácies plutônica, predominante na área de exposição, e fácies subvulcânica, que ocorre subordinadamente em uma faixa E-W na sua borda norte.

A fácies plutônica (**PP3 γ maap**) é constituída por granitos de textura inequigranular a equigranular média a grossa. Os álcali-feldspato granitos a sienogranitos (Figura 3.5.1a) são os mais frequentes, sendo acompanhados por subordinados monzogranitos. Essa fácies também apresenta enclaves microdioríticos arredondados com contornos bem definidos a irregulares e interdigitados, de tamanhos variados, cujo principal componente máfico é a

biotita.

A fácies subvulcânica (**PP3 γ maas**) é composta por microgranitos, variando composicionalmente de sienogranitos a álcali-feldspato granitos de textura equigranular fina a média a porfírica (Figura 3.5.1b). Estes litotipos apresentam fina matriz de coloração rósea envolvendo fenocristais de álcali-feldspato perítico e finos cristais de quartzo, com arfvedsonita, hornblenda e biotita como minerais varietais, titanita e óxidos de Fe-Ti como minerais acessórios, clorita e epidoto como minerais de alteração tardi a pós-magmática. O quartzo pode mostrar forte extinção ondulante e porções recristalizadas por processos dinâmicos. Texturas cataclásticas são por vezes diagnosticadas e sempre associadas a lineamentos vinculados a zonas de cisalhamento rúpteis cortando o granito na direção NW-SE e NE-SW.

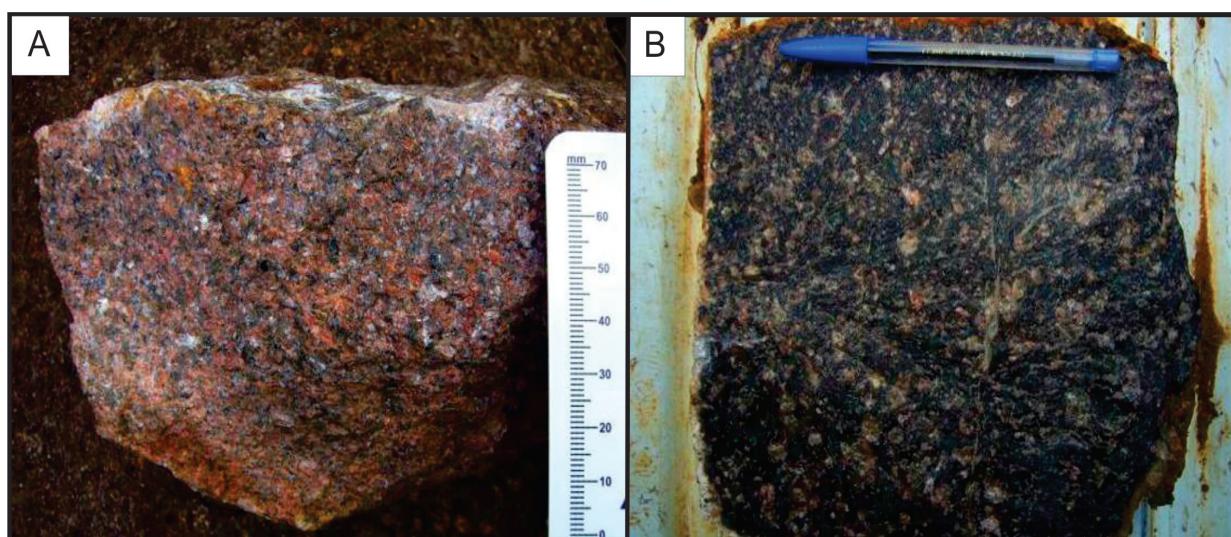


Figura 3.5.1 – Características mesoscópicas do Granito Abonari e suas duas fácies principais. A) Álcali-feldspato granito, fácies plutônica; B) Riolito porfírico, fácies subvulcânica.

Os dados geocronológicos disponíveis para este corpo granítico indicam uma idade de cristalização de 1866 ± 14 Ma (LA-ICP-MS em zircão); (LOMBELLO, 2011), concordantes com os demais componentes deste magmatismo na área de Pitinga (granitos Simão e Bom Futuro).

Os estudos isotópicos efetuados por Lombello (2011) indicam valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,34 e -0,33 acompanhados por idades T_{DM} entre 2,10 e 2,23 Ma, sugerindo um retrabalhamento de crosta paleoproterozoica riaciana como principal componente para a geração deste magmatismo.

3.4.4. Granito São Gabriel (PP3 γ mag)

O Granito São Gabriel ocupa o setor central da folha Igarapé Canoa SA.20-X-D-VI e exibe uma área próxima de 400 km², com forma ligeiramente alongada na direção NW-SE. Foi proposta uma separação em duas fácies, seguindo critérios essencialmente texturais: a) fácies plutônica (PP3 γ magp) com padrão composicional e textural homogêneo e de maior expressão areal; b) fácies subvulcânica (PP3 γ magv), mais subordinada, situada na borda NE do corpo.

Composicionalmente, a fácies plutônica do Granito São Gabriel caracteriza-se por hornblenda-biotita sienogranitos, biotita sienogranitos, hornblenda-biotita monzogranitos equigranulares médios a grossos hipidiomórficos com anfibólio verde (hornblenda), biotita, titanita, zircão, apatita e óxidos de Fe-Ti.

A fácies subvulcânica é representada por microgranitos leucocráticos de cor avermelhada a rosada, variando de tipos porfiríticos a afíricos.

Com textura subfanerítica fina, formado por grãos de quartzo, ortoclásio e plagioclásio, e como acessórios ocorrem mica branca, biotita e por vezes granada.

Macroscopicamente a fácies plutônica apresenta textura equigranular (Figura 3.5.2a) a seriada grossa, raramente porfirítica. A fácies subvulcânica (Figura 3.5.2b) está associada à zona de borda do corpo principal, sendo caracterizada por uma matriz fanerítica fina, de cor rosa a vermelho, leucocrática, envolvendo fenocristais milimétricos de K-feldspato, quartzo fumê e eventualmente granada. Enclaves dioríticos centimétricos, microgranulares ocorrem com frequência.

Associados à fácies subvulcânica ocorrem diques máficos com limites planos (tendo sua colocação controlada por descontinuidades rúpteis), ou com contatos sinuosos, interpenetrados e interdigitados com a encaixante granítica, sugerindo uma relação de contemporaneidade entre o magma félsico e o magma máfico (dique sin-magmático).

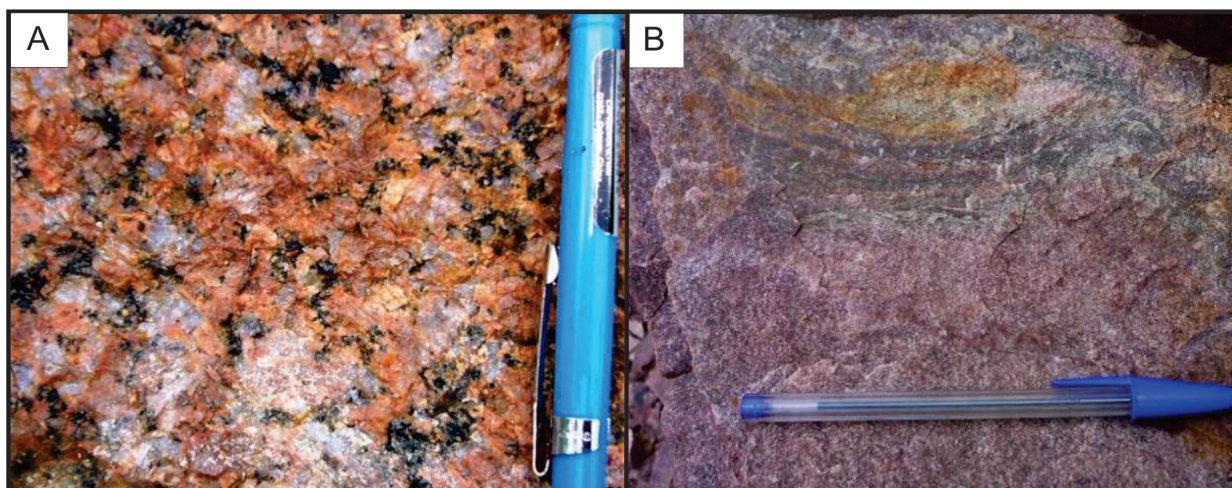


Figura 3.5.2 – Características mesoscópicas do Granito São Gabriel: a) Textura equigranular grossa em sienogranito representativo da fácies plutônica; b) Textura equigranular fina do leucogranito, fácies subvulcânica.

A interação entre esses dois magmas parece gerar localmente um tipo híbrido, de cor cinza claro, equigranular e de grão fino, demarcando uma zona métrica entre o dique e

a encaixante onde é possível observar enclaves angulosos a subarredondados, que mostram contatos em chama ou interdigitados, indicando mistura de magmas ou processos relacionados

a assimilação dique-encaixante. Este conjunto é cortado por veios e diques aplíticos esbranquiçados, que podem representar líquidos tardios, produtos da evolução magmática do microgranito hospedeiro.

Para estudos geocronológicos foi coletada uma amostra situada no ramal da MICAD (aproximadamente no km 135 da BR-174), representativa da parte sudeste do corpo do Granito São Gabriel, de um sienogranito rapakivi, avermelhado, equigranular grosso. Os resultados mostram uma idade concordante de 1866 ± 11 Ma (MSWD = 2,5) baseada em 09 cristais de zircão, sugerindo uma idade de cristalização mais próxima dos tipos de colocação tardia dessa suíte. Apenas 01 cristal forneceu idade discordante de 1934 Ma, considerada um registro do embasamento não aflorante no nordeste do Amazonas, mas de ampla ocorrência na região central de Roraima.

3.4.5. Granitoides Indivisos (PP3 γ ma)

Os demais corpos graníticos vinculados à Suíte Mapuera, aqui relacionados como granitos indiscriminados, foram cartografados exclusivamente com a ajuda de interpretação de mapas aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), de sensores remotos e, em menor escala, a partir da compilação e revisão

de dados referentes a projetos históricos (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976; VEIGA JR. *et al.*, 1979).

3.5. Gabro Taxista (PP3 β gt)

O Gabro Taxista (GT) é uma intrusão com formato elíptico a circular e com área de aproximadamente 18 km², apresentando 6 km de comprimento em seu eixo E-W e 3 km ao longo do eixo N-S, localizada na região sudoeste da folha SA.20-X-D-VI (Igarapé Canoa). O acesso ao corpo se dá a partir dos ramais do Canoa e do Taxista, na altura do km 137 da BR-174, e seus melhores afloramentos são representados por blocos e matacões expostos em leitos de drenagens perenes (grotas) próximas à região central da intrusão (Figura 3.6.1).

Em mapas aeromagnéticos (primeira derivada vertical), nota-se um forte contraste entre as respostas geradas pelos granitoides encaixantes da Suíte Água Branca e a anomalia produzida pelo GT. Esta unidade é composta por gabros, olivina gabros e leucogabros isótipos, com cor cinza escura, de textura equigranular média a grossa, compostos por plagioclásio ripiforme, olivina globular em textura cúmulus e clinopiroxênio intercúmulus ou em coronas em torno da olivina.

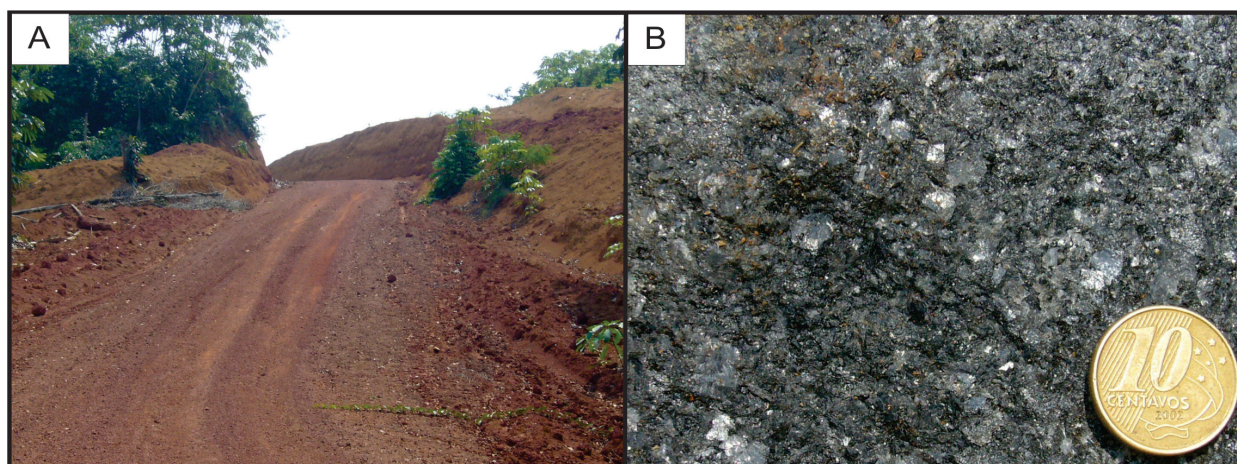


Figura 3.6.1 – Aspecto de campo do gabro Taxista. A) Solo avermelhado próximo a afloramento de gabro; B) aspecto geral do gabro cinza escuro.

Eventualmente, olivina e clinopiroxênio podem ocorrer transformados para serpentina e tremolita-actinolita. Os cristais de plagioclásio podem ocorrer inclusos ou parcialmente inclusos nos clinopiroxênios e olivinas. Os minerais acessórios são biotita e óxidos de Fe-Ti

A datação de um olivina leucogabro, situado nas proximidades do ramal do Taxista, também localizado no vale dos igarapés Canoa e Pardo, apresentou uma idade concordante em badeleita (02 cristais) de 1859 ± 15 Ma, mostrando contemporaneidade com a Suíte Mapuera. Já as análises isotópicas de Sm-Nd mostram valores de ϵ_{Nd} em torno de +1,12 e idades modelo T_{DM} da ordem de 2,15 Ga, indicando uma contribuição mantélica ou de crosta empobrecida riaciana para a geração do Gabro Taxista.

A relação espacial e temporal de granitos tipo-A, rapakivi, charnockitos e enderbitos, além de um complexo gabróico, sugere a presença de uma associação tipo ACG de 1,88-1,86 Ga, a semelhança daquelas existentes em Roraima (FRAGA, 2002) e Rondônia (SCANDOLARA, 2006), cujas idades são 300 Ma mais jovens (1,56-1,52 Ga). Desse modo a associação ACG do Rio Pardo seria a primeira descrita no Cráton Amazônico cuja geração ocorreu no intervalo 1,88-1,86 Ga.

3.6. Suíte Madeira (PP34 γ m)

A Suíte Madeira (SM) aflora predominantemente na área da folha Vila do Pitinga, onde ocorrem os granitos Europa, Água Boa, Madeira e Granitoides Indivisos, e subordinadamente na folha Igarapé Santo Antônio do Abonari, onde há a ocorrência do Granito Paulista. Os granitos Água Boa e Madeira possuem formas alongadas segundo a direção NE-SW, são compostos por diversas

fácies diácronas e portam mineralizações de Sn, Nb e Ta. Já os granitos Europa, Paulista e Granitoides Indivisos tendem a apresentar formas subcirculares.

3.6.1. Granito Paulista (PP34 γ mp)

O Granito Paulista, denominado aqui informalmente, está localizado na região centro sul da folha igarapé Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III), imediatamente a sul do Granito Abonari. Possui um formato elíptico com diâmetro de 13 km e área aproximadamente de 90 km². É caracterizado por biotita monzogranitos, biotita sienogranitos, leucogranitos e mais raramente álcali-feldspato sienito e quartzo monzonito, isótipos, de textura equigranular grossa, com raros tipos de textura fina nas porções de borda.

A mineralogia essencial é composta por K-feldspato, em cristais grossos a médios de duas gerações. A primeira está representada por megacristais tabulares peritéticos, contendo pequenas inclusões de plagioclásio. A segunda geração ocorre de modo intersticial, em cristais finos a médios. O plagioclásio é comumente tabular, euédrico a subédrico e por vezes zonado. O quartzo em geral se apresenta em cristais anédricos a subédricos. O mineral máfico predominante é a biotita e os acessórios são titanita primária euédrica e óxidos de Fe-Ti. Uma idade de 1830 ± 14 foi adquirida para o Granito Paulista (LOMBELLO, 2011), posicionando-o na Suíte Madeira.

3.6.2. Granito Europa (PP34 γ m1)

O Granito Europa (GE) ocorre na porção NW da folha Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI), onde intrude as rochas piroclásticas do Grupo Iricoumé. O corpo só pode ser acessado na sua porção leste, pois sua maior parte encontra-se

dentro da Reserva Indígena Waimiri-Atroari. Possui uma geometria sub-circular com cerca de 12 km de diâmetro. Sua idade de 1839 ± 6.2 Ma (BASTOS NETO *et al.*, 2014) o posiciona como o granito mais antigo da SM.

Composicionalmente, o GE é um riebeckita-pertita granito isótropo, com textura equigranular média a grossa. A mineralogia essencial é composta por K-feldspato subédrico com hábito prismático e com pertitas dos tipos *string* e *rod*, ocasionalmente intercrescidos com quartzo em textura micrográfica, quartzo globular, e prismas de albita. O mineral máfico principal é a riebeckita anédrica prismática com pleocroísmo azul a azul esverdeado. Astrofilita, zircão e apatita são os minerais acessórios (PRADO *et al.* 2007).

3.6.3. Granito Água Boa (PP34 γ m2)

O Granito Água Boa (GAB) é um granito alongado segundo a direção NE-SW, com cerca de 25 km x 15 km e aflora parcialmente na porção leste da folha Vila do Pitinga, em uma área de aproximadamente 10 km x 4 km. É constituído por quatro fácies diácronas de granitoides com diferentes texturas e composições (DAOUD, 1988; LENHARO, 1998): (i) fácies anfibólio-biotita sienogranito (**PP34 γ m2ab**), contendo sienogranitos de textura equigranular a seriada média a grossa, mostrando crescimentos granofíricos e texturas rapakivi.; (ii) fácies biotita sienogranito (**PP34 γ m2b**), formada por sienogranitos de granulação seriada fina a grossa, com plagioclásios zonados, e topázio em quantidades traço.; (iii) fácies biotita álcali-feldspato granito porfirítico (**PP34 γ m2p**), formada por termos porfiríticos de matriz fina a média; (iv) fácies topázio granito (**PP34 γ m2t**), constituída de sienogranitos porfiríticos a seriados de granulação fina a grossa, com topázio e cassiterita como minerais acessórios (Figura

3.7.1a), na qual ocorre a mineralização primária de estanho associada a *greisens* (DAOUD, 1988; BORGES *et al.*, 2003) e episienitos (COSTI *et al.*, 2002).

As idades deste granito variam de 1824 ± 24 Ma para o biotita granito (BASTOS NETO *et al.*, 2014), 1815 ± 10 Ma (LENHARO, 1998) e 1816 ± 20 Ma (BASTOS NETO *et al.*, 2014) para o topázio granito, e 1798 ± 10 Ma para o anfibólio-biotita sienogranito (LENHARO, 1998). O GAB forneceu valores de ϵ_{Nd} entre -2,2 e 0,2 com idades modelo T_{DM} entre 2350 e 2160 Ma (LENHARO *et al.*, 2002, 2003).

3.6.4. Granito Madeira (PP34 γ m3)

O Granito Madeira (GM) também é um corpo alongado na direção NE-SW com área de cerca de 10 x 5 km.

É composto por quatro fácies distintas (COSTI *et al.*, 2000): (i) anfibólio-biotita sienogranito porfirítico (**PP34 γ m3ab**), formado por sienogranitos metaluminosos equigranulares grossos a porfiríticos contendo textura rapakivi, com K-feldspato pertítico, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais, biotita e hornblenda como varietais, e zircão, fluorita e óxidos de Fe-Ti como acessórios. Esta fácies apresenta na porção de borda enclaves arredondados de rochas vulcânicas (COSTI, 2000) e forneceu uma idade de 1824 ± 2 Ma (BASTOS NETO *et al.*, 2014); (ii) biotita álcali-feldspato granito (**PP34 γ m3b**), intrusiva na fácies anfibólio-biotita sienogranito, composta por granitos metaluminosos a peraluminosos equigranulares a porfiríticos com K-feldspato pertítico, quartzo e raro plagioclásio. O mineral varietal é a biotita e os acessórios são fluorita, zircão, topázio e óxidos de Fe-Ti. Os contatos com a fácies albita-granito são reativos, formando greisens de contato nas bordas norte, noroeste, sul e sudeste. A idade disponível para essa fácies é de 1822 ± 2 Ma (BASTOS NETO *et*

al., 2014); (iii) fácies albita granito (**PP34γm3b**), associada com um feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfíritico de matriz média a grossa (idade 1818 ± 2 Ma, Pb-Pb evap. zircão, Costi *et al.*, 2000), com duas unidades internas, o albita granito de núcleo, (Figura 3.7.1b) de afinidade peralcalina, cor cinza característica, seriado a porfíritico, com quartzo, albita e K-feldspato como minerais essenciais, criolita, mica escura e riebeckita como variedades, zircão, cassiterita, pirocloro, columbita e torita como minerais acessórios (Minuzzi, 2005); e o albita granito de borda, de afinidade peraluminosa, com cor avermelhada característica, textura porfírica, contendo quartzo (fenocristais), K-feldspato e albita (matriz) como minerais essenciais e fluorita, cassiterita, hematita, torita e columbita como acessórios e zircão em quantidade anômalas. Essa fácies forneceu idades U-Pb (zircão) LA-ICP-MS entre 1822 ± 22 Ma e 1794 ± 19 Ma (BASTOS NETO *et al.*, 2014).

A fácies albita granito do Granito Madeira tem sido investigada devido à mineralização de Sn, Nb, Ta (Y, ETR, Li, Zr, U e Th), sendo consenso que o magma que gerou esta fácies era enriquecido em F, Sn, Rb e HFSE (Costi *et al.*, 2009). No estágio magmático, o alto teor de flúor no magma foi tamponado pela cristalização de criolita com estanho (cassiterita) e nióbio (U-Pb pirocloro) homoganeamente dispersos pelo depósito e transportados por complexos ricos em flúor. A cristalização de zircão, inibida no estágio magmático primário pela alta atividade do flúor, intensificou-se nos estágios magmáticos secundários, formando concentrações com xenotima e polilitionita em zonas pegmatíticas. A mineralização de Y e ETR na porção inferior do depósito é representada por inclusões de gagarinita-(Y) com fluorecita-(Ce) formadas pela exsolução de gagarinita primária (BASTOS NETO *et al.*, 2010).

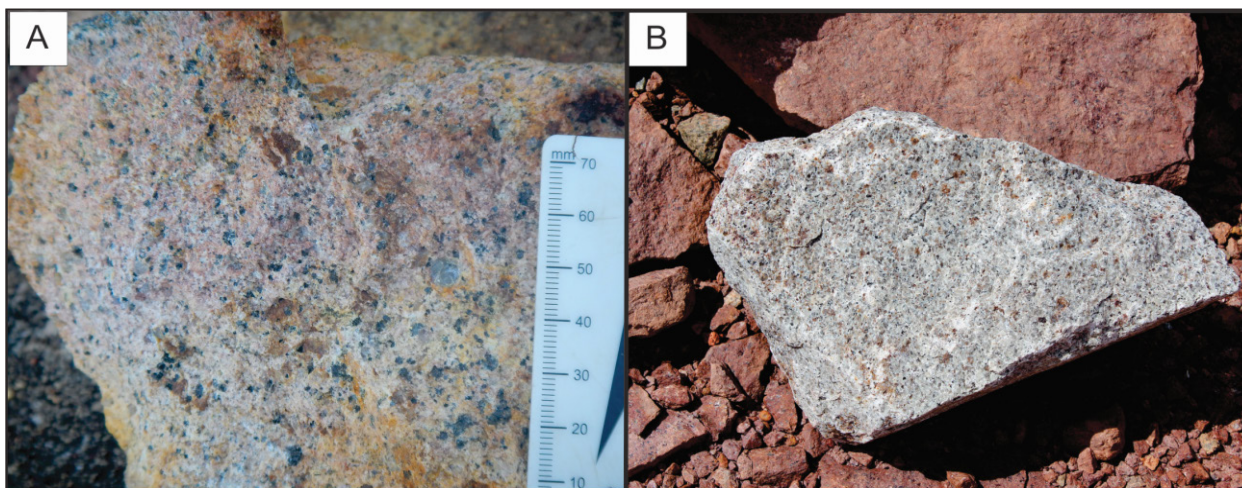


Figura 3.7.1 - Aspecto de campo da Suíte Madeira. A) Sienogranito porfíritico a seriado, de granulação fina a grossa, com topázio e cassiterita do Granito Água Boa; B) Albita granito de núcleo de afinidade peralcalina, cor cinza característica, seriado a porfíritico, do Granito Madeira.

3.6.5. Granitoides Indivisos (PP34γm)

Os Granitoides Indivisos da Suíte Madeira são caracterizados por formas subcirculares em imagens de SRTM e nos canais de eTh, eU, contagem total e composição ternária da aerogamaespectrometria. A inclusão desses

domínios aerogeofísicos dentro da Suíte Madeira é justificada pela sua semelhança, nas respostas aerogeofísicas e forma, ao Granito Europa.

3.7. Formação Prosperança (MP3pç)

A Formação Prosperança (Paiva 1929,

Caputo *et al.*, 1971) é constituída por arenitos arcoseanos, conglomerados e siltitos e tem sua área-tipo na região da foz dos rios Unini e Jaú pela margem direita do baixo curso do rio Negro. Essa unidade possui cinco associações de fácies sedimentares relacionadas a um ambiente deltaico com desembocadura em mar raso (distributário fluvial, desembocadura de baía, canal crevasse, preenchimento de baía e *shoreface* com tempestitos) (NOGUEIRA, 1999). Na área do projeto, os depósitos proterozoicos da Formação Prosperança (Figura 3.8.1) ocorrem na parte norte da folha Igarapé Canoa, constituindo um corpo alongado segundo WNW, sendo constituídos por arenitos arcóseos, conglomerados e pelitos. Esses depósitos estão sobrepostos às rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé e aos granitoides das suítes Mapuera e Água Branca.

Em campo foram verificadas camadas de

conglomerado correspondentes a depósitos de barras longitudinais ou de fundo de canal, camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada e lentes de conglomerado interpretadas como dunas subaquosas em regime de fluxo superior, camadas com estratificação cruzada tabular de barras linguóides ou transversais. Algumas camadas apresentam ciclos granodecrescentes ascendentes, com paleocorrente unidirecional para SW e estruturas relacionadas a migração de dunas e barras, representativas de planície fluvial entrelaçada conectada a uma região costeira por canais meandrantés. A deposição de camadas de quartzo-arenito ocorreu em ambiente marinho raso em zona de praia sob influência de ondas. A deposição de pelitos é associada ao rompimento dos diques marginais de canais meandrantés que preenchiam a planície deltaica, com camadas mais espessas relacionadas a depósitos de pró-delta.



Figura 3.8.1 - Foto panorâmica da Formação Prosperança na BR-174.

Santos *et al.* (2002) atribuíram uma idade mínima de 1027 ± 22 Ma para arenitos da Fm. Prosperança com base em estudos em zircões detríticos. Datações realizadas por Riker *et al.* (2015) em um ponto situado no Km 163 da BR-174, forneceram idades mínimas da ordem de 1175 ± 10 Ma com predominância de fontes orosirianas, entre 1811 e 1936 ± 6 Ma para essa unidade.

3.8. Formação Seringa (MP3ose)

A Formação Seringa (FS) aflora na forma de blocos e matacões expostos em pequenos igarapés ou nas margens de estradas vicinais na folha Igarapé Canoa SA.20-X-D-VI. O corpo mais expressivo desta unidade está localizado no setor sudoeste da folha, formando um dique de orientação NE-SW, destacado no mapa aeromagnético de 1° derivada vertical. De acordo ainda com os dados aerogeofísicos (magnetometria), as magnitudes (em planta) deste dique atingem cerca de 35 km de

comprimento e largura média próxima de 1 km. Os principais afloramentos pertencentes à FS estão localizados nas estações JL-010, JL-020 e JL-039 na região da vicinal do Canoa e do médio curso do Rio Pardo

A FS é composta por diabásios de coloração preta a cinza escura e granulação fina a média, com textura subofítica, compostos por olivina, plagioclásio ripiforme, augita titanífera e óxidos de Fe-Ti.

Araújo Neto & Moreira (1976) registraram idade K-Ar em hornblenda de 1079 ± 18 Ma para um dique de diabásio aflorante na região do médio rio Pardo. A designação de Formação Seringa para este magmatismo básico coube a Veiga Jr. et al. (1979) nas regiões do rio Jatapu e do Igarapé Seringa. Estes autores diagnosticaram diversos registros de rochas básicas na forma de diques e soleiras de olivina diabásio.

Alguns corpos máficos indiscriminados, na forma de diques e distribuídos na região em estudo, são aqui associados informalmente à Formação Seringa e se apresentam em campo na forma de diques de tamanhos variáveis.

3.9. Grupo Trombetas

Nopresenteprojet, as rochas paleozoicas da Bacia do Amazonas afloram na porção sul da

folha Igarapé Canoa, sendo representadas pelas formações Autáz-Mirim e Nhamundá.

3.9.1. Formação Autáz-Mirim (Oam)

A Formação Autáz-Mirim (CAPUTO, 1984) é integrante do Grupo Trombetas, posicionada na sua base e sobreposta pelas formações Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. É composta por intercalações de arenitos (Figura 3.10.1), siltitos e folhelhos (ritmitos) depositados na forma de uma faixa estreita e contínua, marcando a depressão periférica da Bacia do Amazonas, apresentando-se morfologicamente como escarpas de direção aproximadamente E-W. Ocorrem sobrepostos em não-conformidade com as rochas do embasamento meso a paleoproterozoico. Sua interpretação paleoambiental é de uma sequência deposicional transgressiva, depositada em ambiente flúvio-estuarino e praiar, com intensa atividade eólica. Uma idade neo-ordoviciana tem sido atribuída para esta formação, com base na identificação de uma fauna de quitinozoários (GRAHN & PARIS, 1992).

Estudos geocronológicos em zircões detríticos realizados por Riker *et al.* (2015) indicaram idades entre 1991 ± 6 Ma e 486 ± 9 Ma, com predomínio de zircões cambrianos.

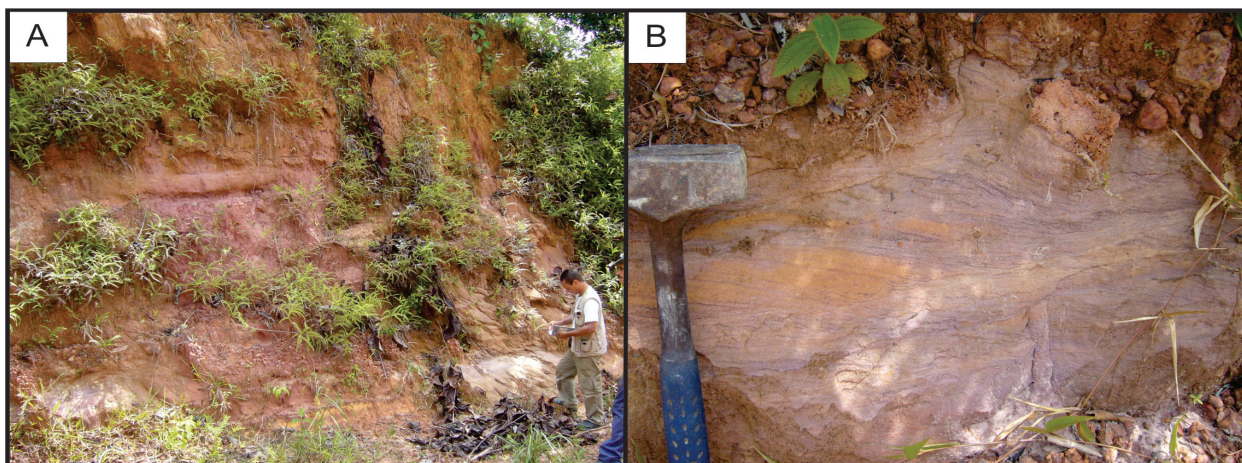


Figura 3.10.1 - Aspecto de campo da formação Autáz Mirim. A) Vista do Afloramento JL-51. B) Detalhe do afloramento, mostrando arenito avermelhado com intercalações de pelito.

3.9.2. Formação Nhamundá (S1n)

A Formação Nhamundá (BREITBACH 1957, CAPUTO 1984) aflora em uma faixa contínua na porção extremo-sul da folha Igarapé Canoa, por meio de não-conformidade com as rochas do embasamento proterozoico e por desconformidade em subsuperfície com as rochas da Fm. Autáz-Mirim. É constituída por quartzos arenitos com estratificação planoparalela (Figura 3.10.2a e b) e truncamentos de baixo ângulo de foreshore, arenitos com estratificação cruzada

tabular bioturbados (Skolithos) com marcas onduladas cavalgantes de zona de praia, arenitos finos e pelitos com estratificação cruzada tipo hummocky (de ação de ondas de tempestade), além de arenitos e diamictitos com estruturas planares subhorizontais de ambiente subglacial costeiro.

A presença de graptólitos e a correlação dos diamictitos com a costa Oeste-Africana indicou idade eo-siluriana (Llandoveryana/eo-wenlockiana) para esta formação.

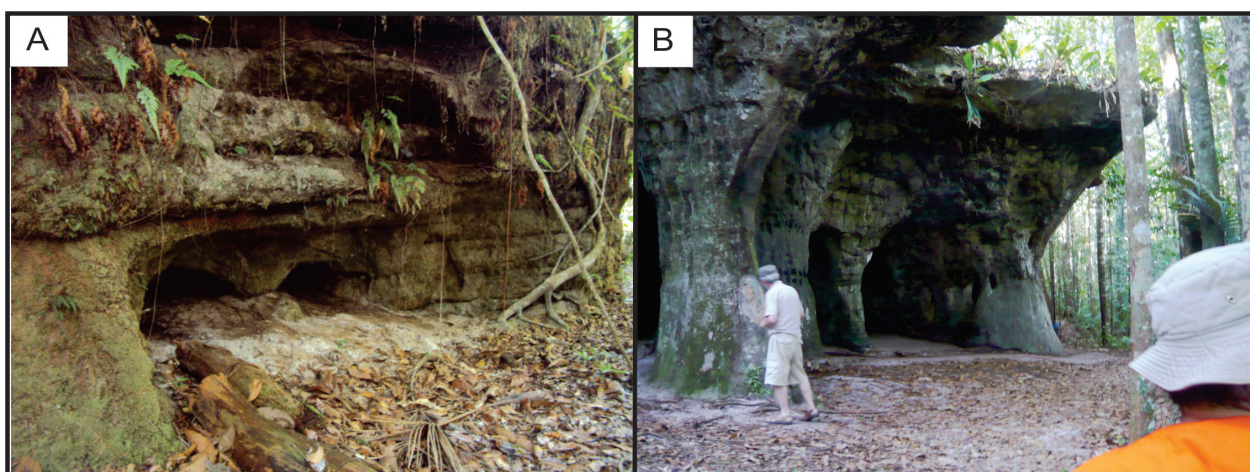


Figura 3.10.2 – Afloramentos da Formação Nhamundá. A) Acamamento sedimentar dos quartzos-arenitos (Igarapé das Lages); B) Cavernas em quartzos-arenitos na Cachoeira Iracema.

3.10. Coberturas lateríticas (Pdl)

As coberturas lateríticas encontradas na região mapeada são lateritos imaturos e lateritos maduros, de acordo com o grau de evolução e natureza dos perfis. Os lateritos imaturos são caracterizados por apresentar horizonte concrecionário ferruginoso, com baixo grau de evolução dos perfis, com pouca complexidade nos horizontes, como as “linhas de pedras” que ocorrem nos cortes de estradas ou ainda perfis constituídos basicamente por três horizontes característicos: horizonte ferruginoso, horizonte argiloso e horizonte transicional, formados provavelmente durante o Quaternário, entre 0,5 a 1,0 Ma.

Os lateritos maduros em geral ocorrem em um relevo mais elevado (platôs ou morros), mais evoluído, e com horizontes mais complexos, podendo conter horizontes bauxíticos, ferruginosos ou fosfáticos, sendo os mais importantes para hospedar mineralizações por processos lateríticos. Estima-se que seu tempo de formação varie de 10-30 Ma, formado no Paleógeno inferior.

Peixoto & Horbe (2008), estudaram os perfis lateríticos bauxíticos na região de Presidente Figueiredo, desenvolvido sobre as rochas graníticas das Suítes Mapuera e Madeira, das vulcânicas do Grupo Iricoumé e ainda os perfis desenvolvidos em rochas sedimentares da

formação Prosperança. Segundo os autores, as crostas desenvolvidas nos granitos e vulcânicas são mais espessas do que as desenvolvidas sobre as rochas sedimentares, e conseqüentemente apresentam uma crosta bauxítica mais espessa. A crosta bauxítica de origem vulcânica apresenta maior espessura, por causa da presença de vidro e textura afanítica da matriz, o qual facilitaria as transformações mineralógicas, tornando o enriquecimento em Al_2O_3 entre 50-60%, SiO_2

entre 1 e 4%, Fe_2O_3 entre 1 e 7%, e TiO_2 próximo a 2%, atestando a qualidade industrial da bauxita do Pitinga.

Outras regiões com ocorrência relatada de coberturas lateríticas, tanto na literatura quanto em trabalhos de campo, apontam as serras São Gabriel e Abonari, bem como a região da Vila da Mina do Pitinga (Figura 3.11.1) e a serra próxima ao ramal do Taxista como importantes perfis lateríticos maduros.

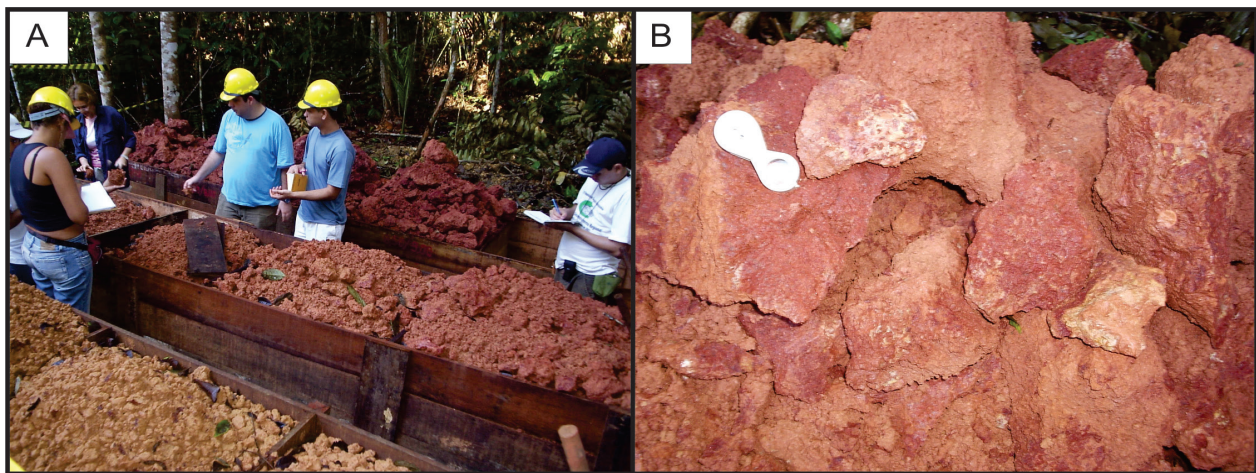


Figura 3.11.1 - Amostras coletadas de crostas aluminosas em trincheira na região da Mina do Pitinga. A) Testemunhos de escavação do perfil laterítico; B) Detalhe da bauxita dos testemunhos.

3.11. Terraços Fluviais (Q2t) e Depósitos Aluvionares (Q2a)

Os terraços fluviais e depósitos aluvionares são limitados por quebra de relevo no contato das rochas com a planície aluvial que é permanentemente alagada na região do Lago de Balbina e parcialmente alagada no período de chuvas da região nas margens dos rios e igarapés. São representados por sedimentos quaternários depositados nas calhas e planícies de inundação dos rios e igarapés da região, recobrando parcialmente as unidades litoestratigráficas mais antigas, apresentando maior volume nos rios Santo Antônio do Abonari, Pardo, Alalaú e igarapés Taboca e Santo Antônio. Composicionalmente são areias, areias

argilosas, cascalho, silte e argila inconsolidados a semi-consolidados, com espessura variável (1 a 3 m), contendo matéria orgânica (gravetos e folhas) pouco maturada.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A geologia da região nordeste do Estado do Amazonas é caracterizada pelo registro de um volumoso magmatismo paleoproterozoico de natureza plutônica e vulcânica. Este magmatismo, ocorrido entre 1,90 e 1,79 Ga e de caráter cálcio-alcálico a alcalino, está relacionado a um contexto tectônico pós-orogênico a intraplaca.

Os falhamentos constituem os elementos

estruturais mais importantes da área de estudo e três direções principais se destacam NW-SE, NE-SW e E-W. Alguns têm caráter regional, desenvolvendo faixas miloníticas e cataclásticas extensas, por vezes reaproveitadas por intrusões de diques máficos em eventos tafrogênicos. Estruturas primárias observadas na área de estudo são restritas às foliações de fluxo das unidades efusivas e piroclásticas vinculadas ao Grupo Iricomé e a algumas unidades da Suíte Água Branca, e também às estruturas sedimentares das rochas siliciclásticas da Formação Prosperança e do Grupo Trombetas.

O magmatismo cálcio-alcálico Água Branca (1,90-1,87 Ga) e o magmatismo vulcanoplutônico alcalino tipo-A Iricoumé-Mapuera (1,90-1,86 Ga) estão associados a um contexto tardi-orogênico a pós-orogênico, respectivamente (VALÉRIO 2006, ALMEIDA 2006, LOMBELLO 2011), sendo sucedidos por um evento de magmatismo intraplaca entre 1,83 Ga e 1,74 Ga da Suíte Madeira (HORBE *et al.* 1985, COSTI *et al.* 2000, FERRON 2006).

O Evento K'Mudku (BARRON, 1966), definido na Guiana, foi um evento tectônico ocorrido entre 1,4 Ga a 1,2 Ga (SANTOS *et al.*, 2000) que afetou aparentemente o setor ocidental da região em estudo e pode estar associado à geração das foliações diagnosticadas nos metagranitoides Curuiuaú da Suíte Mapuera e a reativações de antigas zonas de cisalhamento. Esse fato é corroborado pelas idades (1519 Ma a 1170 Ma para anfibólio e biotita, respectivamente) obtidas pelo método Ar-Ar neste trabalho para os metagranitoides Curuiuaú.

No final do Mesoproterozoico, em torno de \pm 1,1 a 1,0 Ga, ocorreu a deposição da Formação Prosperança e um magmatismo básico intraplaca, denominado de Formação Seringa e Troctolito Rio Pardo (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976). A tectônica distensiva

neste período sugere esforços tafrogenéticos na direção NW-SE, evidenciados pela orientação NE-SW dos diques básicos da Formação Seringa aflorantes na região e caracterizados também pela aeromagnetometria.

E finalmente, os lineamentos E-W podem ser reflexos de um quadro neotectônico decorrente de deformação intraplaca imposta pela atuação de forças de um par conjugado dextral de direção E-W, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste. Este contexto também é sugerido em trabalhos realizados no norte do Craton Amazonas (COSTA 1994).

5. RECURSOS MINERAIS

A área é de reconhecido potencial mineral, principalmente devido ao depósito de classe mundial Madeira no Distrito Mineiro Polimetálico do Pitinga (Sn, Ni, Ta, Zr, Y, ETR, Li, Na₃AlF₆), descoberto pela CPRM (VEIGA *et al.* 1979) em fins da década de setenta e explorado até os dias atuais. Secundariamente ocorrem depósitos de alumínio em platôs lateríticos. Rochas para materiais de construção (brita, areia e rochas ornamentais) apresentam elevado potencial exploratório, principalmente ao longo da rodovia BR-174.

Distrito Mineiro Polimetálico do Pitinga Sn, Nb, Ta, F (Zr, Y, ETR, Li) – Os vales das serras Madeira e Água Boa foram durante as décadas de 70 e 80 a principal área produtora de estanho do Brasil. A exploração era concentrada nos depósitos de cassiterita aluvionar associados às drenagens dos corpos Madeira - fácies albita-granito - e Água Branca - fácies topázio-granito. Atualmente esses depósitos estão praticamente exauridos e a exploração concentra-se no minério disseminado associado à fácies albita-granito do corpo Madeira. As estimativas de recursos alcançam a ordem de 266,7 Mt de minério com

teores médios variando de 0,168% Sn (cassiterita) e 0,217% a 0,027% Nb_2O_5 e Ta_2O_5 (pirocloro e columbita-tantalita), respectivamente.

Vale ainda ressaltar as reservas de flúor na forma de criolita, que ocorre tanto disseminada (~150Mt, teor de 4,2% de Na_3AlF_6) como na forma de um depósito criolítico maciço (10Mt teor de 32% de Na_3AlF_6), localizado em sub-superfície, na parte central do albita granito. Destacam-se, também, concentrações de Y (gagarinita), Zr (zircão, malacon), U e Th (torita), ETR pesados como Ho, Er, Yb (xenotímio) e Li (polilitionita), disseminados e em bolsões pegmatíticos.

Alumínio – Os platôs lateríticos ferrífero-aluminosos identificados em interflúvios sobre os granitos São Gabriel e Abonari, sobre o Grupo Iricoumé no platô da Vila do Pitinga, e recobrando a Formação Autaz Mirim na base da bacia podem ter interesse para a indústria metalúrgica do alumínio.

Materiais para construção civil (brita, areia, rochas ornamentais) - A área revela elevado potencial para materiais de construção, como brita e areia, além de tipos que podem atender o mercado das rochas ornamentais. A brita e as rochas ornamentais estão relacionadas, sobretudo às unidades Iricoumé e Mapuera e, em menor escala, à Suíte Água Branca. Foram catalogadas seis minas ativas para brita localizadas entre os quilômetros 135 e 202 da BR-174 e em suas vicinais. Um areal extenso foi identificado na folha Igarapé Canoa. Apesar de ter potencial comprovado para a produção de rochas ornamentais (MAAS & SOUZA, 2009), não existe extração para esse fim na região. A demanda da cidade de Manaus por materiais de construção poderá garantir a sustentabilidade de empreendimentos deste tipo no futuro.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

O mapeamento geológico das folhas Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI) na escala 1:100.000 esclareceu o entendimento da relação entre as unidades graníticas e vulcânicas paleoproterozoicas, permitindo uma separação faciológica detalhada, bem como a relação dessas unidades com as coberturas mais jovens. Não foram observadas unidades ígneas ou metamórficas Neoproterozoicas e os eventos deformacionais de alta temperatura devem decorrer de eventos de metamorfismo dinâmico que atuou sobre o Cráton Amazônico. Recomendam-se investigações de detalhe nas áreas ao oeste da área de estudo, para verificação de possível ocorrência de um maior volume de rochas metamórficas, buscando definir o possível limite entre os terrenos Rio Negro e Tapajós-Parima. A identificação por meio da aerogeofísica de outros corpos graníticos, possivelmente da Suíte Madeira, na folha Vila do Pitinga sugere que essa suíte granítica pode se estender para norte e oeste dessa região.

Alguns alvos merecem um melhor entendimento acerca do seu potencial mineral. Sugere-se, dentre eles, um maior detalhamento do corpo gabróico Taxista, bastante lateritizado, com potencialidade para hospedar ocorrências do tipo Cr-Ti-V. Além disso, a existência de corpos graníticos com respostas geofísicas de elevado conteúdo de K-eTh-eU com morfologia subcircular, similares às do Distrito Mineiro de Pitinga, merece ser igualmente investigada. O mais notável exemplo está situado próximo das margens do rio Alalaú (em área indígena Waimiri-Atroari), na porção noroeste da Folha Vila do Pitinga.

Referências

- ALLEN, S. R.; MCPHIE, J. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdã, v. 126, n. 3-4, p. 263-283, 2003.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; NEVES, B. B. de Brito; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdã, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, apr. 1981.
- ALMEIDA, M. E. **Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico (evaporação de Pb e U-PB ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-Pb) dos granitóides paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil**. 2006. 227 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, UFPA, Belém, 2006.
- ALMEIDA, M. E.; VERAS, R. S.; NASCIMENTO, R. S. C. Geoquímica da Suíte Intrusiva Rio Içana nos arredores da Missão Tunuí, Amazonas, Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13.; SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 3., Gramado, RS, 9-14 out. 2011. **Anais [...]** Gramado: SBGq, 2011.
- ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H. L. **Projeto estanho de Abonari**: relatório final. Manaus: DNPM; CPRM, 1976. 2 v.
- BARRETO, C. J. S.; LAFON, J. M.; ROSA-COSTA, L. T. da; LIMA, E. F. de. Vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 13, n. 1, p. 47-72, 2013.
- BARRON, C. N. Notes on the stratigraphy of Central British Guiana. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6., Belém, 1-8 out. 1963. **Anais [...]**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. p. 121-126. (Avulso; 41).
- BASTOS NETO, A. C.; PEREIRA, V. P.; RONCHI, L. H.; LIMA, E. F. de; FRANTZ, J. C. The Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) world class deposit and the massive cryolite deposit associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas State, Brazil. **The Canadian Mineralogist**, Mc Lean, VA, USA, v.47, n. 6, p. 1328-1358, dec. 2009.
- BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J. T. M. M.; CHAUVET, A.; CHEMALE JR., F.; LIMA, E. F. de; BARBANSON, L.; COSTA, C. F. M. U-Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn-Ta-Nb (REE, cryolite) world-class deposit. **Precambrian Research**, Amsterdã, v. 243, p. 181-196, apr. 2014.
- BEST, M. G.; CHRISTIANSEN, E. H. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. **Geological Society of America Bulletin**, Mc Lean, VA, USA, v. 109, n. 1, p. 63-73, jan. 1997.
- BORGES, R. M. K.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H. T. Geologia, petrografia e química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao pluton Água Boa, Pitinga (AM). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 1, p. 51-62, 2003.
- BREITBACH, J. W. **Geology of the Nhamundá area**: relatório interno Petrobras. Belém: Petrobras, 1957. 781 p.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. **Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas**: relatório interno Petrobras. Belém: Petrobras, 1971. 92 p.

- CAPUTO, Mário Vicente. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 586 f. Thesis (Physical Doctor in Geology) - Department of Earth Sciences, University of California Santa Barbara, Santa Barbara, U.S., 1984.
- CHERNIAK, D. J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. **Chemical Geology**, Amsterdã, v. 110, n. 1-3, p. 177-194, nov. 1993.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; BEMERGUY, R. L. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994, Belém. **Boletim de resumos expandidos** [...]. Belém: SBG-Núcleo Norte, 1994. p. 47-50, il.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, northern Brazil. **International Geology Review**, Oxfordshire, Reino Unido, v. 42, n. 9, pp. 832-849, 2000.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; BORGES, R. M. K.; MINUZZI, O. R. R.; TEIXEIRA, J. T. Tin-bearing sodic episyenites associated with the Proterozoic, A-type Água Boa granite, Pitinga mine, Amazonian craton, Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdã, v. 5, n. 2, p. 435-451, apr. 2002.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; PICHAVANT, M.; RĂMÖ, O. T. The peralkaline tin mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian Craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallization processes. **The Canadian Mineralogist**, Mc Lean, VA, USA, v. 47, n. 6, p. 1301-1327, 2009.
- DAHLS, Peter S. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 150, n. 3-4, p. 277-290, aug. 1997.
- DAOUD, Walid El Koury. **Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados**. Orientador: Reinhardt Adolfo Fuck. 1988. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, UnB, Brasília, 1988.
- DELGADO, I. de M.; SOUZA, J. D. de; SILVA, L. C. da; SILVEIRA FILHO, N. C. da; SANTOS, R. A. dos; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. de A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V. de; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDORRI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.
- DREHER, Ana Maria. **Rochas vulcânicas da área do Projeto Uatumã-Abonari (bloco I): relatório de supervisão técnica**. Rio de Janeiro: CPRM, 2009. 36 p.
- EBY, G. N. The A-type granitoids: a review of the occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**, Amsterdã, v. 26, n. 1-2, p. 115-134, dec. 1990.
- EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, Mc Lean, VA, USA, v. 20, n. 7, p. 641-644, 1992.
- FERRON, J. M. T. M. **Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico**. Orientador: Artur Cezar Bastos Neto. 2006. 331 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 2006.

- FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; LIMA, E. F. de; COSTI, H. T.; MOURA, C.; PRADO, M.; GALARZA, M. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 3, p. 499-512, 2006.
- FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. C.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; COSTI, H. T.; PIEROSAN, R.; PRADO, M. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdã, v. 29, n. 2, p. 483-497, mar. 2010.
- FRAGA, L. M. B. **A associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima e suas encaixantes paleoproterozóicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia.** Orientador: João Batista Sena Costa. 2002. 351 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, UFPA, Belém, 2002.
- FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, Reino Unido, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, nov. 2001.
- GRAHN, C. Y.; PARIS, F. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. **Revue de Micropaléontologie**, Paris, v. 35, n. 3, p. 197-209, jan. 1992.
- LOVERA, O. M.; HARRISON, T. M.; GROVE, M. Comment on “Multipath Ar transport in K-feldspar deduced from isothermal heating experiments” by Igor Villa. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 140, n. 1-4, p. 281-283, may 1996.
- HORBE, M. A.; HORBE, A. C.; COSTI, H. T.; TEIXEIRA, J. T. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985, Belém. **Anais [...]** Belém: SBG Núcleo Norte, 1985. p. 284-320.
- KELEMEN, P. B.; SHIMIZU, N.; DUNN, T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 120, n. 3-4, p. 111-134, dec. 1993.
- KIRSCHNER, D. L.; COSCA, M. A.; MASSON, H.; HUNZIKER, J. C. Staircase ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. **Geology**, Mc Lean, VA, USA, v. 24, n. 8, p. 747-750, aug. 1996.
- LENHARO, S. L. R. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil.** Orientador: Helmut Born. 1998. 290 f. Tese (Doutorado em Engenharia Mineral) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- LENHARO, S. L. R.; MOURA, M. A.; BOTELHO, N. F. Petrogenetic and mineralization processes in Paleoto Mesoproterozoic rapakivi granites: examples from Pitinga and Goiás, Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdã, v. 119, n. 1-4, p. 277-299, dec. 2002.
- LENHARO, S. L. R.; POLLARD, P. J.; BORN, H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. **Lithos**, Amsterdã, v. 66, n. 1-2, p. 37-61, jan. 2003.
- LOMBELLO, J. C. **Petrogênese do magmatismo Abonari, Escudo das Guianas, município de**

- Presidente Figueiredo (AM).** Orientador: Valmir da Silva Souza. 2011. 97 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2011.
- MAAS, E. C. A. de S.; SOUZA, V. da S. Maciços graníticos como rochas ornamentais na região nordeste do estado do Amazonas: uma perspectiva de investimento para a cidade de Manaus. **REM: Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, MG, v. 62, n. 3, p. 343-348, jul./set. 2009.
- MARQUES, S. N. de S.; SOUZA, V. da S.; DANTAS, E. L.; VALÉRIO, C. S.; NASCIMENTO, R. S. C. do. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoume Group, Amazonian Craton, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 44, n. 1, p.121-138, mar. 2014.
- MINUZZI, O. R. R. **Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albita granito de núcleo, Mina Pitinga, Amazonas, Brasil.** Orientador: Artur Cezar Bastos Neto. 2005. 249 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 2005.
- NARDI, L.V.S. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 18, n. 1, p. 44-57, maio/ago. 1991.
- NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. F. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. **The Canadian Mineralogist**, v. 47, Mc Lean, VA, USA, n. 6, p. 1493-1503, dec. 2009.
- NOGUEIRA, A. C. R. Depósitos costeiros neoproterozóicos da Formação Prosperança, município de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMZÔNIA, 6., 13-17 jun. 1999, Manaus. **Resumos Expandidos** [...]. Manaus: SBG Núcleo Norte, 1999. p. 412-415.
- PAIVA, G de. Vale do Rio Negro (physiografia e geologia). **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro, n. 40, p. 1-62, 1929.
- PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, Seoul, Republic of Korea, v. 19, n. 4, p. 120-125, dec. 1996.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, Reino Unido, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.
- PEIXOTO, S. F.; HORBE, A. M. C. Bauxitas do nordeste do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 406-422, 2008.
- PIEROSAN, R.; LIMA, E. F. de; NARDI, L. V. S.; BASTOS NETO, A. C.; CAMPOS, C. P. de; JARVIS, K.; FERRON, J. M. T. M.; PRADO, M. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. **International Geology Review**, Oxfordshire, Reino Unido, v. 53, n. 8, p. 946-979, 2011.
- PINHEIRO, S. da S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; VASCONCELOS, E. G.; PINTO, A. do C.; MONTALVÃO, R. M. G. de; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C. A. C. I - Geologia. *In*: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha NA.19 Pico da Neblina**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. DNPM, 1976. p. 17-137. (Levantamento de recursos naturais; 11). Projeto RADAMBRASIL.
- PRADO, M.; FERRON, J. M. T. M.; LIMA, E. F. de;

- BASTOS NETO, A. C.; PEREIRA, V. P.; MINUZZI, O. R. R.; PIEROSAN, R. Caracterização petrográfica e geoquímica da parte leste do Granito Europa, distrito mineiro de Pitinga, AM. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 34, n. 1, p. 77-90, jan./jun. 2007.
- PURDY, J. W.; JÄGER, E. K-Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. **Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova**, Padova, Itália, n. 30, p. 3-31, 1976.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, Amsterdã, v. 3, n. 4, p. 453-488, oct. 2000.
- SANTOS, J. O. S.; FARIA, M. S. G.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. Oldest charnockitic magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 21-24 oct. 2001, Pucon (Chile). **Extended abstracts** [...]. Santiago (Chile): Servicio Nacional de Geologia y Minería, 2001. p. 233-236.
- SANTOS, J. O. S.; FARIA, M. S. G.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J. Significant presence of the Tapajós-Parima Orogenic Belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais** [...]. João Pessoa: SBG Núcleo Nordeste, 2002. Tema: A geologia e o homem. p. 336.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; FARIA, M. S.; RIKER, S. R.; SOUZA, M. M.; ALMEIDA, M. E.; MCNAUGHTON, N. J. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém. **Resumos expandidos** [...]. Belém: SBG Núcleo Norte, 2006.
- SCANDOLARA, J. E. **Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico**. Orientador: Reinhardt Adolfo Fuck. 2006. 384 f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências, UnB, Brasília, 2006.
- SCOTT, D. J.; ST-ONGE, M. R. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava Orogen, Canada: implications for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations. **Geology**, Mc Lean, VA, USA, v. 23, n. 12, p. 1123-1126, 1995.
- SUN, S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: SAUNDERS, A. D.; NORRY, M. J. (ed.). **Magmatism in the ocean basins**. London: Geological Society, jan. 1989. p. 313-345. (Special publications; 42).
- VALÉRIO, C. da S. **Magmatismo Paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão**. Orientador: Vlamir da Silva Souza. 2006. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Ciências Exatas, UFAM, Manaus, 2006.
- VALÉRIO, C. da S.; SOUZA, V. da S.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALARZA, M. A. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 2, p. 359-370, jun. 2006.
- VALÉRIO, C. da S.; SOUZA, V. S.; MACAMBIRA, M. J.

B. The 1,90-1,88Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdã, v. 28, n. 3, p. 304-320, oct. 2009.

VEIGA JÚNIOR, J. P.; NUNES, A. C. B.; SOUZA, E. C. de; SANTOS, J. O. S.; AMARAL, J. E. do; PESSOA, M. R.; CRUZ, S. A. S. de. **Projeto sulfetos de Uatumã: relatório final**. Manaus: DNPM; CPRM, 1979. v. 6.

WATSON, E. B.; HARRISON, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdã, v. 64, n. 2, p. 295-304, aug. 1983.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlim, Alemanha, v. 95, n. 4, p. 407-419, apr. 1987.

ANEXOS

Anexo 1. Dados geocronológicos de rochas (sub)vulcânicas e piroclásticas, do nordeste do Amazonas e do sudeste de Roraima.							
Unidade lito-estratigráfica	Rocha	Idade (Ma) cristalização	Idade (Ma) herança	Idade (Ma) metamorfismo	Método	Ref.	Obs
Supergrupo Uatumã	Grupo Iricoumé Rochas Vulcânicas	1881-1907 Ma (26 Ma)	-	-			
Formação Ouro Preto	Riolito micro-granofírico (PTG-94)	1881 ± 2 zi	-	-	C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Formação Ouro Preto	Riolito porfirítico (PTG-4)	1882 ± 2 zi	-	-	C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Formação Ouro Preto	Riolito porfirítico (UH-26A)	1882 ± 2 zi	-	-	C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
-	Epizonal Rhyolite (C6604)	1883 ± 4 zi	-	-	C	17	Vale do Rio Canoa (AM)
Formação Ouro Preto	Riodacito porfirítico milonítico (PTG-68)	1885 ± 8 zi	-	-	C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Fácies intermediária	Andesito (MA-01)	1885 ± 3 zi	1910 ± 10 zi	1468 ± 21 zi	F	0	BR-174, km 174 (AM)
Formação Ouro Preto	Riolito porfirítico (DV-8A)	1886 ± 6 zi	-	-	C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
-	Riolito (PHR-06)	1888 ± 3 zi	-	-	C	2	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Vulcânicas NW Pará	Ignimbrito dacítico	1888 ± 2,5 zi	-	-	C	21	NW Pará
Vulcânicas NW Pará	Ignimbrito dacítico	1889 ± 2 zi	-	-	C	21	NW Pará
Formação Paraíso	Ignimbrito riolítico (DV-10E)	1890 ± 2 zi	-	-	C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Formação Divisor	Andesito(?) porfirítico (RD-15)	1892 ± 2 zi	-	-	C	5	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Vulcânicas Jatapu	Dacito porfirítico (MA-209)	1893 ± 2 zi	-	-	C	12	Hidrelétrica do rio Jatapu (RR)
Vulcânicas Jatapu	Andesito (MA-208)	1893 ± 4 zi	1966 ± 3 zi	-	C	1	Hidrelétrica do rio Jatapu (RR)
-	Riodacito Canoa (MF-34)	1896 ± 7 zi			F	3	BR-174, km 164 (AM)
Fácies intermediária	Quartzo andesito (JL-138)	1896 ± 4 zi			F	0	BR-174, km 164 (AM)
Formação Divisor	Andesito(?) porfirítico (RD-70A)	1897 ± 2 zi			C	5	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Fácies ácida-piroclástica	Riolito porfirítico (JL-63)	1907 ± 5 zi			F	0	Ramal do Novo Rumo (AM)

A. K-Ar e Ar-Ar *step heating* minerais; B. Rb-Sr RT; C. Pb-*evaporação*; D. U-Pb ID TIMS (monocristais); E. LA-ICP-MS; F U-Pb SHRIMP; 0. Este estudo; 1. Almeida (2006); 2. Costi *et al.* (2000); 3. CPRM (2003); 4. Ferron *et al.* (2010); 5. Ferron *et al.* (2010); 6. Fuck *et al.* (1993); 7. Jorge-João *et al.* (1985); 8. Lenharo (1998); 9. Lenharo (2001); 10. Lombello (2011); 11. Macambira *et al.* (1987); 12. Macambira *et al.* (2002); 13. Santos *et al.* (1997); 14. Santos *et al.* (2001b); 15. Santos (2002); 16. Valério (2006); 17. Valério *et al.* (2005); 18. Veiga Jr *et al.* 1979; 19. Norcross *et al.* (2000), 20. Hamilton *et al.* (2012); 21. Barreto *et al.* (2012), 22. Santos *et al.* (2003)

Anexo 2. Dados geocronológicos Sm-Nd em rocha total de amostras provenientes das folhas Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI)

Unidade	Rocha	Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1s	f (Sm/Nd)	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	T(DM)
Formação Seringa?	Diabásio	JL 010	2,672	9,837	0,1642	0,512445	4	-0,17	-3,76	+0,70	1,83
Suíte Mapuera (Gabro Taxista)	Olivina leucogabro	JL 035B	1,814	8,019	0,1368	0,511962	11	-0,30	-13,19	+1,12	2,15
Suíte Mapuera (S. Gabriel)	Sienogranito rapakivi	JL 006	16,611	98,323	0,1021	0,511506	1	-0,48	-22,08	+0,58	2,10
Suíte Mapuera (Abonari)		JR-01	7,339	45,736	0,0970	0,511391		-0,26	-20,87	-0,40	2,16
Suíte Mapuera (Abonari)		JR-05	9,949	61,135	0,0984	0,511411		-0,54	-25,83	-0,34	2,16
Suíte Mapuera (Abonari)		JR-10	16,129	94,351	0,1033	0,511421		-0,49	-21,91	-1,33	2,25
Suíte Água Branca	Gnaise granodiorítico	DP 006	8,809	53,044	0,1004	0,511515	5	-0,49	-21,91	+1,34	2,06
Suíte Água Branca	Hornblenda-biotita monzogranito	MA-048	6,072	40,214	0,0913	0,511314	15	-0,54	-25,83	-0,12	2,16
Suíte Água Branca	Metagranodiorito	DP-033	14,76	60,63	0,1465	0,511568	4	-0,26	-20,87	-8,67	3,44
Grupo Iricoumé	Riolito porfirítico	JL 063	13,718	74,17	0,1118	0,511616	6	-0,43	-19,9	+0,85	2,14
Grupo Iricoumé	Andesito	MA 001	8,42	46,622	0,1092	0,511606	2	-0,44	-20,13	+0,88	2,10

Anexo 3. Dados geocronológicos de rochas graníticas tipo A de ~1,87 Ga do nordeste do Amazonas e do sudeste de Roraima.

Unidade lito-estratigráfica	Rocha	Idade (Ma) cristalização	Idade (Ma) herança	Idade (Ma) metamorfismo	Método	Ref.	Obs
Supergrupo Uatumã	Suíte Mapuera Plutons Graníticos	1861-1889 Ma (28 Ma)					
-	Granito	1861 ± 20 zi			F	9	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito São Gabriel	Sienogranito rapakivi (JL-06)	1863 ± 11 zi	1934 ± ? zi		F	0	Ranal da MICAD (AM)
-	Granito	1864 ± 13 zi			F	9	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
-	Granito	1865 ± 15 zi			F	3	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito Abonari	Sienogranito (JL-74)	1866 ± 14 zi	1910 ± 18 zi 1965 ± 13 zi		E	10	Setor sudeste do corpo, com acesso a partir do ramal do ramal do Paulista (AM)
Granito Meretxa	Granito milonítico (MF-17)	1869 ± 10 zi			F	3	BR-174, km (AM)
-	Gnaiss alterado (JO-5)	1871 ± 11 zi			F	3	BR-174, km (AM)
Granito Abonari	Sienogranito	1871 ± 5 zi			F	3	BR-174, km 199 (AM)
Granito Murauaú	Biotita monzogranito gnáissico (MA-226)	1871 ± 5 zi	1888 ± 3 zi 2359 ± 7 zi		C	1	Igarapé Murauaú (RR)
Granito Simão	Biotita sienogranito (RX2)	1875 ± 4 zi			C	5	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito Curuiuaú	Hastingsita-biotita álcali-feldspato granito gnáissico (DP-35)	1877 ± 7 zi		1482 ± 8 zi	F	0	Rio Curuiuaú (AM)
-	Granito alterado (JO-7)	1879 ± 2 zi			F	15	BR-174, km (AM)
-	Granito alterado (JO-6)	1880 ± 3 zi			F	15	BR-174, km (AM)
Granito Rastro	Sienogranito granofírico (RP-33)	1882 ± 2 zi			C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito Simão	Biotita granito (RM-68)	1882 ± 4 zi			C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito Bom Futuro	Sienogranito protomilonítico (PTG-81)	1882 ± 3 zi			C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Enderbito Alto Canoa	Enderbito (DP-29B)	1883 ± 19 zi			F	0	Margens do rio Pardo (AM)
Granito Alto Pitinga	Biotita monzogranito cataclástico (RD-8A)	1885 ± 3 zi			C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito Simão	Biotita álcali-feldspato granito (RH-14)	1885 ± 4 zi			C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito Alto Pitinga	Biotita monzogranito (RD-12A)	1888 ± 3 zi			C	4	Distrito Mineiro do Pitinga (AM)
Granito São Gabriel	Biotita granito rapakivi (C1704)	1889 ± 2 zi			C	16	BR-174, km (AM)

Anexo 4. Dados geocronológicos de rochas plutônicas cálcio-alcálicas orosirianas do nordeste do Amazonas e do sudeste de Roraima.

	Rocha	Idade (Ma) cristalização	Idade (Ma) herança	Idade (Ma) metamorfismo	Método	Ref.	Obs
Suítes Água Branca, Caroebe e Igarapé Azul		1871-1913 Ma (42 Ma)					
Suíte Água Branca	Hornblenda quartzo monzodiorito (JL-16)	1871 ± 7 zi			F	0	Pedreira Amazônia-Mucajá, margem da BR-174, km 136
Suíte Água Branca (área-tipo)	Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico (MA-48)	1879 ± 4 zi,tt			F	0	Cabeceiras do Igarapé Água Branca, (AM)
Granito Igarapé Azul, fácies Saramandaia	Biotita monzogranito (MA-186A)	1889 ± 3 zi	1972 ± 3 zi		C	1	Região de Rorainópolis (RR)
Suíte Água Branca	Biotita granito milonitizado (C3504)	1890 ± 2 zi			C	15	Região do rio Canoa (AM)
Granito Igarapé Azul, fácies Vila Catarina	Veios graníticos cortando enclave rico em biotita (MA-201B)	1891 ± 3 zi	1967 ± 6 zi		C	1	Região de Rorainópolis (RR)
Granito Igarapé Azul, fácies Cinco Estrelas	Muscovita-biotita monzogranito (MA-147A)	1891 ± 6 zi	1964 ± 4 zi		C	1	Região de Rorainópolis (RR)
Enderbita Santa Maria	Enderbita (MA-198)	1891 ± 1 zi			C	1	Região de Rorainópolis (RR)
Granito Caroebe, fácies Alto Alegre	Biotita monzogranito (MA-53A)	1891 ± 2 zi	1963 ± 4 zi		C	1	Região de Rorainópolis (RR)
Quartzo Monzodiorito Igarapé Dias	Quartzo Monzodiorito (MF-68A)	1891 ± 6 zi			F	3	Igarapé Dias, próximo ao km 500 da BR-174 (RR)
Suíte Água Branca	Biotita granito porfirítico (C2104)	1895 ± 6 zi			C	16	Região do rio Canoa (AM)
Granito Caroebe, fácies Jaburuzinho	Quartzo Monzodiorito (MA-121)	1898 ± 2 zi			C	1	Região de Rorainópolis (RR)
Suíte Água Branca	Biotita-hornblenda granito milonitizado (C6304)	1898 ± 3 zi			C	16	Região do rio Canoa (AM)
Suíte Água Branca	Biotita monzogranito gnáissico (DP-33)	1900 ± 5 zi		1443 ± 11 tt	F	0	Alto curso do rio Pardo
Suíte Água Branca (área-tipo)	Monzogranito (HM-181)	1901 ± 5 zi	2142 ± 10 zi		C	1	Foz do Igarapé Água Branca, afluente do rio Uatumã (AM)
Suíte Água Branca	-	1910 ± 23 wr			B	7	Noroeste do Pará (PA)
Granito Igarapé Azul, fácies Saramandaia	Biotita monzogranito (MA-186A)	1913 ± 4 zi			D	1	Região de Rorainópolis (RR)
Para metodologia e referências consultar Anexo 1							

O SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM E OS OBJETIVOS PARA O DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL - ODS

Em setembro de 2015 líderes mundiais reuniram-se na sede da ONU, em Nova York, e formularam um conjunto de objetivos e metas universais com intuito de garantir o desenvolvimento sustentável nas dimensões econômica, social e ambiental. Esta ação resultou na *Agenda 2030*, a qual contém um conjunto de 17 *Objetivos de Desenvolvimento Sustentável - ODS*.

A Agenda 2030 é um plano de ação para as pessoas, para o planeta e para a prosperidade. Busca fortalecer a paz universal, e considera que a erradicação da pobreza em todas as suas formas e dimensões é o maior desafio global, e um requisito indispensável para o desenvolvimento sustentável.

Os 17 ODS incluem uma ambiciosa lista 169 metas para todos os países e todas as partes interessadas, atuando em parceria colaborativa, a serem cumpridas até 2030.



O Serviço Geológico do Brasil – CPRM atua em diversas áreas intrínsecas às Geociências, que podem ser agrupadas em três grandes linhas de atuação:

- Geologia e Recursos Minerais;
- Geologia Aplicada e Ordenamento Territorial;
- Hidrologia e Hidrogeologia.

Todas as áreas de atuação do SGB-CPRM, sejam nas áreas das Geociências ou nos serviços compartilhados, ou ainda em seus programas internos, devem ter conexão com os ODS, evidenciando o comprometimento de nossa instituição com a sustentabilidade, com a humanidade e com o futuro do planeta.

A tabela a seguir relaciona as áreas de atuação do SGB-CPRM com os ODS.

ÁREA DE ATUAÇÃO **GEOCIÊNCIAS**

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS



LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS



AValiação DOS RECURSOS MINERAIS DO BRASIL



LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS MARINHOS



LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS



LEVANTAMENTOS BÁSICO DE RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS



PREVISÃO DE ALERTA DE CHEIAS E INUNDAÇÕES



AGROGEOLOGIA



LEVANTAMENTOS BÁSICO DE RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS



RISCO GEOLÓGICO



GEODIVERSIDADE



PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOPARQUES



ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO



GEOLOGIA MÉDICA



RECUPERAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS PELA MINERAÇÃO



ÁREA DE ATUAÇÃO **SERVIÇOS COMPARTILHADOS**

GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO



TECNOLOGIA DA INFORMAÇÃO



LABORATÓRIO DE ANÁLISE MINERAIS



MUSEU DE CIÊNCIAS DA TERRA



PALEONTOLOGIA



PARCERIAS NACIONAIS E INTERNACIONAIS



REDE DE BIBLIOTECAS



REDE DE LITOTECAS



ÁREA DE ATUAÇÃO **PROGRAMAS INTERNOS**

SUSTENTABILIDADE



PRÓ-EQUIDADE



COMITÊ DE ÉTICA



Maiores informações: <http://www.cprm.gov.br/publique/Sobre-a-CPRM/Responsabilidade-Social/Objetivos-de-Desenvolvimento-Sustentavel---ODS-319>

Programa Geologia do Brasil

Levantamentos Geológicos Básicos

ISBN
978-85-7499-503-8

GEOLOGIA

E RECURSOS MINERAIS

**FOLHAS IGARAPÉ CANOA – SA.20-X-D-VI,
SANTO ANTÔNIO DO ABONARI – SA.20-X-D-III
E VILA DO PITINGA – SA.20-X-B-VI**

O Projeto Uatumã-Abonari, que inclui as Folhas Igarapé Canoa – SA.20-X-D-VI, Santo Antônio do Abonari – SA.20-X-D-III e Vila do Pitinga – SA.20-X-B-VI, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia.

O Projeto Uatumã-Abonari foi realizado no âmbito do Programa Geologia do Brasil e do Projeto Cartografia da Amazônia, e executado pela Superintendência de Manaus. As cartas geológicas foram selecionadas por estarem inseridas numa região reconhecida pelo grande potencial para mineralizações de Nióbio, Estanho, Ítrio, Tório e Elementos Terras Raras, como é apresentado pela Mina do Pitinga.

Os produtos deste projeto deverão auxiliar os órgãos de planejamento das esferas de governo federal, estadual e municipal, em especial ao governo do estado do Amazonas e seus respectivos municípios, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, assim como a iniciativa privada, na medida em que serve de base para pesquisa mineral, além de, subsidiar estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território.

ESTADO DO AMAZONAS



Escala: 1:100.000



PAC

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS
Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897
E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA
Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br



**SERVIÇO GEOLÓGICO
DO BRASIL – CPRM**

SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA



**PÁTRIA AMADA
BRASIL**
GOVERNO FEDERAL