

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA E METAMORFISMO DAS
ROCHAS ORTODERIVADAS DA LITOFÁCIES TARSIRA NO
PERFIL ENTRE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA E CUCUÍ-
AMAZONAS

VANISSE DE OLIVEIRA RODRIGUES

MANAUS-AM

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

VANISSE DE OLIVEIRA RODRIGUES

EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA E METAMORFISMO DAS
ROCHAS ORTODERIVADAS DA LITOFÁCIES TARSIRA NO
PERFIL ENTRE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA E CUCUÍ-
AMAZONAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Petrologia, Metalogênese e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade

Co- Orientador: Prof^a. Dr^a. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

MANAUS-AM

2016

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

R696e Rodrigues, Vanisse de Oliveira
Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucui-Amazonas / Vanisse de Oliveira Rodrigues.
2016
64 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Ivaldo Rodrigues da Trindade
Coorientadora: Rielva Solimairy Campelo do Nascimento
Dissertação (Mestrado em Geociências - Geologia Regional) - Universidade Federal do Amazonas.

1. ortognaisses. 2. Litofácies Tarsira. 3. metamorfismo. 4. petrogênese. 5. orogenia. I. Trindade, Ivaldo Rodrigues da II. Universidade Federal do Amazonas III. Título


VANISSE DE OLIVEIRA RODRIGUES


EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA E METAMORFISMO DAS ROCHAS
ORTODERIVADAS DA LITOFÁCIES TARSIRA NO PERFIL ENTRE SÃO
GABRIEL DA CACHOEIRA E CUCUÍ – AMAZONAS.

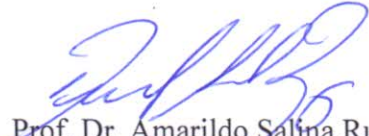
Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal do Amazonas,
como requisito parcial para obtenção
do Título de Mestre em Geociências,
área de concentração em Geociências.

Aprovada em 08 de abril de 2016.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas


Dr. Marcelo Esteves Almeida, Membro.
CPRM/Manaus


Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz, Membro.
Universidade Federal de Mato Grosso

DEDICATÓRIA

Dedico àqueles que sempre me apoiaram, incentivaram e estiveram comigo durante esta jornada.

Aos pais Manoel e Virgínia, meus irmãos e irmãs. Aos amigos. E em especial ao amado e amigo Alexandre Tavares.

EPÍGRAFE

“Por que para mim tenho por certo que as aflições deste tempo não são para comparar com a glória que em nós há de ser revelada”

Romanos 8:18,18

AGRADECIMENTOS

Nestes últimos dois anos, foram muitas as pessoas que contribuíram para este trabalho. As primeiras pessoas que devo agradecer são meus orientadores Ivaldo e Rielva. Obrigada pelos ensinamentos e pela paciência com as constantes dúvidas. Obrigada Rielva por ter me recebido ainda na graduação e pelos conselhos ao longo da minha carreira acadêmica. Ao Ivaldo pelo apoio e dedicação durante a elaboração desse trabalho, pelos ensinamentos de estrutural e geoquímica isotópica e pelos inúmeros cafezinhos filosóficos extraoficiais. Ainda tenho muito que aprender, mas o pouco que sei (ainda é bem pouco) foi em grande parte proporcionado por vocês dois.

Ao programa de Pós Graduação de Geociências (PPGEO), pelo apoio estrutural.

A CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela bolsa de estudos fornecida durante o desenvolvimento desse projeto.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-Manaus), por disponibilizar o laboratório de laminação para a preparação de lâminas delgadas.

Ao Dr. Marcelo Esteves Almeida pelos conselhos durante a etapa de campo e durante a elaboração do trabalho.

Ao Dr. Nilson Francisquini e aos seus técnicos Jaqueline e Frederico pelas análises de química mineral realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica e ao Dr. Elton Dantas pelas análises de Sm-Nd, todas realizadas na Universidade Federal de Brasília (UnB).

A minha família, em especial minha mãe, por compreender minha ausência e ainda assim me incentivar naquilo que eu acredito.

Ao amado Alexandre Tavares pelo companheirismo, carinho, por todo o apoio e incentivo neste período e por ser compreensivo com minha falta de tempo no final da dissertação. Obrigada por acreditar em mim e estar sempre do meu lado.

Aos amigos geológicos, sempre prontos a apoiar uns aos outros, Márcio Albuquerque, Rodrigo Tokuta, Márcia Caroline, Renata Veras, Marcel Silva, Andrez Zarate e Holman Rincon, a convivência e a amizade de vocês foi mais uma coisa boa que o mestrado me proporcionou.

Aos amigos da graduação e companheiros do anexo João Gabriel, Weberton Pereira, Vinícius Medrado e Antônio (psicólogo) pelas “horas felizes” e almoços geológicos. E ao Giovanni Sousa que além de tudo me ajudou com o Abstract.

RESUMO

A Província Rio Negro está situada no noroeste do Cráton Amazônico, e está dividida em três domínios tectônicos, Uaupés, Içana e Imeri (onde está inserida a área de estudo), representado por orógenos com evoluções geodinâmicas distintas. As pesquisas foram realizadas no Complexo Cauaburi, embasamento do Domínio Imeri, se constituindo em um terreno granítico gnáissico (ortoderivado), subdividido com base em características composicionais e deformacionais, nas Litofácies Tarsira e Santa Izabel do Rio Negro. Localizada na porção nordeste da Província Rio Negro a Litofácies Tarsira é composta por biotita gnaiss, hornblenda biotita gnaiss e *augen* gnaisses de composição monzogranítica e granodiorítica polideformados, com no mínimo três fases de deformação que originaram as foliações S_1 cujo *trend* é NW-SE, a foliação S_2 , cujo *trend* principal é de direção NE-SW e secundariamente NW-SE, e S_3 que retrabalha a foliação S_2 . As análises de fases minerais, microestruturas/microtexturas, e de dados de química mineral indicam um metamorfismo progressivo, que grada de uma fácies xisto-verde até granulito em condições de pressão intermediária. Geoquimicamente apresentam afinidade cálcio-alcalina de alto-K, meta a peraluminosos. Sua composição e padrões de elementos traços sugerem representar um magmatismo típico de arcos magmáticos. Os dados isotópicos de Sm-Nd revelam extração do magma parental dos ortognaisses no Paleoproterozoico, indicada pelo valores de T_{DM} em torno de 2,05 Ga e os valores positivos de $\epsilon_{Nd(T)}$ mostram derivação de fontes mantélicas. Idades de 1497 ± 6 Ma pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda indicam um evento termotectônico em torno de 580 °C, assim como os termômetros realizados em cristais de biotitas (entre 560 °C e 656 °C). Essa idade é compatível com a Orogenia Içana (1,54 – 1,48 Ga) e, cujas observações de campo e microscópicas, indicam que este evento foi responsável pela deformação e metamorfismo que gerou a foliação principal S_2 nas rochas ortoderivadas que compõem a Litofácies Tarsira. Além disso, essa região também foi afetada por processos deformacionais mais jovens com *trend* principal NE-SW, atribuídos ao evento K'Mudku, que dever ter retrabalhado as estruturas mais antigas e gerado as zonas de cisalhamento (S_3).

Palavras chave: ortognaisses; Litofácies Tarsira; metamorfismo; petrogênese; orogenia.

ABSTRACT

The Rio Negro Province is located in the northwest of the Amazonian Craton, and is divided into three tectonic domains, Uaupés, Içana and Imeri (where it inserted the study area), represented by orogens with different Geodynamic developments. The surveys were conducted in the Cauaburi Complex, basement Imeri Domain, consisting in a granitic gneiss terrain, subdivided on the basis of compositional and deformational characteristics in Tarsira Lithofacies and Santa Isabel do Rio Negro. Located in the northeast portion of the Rio Negro Province to Tarsira Lithofacies is composed of biotite gneiss, hornblende biotite gneiss and augen gneisses of monzogranitic and granodiorite polideformados composition, with at least three phases of deformation that originated the foliation S_1 whose trend is NW-SE, the foliation S_2 , the main trend is NE-SW and NW-SE secondarily, and S_3 that reworks the foliation S_2 . Analyses of mineral phases, microstructures / microtextures, and mineral chemistry data indicate a progressive metamorphism, which grades a green schist facies to granulite in intermediate pressure conditions. Geochemically have calc-alkaline affinity high-K gneiss peraluminous. Its composition and trace element patterns suggest represent a typical magmatic arcs. The isotopic data Sm-Nd reveal extraction of parental magma of the Paleoproterozoic gneisses, indicated by the T_{DM} values around 2.05 Ga and the positive values of $\epsilon_{Nd}(T)$ show derivation of mantle sources. Ages 1497 ± 6 Ma by ^{40}Ar - ^{39}Ar method hornblende indicate an thermotectonic event around 580°C , as well as thermometers made in biotite crystals (between 560°C and 656°C). This age is compatible with Orogenia Içana (1.54 to 1.48 Ga) and whose field and microscopic observations indicate that this event is responsible for the deformation and metamorphism that generated in the main foliation S_2 ortoderivadas rocks that comprise lithofacies Tarsira. Furthermore, this region was also affected by deformational processes younger with main NE-SW trend, attributed to K'Mudku event, which should have reworked the older structures and generated shear zones (S_3).

Keywords: ortogneisses; Tarsira Lithofacies; metamorphism; petrogeneses; orogeny.

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. Mapa geológico da Província Rio Negro. (Fonte: Almeida *et al.*, 2016). 16
- Fig. 2. Mapa de localização da Litofácies Tarsira com os principais pontos amostrados, comunidades e drenagens principais. 18
- Fig. 3. . Mapa geológico da Província Rio Negro, em vermelho a localização da área de estudo. (Fonte: Almeida *et al.* 2016).26
- Fig. 4. (A) Mapa geológico e de estruturas da Litofácies Tarsira, destacando as principais estruturas; (B) Mapa da Região Norte, a área em vermelho representa a área de estudo. Modificado, CPRM (2006).29
- Fig. 5. (A) Biotita gnaissse com foliação incipiente, em zonas de baixo “*strain*” (VR-10); (B) Deformação superimposta no biotita gnaissse representada por ultramilonitos VR-16; (C) Biotita gnaissse com bandamento composicional em porções que predominam alto “*strain*” com fenocristais de feldspato estirados formando *augen* (VR-01); (D) Rocha gnáissica com porção milonítica (VR-16); (E) (1) Biotita gnaissse, (2) evidência de anatexia VR-16; (F) (1) Biotita gnaisses (2) lentes e diques (3) injeções graníticas.30
- Fig. 6. (A) biotita gnaisses (1) em contato com o leucognaisses (2) (VR-12); (B) Aspecto textural do leucognaisses; (C) Leucognaisses com contados irregulares e retos com o biotita gnaisses (VR-02); (D) Enclaves máficos com fenocristais de feldspato (cristais pingados) nas bordas (VR-10); Interação do biotita gnaisses com leucognaisses, evidenciando uma mistura de magmas do tipo “*mingling*” (VR-12).31
- Fig. 7. Diagrama de classificação modal Q-A-P (Modificado Streckeisen, 1976), para as rochas da Litofácies Tarsira.32
- Fig. 8. Fotomicrografias do biotita gnaissse e leucognaisses. (A) Textura granoblástica; (B) Contatos poligonais entre plagioclásio (Pl) e feldspato potássico (Kfs); (C) Fenocristal de feldspato potássico (Kfs, microclínio) em matriz recristalizada; (D) Biotita (Bt) cloritizada com *kink's bands*; (E) Clinopiroxênio (Cpx) com inclusão de opacos, associado com hornblenda (Hbl); (F) Cristal de ortopiroxênio (Opx) fraturado com inclusão de opacos (G) Textura granoblástica com cristais de plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e feldspato potássico (Kfs); (H) Foliação do leucognaisses marcada por lamelas de bitoita (Bt) e titanita (Ttn).35
- Fig. 9. Variação da morfologia das foliações no biotita gnaissse. (A) Foliação S_1 cortada por zona de cisalhamento; (B) Foliação S_2 no biotita gnaissse; (C) Foliação S_3 retrabalhando a foliação S_237

Fig. 10. Estereogramas mostrando as atitudes planares e lineares das rochas gnáissicas da Litofácies Tarsira. (A) e (B) Estereogramas mostrando os pólos das foliações S_1 e S_2 , respectivamente; (C) Lineações de estiramento (L_2), representadas no estereogramas; (D) e (E) Estereograma mostrando a densidade das foliações S_3 e S_n dos leucognaisses, respectivamente.	38
Fig. 11. Diagramas calculados com base na composição química. (A) Termômetro de clinopiroxênio-hornblenda modificado de Perchuck <i>et al.</i> (1985); (B) Temperaturas calculadas a partir da equação $Ti \times Mg / (Mg + Fe)$, as curvas tracejadas representam um intervalo de 50 °C.	40
Fig. 12. Diagrama de classificação para as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira: (A) Diagrama de classificação baseado em feldspato normativo O'Connor (1965); (B) Diagrama Q: P (Debon & Le Fort, 1983). (C) Diagramas de MALI-Índice Álcali-Cálcico, modificado por Frost <i>et al.</i> , (2001); (D) Diagrama de Barker & Arth (1976) para distinguir a série cálcio-alcalina da trondjemítica; (E) Diagrama $SiO_2 \times K_2O$ com limites extraídos de Le Maitre, (1989); (F) Diagrama de classificação Shand (1927), A/NK versus A/NCK discriminante de saturação em alumina.	42
Fig. 13. Diagramas de variação de SiO_2 versus óxidos e elementos traços, para as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira.	43
Fig. 14. Diagramas de distribuição de elementos traços e terras raras. (A) e (B) Espectro de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boynton, (1984); (C) e (D) Elementos traços normalizados pelo condrito de Thompson, (1982).	45
Fig. 15. Diagramas discriminante de ambientes de Thiéblemont et Tégyev (1994), aplicado as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira.	46
Fig. 16. Diagrama de evolução dos isótopos de Nd versus tempo geológico	47
Fig. 17. Diagrama de variação multielementar normalizados por ORG segundo Pearce <i>et al.</i> , (1984) para os ortognaisses da Litofácies Tarsira, comparados com granitos de arco vulcânicos modernos.	49
Fig. 18. Diagrama com os resultados termobarométricos de borda e núcleo de anfibólio e com a faixa de temperatura obtida com o termômetro de zircônio. As curvas de liquidus (linhas cheias) de acordo com o % de H_2O de Holtz <i>et al.</i> (2001). Linha tracejada são os valores mínimos e máximos da % de H_2O (LOI) das amostras do biotita gnaiss da Litofácies Tarsira.	53

Fig. 19. Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd similares das amostras dos gnaisses da Litofácies Tarsira. (A) Diagrama La x Ce. (B) Yb x Lu foram adaptados de Koester, *et al.*, (2001).54

LISTA DE TABELAS

Tab. 1. Composições químicas do plagioclásio e feldspato potássico para 2 amostras do biotita gnaisse (VR-01, VR-15) da Litofácies Tarsira, totalizando 12 análises.	60
Tab. 2. Composição química de biotita e clorita. Cristais de biotita do biotita gnaisse (VR-01, VR-06, VR-11) da Litofácies Tarsira, totalizando 13 análises. Cristais de clorita do biotita gnaisse (VR-08, VR-06), totalizando 8 análises.....	61
Tab. 3. Composição química de anfibólios e clinopiroxênios para uma amostra do biotita gnaisse (VR-11) da Litofácies Tarsira, totalizando 6 análises.	62
Tab. 4. . Composição química do epidoto e titanita para uma amostra do biotita gnaisse (VR-01; VR-06; VR-08; VR-11; VR-15) da Litofácies Tarsira, totalizando 25 análises.	63
Tab. 5. Composição química dos elementos maiores, menores (em porcentagem) e traços incluindo os terras raras (ppm) das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira.	64
Tab. 6. Resultados de Sm-Nd relacionados ao protólito ígneo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira.....	65

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	13
1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	13
1.1 Problemática sobre terrenos metamórficos de alto grau	14
2 MATERIAIS E MÉTODOS	17
2.1 Revisão Bibliográfica	17
2.1.1 Etapa de levantamento bibliográfico	17
2.1.2 Aquisição de dados por Sensores Remotos	17
2.2 Levantamento de campo	17
2.3 Análise Petrográfica e Microestrutural	19
2.4 Estudos geoquímicos	19
2.5 Química Mineral	20
2.6 Geoquímica isotópica em rocha total	20
CAPÍTULO II – ARTIGO	21
RESUMO	22
1 INTRODUÇÃO	24
2 MATERIAIS E MÉTODOS	27
3 FEIÇÕES DE CAMPO DA LITOFÁCIES TARSIRA	28
4 ASPECTOS PETROGRÁFICOS	32
5 DEFORMAÇÃO	36
5.1 Fase D ₁	36
5.2 Fase D ₂	36
5.3 Fase D ₃	37
6 TERMOBAROMETRIA	39
6.1 Termobarometria e microestruturas	39
7 GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE	41
7.1 Isótopos de Nd	46
8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	48
CAPÍTULO III- CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	51
CAPÍTULO IV - REFERÊNCIAS	55

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Terrenos metamórficos de alto grau são importantes constituintes para o entendimento de segmentos crustais com evolução policíclica. Vários estudos ao longo dos anos têm sido realizados em terrenos gnáissicos de alto grau, permitindo investigar fontes e processos crustais e/ou mantélicos envolvidos na geração de seus protólitos e em sua gênese. Passchier *et al.* (1993) menciona que uma grande variedade de tipos litológicos é geralmente observada em terreno gnáissico de alto grau, incluindo rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas, além de intrusões graníticas em proporções variadas.

Terrenos metamórficos com características similares as mencionadas acima ocorrem na Província Rio Negro de (Santos *et al.* 2000) que está situada na porção noroeste do Cráton Amazônico e foi subdividida (CPRM, 2006; Almeida *et al.*, 2013) em Domínios Uaupés e Içana porção oeste, e Domínio Imeri na porção leste (Fig. 1). O Complexo Cauaburi embasamento do Domínio Imeri, onde a área de estudo está inserida, compreende um terreno granítico gnáissico, subdividido por Almeida *et al.* (2002), com base em características composicionais e deformacionais, em Litofácies Tarsira e Santa Izabel. Os estudos realizados no Complexo Cauaburi são produtos de levantamentos geológicos regionais, e na Litofácies Tarsira, basicamente de cunho petrográfico (Lima & Pires 1985, Melo & Vila Boas 1993, Almeida *et al.*, 2000, 2002, 2013, Navarro *et al.*, 2008).

Atualmente os dados disponíveis na literatura a respeito da Litofácies Tarsira, alvo desta pesquisa, relatam uma ocorrência de rochas (meta) granitoides e *augen* gnaisses de idade Paleoproterozoica, dispendo de um *trend* tectônico geral NE-SW, cujas condições de deformação e metamorfismo variam de fácies xisto-verde a anfibolito superior e, localmente migmatizado, além de retrometamorfismo em fácies xisto-verde (Navarro, 2008). Sua origem e evolução devem ser esclarecidas de modo a permitir sua comparação com outros litotipos ortoderivados já caracterizados em outras porções da Província Rio Negro.

Desta forma, a pesquisa proposta tem como objetivo investigar os ortognaisses descritos nesta região, por meio de estudos petrográficos, geoquímicos (química de rocha total e química mineral) e isotópicos a fim de entender a sua evolução petrogenética e o metamorfismo envolvido, buscando contribuir para o conhecimento da evolução geodinâmica do Domínio Imeri.

1.1 Problemática sobre terrenos metamórficos de alto grau

Gnaisses são rochas quartzo-feldspática de granulação média a grossa com xistosidade pouco desenvolvida e geralmente tem uma estrutura bandada, refletindo a composição e/ou variações estruturais, geradas em condições de médio a alto grau metamórfico. No entanto a definição de gnaisses varia muito. Por exemplo, alguns autores, exigem que quartzo e feldspato sejam os componentes característicos. Embora seja possível utilizar o nome gnaisse para rochas que possuem fissilidade mais incipiente do que o xisto, uma definição com base na estrutura também tem sido bastante utilizada, porém, não exclui qualquer rocha comumente definida como gnaisse (Fettes e Desmons 2014).

Em grau metamórfico de médio a alto, as rochas deformam-se geralmente de forma dúctil, mudando de forma sem o desenvolvimento de fraturas macroscópicas discretas, nítidas. Mesmo sem o desenvolvimento de fraturas, a deformação pode ser de tipo diferente e pode ser homogênea e/ou heterogênea, em qualquer escala (Passchier *et al.* 1993).

Gnaisses de alto grau são rochas que foram submetidas a metamorfismo de fácies anfibolito superior e/ou granulito (Martil, 2010). A complexidade de estruturas vista em um terreno gnáissico, contudo, não é simplesmente um efeito adicional de todas as fases do metamorfismo, intrusão e deformação. Um gnaisse pode não revelar necessariamente todos os aspectos de sua história claramente, pois processos de deformação mais jovens tendem a obliterar estruturas mais antigas. A recristalização e fusão parcial são outros mecanismos que obliteram estruturas reliquias e associações minerais metamórficas (Passchier *et al.* 1993). Nesse contexto os estudos estruturais tornam possível a reconstrução da história metamórfica e deformacional de um corpo rochoso, mas não fornecem informações sobre a idade absoluta desses processos.

Devido à complexidade estrutural e metamórfica dos diversos episódios envolvidos na construção dos terrenos de alto grau, o estudo destas litologias geralmente envolvem uma abordagem multidisciplinar. Portanto são necessários que se façam análises integradas de petrografia, geologia estrutural e geoquímica, bem como um conjunto de dados de química mineral e isotópicos.

Estudos geoquímicos indicam que algumas rochas de alto grau são empobrecidas nos elementos incompatíveis de raio iônico grande (LILE- *Large Ion Lithophile Element*), como U, Th, K, Rb e Ba. Estes elementos parecem ter sido removidos das rochas de alto grau quando elas residiam na crosta inferior, provavelmente durante o metamorfismo de alto grau e, por meio da ação de fases fluídas, de vapor ou de fusões, seriam transportadas para a crosta

superior, onde se concentrariam. A geoquímica pode ajudar a esclarecer tal empobrecimento e os fatores causadores. Porém outros terrenos gnáissicos de alto grau, não exibem esse padrão de empobrecimento e aparentemente houve pouca ou nenhuma mudança na química global da rocha durante o desenvolvimento das associações minerais de alto grau (Passchier *et al.* 1993).

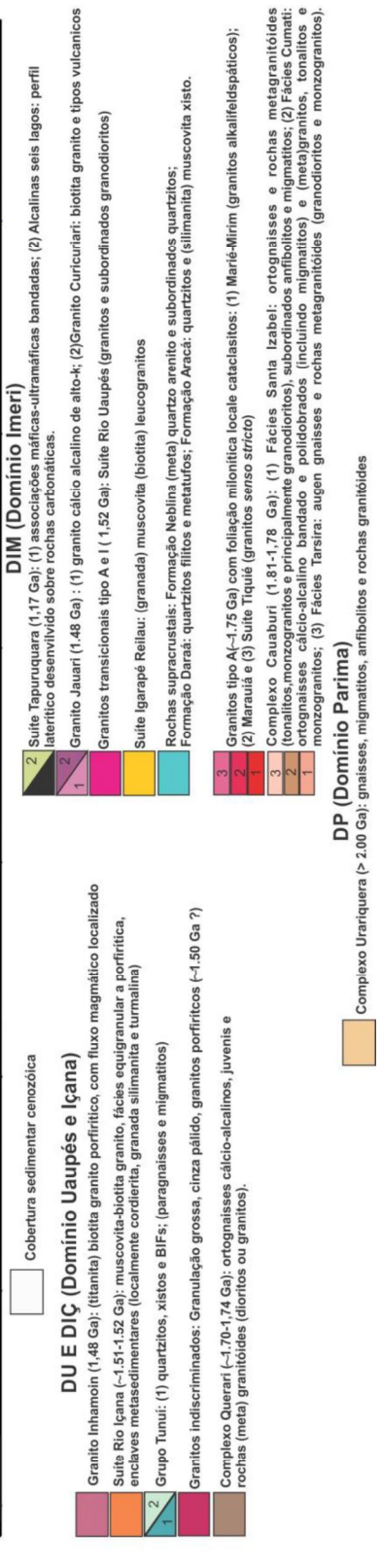
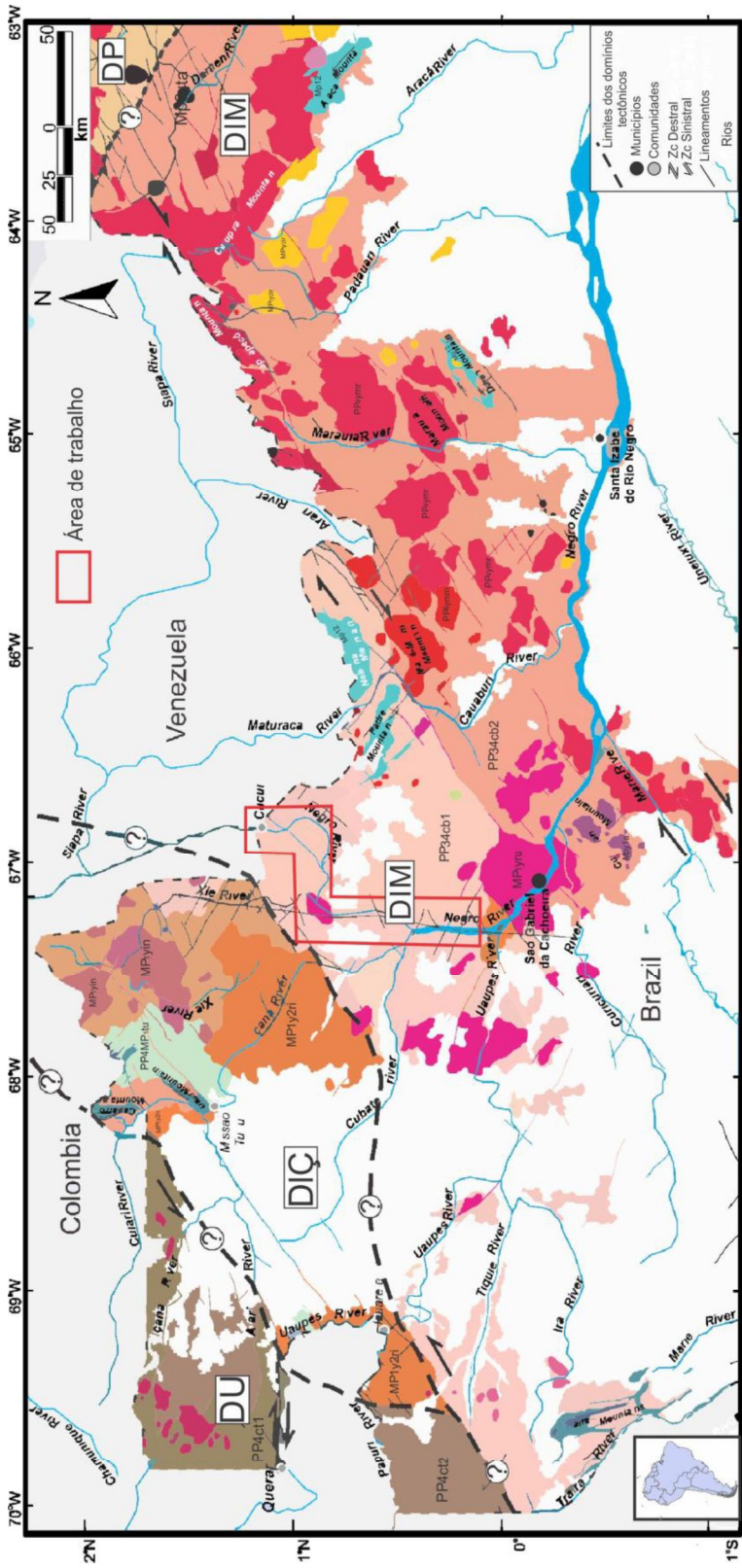


Fig. 1. Mapa geológico da Província Rio Negro. (Fonte: Almeida et al., 2016).

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para obtenção dos dados e realização do presente trabalho foram desenvolvidas as seguintes etapas:

2.1 Revisão Bibliográfica

A atividade inicial, pré-campo, teve como foco o levantamento de informações sobre a região a ser estudada, assim como a aquisição de imagens de satélites do tipo LANDSAT, que auxiliaram na elaboração de mapas-base na escala de 1:40 km na região de São Gabriel da Cachoeira, que ressaltam as características geomorfológicas e geológicas da área de estudo.

2.1.1 Etapa de levantamento bibliográfico

Nessa etapa foi realizada a revisão da literatura geológica sobre os domínios litoestruturais da Província Rio Negro acerca da petrologia, geoquímica, geocronologia e evolução crustal e da geologia regional (relatórios técnicos, artigos, livros, dissertações, etc). Além de consulta e compilação de mapas geológicos pré-existentes, auxiliando na confecção do mapa geológico da área em questão.

2.1.2 Aquisição de dados por Sensores Remotos

Os lineamentos regionais foram obtidos por meio de sensor Landsat-8/OLI, adquiridas gratuitamente por meio do site do INPE (<http://www.dgi.inpe.br/catalogo/>) utilizando a sena 001/060, 002/060 e 003/060, além de dados SRTM disponibilizados de forma gratuita pelo site do Serviço Geológico Americano (<http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>), na resolução espacial de 30 m. Sendo processados no *software* Global Mapper 13 para a geração do Modelo Digital de Elevação (MDE), atribuindo-se níveis de cores distintos para realçar as diferentes cotas e evidenciar as feições morfológicas e topográficas da região estudada.

2.2 Levantamento de campo

Nesta etapa foi realizado o reconhecimento da área, ao longo do Rio Negro, com descrições macroscópicas detalhadas de 17 afloramentos (Fig. 2). Os dados obtidos nessa etapa incluíram a descrição detalhada dos afloramentos com coleta de amostras orientadas para estudos petrográficos, microestruturais e para caracterização geoquímica dos litotipos da área de interesse. Incluiu ainda a identificação dos controles e estilos estruturais dos eventos, as medições das estruturas dúcteis principais – foliações e lineações (tratadas no programa Dips) e indicadores cinemáticos.

Rodrigues, V. O. 2016. Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.

A integração dos dados foto interpretados dos sensores remotos, como aspectos geomorfológicos e texturais, vinculados aos dados de campo, foi possível complementar informações dos mapas base geológicos da região (CPRM, 2006), auxiliando no detalhamento de unidades e estruturas presentes.

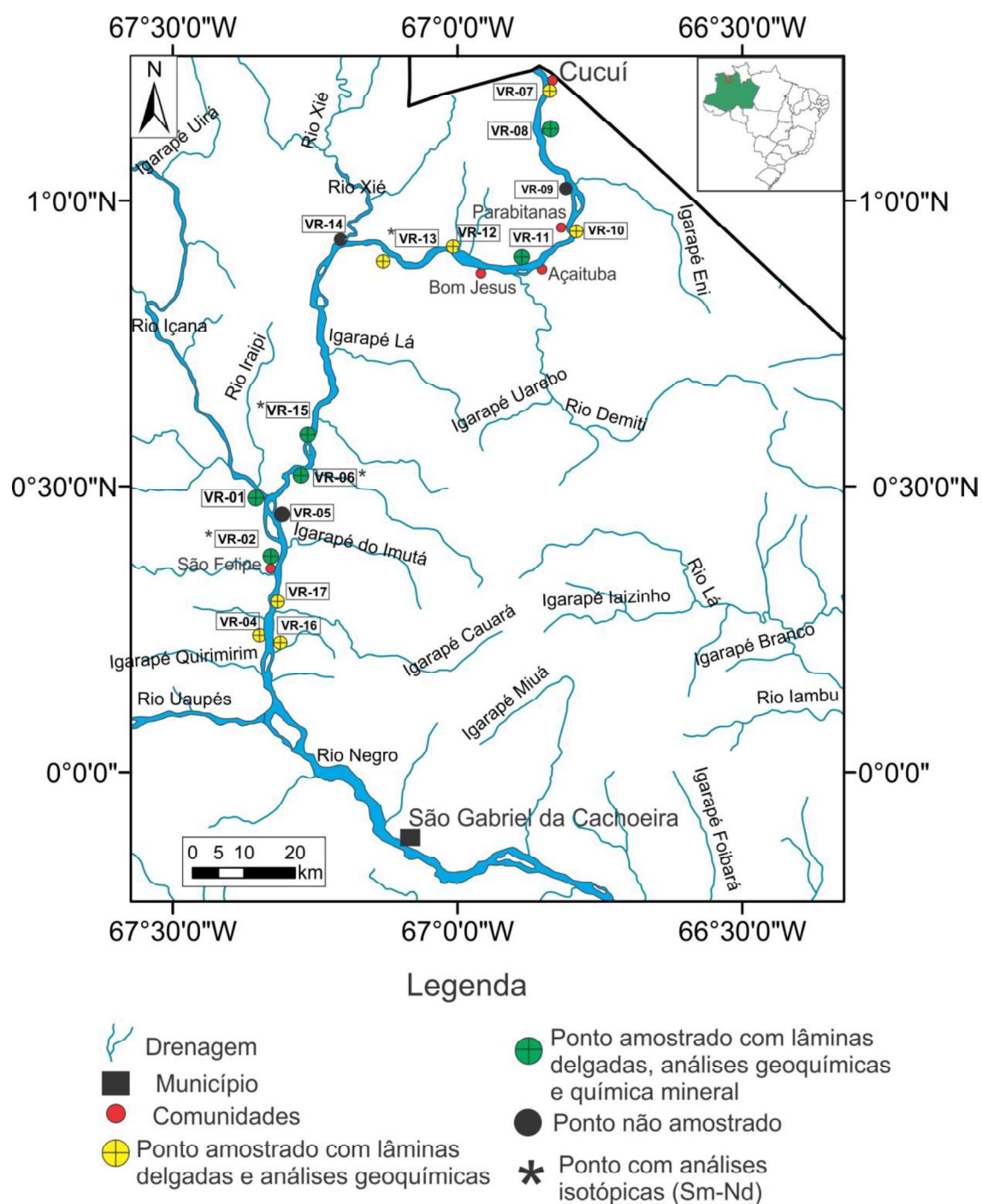


Fig. 2. Mapa de localização da Litofácies Tarsira com os principais pontos amostrados, comunidades e drenagens principais.

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

2.3 Análise Petrográfica e Microestrutural

A descrição petrográfica foi realizada no Laboratório de Microscopia da Pós-Graduação na Universidade Federal do Amazonas (UFAM) utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida e luz refletida da marca Olympus modelo BX41, nas objetivas de 2x, 4x, 10x e 40x, a fim de caracterizar a paragênese mineralógica destas rochas, relações de contato, microestruturas/microtexturas e deformações que auxiliou na composição do quadro metamórfico dessas rochas. As rochas foram classificadas conforme estimativa modal de amostras através de contagem de 1.200 pontos/lâminas, utilizando o *contador Pelcon Automatic Point Counter*, e as normas usuais propostas pela *International Union of Geological Science (IUGS)*, contidas em Streckeisen (1976), foram aplicadas a estas. As lâminas delgadas foram confeccionadas e polidas no laboratório de laminação da CPRM (LAMIN/CPRM).

2.4 Estudos geoquímicos

Para a realização destes estudos foram selecionadas 16 amostras representativas. Para as análises químicas as amostras passaram pelas seguintes etapas: (i) lavagem das amostras; (ii) moagem na fração de 200 mesh; (iii) quarteamento, com a separação de uma alíquota para as referidas análises; (iv) acondicionamento e envio das amostras para as análises por ICP-ES para elementos maiores e ICP-MS para elementos traços.

As análises químicas para os óxidos totais foram realizadas pelo *Analytical Laboratories (ACMELAB)*, no Canadá. Primeiramente, as amostras passaram por fusão com LiBO_2 e dissolução com HNO_3 e posteriormente com água-régia seguindo procedimentos desse laboratório. Os óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O) foram determinados por ICP-ES e os traços (incluindo os elementos terras raras) por ICP-MS. A perda ao fogo (PF) foi realizada pela diferença entre, o peso de uma alíquota de amostra aquecida a 100 °C para evaporação da água de umidade (H_2O^-) e, o peso obtido após aquecimento a 1000 °C, onde ocorre a expulsão da água da estrutura dos minerais hidratados H_2O^+ . Os dados químicos foram tratados no programa Microsoft Office Excel 2007, com a confecção dos diagramas químicos e multielementares, que posteriormente foram tratados no CorelDRAW X6.

2.5 Química Mineral

Essas análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda eletrônica na Universidade Federal de Brasília (LASON-UnB) num aparelho de modelo JEOL-JXA-8230 (Eletron Probe Microanalyzer) com EDS acoplado, com o objetivo de obter as composições químicas precisas dos minerais de feldspato, biotita, anfibólio, piroxênio, epidoto, titanita, e clorita, visando um melhor entendimento dos possíveis processos petrogenéticos das litologias estudadas. Para estes minerais foram feitas análises de centro e borda. As condições operacionais foram de 15 kV, corrente de 20 mA e tempo médio de 10s para cada análise.

2.6 Geoquímica isotópica em rocha total

Os dados isotópicos de Sm-Nd foram obtidos em análises de 5 amostras, correspondentes ao biotita gnaisse (4 amostras) e leucognaisses (1 amostra). As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília (UnB). A utilização desses dados permitiu a obtenção de informações sobre idades modelos e isocrônicas, A utilização dos dados Sm-Nd além, de determinação de idades, tem ampla aplicação em estudos petrogenéticos (com o parâmetro ϵ_{Nd}), auxiliando na identificação de possíveis fontes e de processos de formação de rochas.

As análises isotópicas de Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel, (2000). Neste procedimento as amostras foram misturadas com solução de *spike* $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e dissolvidas em cápsulas de teflon *Savillex*. A extração de Sm e Nd seguiu a técnica convencional com colunas de Teflon contendo resina do tipo LN-*Specresin* (HDEHP – *diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder*). As amostras de Sm e Nd foram alojadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos de Rênio e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT - 262. O grau de incertezas para as razões $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é menor que $\pm 0,4\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, e a constante de decaimento (λ) usada foi $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Os valores T_{DM} foram calculados segundo método de DePaolo (1981).

CAPÍTULO II – ARTIGO

EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA E METAMORFISMO DAS ROCHAS ORTODERIVADAS DA LITOFÁCIES TARSIRA NO PERFIL ENTRE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA E CUCUÍ- AMAZONAS

Vanisse de Oliveira Rodrigues¹, Ivaldo Rodrigues da Trindade^{1,2}, Rielva Solimairy Campelo do Nascimento^{1,2}, Marcelo Esteves Almeida^{1,3}, Márcia Caroline Rodrigues Carneiro², Marcel da Silva Passos², Elton Luiz Dantas⁴.

1 Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas – UFAM, CEP 69077-000, Manaus-AM, Brasil;

2 Departamento de Geociências – DEGEO, Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Av. Rodrigo Otávio, 3000, Coroado, CEP 69077-000, Manaus-AM, Brasil;

3 Serviço Geológico do Brasil-CPRM, 69060-000, Avenida André Araújo, 2160, Manaus-AM, Brasil;

4 Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. 70910900 - Brasília, DF - Brasil - Caixa-postal: 04405

vanissegeologia@gmail.com; ivaldo@ufam.edu.br; rielva@ufam.edu.br;
marcelo.esteves@cprm.gov.br; marciacarolinee@gmail.com; marcel.silva.k2@gmail.com;
elton@unb.br.

RESUMO

A região entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí é, constituído por um terreno polideformado, formado por rochas gnáissicas de composição monzogranítica a granodioríticas pertencentes a Litofácies Tarsira. Do ponto de vista geotectônico, está inserida na Província Rio Negro e, juntamente com rochas da Litofácies Santa Izabel do Rio Negro, compõem o embasamento Paleoproterozoico do Complexo Cauaburi. Na Litofácies Tarsira foram caracterizadas três fases deformacionais distintas (D_1 , D_2 e D_3) em nível crustal dúctil e, junto com análises petrográficas (microestruturais/microtexturais) e químicas foi possível estabelecer as condições de P-T de metamorfismo, revelando uma faixa de metamorfismo progressivo de fácies xisto-verde até a fácies granulito, com temperaturas variando de 225 °C a 823 °C. Os dados isotópicos $\epsilon_{Nd}(T)$ são positivos (+1,54 à +0,4; e apenas um valor negativo baixo (-0,48), com idades modelo T_{DM} em torno de 2,05 Ga. Em conjunto, os dados geoquímicos e isotópicos obtidos sugerem para o protólito características similares a das séries cálcio-alcalinas, metaluminosas e peraluminosas formadas em um sistema de arcos magmáticos maduros continentais, tendo como fonte dos protólitos dos ortognaisses, magmas mantélicos extraídos no Paleoproterozoico, localmente contaminado por material siálico mais antigo e tendo sido deformados e metamorfizados principalmente no Mesoproterozóico.

Palavra chave: metamorfismo, geoquímica, ortognaisses, isótopos, Litofácies Tarsira.

ABSTRACT

The region between São Gabriel da Cachoeira and Cucuí is composed of a polideformed ground, formed by gneissic rocks composition monzogranitic the granodioritic belonging to Tarsira Lithofacies . The geotectonic point of view, is inserted in the Rio Negro Province and along with rocks Santa Izabel do Rio Negro Lithofacies, comprise the Paleoproterozoic basement Cauaburi Complex. In Tarsira Lithofacies were characterized three distinct deformational phases (D₁, D₂ and D₃) ductile crustal level, along with petrographic analysis (microstructural / microtexturais) and chemical was possible to establish the P-T conditions of metamorphism, revealing a progressive metamorphism range green schist facies to granulite facies, with temperatures ranging from 225 ° C to 823 ° C. Isotopic $\epsilon_{Nd}(T)$ data is positive (+1.54 to +0.4, and only a negative low value (-0.48), aged T_{DM} model around 2.05 Ga Together, geochemical and isotopic data suggest for the protolith characteristics similar to the calcium-alkaline series, metaluminous and peraluminous formed in a system of continental magmatic arcs, with the source of the protolith of orthogneisses, mantle magmas extracted from the Paleoproterozoic, locally contaminated by sialic materials older and having been deformed and metamorphosed mainly in the Mesoproterozoic.

Keywords: *metamorphism, geochemistry, orthogneiss; isotopics; Lithofacies Tarsira.*

1 INTRODUÇÃO

No noroeste do Estado do Amazonas, ao longo do Rio Negro, a montante da cidade de São Gabriel da Cachoeira e a Vila de Cucuí, afloram gnaisses e metagranitóides. Essas rochas estão inseridas na Província Rio Negro (Santos *et al.*, 2000, 2006) ou Província Rio Negro-Juruena de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e constituem o embasamento ortoderivado do Domínio Imeri, subdividido em Litofácies Santa Izabel e Litofácies Tarsira (CPRM, 2003 e 2006), alvo deste estudo.

Almeida *et al.* (2013), sugerem a divisão da Província Rio Negro em três domínios, com base em características de campo e dados aerogeofísicos (Almeida *et al.*, 2016, inf. verbal; Fig. 3) denominados de Uaupés no extremo noroeste, também conhecida como “cabeça do cachorro”, Içana e Imeri a leste. A principal distinção entre esses domínios é que o Domínio Imeri está mais afetado pela faixa K’Mudku (1,33 Ga), enquanto que nos Domínios Uaupés e Içana algumas estruturas pré K’Mudku estão melhor preservadas (CPRM, 2003; Almeida *et al.*, 2013).

O Domínio Imeri, tem um *trend* preferencial NE-SW relacionado a zonas de cisalhamentos dextrais (Almeida *et al.*, 2013) e seu embasamento é representado pelo Complexo Cauaburi, subdividido, e os ortognaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Cumati também fazem parte do Domínio Imeri (CPRM, 2006), caracterizados como rochas polideformadas e com idade em torno de 1780 Ma.

A Litofácies Tarsira é constituída por metagranitos, gnaisses e *augen*-гнаisses de composição granodiorítica a monzogranítica, com quimismo cálcio-alcálico de alto-K. Anfibolitos e migmatitos são bem mais raros, As condições de metamorfismo variaram de fácies xisto-verde a anfibolito superior, localmente migmatizados e, retrometamorfizados na fácies xisto-verde (Navarro, 2008). Estão polidobrados, possuindo foliação regional de transposição com direção NW-SE a NNW-SSE (Almeida *et al.* 2013).

Dados de U-Pb em cristais de zircão pela técnica analítica SHRIMP no Complexo Cauaburi apresentam valores entre 1810 Ma e 1789 Ma CPRM (2003). Os dados geocronológicos apresentados por Almeida *et al.* (2013) para os gnaisses Cauaburi, foram de 1807 Ma (U-Pb SHRIMP) e 1795 Ma (Pb-Pb evaporação). Além de valores de 1785 Ma (Pb-Pb evaporação) e 1777 Ma (U-Pb SHRIMP) obtidas em gnaisses do Complexo Cumati. Segundo Sato & Tassinari (1997) e Santos *et al.* (2000) dados Sm-Nd destas litologias, apresentaram valores de idades T_{DM} variando entre 2,44 Ga e 1,99 Ga, com $\epsilon_{Nd}(T)$ variando de +0,78 a -1,27 sugerindo idades Siderianas-Riacianas para os protólitos dos ortognaisses do

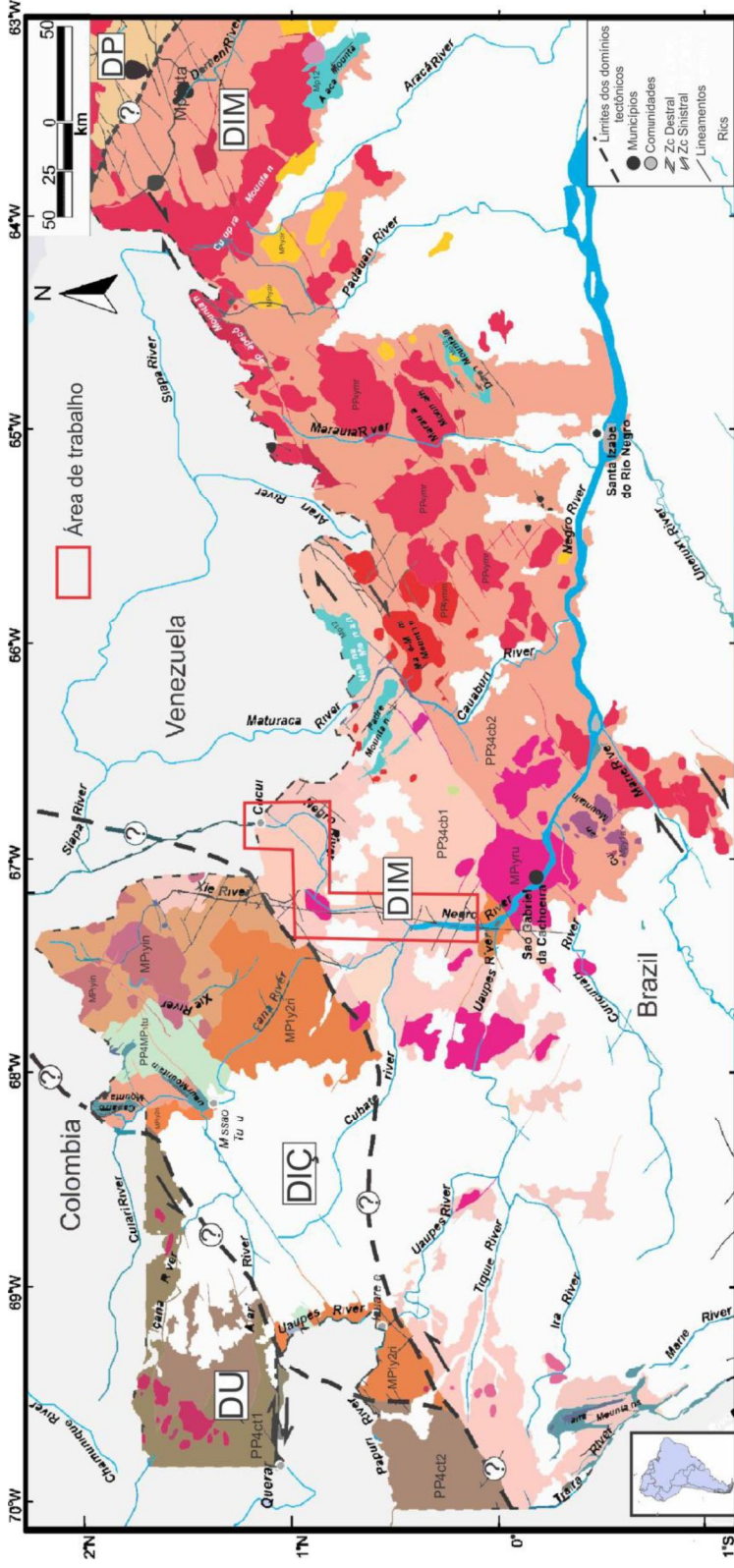
Complexo Cauaburi. Idades de Ar-Ar em biotita entre 1368 ± 6 Ma e 1386 ± 5 Ma, registraram um evento termotectônico em torno de 330 °C, em hornblenda foi registrada um evento termotectônico de 1497 ± 6 Ma em 580 °C (Almeida *et al.* 2016, inf. verbal).

Tassinari & Macambira (1999) relacionam a evolução dessa província a um modelo de arco magmático do Proterozóico, associado à subducção de crosta oceânica com importante contribuição mantélica. Já Dall'Agnol *et al.* (1987) adotaram a hipótese de colisão continental entre a Província Amazônia Central e as províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniana San Ignácio, que seria responsável pela granitogênese observada na região.

Almeida *et al.* (2013) propôs uma evolução geodinâmica para a Província Rio Negro a partir da existência de orogenias distintas. A Orogenia Cauaburi (1,80-1,78 Ga), seria responsável pela formação dos Complexos Cumati e Cauaburi, os quais foram gerados num sistema de arcos magmáticos continentais normais a maduros, envolvendo uma interação entre fontes mantélicas e crustais. A Orogenia Içana (1520-1480 Ma), teria sido responsável pela geração de granitos crustais de proporções batolíticas e também em parte pela deformação e metamorfismo das sucessões paraderivadas. E um processo colisional mais jovem (evento K'Mudku: 1,38-1,20 Ga), considerado como um reflexo intracratônico de uma orogenia com idade similar ao da Orogenia Sunsás, foi o último evento significativo ocorrido no proterozóico.

Essa região ainda é pouco estudada, em relação a sua evolução geológica, embora ao longo dos últimos anos, ter se ampliado, principalmente em função da incorporação de novos dados geológicos, geocronológicos, estruturais e geoquímicos (Santos *et al.*, 2000; CPRM, 2003; CPRM, 2006; Santos *et al.*, 2006; Navarro, 2008; Souza, 2009; Veras, 2012; Almeida *et al.*, 2013, 2016 inf. verbal).

O presente artigo propõe a investigação dos ortognaisses nesta região envolvendo estudos petrográficos, tectonometamórfico, litogeoquímico e isotópicos em Sm-Nd. Com o propósito de entender sua evolução petrogenética e tectonometamórfica envolvida, além de propor uma evolução geotectônica para a Litofácies Tarsira. Desta forma também, contribuir para o conhecimento da evolução geodinâmica do Domínio Imeri e Província Rio Negro e consequentemente do Cráton Amazônico.



- DU E DIÇ (Domínio Uaupés e Içana)**
- Granito Inhamoin (1,48 Ga): (titânia) biotita granito porfirítico, com fluxo magmático localizado
 - Suíte Rio Içana (~1,51-1,52 Ga): muscovita-biotita granito, fácies equigranular a porfirítica, enclaves metasedimentares (localmente cordierita, granada sillimanita e turmalina)
 - Grupo Tunuí: (1) quartzitos, xistos e BIFs; (paragneissas e migmatitos)
 - Granitos indiscriminados: Granulação grossa, cinza pálido, granitos porfiríticos (~1,50 Ga ?)
 - Complexo Querarí (~1,70-1,74 Ga): ortogneissas cálcio-alcálinos, juvenis e rochas (meta) granitóides (dioritos ou granitos).
- DP (Domínio Parima)**
- Complexo Urariquera (> 2,00 Ga): gnaiesses, migmatitos, anfibolitos e rochas granitóides
- DIM (Domínio Imeri)**
- Suíte Tapuruquara (1,17 Ga): (1) associações máficas-ultramáficas bandadas; (2) Alcalinas seis lagos: perfil laterítico desenvolvido sobre rochas carbonáticas.
 - Granito Jauri (1,46 Ga): (1) granito cálcio alcalino de alto-k; (2) Granito Curicuriari: biotita granito e tipos vulcânicos
 - Granitos transicionais tipo A e I (1,52 Ga): Suíte Rio Uaupés (granitos e subordinados granodioritos)
 - Suíte Igarapé Reilaur: (granada) muscovita (biotita) leucogranitos
 - Rochas supracrustais: Formação Nebina (meta) quartzo arenito e subordinados quartzitos; Formação Daracá: quartzitos filitos e metatúros; Formação Aracá: quartzitos e (sillimanita) muscovita xisto.
 - Formação Daracá: quartzitos filitos e metatúros; Formação Aracá: quartzitos e (sillimanita) muscovita xisto.
 - Granitos tipo A (~1,75 Ga) com foliação milonítica local cataclásitos: (1) Marí-Mirim (granitos alkali-feldspáticos); (2) Marauá e (3) Suíte Tiquié (granitos senso stricto)
 - Complexo Cauaburi (1,81-1,78 Ga): (1) Fácies Santa Izabel: ortogneissas e rochas metagranitóides (tonalitos, monzogranitos e principalmente granodioritos), subordinados anfibolitos e migmatitos; (2) Fácies Cumati: ortogneissas cálcio-alcálinos bandado e polidobrados (incluindo migmatitos) e (meta)granitos, tonalitos e monzogranitos; (3) Fácies Tarsira: augen gnaiesses e rochas metagranitóides (granodioritos e monzogranitos).
- DP (Domínio Parima)**
- Complexo Urariquera (> 2,00 Ga): gnaiesses, migmatitos, anfibolitos e rochas granitóides
- Legend:**
- Cobertura sedimentar cenozóica
 - Limites dos domínios tectônicos
 - Municípios
 - Comunidades
 - Zc-Distrital
 - Zc-Shistal
 - Lineamentos
 - Rios

Fig. 3. . Mapa geológico da Província Rio Negro, em vermelho a localização da área de estudo. (Fonte: Almeida *et al.* 2016).

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

2 MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras coletadas durante a etapa de campo (16) foram selecionadas para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. As rochas foram classificadas conforme estimativa modal de amostras através de contagem de 1.200 pontos/lâminas, utilizando o *contador Pelcon Automatic Point Counter*. Para o estudo da composição química mineral foram selecionadas 5 amostras, que foram analisadas por meio de Microsonda Eletrônica na Universidade Federal de Brasília (UnB) num aparelho de modelo JEOL JXA-8230 com EDS acoplado por Microsonda Eletrônica.

Para as análises geoquímicas de rocha total, foram selecionadas as amostras representativas das diferentes variedades petrográficas, sendo 11 do biotita gnaisses e 5 do leucognaisses. A análise química quantificou os óxidos dos elementos maiores e menores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₃ e MnO) por ICP-ES e fusão com metaborato de lítio e digestão com HNO₃, e perda ao fogo foi determinada por gravimetria. Os elementos traços (Ni, Ba, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Sn, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y e ETR) por ICP-MS após fusão com metaborato/tetraborato de lítio. Essas análises foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories (ACMELAB)*, em Vancouver, Canadá. O cálculo de anomalia para Eu, calculado como padrão de fracionamento dos ETR foi realizado com base ao condrito de Boynton, (1984) de acordo com a equação:

- $$\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}/0,0735) / [(\text{Sm}/0,195) * (\text{Gd}/0,259)]^{1/2} \quad (1)$$

A determinação dos isótopos de Sm-Nd, realizadas em 5 amostras (1 do leucognaisse e 4 de biotita gnaisses), foram feitas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB), seguindo a metodologia descrito por Gioia & Pimentel (2000). As amostras foram misturadas com solução de *spike* ¹⁴⁹Sm /¹⁵⁰Nd e dissolvidas em béqueres *Savillex*. A extração de Sm e Nd das amostras de rocha total seguiram as técnicas de colunas de troca catiônica, usando colunas de teflon contendo resina do tipo Ln-*Specresin* (HDEHP – *diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder*). Em seguida alojadas em filamentos duplos de Rênio e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 no modo estático. O grau de incerteza para as razões ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd é menor que ± 0,4% (1σ) e ± 0,005% (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd de 0,7219 e, a constante de decaimento (λ) usada foi 6,54 x10⁻¹² a⁻¹. Os valores T_{DM} foram calculados segundo método de De Paolo (1981).

3 FEIÇÕES DE CAMPO DA LITOFÁCIES TARSIRA

Tratam-se de gnaisses que afloram em forma de lajedos ao longo do Rio Negro e suas principais ocorrências na área estão situadas nas comunidades de São Felipe, Bom Jesus, Açaituba, Parabitanas e Cucuí (Fig. 4). São polideformadas apresentando estruturas dúcteis com rúpteis superimpostas. A deformação na região atuou de forma heterogênea, gerando desde zonas pouco deformadas (baixo “*strain*”), principalmente na porção norte da área, onde a rocha exibe textura grossa com foliação incipiente (Fig. 5A), a zonas intensamente deformadas (alto “*strain*”), representadas por *augen gnaisses* que afloram principalmente na porção sul da área e foram classificados como biotita gnaisse e leucognaisse. Associado a essa foliação ocorrem também faixas miloníticas observadas em toda a área, representadas por protomilonitos, milonitos e ultramilonitos (Fig. 5B).

Os biotita gnaisses tem composição granodiorítica de cor cinza, variando de leucocráticos a mesocráticos, com foliação penetrativa, textura variando de média à grossa (Fig. 5C). Em geral destacam-se fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico alongados, ovóides medindo até 8 cm, caracterizando uma feição de *augen*, sobretudo em zonas com milonitização superimposta (Fig. 5D). Também observamos evidências de processos anatéticos (Fig. 5E), que gerou lentes e injeções graníticas (Fig. 5F).

Os leucognaisses ocorrem (Fig. 6A) em forma de diques e/ou concordantes com a foliação do biotita gnaisses. Texturalmente possuem granulação fina, com índice de cor leucocrática e textura equigranular (Fig. 6B). Localmente apresentam contatos retos e irregulares com o biotita gnaisse, evidenciando uma provável relação de contemporaneidade entre esses corpos (Fig. 6C).

Enclaves máficos alongadas e/ou arredondadas de dimensões variáveis (milimétricas à centimétricas) são observados, por vezes alinhados com a foliação principal da rocha gnáissica, também ocorrem xenólitos. Alguns enclaves exibem fenocristais de plagioclásio, do biotita gnaisses, parcialmente absorvidos em suas bordas (Fig. 6D). Feições de misturas de magmas que são comumente observadas em porções onde houve interação do biotita gnaisse com o leucognaisse, evidenciada a partir de contatos irregulares e diferenças texturais entre as litologias, sendo possível observar que os enclaves máficos incorporaram alguns fenocristais de feldspatos caracterizados como “cristais pingados” (Fig. 6E), sugerindo uma mistura mecânica, entre os magmas formadores dos protólitos dos gnaisses, como do tipo *mingling* (Sklyarov & Fedorovskii, 2005).

Os diques de pegmatitos são tabulares, por vezes dobrados, com larguras métricas à centimétricas com contatos retilíneos e irregulares com o biotita gnaíse. Veios de quartzo, centimétricos exibem contatos retos ou irregulares com o biotita gnaíse, também foram observados e estão geralmente seccionando a estrutura dos gnaíses e/ou preenchendo fraturas com direção média entre N30°-38°E.

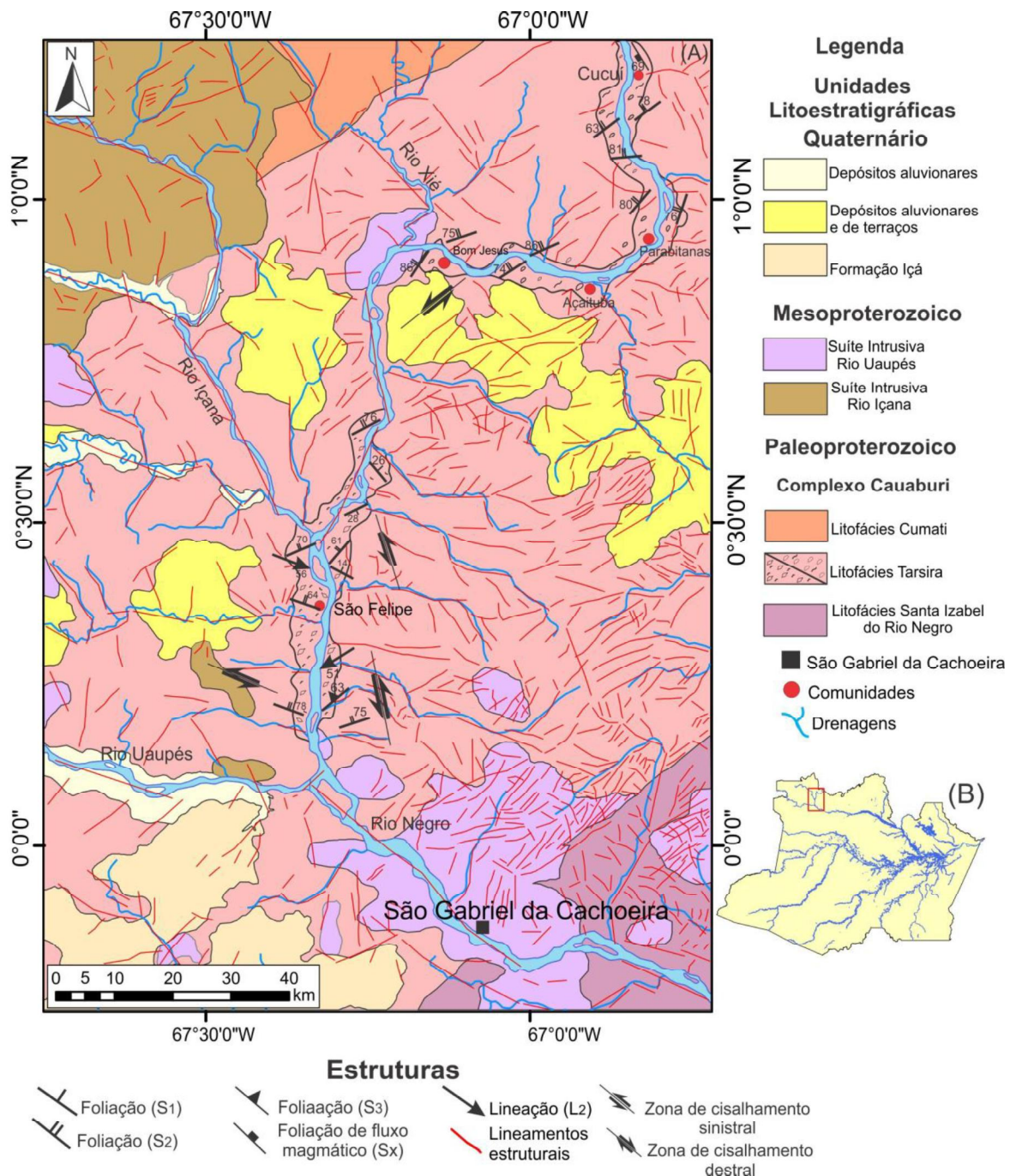


Fig. 4. (A) Mapa geológico e de estruturas da Litofácies Tarsira, destacando as principais estruturas; (B) Mapa da Região Norte, a área em vermelho representa a área de estudo. Modificado, CPRM (2006).

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

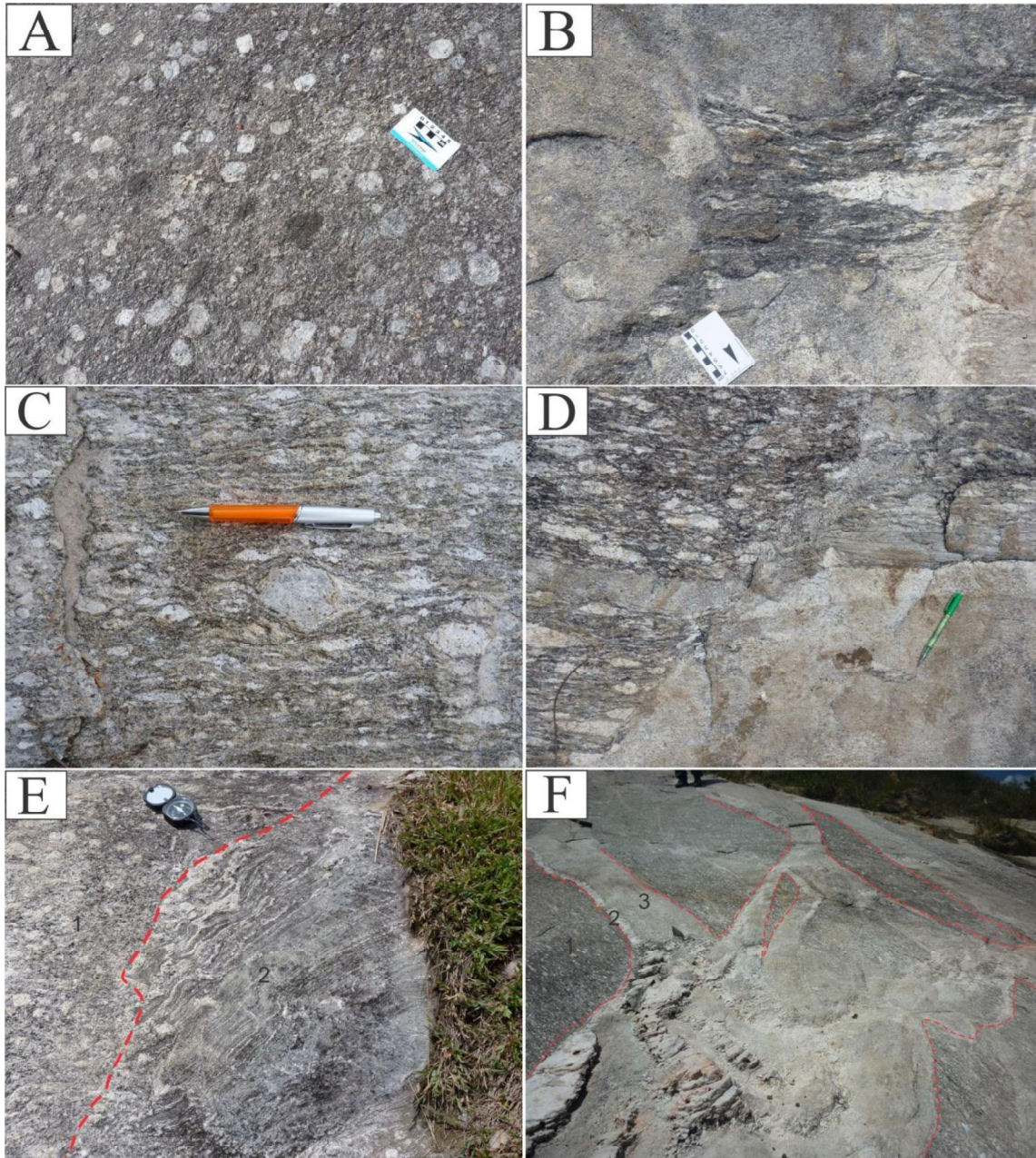


Fig. 5. (A) Biotita gnaisse com foliação incipiente, em zonas de baixo “strain” (VR-10); (B) Deformação superimposta no biotita gnaisse representada por ultramilonitos VR-16; (C) Biotita gnaisse com bandamento composicional em porções que predominam alto “strain” com fenocristais de feldspato estirados formando *augen* (VR-01); (D) Rocha gnáissica com porção milonítica (VR-16); (E) (1) Biotita gnaisse, (2) evidência de anatexia VR-16; (F) (1) Biotita gnaisse (2) lentes e diques (3) injeções graníticas.

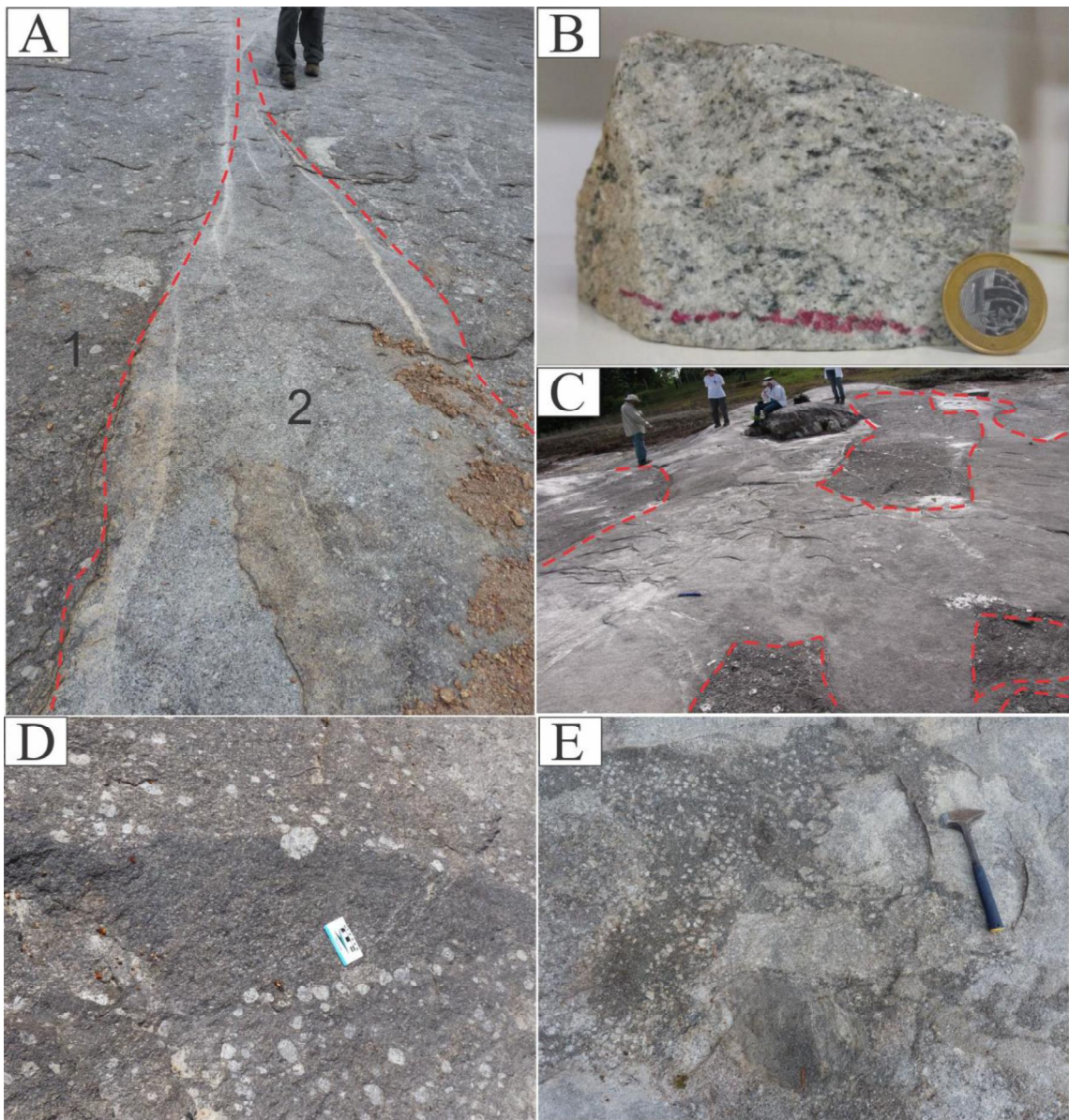


Fig. 6. (A) biotita gnaisses (1) em contato com o leucognaisses (2) (VR-12); (B) Aspecto textural do leucognaisses; (C) Leucognaisses com contados irregulares e retos com o biotita gnaisses (VR-02); (D) Enclaves máficos com fenocristais de feldspato (cristais pingados) nas bordas (VR-10); Interação do biotita gnaisses com leucognaisses, evidenciando uma mistura de magmas do tipo “mingling” (VR-12).

4 ASPECTOS PETROGRÁFICOS

As análises petrográficas permitiram determinar a composição dos protólitos do biotita gnaisses e leucognaisses da Litofácies Tarsira como granodiorito e monzogranito, respectivamente, utilizando os parâmetros de Streckeisen (1976; Fig. 7).

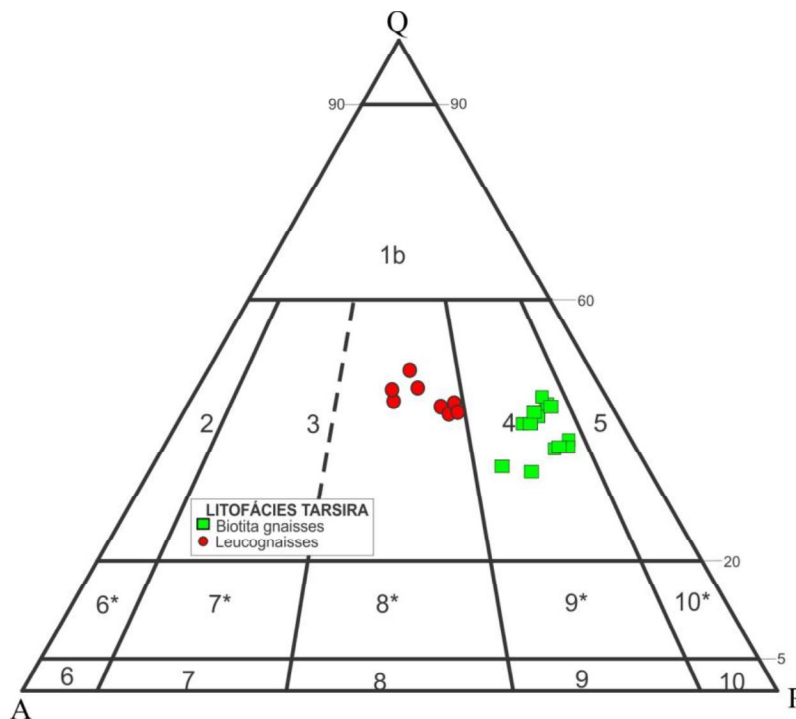


Fig. 7. Diagrama de classificação modal Q-A-P (Modificado Streckeisen, 1976), para as rochas da Litofácies Tarsira.

O biotita gnaiss é granoblástico (Fig. 8A) de granulação variando de média a grossa, composto por quartzo (20,8-34,4%) plagioclásio (38,6-31,3%), feldspato potássico (21,2-5,2%) e biotita (9,9-24,3%) como fases essenciais. Já as fases acessórias são formadas por clinopiroxênio e ortopiroxênio (1,2%, em apenas uma amostra), anfibólio (3,1%), epidoto (0,3-4,3%), titanita (0,1-2,2%), além de alanita, clorita, apatita, zircão e minerais opacos. Como minerais secundários são comuns, sericita, carbonato, óxido/hidróxido de ferro, além de clorita e muscovita.

Os cristais de **quartzo** no biotita gnaiss são anédricos e apresentam extinção ondulante, recristalização por migração de borda de grão e rotação de subgrão. É comum formarem agregados policristalinos com contatos retos em junção tríplice caracterizando uma textura granoblástica e microestruturas do tipo *chessboard* e *ribbons*.

O **plagioclásio** é do tipo oligoclásio (An_{27,44-29,67}) e andesina (An_{30,07-36,90}; Tab.1) representado por fenocristais ovoides, geralmente saussuritizados que variam de formas subedrais a anedrais (Fig. 8B). São comuns textura antipertítica e mirmequítica nas bordas, quando em contato com feldspato potássico. Contatos com outros cristais de plagioclásio e quartzo evidenciam recristalização estática (Fig. 8B). O **microclínio** (Or_{>93,43-94,82}; Ab_{6,55-5,18}; An_{<0,05}; Tab.1) é representado por fenocristais anédricos, exibindo por vezes estrutura manto-núcleo (Fig. 8C). Também ocorrem como cristais anedrais neoformados.

A **biotita** ocorre em duas gerações. A primeira forma lamelas geralmente subédricas, definindo a foliação dessa rocha com os demais minerais máficos. Apresentam halos pleocróicos e *kink bands* (Fig. 8D). A segunda geração apresenta cristais associados com hornblenda, que foram interpretados como produtos de substituição metamórfica (em alguns casos substituindo o anfibólio). Apresentam bordas corroídas, em decorrência da desestabilização, formando cristais secundários de clorita e muscovita. Os valores de Mg/(Mg+Fe) varia entre 0,455 e 0,516 e Ti entre 0,13 e 0,29 (Tab.2). O **anfíbólio** (magnésiohornblenda; Tab. 3) é subédrico à anédrico, comumente substituídos por biotita nas bordas. O **piroxênio** é predominantemente clinopiroxênio do tipo diopsídio-henderbegita, geralmente anédrico, associados com os cristais de hornblenda com inclusões de opacos (Fig. 8E). As análises químicas mostram pouca variação entre os domínios de borda e centro com valores de $Wo_{28}En_{47-49}Fs_{25-23}$ e $Wo_{48}En_{34}Fs_{17}$, respectivamente (Tab. 3). O **ortopiroxênio** foi observado em uma única amostra (VR-11; Fig. 8F), como um cristal reliquiar de hiperstênio, geralmente com cristais de anfibólio (hornblenda) em suas bordas, gerados por processos de uralitização, e biotita.

Os acessórios ocorrem clorita, alanita (metamictizada), apatita e zircão, inclusos em quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita. A **clorita** ocorre como minerais secundários, que estão presentes como cristais anedrais, produtos de desestabilização de biotita (Fig. 8D), e como cristais disseminados na rocha orientados segundo a foliação. Quimicamente apresentam valores de Al^{IV} entre 1,89 e 2,63 e razões Fe/Fe+Mg entre 0,45 e 0,60 (Tab.3). A **titanita** ocorre em duas fases, a primeira como minerais euedrais e subedrais geminados. A segunda ocorre como cristais anedrais e constituindo uma coroa em minerais opacos (possivelmente titano- ilmenita). O **epidoto** ocorre em duas gerações com aspectos texturais distintos, a primeira é euedral a subedral com núcleo de alanita e fração molar de pistacita de 27,64 a 29,65 (Tab. 4), dentro da faixa dos valores observados para epidoto magmático

(Ps=25-30, Tulloch, 1979 e Vyhnal, 1991). A segunda geração tem conteúdos de pistacita de 0,56 e 5,80 é anédrica, geralmente como produtos da desestabilização do plagioclásio.

Os leucognaisses tem granulação fina e exibe textura granoblástica (Fig. 8G), tendo como constituintes essenciais, quartzo (30,95-36%), plagioclásio (21,60-30,80%), feldspato potássico (16,20-23%) e biotita (7-14,50%), como acessórios alanita, epidoto, titanita, apatita, zircão e opacos. Ocorrem ainda como fase secundária sericita, muscovita e clorita. Os cristais de **quartzo** são anedrais com extinção ondulante e agregados policristalinos, geralmente apresentam recristalização dinâmica do tipo MGB (migração por limites de grãos). O **plagioclásio** é anedral comumente com textura antipertítica e recristalização em suas bordas, formando uma textura tipo manto e núcleo. O **microclínio** tem forma subedral à anedral, com extinção ondulante e inclusões de apatita e biotita. Cristais de **biotita** formam lamelas subedrais, geralmente marcam a orientação dessa rocha junto com cristais euedrais de titanita (Fig. 8H) e epidoto.

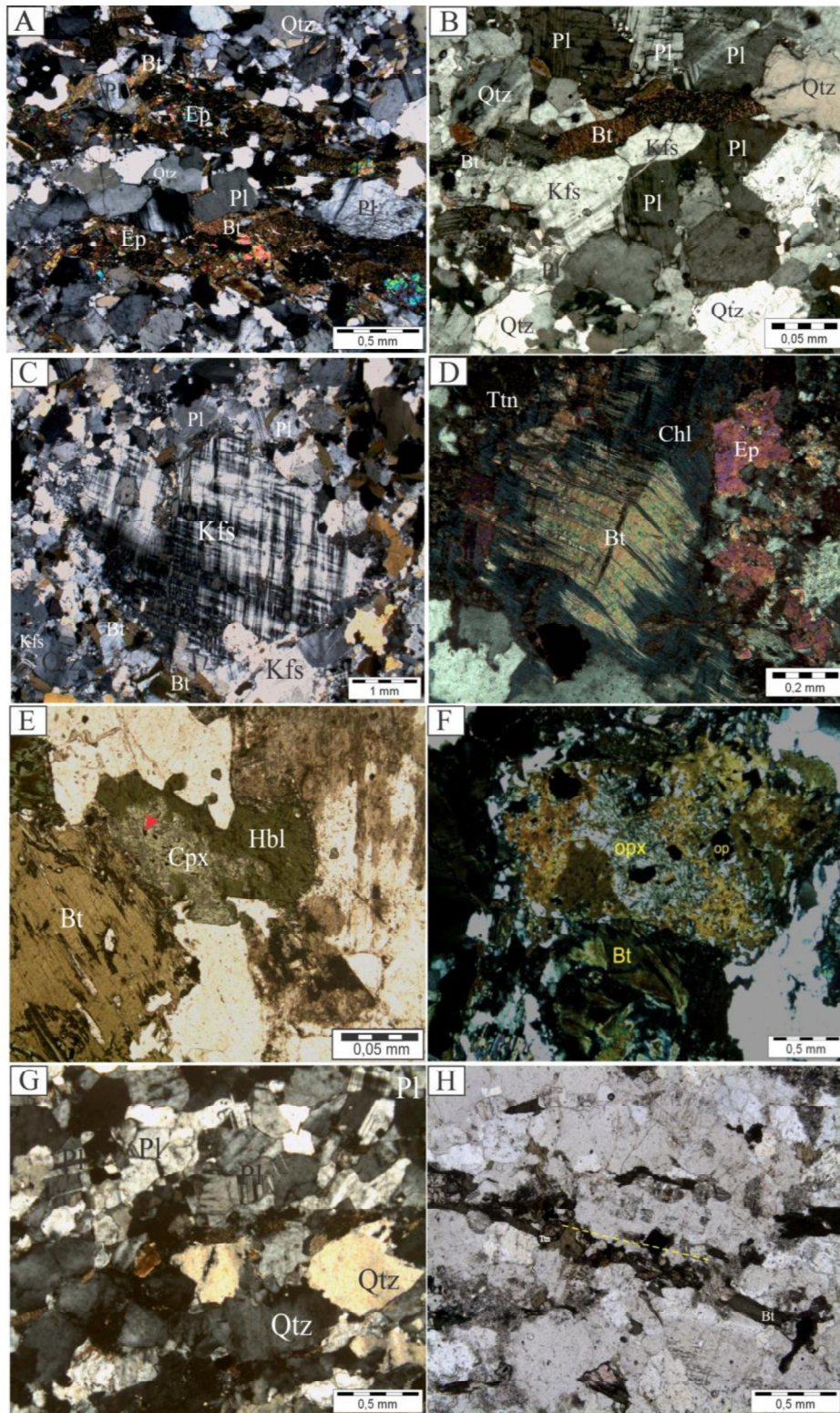


Fig. 8. Fotomicrografias do biotita gnaiss e leucognaisses. (A) Textura granoblástica; (B) Contatos poligonais entre plagioclásio (Pl) e feldspato potássico (Kfs); (C) Fenocristal de feldspato potássico (Kfs, microclínio) em matriz recristalizada; (D) Biotita (Bt) cloritizada com *kink's bands*; (E) Clinopiroxênio (Cpx) com inclusão de opacos, associado com hornblenda (Hbl); (F) Cristal de ortopiroxênio (Opx) fraturado com inclusão de opacos (G) Textura granoblástica com cristais de plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) e feldspato potássico (Kfs); (H) Foliação do leucognaisses marcada por lamelas de bitoita (Bt) e titanita (Ttn).

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

5 DEFORMAÇÃO

5.1 Fase D₁

A deformação nestes litotipos foi heterogeneamente distribuída e, o efeito dessa deformação são observados em quase toda a extensão da área estudada em variados graus de intensidade, principalmente no biotita gnaisses. Diante disso, foi possível caracterizar a existência de três fases deformacionais (D₁, D₂ e D₃) materializadas pelas foliações S₁, S₂ e S₃.

A fase de deformação D₁ gerou uma foliação S₁ mais antiga impressa nas rochas gnáissicas, caracterizada por uma foliação de baixo ângulo, observada em zonas preservadas da deformação posterior, evidenciada em campo por minidobras sem raiz cortada por zonas de cisalhamento (Fig. 9A). A distribuição de polos e planos dessa foliação (Fig. 10A) mostra atitude média de N69°W/14°NE.

5.2 Fase D₂

A segunda fase de deformação (D₂) foi responsável pela geração da foliação gnáissica principal (S₂), a mais penetrativa (Fig. 9B), definida pela orientação preferencial de minerais máficos (biotita, clorita e hornblenda). É uma deformação que se distribui de forma heterogênea na área estudada (ver mapa Fig. 3), e suas atitudes S85°W/76°NW e N54°W/79°NE (Fig. 10B) e mergulhos sub-verticais para NE, porém mergulhos para NW também foram observados.

Associada à foliação S₂, desenvolveu-se uma lineação de estiramento (L₂) definida pelo estiramento de cristais de biotita, anfibólio e feldspato. A distribuição das medidas dessa lineação (Fig. 10C) tem atitude entre 51°/250° e 59°/098° Az. Os marcadores cinemáticos, mostram tanto observa-se critérios destrais como sinistrais, porém estatisticamente predomina a cinemática dextral. Minidobras incongluentes em forma de “Z” e “S” entre planos de foliações em diques aplíticos de espessura centimétrica e veio de quartzo, possivelmente refletindo fases de dobramento superimpostas em macro escala (Fossen, 2012).

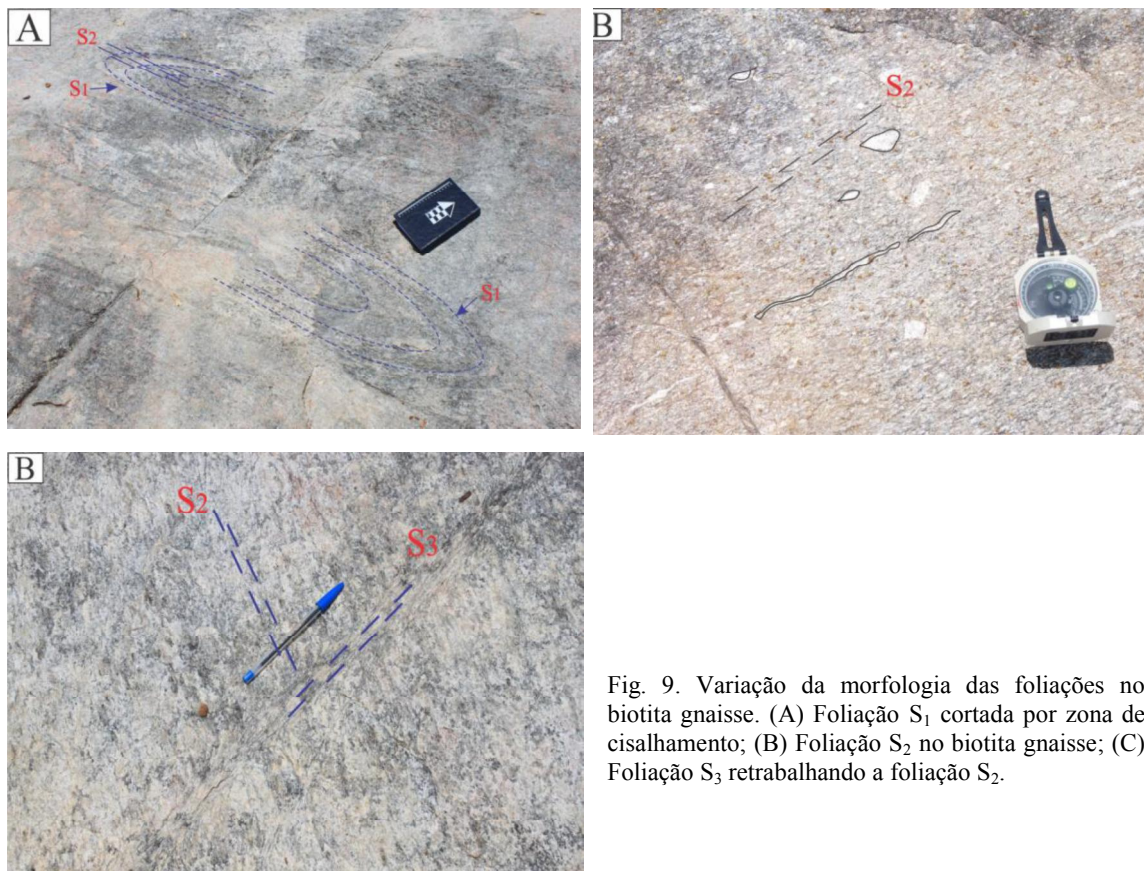


Fig. 9. Variação da morfologia das foliações no biotita gnaíse. (A) Foliação S₁ cortada por zona de cisalhamento; (B) Foliação S₂ no biotita gnaíse; (C) Foliação S₃ retrabalhando a foliação S₂.

5.3 Fase D₃

A terceira fase de deformação (D₃) é responsável pela formação de zonas de cisalhamento onde se desenvolveram foliações miloníticas (S₃) com atitudes médias que variam de N36E/70°SE a S50°E/64°SW (Fig. 10D). Essas zonas de cisalhamento variam de centimétricas à métricas, de caráter rúptil/dúctil e dúctil, respectivamente e retrabalham a foliação S₂ (Fig. 9C). Também foram observados “*tension gashes*” geralmente preenchidas por quartzo indicando cinemática sinistral, além de diques deslocados com cinemática dextral.

Os leucognaisses exibem localmente foliação (S₃) concordante com a foliação S₃ do biotita gnaisses, geralmente dispendo de um *trend* NE-SW (Fig. 10E), sugerindo que estes foram submetidas a mesma fase de deformação.

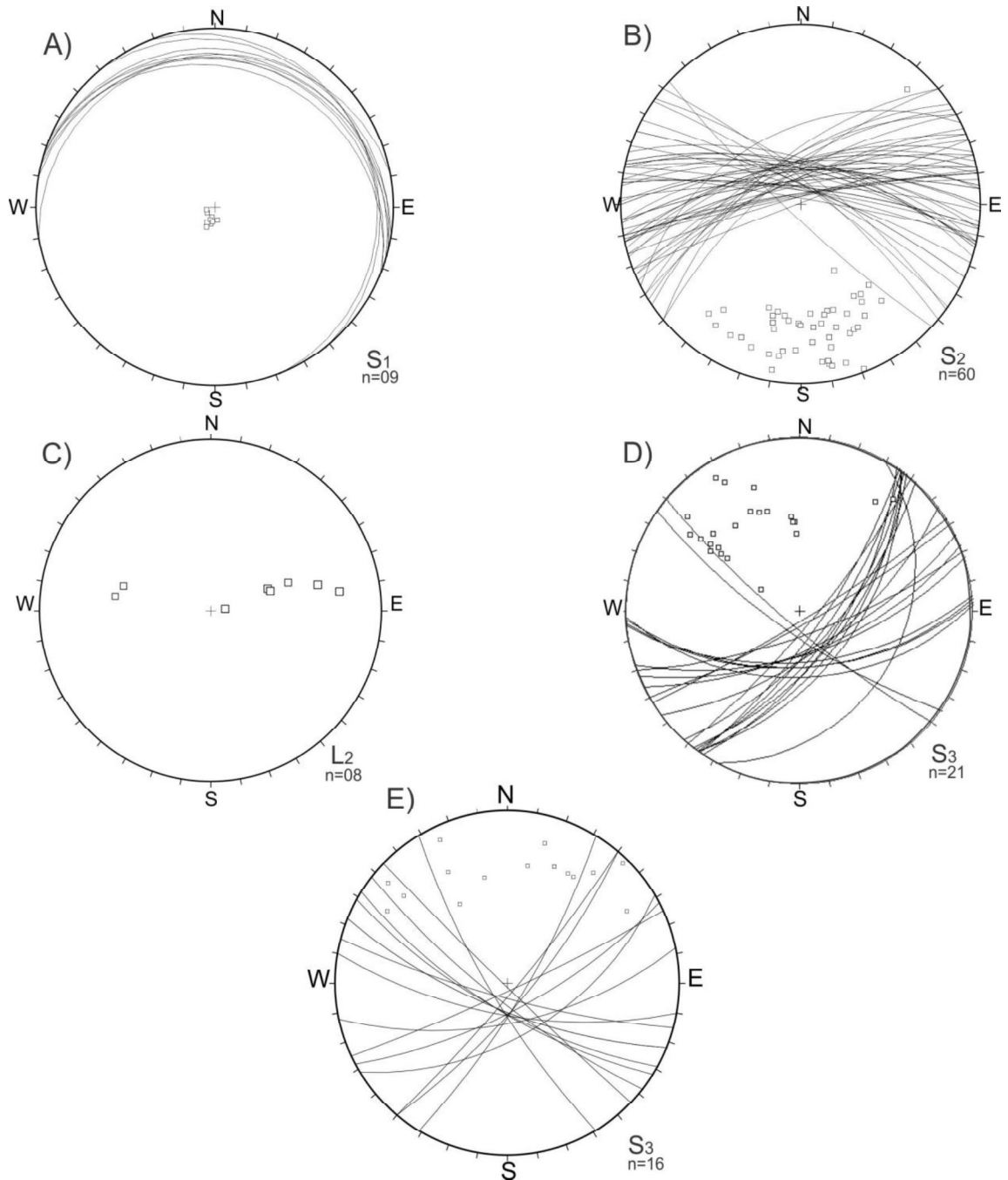


Fig. 10. Estereogramas mostrando as atitudes planares e lineares das rochas gnáissicas da Litofácies Tarsira. (A) e (B) Estereogramas mostrando os pólos das foliações S_1 e S_2 , respectivamente; (C) Lineações de estiramento (L_2), representadas no estereogramas; (D) e (E) Estereograma mostrando a densidade das foliações S_3 nos gnáisses e leucognáisses, respectivamente.

6 TERMOBAROMETRIA

Para estabelecer as condições de P-T de deformação e metamorfismo dos gnaisses da Litofácies Tarsira utilizou-se de microestruturas e minerais que funcionam como geotermobarômetros, cujos dados químicos dos domínios de centro e borda auxiliaram na determinação das condições de P-T em que as fases deformacionais foram submetidas.

6.1 Termobarometria e microestruturas

Os dados dos geotermobarômetros obtidos a partir da química mineral integrados com as observações de microestruturas foram utilizados para a determinação das condições de P e T do pico metamórfico e de retrometamorfismo a que as rochas foram submetidas. Os minerais analisados definem as foliações S₁, S₂ e S₃.

Os dados químicos de hornblenda (Tab. 3), utilizando os termômetros de Ridolfi *et al.* (2010) e barômetro de Schmidt (1992), revelam temperaturas entre 808 e 817 °C e pressão de 3,71 e 4,9 kbar no centro e entre 773 e 799 °C e pressão de 2,67 e 3,56 kbar na borda. Dados obtidos pelo termômetro do par clinopiroxênio-hornblenda de Anderson (1996) indicam temperatura em torno de 750 °C (Fig. 11A). Essas temperaturas também são compatíveis com textura granoblástica observada nessas rochas, a partir da intensidade da recristalização estática, evidenciada pelos contatos retos e poligonalização nos cristais de plagioclásio e quartzo que se desenvolvem em temperaturas superiores a 770 °C (Passchier *et al.*, 1993).

Análises em biotita revelaram temperaturas entre 656 °C e 555 °C, envolvendo centro e borda (Tab. 2), obtidas utilizando os conteúdos de Ti (a.p.f.u), e a razão entre Mg/(Mg+Fe), em termômetros propostos por Henry (2005; Fig. 11B).

O desenvolvimento de microestruturas como recristalização dinâmica do tipo SGR (rotação de subgrão), em grãos reliquias, que foram substituídos parcialmente por material recristalizado, mirmequitas e pertitas dispostas ao longo das bordas dos cristais de feldspato indicam temperaturas em torno de 500°C. Enquanto migração por limite de grão (GBM) em cristais de feldspato e quartzo, com contornos lobados e/ou ameboides, além de extinção do tipo tabuleiro de xadrez (*chessboard*) e quartzo em forma de *ribbon*, se desenvolvem em temperaturas entre 550°-700°C (Passchier & Trouw, 2005). Estrutura manto-núcleo (*core-and-mantle structure*; White, 1975) em feldspato potássico se desenvolve acima de 500 °C.

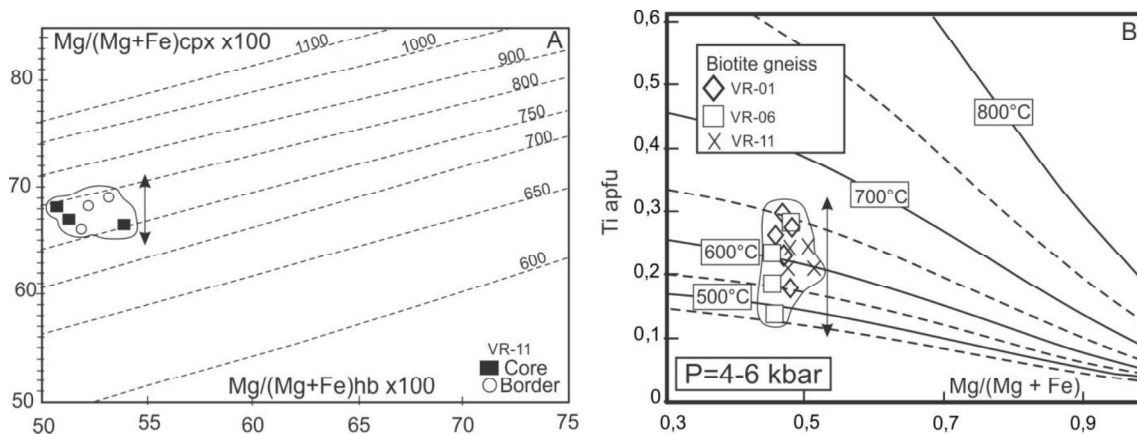


Fig. 11. Diagramas calculados com base na composição química. (A) Termômetro de clinopiroxênio-hornblenda modificado de Perchuck *et al.* (1985); (B) Temperaturas calculadas a partir da equação $Ti \times Mg/(Mg + Fe)$, as curvas tracejadas representam um intervalo de 50 °C.

A integração dos valores de P e T obtidas com os barômetros e termômetros, integrados com as observações de microtexturas, mostram que as condições do pico metamórfico em que a foliação S_2 foi gerada, gradou da fácies anfibolito superior à granulito em pressões intermediárias (2,7-4,9 kbar). As fases minerais que definem a foliação S_1 foram recristalizadas durante o evento S_2 . Os dados obtidos no centro de anfíbólios (808 °C) pode esta refletindo temperatura magmática ou o pico máximo do metamorfismo, nesse caso, admitindo-se que estas são metamórficas.

As temperaturas obtidas com o geotermômetro de Zang & Fyfe (1995; Tab.4) para os dados químicos de clorita apresentam temperaturas entre 298° C a 317 °C, para borda e centro, respectivamente. Temperaturas similares estão relacionadas ao desenvolvimento de microestruturas observadas nos cristais estudados, como lamelas de deformação na rede intracristalina e extinção ondulante em quartzo, além de recristalização e desenvolvimento de subgrão em feldspato que se desenvolvem em temperaturas entre 300 °C e 450 °C (Vernon, 1975; Passchier & Trouw 2005) indicando metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibolito, para a foliação S_3 .

7 GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE

A composição das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira, determinada pela normas dos feldspatos, indicam uma variação entre granodiorito e granito (O'Connor, 1965; Fig. 12A), resultado semelhante é observado no diagrama que utilizam porcentagem catiônica como no diagrama P-Q (Fig. 12B; Debon & Le Fort, 1983).

O diagrama de SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ proposto por Frost *et al.* (2001; Fig. 12C) sugere que o magmatismo que originou o protólito do biotita gnaiss é de afinidade cálcio-alcalina e os leucognaisses predominantemente álcali-cálcica. Essas afinidades também são evidenciadas no diagrama de Barker & Arth (1976; Fig. 12D), que definem um *trend* cálcio-alcalino de alto-K (Fig. 12E), de caráter metaluminoso e peraluminoso (Fig. 12F).

Nos diagramas de Harker (Fig. 13) para os biotitas gnaisses, observa-se que os teores de SiO_2 entre 67,84 -57,84% (Anexos; Tab. 5), variam de intermediária a ácida. Apresentam discretas correlações negativas para CaO , P_2O_5 , MgO , FeO e TiO_2 com o aumento do conteúdo de SiO_2 . Já com relação ao Al_2O_3 apresentam uma dispersão não evidenciando padrão de evolução bem definido, sugerindo que fatores adicionais modificaram os padrões ígneos originais. O Na_2O apresenta uma correlação positiva em relação ao crescimento do conteúdo de SiO_2 , e o K_2O , apesar da dispersão observada, define um *trend* médio com uma correlação positiva com a maioria das amostras.

Os leucognaisses têm teores de SiO_2 variando entre 73,76 e 68,35%, sendo classificada como ácidas. Observa-se uma correlação negativa para Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 , MgO , FeO , TiO_2 , K_2O e Na_2O em relação a SiO_2 (Fig. 13). A correlação negativa de Na_2O sugere o fracionamento de plagioclásio.

Com relação aos elementos traços (Anexos; Tab.5), nas amostras de biotita gnaisses, Sr, Ba e Y apresentam uma dispersão, não definindo *trends*. O Rb, Zr e Nb têm correlações positivas. Teores de Rb geralmente aumentam com a diferenciação, constituindo um comportamento típico de diferenciação magmática. Nos leucognaisses os elementos Sr, Ba e Nb apresentam correlações negativas, enquanto que Rb e Zr apresentam comportamento disperso sem definir um *trend* único, mas dois paralelos com correlação positiva, com o aumento de SiO_2 . Com relação ao Y, as cinco amostras em conjunto não caracterizam um *trend*, no entanto três amostras sugere uma correlação negativa (Fig. 13).

O comportamento de Na_2O , Sr e Ba em ambas as rochas com ao aumento de SiO_2 , sugere que houve fracionamento de plagioclásio. O Ba pode se concentrar ainda, em minerais de potássio como feldspato potássico e biotita (Choudhuri, 1997), durante a evolução do magma. O Y geralmente está concentrado nos termos mais diferenciados, assim como o Zr.

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

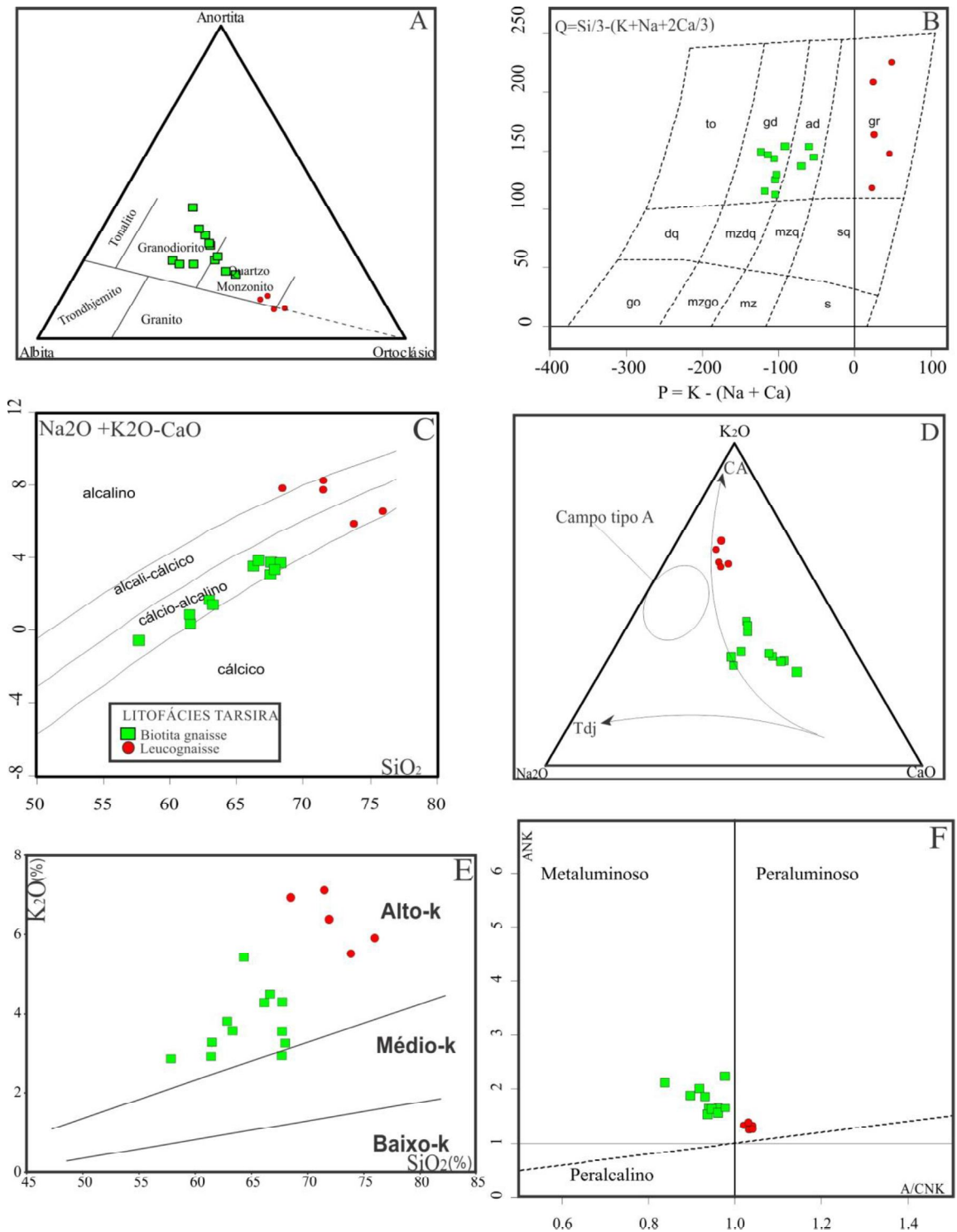


Fig. 12. Diagrama de classificação para as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira: (A) Diagrama de classificação baseado em feldspato normativo O'Connor (1965); (B) Diagrama Q: P (Debon & Le Fort, 1983). (C) Diagramas de MALI-Índice Alkali-Cálcico, modificado por Frost *et al.*, (2001); (D) Diagrama de Barker & Arth (1976) para distinguir a série cálcio-alcálica da trondjemítica; (E) Diagrama $SiO_2 \times K_2O$ com limites extraídos de Le Maitre, (1989); (F) Diagrama de classificação Shand (1927), A/NK versus A/NCK discriminante de saturação em alumina.

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

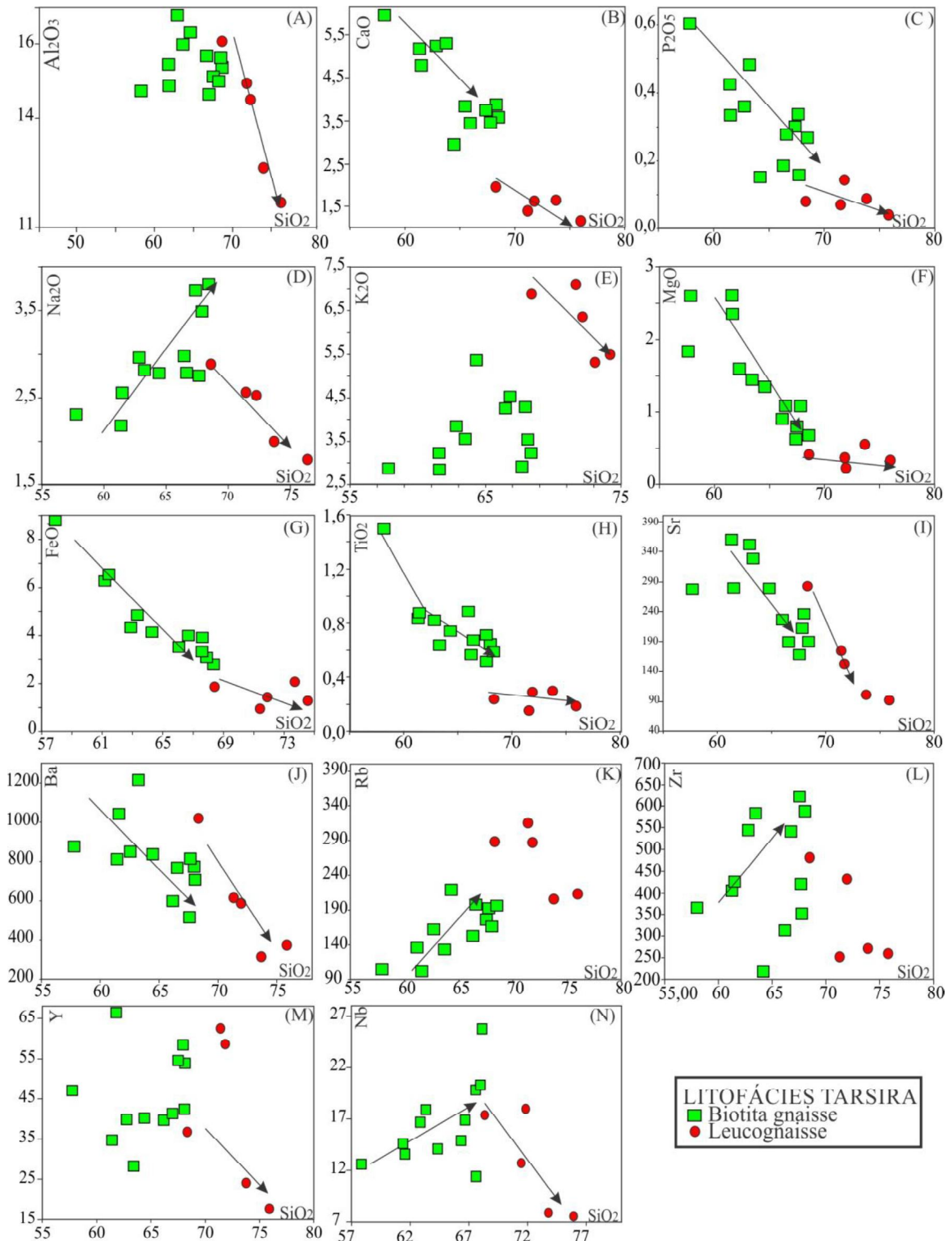


Fig. 13. Diagramas de variação de SiO₂ versus óxidos e elementos traços, para as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira. As linhas de tendência foram calculadas a partir do coeficiente de correlação (R²).

Com relação à distribuição dos Elementos Terras Raras (ETRs) do biotita gnaiss e do leucognaiss, normalizados pelo condrito de Boynton (1984; Fig. 14A e 14B), os padrões são similares apesar da faixa de valores maiores com relação aos ETRP (elementos terras raras pesados) nos leucognaiss. O biotita gnaiss apresenta, no geral, um fracionamento moderado entre os ETRL (elementos terras raras leves) e ETRP com razão La/Yb(n) entre 0,48 e 0,12, no entanto a amostra VR-13 apresenta fracionamento elevado (La/Yb(n) = 46,9). Ambas exibem moderadas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* 0,5-0,78; Anexos, Tab. 5), que são resultado do fracionamento de plagioclásio. Os ETRL mostram um maior fracionamento em relação aos ETRP, relacionadas à presença de minerais acessórios nessas rochas, principalmente titanita, alanita, apatita e zircão. Picos positivos, porém discretos no Gd (Gadolínio; 7,87-13,25) estão relacionados à presença de alanita e zircão na composição mineralógica dessas rochas. Teores de La e Ce normalizados próximos a 100 do leucognaiss e biotita gnaiss são comuns em rochas de arco magmático maturo ou em ambientes tardi a pós-colisionais (Nardi, 1989; Fig. 14 A e B).

As variações dos padrões de distribuição de ETRs das amostras analisadas apresenta fracionamento entre ETRL em relação aos ETRP estão relacionadas à presença de minerais acessórios (principalmente titanita, alanita, apatita e zircão).

Os espectros multielementares normalizados pelo condrito de Thompson (1982; Fig. 14C e 14D), revelam que ambos litotipos apresentam anomalias negativas de Sr, Ti, P e Nb. A anomalia negativa de Sr sugere um maior fracionamento em plagioclásio e anfibólio. O comportamento do Nb e Ti podem estar relacionados com o fracionamento de titanita e, P está relacionado ao fracionamento de biotita e apatita. A anomalia de Nb nas rochas intermediárias pode estar refletindo a influência de contaminação crustal nesses líquidos (Wilson, 1995).

Anomalia positiva em Rb sugere o não fracionamento precoce do feldspato potássico, esse enriquecimento progressivo de Rb, nas amostras mais evoluídas em comparação com as menos evoluídas, pode fornecer boas evidências de cristalização fracionada. O Th, La, Ce, Nd e Sm refletem provavelmente contribuição da alanita e epidoto nestas rochas. Zr, Hf e Tb estão geralmente concentrados em minerais como hornblenda, titanita, alanita, zircão e apatita. O Hf é comum na estrutura do zircão e é quase constante durante a diferenciação de magmas. Vale ressaltar que o conteúdo de Y, Tm e Yb nos litotipos estudados apresentam padrões de anomalias retilíneos horizontais, sendo esta uma fase pouco fracionada.

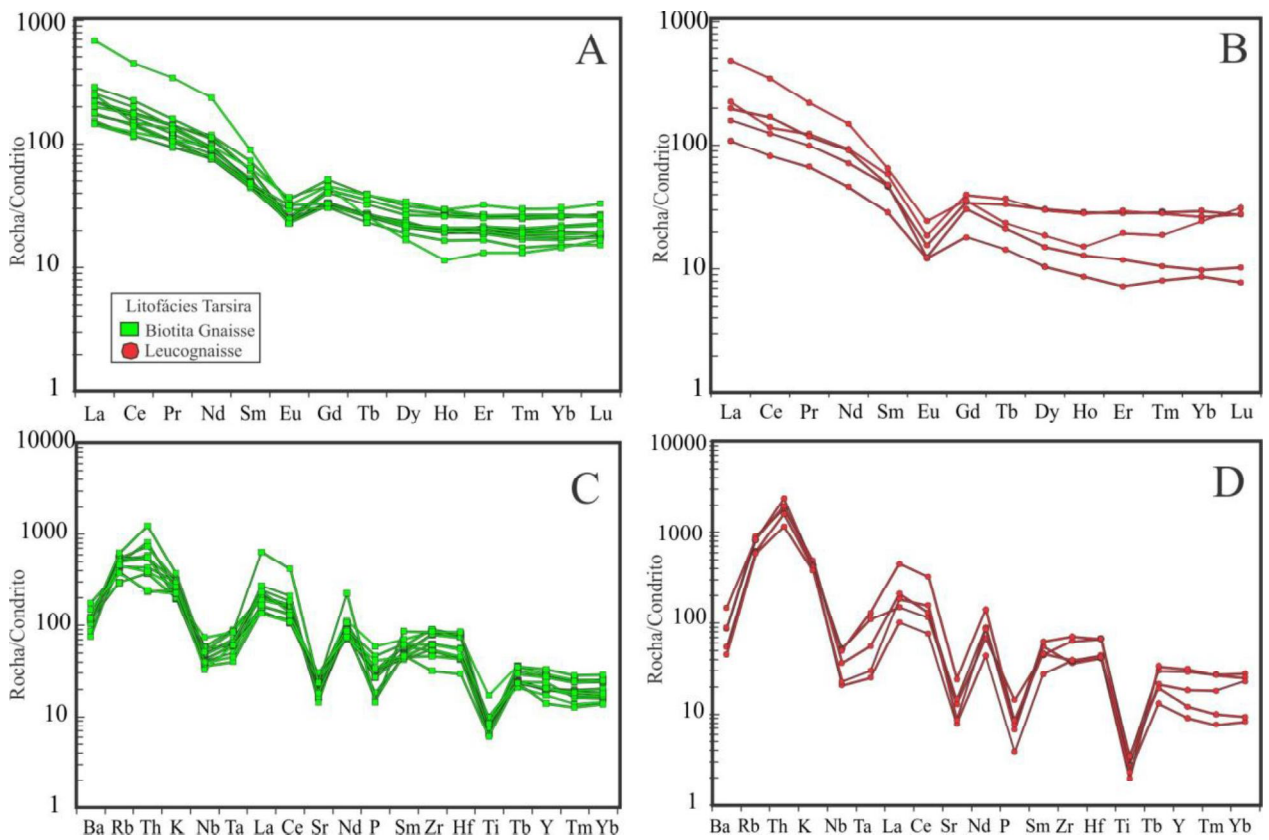


Fig. 14. Diagramas de distribuição de elementos traços e terras raras. (A) e (B) Espectro de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boynton (1984); (C) e (D) Elementos traços normalizados pelo condrito de Thompson, (1982).

Na tentativa de individualizar um ambiente tectônico para as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira, foi empregado o diagrama de Thiéblemont & Téghev (1994; Fig. 15) que utiliza a razão Nb/Zr normalizada versus o Zr, levando em consideração que estes elementos são relativamente imóveis durante o metamorfismo. Nesse diagrama um ambiente de colisão continental com magmatismo cálcio alcalino – arco magmático é evidenciado para ambas as litologias estudadas.

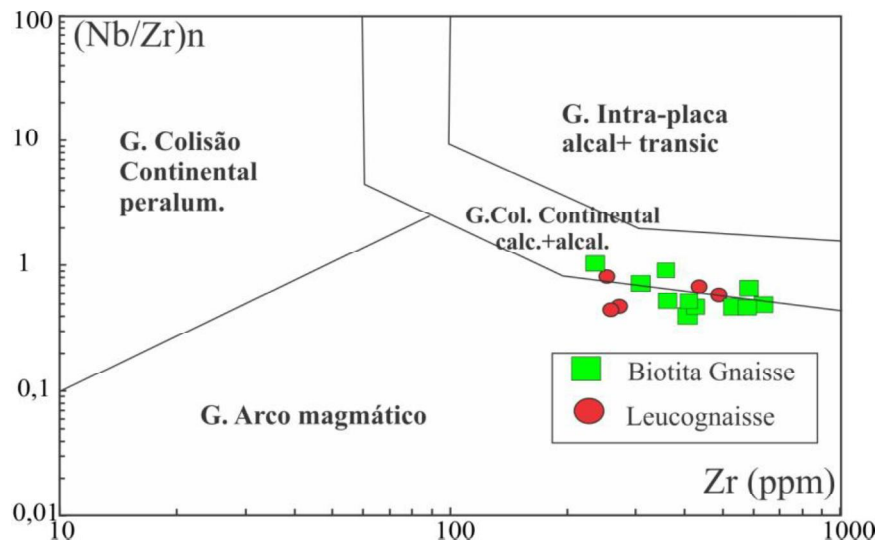


Fig. 15. Diagramas discriminante de ambientes de Thiéblemont et Tégéyev (1994), aplicado as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira.

7.1 Isótopos de Nd

Os isótopos de Nd foram analisados nas amostras do biotita gnaiss (VR-2B, VR-06, VR-15 e VR-13) e do leucognaiss (VR-2A). Os valores de T_{DM} obtidos nos gnaisses da Litofácies Tarsira (Tab.6) indicam que o magma parental que gerou seu protólito foi extraído do manto no Paleoproterozóico (em torno de 2,05 Ga). Os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ apresentam valores entre +1,54 e + 0,4, com uma amostra com valor de - 0,48, indicando fonte mantélica com pouca contribuição crustal (Fig.16).

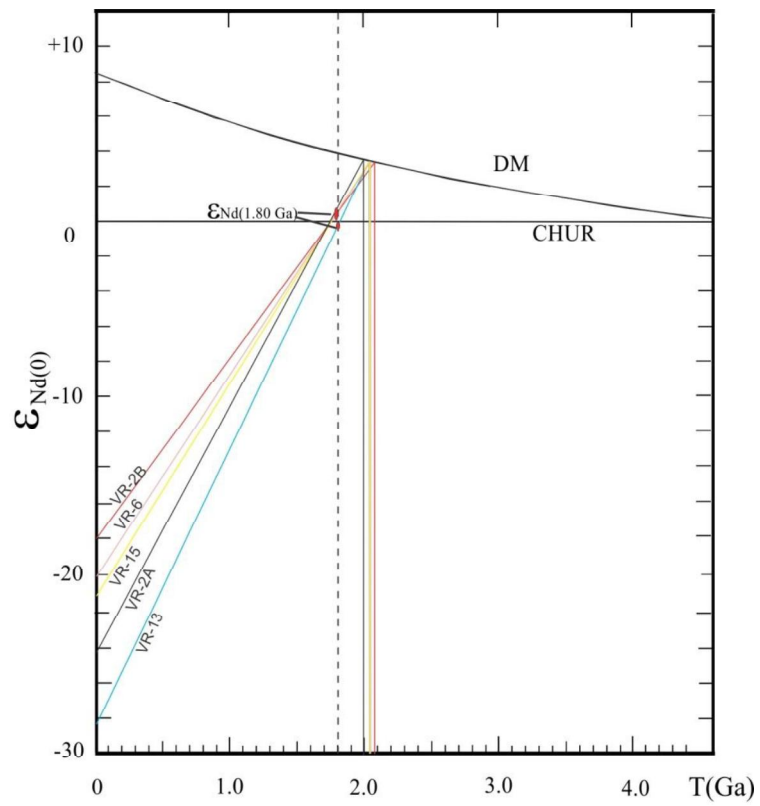


Fig. 16. Diagrama de evolução dos isótopos de Nd versus tempo geológico

8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A natureza polideformada, o metamorfismo progressivo gradando de xisto-verde a granulito e o magmatismo cálcio-alcálico, são registros que indicam uma longa história de evolução tectonometamórfica dos gnaisses que compõem a Litofácies Tarsira. Os litotipos estudados foram submetidos a pelo menos três fases de deformação (D_1/S_1 , D_2/S_2 , D_3/S_3), tratando-se de uma unidade policíclica (Orogenias Cauaburi, Içana e K`Mudku) segundo Almeida *et al.*(2013). As principais estruturas correspondentes a cada fase de deformação são foliações de baixo ângulo identificadas como dobras intrafoliais sem raiz, referente ao evento D_1/S_1 . Em seção delgada, essa foliação é definida principalmente por cristais de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio e piroxênio. Associado ao evento D_2/S_2 têm-se as foliações mais penetrativas nos gnaisses da região com direção geral NE-SW, mergulhando para NW, com uma lineações de estiramento associada, cuja cinemática indica transporte tectônico para ENE. Zonas de cisalhamento de caráter rúptil/dúctil e dúctil que retrabalham a foliação S_2 estão relacionadas ao evento D_3/S_3 .

As condições de P e T obtidas por termobarometria, aliadas às análises de microestruturas, indicam condição de pico metamórfico para o desenvolvimento da foliação principal S_2 na fácies anfibolito superior à granulito. Com relação ao desenvolvimento da foliação milonítica associada a zonas de cisalhamento S_3 , temperaturas obtidas em cristais de clorita revelam valores entre 225 e 317 °C, junto com o desenvolvimento de microestruturas ligadas a deslocamentos na rede intracristalina, extinção ondulante nos cristais de quartzo e *kink's band* em micas (muscovita, biotita e clorita) relacionadas à S_3 , indicando condições metamórficas no mínimo na fácies xisto-verde para sua geração.

A partir da afinidade geoquímica dos gnaisses, indicadas nos diagramas de classificação, de discriminação tectônica e as correlações/tendências observadas nos diagramas de Harker, é possível sugerir que os protólitos das ortoderivadas da Litofácies Tarsira mostram assinaturas geoquímicas similares a dos granitoides cálcio-alcálicos de alto-K de caráter metaluminoso e peraluminoso exibindo biotita ± hornblenda como fases essenciais predominantes, gerados em ambiente de arco-continental maduro, assim como os granitos do Chile referidos por Pearce *et al.*, (1984; Fig. 17).

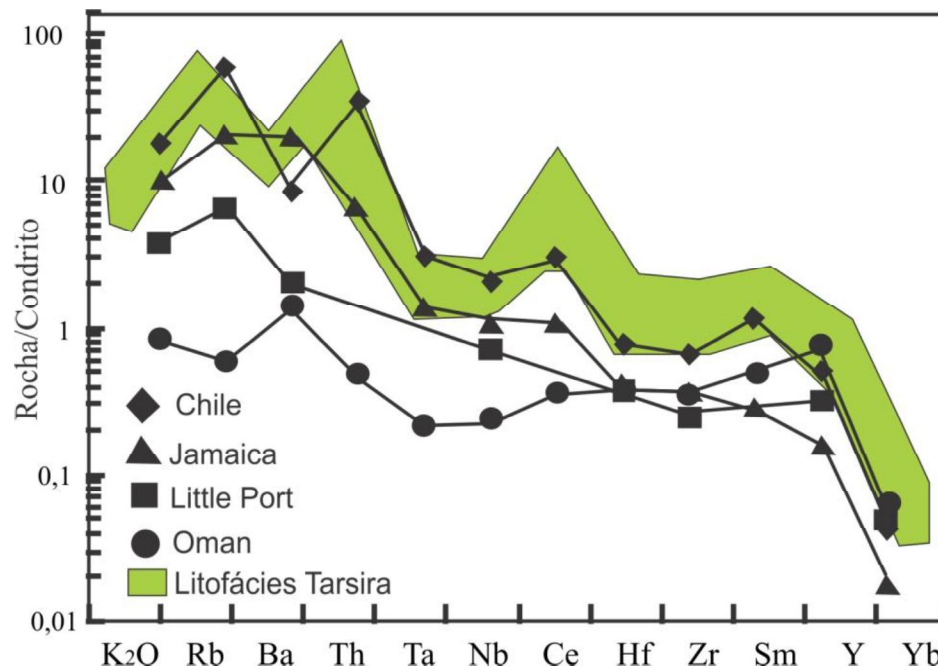


Fig. 17. Diagrama de variação multielementar normalizados por ORG segundo Pearce *et al.*, (1984) para os ortognaisses da Litofácies Tarsira, comparados com granitos de arco vulcânicos modernos.

Nos diagramas de variação entre elementos maiores e traços, as tendências observadas indicam cristalização fracionada como o processo dominante na gênese do protólito dos gnaisses da Litofácies Tarsira. Evidências petrográficas também corroboram tal afirmação, onde a cristalização fracionada é confirmada pelas reações incompletas entre minerais precoces e líquidos residuais, bem como texturas mais tardias como a imiscibilidade do feldspato potássico gerando as pertitas, zoneamento de alanita e em relictos de plagioclásio.

Uma idade de 1497 ± 6 Ma foi obtida pelo método $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ em hornblenda, o qual indica um evento termotectônico em torno de 580°C (Almeida *et al.* 2016, inf. verbal). Essa mesma temperatura foi encontrada em termômetros de biotita que apontam temperaturas entre $550-650^\circ\text{C}$, aliados aos dados de geração de microtexturas desenvolvidas nos minerais da foliação S_2 . Essa idade e temperatura esta relacionada ao resfriamento referente à Orogenia Içana (1,54-1,48 Ga; Almeida *et al.* 2013). Esse mesmo evento seria responsável pela deformação e metamorfismo dos gnaisses da Litofácies Tarsira.

Idades obtidas pelo método $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ em biotita (Almeida *et al.* 2016 inf. verbal) de 1307 ± 6 Ma indicam um evento termotectônico em torno de 330°C , interpretado como resfriamento do metamorfismo regional relacionado ao evento K'mudku. Os dados de temperaturas e de

Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

microestruturas desenvolvidas nos minerais da foliação S₃ da Litofácies Tarsira, são compatíveis com os obtidos por Almeida *et al.*, (2016, inf. verbal).

Em síntese, todo esse conjunto petrotectônico que compõe a Litofácies Tarsira, está relacionado à Orogenia Içana e ao evento K'mudku, que contribuíram para a evolução tectônica do Domínio Imeri.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de mestrado do primeiro autor, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq: 476601/2011-8) pelos auxílios de pesquisa. Agradecem também ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Amazonas pela infraestrutura oferecida e pela logística.

CAPÍTULO III- CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Os ortognaisses da Litofácies Tarsira, porção norte do embasamento do Domínio Imeri da Província Rio Negro, apresentam variações de composição, taxas de deformações e metamorfismo. Por se tratar de uma unidade policíclica (Orogenias Cauaburi, Içana e K`Mudku), registra também deformação polifásica (D_1/S_1 , D_2/S_2 e D_3/S_3). Com isso, exige uma abordagem multidisciplinar para determinação de sua gênese e evolução tectonometamórfica, com utilização de análise estrutural, petrologia, química mineral e litogeoquímica, além de geoquímica isotópica.

As observações de campo permitiram a identificação de três estruturas planares, com aumento progressivo da taxa de deformação de norte para sul da área estudada. A fase mais antiga (D_1/S_1), trata-se de uma foliação de baixo ângulo identificada em locais restritos, devido à superimposição de fases posteriores, e como dobras intrafoliais sem raiz. A segunda fase (D_2/S_2), gerou a foliação mais penetrativa nos gnaisses da região obliterando a estrutura anterior, apresenta um *trend* principal NE-SW e secundariamente, NW-SE, em geral com mergulhos altos. A associação de minerais que definem essa foliação é composta principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e na amostra VR-11, por anfibólio e clinopiroxênio.

Por meio de análises químicas foi possível estabelecer as condições de P-T, com temperaturas variando entre 773° e 799 °C e pressão de 2,67 e 3,56 kbar na borda de hornblenda e de 750 °C com o termômetro de clinopiroxênio-hornblenda de Anderson, (1996). A formação de ortopiroxênio, integradas com as observações de microestruturas indicam as condições do pico de metamorfismo, em que a foliação S_2 foi gerada, gradou de fácies anfibolito superior à fácies granulito em pressões intermediária (3,56 kbar, 10-12,5 km). No entanto as fases que definem a foliação S_1 foram recristalizadas durante o evento S_2 e, reequilibradas nessas mesmas condições de P e T.

Outro dado importante que confirma os obtidos por termobarometria são os bolsões e lentes de migmatitos observado em afloramentos do biotita gnaisse. Nessas rochas o processo de anatexia só irá acontecer em condições metamórficas com temperaturas elevadas. Winkler, (1977) mostra que a anatexia de uma rocha granítica com quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino e com quantidades limitadas de água livre em torno de 2%, e sob pressão de 4 kbar, tem

início em temperatura de 655 °C, porém a temperatura necessária para a fusão completa de uma rocha granítica seria de 870 °C.

Segundo Holtz *et al.* (2001) em uma temperatura de 875 °C e pressão de 5 kb, o conteúdo mínimo de água dissolvido na massa fundida é de cerca de 2,8% de água (Fig.18). Hasalová *et al.*, (2008) obtiveram temperaturas de 670° à 770 °C e pressão de 4,5 kbar para a geração de migmatitos nebulíticos, interpretados como resultado de exumação sin-orogênica de rochas ortoderivadas de fácies granulítica. Na Litofácies Tarsira, os dados químicos das amostras do biotita gnaiss, mostram uma concentração de voláteis (LOI) que varia de 3,1% à 0,7%. Admitindo-se que estes voláteis sejam unicamente formadas por água, a fusão deveria acontecer em temperaturas entre 850° e 1000 °C (Fig.18). Os valores obtidos com o termobarômetro, apresentam temperatura ± 800 °C (borda de anfibólio), com exceção do zircônio ($T > 840$ °C).

As evidências de atuação de um evento de temperaturas mais baixas são comprovadas pelo desenvolvimento de microestruturas do tipo lamelas de deformação ligadas a deslocamentos na rede intracristalina e extinção ondulante nos cristais de quartzo (Passchier & Trouw, 2005). Em alguns fenocristais de feldspato observam-se microestruturas como subgrão gerando extinção ondulante, *kink's band* em micas (muscovita, biotita e clorita) indicando deformação em condições de temperatura em torno de 250 °C. Temperaturas obtidas em cristais de clorita revelam valores entre 225 e 317 °C. Todo esse conjunto de valores está relacionado ao desenvolvimento da foliação S_3 , a qual indica condições metamórficas de fácies xisto-verde para esta estrutura.

Diante do exposto acima, as observações em campo, os dados termobarométricos e microestruturais referentes aos gnaisses da Litofácies Tarsira, refletem uma história evolutiva complexa, que envolve tanto as condições de pico metamórfico em fácies granulito (800 - 840°C), quanto o retrometamorfismo referente à exumação em condições de fácies granulito, culminando com retrometamorfismo de fácies xisto verde.

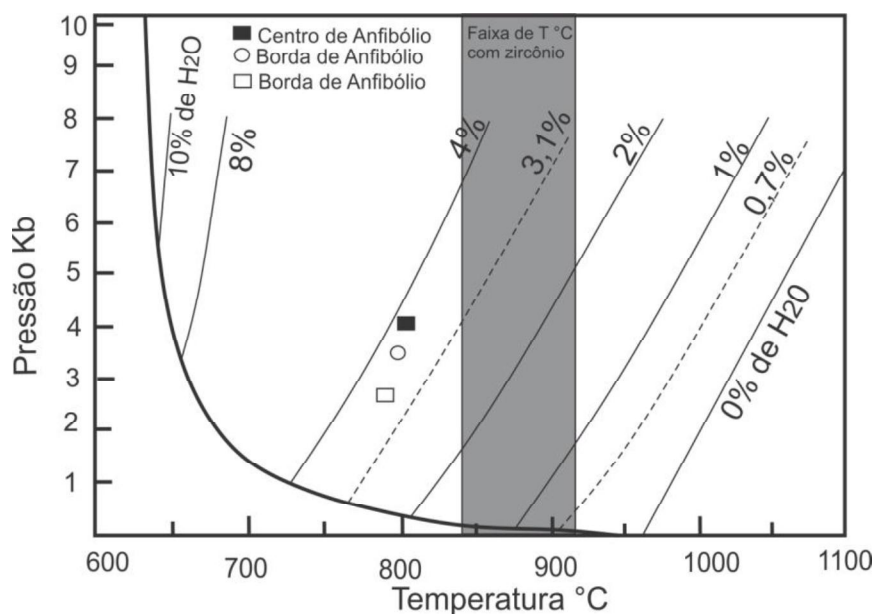


Fig. 18. Diagrama com os resultados termobarométricos de borda e núcleo de anfibólio e com a faixa de temperatura obtida com o termômetro de zircônio. As curvas de liquidus (linhas cheias) de acordo com o % de H₂O de Holtz *et al.* (2001). Linha tracejada são os valores mínimos e máximos da % de H₂O (LOI) das amostras do biotita gnaiss da Litofácies Tarsira.

Nos diagramas de variação entre elementos maiores e traços, as tendências observadas indicam cristalização fracionada como o processo dominante na gênese do protólito dos gnaisses Litofácies Tarsira. Nos diagramas binários com elementos traços (*e.g* La x Ce e Yb x Lu; Fig.19), proposto por Koester *et al.* (2001), o biotita gnaiss e o leucognaiss, mostram uma tendência linear que não passa pela origem, indicando características de mistura. Com isso o comportamento de alguns elementos no diagrama de Harker e no de elementos com Kd similares pode estar refletindo: (a) fontes distintas dos magmas que originaram os protólitos dos gnaisses, (b) mistura por assimilação de rochas encaixantes ou (c) alteração da assinatura química da rocha original por processos metamórficos posteriores.

A partir da afinidade geoquímica dos gnaisses de acordo com as correlações e tendências observadas é possível sugerir que as rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira têm sua ambientação tectônica relacionada a arcos magmáticos e mostram assinaturas geoquímicas similares a dos granitóides cálcio-alcalinos de alto-K de caráter metaluminoso e peraluminoso.

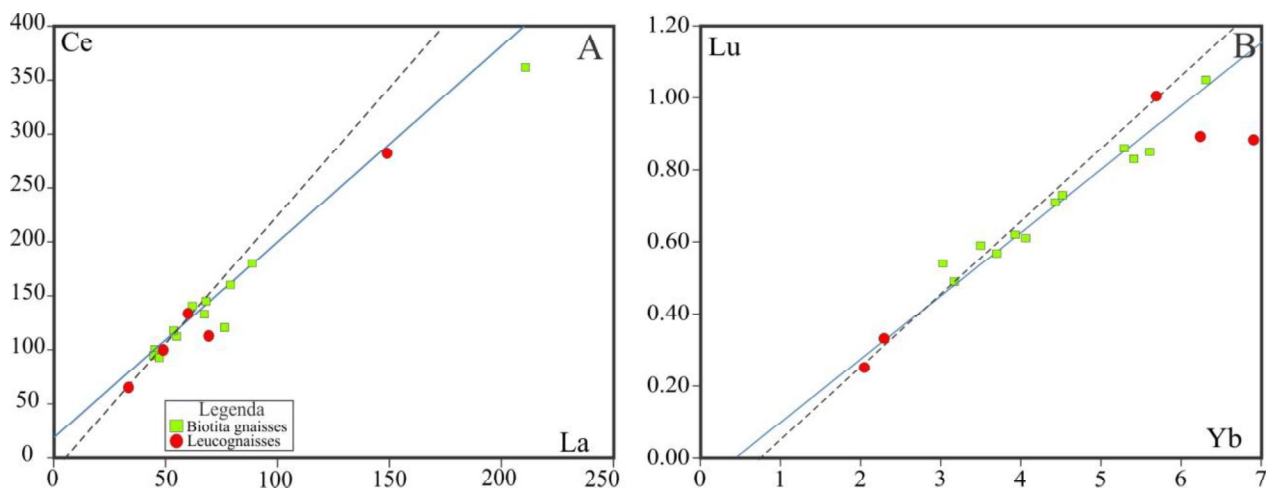


Fig. 19. Diagramas de variação de elementos terras raras com Kd similares das amostras dos gnaisses da Litofácies Tarsira. (A) Diagrama La x Ce. (B) Yb x Lu foram adaptados de Koester, *et al.*, (2001).

Os valores de T_{DM} obtidos nos gnaisses da Litofácies Tarsira indicam que o magma parental que gerou seu protólito foi extraído do manto no Paleoproterozóico (em torno de 2,05 Ga), os valores de $\epsilon_{Nd}(T)$, calculados pela idade de cristalização de 1,80 Ga, obtida pelo método U-Pb (SHRIMP), em cristais de zircão apresentou valores entre +1,54 e + 0,4, com uma amostra com valor de - 0,48. Esses valores integrados com valores de razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial de 0,51031 e razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial de 0,7020, obtidos com dados nos gnaisses dessa área por Tassinari, (1996) indica que o protólito dos biotita gnaisses da Litofácies Tarsira originou-se a partir de um magma de fonte mantélica empobrecida.

Pelo método $^{40}Ar-^{39}Ar$ foi obtida uma idade de 1497 ± 6 Ma apontam um evento termotectônico em torno de 580 °C (Almeida *et al.*2016, inf.verbal). Coerente com os termômetros obtidos para biotita (Anexos, Tab. 2) relacionados à segunda fase de deformação, que culminou no metamorfismo e deformação das rochas da Litofácies Tarsira (Orogenia Içana 1,54-1,48 Ga). As idades obtidas pelo método $^{40}Ar-^{39}Ar$ em biotita (Almeida *et al.*2016, inf.verbal) de 1307 ± 6 Ma indicam um evento termotectônico em torno de 330 °C de médio grau metamórfico, relacionado ao evento K'mudku, corroborando a tese que este evento atingiu os gnaisses da Litofácies Tarsira durante a terceira fase de deformação.

CAPÍTULO IV - REFERÊNCIAS

- Anderson J. L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. Geological Society of America Special Papers. (315): 125-138.
- Almeida M. E. , Pinheiro, S. da S., Luzardo, R. 2002. Reconhecimento Geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tunuí), noroeste do Estado do Amazonas. CPRM, Manaus, Superintendência Regional de Manaus, 16p.
- Almeida M. E. , Macambira M. J. B., Santos J. O. S., Nascimento R. S. C., Paquette J. L. 2013. Evolução Crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) baseada em dados de campo, geoquímicos e geocronológicos. In: SBG/Núcleo Norte. 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, p. 1- 4.
- Almeida M. E., Nascimento R. S. C., Santos J. O. S., Macambira J.B., Vasconcelos P. 2016. (inf.verbal).Timing constraints on the Meso-Paleoproterozoic evolution based on basement rocks of the NW Amazon Craton in Brazil.
- Barker F., Arth J. G. 1976. Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemitic–basalt suites. *Geology*, (4): 596–600.
- Boynton W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), Rare earth element geochemistry, Elsevier Publ, 63-114.
- Choudhuri A. 1997. Geoquímica para a graduação. Editora da Unicamp, Campinas, 93 p.
- CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J.H. Gonçalves, 692 p.
- CPRM 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Escala 1:1. 000.000 Manaus. 153 p.
- De Paolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, (86), 10470–10488.
- Debon F., Le Fort P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Earth Sci*, (73): 135-149.
- Rodrigues, V. O. 2016. Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

- Dall' Agnol R., Bettencourt J. S., Jorge João X da S., Medeiros, H., Costi H.T., Macambira M. J.B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, (17): 382- 403.
- De Paolo D. J. 1988. Neodymium isotope geochemistry- an introduction. Springer-Verlag, 178p.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, (42): 2033-2048.
- Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural*; tradução Fábio R. D. de Andrade – São Paulo, Oficina de Textos. (584). 28 – 48.
- Fettes D., Desmons J. 2014. *Rochas Metamórficas: classificação e glossário*; tradução José Manoel dos Reis Neto- Oficina de Textos, 310p.
- Gioia S. M. C. L. & Pimentel, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2): 219-245.
- Holtz F., Johannes, W., Tamic, N. Behrens, H. 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* (56):1- 14.
- Henry J. D., Guidotti V. C., Thomson A. J. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am. Mineralogist*, (90): 316-328.
- Hasalová P., Schulmann K., Lexa O., Stípská P., Hrouda F., Ulrich S., Haloda J., and Tycová. 2008. Origin of migmatites by deformation enhanced melt infiltration: A new model based quantitative microstructural analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, (26): 29-53.
- Koester E., Roisenberg A., Fernandes L.A.D., Junior E.S., Nardi L.V.S., Kraemer G. 2001. Petrologia dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:131-140.
- Lima M.I.C., Pires J. L. 1985. Geologia da Região do Alto Rio Negro – Am. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. Anais, (1): 140-154.

Le Maitre R. W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematic of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 193 p.

Mezger K., Rawnsley C. M., Bohlen S. R., Hanson G. N. 1991. U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of metamorphism and cooling histories. Adirondack Mts. New York. Journal of Geology, (99). 415- 428.

Melo A. F. F., Santos C. A., Villas Boas P. F. 1993. Geologia da região das Serras Aracá e Daraá (Nordeste do estado do Amazonas). Relatório Interno, In: CPRM 2006.

Martil M. M. 2010. Caracterização estrutural e petrológica do Magmtismo Pré-Colisional do Escudo Sul- Rio Grandense: Os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 77 p.

Nardi L. V. S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras Raras em Rochas Graníticas da Região Centro-Sul do Brasil. In: Formoso M., Nardi L. V. S & Hartmann. L. A. (Eds). Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. DNPM/CPRM, p.71-81.

Navarro T. A., Nascimento R. S. C., Almeida M. E., Souza A. G. H. 2008. Feições mesoscópicas do Complexo Cauaburi (Fácies Tarsira) a montante da cidade de São Gabriel da Cachoeira, noroeste do Amazonas. In: Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba, p. 96-96.

O' Connor J. T. 1965. A Classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. p. B79-B84.

Paiva G. 1929. Valle do Rio Negro; Physiografia e Geologia. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Miner, 40: 62.

Pearce J. A., Harris N B.W., Tindle A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol, (25): 956-983.

Perchuck L. L., Aranovich L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrant'eva, I. V., Gerasimov V. Y., Fed'kin V. V., Kitsul, V. L., Karsakov L. P. & Berdnikov N. V. 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. Journal Metamorphic Geol (3): 265-310.

Passchier C. W., Myers J. S., Kroner A. 1993. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. Tradução. Márcio C. H Figueiredo. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo. 188p.

Rodrigues, V. O. 2016. Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.

- Passchier C.W & Trouw R. A. J. 2005. *Micro-Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin. 366p.
- Pryer L. L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontário, Canada. *J. Struct. Geol.*, (15):21-36.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contr. Mineral. Petrol.*, (160):45–66.
- Shand S.J. 1927. *Eruptive Rocks*, D. Van Nostrand Company, New York, 360p.
- Streckeisen A. C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, (12): 1-33.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (110): 304-310.
- Sato K., Tassinari C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuições a Geologia da Amazônia*, (1): 91- 142.
- Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNoughton N.J., Fletcher I.R. 2000. 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*, (4): 453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R.L., Souza M.M., Almeida M.E. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2002–2006. In: *SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém, CD-ROM.
- Sklyarov E. V., Fedorovskii V. S. 2006. Magma Mingling: Tectonic and Geodynamic Implications. *Geotectonics*, (40):47-64.
- Souza A. G. H. 2009. *Petrografia e Geoquímica do Batólito Granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 90p.
- Tulloch A. J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (69): 105-117.
- Tassinari C.C.G. 1981, *Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. São Paulo. Phd Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 99 p.
- Rodrigues, V. O. 2016. *Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas*.

- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, (18): 49-107.
- Thiéblrmont D., Téguyey M. 1994. Une desdiscrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d' origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sei. Paris. II*, (319): 87-94.
- Tassinari C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3): 174-182.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A. Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. de (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca: 471-485.
- Vernon R. H. 1975. Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. *Am. Mineralogist*, (60):884-888.
- Vyhnal C. R., Mssween, H. Y.JR., Speer J. A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Mineral*, (76): 176-188.
- Veras R.S. 2012. Petrologia de granitóides dos arredores da Missão Tunuí, NW do Amazonas, Província Rio Negro, Cráton Amazônico. MS Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 101 p.
- Winkler H. G. F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. Edgard Blucher. 258 p.
- Watson E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton conference of the origen of granites. Univ. Edinburg: 209-211.
- White S. H. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Min Pet*, (50):287-304.
- Watson E. B., Harrison T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett*, (64): 295-304.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London. Unwin Hyman, 466p.
- Zang W., Fyfe S. W. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, (30): 30-38.
- Rodrigues, V. O. 2016. Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.*

ANEXOS

Tab. 1. Composições químicas do plagioclásio e feldspato potássico para 2 amostras do biotita gnaiss (VR-01, VR-15) da Litofácies Tarsira, totalizando 12 análises.

AMOSTRA	PLAGIOCLÁSIO						FELDSPATO POTÁSSICO					
	VR-01		VR-01		VR-15		VR-01		VR-01	VR-01	VR-15	
	C	B	B	B	C	C	B	C	B	C	B	C
SiO ₂	61,63	60,82	58,53	58,94	61,01	61,48	62,61	65,22	65,04	64,51	64,42	65,08
TiO ₂	0	0	0	0,04	0,17	0	0	0	0	0,06	0	0,02
Al ₂ O ₃	25,17	24,91	25,89	26,22	25,53	25,14	17,40	18,64	18,67	18,72	18,73	18,31
FeO	0,07	0,09	0,06	0,062	0,06	0,03	0,05	0,018	0,08	0,023	0	0,04
MnO	0,01	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0,041	0,04
MgO	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0
CaO	6,01	5,94	7,36	8,04	6,19	6,26	0,06	0,01	0	0	0	0
Na ₂ O	8,73	8,18	7,47	7,51	8,54	8,52	0,48	0,58	0,59	0,72	0,721	0,56
K ₂ O	0,08	0,20	0,13	0,12	0,16	0,12	15,24	15,81	15,65	15,70	15,81	15,72
SrO	0	0,03	0	0,02	0,11	0,12	0,135	0,11	0	0	0,23	0
Total (%)	101,75	100,1	99,44	100,9	100,4	101	95,9	100	100	99,75	99,9	99,78
Si	2,68	2,69	2,62	2,60	2,65	2,68	3,02	3,00	3,00	2,98	2,97	3,01
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1,29	1,30	1,36	1,36	1,31	1,30	0,98	1,01	1,01	1,02	1,02	1,00
Ca	0,28	0,28	0,35	0,38	0,28	0,30	0,003	0	0	0	0	0
Na	0,73	0,70	0,64	0,64	0,72	0,70	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05
K	0	0,01	0	0	0	0	0,93	0,92	0,92	0,92	0,93	0,92
Total (cat)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
An	27,4	28,32	34,98	36,90	28,34	29,67	0,361	0,05	0,03	0,01	0	0
Ab	72,10	70,5	64,26	62,40	70,76	69,81	4,61	5,34	5,42	6,54	6,52	5,17
Or	0,45	1,13	0,74	0,69	0,89	0,50	95,02	94,60	94,54	93,43	93,48	94,82

C=centro B=borda

Tab. 2. Composição química de biotita e clorita. Cristais de biotita do biotita gnaiss (VR-01, VR-06, VR-11) da Litofácies Tarsira, totalizando 13 análises. Cristais de clorita do biotita gnaiss (VR-08, VR-06), totalizando 8 análises.

AMOSTRA	BIOTITA												
	VR-1A		VR-1A		VR-1A	VR-06		VR-06	VR-06	VR-11		VR-11	
Local Analisado	C	B	C	B	C	C	C	C	C	C	C	B	C
SiO ₂	37,00	37,18	36,91	38,34	36,81	37,14	36,58	36,42	37,12	36,17	36,13	36,26	35,91
TiO ₂	2,57	2,24	1,96	1,55	2,41	1,62	1,63	1,19	1,72	1,79	2,10	1,78	2,03
Al ₂ O ₃	16,01	16,01	16,63	16,96	15,83	16,38	15,66	15,86	16,18	15,30	15,29	15,47	15,56
FeO	20,09	20,10	20,30	19,96	19,74	19,79	21,51	21,26	21,03	20,08	20,16	20,47	20,66
MnO	0,52	0,62	0,47	0,58	0,63	0,74	0,61	0,66	0,55	0,26	0,20	0,43	0,29
MgO	9,99	9,74	10,07	10,27	10,24	10,52	10,14	10,21	9,86	12,04	11,68	10,54	10,51
CaO	0	0,035	0	0,04	0,00	0,02	0	0,01	0,00	0	0,07	0,02	0,03
Na ₂ O	0,10	0,14	0,07	0,10	0,06	0,11	0,04	0,06	0,01	0,09	0,05	0,03	0,12
K ₂ O	10,10	9,58	9,52	9,52	9,68	9,80	9,72	9,68	9,78	9,56	9,51	9,63	9,66
F	1,17	1,11	1,15	1,16	1,19	0,37	0,50	0,40	0,30	0,55	0,30	0,36	0,33
(OH)	2,76	3,37	3,09	1,95	3,72	3,48	3,69	4,26	3,41	4,22	4,28	4,83	4,76
Total (%)	100,3	100,1	100,2	100,4	100,3	100	100,1	100	100	100,1	99,88	99,9	99,9
Si	5,61	5,66	5,60	5,71	5,62	5,63	5,62	5,62	5,65	5,55	5,55	5,61	5,56
Al ^{iv}	2,38	2,33	2,39	2,28	2,37	2,36	2,37	2,37	2,34	2,44	2,44	2,38	2,43
Σ(Z)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{vi}	0,48	0,53	0,58	0,68	0,48	0,56	0,45	0,50	0,55	0,32	0,32	0,43	0,40
Ti	0,29	0,25	0,22	0,17	0,27	0,18	0,18	0,13	0,19	0,20	0,24	0,20	0,23
Fe	2,55	2,56	2,57	2,46	2,52	2,51	2,76	2,74	2,67	2,57	2,59	2,64	2,67
Mn	0,06	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,03	0,02	0,05	0,03
Mg	2,26	2,21	2,28	2,27	2,33	2,38	2,32	2,34	2,23	2,75	2,67	2,43	2,42
Σ(X)	5,66	5,66	5,74	5,70	5,70	5,74	5,81	5,82	5,74	5,89	5,89	5,75	5,72
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,019	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
K	1,95	1,86	1,84	1,80	1,88	1,89	1,90	1,90	1,89	1,87	1,86	1,90	1,91
Σ(Y)	1,97	1,92	1,86	1,83	1,89	1,92	1,91	1,92	1,89	1,99	1,87	1,90	1,94
Total (cat)	15,63	15,58	15,60	15,53	15,59	15,66	15,72	15,74	15,63	15,88	15,76	15,65	15,66
Mg/(Mg+Fe)	0,469	0,463	0,469	0,478	0,480	0,480	0,456	0,461	0,455	0,516	0,508	0,478	0,475
T (°C Henry, 2005)	656	632	607	555	648	571	568	490	578	604	632	594	619
AMOSTRA	CLORITA												
	VR-08	VR-08	VR-08	VR-08	VR-06	VR-06	VR-06	VR-06	VR-06				
Local Analisado	B	B	B	B	B	C	B	C	C				
SiO ₂	28,57	28,73	27,97	29,41	26,58	28,20	27,67	27,35	27,35				
TiO ₂	0,16	0,03	0,03	0	0,14	0	0	0,07	0,07				
Al ₂ O ₃	17,15	17,13	17,13	17,87	17,85	16,53	18,07	17,73	17,73				
FeO	27,42	27,33	26,78	25,64	30,05	27,83	28,78	28,86	28,86				
MnO	0,49	0,51	0,52	0,43	0,79	0,85	0,83	0,60	0,60				
MgO	16,14	16,20	16,11	15,72	13,87	15,53	14,93	14,89	14,89				
CaO	0,10	0,07	0,09	0,10	0,05	0,07	0,02	0,02	0,02				
Na ₂ O	0,00	0	0	0,02	0	0,01	0,05	0,01	0,01				
K ₂ O	0,01	0	0,05	0,26	0,06	0,11	0,02	0,02	0,02				
F	0,01	0,11	0	0	0	0,07	0	0	0				
Cl	0	0,01	0,02	0	0,01	0	0,08	0,02	0,02				
Total (%)	90,30	90,16	88,75	89,56	89,48	89,24	90,58	89,67	89,67				
Si	5,90	5,55	5,51	6,10	5,88	5,46	5,47	5,36	5,36				
Al ^{iv}	2,09	2,44	2,48	1,89	2,11	2,53	2,52	2,63	2,63				
Al ^{vi}	2,09	1,51	1,54	2,50	2,57	1,30	1,74	1,53	1,53				
Ti	0,02	0	0	0	0,02	0	0	0,01	0,01				
Fe ³⁺	0,03	0	0	0,31	0,28	0	0	0	0				
Fe ²⁺	4,71	6,18	6,12	3,70	3,98	6,70	6,10	6,58	6,58				
Mn	0,08	0,08	0,08	0,07	0,14	0,13	0,14	0,10	0,10				
Mg	4,97	4,66	4,73	4,86	4,58	4,48	4,40	4,35	4,35				
Ca	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0	0	0				
Na	0	0	0	0,01	0	0	0,04	0,01	0,01				
K	0	0	0,02	0,13	0,03	0,05	0,014	0,01	0,01				
F	0,01	0,13	0	0	0	0,09	0	0	0				
Cl	0	0,00	0,01	0	0	0	0,05	0,01	0,01				
OH*	15,98	15,85	15,98	15,99	15,99	15,90	15,94	15,98	15,98				
Sum	35,96	36,46	36,55	35,65	35,65	36,71	36,46	36,63	36,63				
Fe/Fe+Mg	0,48	0,56	0,56	0,45	0,48	0,59	0,58	0,60	0,60				
Nome	picnoclorita	ripidolita	ripidolita	picnoclorita	picnoclorita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	ripidolita				
T (°C Zang e Fyfe, 1995)	245,4	294,4	298,3	225,1	250,7	307	303	317	317				

Rodrigues, V. O. 2016. Evolução petrogenética e metamorfismo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira no perfil entre São Gabriel da Cachoeira e Cucuí- Amazonas.

Tab. 3. Composição química de anfibólios e clinopiroxênios para uma amostra do biotita gnaiss (VR-11) da Litofácies Tarsira, totalizando 6 análises.

AMOSTRA	ANFIBÓLIO						CLINOPIROXÊNIO					
	VR-11		VR-11		VR-11		VR-11		VR-11		VR-11	
Local Analisado	C	C	B	B	B	Local Analisado	B	B	B	B	C	C
SiO ₂	45,317	45,919	44,742	46,492	47,367	SiO ₂	53,515	53,992	53,774	51,945	52,056	51,755
TiO ₂	1,39	0,418	1,367	1,141	0,805	TiO ₂	0,206	0	0,028	0	0,117	0,309
Al ₂ O ₃	8,325	8,597	7,034	6,76	7,953	Al ₂ O ₃	2,128	1,116	1,231	1,336	0,669	0,841
FeO	18,272	17,947	17,583	18	16,793	FeO	13,944	13,383	13,062	10,737	10,547	10,073
MnO	0,541	0,6	0,471	0,534	0,532	MnO	0,692	0,519	0,737	1,169	0,802	0,815
MgO	10,548	10,875	11,211	11,093	11,004	MgO	14,776	15,899	15,155	11,58	11,55	11,827
CaO	11,508	11,815	11,059	11,981	11,39	CaO	12,276	12,553	12,328	22,624	22,85	22,72
Na ₂ O	0,987	0,927	0,715	0,794	0,722	Na ₂ O	0,242	0,195	0,124	0,438	0,409	0,396
K ₂ O	0,916	0,882	0,707	0,791	0,714	K ₂ O	0,159	0,032	0,086	0,039	0,023	0,073
Cr ₂ O ₃	0,001	0,071	0	0,044	0	Cr ₂ O ₃	0,086	0	0,044	0	0	0
Total (%)	98,01	97,20	97,49	97,77	97,25	Total (%)	100	100	100	100	99,9	99,9
Si	6,800	6,852	6,867	6,960	6,978	Si	2,055	2,067	2,091	1,963	1,984	1,975
Al ^{iv}	1,200	1,148	1,133	1,040	1,022	Al ^{iv}	0	0	0	0,037	0,016	0,025
Σ(T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	Σ(T)	2,055	2,067	2,091	2,00	2,00	2,00
Al ^{vi}	0,272	0,263	0,139	0,153	0,359	Al ^{vi}	0,096	0,05	0,056	0,022	0,015	0,013
Ti	0,157	0,088	0,158	0,129	0,089	Fe ³⁺	0	0	0	0,046	0,024	0,024
Fe ³⁺	0,152	0,283	0,326	0,249	0,549	Ti	0,006	0	0,001	0	0,003	0,009
Mg	2,359	2,428	2,565	2,476	1,520	Cr	0,003	0	0,001	0,001	0	0
Fe ²⁺	2,060	1,938	1,812	1,995	2,417	Mg	0,549	0,599	0,573	0,642	0,649	0,662
Σ(C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	Fe ²⁺	0,291	0,283	0,277	0,288	0,308	0,292
Fe ²⁺	0,081	0,027	0,119	0,010	0	ΣM1	0,95	0,93	0,91	1,00	1,00	1,00
Ca	1,85	1,896	1,819	1,922	1,798	Fe ²⁺	0,157	0,146	0,148	0,005	0,004	0,005
Na	0,069	0,077	0,063	0,070	0,206	Mn	0,023	0,017	0,024	0,037	0,026	0,026
Σ(B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	Mg	0,297	0,308	0,305	0,010	0,007	0,011
Na	0,218	0,018	0,150	0,160	0	Ca	0,505	0,515	0,514	0,916	0,933	0,929
K	0,175	0,169	0,138	0,151	0,134	Na	0,018	0,014	0,009	0,032	0,03	0,029
Σ(A)	0,393	0,187	0,288	0,311	0,134	ΣM2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Total (cat)	15,39	15,187	15,29	15,32	15,14	XWo = Ca/Ca+Mg+FeT	28,079	27,82	28,26	48,016	48,459	48,308
Nome	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	XEn = Mg/Ca+Mg+FeT	47,025	49,02	48,357	34,1964	34,081	34,984
T (°C; Ridolfi et al., 2009)	817	808	799	773	780	XFs = FeT/Ca+Mg+FeT	24,895	23,1512	23,37	17,787	17,458	16,714
P (kbar; Schmidt, 1992)*	3,78	3,71	3,04	2,67	3,56	Mg/(Mg+Fe)*100 cpx	65,38	67,912	67,395	65,773	66,112	67,677
-	-	-	-	-	-	Mg/(Mg+Fe)*100 hbl	50,709	51,924	51,321	53,195	52,347	53,875

C=centro, B=borda

Tab. 4. . Composição química do epidoto e titanita para uma amostra do biotita gnaiss (VR-01; VR-06; VR-08; VR-11; VR-15) da Litofácies Tarsira, totalizando 25 análises.

AMOSTRA Local Analisado	EPIDOTO											
	VR-1A		VR-06	VR-06	VR-06	VR-08	VR-08	VR-08		VR-11		
	B	B	B	C	B	C	C	B	C	C	B	C
SiO ₂	38,20	39,39	31,18	33,75	36,81	37,82	36,30	37,72	37,75	35,17	34,97	35,72
TiO ₂	0,174	0	0,209	0,069	0,199	0	0	0	0,062	0,32	0,863	0,055
Al ₂ O ₃	23,31	31,37	20,40	20,71	22,26	23,43	24,62	22,88	23,37	9,036	10,76	7,291
FeO	12,60	2,73	13,43	12,42	12,03	12,61	12,10	13,02	12,88	16,91	17,35	19,76
MnO	0,362	0,025	0,151	0,309	0,314	0,428	0,207	0,331	0,242	0,426	0,732	0,422
MgO	0	0	0,106	0,034	0,004	0	0,036	0,019	0,013	0,41	2,129	0,038
CaO	23,06	24,41	21,10	22,26	21,67	23,05	22,19	23,09	22,59	34,21	29,94	34,76
Na ₂ O	0	0	0,159	0,012	0,021	0,006	0,1	0	0,039	0,039	0,006	0
K ₂ O	0,008	0	0,129	0,006	0,014	0,018	0,055	0,015	0	0,024	0,001	0,002
Cl	0,013	0,005	0,066	0,004	0	0	0,022	0	0	1,554	0,643	0,821
(OH)	2,125	2,018	12,70	10,34	6,516	2,375	4,128	2,662	2,698	2,402	2,555	1,409
Total (%)	100	100	100	100	99	99	100	100	99	100	100	100
Si	3,00	3,00	2,80	2,93	3,02	2,99	2,91	2,99	2,99	3,017	2,956	3,04
Z=	3,009	3,001	2,81	2,93	3,029	2,993	2,919	2,998	2,996	3,017	2,956	3,04
Al vi	2,164	2,824	2,166	2,119	2,159	2,185	2,333	2,143	2,183	0,914	1,072	0,731
Fe ³⁺	0,83	0,174	0,012	0,902	0,828	0,835	0,663	0,866	0,855	1,213	1,225	1,407
Ti	0,01	0	0,014	0,005	0,012	0	0	0	0,004	0,021	0,055	0,004
Mg	0	0	0,014	0,004	0	0	0,004	0,002	0,002	0,052	0,268	0,005
Y=	3,004	2,998	2,207	3,03	2,999	3,02	3	3,011	3,044	2,2	2,62	2,147
Fe ⁺²	0	0	0,000	0	0	0	0,151	0	0	0	0	0
Mn	0,024	0,002	0,012	0,023	0,022	0,029	0,014	0,022	0,016	0,031	0,052	0,03
Ca	1,946	1,998	2,037	2,07	1,911	1,954	1,912	1,966	1,922	3,145	2,172	3,17
Na	0	0	0,028	0,002	0,003	0,001	0,016	0	0,006	0,006	0,001	0
K	0,001	0	0,0148	0,001	0,001	0,002	0,006	0,002	0	0,003	0	0
X=	1,97	2	2,09	2,09	1,937	1,98	2,09	1,99	1,94	3,18	2,22	3,2
Total (cat)	7,98	7,99	7,10	8,05	7,96	7,99	8,01	7,99	7,98	8,40	7,80	8,38
Fe³⁺/(Fe³⁺ +Al)*100	27,72	5,80	0,56	29,85	27,72	27,64	22,12	28,78	28,14	57,02	53,33	65,80

C=centro B=borda

Tab. 5. Composição química dos elementos maiores, menores (em porcentagem) e traços incluindo os terras raras (ppm) das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira.

Litologia	Biotita gnaissae												Leucognaisse					
	VR-1A	VR-2B	VR-06	VR-08	VR-11	VR-15A	VR-15B	VR-16C	VR-17B	VR-10	VR-13	VR-07	VR-12A	VR-12B	VR-1B	VR-1C	VR-2A	
Amostras/Elementos	67,84	66,32	66,66	61,51	57,84	67,59	68,12	67,66	63,32	61,48	64,33	62,85	75,92	73,76	71,83	71,42	68,35	
SiO ₂ (%)	0,66	0,56	0,68	0,87	1,49	0,68	0,58	0,53	0,65	0,87	0,74	0,82	0,2	0,3	0,29	0,17	0,24	
TiO ₂ (%)	15,56	15,69	14,65	14,88	14,71	15,1	15,37	15,14	15,99	15,46	16,32	16,83	11,73	12,63	14,49	14,95	16,08	
Al ₂ O ₃ (%)	3,04	3,42	4	6,51	8,81	3,25	2,85	3,87	4,79	6,47	4,08	4,43	1,34	2,08	1,43	0,96	1,86	
Fe ₂ O ₃ (%)	0,67	0,95	1,06	2,6	2,63	0,79	0,71	1,08	1,49	2,35	1,36	1,53	0,33	0,55	0,34	0,23	0,4	
MgO (%)	0,05	0,06	0,08	0,1	0,13	0,06	0,06	0,05	0,009	0,09	0,06	0,07	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	
MnO (%)	3,83	3,71	3,43	4,71	5,88	3,65	3,5	3,48	5,12	5,11	2,96	5,05	1,12	1,67	1,62	1,41	1,96	
Na ₂ O (%)	3,5	2,98	2,77	2,18	2,32	3,74	3,76	2,78	2,81	2,8	2,8	2,96	1,79	2	2,53	2,54	2,85	
K ₂ O (%)	3,52	4,28	4,5	2,89	2,87	2,91	3,23	4,27	3,57	3,23	5,43	3,81	5,89	5,49	6,36	7,1	6,9	
P ₂ O ₅ (%)	0,29	0,19	0,28	0,34	0,61	0,34	0,28	0,16	0,48	0,43	0,15	0,36	0,04	0,09	0,15	0,07	0,08	
Cr ₂ O ₃	<0,002	0,003	<0,002	0,006	0,009	<0,002	<0,002	0,037	0,005	0,006	0,004	0,004	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	
LOI	0,8	1,6	1,6	3,1	2,4	1,6	1,3	0,7	1,4	1,6	1,4	1	1,5	1,3	0,7	0,9	0,9	
Total	99,7	99,7	99,7	99,7	99,6	99,7	99,7	99,7	99,68	99,6	99,6	99,7	99,8	99,8	99,7	99,8	99,6	
V (ppm)	50	54	65	107	162	53	45	62	77	110	66	76	29	25	17	12	23	
Co (ppm)	5,3	6,5	8	15	21,4	5,8	5,7	8,5	10,1	16,3	9,1	10,8	2,1	2,8	2,1	1,3	2,6	
Ni (ppm)	<20	<20	<20	<20	26	<20	<20	24	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	
Ca (ppm)	17,4	16,4	16,3	19,2	19,3	16,3	16,2	15,5	17,2	19,7	16	20,5	12,3	12,1	14,7	14,6	17,3	
Rb (ppm)	170,9	155	196,4	103	103	187,7	191,4	176,8	135,0	130,9	218,9	160,5	213	206,3	287,1	312,3	290,8	
Sr (ppm)	235,7	224,2	190,3	282,4	277,3	168,1	195,1	211,9	328,3	359,7	276,4	351,4	92,4	101	151,9	172,4	285,2	
Y (ppm)	54,4	39,7	40,8	47,3	58,5	54,5	40,1	40,4	66,4	41,1	28	34,5	18,1	24,1	58,6	62,9	36,8	
Zr (ppm)	354,4	313,6	543,5	366	591	623,2	546,6	218,4	418,6	418,6	583,9	426,2	262,9	267,9	431,9	248,4	485,1	
Nb (ppm)	20,2	14,9	16,9	12,6	25,8	20	16,7	14,1	14,5	11,4	17,9	13,8	7,2	7,9	18	12,7	17,4	
Sn (ppm)	4	2	3	2	3	5	3	3	6	2	3	2	1	2	2	1	2	
Cs (ppm)	3,6	8	3	2,5	5,9	7,8	5,8	7,2	5,1	5,6	8,2	6,1	3,6	5,5	5,4	4,6	7,8	
Ba (ppm)	774	599	768	816	872	516	712	804	121,9	1040	829	855	373	313	597	615	1019	
Hf (ppm)	8,6	8,7	15,1	9,1	15	16,1	14,7	5,9	11,2	10,9	17	11,1	8,8	8,4	13,4	8,3	13,4	
Ta (ppm)	1,8	1,2	1,4	0,8	1,7	1,2	1,3	1	1,2	1,2	1,7	0,9	0,5	0,6	2,2	1,1	2,6	
W (ppm)	0,9	1	0,6	1,1	1,1	34,9	14,5	16,9	1,8	2,7	0,7	1,4	7,5	1,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Th (ppm)	34,1	18,2	30,8	15,6	15,8	24,6	23,1	23,4	9,8	10,1	51,6	16,3	66,4	48,5	99,3	76,8	82,3	
U (ppm)	9,4	5,3	8,7	2,4	4,6	13	8,5	4,7	3,8	5,1	8,1	4,5	9,1	4,8	22,2	24,6	22,3	
La (ppm)	68,1	53,6	67,4	47,2	62	88,7	79	76,4	45,2	44,7	210,8	55	33,4	61	48,9	69,1	148,5	
Ce (ppm)	145	117,6	132,9	92,8	140,7	180,1	160,1	120,6	100,2	94,8	361,8	112,3	65,9	136,3	100	113	280,1	
Pr (ppm)	17,41	13,04	14,7	11,32	16,9	19,44	16,96	16,08	13,35	11,57	41,78	14,37	8,16	14,37	12,08	15,06	26,88	
Nd (ppm)	65,8	49,8	53,1	45,3	70,9	67,5	56,7	55	57,3	47,1	141	54	27,5	54	42,6	55,9	89,3	
Sm (ppm)	12,08	9,15	10,19	8,62	14,18	11,89	9,71	9,45	2,43	9,38	17,45	9,33	5,57	9,33	9,15	11,24	12,66	
Eu (ppm)	1,86	1,77	1,68	1,73	2,62	1,78	1,8	1,67	2,71	2,36	2,33	2,14	0,89	0,91	1,14	1,37	1,79	
Gd (ppm)	10,99	8,55	8,37	8,67	13,25	10,41	8,51	8,19	9,0	8,54	11,66	7,87	4,67	7,87	8,92	10,33	9,28	
Tm (ppm)	0,8	0,63	0,67	0,55	0,87	0,82	0,64	0,59	0,96	0,62	0,43	0,37	0,26	0,34	0,93	0,91	0,61	
Dy (ppm)	9,25	7,61	7,32	6,84	10,24	8,59	6,81	6,84	10,93	7,05	5,44	6,1	3,36	4,85	9,77	9,57	6,03	
Ho (ppm)	1,92	1,37	1,39	1,46	2,09	1,87	1,38	1,42	2,11	1,51	0,82	0,92	0,62	0,92	2,06	2,02	1,09	
Er (ppm)	5,57	4,02	4,49	3,98	5,57	5,3	4,34	4,13	6,71	4,4	2,76	3,53	1,52	2,48	5,92	6,18	4,11	
Yb (ppm)	5,29	4,06	4,52	3,5	5,61	5,41	4,43	3,7	6,31	3,93	3,03	2,48	1,82	2,04	6,14	5,55	5,06	
Lu (ppm)	0,86	0,61	0,73	0,59	0,85	0,83	0,71	0,57	1,05	0,62	0,54	0,33	0,25	0,33	0,88	0,89	1	
ΣETR	344,93	271,81	307,46	232,56	345,78	402,64	351,1	304,64	271,16	236,58	799,84	268,74	153,9	294,74	248,49	301,12	586,41	
Eu/Eu*	0,49	0,61	0,56	0,61	0,58	0,49	0,61	0,58	0,68	0,81	0,5	0,78	0,53	0,32	0,39	0,39	0,5	
(La/Yb) _n	8,68	8,9	10,1	9,09	7,45	11,05	12,02	13,92	4,83	7,67	46,9	11,7	12,37	20,16	5,37	8,39	19,8	
(Ce/Yb) _n	7,09	7,49	7,61	6,86	6,49	8,61	9,35	8,43	4,11	6,24	30,8	9,16	9,37	17,2	4,21	5,27	14,3	
(Eu/Yb) _n	1	1,24	1,06	1,41	1,33	0,94	1,16	1,28	1,22	1,71	2,19	1,92	1,39	1,27	0,53	0,7	1,01	

Tab. 6. Resultados de Sm-Nd relacionados ao protólito ígneo das rochas ortoderivadas da Litofácies Tarsira

Amostra	Rocha	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} (0)	T_{DM1} (Ga)	Idade (t) Ga)	ϵ_{Nd} (t)
VR-2A	Leucognaisses	13.768	97.768	0,0852	0,511396	-24,23	1,94	1,8	1,54
VR-2B	Biotita gnaiss	10.855	57.647	0,1138	0,511674	-18,81	2,08	1,8	0,35
VR-6	Biotita gnaiss	10.816	60.722	0,1077	0,511607	-20,11	2,05	1,8	0,45
VR-13	Biotita gnaiss	18.752	153.968	0,0736	0,511156	-28,91	2,04	1,8	-0,48
VR-15	Biotita gnaiss	13.139	77.597	0,1024	0,511542	-21,38	2,04	1,8	0,40