



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

MATHEUS SCALABRIN

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE MIGMATITOS DO ORÓGENO
AKAWAI - ESCUDO DAS GUIANAS, CRÁTON AMAZÔNICO

*PETROGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF MIGMATITES FROM THE AKAWAI
OROGEN – GUIANA SHIELD, AMAZONIAN CRATON*

CAMPINAS

2023

MATHEUS SCALABRIN

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE MIGMATITOS DO ORÓGENO
AKAWAI – ESCUDO DAS GUIANAS, CRÁTON AMAZÔNICO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADO
AO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA
UNICAMP PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
MESTRE EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE
GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO
MATHEUS SCALABRIN E ORIENTADA PELO PROF.
DR. TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS.

CAMPINAS

2023

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

Sca42p Scalabrin, Matheus, 1988-
Petrografia e geocronologia de migmatitos do Orógeno Akawai - Escudo das Guianas, Cráton Amazônico / Matheus Scalabrin. – Campinas, SP : [s.n.], 2023.

Orientador: Ticiano José Saraiva dos Santos.
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Cinturão orogênico. 2. Geocronologia. 3. Migmatito. 4. Metamorfismo (Geologia). 5. Escudo das Guianas. I. Santos, Ticiano José Saraiva dos, 1964-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações Complementares

Título em outro idioma: Petrography and geochronology of migmatites from the Akawai Orogen - Guiana Shield, Amazonian Craton

Palavras-chave em inglês:

Orogenic belts

Geochronology

Migmatite

Metamorphism (Geology)

Guiana Shield

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Ticiano José Saraiva dos Santos [Orientador]

Lêda Maria Barreto Fraga

Marco Antonio Delinardo da Silva

Data de defesa: 30-03-2023

Programa de Pós-Graduação: Geociências

Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0009-0004-5825-0384>

- Currículo Lattes do autor: <https://lattes.cnpq.br/9536013460508194>



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AUTOR: Matheus Scalabrin

***“PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE MIGMATITOS DO ORÓGENO
AKAWAI – ESCUDO DAS GUIANAS, CRÁTON AMAZÔNICO”***

ORIENTADOR: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

Aprovado em: 30/03/2023

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos - Presidente

Dra. Lêda Maria Barreto Fraga

Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva

**A ata de defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora, consta no
processo de vida acadêmica do aluno.**

Campinas, 30 de Março de 2023.

SÚMULA CURRICULAR

Matheus Scalabrin

Graduado em Geologia pela Universidade Federal de Roraima - UFRR, onde foi bolsista de Iniciação Científica do Núcleo de Pesquisas Energéticas da UFRR, na área de Geologia Estrutural e Análise Tectônica de bacias sedimentares.

Pesquisador pós-graduando de Geologia no Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN) na Universidade Estadual de Campinas (Unicamp), sob orientação do prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos. Foi bolsista CNPq no período de 2020-2021.

Atua como Professor Substituto do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Roraima (UFRR) desde 2021, ministrou disciplinas de: Petrologia Metamórfica; Geologia Estrutural; Geotectônica; Estágio de Campo III (Mapeamento Geológico em rochas cristalinas); Geologia Geral.

Áreas de interesse acadêmico: petrologia metamórfica, geocronologia, petrocronologia, migmatito, orógeno.

Dedico esse trabalho aos meus grandes amores: Jessica e Inácio por estarem sempre ao meu lado e dar forças para continuar na luta.

Sem vocês, esse trabalho não existiria.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), processo nº 132623/2020-0.

Agradeço às pessoas que compuseram essa dissertação sem escrever uma palavra. À minha esposa Jessica B. Beserra Lima e ao meu filho Inácio Beserra Scalabrin que nasceu alguns meses antes da conclusão do meu TCC em 2019. Conheci minha esposa no primeiro semestre de curso de Geologia e desde sempre ela percebeu minha paixão, fascínio e dedicação pela ciência. Por isso, ela segue firme me apoiando mesmo enfrentando no dia a dia diversas situações críticas que dificultam o acesso ao desenvolvimento adequado do nosso filho.

Inácio é um menino que veio para mudar nosso mundo, transformar nossas concepções e vida (Inácio é aquele que nasce a partir do fogo, semelhante à ígneo). Durante o desenvolvimento deste trabalho (início de 2022) tivemos o diagnóstico de Transtorno do Espectro Autista dele e a partir deste momento nossa vida passou por uma transformação imensa. A prioridade é que ele tenha acesso às terapias adequadas para não acumular atrasos de desenvolvimento, para resolver alguma questão sensorial, para que consiga interagir socialmente e por aí vai, igual a todas as crianças típicas, porém com um suporte de profissionais. Da genialidade e esperteza às crises, o amor pelo nosso filho sempre será incondicional. Sem a dedicação e amor da Jessica e do Inácio não teríamos nenhuma palavra escrita neste documento.

Agradeço à minha mãe, Eugênia Lovato, que passou muitos anos dando o apoio necessário para que eu conseguisse me formar tendo que restringir muita coisa na vida dela. Te amo, você é incrível! No dia a dia a gente vai percebendo os ensinamentos de mãe em qualquer coisa que a gente faça.

Agradeço ao meu pai Nestor José Scalabrin, geólogo formado pela UFRGS na turma de 1974, 46 anos de prospecção na Amazônia, agora deu uma desacelerada no trabalho. Bicho do mato, entre erros e acertos nos proporcionou muito ensino e incentivou à educação.

Agradeço aos meus familiares que sempre me apoiaram em diversas circunstâncias, meu irmão Rodrigo e cunhada Ana e meu sobrinho-afilhado Lucas Augusto Scalabrin (estudante de geologia na UFRR, sim, terceira geração de geólogos na família)! À minha irmã Mariana, sobrinhos Bruno e Pedro e ao Adriano. Tios, tias e primas (os): Neri, Helena, Bruna, Andressa, Camila, Ivone, Gabriele, Karina, Eva, Marino, Adão, Malena, Tiago, Fabiano e ao meu padrinho Duarte “Canela” (*in memoriam*). Em especial à minha vó Realda.

Agradeço aos familiares que convivem e me aturam no dia a dia, meus sogros Cilene e Gilson, cunhados (a) Iago, Jessiara e Iohay (Tiohay)

Agradeço aos (às) terapeutas do Inácio: “tias e tios” Maryna, Ianara, Tayná, Igor, Joyce, Weltima, Dalton, Gabi, Thaynara e Monique. Vocês fazem parte da alma dessa dissertação porque cuidam e dão o melhor para nosso filho, Inácio.

Agradeço aos colaboradores da escolinha Casulo que sempre deram muita atenção e carinho para ro Inácio: Marcela, Tiago, tios e tias Jane (Yiannistsa), Ravier, Ivone, Sula,

Sandraia, Amanda e profs. Kelly, Suzana e tantas (os) outras (os), somos gratos coração.

Agradeço aos colegas da UFRR que fazem parte dessa construção: Lizandra Thamise do Santos Abreu, Ezequias Guimarães, Elielton de Souza, Caio Pacheco, Guilherme Gonzaga, Vinicius de Oliveira, Rômulo Veloso, Luiza Thomé, Letícia Maria, Thiago, W. Matheus Zambonin, tantos outros que a minha memória falha pode ter esquecido (perdão amig@s)! Em especial duas mulheres, geólogas formadas pela UFRR que foram e são uma inspiração na carreira acadêmica, a Dra. Raisa F. Figueiredo e doutoranda Nazaré Barbosa – agradeço muito pela paciência em diversos ensinamentos.

Aos professores (as) da UFRR: Dr. Fábio Wankler, orientador da graduação e amigo para toda hora, sempre me incentivou e ajudou nessa caminhada; Drs. Stélio S. Tavares Jr., Ana Tayla R. Ferreira e Carlos Eduardo (Guga) com quem tive oportunidade de dividir a disciplina de Mapeamento Geológico e aprender muito; à Dra. Elizete Holanda pelo primeiro emprego na geologia na curadoria do Lab. Paleontologia da Amazônia e tantos anos de amizade e trabalhos; aos Drs. Lena e Jackson pelo carinho e amizade; à Alicineia colega e companheira, ao Dr. Vladimir pelo companheirismo e confiança e, por fim, Dra Lorena e Ma Moeme pela amizade e parceria.

Aos colegas da Unicamp que trouxeram muita luz na análise de dados: Renata Paes, Alice Cunha, Igor de Camargo Moreira, Poliana Toledo, Daniel Martins e em especial um cara que passou horas e horas me explicando muita coisa Robert Muniz. Agradeço de coração galera.

Agradeço aos meus amigos e irmãos de muita caminhada na vida Lucas Mujo e Pedro Henrique (Peri), mesmo morando em cidades distantes nossa amizade segue do mesmo jeito.

Aos “patrocinadores” que tornaram as saídas de campo viáveis: geólogo Marcelo R.S. de Almeida e ao Midi (*in memorian*) das empresas SGM e Amazon Stone. Vitinho que nos acompanhou nos campos e Vinicius de Oliveira e Sadi (Sincro Ambiental).

Aos amigos da SGB-CPRM: Antônio Charles de Oliveira (padrinho de alguns afloramentos deste trabalho, parceiro de discussões da geologia do norte!); Túlio Amós e Marcelo Esteves Almeida (campo e muita discussão na região do paredão); Lêda M.B. Fraga (pela discussão via e-mail), Vanessa e Michele por diversas dicas.

Ao professores Dr. Renato de Moraes por diversos aprendizados de Petrologia Metamórfica e pela atenção e suporte dada às minhas intermináveis dúvidas e Dr. Wagner da Silva Amaral pelas pontuações na qualificação e por diversas trocas de ideias.

À banca de revisores desta dissertação, Dra. Lêda Maria Barreto Fraga e Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva pela excelente contribuição crítica necessária para o amadurecimento deste trabalho.

Finalmente, um agradecimento especial ao professor, orientador e amigo Dr. Ticiano José Saraiva que tornou possível a realização desse meu sonho com muita paciência, dedicação e fé de que seria capaz de vencer as diversas barreiras deste caminho.

Nothing endures but change.
Nada dura, exceto a mudança.

Heraclitus

RESUMO

Nesta pesquisa, buscou-se entender a evolução da crosta continental do Cráton Amazônico durante o Orosiriano na Orogenia Akawai (~ 2.05 - 1.94 Ga) a partir do estudo petrográfico e geocronologia U-Pb em zircão, monazita e titanita. A geração do maior volume de crosta continental do Cráton Amazônico ocorreu no Riaciono e ao longo do Orosiriano na aglutinação do Supercontinente Columbia. Neste intervalo, o crescimento crustal se deu pela formação de sistemas acrescionários e colisionais na interação dos proto-continents Amazônia e África Ocidental. O conjunto de assembleias minerais, texturas, composições, idades e reações metamórficas e de fusão nos migmatitos são um reflexo da história de metamorfismo e deformação relacionados a determinados ambientes tectônicos. Por isso, os migmatitos preservam informações dos processos que ocorrem na base da crosta durante a formação de antigas cadeias de montanhas. Propõe-se que a Orogenia Akawai ocorreu num intervalo de aproximadamente 110 Ma (2.05 – 1.94 Ga) dividida quatro eventos de metamorfismo de alto grau alternados com magmatismo. Os eventos M_1 (2019 ± 5 Ma) e M_2 (1998 ± 4 Ma) foram caracterizados no resíduo e no neossoma do diatexito cinza da Suíte Trairão, respectivamente. M_1 está relacionado à fusão parcial assistida por fluidos em condições de fácies anfíbolito. A cristalização do diatexito cinza gerado no M_1 ocorre em 2009 ± 5 Ma, idade obtida em zircão com textura ígnea no neossoma do diatexito. M_2 associa-se com o desenvolvimento de biotita + epidoto \pm muscovita na foliação S_{n+1} e sobrecrecimento de borda metamórfica nos zircões do neossoma do diatexito, revelando um caráter de grau intermediário. O hornblenda-biotita metatexito dobrado da Suíte Rio Urubu e o granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado do Grupo Cauarane registram o segundo evento de fusão parcial da orogenia (M_3) que ocorre por volta de 1.97 Ga conforme idades obtidas em zircão. Na Suíte Rio Urubu a fusão parcial é assistida por fluidos e ocorre em fácies anfíbolito, enquanto a anatexia das supracrustais do Grupo Cauarane ocorre por desidratação da biotita em fácies anfíbolito alto a granulito. A cristalização do fundido gerado em M_3 nas rochas do Grupo Cauarane ocorre em 1944 ± 5 Ma, idade obtida em monazita. O fim da orogenia Akawai é marcada pelo metamorfismo (M_4) de fácies granulito associado a uma fusão parcial sem assistência de água que ocorre em $1949 \pm$ Ma, idade obtida em zircão metamórfico do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico da Suíte Serra da Prata. Reativações ao longo de uma zona de cisalhamento NE-SW no centro do Escudo das Guianas foram identificadas no Orosiriano tardio e no Estateriano, em bordas metamórficas de zircão e em titanita do hornblenda-biotita metatexito dobrado da Suíte Rio Urubu. Reconheceu-se três eventos metamórficos associados à fusão parcial. Nos primeiros eventos anatéticos a água está presente e as condições são mais moderadas, enquanto o estágio final da orogenia é marcado pela ausência de água nas reações de fusão e condições de P-T mais severas.

Palavras-chave: Cinturão Orogênico; Geocronologia; Migmatito; Metamorfismo; Escudo das Guianas.

ABSTRACT

In this research, we sought to understand the evolution of the continental crust of the Amazonian Craton during the Orosirian in the Akawai Orogen (~ 2.05 - 1.94 Ga) from the petrographic study and U-Pb geochronology in zircon, monazite and titanite. The generation of the largest volume of continental crust in the Amazonian Craton occurred in the Riaccian and along the Orosirian in the agglutination of the Columbia Supercontinent. In this interval, crustal growth occurred through the formation of accretionary and collisional systems in the interaction of the Amazon and West African proto-continents. The set of mineral assemblages, textures, compositions, ages and metamorphic and melting reactions in migmatites reflect the history of metamorphism and deformation related to certain tectonic environments. Therefore, migmatites preserve information about the processes that occur at the base of the crust during the formation of ancient mountain ranges. It is proposed that the Akawai Orogen occurred over an interval of approximately 110 Ma (2.05 – 1.94 Ga) divided into four high-grade metamorphism events alternating with magmatism. The M_1 (2019 ± 5 Ma) and M_2 (1998 ± 4 Ma) events were characterized in the Trairão Suite gray diatexite residue and neosome, respectively. M_1 is related to fluid-assisted partial melting under amphibolite facies conditions. The crystallization of the gray diatexite generated in M_1 occurs in 2009 ± 5 Ma, age obtained in zircon with igneous texture in the diatexite neosome. M_2 is associated with biotite + epidote \pm muscovite development in the S_{n+1} foliation and metamorphic edge overgrowth in diatexite neosome zircons, revealing an intermediate-grade character. The hornblende-biotite fold-structured metatexite of the Rio Urubu Suite and the garnet-sillimanite-K-feldspar fold-structured metatexite of the Cauarane Group record the second partial melting event of the orogeny (M_3) that occurs around 1.97 Ga according to ages obtained in zircon. In the Rio Urubu Suite partial melting is assisted by fluids and occurs in amphibolite facies, while anatexis of the supracrustals of the Cauarane Group occurs by biotite dehydration in high amphibolite to granulite facies. The crystallization of the melt generated in M_3 in the rocks of the Cauarane Group occurs in 1944 ± 5 Ma, age obtained in monazite. The end of the Akawai orogeny is marked by metamorphism (M_4) of granulite facies associated with a partial melting without water assistance that occurs in $1949 \pm$ Ma, age obtained in metamorphic zircon of hornblende-orthopyroxene felsic granulite from the Serra da Prata Suite. Reactivations along a NE-SW shear zone in the center of the Guiana Shield have been identified in the Late Orosirian and Statherian, in zircon metamorphic edges and in titanite from the hornblende-biotite fold-structured metatexite of the Rio Urubu Suite. Three metamorphic events associated with partial melting were recognized. In the first anathetic events water is present and the conditions are more moderate, while the final stage of orogeny is marked by the absence of water in the melting reactions and more severe P-T conditions.

Keywords: Orogenic Belts; Geochronology; Migmatite; Metamorphism; Guiana Shield.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo situada no centro-leste do Estado de Roraima – Brasil.....	24
Figura 2 - Características dos acessos aos afloramentos em campo. A-C) Acesso à serra do Apiaú (TJMS 10); D) Local de estadia nas fazendas próximas à Serra do Apiaú; E-F) vicinais alagadas e atoleiros de lama são elementos comuns nas vias de acesso.....	25
Figura 3 – A) Representação do mapa de Amaral (1974) extraída de Santos (2003). B) Modelo de Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico de Santos (2000), extraído de Santos <i>et al.</i> (2008). C) Modelo de Províncias Geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999). D) mapa tectônico do Escudo das Guianas adaptado de Fraga <i>et al.</i> (2009a). Os retângulos em coloridos correspondem à área de estudo.	30
Figura 4 - Mapa geológico da área de estudo, modificado a partir de Lopes <i>et al.</i> (2021) e Fraga <i>et al.</i> (2016).....	35
Figura 5 – Relação de campo entre resíduo do diatexito, diatexito cinza e diques leucocráticos. A) imagem panorâmica do afloramento. B) foto e desenho da parte superior do afloramento (linhas em pontilhado nos desenhos são fraturas). C) foto e desenho do diatexito cinza, diques leucocráticos e enclave. D) detalhe do <i>schollen</i> no diatexito. E) dobras de fluxo e pitgmáticas em rede de finos leucossomas paralelos à disposição do resíduo. F) detalhe do resíduo e seus leucossomas. G) amostra de mão do diatexito. H) detalhe do contato gradacional entre resíduo e diatexito cinza no canto esquerdo e contato quase abrupto na direita do resíduo.	42
Figura 6 - Aspectos de campo do diatexito cinza. A) diatexito cinza estromático com bandamento composicional e dobras passivas de fluxo assimétricas. B) detalhe das dobras assimétricas em diques leucocráticos do diatexito cinza, conectados a um bolsão de leucossoma no canto inferior direito. C) Morfologia estromática com dobras de fluxo passivas. D) Diatexito nebulítico com <i>schillieren</i>	43
Figura 7 - Gráfico com proporção modal das diferentes partes do Diatexito cinza (TJMS 42dtx) e do <i>Residuum</i> (TJMS 42m).....	43
Figura 8 - Aspectos petrográficos do resíduo do diatexito (TJMS 42m). A, B) Textura lépido-nematoblástica e hornblenda com coroa de epidoto (N//). C) No limite esquerdo da foto é o limite entre paleossoma e leucossoma, onde o microclínio para dentro do leucossoma envolvendo as fases reagentes. Hornblenda e titanita peritéticas com borda de biotita (NX). D) contato entre paleossoma e leucossoma, nucleação e crescimento de	

Hbl peritética e plagioclásio na parede do paleossoma (NX). E) leucossoma de ~1mm composto por $Pl \pm Qtz \pm Hbl$ peritética $\pm Bt$ (N//). F) parte do paleossoma próxima de um leucossoma, em comparação com as figuras A e B, há um aumento na proporção modal e granulação de plagioclásio, biotita e titanita com decréscimo de hornblenda (NX). .. 45

Figura 9 - Aspectos microscópicos do diatexito cinza. A) framework aberto a pouco fechado, formado por Pl, Qtz e alguns Kfs. (foto com NX). B) framework muito fechado de Pl com Qtz e microclínio anédricos e formas cúspides, sugerindo que cristalizaram nos interstícios após o Pl tabular. (foto com NX). C) framework aberto formado por Pl e Kfs com Qtz tardio na ordem de cristalização, na sequência as fases ferromagnesianas cristalizam nos interstícios. (foto com NX). D) Pl residual pequeno, Kfs com forma cúspide envolvendo reagentes (Qtz + Pl) sem participação de Bt. (foto com NX). E) *Schillieren* na esquerda, *mafíc selvedge* entre o domínio residual e o leucossoma à direita. (foto com NX + placa de gipso). F) Nesta foto S_n é ~horizontal e S_{n+1} ~vertical. Allanita com anel de epidoto. Interstícios preenchidos por retrometamórficas como epidoto, biotita, muscovita e muito sub-grão de feldspato muito fino. (foto com N//). 47

Figura 10 - A) e B) Aspectos macroscópicos do metatexito anfibolítico estrutura em rede de veios/diques leucocráticos ou estrutura agmatítica. C) metatexito anfibolítico manchado com leucossomas *in-situ* com hornblenda peritética de granulação grossa. D) rede de veios de leucossoma enriquecidos em plagioclásio. Note como há interconexão interna em microvênulas milimétricas de plagioclásio. 49

Figura 11 - Aspectos macroscópicos do granada-silimanita-K-feldspato metatexito dobrado. (TJMS32). A) bandas mesocráticas intercaladas com e uma espessa banda de resíduo melanocrático na parte superior central da foto, intercaladas por leucossomas de cor rosa pálido. A altura desta foto corresponde a 1,20 metros na vertical. B) porfiroblastos de granada de cor vermelho escuro dobradas e estiradas. C) porfiroblastos de granada no leucossoma estirados, em forma de peixe assimétrico ou ameboide intercrescida com K-feldspato (canto superior). D) leucossoma enriquecido em K-feldspato e quartzo intersticial com granada em contato com banda mesocrática. 50

Figura 12 - Gráfico com proporção modal das diferentes partes do migmatito granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS 32)..... 51

Figura 13 - Aspectos microscópicos do granada-silimanita-biotita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS 32). A) banda residual preservando dobra fechada definida pelas biotitas e forma de grãos de quartzo intersticial. (NX) B) resíduo rico em

silimanita com neossoma composto de quartzo + plagioclásio (N//). C) porfiroblasto de granada peritética no contato (inferior) com resíduo (N//). D) granada + K-feldspato pertítico no leucossoma com framework fechado (NX). E) granada peritética boudinada com inclusões de quartzo em forma de bolha achatada, silimanita muito fina ortogonalmente ao limite do grão e clorita retrometamórfica (N//). F) foliação milonítica definida por porfiroclastos de feldspatos assimétricos e conjuntos SC e SC' ressaltados pela orientação das biotitas contornando porfiroclastos (N//).	53
Figura 14 – A), B), C) Aspectos macroscópicos do hornblenda-biotita metatexito com estruturas dilatadas/ surreítica, as vezes estromático e dobrado. Os leucossomas são de coloração mais esbranquiçada. A escala em vermelho está apontando para o norte geográfico. D) Detalhe do leucossoma dobrado.....	55
Figura 15 - Gráfico com proporção modal do hornblenda-biotita metatexito dobrado (TJMS 51).....	55
Figura 16 - Aspectos microscópicos do hornblenda-biotita metatexito dobrado. A) Kfs cúspide envolve fases corroídas. <i>String of beads</i> (seta amarela), microfilmes de líquido silicático (seta vermelha); coroa de titanita em ilmenita (NX). B) Hornblenda peritética com faces retas em contato com o K-feldspato. Coroa de titanita em ilmenita. Setas vermelhas indicam líquido silicático aprisionado (NX). C) textura de sobrecrecimento em plagioclásio (setas brancas). Filme de plagioclásio intersticial entre K-feldspatos (NX + gipso). D) microclínio mimetizando líquido silicático envolve biotita corroída. Setas vermelhas indicam pequenos indícios de líquido silicático aprisionado nos interstícios (NX).	56
Figura 17 – A) Contato entre leucossoma <i>in-source</i> com o paleossoma formado por hornblenda + biotita + titanita (NX). B) microfilmes de K-feldspato (microclínio) mimetizando líquido anatético intersticial. Notar o ângulo diedral alto no <i>melt pocket</i> em junção tríplice no canto direito superior (NX). C) melanossoma no metatexito milonítico, formação de Bt + Ttn e crescimento de microclínio cúspide a partir do melanossoma (NX). D) K-feldspato tabular pertítico cristalizado a partir do <i>melt</i> , nucleia na parede do paleossoma enquanto microclínio, quartzo e plagioclásio preenchem os interstícios (NX).	57
Figura 18 - Aspectos macroscópicos do Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico. A) zona de falha com um dos principais planos na altura da canela da pessoa na foto com disposição horizontal inclinada para cima. Note que a rocha está intensamente fraturada e cataclada em algumas zonas. B) Foliação milonítica em gnaiss com elementos	

assimétricos e formação de pares SC, definida por agregados nematoblásticos e lepidoblásticos. C) bandamento composicional com domínios ligeiramente mais grossos e enriquecidos em ortopiroxênio idiomórfico, alguns chegam a ter ~1cm. D) ortopiroxênio centimétrico em dique leucocrático. Note a clivagem prismática em duas direções ortogonais entre si.	59
Figura 19 - Gráfico com proporção modal do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10).....	59
Figura 20 – Aspectos microscópicos do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico. A) (NX); e B) textura granoblástica seriada intercalada por domínios nematoblásticos e presença de alguns porfiroclastos de plagioclásio (N//). C) hornblenda com coroa de ortopiroxênio + opaco + quartzo muito finos, quartzo mimetizando o líquido silicático na parte superior da foto (NX). D) ortopiroxênio e opacos substituindo hornblenda em matriz quartzo feldspática (N//). E) porfiroclasto de plagioclásio núcleo alterado para sericita e com bordas sobrecrescidas (NX). F) porfiroclasto de ortopiroxênio parcialmente substituído por hornblenda nas bordas. Note o sobrecrescimento ressaltado pelas microestruturas internas, trilhas de inclusões em maior quantidade na região de borda do Opx e diferentes orientações para as trilhas de inclusões (N//).....	61
Figura 21 – Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do resíduo do diatexito (TJMS 42m).....	64
Figura 22 - Diagrama de concórdia do resíduo do diatexito (TJMS 42m) com idade concordante obtida através de 12/34 análises.....	64
Figura 23 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do diatexito cinza (TJMS42dtx). Em vermelho spots em texturas de cristalização (grãos ígneos) e em verde textura metamórfica.	66
Figura 24 - Diagramas de concórdia do diatexito cinza (TJMS42dtx). A) Diagrama de concórdia com todas as análises feitas. Cor vermelha representa cristalização e a verde metamorfismo. B) Diagrama das texturas de cristalização do fundido com elipses em verde usadas no cálculo da idade concordante de 2009±5Ma, enquanto as elipses em cinza são os spots não considerados no cálculo. B) Idade concordante do metamorfismo, elipses em verde usadas no cálculo e as elipses em cinza foram desconsideradas.	67
Figura 25 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão do Grt-Sil-Kfs metatexito (TJMS32). Em vermelho spots em núcleos herdados e em verde textura metamórfica.	68

Figura 26 - Diagramas de concórdia do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS32) de zircão A-C e de monazita em D. A) Elipses em vermelho são idades de herança e elipses verdes são spots metamórficos. B) Diagrama de concórdia dos spots de herança e cálculo da idade através do intercepto superior da reta discordante. C) Idade do metamorfismo calculada através das análises concordantes. Em cinza, <i>spots</i> não considerados no cálculo da idade. D) diagrama de concórdia com idade concordante da cristalização do fundido obtida em monazita.	70
Figura 27 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do paleossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS51P). Em vermelho escuro <i>spots</i> com herança da cristalização do protolito ígneo. Em vermelho, spots do primeiro metamorfismo da rocha e em verde os spots do segundo metamorfismo e que tem baixa razão Th/U.	72
Figura 28 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do leucossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS51L). Em vermelho escuro <i>spots</i> com herança da cristalização do protolito ígneo. Em vermelho, spots do primeiro metamorfismo da rocha e em verde os spots do segundo metamorfismo e que tem baixa razão Th/U.	73
Figura 29 - Diagramas de concórdia do Hbl-Bt metatexito (TJMS 51). A) análises em diagramas miniatura de cada parte do migmatito, paleossoma e leucossoma. B) análises isotópicas de paleossoma + leucossoma onde cada cor representa uma textura do zircão. Rosa é cristalização do protolito, vermelho é o primeiro metamorfismo e verde o segundo metamorfismo. C) Idade concordante da cristalização do protolito. As análises em cinza não foram utilizadas no cálculo. D) Idade obtida no intercepto superior da discórdia para o primeiro metamorfismo. E) idade discordante do segundo metamorfismo para spots restritamente com baixo Th/U. F) Diagrama de concórdia das análises em titanita do paleossoma (TJMS51P). A idade concordante foi calculada através das elipses em azul, enquanto as em cinza foram desconsideradas no cálculo..	74
Figura 30 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS10). Em verde os <i>spots</i> em texturas metamórficas.	75
Figura 31 - Diagramas de concórdia do Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10). Idade concordante calculada com os dados representados pelas elipses em verde, enquanto as elipses em cinza foram desconsideradas no cálculo.	76
Figura 32 – Síntese dos dados deste trabalho comparando intervalos de idades obtidos, conforme referências.	87

LISTA DE TABELA

Tabela 1 – Síntese de idades isotópicas obtidas em zircão de rochas da Suíte Rio Urubu	34
Tabela 2 - Resumo do espalhamento de idades concordantes das amostras analisadas.	86
Tabela 3 - Proporção modal das diferentes partes do migmatito diatexito da Suíte Trairão.	106
Tabela 4 - Proporção modal das partes do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS 32).....	106
Tabela 5 - Proporção modal das fases minerais do hornblenda-biotita metatexito dobrado (TJMS 51).....	106
Tabela 6 - Proporção modal do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10).	106
Tabela 7 – Dados isotópicos de zircão do resíduo (TJMS 42m) do diatexito, Suíte Trairão.	107
Tabela 8 – Dados isotópico de zircão do diatexito cinza (TJMS 42dtx) da Suíte Trairão.	108
Tabela 9 – Dados isotópico de zircão do Grt-Sil-Kfs metatexito dobrado (TJMS 32), do Grupo Cauarane.	109
Tabela 10 – Dados isotópico de zircão do paleossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS 51P), Suíte Rio Urubu.	111
Tabela 11 – Dados isotópico de zircão do leucossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS 51L), Suíte Rio Urubu.	112
Tabela 12 – Dados isotópicos de zircão do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10), Suíte Serra da Prata.	113
Tabela 13 – Dados isotópicos de titanita da amostra TJMS 51P, paleossoma do Hbl-Bt metatexito.	114
Tabela 14 – Dados isotópicos de monazita da amostra TJMS 32, parte rica em fundido do Grt-Sil-Kfs metatexito dobrado, Grupo Cauarane.....	115

Sumário

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	20
1.1 Apresentação.....	20
1.2 Objetivos	22
1.3 Localização e Logística de Campo	22
1.4 Contexto Geológico	26
1.4.1 Breve Revisão Histórica Sobre a Geologia do Escudo das Guianas no Brasil	26
1.4.2 Geologia do Escudo das Guianas	27
1.4.3 Suíte Trairão e Complexo Anauá.....	31
1.4.4 Grupo Cauarane.....	31
1.4.5 Suíte Rio Urubu.....	33
1.5 Materiais e Métodos.....	36
1.5.1 Levantamento Bibliográfico e Cartográfico.....	36
1.5.2 Trabalho de Campo	36
1.5.3 Petrografia	36
1.5.5 Geocronologia U-Pb em zircão, monazita e titanita (LA-ICP-MS).....	37
CAPÍTULO 2 – PETROGRAFIA	39
2.1 Nomenclatura e Classificação das Rochas Metamórficas	39
2.2 Suíte Trairão	40
2.2.1 Diatexito Cinza.....	41
2.2.2 Metatexito Anfibolítico	48
2.3 Grupo Cauarane	49
2.3.1 Granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado	49
2.4 Suíte Rio Urubu	54
2.4.1 Hornblenda-biotita metatexito dobrado	54
2.5 Suíte Serra da Prata.....	58
2.5.1 Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico.....	58
CAPÍTULO 3 – GEOCRONOLOGIA U-Pb	63
3.1 Suíte Trairão	63
3.2 Grupo Cauarane	67

3.3 Suíte Rio Urubu	70
3.4 Suíte Serra da Prata.....	75
CAPÍTULO 4 – DISCUSSÕES	77
4.1 Processos Metamórficos e de Fusão Parcial durante a Orogenia Akawai	77
4.1.1 Suíte Trairão	77
4.1.2 Grupo Cauarane.....	79
4.1.3 Suíte Rio Urubu.....	80
4.1.4 Suíte Serra da Prata	81
4.2 Orogenia Akawai (2.05 – 1.94 Ga).....	82
4.3 Reativação durante o Orosiriano tardio e o Estateriano.....	88
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	90
REFERÊNCIAS	91
ANEXO	106

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O reconhecimento e a investigação de antigas cadeias de montanhas ajudam a entender como os continentes cresceram e transformaram-se ao longo do tempo geológico. Essa pesquisa busca entender como a crosta continental do Cráton Amazônico evoluiu durante um dos períodos de intensa produção crustal em escala global entre ~2,1-1,8Ga (Spencer *et al.* 2014; 2017; Hawkesworth *et al.* 2019).

Os mecanismos e os processos responsáveis pela construção de litosfera continental foram semelhantes a partir de determinado período geológico, ainda que variem em intensidade e frequência ao longo do tempo. Essas mudanças são conhecidas como variações seculares (Brown & Johnson 2018; Johnson & Brown, 2021; Palin *et al.* 2020). Independente de quando a subducção realmente iniciou nas margens convergentes do planeta (*e.g.* Palin *et al.* 2020), a formação de extensas cadeias de montanhas lineares é consequência dos diferentes tipos de orogenia: acrescionária (*e.g.* Andes, Alpes, Japão), colisional (*e.g.* Himalaias) ou intracontinental (*e.g.* Tian Shan) (Cunningham, 2005; Aitken *et al.* 2013; Gorczyk *et al.* 2013; Raimondo *et al.* 2014). Por sua vez, os orógenos são os responsáveis pela construção e evolução de crosta continental (Zhu *et al.* 2021; Zheng & Gao, 2021).

Grande parte dos orógenos ocorrem em zonas de interação convergente de placas, outros podem se formar em zonas intracontinentais em uma litosfera reologicamente enfraquecida (Raimondo *et al.* 2014; Gorczyk & Vogt, 2015). Geralmente o que resta das antigas cadeias de montanhas são pedaços de crosta continental que foram divididos e espalhados. A preservação dos orógenos antigos depende diretamente do clima e da tectônica, por isso os pedaços que restam geralmente são suas raízes, ou seja, núcleos de cinturões ígneo e metamórfico (Harley & Kelly, 2007). Isso torna a investigação e o reconhecimento destas antigas cadeias de montanhas mais complexa, exigindo muitas vezes a aplicação de métodos analíticos precisos para correlacionar espacial e temporalmente estes pedaços atualmente separados da crosta continental.

Cinturões metamórficos são segmentos profundos de orógenos formados durante o metamorfismo regional em amplas regiões da crosta, normalmente sob esforços convergentes (Miyashiro, 1961). As variações de P-T causam perturbação no gradiente geotérmico da litosfera responsável pelo metamorfismo de alto grau e pela fusão parcial (England e Thompson, 1984). Nestes casos, a fusão parcial e o metamorfismo associado

resultam do relaxamento termal, ou seja, o estágio entre o pico bórico e o pico térmico da trajetória do metamorfismo e são responsáveis pela geração de migmatitos, granulitos e magmas graníticos (Mehnert, 1968; Sawyer, 1998; Brown, 2001; 2014).

Migmatitos são rochas heterogêneas de alto grau com pelo menos duas partes petrograficamente distintas e com relação petrogenética entre si (Sawyer, 2008a). O estudo destas rochas ajuda a compreender a formação de antigas cadeias de montanhas porque preserva assembleias minerais, texturas, microestruturas, composição e idades que permitem inferir diretamente os processos e os mecanismos da evolução da estrutura química e térmica dos continentes (Brown, 1994; Sawyer, 1998; 2001; 2008a; Brown 2014). As reações de fusão parcial podem ocorrer na presença de uma fase fluida livre em excesso, por influxo de água ou pela desidratação de fases hidratadas como muscovita, biotita e hornblenda (Patiño Dulce & McCarthy, 1998; Weinberg e Hasalová, 2015). Portanto, entender como foi a anatexia e quais produtos gerados por ela é a chave para inferir aspectos da arquitetura reológica e química das antigas cadeias de montanhas (Sawyer 2001; 2008a).

Cada parte do migmatito preserva microestruturas e paragêneses minerais de diferentes momentos da trajetória P-T e estes podem ser divididos em três: i) microestruturas de fusão (pré-pico metamórfico); ii) microestruturas de cristalização do líquido anatético (pós-pico e início da cristalização dos leucossomas); iii) microestruturas de resfriamento (ocorrem entre o pós-pico e a curva *solidus*) (Sawyer, 2008a; 2010). Rochas residuais que tem o potencial de preservação da história pré, pós e *sin*-anatexia, são ideais para identificar reações de fusão, deduzir as condições de pico e preservar a idade de metamorfismo (Sawyer, 2008a). O zircão é um monitor de processos durante o metamorfismo de alto grau porque comporta-se como resistato. Em condições *suprasolidus* dissolve parcialmente, recristaliza, pode formar *fronts* de recristalização heterogeneamente no grão e quando interage com o fundido pode cristalizar um novo zircão nas bordas e preservar um núcleo ou xenocristal com informações isotópicas pretéritas (Schaltegger *et al.* 1999; Hoskin & Black, 2000; Yakymchuk & Brown, 2014; Rubatto, 2017; Kohn & Kelly, 2018). Por outro lado, rochas ricas em fundido como leucossomas, diatexitos ou granitos anatéticos preservam microestruturas do estágio pós-pico até atravessar a *solidus*, tendendo a formar novo zircão com textura ígnea e a concentrar monazita com um mínimo de herança nas idades (Schaltegger *et al.* 1999; Yakymchuk & Brown, 2014).

A fim de entender como o Orógeno Akawai evoluiu no tempo e no espaço, investigou-se três terrenos migmatíticos justapostos do ponto de vista petrográfico e geocronológico. Os estudos visaram caracterizar como e por que a fusão parcial ocorreu, bem como individualizar as idades de metamorfismo e de cristalização dos fundidos anatóticos. As relações de campo, o estudo petrográfico, a seleção criteriosa dos geocronômetros, a análise textural de zircão e a datação *in-situ* utilizando *laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-ICP-MS) foram a base para quantificar processos da evolução da crosta continental do Cráton Amazônico.

A partir da determinação de idades de metamorfismo e de cristalização de fundidos de terrenos migmatíticos do Orógeno Akawai (Fraga & Cordani, 2019), pretende-se contribuir para a reconstrução das antigas cadeias de montanhas que existiram no contexto de aglutinação do Supercontinente Columbia (Rogers & Santosh, 2003; Johansson, 2009; D'Agrella *et al.* 2016; Grenholm, 2009).

1.2 Objetivos

Compreender a evolução temporal dos processos metamórficos e de fusão parcial atuantes no Orógeno Akawai para contribuir à história de evolução crustal do Cráton Amazônico durante o Paleoproterozoico. Para isto, definiu-se os seguintes objetivos específicos:

- (i) Caracterizar petrogeneticamente as diferentes partes dos migmatitos com base na morfologia, nas estruturas, nas associações minerais e nas texturas/microestruturas;
- (ii) Determinar idades de metamorfismo e de cristalização através do controle textural de zircão e da datação U-Pb em zircão, monazita e titanita.
- (iii) Aprimorar o entendimento da história tectônica da Orogenia Akawai.

1.3 Localização e Logística de Campo

Esta pesquisa foi realizada em uma área ampla da região central do Estado de Roraima, com aproximadamente 35.000km² distribuída em três setores principais: i) Município de Cantá; ii) região do Paredão e Vila Reislândia; iii) Vila Taiano, Serras da Moça e Murupu e próximo à Serra do Tucano (Fig. 1). Todos os acessos foram via terrestre usando carro traçado para suportar as condições diversas dos acessos (Fig. 2).

Devido ao fato desta pesquisa não ter um financiamento direto de agências de fomento ou instituições privadas, as incursões de campo foram realizadas em períodos diferentes e com equipes diferentes. As primeiras etapas de campo foram realizadas no início do ano de 2020, contaram com o apoio logístico e de recursos humanos da mineradora Amazon Stone e o geólogo Marcelo Ricardo Souza de Almeida para acessar regiões de difícil acesso (Fig. 2) e coletar amostras como na Serra do Apiaú (sudoeste do mapa da Fig. 1), na região do Paredão (noroeste no mapa da Fig. 1) e outros acessos próximos da Capital Boa Vista, nas Serras do Murupu e da Moça (Fig. 1). Na Serra do Apiaú o acesso é restrito, ficamos hospedados 4 dias (+2 dias de deslocamento) nas fazendas com acessos mais próximos da serra, os quais foram por trilha seguindo a drenagem ou abrindo picada em mata fechada (Fig. 2). Os demais locais tiveram acesso relativamente fácil por ficarem próximos das estradas/vicinais, sendo 2 dias de campo nas Serras do Murupu e da Moça e 2 dias na região do Paredão. As principais vias de acesso ao Alto Alegre, Paredão e Vila Reislândia são pela RR-205, Serra do Murupu e da Moça pela RR-319 e para a Serra do Apiaú o acesso é por Mucajaí rumo a Campos Novos, por meio de vicinais (Fig. 1).

Por fim, os diversos pontos na região do Município de Cantá em torno da Serra da Lua (Fig. 1) foram visitados durante a disciplina de Estágio de Campo III (semestres 2021/2 e 2022/1) em que o autor desta dissertação participou como professor substituto do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Roraima (UFRR) ao lado dos professores Dr. Stélio Soares Tavares Júnior e Dra. Ana Tayla Rodrigues Ferreira.

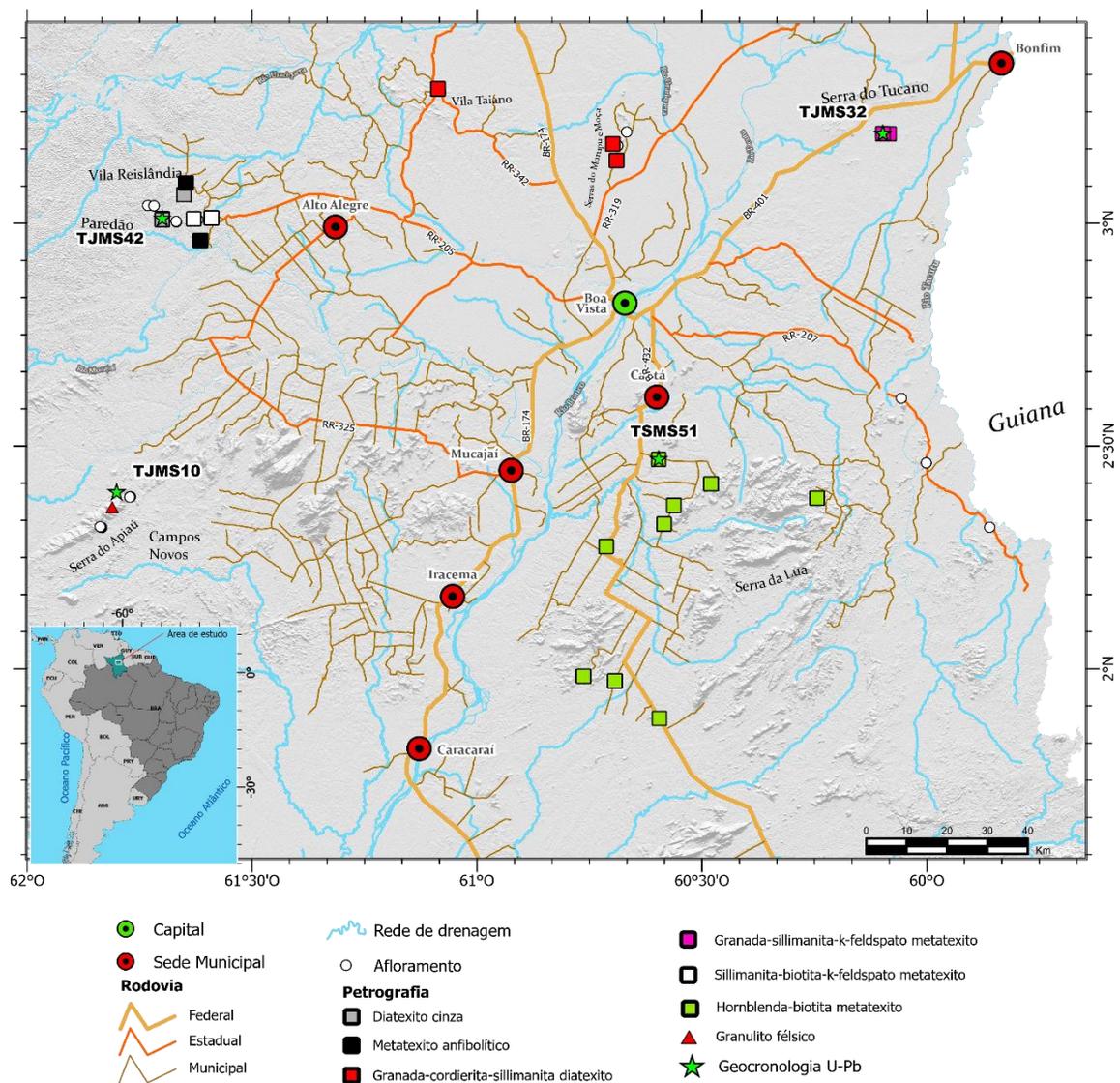


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo situada no centro-leste do Estado de Roraima – Brasil.



Figura 2 - Características dos acessos aos afloramentos em campo. A-C) Acesso à serra do Apiaú (TJMS 10); D) Local de estadia nas fazendas próximas à Serra do Apiaú; E-F) vicinais alagadas e atoleiros de lama são elementos comuns nas vias de acesso.

1.4 Contexto Geológico

1.4.1 Breve Revisão Histórica Sobre a Geologia do Escudo das Guianas no Brasil

Geograficamente o Cráton Amazônico tem dimensões continentais com cerca de 4.300.000 km², abrangendo Bolívia, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e diversos estados na região norte do Brasil. O Cráton é dividido em duas porções separadas pela Bacia do Rio Amazonas: Escudos das Guianas a norte; e Escudo Brasil Central (Guaporé) a sul. Os limites do Cráton Amazônico são a oeste o Cinturão Andino fanerozoico e a leste/sudeste pelos cinturões orogênicos neoproterozoicos (Almeida, 1976).

Nas primeiras expedições para reconhecimento geológico do Território de Roraima (Paiva, 1929 e Paiva, 1939), identificou-se as supracrustais e rochas de alto grau (objetos deste estudo) e hoje essa obra é um marco temporal na geologia da Amazônia. Contudo, foi no fim dos anos 60 que o Cráton Amazônico contribuiu para revolucionar a ciência geológica. Pesquisadores do Instituto de Tecnologia de Massachusetts em parceria com o Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo USP testaram a Teoria da Deriva Continental (Hurley *et al.* 1967). Este trabalho apresenta o primeiro conjunto de análises isotópicas de K-Ar e Rb-Sr em rochas da região norte do Brasil e da costa noroeste da África (Gana, Costa do Marfim e Nigéria). As idades obtidas situam-se entre 1.800-2.000Ma, e foram relacionadas ao “Ciclo Transamazônico” no Brasil correlato ao “Ciclo Orogrênico Eburneano” na África Ocidental (Hurley *et al.* 1967). Outro intervalo de tempo com geração de rochas em ambos os continentes vai de 500-600Ma, e refletem a atuação do Ciclo Orogrênico Brasileiro correlato ao Pan-Africano (Almeida *et al.* 1977; Almeida *et al.* 1981). Logo após, no início da década de 70 o Projeto RADAMBRASIL causa uma escalada na evolução do conhecimento geológico da região norte porque produz informações espaciais em locais praticamente inacessíveis. Da fusão entre técnicas de fotointerpretação com dados isotópicos e revisão bibliográfica, nasceu o primeiro modelo de evolução geológica e delimitação de Províncias Geocronológicas do Cráton na tese de Amaral (1974) (Fig. 3A).

O rápido avanço tecnológico a partir dos anos 90 traz outro impacto na geologia da Amazônia brasileira, aliado ao desenvolvimento de diversos programas de mapeamento geológico básico realizados pelo Serviço Geológico Brasileiro (SBG – CPRM) *eg.* Bomfim *et al.* (1974), Pinheiro *et al.* (1981), Brandão & Freitas (1994), Reis *et al.* (2003; 2004), entre diversos outros. O aprimoramento das técnicas clássicas de

mapeamento com uso de sensoriamento remoto e da geofísica aérea em conjunto a diversidade de técnicas analíticas para quantificação isotópica (eg. U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd em LA-ICP-MS, SHRIMP, ID-TIMS) culminaram no desenvolvimento dos modelos de Províncias Geocronológicas de [Tassinari & Macambira \(1999; 2004\)](#) e de [Santos *et al.* \(2000; 2003; 2008\)](#) (Fig. 3B e 3C). Entretanto, estes modelos preservam as estruturas NW-SE, delimitadas por [Amaral \(1974\)](#), com adição províncias e adequação de limites espaciais e temporais entre as províncias.

O avanço no conhecimento geocronológico e geológico do Cráton Amazônico levou ao questionamento do limite inferior de 1,80 Ga proposto inicialmente para o Ciclo Transamazônico. Entretanto este limite continua incerto sendo admitido em 1,95 Ga por [Tassinari & Macambira \(2004\)](#) ou em 1,93 Ga por [Delor *et al.* \(2003\)](#), por exemplo. [Brito Neves \(2022\)](#) defende a extinção do termo Transamazônico porque ele variou muito em suas aplicações entre ciclo, orogenia, evento e entre outros, mas o fator mais crítico que o torna obsoleto é a grande extensão temporal ~400Ma. Para [Fraga & Cordani \(2019\)](#), Transamazônico é um ciclo que inclui a Orogenia Riacciana e a Eo-Orosiriana (Akawai).

O último marco do conhecimento regional foi a publicação de [Fraga *et al.* \(2009a\)](#), que apresentam um modelo mais elegante da evolução geológica do Escudo das Guianas (Fig. 3D). Um dos aspectos mais positivos desta obra foi a exaustiva compilação e correlação dos dados geológicos e geofísicos produzidos no Brasil, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. Em [Fraga *et al.* \(2009a\)](#), reconheceu-se que a região central do Escudo das Guianas é dividida, a leste, por um mosaico de terrenos riaccianos com blocos arqueanos em suas extremidades norte e sul e a oeste uma série de cinturões orosirianos com estrutura sinuosa NW-SW a NE-SW. A modernização de técnicas analíticas para isótopos radiogênicos e isótopos estáveis aliada às informações paleomagnéticas (e.g. [Nomade *et al.* 2003; Théveniaut *et al.* 2006; D'Agrella *et al.* 2016; Bispo-Santos *et al.* 2020](#)) têm contribuído para a reconstrução paleogeográfica dos Crátos Amazônico e Oeste Africano no contexto de formação e fragmentação dos supercontinentes Colúmbia e Rodínia.

1.4.2 Geologia do Escudo das Guianas

De acordo com [Fraga *et al.* \(2009a\)](#), terrenos Eo-Orosirianos ocupam a porção central do Escudo das Guianas, dividindo-o em dois grandes blocos. A norte ocorrem TTG's, granitoides e *greenstone belts* riaccianos e cinturões granulíticos a (e.g. [Delor *et al.* 2003; Kroonenberg *et al.* 2016](#)) além de blocos arqueanos localizados nos extremos

NW e SE do escudo (Tassinari *et al.* 2004; Rosa-Costa *et al.* 2006; 2008). A sudoeste dos terrenos eo-orosirianos, o embasamento regional foi intensamente obliterado pelo SLIP Uatumã (Klein *et al.* 2012) na parte centro-sul do escudo ou é formado por rochas mais jovens que 1,82 Ga, no extremo SW do escudo (Carneiro *et al.* 2017) (Fig. 3D).

A crosta riaciana da porção nordeste do escudo é predominantemente juvenil e reflete a evolução de complexos de arco de ilha (*e.g.* Delor *et al.* 2003; Kroonenberg *et al.* 2016), que foram amalgamados a terrenos arqueanos representados pelo Bloco Amapá a sudoeste e pelo Complexo Imataca a noroeste (Fraga *et al.* 2020, Tassinari *et al.* 2004; Rosa-Costa *et al.* 2006; 2008). O cinturão granulítico de ultra alta temperatura (UHT) Bakhuis, na porção centro-norte do Escudo das Guianas corta os terrenos Granito-*greenstone belts* na direção NE-SW (De Roever *et al.* 2003) (Fig. 3D).

Na Orogenia Riacciana, a acreção dos arcos de ilha da porção nordeste do Escudo das Guianas ocorreu sem grande espessamento crustal, ao passo que a colisão do Bloco Amapá envolveu espessamento crustal e metamorfismo de fácies granulito com trajetória P-T-t horária (Rosa-Costa *et al.* 2008). Após este evento colisional, desenvolveram-se bacias *pull-apart* que foram fechadas através de um sistema transcorrente com convergência oblíqua e cinemática sinistral, formando o Cinturão UHT Bakhuis entre 2.07 – 2.05 Ga (De Roever *et al.* 2003; Delor *et al.* 2003b). Recentemente, Beunk *et al.* (2021) e Beunk & de Roever (2022) sugeriram que Bakhuis seja uma sintaxe produzida pela geometria cúspide da zona de subducção convergente na borda SW do paleocontinente Amazônico durante o Riacciano tardio a Orosiriano.

Em contraste com proposto para a região SE do Escudo das Guianas onde a colisão do bloco Amapá com os terrenos granito-*greenstone belt* ocorreu em torno de 2,08 Ga, no extremo noroeste do Escudo o pico do metamorfismo de fácies granulito (750 – 800 °C, 6-8 kbar), associado a espessamento crustal e trajetória P-T-t horária ocorreu em torno de 2,02 Ga, já no início do Orosiriano (Tassinari *et al.* 2004). De acordo com Fraga *et al.* (2020) o processo colisional registrado no Complexo Imataca relaciona-se a Orogenia Akawai.

Os terrenos eo-orosirianos na parte central do Escudo das Guianas formam um segmento crustal de orientação NW-SE com inflexão para NE-SW, associados a Orogênese Akawai (Fraga & Cordani 2019; Fig. 3D). Os cinturões ígneos e metamórficos relacionados a esta orogenia são: Arco-Anauá-Trairão (2.04-2.02 Ga); Cinturão Cauarane-Coeroeni (2.02-1.97Ga); Cinturão Ígneo Orocaima (1.99-1.96Ga); Cinturão

Rio Urubu (1.97-1.93Ga); Grupo Parima (<1.94Ga) (Fraga & Cordani 2019). Os limites temporais destes cinturões foram adaptados com os dados produzidos nesta dissertação.

A borda SW do Cráton Amazônico é formada pela Província Rio Negro-Juruena 1.8-1.56 Ga (Tassinari & Macambira, 1999) ou Rio Negro 1.82-1.52 Ga (Santos, 2000). O Cinturão Rio Negro é composto por rochas graníticas de afinidade calcioalcalinas foliadas e gnaisses com remanescentes de seqüências metassedimentares intercaladas e granitos -A, -I e -S (Carneiro *et al.* 2017). Cordani *et al.* (2016) sugere que a Província Rio Negro se formou em dois ciclos orogênicos acrescionários: 1800-1740 Ma e 1580-1520 Ma. Por outro lado, existem evidências de que as rochas do embasamento do Cinturão Rio Negro tenham origem colisional (Veras *et al.* 2018).

Durante o Mesoproterozoico no Escudo das Guianas, há décadas um evento tectonotermal foi reconhecido por formar zonas de cisalhamento predominantemente na direção NE-SW. Este evento recebeu diversas denominações locais até que o termo K'Mudku predominou. Entre os termos utilizados destacam-se: “K'Mudku Episode” no sul da Guiana (Barron 1966), “Nickerian Episode” na área tipo no Suriname (Priem *et al.* 1971), Evento Orinoqueano na Venezuela (Martin-Bellizzia 1972) e Episódio Jari-Falsino Amapá (Jorge João 1975).

O Episódio K'Mudku foi responsável pelo desenvolvimento de extensas e amplas zonas de cisalhamento NE-SW e subordinadamente NW-SE e E-W no Escudo das Guianas (Barron, 1969; Berrangé, 1977; Guibbs & Barron, 1993; Cordani *et al.* 2010). Desde Teixeira *et al.* (1978) e Kroonenberg (1982) o Episódio K'Mudku é considerado um evento tectonotermal de ambiente intracontinental relacionado com a aglutinação do Supercontinente Rodinia. A temperatura da deformação associada ao episódio ainda configura um tema em aberto e existem duas hipóteses na literatura geológica. A primeira é de um metamorfismo dinâmico de baixo/médio grau restrito a formação de milonitos e pseudotaquilitos, associada ao rejuvenescimento isotópico regional de diversos geocronômetros, em especial as micas (Barron, 1969; Berrangé, 1977; Guibbs & Barron, 1993; Cordani *et al.* 2010; Fraga *et al.* 2009a). Por outro lado, Santos *et al.* (2000; 2006; 2008), Santos (2003) e Oliveira *et al.* (2019) apresentam dados U-Pb em zircão e em titanita que revelam idades entre 1.49 - 1.15Ga em rochas de alto grau. Em termos geocronológicos, trabalhos recentes vêm relatando idades de magmatismo e de metamorfismo no intervalo K'Mudku na extensão do Escudo das Guianas (*e.g.* Souza *et al.* 2015; Almeida *et al.* 1997; Simões *et al.* 2019; Rossoni *et al.* 2017).

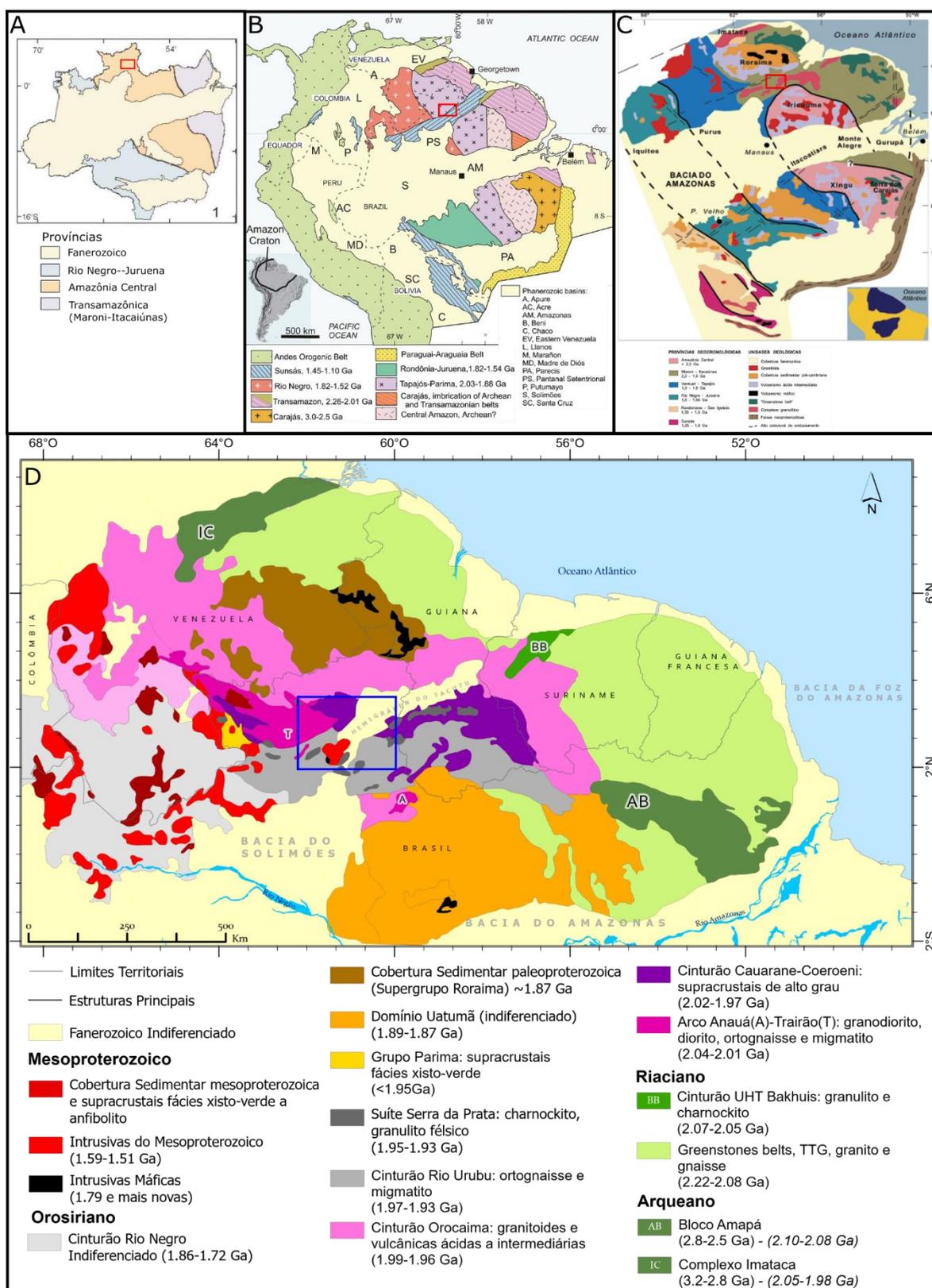


Figura 3 – A) Representação do mapa de Amaral (1974) extraída de Santos (2003). B) Modelo de Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico de Santos (2000), extraído de Santos et al. (2008). C) Modelo de Províncias Geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999). D) mapa tectônico do Escudo das Guianas adaptado de Fraga et al. (2009a). Os retângulos em coloridos correspondem à área de estudo.

1.4.3 Suíte Trairão e Complexo Anauá

No modelo geotectônico do Escudo das Guianas, o Arco Trairão-Anauá é composto pela Suíte Trairão (Fraga *et al.* 2010) e pelo Complexo Anauá (Faria *et al.* 2002), atualmente separados cerca de 250Km de distância pelo Cinturão Rio Urubu (Fig. 3D).

Durante o mapeamento de Fraga *et al.* (2010) houve a individualização da Suíte Trairão que é composta por granitoides e gnaisses ortoderivados normalmente com presença de enclaves máficos (Fig. 4), além de migmatito identificado neste trabalho. Entre os granitoides ocorre quartzo-diorito, monzogranito, sienogranito e predomina tonalito e granodiorito. Os enclaves são de quartzo-diorito e os ortognaisses tonalíticos a granodioríticos com bandamento difuso (Fraga *et al.* 2010). É comum a presença de fases enriquecidas em cálcio como epidoto, titanita, apatita e plagioclásio nas rochas da Suíte Trairão. As idades obtidas na suíte foram 2026 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP) e 2044 ± 17 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS) (Fraga *et al.* 2010). Análises isotópicas de Sm-Nd apontam para idades modelo 2024 a 2091Ma e $\epsilon_{Nd(t)}$ +2.2 e +3.0, o que tipifica o caráter juvenil ou limitada residência crustal da fonte (Fraga *et al.* 2010).

O Complexo Anauá é composto por metagranitoides calcioalcalinos similares à uma suíte TTG, mas sem a presença de trondhjemitite, além de ortognaisses com enclaves metamáficas e metaultramáficas (Faria *et al.* 2002), (meta) tonalito, granodiorito, quartzo-diorito e granito (Almeida *et al.* 2007). A idade de cristalização obtida foi de 2028 ± 9 Ma (Pb/Pb) e a idade modelo é de 2317 Ma com ϵ_{Nd} -0.20, o que implica num magma de fonte derivada do manto com pouca ou nenhuma contaminação crustal (Faria *et al.* 2002). Este complexo é correlacionado com o Complexo Cuiú-Cuiú, no Domínio Tapajós (2.05-1.95 Ga) no Escudo Guaporé (ou Escudo Brasil Central) (Vasquez *et al.* 2002; Alves *et al.* 2020).

Embora as idades modelo para a Suíte Trairão sejam mais juvenis, a presença de xenocristais com idade arqueana é a evidência que Fraga *et al.* (2010) sugerem um ambiente de arco magmático para esta suíte, enquanto o Complexo Anauá foi interpretado como remanescente de um arco de ilha (Faria *et al.* 2002).

1.4.4 Grupo Cauarane

A primeira documentação das supracrustais no Estado de Roraima foi de Paiva (1939), ele as nomeou de “Rio Branco Series”. Xistos, quartzitos e anfibolitos com

direção 340° e 20° de mergulho eram as características destas rochas quando receberam o nome de Grupo Cauarane por [Montalvao & Pitthan \(1974\)](#) e [Montalvao et al. \(1975\)](#).

O principal elemento do sistema orogênico Akawai são as supracrustais de alto grau do Cinturão Cauarane-Coeroeni 2.02-2.00 Ga ([Fraga et al. 2009](#); [Fraga e Cordani, 2019](#)). O cinturão apresenta forma sinuosa com *trend* NW-SE ([Fig. 3D](#)) nas extremidades e NE-SW na região central do Escudo das Guianas conectando segmentos do Grupo Cauarane (Brasil), Grupo Kwitaro e Complexo Kanuku (Guiana) e Grupo Coeroeni (Suriname). As supracrustais são compostas por paragnaisse aluminoso migmatítico, anfíbolito, rocha cálcio-silicática, meta-chert, quartzito, gondito, xisto máfico e ainda mármore dolomítico e Formação Ferrífera Bandada (BIF) ([Riker et al. 1999](#), [Luzardo & Reis, 2001](#); [Fraga et al. 2009a](#); [Dreher et al. 2009](#); [Reis et al. 2004](#); [Kroonenberg, 1976](#); [Kroonenberg et al. 2016](#)).

O Grupo Cauarane ([Fig. 4](#)) é uma sequência vulcano-sedimentar com três fases de dobramentos D₁, D₂, D₃ e três eventos metamórficos M₁, M₂ e M₃ reconhecidos ([Fraga et al. 2020 e referências](#)). O primeiro (M₁) é de alto grau com pressão baixa a moderada ([Kroonenberg 1976](#); [Berrangé 1977](#); [Dreher et al. 2009](#)), admitido ao fechamento da bacia precursora da sequência ([Fraga & Cordani, 2019](#)), coevo ao metamorfismo de fácies granulito (750-800°C, 6-8 kbar) no Complexo Imataca com pico em torno de 2.02 Ga ([Tassinari et al. 2004](#)).

As idades obtidas para o M₁ são 1995±4 Ma (U-Pb em SHRIMP) obtida em monazita de um granito tipo-S interpretado como neossoma da sequência ([Fraga, 2008](#)) e 2009±14 Ma (U-Th-Pb) em monazita de um cordierita tonalito e 1991±25Ma Pb-Pb de biotita gnaisse, ambos interpretados como neossomas ([de Roever et al. 2015](#)). [Fraga & Cordani \(2019\)](#) reportam apenas duas idades em borda metamórfica de zircão com aproximadamente 2020 Ma, associadas ao M₁.

O metamorfismo (M₂) ocorre em fácies anfíbolito a granulito, tem idade entre 1990-1960Ma (U-Pb, SHRIMP) obtida em borda de zircão (13 análises), foi interpretado como decorrente da intrusão de corpos graníticos do Cinturão Orocaima na sequência supracrustal ([Fraga et al. 2017](#); [Fraga & Cordani, 2019](#); [Fraga et al. 2020](#)) (metamorfismo de contato?). Outras idades correlatas ao M₂ são reportadas por [De Roever et al. \(2015\)](#), 1976±5Ma (Pb-Pb TIMS) em zircão e 1961±17Ma (Pb-Pb) em titanita de um gnaisse tonalítico e por [Santos \(2003\)](#) 1969±4Ma (U-Pb SHRIMP) em zircão de um paragnaisse migmatítico.

O M_3 está relacionado ao metamorfismo de fácies granulito em rochas ortoderivadas contemporâneo ao alojamento de charnockitos na Suíte Rio Urubu entre 1940-1920Ma, ao sul do Grupo Cauarane (Fraga *et al.* 2009a; Fraga & Cordani, 2019). De acordo com Fraga *et al.* (2017); Fraga e Cordani (2019), o magmatismo que forma o Cinturão Orocaina (~1.98Ga) e a Suíte Rio Urubu (~1.94Ga) causaram perturbações termais e influxo de fluidos que proporcionaram o metamorfismo e a fusão parcial nas supracrustais do Grupo Cauarane (metamorfismo de contato?).

Um estudo de proveniência de zircão no Grupo Cauarane indica fontes do Arqueno (2980-2540 Ma), Sideriano (2500-2300 Ma), em grande volume do Riáciano (2210-2050 Ma) e do Eo-Orosiriano (2050-2010 Ma) (Fraga *et al.* 2017). Kroonenberg *et al.* (2016) chegou a admitir que M_2 no Cinturão Cauarane-Coeroeni seria coevo com o metamorfismo anti-horário UHT do Cinturão Bakhuis, mas os dados de zircão detrítico reportados por Santos (2003), Fraga *et al.* (2017) e Fraga & Cordani (2019) mostram que estes pós-datam o evento UHT, descartando a hipótese de correlação entre os cinturões. O provável cenário tectônico da bacia precursora do Grupo Cauarane é de bacia de margem passiva, *back-arc* (Gibbs & Barron, 1993), com predomínio de sedimentação marinha rasa intercalada com sequências vulcânicas toleíticas (Riker *et al.* 1999), fragmentos de arco magmático da fase acrescionária no sistema orogênico (Arco Anauá-Trairão) com subducção a partir do sul (Fraga *et al.* 2009a).

1.4.5 Suíte Rio Urubu

A Suíte Rio Urubu (Fig. 4) é composta de metagranitoides, ortognaisse, leucognaisse, lentes de granulito e migmatito (Fraga *et al.* 1999; Fraga *et al.* 2020). Esta unidade é correlata aos gnaisses Kusad e Corentyne (Berrangé, 1977), (*augen*) gnaisses do Complexo Kanuku (Guiana) e gnaisses e metagranitoides do *Southern Guyana Granite Complex*, ao sul do Complexo Kanuku (Fraga, 2002). Estas unidades compõem o Cinturão Rio Urubu no modelo geotectônico do Escudo das Guianas (Fraga *et al.* 2017; Fraga *et al.* 2020) (Fig. 3D). Fraga (2002) reconheceu duas fácies da Suíte Rio Urubu na área de estudo de sua tese, enquanto outras fácies foram mapeadas por Lopes *et al.* (2019) e estão apresentadas no mapa da Fig. 4.

As rochas da Suíte Rio Urubu apresentam orientação preferencial NE-SW com pelo menos duas fases de metamorfismo de distintas temperaturas de deformação observadas nas microestruturas destas rochas (Fraga, 2002). A autora aponta temperatura maior que 650°C para geração da D_1 , enquanto a D_2 400-450°C. A suíte apresenta rochas

cálcio-alcalinas de alto-K e rochas com assinatura geoquímica de granitos tipo A oxidados e reduzidos, estas características permitem inferir que o magmatismo teve fontes mistas, provavelmente em tempos distintos (Fraga *et al.* 1999; 2009a).

A maior parte das idades já obtidas para as rochas da Suíte Rio Urubu foram de cristalização, conforme [tabela 1](#).

Tabela 1 – Síntese de idades isotópicas obtidas em zircão de rochas da Suíte Rio Urubu

Rocha	Idade (Ma)	Método	Interpretação	Referência
Ortognaisse	1941±10	U-Pb	Cristalização	(1)
Ortognaisse	1943±7	U-Pb	Cristalização	(2)
Ortognaisse	1921±15	U-Pb	Cristalização	(2)
Ortognaisse	1911±13	U-Pb	Cristalização	(2)
Ortognaisse	1951±13	Pb-Pb	Cristalização	(2)
Ortognaisse tonalítico	1966±37	Pb-Pb	Cristalização	(3)
Ortognaisse	1959±6	U-Pb	Cristalização	(4)
Charnockito milonítico	1917±5	U-Pb	Cristalização	(4)
Charnockito milonítico	1863±7	U-Pb	Metamorfismo	(4)
Ortognaisse	1874±4	U-Pb	Metamorfismo	(5)
Granulito	1942±8	U-Pb	Cristalização	(6)
Granulito	1818	U-Pb	Metamorfismo	(6)
Gnaiss sienogranítico migmatítico	1973±36	U-Pb	Cristalização	(7)
Gnaiss sienogranítico migmatítico	1921±27	U-Pb	Metamorfismo	(7)
Paleossoma migmatito ortoderivado	1855±9	U-Pb	Cristalização	(7)
Paleossoma migmatito ortoderivado	1926±5	U-Pb	Cristalização	(7)

Referências: (1) Santos & Olszewski, 1988; (2) Gaudette *et al.* 1996; (3) Fraga *et al.* 1997; (4) Velasquez (2015); (5) Santos *et al.* (2009); (6) Almeida, 2006; (7) Oliveira *et al.* (2019).

Na interpretação de Fraga *et al.* (2009b), o metamorfismo de alto grau relacionado à D₁ é sin-cinemático à geração dos protolitos graníticos, portanto, as rochas deformam antes da cristalização completa e por outro lado Velasquez (2015) defende que os corpos charnockíticos (1,95-1,90 Ga) precedem o metamorfismo de alto grau (1.87-1.86Ga). O evento D₂ oblitera parcial a totalmente as microestruturas paleoproterozoicas em distintas unidades tectônicas do Escudo das Guianas, principalmente no Cinturão Rio Urubu (Fraga, 2002; Cordani *et al.* 2010). D₂ tem caráter transcorrente intracontinental e ocorre durante o Mesoproterozoico, portanto é associado ao Episódio K'Mudku.

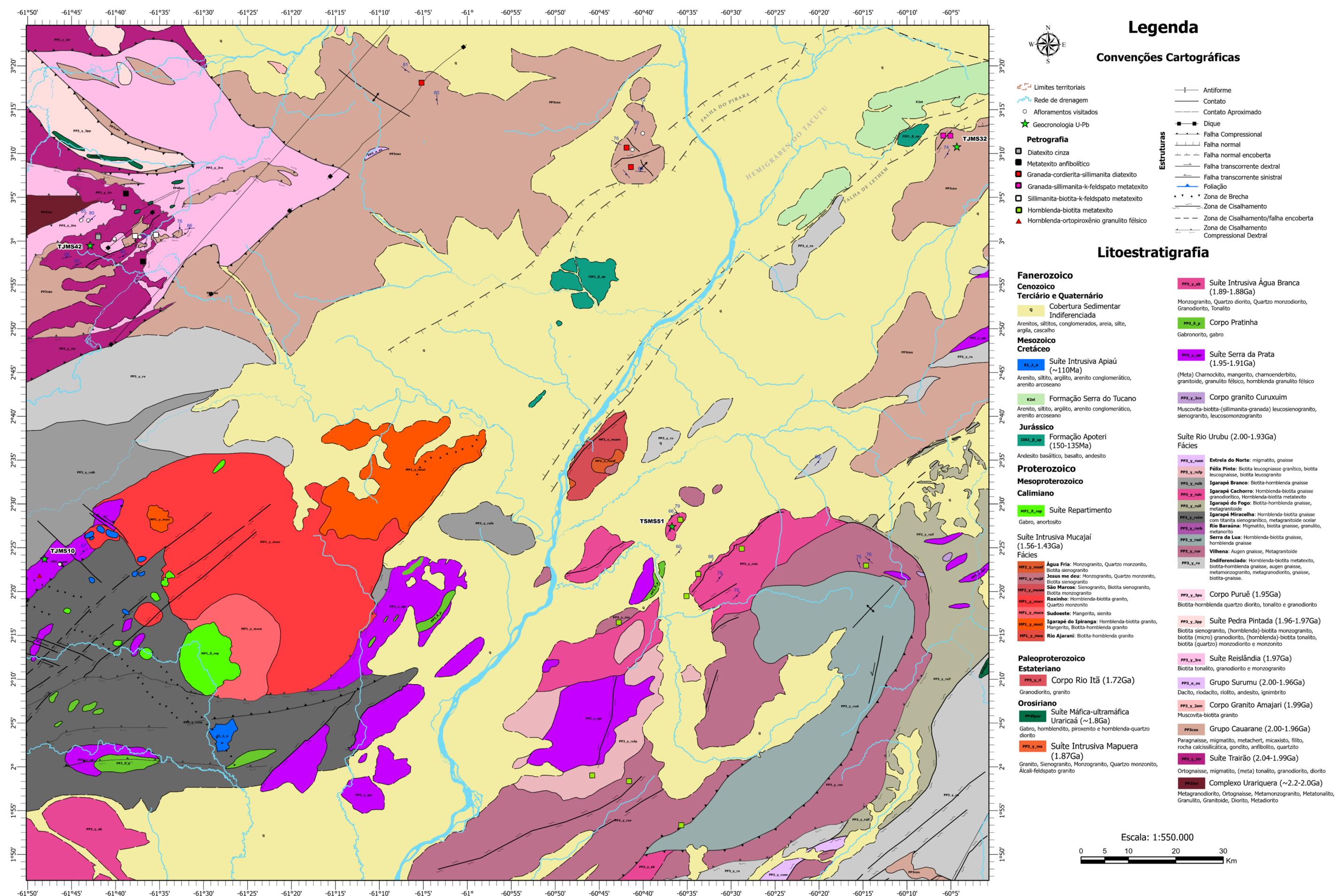


Figura 4 - Mapa geológico da área de estudo, modificado a partir de Lopes et al. (2021) e Fraga et al. (2016).

1.5 Materiais e Métodos

1.5.1 Levantamento Bibliográfico e Cartográfico

Esta pesquisa foi construída com base no acervo disponível nas bibliotecas do Instituto de Geociências da UNICAMP e da Universidade Federal de Roraima e, principalmente, nas plataformas digitais Repositório de Institucional de Geociências – CPRM (RIGEO), Science Direct, Research Gate, Google Scholar e Scopus.

1.5.2 Trabalho de Campo

Os objetivos das expedições de campo foram mapear e classificar os migmatitos presentes em diferentes cinturões metamórficos na região central do Escudo das Guianas, localizado na região centro-leste do Estado de Roraima. Conforme descrito anteriormente na [Seção 1.3](#), a logística para realização desta etapa contou com apoio das empresas Amazon Stone, Sincro Ambiental e Serviço Geológico do Brasil (CPRM), além de duas incursões com as turmas de Estágio de Campo III da Universidade Federal de Roraima. No total, foram cerca de 25 dias de campo, mais de 70 afloramentos visitados e 21 locais com migmatitos identificados e descritos na área de estudo ([Fig. 1](#)). O reconhecimento, descrição e classificação dos migmatitos teve suporte bibliográfico de [Mehnert \(1968\)](#); [Brown \(1973\)](#); [Sawyer \(2008a; 2008b\)](#), [Solar \(2008\)](#), [Maxeiner et al. \(2017\)](#), [Fettes & Desmons \(2007\)](#), [Robertson \(1999\)](#).

1.5.3 Petrografia

As reações metamórficas e de fusão parcial são deduzidas a partir das paragêneses, das texturas e das microestruturas desenvolvidas na rocha durante sua história de evolução na crosta ([Vernon & Clarke 2008](#); [Vernon 2011](#); [Bucher & Grapes 2011](#); [Weinberg et al. 2015](#); [Wei 2021](#); [Yakymchuk 2021](#)). Deste modo, foram analisadas 84 lâminas delgadas de quatro unidades litoestratigráficas com o objetivo de identificar as reações metamórficas e de fusão parcial, além de definir as variações composicionais e texturais de cada amostra. A proporção modal das rochas ou das partes de uma rocha (*e.g.* banda milimétrica de leucossoma *in-source* estromático) foi realizada a partir da contagem de 300 pontos por lâmina/domínio ([Chayes 1956](#)). Vale destacar que na investigação de terrenos migmatíticos é fundamental a amostragem das diferentes partes da rocha.

As lâminas delgadas foram produzidas no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Roraima e descritas parcialmente no Laboratório de Microscopia

do Instituto de Geociências da Unicamp e no Laboratório de Petrografia da UFRR. Os modelos de microscópios utilizados foram Axiolab da Carl Zeiss (Unicamp), Leica DM EP e Lab.A1 da Carl Zeiss (UFRR).

O apoio bibliográfico para a temática de microestruturas e mecanismos de deformação foi: [Spry, 1969](#); [Pryer 1993](#), [Pryer e Robin 1996](#), [Blenkinsop 2000](#), [Stipp *et al.* 2002](#); [Vernon, 2004](#); [Passchier e Trouw 2006](#); [entre outros](#)). Microestruturas relacionadas a fusão parcial: [Ashworth, 1985](#); [Vigneresse *et al* 1996](#); [Sawyer, 1998](#); [2001](#); [2008](#); [Sawyer & Brown, 2008](#); [Maxeiner *et al.* 2017](#); [Carvalho *et al.* 2016](#); [2017](#); [Martini *et al.* 2019](#); [Silva *et al.* 2021](#); [Julião *et al.* 2021](#).

1.5.5 Geocronologia U-Pb em zircão, monazita e titanita (LA-ICP-MS)

Seis amostras foram preparadas para a obtenção de idade U-Pb *in-situ* com base na textura do grão a ser datado: Diatexito cinza, parte neossômica ([TJMS42dtx](#)) e um *residuum* ([TJMS42M](#)) da Suíte Trairão; paleossoma ([TJMS51P](#)) e leucossoma ([TJMS51L](#)) de um Hbl-Bt metatexito dobrado da Suíte Rio Urubu, um Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico ([TJMS10](#)) da Suíte Serra da Prata; e uma parte enriquecida em fundido ([TJMS32](#)) do granada-silimanita-K-feldspato metatexito dobrado do Grupo Cauarane ([TJMS 32](#)) ([Fig. 4](#)). A preparação e a análise das amostras foram feitas nos laboratórios do Instituto de Geociências da Unicamp.

Inicialmente foi feita a triagem de zircão, titanita e monazita. A fragmentação mecânica inicia pela lavagem e retirada de porções alteradas, depois ela é fragmentada com a marreta, passa pelo britador de mandíbulas e a pulverização ocorre no moinho. Após redução do tamanho de grão, a amostra segue para o separador de densidades eliminando frações pouco densas e depois para o separador magnético Franz (zircão, titanita e monazita concentram em frações densas e não magnéticas). Por fim, a seleção em lupa binocular. Os cristais de zircão, titanita e monazita foram montadas em resina epóxi e polidas até expor uma superfície regular da parte interna dos cristais.

As imagens de catodoluminescência (CL) foram obtidas para análise de morfologia e estrutura interna, além de imagens de elétrons secundários (BSE) para defeitos, microinclusões e microfraturas. Estas imagens foram adquiridas em um LEO 430i (Zeiss Company) SEM equipado com um sistema de espectroscopia de dispersão de energia Oxford e um detector Gatan Chroma CL. As imagens foram obtidas sob voltagem de aceleração de 15 kV a uma distância de 16 mm e corrente entre 6–10 nA.

Os dados isotópicos foram adquiridos em um ICP-MS Element XR (Thermo Scientific), acoplado a um sistema de ablação a laser Excite.193 (Photon Machines), equipado com uma célula de ablação HelEx de dois volumes. O protocolo de aquisição seguiu [Navarro et al. \(2015\)](#) com detalhes em [Verma et al. \(2016\)](#) - frequência do laser em 10 Hz, tamanho do *spot* de 25 μm e fluência do laser de 4,74 $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$.

Para cada *spot* analisado são medidos 8 isótopos: ^{202}Pb , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th e ^{235}U , ^{238}U . Peixe padrão de zircão (idade ID-TIMS de 564 ± 4 Ma; cf. [Dickinson e Gehrels, 2003](#)) foi usado para monitorar a qualidade dos procedimentos de redução; durante as sessões analíticas, 15 análises de zircão Peixe fornecem a idade média de 581 ± 4 Ma. Monazita foi analisada com diâmetro de *spot* de 10 μm com 20 segundos iniciais em branco local e os 20 segundos finais de aquisição dos isótopos. A correção de fracionamento elementar e o *drift* instrumental são feitos com base no padrão Bananeiras (idade LA-SF-ICP-MS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 207.7 ± 1.3 Ma, [Gonçalves et al. 2016](#)). O padrão secundário de monazita utilizado foi o 44069 (idade TIMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 424.9 ± 0.4 Ma, [Aleinikoff et al. 2006](#)). O padrão de titanita usado para monitorar a qualidade dos procedimentos durante a análise foi a titanita Mked (idade ID-TIMS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1517.32 ± 0.32 Ma, $n=5$, [Spandler et al. 2016](#)).

Os dados foram reduzidos offline usando o software Iolite (versão 2.5) seguindo o método de [Paton et al. \(2010\)](#), que envolve a subtração do gás branco seguida da correção do fracionamento isotópico comparando com o comportamento de cada mineral datado: zircão de referência 91500; monazita 44069 e titanita Mked ([Wiedenbeck et al., 1995](#)). A construção dos gráficos com o uso do *software* Isoplot R ([Vermeesch, 2018](#)).

A análise textural dos zircões contou com o apoio bibliográfico de: [Corfu et al. \(2003\)](#); [Schaltegger et al. \(1999; 2015\)](#); [Vavra et al. \(1994; 1996; 1999\)](#); [Hoskin & Schaltegger \(2003\)](#); [Hoskin & Black \(2000; 2002\)](#); [Rubatto et al. \(2001\)](#); [Rubato \(2017\)](#); [Harley et al. \(2007\)](#); [Geisler et al. \(2007\)](#); [Huang et al. \(2020\)](#); [Kohn & Kelly \(2018\)](#).

CAPÍTULO 2 – PETROGRAFIA

2.1 Nomenclatura e Classificação das Rochas Metamórficas

Os migmatitos e rochas metamórficas foram reconhecidos e descritos de acordo com a nomenclatura e classificação proposta por [Mehnert \(1968\)](#); [Brown \(1973\)](#); [Sawyer \(2008a; 2008b\)](#) e por [Fettes e Desmons \(2007\)](#). O termo migmatito foi definido por [Sederholm \(1907\)](#), ele entendia que o processo de fusão parcial necessariamente envolvia a formação de estruturas em rede, veios de terminações cegas e intrusões *lit-par-lit*. Embora ele tenha misturado processos que não são fundamentais na anatexia, descreveu importantes morfologias que são comuns de serem formadas em rochas menos competentes e mais refratárias como as metamáficas, calciossilicáticas e quartzitos.

De acordo com [Sawyer \(2008a; 2008b\)](#), migmatitos são classificados através de critérios morfológicos de diferentes graus. A classificação de primeiro grau separa metatexito de diatexito ([Brown 1973](#)) baseada na fração de fundido retido no migmatito. Enquanto os metatexitos podem ter cerca de 7 a 23% de fundido, os diatexitos têm valores acima de ~ 15-20% ([Sawyer 2008a](#)).

Morfologias de segunda ordem são estruturas observáveis principalmente em escala de afloramento. Elas são controladas pela taxa de fundido retido no migmatito e pela taxa de deformação sin-anatética ([Sawyer 2008a](#)). Em metatexitos formam manchas (*patch's*), sítios dilatados, rede de diques ou veios leucocráticos ou estromática. Termo para diatexitos são nebulítica, *schollen*, *schillieren* e o diatexito no senso estrito. A terceira ordem da divisão morfológica dos migmatitos se refere a eventos que ocorrem posteriormente à anatexia, podendo formar migmatitos dobrados ou estruturados em veios (cortado por um enxame de dique e veios).

Neste trabalho adotou-se nomenclatura sugerida por [Mehnert \(1968\)](#), [Brown \(1973\)](#) e [Sawyer \(2008a\)](#) para classificação dos migmatitos. Paleossoma é a parte da rocha antiga que sobrou após a fusão parcial e segregação do fundido ([Brown 1973](#)), ela é pouco ou não modificada pela fusão ([Mehnert 1968](#)). Deste modo, paleossoma é uma parte mais refratária que o neossoma e, por isso, tem potencial de preservar estruturas, texturas e composição pré e sin-anatéticas ([Sawyer 2008a](#)).

O termo resistato (*resister*) é aplicado para a rocha que oferece maior resistência à fusão parcial em relação a outra, em virtude de sua trama impenetrável ou de sua composição e geralmente ocorre como enclaves em rochas migmatíticas ([Fettes & Desmons, 2007](#)). Por este motivo, rochas ou camadas calciossilicáticas, quartzitos ou

metamáficas são litologias mais refratárias em terrenos migmatíticos e podem ser considerados resistatos. Por exemplo, se um terreno migmatítico é formado por granitoides com enclaves de rocha máfica, os granitoides terão um grau de fusão mais elevado em relação às rochas máficas que são menos férteis (Sawyer 2008a). Apesar das rochas máficas serem resistato neste exemplo, elas podem fundir parcialmente dependendo da P-T em que foram submetidas.

Neossoma é constituído por produtos da reação de fusão, quando esta reação é incongruente há formação de fases peritéticas além do líquido silicático (*melt*). Por sua vez, o neossoma pode ser formado por leucossoma e resíduo (*residuum*). Resíduo é formado por fases parcialmente consumidas durante a reação de fusão e por fases peritéticas, quando o resíduo é melanocrático recebe o nome de melanossoma. Leucossoma é constituído por fases cristalizadas a partir do líquido silicático/fundido (*melt*) (Sawyer 2008a).

Mush é um material rígido, poroso e permeável formado por cristais que são presos em suas posições (*framework*) capaz de resistir a esforços (Weinberg 2021). *Mush* é como se fosse uma esponja rígida (ou um esqueleto) onde o líquido silicático pode migrar. Desta forma, o *mush* é capaz de controlar a composição de um magma saindo de sua fonte, facilitar a mistura, a assimilação e o fracionamento. Eles se formam quando uma rocha está fundindo (logo após atravessar a *solidus*) ou quando um magma está cristalizando (um pouco antes de atravessar a *solidus*), normalmente tem longa duração e podem se liquefazer e solidificar diversas vezes durante um processo. Resistem a esforços, mas geralmente têm reologia fraca e deformam com facilidade (Weinberg 2021).

De acordo com Sawyer (2008a), o protolito é composicionalmente equivalente à rocha que funde parcialmente, mas só é encontrado fora da isógrada de *melt-in*, ou seja, em locais onde as condições de P-T não foram suficientes para que a reação de fusão ocorresse. As demais nomenclaturas e classificações para rochas metamórficas foram baseadas em Fettes & Desmons (2007).

2.2 Suíte Trairão

Neste trabalho foi reconhecido um diatexito cinza e um metatexito anfibolítico pertencentes a Suíte Trairão (Fig. 4). A tabela com as proporções modais das rochas está em anexo (Tab. 3).

2.2.1 Diatexito Cinza

O resíduo (amostra TJMS42m) do diatexito cinza ocorre como enclave decamétrico a métrico preservando dobras fechadas com plano axial ~E-W (Fig. 5A-C) ou como *schollen* de várias formas e tamanhos (Fig. 5D). Ele é composto por plagioclásio, hornblenda, biotita, epidoto e titanita com xistosidade bem desenvolvida. Leucossomas restritos ao resíduo conectam a diques leucocráticos e ao diatexito, nestes casos formam dobras passivas de fluxo ou dobras pitgmáticas (detalhe em vermelho no desenho da Fig. 5B e direita na Fig. 5E). Estes leucossomas são finos (0,5-8cm, com média de 1,0cm cada), ocorrem *in-source* e *in-situ* (Fig. 5F), são de cor branca e compostos essencialmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato e hornblenda com granulação fina a média. O contato entre o diatexito cinza e as bandas ou diques leucocráticos de composição mais evoluída são difusos na maioria dos casos (Fig. 5G). Enquanto o contato do resíduo com o diatexito varia de pouco difuso a gradacional com aumento da proporção modal e do tamanho de plagioclásio, biotita, quartzo e titanita e diminuição de hornblenda e epidoto (Fig. 5H). Diques leucocráticos composicionalmente mais evoluídos e com granulação mais grossa em relação ao diatexito.

O diatexito cinza (amostra TJMS 42dtx) tem composição granodiorítica a tonalítica com epidoto, biotita e muscovita sem anfibólio. Ele apresenta morfologia estromática, as vezes com *schollen* e *schillieren* e pode desenvolver bandamento composicional centimétrico com dobras de fluxo assimétricas (Fig. 6A-C). Com menor frequência, o diatexito pode ser nebulítico com pequenos enclaves elípticos e irregulares composto por fases residuais e *schillieren* (Fig. 6D). Nas bandas leucocráticas há um aumento sistemático na composição modal de Kfs e Qtz e uma diminuição de fases máficas, geralmente biotita.

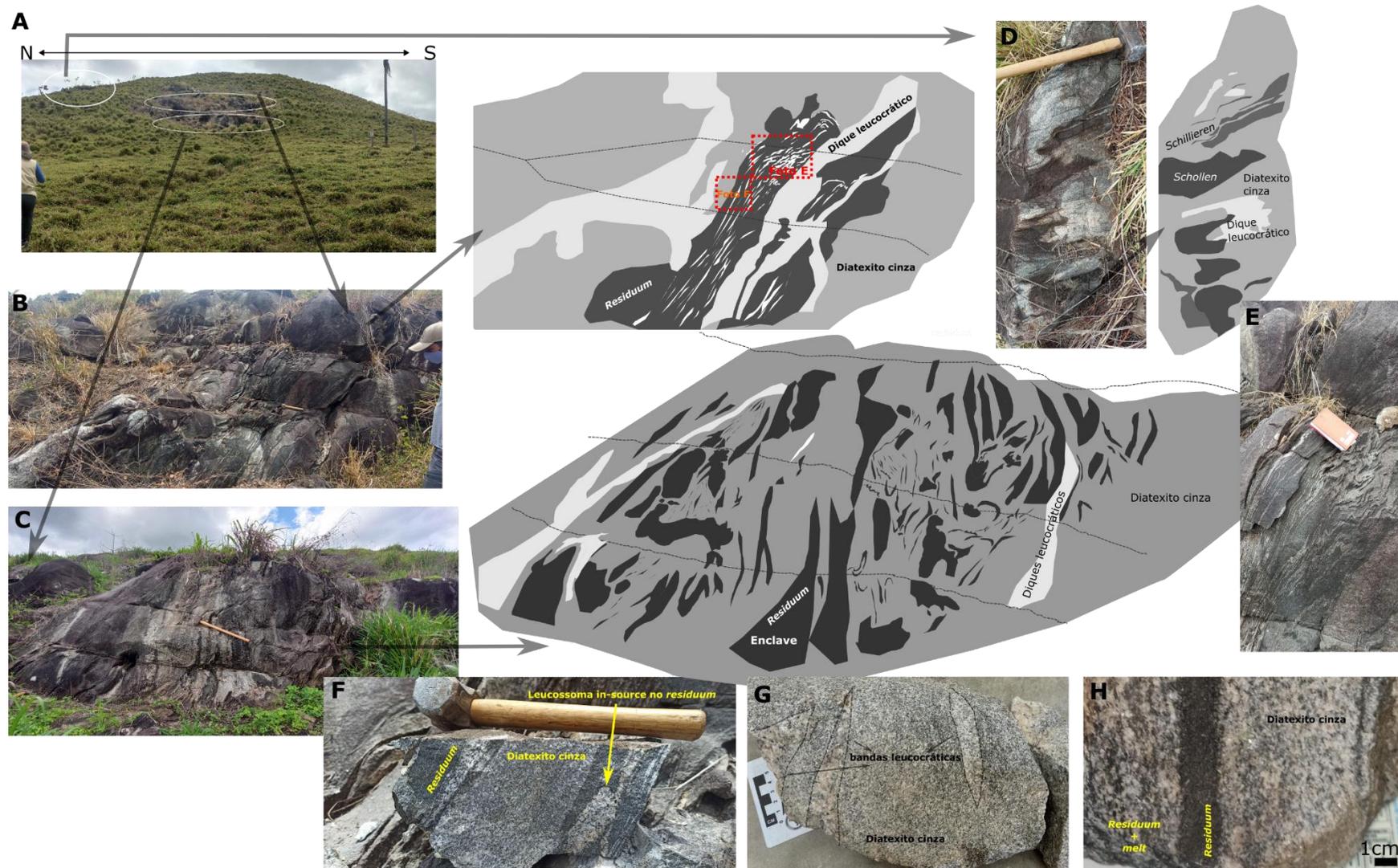


Figura 5 – Relação de campo entre resíduo do diatexito, diatexito cinza e diques leucocráticos. A) imagem panorâmica do afloramento. B) foto e desenho da parte superior do afloramento (linhas em pontilhado nos desenhos são fraturas). C) foto e desenho do diatexito cinza, diques leucocráticos e enclave. D) detalhe do *schollen* no diatexito. E) dobras de fluxo e pitgmáticas em rede de finos leucossomas paralelos à disposição do resíduo. F) detalhe do resíduo e seus leucossomas. G) amostra de mão do diatexito. H) detalhe do contato gradacional entre resíduo e diatexito cinza no canto esquerdo e contato quase abrupto na direita do resíduo.



Figura 6 - Aspectos de campo do diatexito cinza. A) diatexito cinza estromático com bandamento composicional e dobras passivas de fluxo assimétricas. B) detalhe das dobras assimétricas em diques leucocráticos do diatexito cinza, conectados a um bolsão de leucossoma no canto inferior direito. C) Morfologia estromática com dobras de fluxo passivas. D) Diatexito nebulítico com *schillieren*.

A análise microscópica do diatexito cinza e de suas partes foi feita criteriosamente com base em 19 lâminas delgadas. A proporção modal de cada parte do migmatito é apresentada na figura 7.

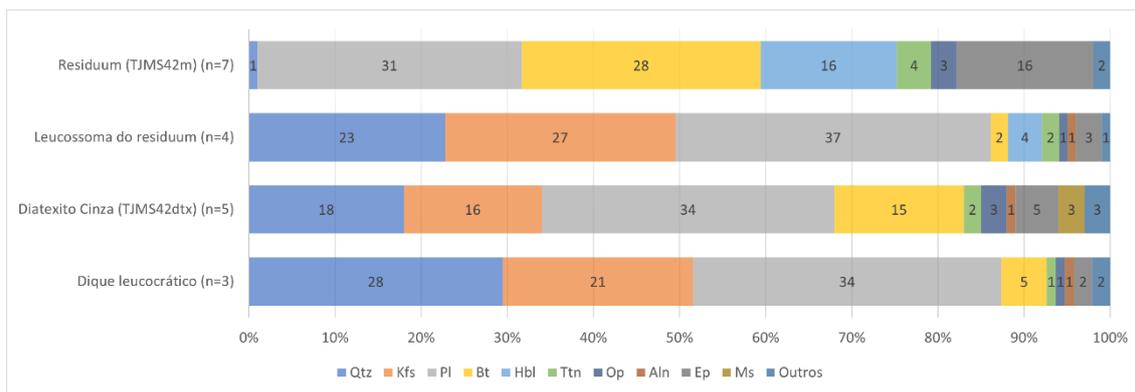


Figura 7 - Gráfico com proporção modal das diferentes partes do Diatexito cinza (TJMS 42dtx) e do Residuum (TJMS 42m).

O enclave de resíduo (TJMS 42m) é composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, epidoto e titanita, possui textura lépido-nematoblástica de granulação fina. A foliação S_n é uma xistosidade contínua, anastomosada com cerca de 0,4mm de espaçamento entre seus domínios. Ela é definida pela orientação de biotitas, epidotos,

hornblendas e titanitas (Fig. 8A-B). Epidoto pode formar coroa em Hbl (e.g. Fig. 8B) com biotita são as principais fases que definem a S_n .

O resíduo do diatexito não apresenta K-feldspato, o plagioclásio é xenoblástico a subidioblástico com finas inclusões. Biotita anédrica tem bordas corroídas e tamanho fino ou podem ser laminares em borda de hornblenda. A hornblenda é xenoblástica, corroída e normalmente em contato com biotita. Nos leucossomas, a hornblenda é idioblástica de granulação média, pode nuclear e crescer nas paredes do resíduo em contato com o diatexito (Fig. 8C-D). Titanita xenoblástica forma coroa em opaco (ilmenita). Os minerais opacos podem ser ilmenitas (substituída por titanita em reação retrometamórfica) ou magnetitas por apresentarem hábito cúbico.

Os leucossomas do metatexito, maior parte *in-source*, são compostos por plagioclásio, quartzo, hornblenda, opacos (magnetita e ilmenita), allanita, biotita, epidoto, titanita (Fig. 8C-E). Os plagioclásios são tabulares, as vezes são envoltos por um anel de quartzo, nucleiam e crescem a partir das paredes do resíduo (Fig. 8D-E). O *framework* dos leucossomas próximo ao resíduo é aberto, alguns cristais de feldspato chegam a se tocar, mas à medida que vai afastando em direção ao centro, o *framework* fica mais aberto porque aumenta a modal de quartzo intersticial. Feldspato potássico está presente em pouca proporção em relação a quartzo e plagioclásio, podem formar parte do *framework* (estes possuem mais inclusões de quartzo, biotita) ou ser intersticial, onde formam colônias de mimerquita. No leucossoma, o Kfs pode formar anéis em Qtz, de forma semelhante ao Qtz que forma anel em Pl.

No contato gradacional entre resíduo e diatexito citado anteriormente (Fig. 5H), há um aumento sistemático na proporção modal e tamanho de plagioclásio, biotita, titanita até quartzo, enquanto hornblenda e epidoto diminuem (Fig. 8F).

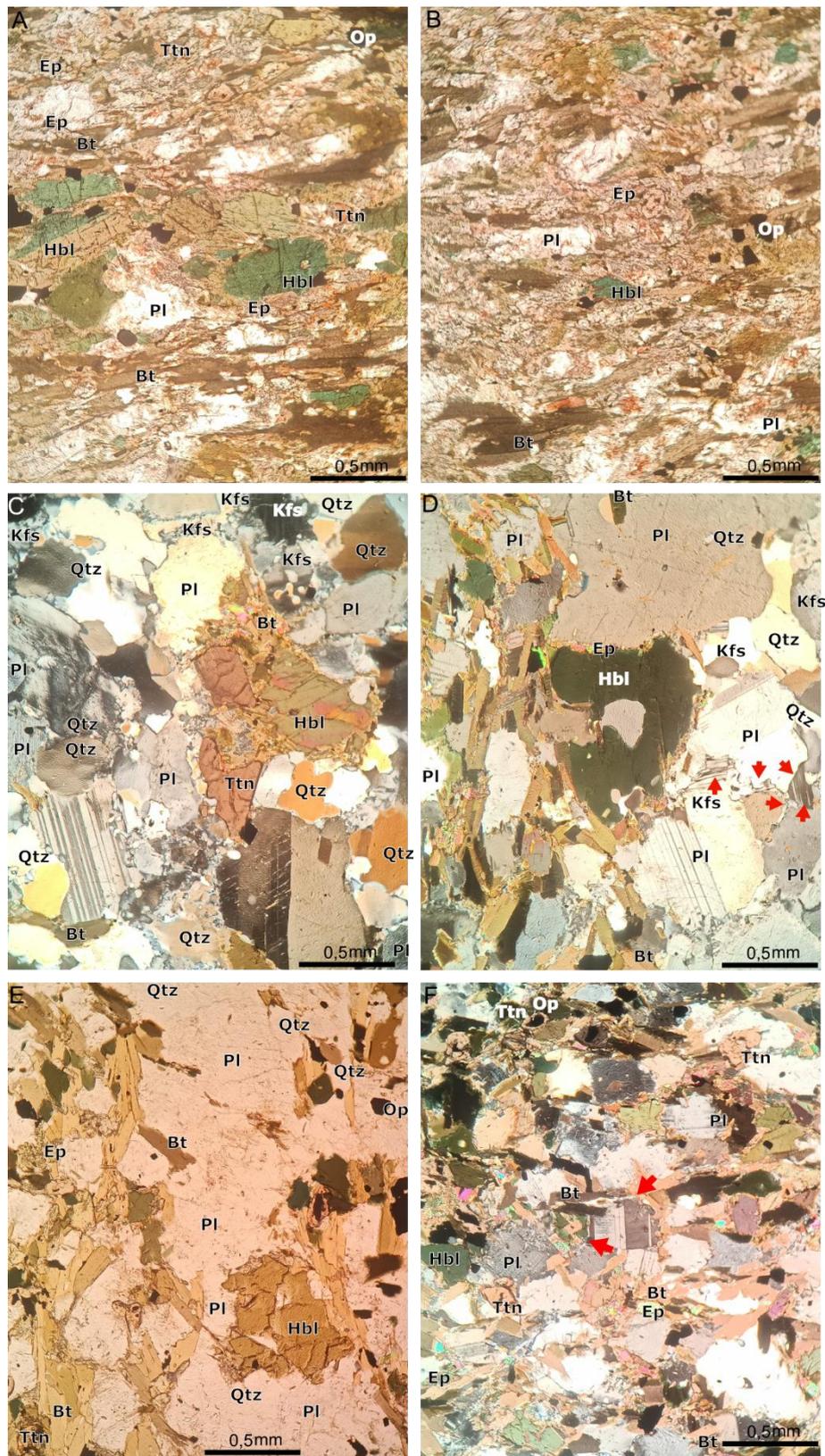


Figura 8 - Aspectos petrográficos do resíduo do diatexito (TJMS 42m). A, B) Textura lépidonematoblástica e hornblenda com coroa de epidoto (N/). C) No limite esquerdo da foto é o limite entre paleossoma e leucossoma, onde o microclínio para dentro do leucossoma envolvendo as fases reagentes. Hornblenda e titanita peritéticas com borda de biotita (NX). D) contato entre paleossoma e leucossoma, nucleação e crescimento de Hbl peritética e plagioclásio na parede do paleossoma (NX). E) leucossoma de

~1mm composto por $Pl \pm Qtz \pm Hbl$ peritética $\pm Bt$ (N//). F) parte do paleossoma próxima de um leucossoma, em comparação com as figuras A e B, há um aumento na proporção modal e granulação de plagioclásio, biotita e titanita com decréscimo de hornblenda (NX).

Petrograficamente, o diatexito cinza (TJMS 42dtx) tem textura granolepidoblástica interlobada e seriada (1-5mm) com granulação média (Fig. 9A-F). É composto por plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e fases acessório como titanita, epidoto, allanita, apatita, opacos, magnetita e rutilo(?). Biotita está orientada em duas direções preferenciais e ortogonais entre si, definindo S_n e S_{n+1} . S_n tem biotita orientada e cristais tabulares de feldspatos dispostos paralelamente à foliação. Biotita, epidoto e muscovita orientadas formam a S_{n+1} quase ortogonal à S_n . Mimerquitas são dispostas paralelamente à S_{n+1} .

Cristais de plagioclásio são poikiloblásticos com tamanho entre 1,5-8 mm. Eles formam um framework muito aberto a aberto com alguns cristais tocando as arestas e com interstícios preenchidos principalmente por quartzo, K-feldspato, biotita e mimerquitas (Fig. 9A-C). K-feldspato pode ter inclusões de biotita, quartzo e/ou plagioclásio, forma junto do plagioclásio o *framework* do diatexito. Entretanto, a maioria do K-feldspato é intersticial, apresenta formas cúspides e desenvolvem colônias de mimerquitas junto de quartzo e/ou plagioclásio (Fig. 9A-D). O quartzo é ligeiramente menor em tamanho e em proporção modal em relação ao K-feldspato e tem bandas de deformação.

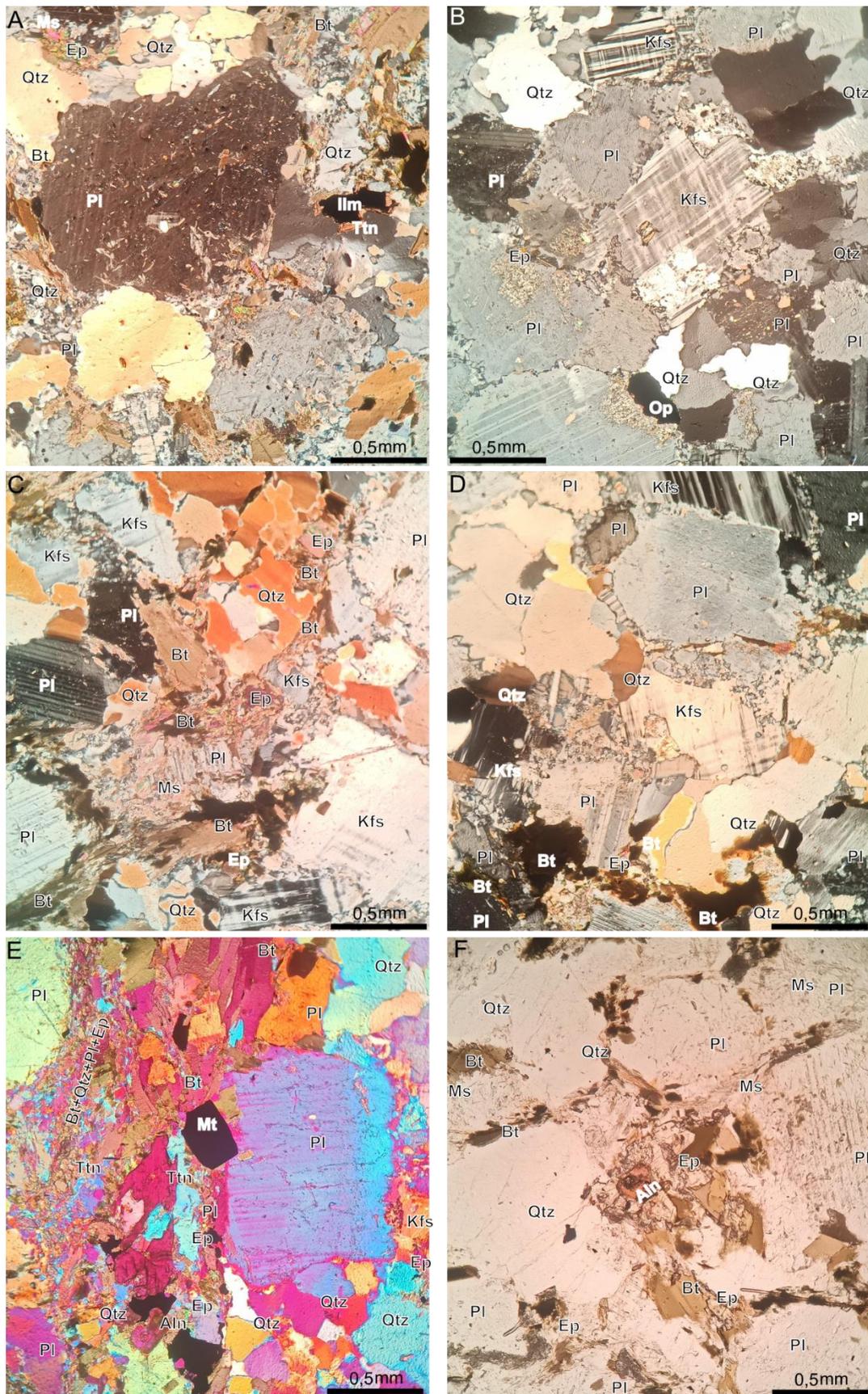


Figura 9 - Aspectos microscópicos do diatexito cinza. A) framework aberto a pouco fechado, formado por Pl, Qtz e alguns Kfs. (foto com NX). B) framework muito fechado de Pl com Qtz e microclínio anédricos e formas cúspides, sugerindo que cristalizaram nos interstícios após o Pl tabular. (foto com NX).

C) framework aberto formado por Pl e Kfs com Qtz tardio na ordem de cristalização, na sequência as fases ferromagnesianas cristalizam nos interstícios. (foto com NX). D) Pl residual pequeno, Kfs com forma cuspide envolvendo reagentes (Qtz + Pl) sem participação de Bt. (foto com NX). E) *Schillieren* na esquerda, *mafic selvedge* entre o domínio residual e o leucossoma à direita. (foto com NX + placa de gipso). F) Nesta foto S_n é ~horizontal e S_{n+1} ~vertical. Allanita com anel de epidoto. Interstícios preenchidos por retrometamórficas como epidoto, biotita, muscovita e muito sub-grão de feldspato muito fino. (foto com N//).

Biotita ocupa os interstícios do framework e raramente desenvolve forma tabular (Fig. 8A e D). Muscovita é muito fina a fina geralmente $>0,2\text{mm}$, ocorre ao redor ou como inclusão em plagioclásio, em contato com biotita e/ou epidoto nos interstícios do migmatito e pode formar agregados fibro-radiados (Fig. 8A-F). A titanita pode formar coroa em fase opaca (ilmenita?) (Fig. 8A) ou quando é idioblástica se forma próxima do contato entre diatexito cinza com *mafic selvedges* (Fig. 8E). O epidoto pode formar uma espécie de anel ou coroa em allanita (Fig 8F), contudo ocorre principalmente em interstícios associado a biotita e muscovita.

Os *schillieren* no diatexito têm textura lépido-nematoblástica muito fina envolvendo porfiroclastos de plagioclásio e poucos grãos de quartzo com até 1mm (Fig. 8E). Eles são constituídos por biotita e epidoto (0,1-0,3mm), Pl e Qtz. A região de contato entre o *schillieren* e o diatexito é marcada pelo aumento sistemático da proporção modal, do tamanho de biotita, titanita, opacos (0,2 para 2,0mm) e da forma euédrica desses cristais em contrapartida à diminuição da modal de quartzo e plagioclásio (Fig. 8E). O epidoto também aumenta a modal e a assume formas mais euédricas sempre associado com biotita e opacos. Imediatamente no domínio no diatexito, grandes cristais de plagioclásio ($>2\text{mm}$) tabulares estão em contato com a parte residual da rocha, alguns poucos quartzos.

2.2.2 Metatexito Anfibolítico

Outro migmatito identificado na Suíte Trairão é o metatexito anfibolítico (Fig. 4) que pode formar rede de veios/diques leucocráticos “*net structured migmatite*” (Fig. 10A-B) e apresentar morfologia manchada “*patch migmatite*” com pequenos veios leucocráticos interconectados (Fig. 10C-D). O paleossoma é um anfibolito com textura nematoblástica de granulação média, proporção modal estimada de 75-90% de hornblenda e 25-10% plagioclásio. Os leucossomas são *in-situ* ou *in-source* centimétricos (1-10cm), de granulação ligeiramente mais grossa que o paleossoma, compostos

essencialmente de $Pl + Qtz \pm Kfs$ (<3%) e hornblenda idioblástica. Quando o arcabouço de diques e veios leucocráticos é bem desenvolvido (Fig. 10A-B) forma uma estrutura agmatítica (Mehnert,1968) que admite a formação de brechas e veios com diversas orientações até a presença de veios com terminações cegas (*blinding ending veins*).

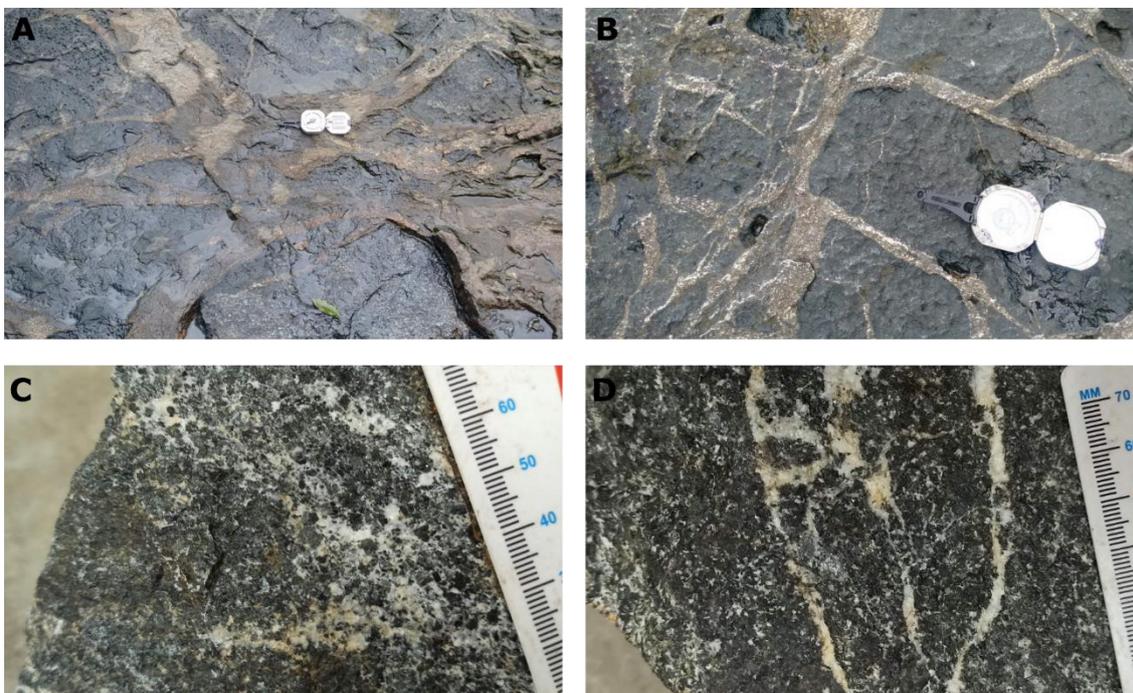


Figura 10 - A) e B) Aspectos macroscópicos do metatexito anfibolítico estrutura em rede de veios/diques leucocráticos ou estrutura agmatítica. C) metatexito anfibolítico manchado com leucossomas *in-situ* com hornblenda peritética de granulação grossa. D) rede de veios de leucossoma enriquecidos em plagioclásio. Note como há interconexão interna em microvênulas milimétricas de plagioclásio.

2.3 Grupo Cauarane

Em campo foram identificados migmatitos de protolito sedimentar com 3 paragêneses: (i) sillimanita-biotita-K-feldspato; (ii) granada-cordierita-sillimanita; (iii) granada-sillimanita-K-feldspato (Fig. 4). Entretanto, apenas a última foi feita análise petrográfica e geocronológica como segue. A tabela com as proporções modais das rochas está em anexo (Tab. 4).

2.3.1 Granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado

Este migmatito é um Granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado, às vezes milonítico, corresponde à amostra TJMS 32 (Fig. 11). As bandas mesocráticas possuem granulação fina, são formadas por sillimanita, biotita, plagioclásio, quartzo e K-

feldspato (Fig. 11A-B). Porfiroblastos de granada ocorrem nos leucossomas e nos melanossomas, eles podem estar dobrados, boudinados ou estirados (Fig. 11B-C).

Os leucossomas são de cor rosa pálido a vermelho carne, ricos em K-feldspato tabulares e de granulação média a muito grossa (Fig. 11A-D). Pode ter melanossoma constituído por silimanita + quartzo intersticial em pequeno volume modal com um pouco de biotita, concentram-se nos contatos entre camadas de paleossoma e leucossoma, mas não é regra.

A proporção entre paleossoma e neossoma varia bastante em cada afloramento, por conta do grau de fertilidade em cada camada. Ora, o migmatito tende a formar morfologia estromática com bandas mais espessas de paleossomas e *residuum* (Fig. 11A-C), ora predominam domínios ricos em fundido (Fig. 11D). Contudo, em campo o volume de leucossoma geralmente não ultrapassa de 20%.

As dobras são passivas, desarmônicas, por vezes descontínuas e com plano axial paralelo ao bandamento. O bandamento tem direção NNW-SSE a N-S e transpõe eixos de dobras isoclinais a fechadas, localmente pode estar milonitizado com orientação NE-SW.

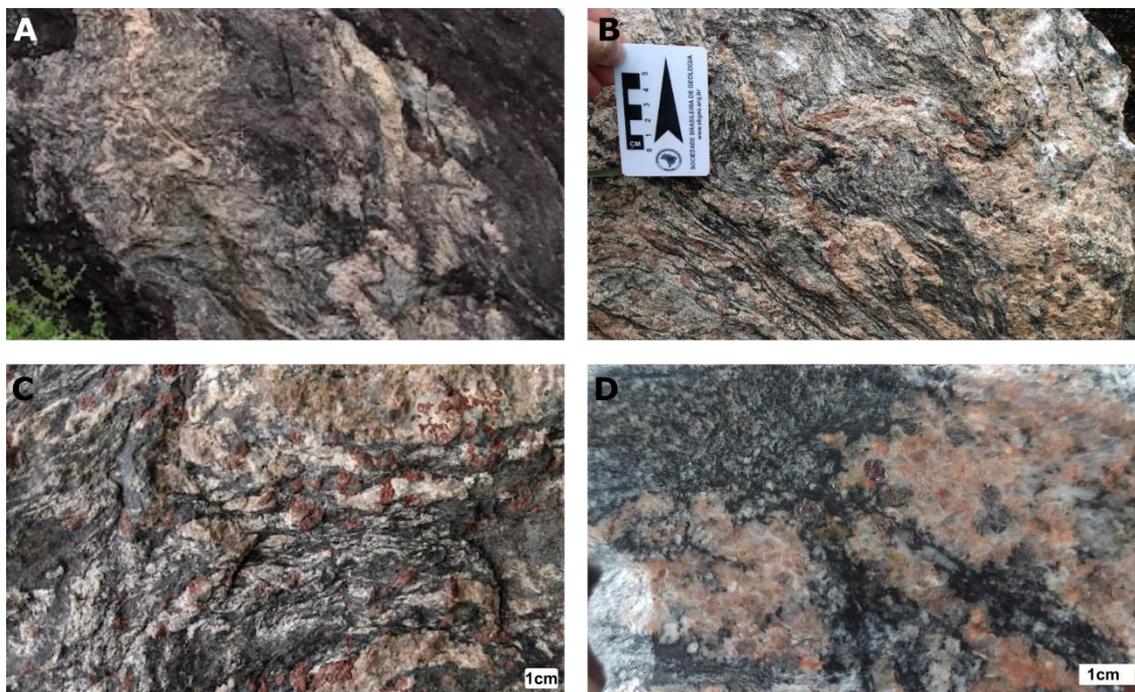


Figura 11 - Aspectos macroscópicos do granada-silimanita-K-feldspato metatexito dobrado. (TJMS32). A) bandas mesocráticas intercaladas com e uma espessa banda de resíduo melanocrático na parte superior central da foto, intercaladas por leucossomas de cor rosa pálido. A altura desta foto corresponde a 1,20 metros na vertical. B) porfiroblastos de granada de cor vermelho escuro dobradas e estiradas. C) porfiroblastos de granada no leucossoma estirados, em forma de peixe assimétrico ou

ameboide intercrescida com K-feldspato (canto superior). D) leucossoma enriquecido em K-feldspato e quartzo intersticial com granada em contato com banda mesocrática.

Foram analisadas 20 lâminas delgadas de diferentes partes do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (Fig. 12). Ele é formado por bandas de paleossoma meso a melanocráticas de espessura milimétrica a centimétrica e granulação fina a média, alternado por leucossomas porfiroblásticos de granulação grossa a média e composição granítica. A associação mineral presente na rocha é biotita, quartzo, K-feldspato, sillimanita, opaco, granada, plagioclásio, titanita, clorita, muscovita, zircão, monazita (Fig. 12). Pode apresentar foliação milonítica localmente superpondo as estruturas pretéritas. A proporção modal de cada parte desse migmatito é apresentada na figura a seguir.

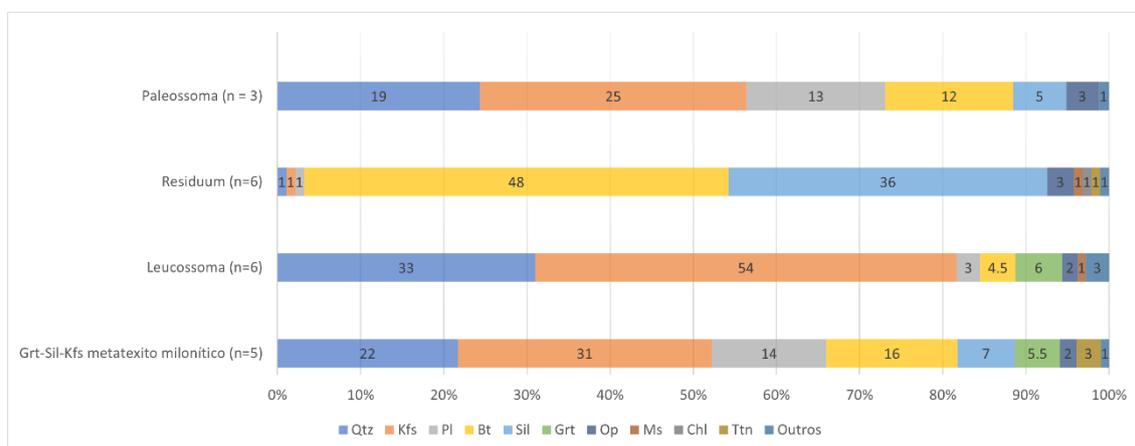


Figura 12 - Gráfico com proporção modal das diferentes partes do migmatito granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS 32).

Sillimanita + quartzo + biotita mimetizam charneiras de dobras fechadas no paleossoma desse migmatito (Fig. 13A), enquanto o resíduo é constituído basicamente por sillimanita + quartzo e apresenta evidências de deformação não-coaxial sin-cinemática (Fig. 13B). A biotita normalmente tem forma desgastada e pode estar envolvida por quartzo ou feldspato (Fig. 13A-B).

No contato entre o resíduo e o leucossoma (Fig. 13A-B), proporção modal e tamanho de sillimanita diminui enquanto aumenta de biotita. Alguns leucossomas têm framework muito fechado com cristais de Kfs tocando faces e arestas, quando há espaço o quartzo e/ou a biotita intersticial preenchem (Fig. 13D) (e.g. Sawyer, 2008b).

A granada é subidioblástica, tamanho ~ 1,8mm a 1,5cm, possui forma ameboide com embainhamento de quartzo e têm inclusões de quartzo em forma de bolha, biotita e sillimanita que podem estar orientadas (Fig. 13C-D). Fases retrometamórficas em borda

de granada podem ser biotita (Fig. 13A), sillimanita crescendo ortogonalmente ao limite do grão (Fig. 13E) e/ou clorita (Fig. 13C e 13E) que pode invadir microfraturas internas. Intercrescimento de granada e quartzo ocorre de forma que cristais de quartzo com formas irregulares ocupam embainhamentos da granada e formam uma espécie de anel nela (Fig. 13C-D) (e.g. Waters, 2001). As microestruturas de substituição da granada em suas bordas por simplectitos de sillimanita e biotita ou apenas sillimanita muito fina crescendo ortogonalmente ao limite do grão, nitidamente ocupam espaços intersticiais (Fig 17E).

O K-feldspato normalmente é ortoclásio pertítico de forma tabular, pode ter inclusões de quartzo e biotita muito finos (Fig. 13D). Microclínio ocorre restritamente em interstícios ou em zonas externas de cristais de ortoclásio. Microestruturas internas são *microkinks*, pertitas em chamadas e/ou extinção ondulante. O plagioclásio normalmente está saussuritizado e apresenta extinção ondulante.

Localmente, a rocha pode ter foliação milonítica S_{n+1} . Ela é definida por pares SC, SC', porfiroclastos assimétricos de feldspatos e pela recristalização de quartzo por rotação de sub-grão com início de formação de pequenos *ribbons* (Fig. 13F). A titanita idioblástica é uma fase importante para o evento que produz a foliação milonítica S_{n+1} , porque ocorre exclusivamente orientada na S_{n+1} em domínios lépido-nematoblásticos e quartzo-feldspáticos.

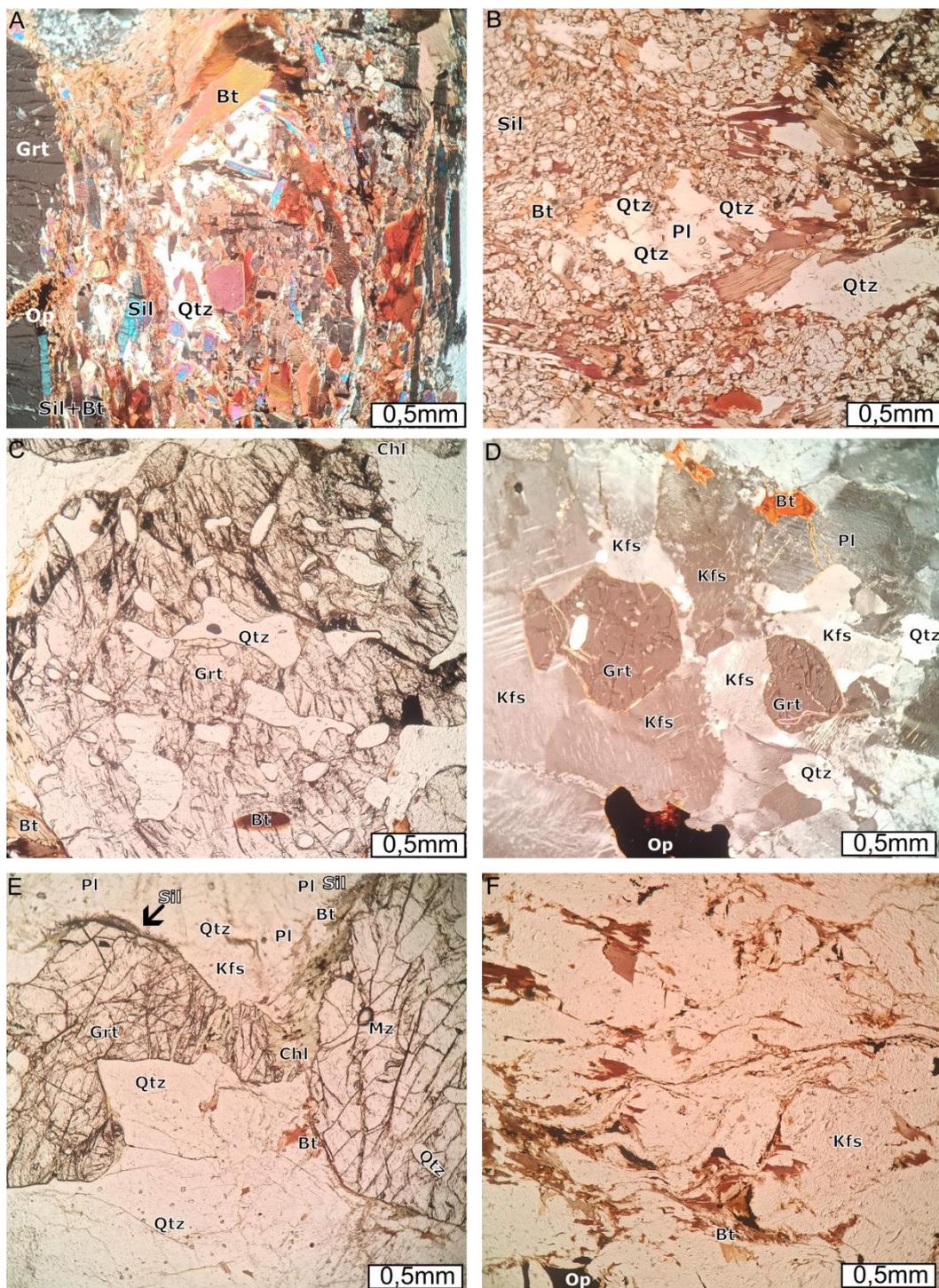


Figura 13 - Aspectos microscópicos do granada-silimanita-biotita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS 32). A) banda residual preservando dobra fechada definida pelas biotitas e forma de grãos de quartzo intersticial. (NX) B) resíduo rico em silimanita com neossoma composto de quartzo + plagioclásio (N//). C) porfiroblasto de granada peritética no contato (inferior) com resíduo (N//). D) granada + K-feldspato peritético no leucossoma com framework fechado (NX). E) granada peritética boudinada com inclusões de quartzo em forma de bolha achatada, silimanita muito fina ortogonalmente ao limite do grão e clorita retrometamórfica (N//). F) foliação milonítica definida por porfiroclastos de feldspatos assimétricos e conjuntos SC e SC' ressaltados pela orientação das biotitas contornando porfiroclastos (N//).

2.4 Suíte Rio Urubu

2.4.1 Hornblenda-biotita metatexito dobrado

O hornblenda-biotita metatexito dobrado (amostra TJMS 51, Fig. 4) tem estrutura dilatada ou estrutura surreítica (*dilation-structured migmatite* - Sawyer 2008a; “*surreitic structure*” - Mehnert, 1968) (Fig. 14A). São metatexitos por serem heterogêneos em escala de afloramento e predominam paleossomas. O líquido silicático cristaliza preferencialmente em sítios dilatacionais (Fig. 14B-C), pode formar redes de diques de leucossoma ou ocupar interstícios paralelamente à foliação (Fig. 14A-C). Deste modo, as morfologias predominantes são estruturas de dilatação, estrutura em rede (diktionítica e estictolítica, conforme Mehnert, 1968) estrutura estromática e estrutura dobrada (e.g. Fig. 14D).

O paleossoma (amostra TJMS51P) é hornblenda-biotita gnaisse com titanita ±allanita monzogranítico a sienogranítico dobrado, as vezes porfiroclástico ou milonítico, de coloração cinza esbranquiçada, cinza amarelada ou cinza-rósea (Fig. 14). A foliação gnáissica (S_n) de orientação ~ NE-SW transpõe dobras fechadas (S_{n-1}), visível em feições na escala de mapa, nos afloramentos e na escala microscópica. Em alguns pontos visitados (Fig. 4), a foliação do paleossoma do metatexito é milonítica com porfiroclastos de feldspato assimétricos e formação de pares SC e SC'. A tabela com as proporções modais das rochas está em anexo (Tab. 5).

Leucossomas são cinza esbranquiçados a rosados, de granulação média a grossa, enriquecidos em feldspato potássico e quartzo, apresentam baixo volume de plagioclásios, podem ter minerais máficos hidratados ou não e normalmente estão deformados em diversos graus de recristalização e dobramento. O contato de leucossoma com paleossoma é gradacional geralmente, pode ser difuso de difícil reconhecimento (Fig. 14B-D). Não é comum ter concentração de fases residuais nas bordas dos leucossomas (melanossoma), salvo exceções. A disposição dos leucossomas é *in-source* ou em diques leucocráticos (<2 cm a 30cm), raramente encontrados leucossomas *in-situ* (0,5 – 6cm) dispostos em estrômatos e enriquecidos em melanossoma em suas bordas. Além disso, os leucossomas estromáticos podem ocorrer de forma isolada ou estarem conectados a sítios dilatacionais, onde tendem a espessar em tamanho (10-30cm) e granulação (e.g. Fig. 14A-C).

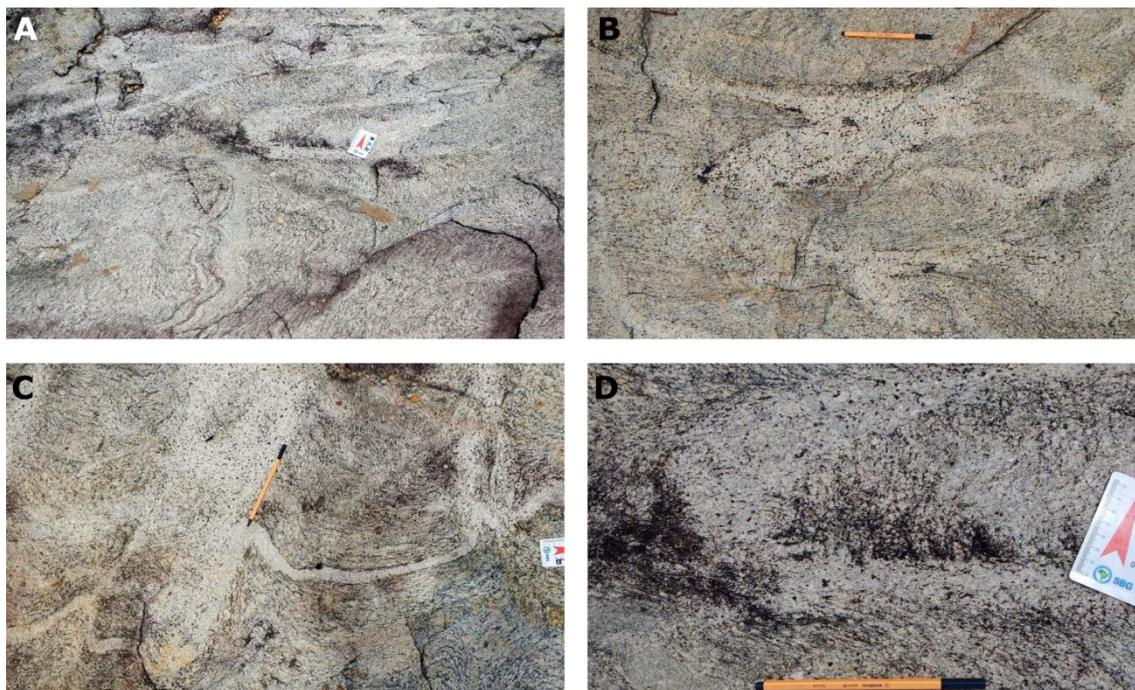


Figura 14 – A), B), C) Aspectos macroscópicos do hornblenda-biotita metatexito com estruturas dilatadas/ surreítica, as vezes estromático e dobrado. Os leucossomas são de coloração mais esbranquiçada. A escala em vermelho está apontando para o norte geográfico. D) Detalhe do leucossoma dobrado.

A análise microscópica mostra que o hornblenda-biotita metatexito possui textura granoblástica interlobada com domínios de agregados lepidonematoblásticos descontínuos. São compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda, biotita, titanita, opaco, allanita e traços de zircão, epidoto e apatita (Fig. 15).

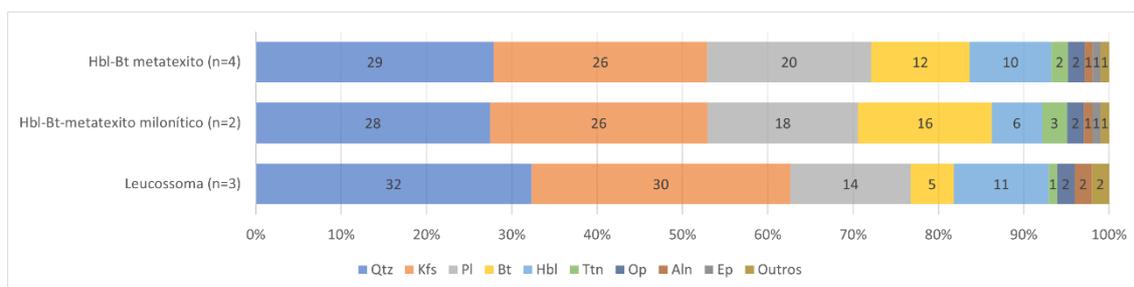


Figura 15 - Gráfico com proporção modal do hornblenda-biotita metatexito dobrado (TJMS 51).

A foliação gnáissica (S_n) é definida pela orientação preferencial de biotita e hornblenda (Fig. 16A). Charneiras de dobras isoladas constituídas de quartzo recristalizado apresentam plano axial paralelo a S_n . O quartzo tem extinção ondulante e a recristalização ocorre pela migração de borda do grão. Quartzo ou feldspato mimetizam o líquido silicático quando são intersticiais, têm forma ameboide e reentrâncias cúspides

(Fig. 16A-B). Algumas vezes chegam a formar “colar de pérolas” (*string of beads*) (Fig. 16A) quando recristaliza em algum evento pós-anatético.

K-feldspato que predomina é o microclínio, ele possui extinção ondulante insipiente. A hornblenda é subidioblástica, pode estar em contato com allanita, ter inclusões de quartzo, feldspato, opaco e biotita (Fig. 16B). Plagioclásio tem textura semelhante ao K-feldspato, mas mostra evidências de sobrecrescimento (Fig. 16C). As titanitas são xenoblásticas formando coroa em ilmenita, dispõem-se paralelamente a S_n (Fig. 16A, B e D).

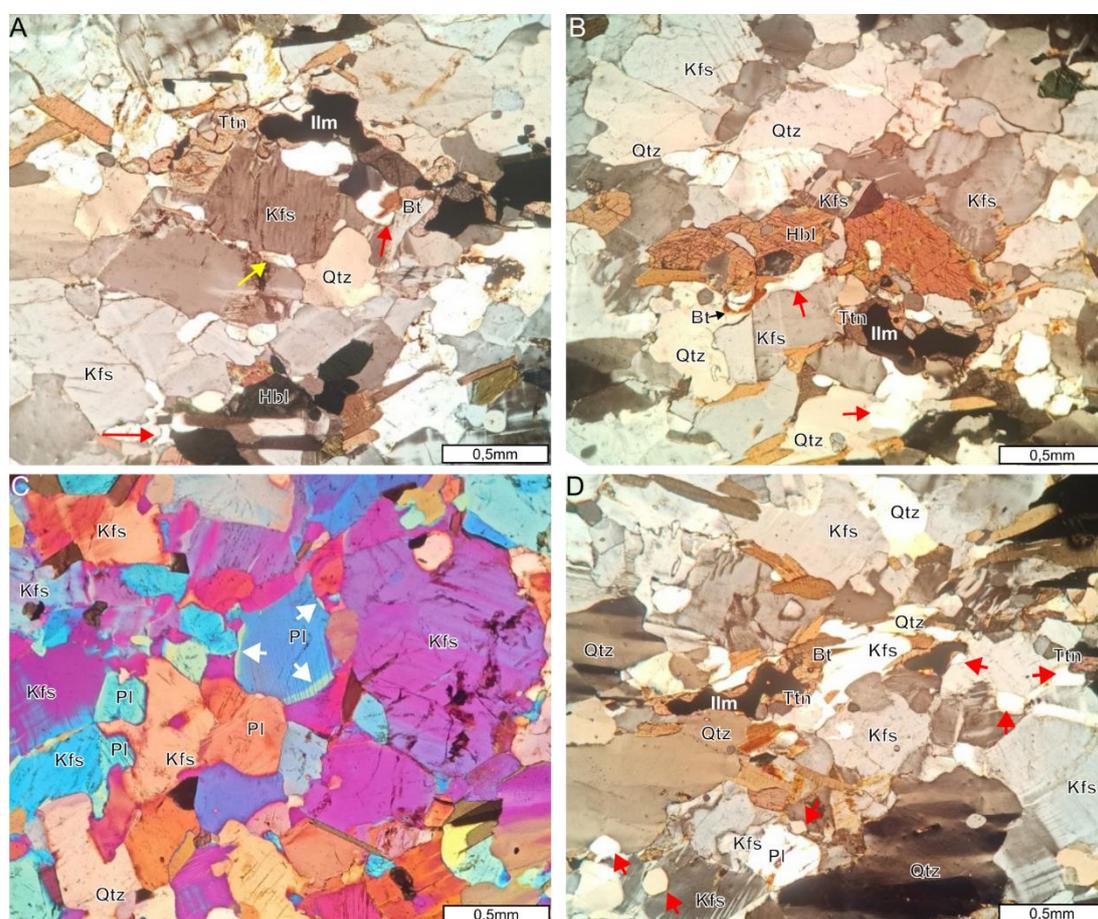


Figura 16 - Aspectos microscópicos do hornblenda-biotita metatexito dobrado. A) Kfs cúspide envolve fases corroídas. *String of beads* (seta amarela), microfilmes de líquido silicático (seta vermelha); coroa de titanita em ilmenita (NX). B) Hornblenda peritética com faces retas em contato com o K-feldspato. Coroa de titanita em ilmenita. Setas vermelhas indicam líquido silicático aprisionado (NX). C) textura de sobrecrescimento em plagioclásio (setas brancas). Filme de plagioclásio intersticial entre K-feldspatos (NX + gipso). D) microclínio mimetizando líquido silicático envolve biotita corroída. Setas vermelhas indicam pequenos indícios de líquido silicático aprisionado nos interstícios (NX).

A maioria dos leucossomas do metatexito foram deformados e recrystalizados, formando a textura granonematoblástica interlobada seriada de granulação grossa (Fig. 17A-B). Em relação ao paleossoma, no leucossoma há aumento da proporção modal de quartzo, hornblenda e microclínio, ao passo que diminui biotita, plagioclásio, óxidos de Fe e Ti (Fig. 17A-B). O melanossoma é caracterizado por concentrar biotita muito fina com mineiras opacas e diminuir o volume e o tamanho de quartzo e feldspatos (Fig. 17C-D). A titanita tende a concentrar nesta parte da rocha, embora tenha crescido em cima da biotita ela está sempre em contato com fases opacas (semelhante às coroas de titanita em ilmenita comuns nessa rocha) (Fig. 17D).

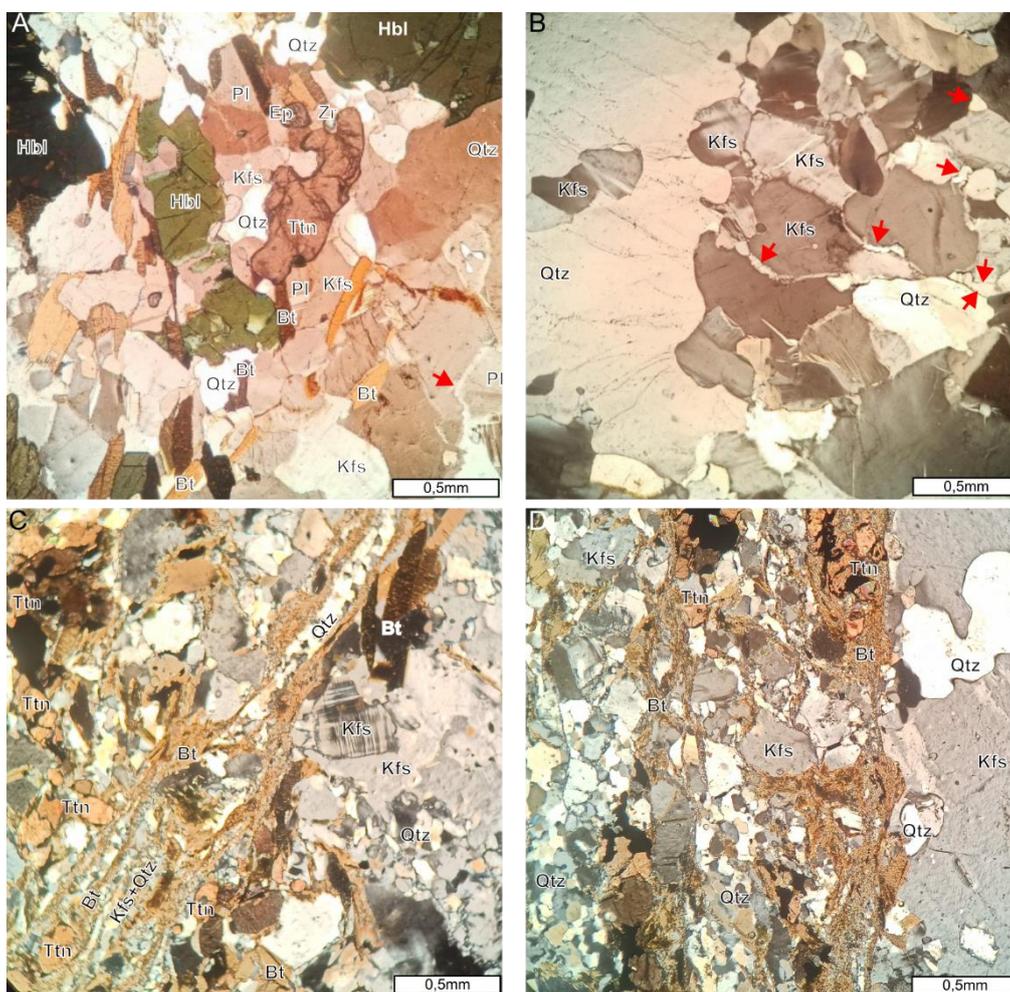


Figura 17 – A) Contato entre leucossoma *in-source* com o paleossoma formado por hornblenda + biotita + titanita (NX). B) microfilmes de K-feldspato (microclínio) mimetizando líquido anatético intersticial. Notar o ângulo diedral alto no *melt pocket* em junção tríplice no canto direito superior (NX). C) melanossoma no metatexito milonítico, formação de Bt + Ttn e crescimento de microclínio cúspide a partir do melanossoma (NX). D) K-feldspato tabular perítico cristalizado a partir do *melt*, nucleia na parede do paleossoma enquanto microclínio, quartzo e plagioclásio preenchem os interstícios (NX).

2.5 Suíte Serra da Prata

2.5.1 Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico

O hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico foi identificado na Serra do Apiaú (amostra TJMS 10, Fig. 4), local de mais difícil acesso com poucos afloramentos *in-situ* (Fig. 18A), contudo suficientes para a caracterização petrológica. A serra é uma zona de falha com orientação entre N02°E a N28°E e mergulho moderado entre 40 a 55°, estas orientações foram obtidas no plano de falha numa zona de falha intensamente cataclásada (Fig. 18A).

O Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico tem cor cinza escuro a azulado, granulação fina a muito fina com foliação gnáissica definida pela orientação preferencial de agregados nematoblásticos (Fig. 18B-C). A orientação predominantemente NE-SW da foliação concorda com os planos de fraturas. Pode apresentar bandas ou diques leucocráticos de granulação média a grossa enriquecido em ortopiroxênio idioblástico e fases quartzo-feldspáticas (Fig. 18C). O granulito é composto por plagioclásio, ortopiroxênio, hornblenda, quartzo, opacos (óxidos de Fe e Ti), e pode ter traços de apatita, zircão e saussurita em núcleos de plagioclásios. Em campo foi possível observar a presença de espessos diques leucocráticos (~30cm) de granulação grossa com ortopiroxênio de até 4cm (Fig. 18D).

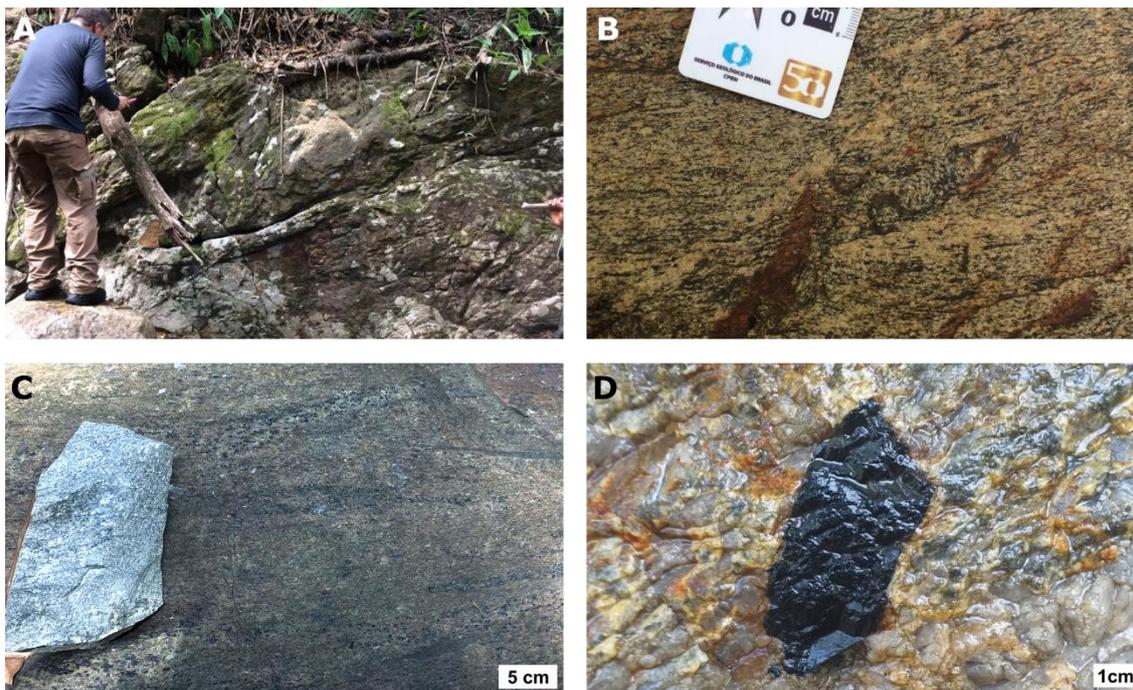


Figura 18 - Aspectos macroscópicos do Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico. A) zona de falha com um dos principais planos na altura da canela da pessoa na foto com disposição horizontal inclinada para cima. Note que a rocha está intensamente fraturada e cataclada em algumas zonas. B) Foliação milonítica em gnaiss com elementos assimétricos e formação de pares SC, definida por agregados nematoblásticos e lepidoblásticos. C) bandamento composicional com domínios ligeiramente mais grossos e enriquecidos em ortopiroxênio idiomórfico, alguns chegam a ter ~1cm. D) ortopiroxênio centimétrico em dique leucocrático. Note a clivagem prismática em duas direções ortogonais entre si.

A análise microscópica do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico revela textura nematogranoblástica interlobada seriada a porfiroclástica, granulação muito fina a fina (<0,1 – 0,4mm). Porfiroclastos têm 2-5mm em média e 6-8mm no máximo. Predominam contatos interlobados a poligonais na matriz quartzo-feldspática e contatos ameboides a interlobados em porfiroclastos de ortopiroxênio. A associação mineral presente na rocha é pouco diversificada: plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, opaco com traços de zircão e apatita (Fig. 19). A tabela com as proporções modais das rochas está em anexo (Tab. 6).

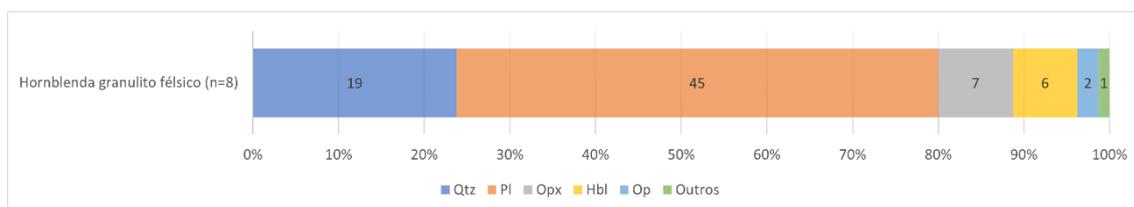


Figura 19 - Gráfico com proporção modal do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10).

A foliação é gnáissica a milonítica definida por agregados máficos orientados e assimétricos, pode ser anastomosada a conjugada com formas suaves (Fig. 20A-B).

A hornblenda é marrom, subidioblástica e as vezes com bordas corroídas envolvidas por microfilmes de quartzo ou plagioclásio que também podem estar em contato com ortopiroxênio (Fig. 20A-B). Ortopiroxênio é subidioblástico a xenoblástico, dispõem-se paralelamente à foliação, podem conter lamelas de exsolução, trilhas de inclusões. Geralmente o ortopiroxênio cresce associado aos minerais opacos (óxidos de Fe e Ti) a partir do consumo de hornblenda em suas bordas e invadindo microfraturas ou intercresce com plagioclásio muito fino nos limites dos cristais de hornblenda (Fig. 20C-D).

Plagioclásio muitas vezes é antipertítico, pode ser porfiroclasto ou estar na matriz da rocha. Porfiroclastos de plagioclásio podem apresentar sobrecrecimento a partir de um núcleo geralmente saussuritizado (Fig. 20E). As texturas internas de plagioclásio são bandas de deformação, *microkink's*, pertitas em chamadas e núcleos saussuritizados. Mimerquitas e microvênulas de K-feldspato ocorrem principalmente paralelas à S_n .

A orientação e a concentração de inclusões distintas em porfiroclastos de ortopiroxênio são evidências de sobrecrecimento do cristal (Fig. 20F). Por fim, nos limites de porfiroclastos de ortopiroxênio a hornblenda possui bordas corroídas e está envolvida por plagioclásio ou quartzo com forma interlobada (Fig. 20F).

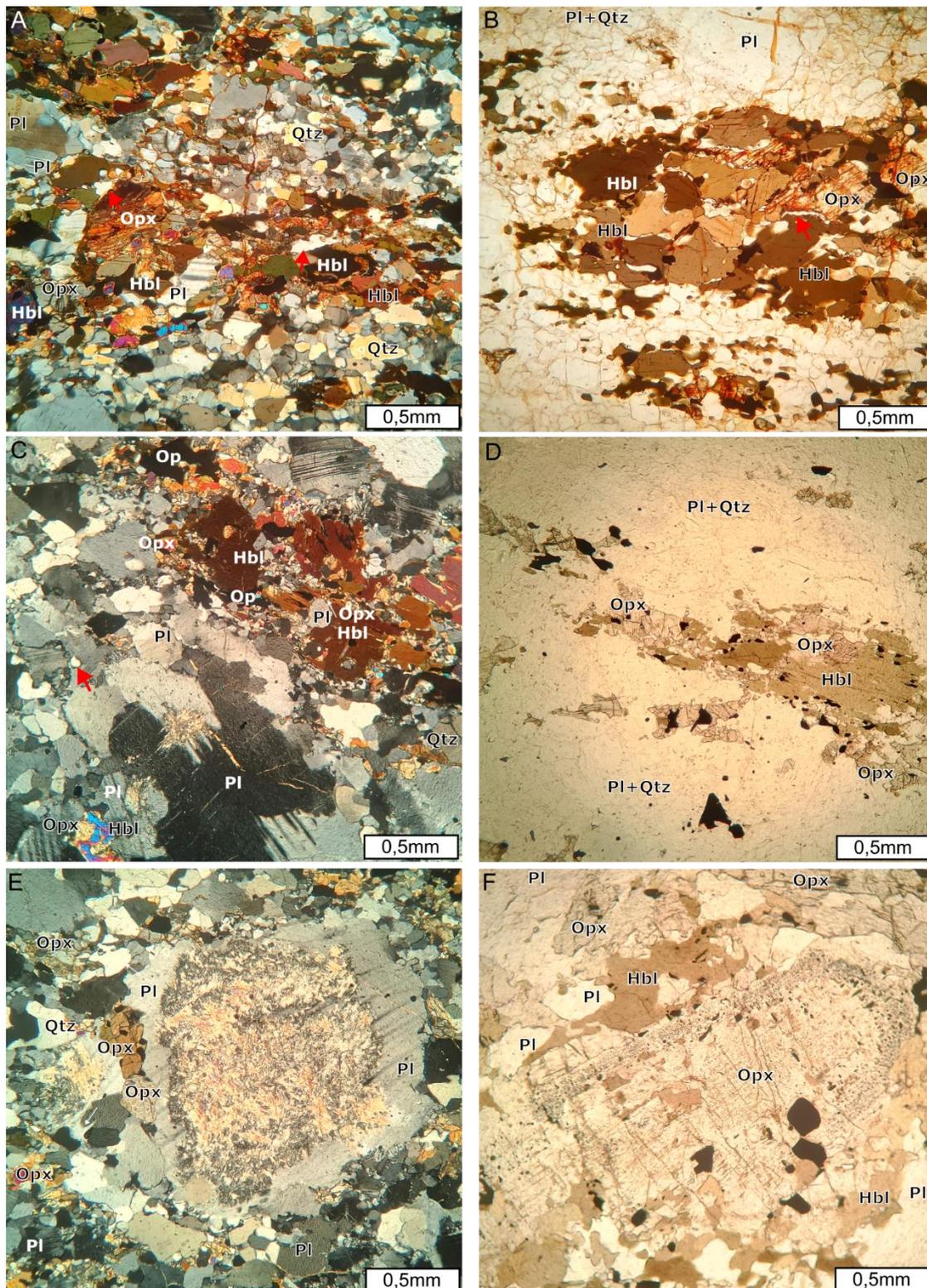


Figura 20 – Aspectos microscópicos do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico. A) (NX); e B) textura granoblástica seriada intercalada por domínios nematoblásticos e presença de alguns porfiroclastos de plagioclásio (N//). C) hornblenda com coroa de ortopiroxênio + opaco + quartzo muito finos, quartzo mimetizando o líquido silicático na parte superior da foto (NX). D) ortopiroxênio e opacos substituindo hornblenda em matriz quartzo feldspática (N//). E) porfiroclasto de plagioclásio núcleo alterado para sericita e com bordas sobrecrecidas (NX). F) porfiroclasto de ortopiroxênio parcialmente substituído por

hornblenda nas bordas. Note o sobrecrecimento ressaltado pelas microestruturas internas, trilhas de inclusões em maior quantidade na região de borda do Opx e diferentes orientações para as trilhas de inclusões (N//).

CAPÍTULO 3 – GEOCROLOGIA U-Pb

Para determinar idades de metamorfismo, fusão parcial e cristalização do fundido nos terrenos migmatíticos da área de estudo, utilizou-se a datação *in-situ* pelo método U-Pb em zircão. Em especial, a imagem interna dos zircões obtida em catodoluminescência (CL) no microscópio eletrônico de varredura (MeV) pode revelar texturas que evidenciam processos metamórficos ou ígneos. Estas texturas foram avaliadas criteriosamente, permitindo que as interpretações prévias sejam suportadas por dados quantitativos. Além disso, outros geocronômetros (monazita e titanita) foram utilizados para restringir informações temporais de determinados migmatitos neste trabalho.

Seis amostras foram separadas para análise isotópica de zircão: resíduo do diatexito (amostra [TJMS42m](#)) e diatexito cinza ([TJMS 42dtx](#)) da Suíte Trairão; uma parte rica em fundido do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado ([TJMS 32](#)) do Grupo Cauarane; um paleossoma e um leucossoma do hornblenda-biotita metatexito dobrado ([TJMS 51P](#) e [TJMS51L](#)) da Suíte Rio Urubu e um hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico ([TJMS10](#)) da Suíte Serra da Prata ([Tab. 7-12 – anexo](#)). Além do zircão, titanita do paleossoma do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico ([TJMS51P, Tab. 13](#)) e monazita do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado ([TJMS32, Tab. 14](#)).

3.1 Suíte Trairão

Foram analisados somente zircões nas amostras do resíduo [TJMS 42m](#) e do diatexito cinza [TJMS42dtx](#). No resíduo foram analisados 34 *spots* em 30 grãos de zircão. Os grãos têm morfologia externa homogênea, com 40-70µm de comprimento, razão 3:1 a 2:1 e hábito bipiramidal com terminações arredondas. As texturas internas de CL são, predominantemente, de zonamento convoluto com *fronts* de recristalização das bordas para o centro (*e.g.* [Hoskin & Black, 2002](#)), núcleos com zonamento fantasma a homogêneo (*e.g.* [Corfu et al. 2003](#)) (nenhum com textura ígnea) e as vezes há sobrecrecimento nas bordas ([Fig. 21](#)). Estas texturas internas mostram tendência a homogeneização da resposta de CL ([Fig. 21](#)).

Não foi possível observar a presença de xenocristais, mas em raros grãos (hospedeiros dos *spots* #13 e 15, por exemplo) há um anel de alta CL em torno de um centro homogêneo de baixa CL que sugere a presença de xenocristal. Entretanto, a esta afirmação necessita de uma técnica microanalítica com resolução mais precisa para se mostrar verdadeira.

Os dados analíticos se concentram ao longo da curva concórdia no intervalo entre 2050-1990Ma e fora da concórdia formando uma reta devido à perda de Pb sistemática (Fig. 22). A idade concordante é 2019 ± 5 Ma, *mean squared weighted deviation* (MSWD) = 1.2 obtida em 12/34 *spots* analisados (Fig. 22). As análises espalham-se sobre a concórdia num intervalo de ~130Ma (2100-1970 Ma). As texturas internas dos cristais de zircão são: zonamento convoluto, fantasma com tendência à homogeneização interna, *fronts* de recristalização que partem das bordas para o centro.

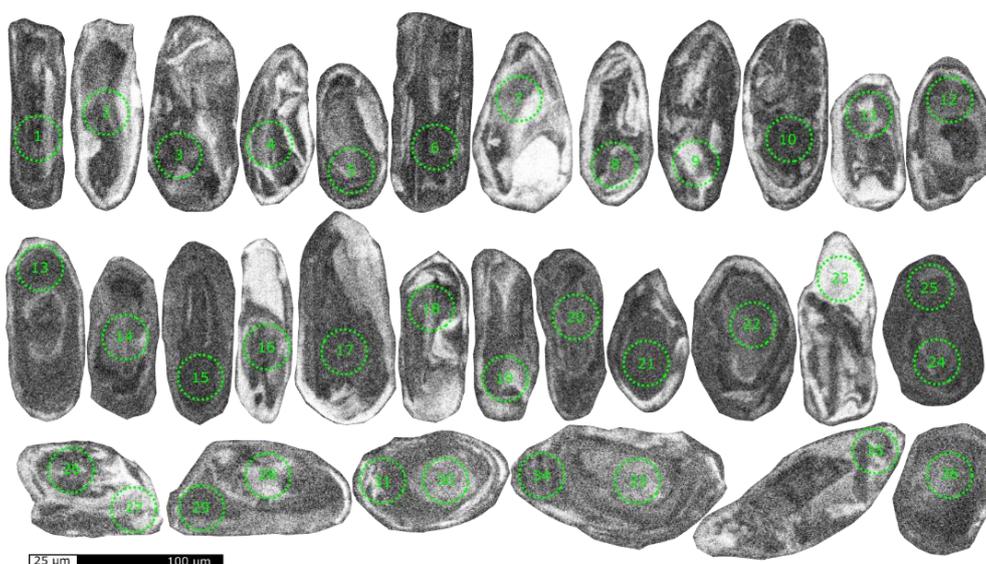


Figura 21 – Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do resíduo do diatexito (TJMS 42m).

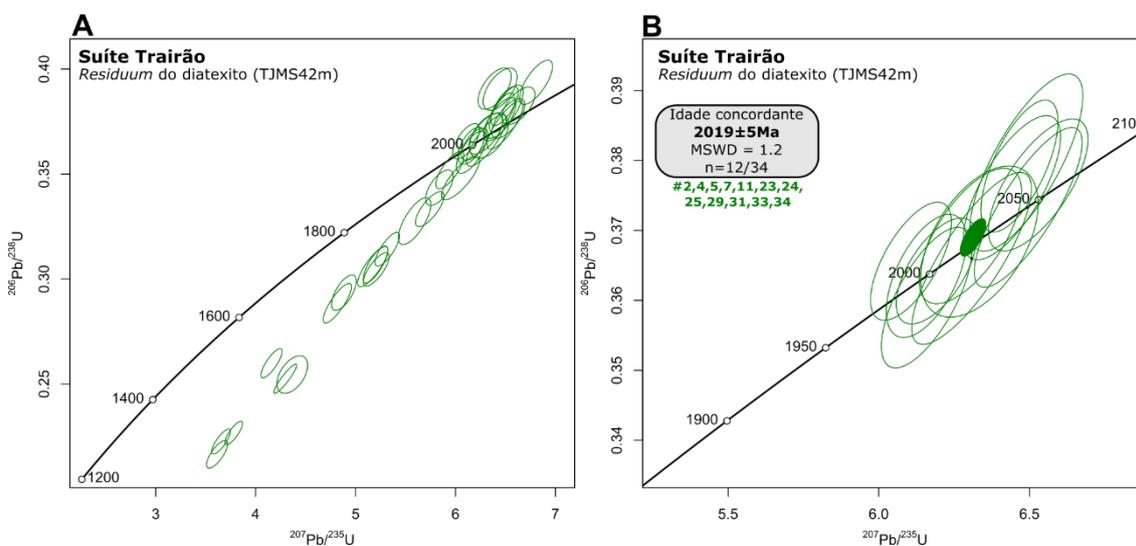


Figura 22 - Diagrama de concórdia do resíduo do diatexito (TJMS 42m) com idade concordante obtida através de 12/34 análises.

No diatexito cinza (TJMS 42dtx) foram analisados 36 *spots* correspondentes a dois grupos de texturas.

Em relação ao zircão do resíduo, os cristais de zircão do diatexito são muito maiores (80-320 μ m) e com forma prismática biterminada mais bem definida, levemente arredondadas (razão 3:1 a 4:1) (Fig. 23).

As texturas internas reveladas por imagens de CL foram separadas em dois grupos (Fig. 23). O primeiro (círculos em vermelho na Fig. 23) é formado por texturas que ocorrem preferencialmente nas regiões centrais do grão (núcleo), exibem zonamento oscilatório planar com luminescência variável, as vezes zonas homogêneas com alta ou baixa luminescência e, em destaque, pequenas porções preservadas do zonamento oscilatório no grão quase todo recristalizado (ex. #23 na Fig. 23). A segunda categoria (em verde na Fig. 23) agrupa principalmente bordas sobrecrecidas nos grãos, zonamento homogêneo e baixa luminescência, as vezes essas bordas têm aspecto de zonamento convoluto (Fig. 23) (e.g. Corfu *et al.* 2003; Hoskin & Schaltegger 2003).

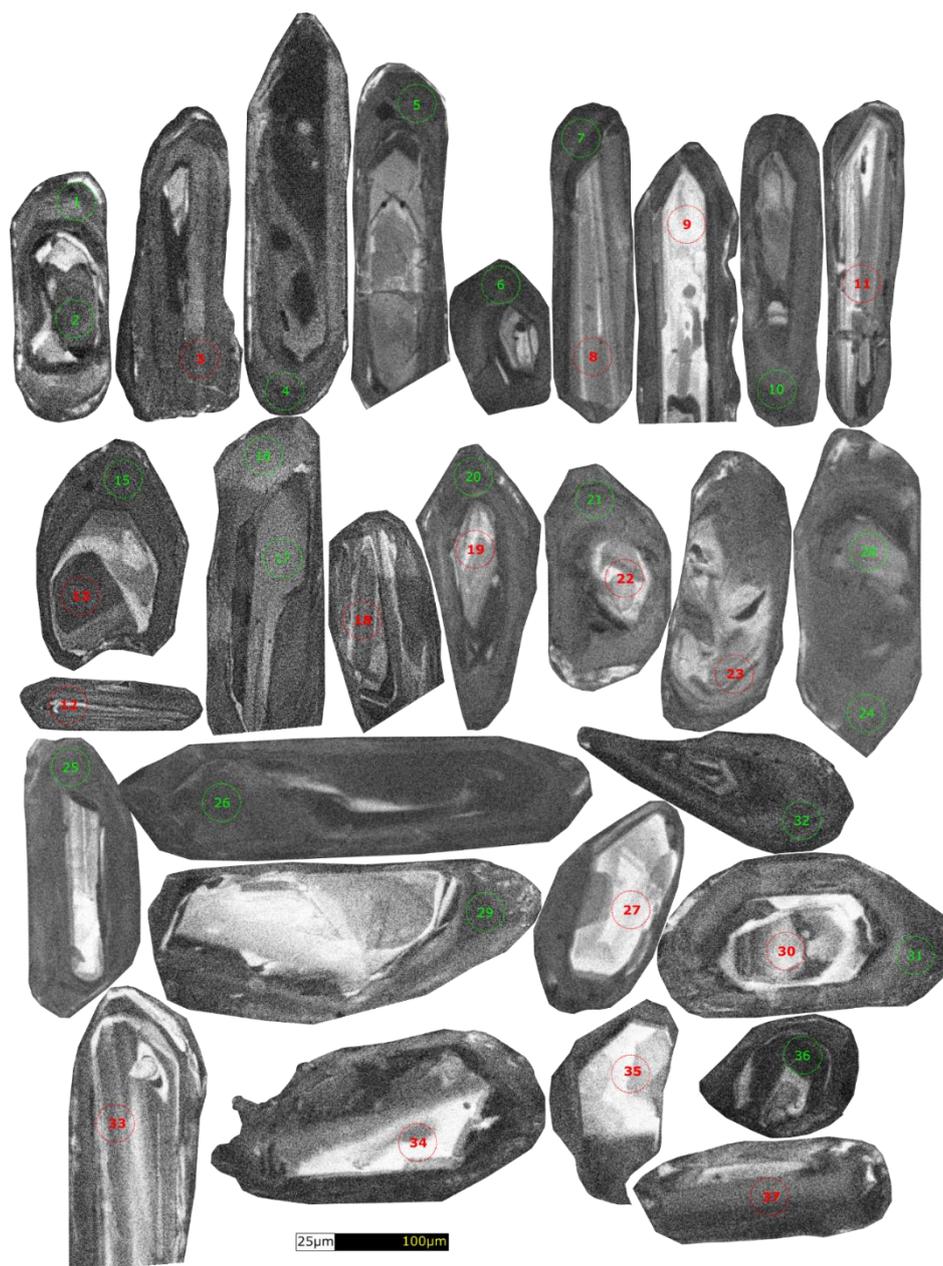


Figura 23 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do diatexito cinza (TJMS42dtx). Em vermelho spots em texturas de cristalização (grãos ígneos) e em verde textura metamórfica.

No total foram 36 análises correlacionadas a dois tipos de texturas e o espalhamento de dados concordantes tem cerca de 130 Ma (2100-1970 Ma) (Fig. 24A). A idade de cristalização do diatexito foi calculada considerando parte dos *spots* analisados nas texturas ígneas e desconsiderando os dados menos concordantes (Fig. 24B). Nove dos quinze *spots* fornecem a idade de 2009 ± 5 Ma com $MSWD = 1.6$. Poucos dados mostram perda de Pb, a maioria está concentrado ao longo da concórdia entre o intervalo de 1.98-2.10Ga com maior densidade ao redor de 2000Ma.

A idade obtida em texturas de recristalização no zircão foi obtida a partir das análises mais concordantes (Fig. 24C), com pouca perda de Pb. A razão Th/U, predominantemente entre 0.30 - 0.80, não se mostrou um bom indicador, já que não se observa sua relação com as texturas interna dos grãos. Assim, obteve-se a idade de 1998 ± 4 Ma com MSWD 1.9 para 11 dos 21 *spots* analisados.

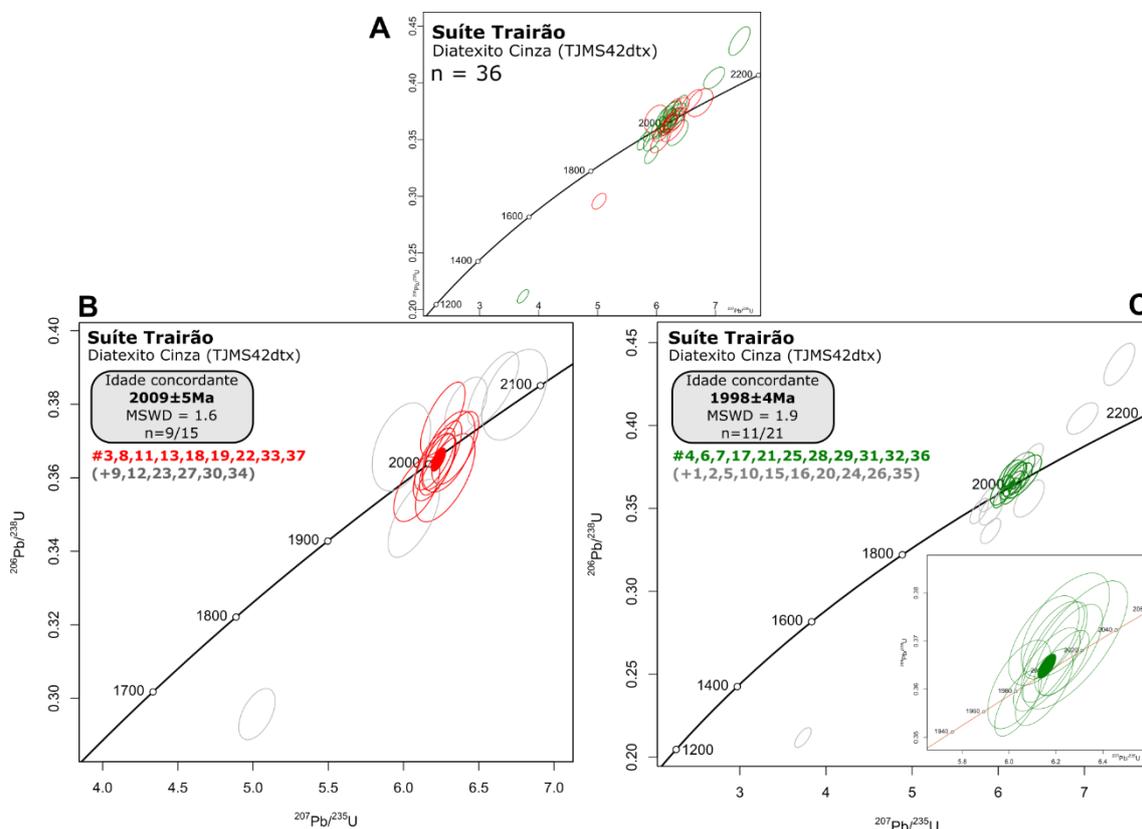


Figura 24 - Diagramas de concórdia do diatexito cinza (TJMS42dtx). A) Diagrama de concórdia com todas as análises feitas. Cor vermelha representa cristalização e a verde metamorfismo. B) Diagrama das texturas de cristalização do fundido com elipses em ver vermelho usadas no cálculo da idade concordante de 2009 ± 5 Ma, enquanto as elipses cinzas são os spots não considerados no cálculo. B) Idade concordante do metamorfismo, elipses em verde usadas no cálculo e as elipses em cinza foram desconsideradas.

3.2 Grupo Cauarane

O granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado do Grupo Cauarane (TJMS 32) tem protólito sedimentar. A amostra coletada para análise geocronológica é um domínio de neossoma enriquecido em K-feldspato. Foram analisados 39 *spots* em zircões, compreendendo dois tipos de texturas com base nas imagens de CL: metamórfica e ígnea (cristalização da rocha fonte). A maioria dos grãos analisados apresenta zonamento homogêneo, borda sobrecrescida que pode ter zonamento oscilatório ou *fronts* de recristalização (eg. Hoskin & Black, 2000; Yakymchuk & Brown, 2014; Rubatto, 2017; Kohn & Kelly, 2018) das bordas para o centro (e.g. #38, 39 e 4 na Fig. 25).

Poucos núcleos com textura ígnea preservada (*spots* #12, 27a, 27b, 33 – Fig. 25) foram interpretados como herança da cristalização da rocha na área fonte. A característica textural dos grãos herdados é um núcleo normalmente com alta luminescência e homogêneo, com exceção do #12 que é um núcleo homogêneo e de baixa luminescência.

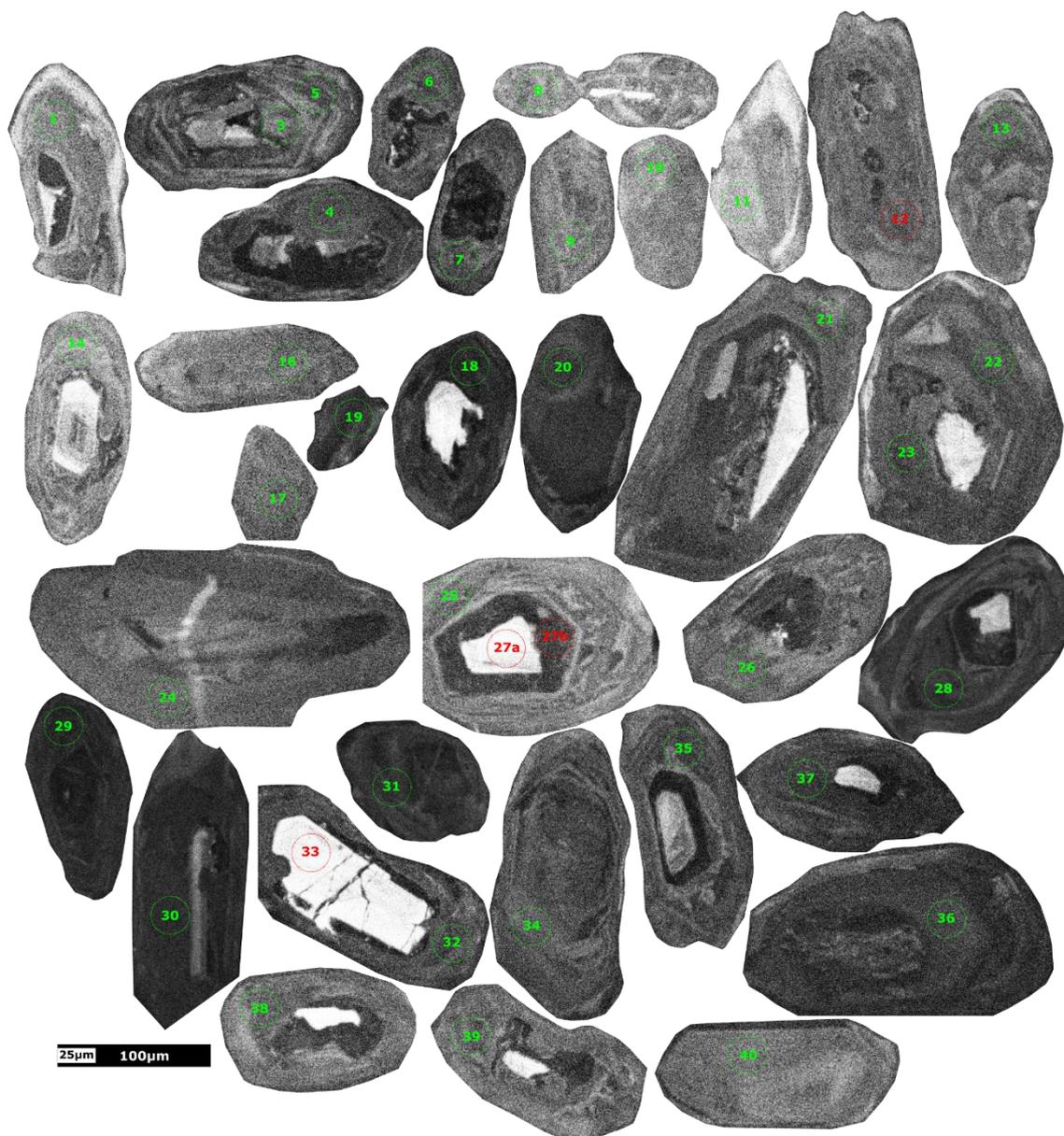


Figura 25 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos grãos de zircão do Grt-Sil-Kfs metatexito (TJMS32). Em vermelho *spots* em núcleos herdados e em verde textura metamórfica.

Conforme a Fig. 26A ilustra, dos 39 *spots* analisados apenas 4 correspondem a idade de herança (em vermelho), o restante (em verde) revelam a idade de metamorfismo destas supracrustais. Os dados de herança plotados no diagrama de concórdia (Fig. 26C), possuem considerável perda de Pb. A reta discórdia, fornece a idade no intercepto

superior de 2048 ± 24 Ma com MSWD de 0.48. Devido à baixa quantidade de grãos analisados, essa idade deve ser vista com cuidado.

Os dados que definem a idade de metamorfismo (Fig. 26C) são bastante consistentes em termos estatísticos com o uso de 18 dos 35 *spots*. Tem um conjunto de análises concordantes e outro discordantes (perda de Pb sistemática). Para obter a idade de metamorfismo foram usadas as idades concordantes que se projetam sobre a concórdia no intervalo de 150 Ma (2040-1890 Ma). A idade obtida no intercepto superior da reta discordante com a curva concórdia foi de 1960 ± 8 Ma com MSWD de 2.2. Zircão metamórfico em migmatitos geralmente tem baixa razão Th/U (<0.1) quando coexiste com outra fase rica em Th (monazita) (Rubatto 2017), como neste caso.

Além de zircão, do Grt-Sil-Kfs metatexito dobrado (TJMS 32) foram triados cristais de monazita para análise isotópica de U-Pb em LA-ICP-MS. Os *spots* foram selecionados com base em imagens de *secondary electrons* (SE) feita em MeV. Obteve-se idade concordante de 1944 ± 5 Ma com MSWD 2.5 para os 11 grãos analisados (Fig. 26D). O conjunto de análises concordantes tem um espalhamento de 80 Ma (1900-1980Ma).

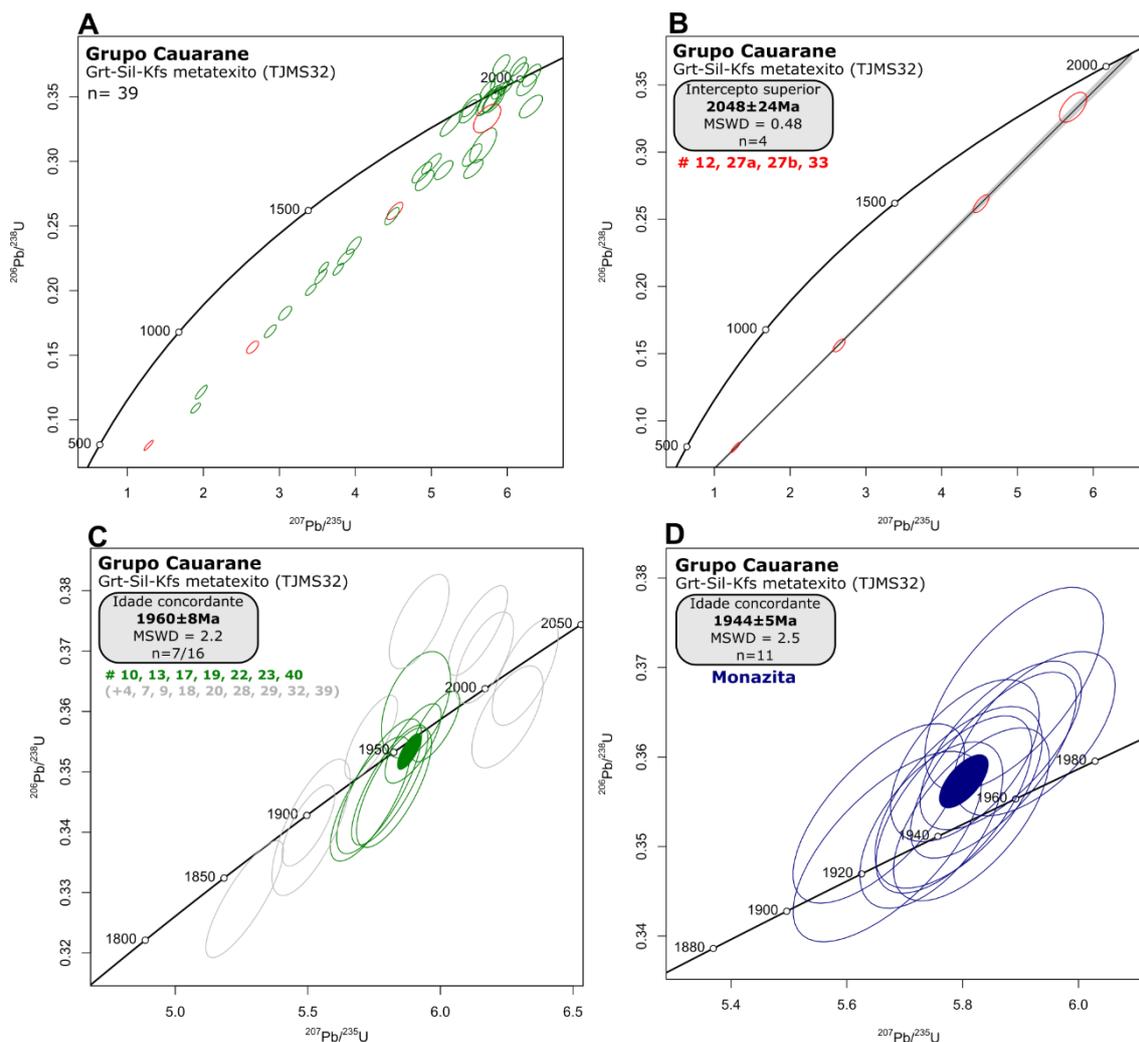


Figura 26 - Diagramas de concórdia do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS32) de zircão A-C e de monazita em D. A) Elipses em vermelho são idades de herança e elipses verdes são spots metamórficos. B) Diagrama de concórdia dos spots de herança e cálculo da idade através do intercepto superior da reta discordante. C) Idade do metamorfismo calculada através das análises concordantes. Em cinza, spots não considerados no cálculo da idade. D) diagrama de concórdia com idade concordante da cristalização do fundido obtida em monazita.

3.3 Suíte Rio Urubu

Analisou-se zircão e titanita do paleossoma (TJMS51P) e zircão do leucossoma *in-source* (TJMS51L), de um hornblenda-biotita metatexito dobrado da Suíte Rio Urubu.

A forma dos zircões normalmente é prismática a retangular, 80-420 μ m com razões 3:1 ou 2:1 e outros grãos menores que 100 μ m com razão 1:1. Em relação às texturas internas, os zircões apresentam zonamento oscilatório planar preservado somente em parte e em poucos grãos (círculos em rosa nas Fig. 27-28), enquanto o zonamento convoluto com baixa CL e *fronts* de recristalização são as feições internas predominantes (Fig. 27 e 28).

As texturas internas (Fig. 27 e 28) e os dados analíticos de zircão (Fig. 29) para ambas as partes, paleossoma e leucossoma, são idênticas e por este motivo foram agrupadas a fim de tornar o cálculo das idades mais robusto (Fig. 29).

Com base nas análises isotópicas (Fig. 29A, 29B), nota-se que existem dois *trends* de alinhamentos de dados discordantes que, ao considerar a razão Th/U, resultam em duas idades discordantes distintas e uma população de análises concordantes com idade mais antiga.

A idade de cristalização (rosa nas Fig. 27 e 28), foi determinada pela concentração de dados sobre a concórdia considerando os erros analíticos 2σ (Fig. 29C). O espalhamento das análises concordantes sobre a concórdia tem cerca de 130Ma (2080-1950 Ma). Deste modo, 6 dos 9 *spots* definem a idade de 2000 ± 8 Ma com MSWD de 2.2 para a cristalização desta rocha (Fig. 29C).

Para calcular a primeira reta discordante foram utilizados 23 dos 32 *spots* analisados e obteve-se a idade de 1973 ± 15 Ma com MSWD de 1.0 (Fig. 29D). A segunda reta discordante é formada por análises que tiveram baixa razão Th/U (<0.1), o cálculo foi a partir de 11 dos 14 *spots* e revelaram a idade de 1882 ± 16 Ma (MSWD 1.4) (Fig. 29E).

A titanita do hornblenda-biotita metatexito dobrado é petrograficamente relacionada à substituição da ilmenita formando coroa nela (e.g. Fig. 16). Foram selecionados 22 cristais de titanita para análise em LA-ICP-MS, onde normalmente o alto conteúdo de ^{204}Hg no *background* compromete a leitura do ^{204}Pb comum. Por isso é feita a correção dos dados plotando no diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 29F) onde o eixo da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corresponde diretamente ao valor de Pb comum das análises (Spencer *et al.* 2013; Kohn, 2017; Cioffi *et al.* 2019).

As análises, de modo geral, foram bastante dispersas com dois intervalos entre as três populações de idades. No entanto, mais de 60% das análises se concentram entre 1800-1700Ma e são dados mais concordantes em relação aos demais. Por este motivo, a idade calculada é de 1742 ± 7 Ma (MSWD 1.3) para 4 dos 22 grãos de titanita analisadas. Esta idade é interpretada como cristalização da titanita a partir do consumo de ilmenita.

As 5 idades plotadas entre ~ 1650 -1300Ma (Fig. 29F), elas necessitam de refinamento porque podem registrar uma abertura parcial do sistema isotópico da titanita. É necessária uma investigação com base em imagens de BSE (MeV) nos zonamentos internos da titanita para revelar possíveis idades distintas no mesmo grão.

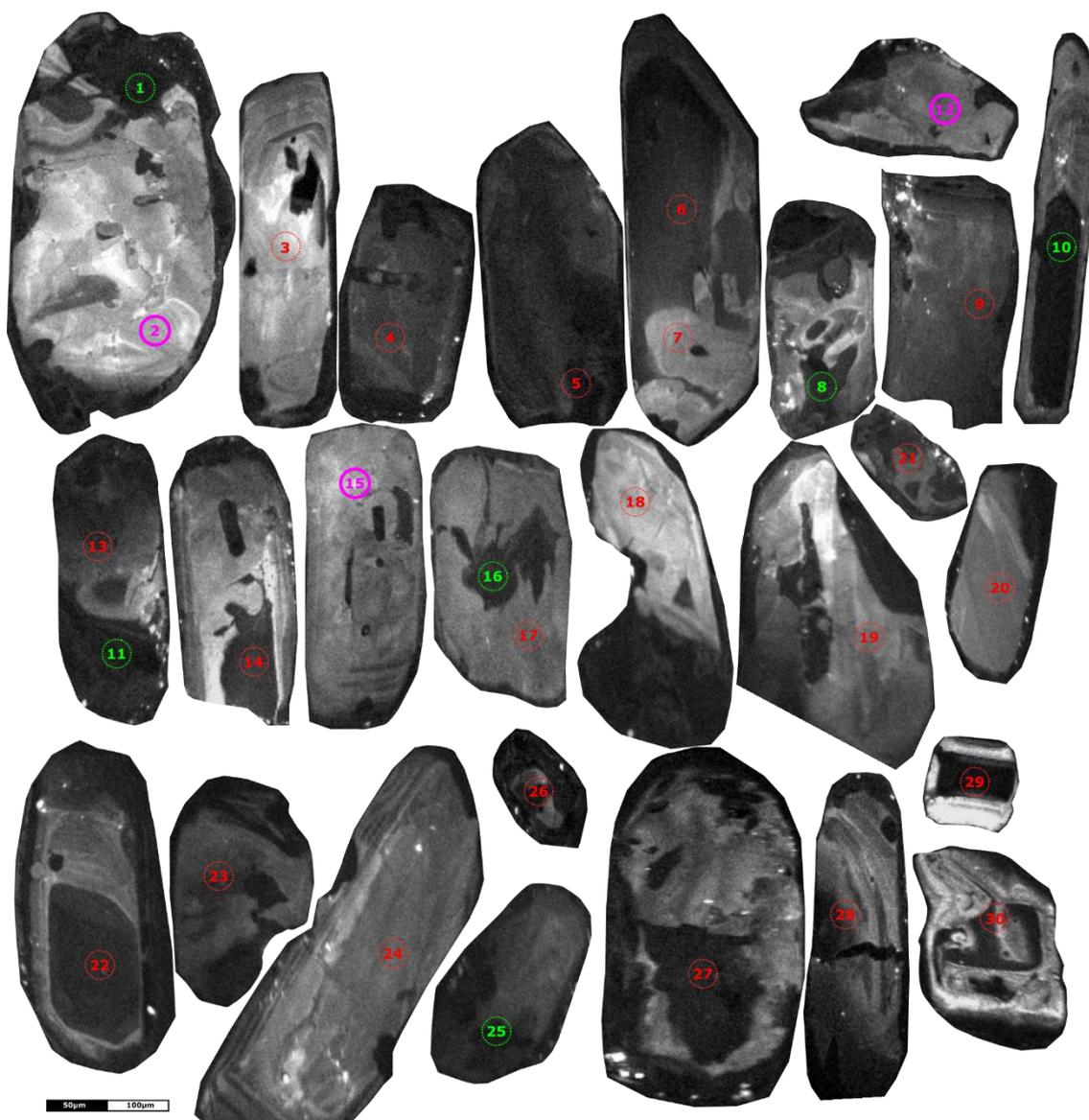


Figura 27 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do paleossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS51P). Em vermelho escuro *spots* com herança da cristalização do protolito ígneo. Em vermelho, spots do primeiro metamorfismo da rocha e em verde os spots do segundo metamorfismo e que tem baixa razão Th/U.

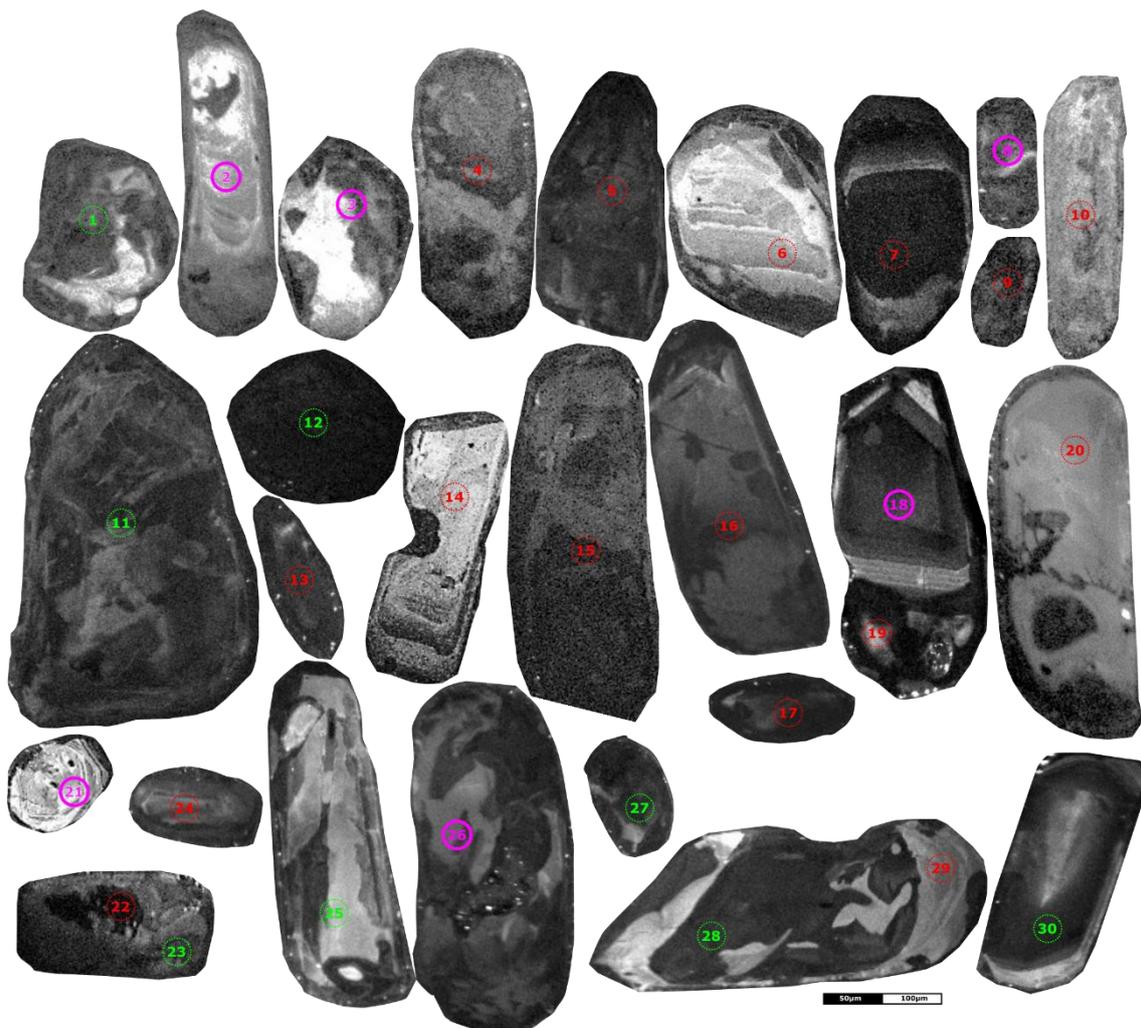


Figura 28 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do leucossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS51L). Em vermelho escuro *spots* com herança da cristalização do protolito ígneo. Em vermelho, *spots* do primeiro metamorfismo da rocha e em verde os *spots* do segundo metamorfismo e que tem baixa razão Th/U.

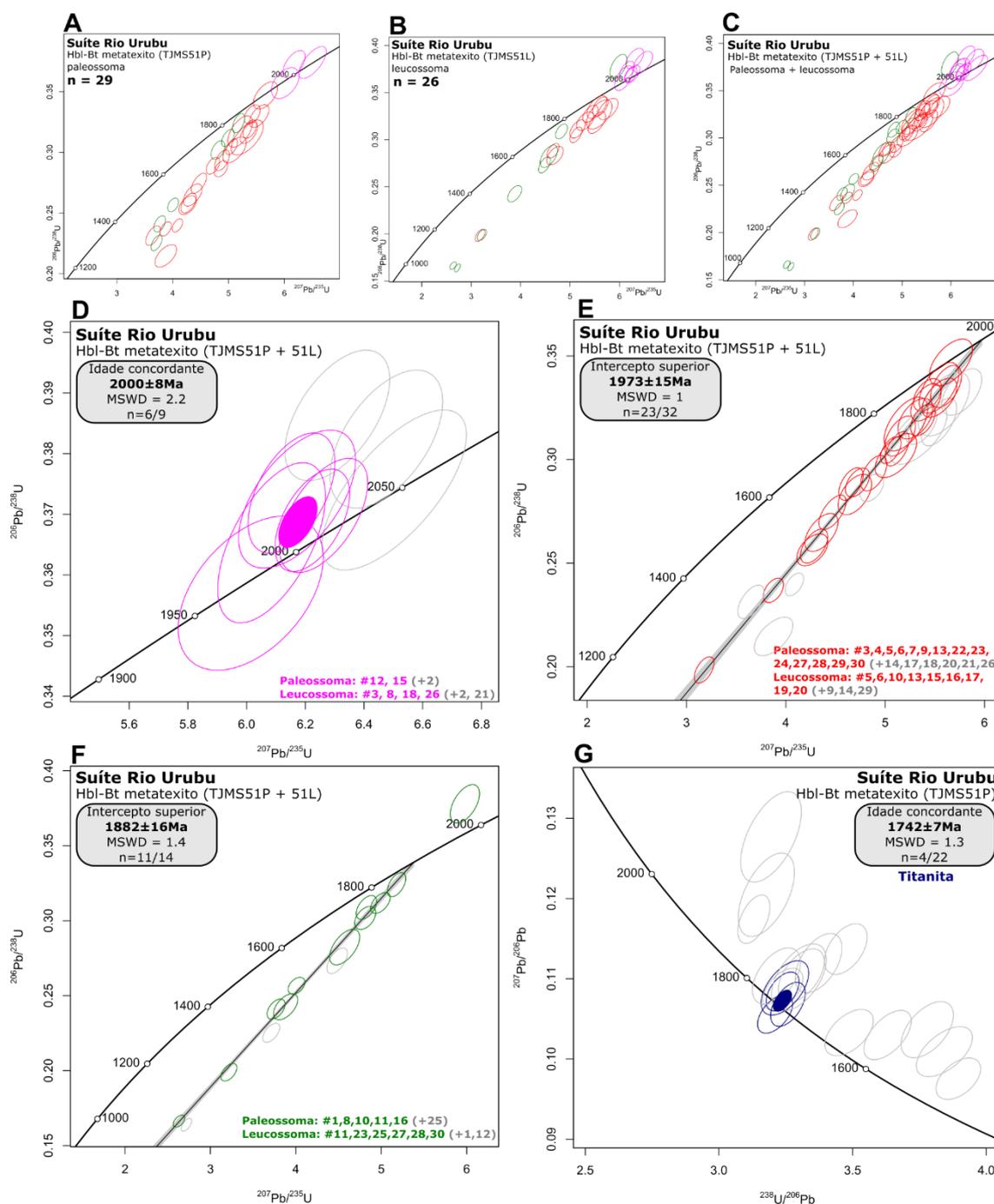


Figura 29 - Diagramas de concórdia do Hbl-Bt metatexito (TJMS 51). A) análises em diagramas miniatura de cada parte do migmatito, paleossoma e leucossoma. B) análises isotópicas de paleossoma + leucossoma onde cada cor representa uma textura do zircão. Rosa é cristalização do protolito, vermelho é o primeiro metamorfismo e verde o segundo metamorfismo. C) Idade concordante da cristalização do protolito. As análises em cinza não foram utilizadas no cálculo. D) Idade obtida no intercepto superior da discórdia para o primeiro metamorfismo. E) idade discordante do segundo metamorfismo para spots restritamente com baixo Th/U. F) Diagrama de concórdia das análises em titanita do paleossoma (TJMS51P). A idade concordante foi calculada através das elipses em azul, enquanto as em cinza foram desconsideradas no cálculo.

3.4 Suíte Serra da Prata

O hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS10) apresenta cristais de zircão prismáticos alongados, de razão 3:1 a 2:1, com ou sem terminações e com formas irregulares (Fig. 30). A textura interna dos grãos revela zonamento oscilatório planar preservado em regiões centrais com luminescência mais alta em relação às bordas sobrecrecidas que também têm zonamento oscilatório planar. No entanto, a maior parte das texturas internas são homogêneas com baixa luminescência tendendo a um zonamento convoluto que são tipicamente da recristalização durante o metamorfismo. Todos os *spots* selecionados para datação são em texturas metamórficas (Fig. 30).

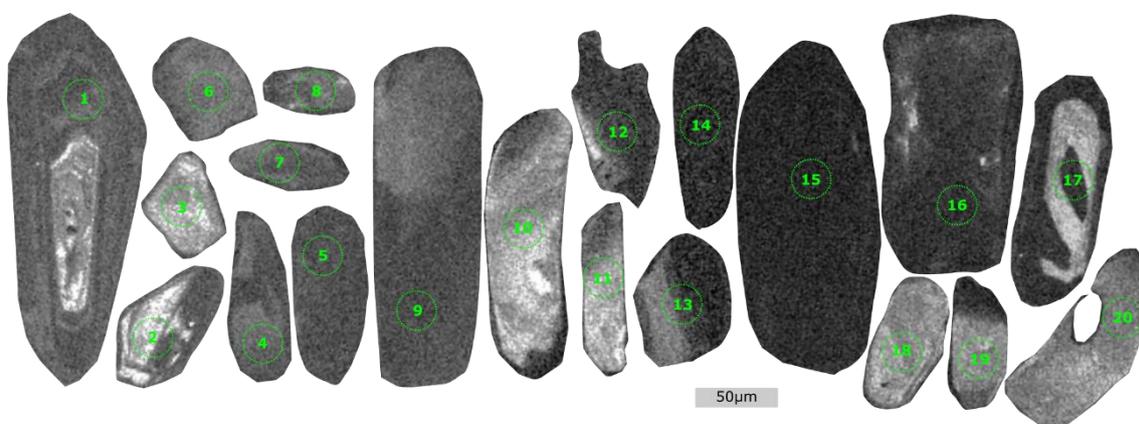


Figura 30 - Imagem de catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão do Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS10). Em verde os *spots* em texturas metamórficas.

O diagrama concórdia (Fig. 31) mostra que praticamente todos os dados são concordantes, considerando a variação de erro analítico inferior a 10%. Com base em 18 dos 20 *spots* analisados, tem-se a idade concordante de 1949 ± 4 Ma (MSWD 2.4). Estas análises apresentam espalhamento de idades ao longo da concórdia de 100Ma (2000-1900 Ma).

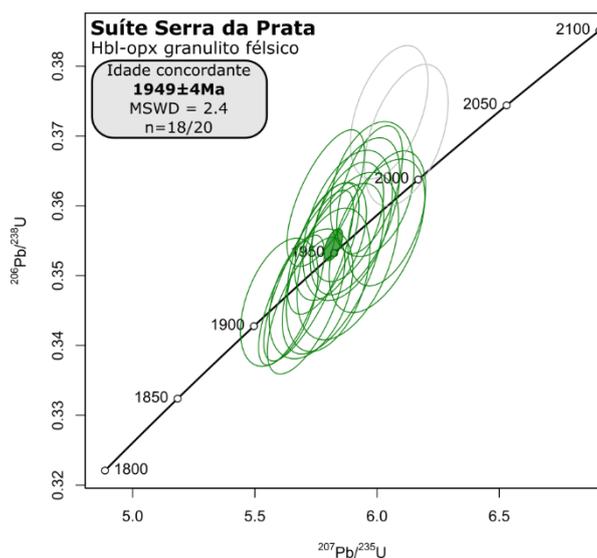


Figura 31 - Diagramas de concórdia do Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10). Idade concordante calculada com os dados representados pelas elipses em verde, enquanto as elipses em cinza foram desconsideradas no cálculo.

CAPÍTULO 4 – DISCUSSÕES

4.1 Processos Metamórficos e de Fusão Parcial durante a Orogenia Akawai

4.1.1 Suíte Trairão

Os migmatitos caracterizados neste trabalho contam parte da história de construção do Orógeno Akawai (Fraga & Cordani 2019). Na Suíte Trairão, o diatexito cinza (Fig. 5) e o metatexito anfibolítico (Fig. 10) são migmatitos com fração de fusão bastante distinta entre eles, mas podem ter uma conexão genética. Futuramente será necessária essa investigação porque a composição de ambas é compatível com o metamorfismo e fusão parcial de um protólito ígneo máfico.

O metatexito anfibolítico (Fig. 10), é constituído basicamente de hornblenda e plagioclásio, tem evidências de fusão parcial incipiente controlada pela de deformação sin-anatética, visto que forma morfologias de rede de veios/diques leucocráticos e veios com terminações cegas (*e.g.* Mehnert, 1968). Os leucossomas do metatexito anfibolítico são tonalíticos e podem ter hornblenda.

O diatexito cinza (TJMS 42dtx) tem composição tonalítica a granodiorítica, apresenta *schollen*, *raft* e enclaves de resíduo (TJMS 42m) que podem preservar dobras fechadas na escala métrica (Fig. 5). O resíduo é constituído basicamente por plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita e epidoto. Em algumas partes destes enclaves de resíduo, a conexão entre leucossomas, diques leucocráticos e diatexito é contínua e com contato difuso (*e.g.* Fig. 5E, 5H). Isso mostra que a deformação durante a fusão parcial funciona como mecanismo de segregação e extração de fundido do resíduo Sawyer (2008a). Os leucossomas restritos aos enclaves de resíduo são tonalíticos com hornblenda \pm titanita peritética.

As texturas observadas no resíduo (TJMS 42m) e seus leucossomas favorecem a interpretação da reação de fusão parcial no resíduo do diatexito, são estas: (i) coroa de epidoto e biotita em hornblenda (Fig. 9A-C), indica que há reação entre líquido anatético intersticial com as fases mais refratárias (hornblenda principalmente); (ii) microclínio mimetizando o líquido envolvendo fases arredondadas (reagentes) de plagioclásio \pm quartzo \pm biotita (Fig. 9C); (iii) hornblenda e titanita peritéticas, subidioblásticas e exclusivas em leucossoma (Fig. 9C-D); (iv) pequenos filmes de fundido aprisionado (Fig. 9C, 9E); (v) aumento sistemático de plagioclásio, quartzo, biotita e titanita com diminuição de hornblenda e epidoto comparando domínios pobres em fundido (Fig. 9A-

B) com domínios enriquecidos em fundido (Fig. 9F). Microestruturas semelhantes são reportadas em Sawyer (2008b) e a presença de fase peritética hidratada corresponde à uma fusão parcial assistida por H₂O (Sawyer 2010; Weinberg & Hasalová 2015).

As principais microestruturas relacionadas à anatexia no diatexito cinza (TJMS42dtx) podem ser divididas em dois tipos: cristalização do fundido; e interação do fundido com as fases refratárias, ou seja, quando a temperatura se aproxima da *solidus*. O primeiro tipo de microestrutura (Fig. 8A-C) permite inferir que a ordem de cristalização do *melt* no diatexito foi plagioclásio, quartzo, K-feldspato e fases ferromagnesianas mais tardias. Por outro lado, microestruturas do estágio mais avançado de resfriamento são espaços intersticiais no *framework* formado por sub-grãos de quartzo e feldspato intercalados com biotita ± muscovita ± epidoto (Fig. 8C-D, F).

A fase tardia do resfriamento é registrada pela formação de *mafic selvedge* no contato entre neossoma do diatexito e o *schillieren* (Fig. 8E). O *schilliere* é formado de biotita + quartzo + feldspatos + epidoto muito finos, o feldspato mimetiza o líquido anatético aprisionado nessa parte residual da rocha (e.g. Vernon & Collins 1988; Carvalho et al. 2016; Silva et al. 2021). Há um aumento gradual na proporção modal e de tamanho de biotita, titanita e magnetita, enquanto as fases quartzo-feldspáticas diminuem a proporção modal, mostrando que o líquido reagiu com o resíduo durante o resfriamento Sawyer (e.g. 2008b). Na parede do *schillieren* o plagioclásio nucleia e cresce com forma tabular, alternado por quartzo que também ocupa espaços entre o *framework* aberto a pouco fechado de feldspatos (Fig. 8E). Estas evidências indicam um alto volume de fundido que percolou pelos interstícios do diatexito enquanto ele se comportou como um *mush* antes de atravessar a *solidus* (Weinberg 2021). Todas estas microestruturas são coerentes com aquelas reportadas por, Sawyer (1998, 2008b, 2010), para migmatitos diatexitos.

A assembleia mineral e as texturas acima indicam que a reação de fusão no resíduo do diatexito ocorre por influxo de água (Sawyer, 2010; Weinberg & Hasalová, 2015). Uma aproximação da pressão e temperatura da reação de fusão pode ser inferida comparando estudos termobarométricos em rochas de composição e reação de fusão semelhantes (e.g. Mogk 1992, Berger et al. 2008, Reichardt & Weinberg 2012, Weinberg 2015). Deste modo, o M₁ ocorre com 4-8 kbar e 670-750°C através da reação de fusão:



Textura de coroa de titanita em ilmenita está presente nos resíduos e indicam uma reação retrometamórfica que pode ter associação com a exumação dessa rocha (*e.g.* [Spencer et al. 2013](#); [Julião et al. 2021](#)). O desenvolvimento de S_{n+1} associado à formação de biotita + epidoto ± muscovita orientados ([Fig. 9H](#)) é atribuído a uma segunda fase de metamorfismo e de deformação em condições moderadas (450-550°C).

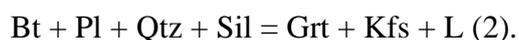
4.1.2 Grupo Cauarane

O granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado ([TJMS 32](#); [Fig. 11](#)) foi classificado como metatexito porque é um migmatito heterogêneo em escala de afloramento, preserva estruturas pré e/ou sin-anatéticas no paleossoma e os leucossomas são bem desenvolvidos em camadas ou bandas dobradas ([Brown 1973](#)). A fusão parcial de um protolito sedimentar normalmente é controlada pela estrutura primária tendendo a formar um migmatito estromático, como neste caso. Além disso, a deformação sin-anatética dobra as camadas mais dúcteis e fratura camadas mais refratárias gerando espaço e condições de segregação e migração de fundido.

As microestruturas no resíduo do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado que revelam aspectos da fusão parcial são microfilmes de fundido envolvendo biotita e outras fases reagentes ([Fig. 13A-B](#)). Pelo fato de a biotita ser uma fase importante para a fusão parcial, o *melt* é controlado pela microestrutura pré-anatética que dispõe de sítios preferenciais onde a fusão inicia ([Waters, 2001](#); [Sawyer, 2008b](#), [Brown, 2008](#)).

Granada e K-feldspato são produtos de uma reação de fusão incongruente, visto que são restritos em leucossoma ou patches de neossoma. A granada tem inclusões de quartzo em forma de bolhas achatadas (elipsoidais), biotita e sillimanita, indicando que seu crescimento ocorre pelo consumo desses reagentes ([Waters, 2001](#); [Sawyer, 2008a, 2008b](#)). O embainhamento de quartzo na granada (*ex:* [Fig. 13C](#)) evidencia que o líquido anatético esteve em equilíbrio termodinâmico com granada durante a fusão (*e.g.* [Waters, 2001](#)). Por fim, a granada dobrada ou boundinada é mais um elemento que evidencia a deformação sin-anatética.

Através da paragênese e das microestruturas, estima-se que a fusão parcial tenha ocorrido em fácies anfíbolito alto a granulito, entre 770°C – 830°C com pressões entre 5-10 kbar ([White et al. 2007](#)) através da reação de quebra da biotita ([Spear 1993](#); [Spear et al. 1999](#)). Desta forma, a reação de fusão do evento M_3 é:



A reação do líquido anatético preso nos interstícios com fases peritéticas durante o resfriamento do migmatito, antes de atravessar a *solidus*, é evidenciada pela formação de sillimanita ortogonalmente no contato dos cristais de granada com plagioclásio (Fig. 13E) (e.g. Sawyer 2008b).

4.1.3 Suíte Rio Urubu

O hornblenda-biotita metatexito dobrado (TJMS51) é um migmatito com estruturas dilatantes, está dobrado, as vezes pode ser estromático e pode estar estruturado em rede de veios/diques leucocráticos (Fig. 14). A deformação sin-anatética tem importante papel para gerar as estruturas extensionais que permitiram a segregação e migração do fundido.

As microestruturas de fusão parcial reconhecidas nos paleossomas foram microfilmes mimetizando o *melt*, geralmente microclínio, mas pode ser quartzo ou plagioclásio, mais raramente, envolvendo fases reagentes corroídas: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita com menor frequência (Fig. 16A-B, D). A fase de *melt* intersticial quando recristaliza forma um “colar de pérolas” (*string of beads*) (Fig. 16A) (Sawyer, 2008b). Quartzos e microclínios que mimetizam o líquido anatético são intersticiais, quando maiores formam reentrâncias cúspides envolvendo fases reagentes em contato ou inclusas (e.g. Vernon & Collins, 1988; Carvalho *et al.* 2016; Silva *et al.* 2021). Estas texturas evidenciam fases que cristalizam a partir do *melt* gerado na reação de fusão e por outro lado a microestrutura de sobrecrecimento de plagioclásio (Fig. 16C) é relacionada ao estágio de fusão parcial, mais próxima do pico metamórfico. A hornblenda peritética tem forma subédrica, pode ter faces retas em contato com o líquido, sugerindo formação a partir da reação de fusão.

A interação entre fundido e resíduos nos melanossomas consiste no aumento sistemático de biotita e fases ferro-magnesianas em relação ao paleossoma e na nucleação de feldspato peritítico nas paredes do contato entre paleossoma e leucossoma (Fig. 17C-D) (Sawyer 2008b).

As microestruturas de fusão parcial que os leucossomas do hornblenda-biotita metatexito dobrado preservam são formadas após o pico, no estado sub-sólido durante a trajetória de resfriamento (Fig. 17A-B). Os feldspatos são maiores com granulação média a grossa, formam framework fechado, à medida que cristalizam, o volume de poros reduz e expõe o fundido para zonas de baixa pressão como microfraturas internas de grãos ou

interstícios (Fig. 17A-B). Portanto, o fundido também fica aprisionado no framework dos leucossomas.

Com base nestas microestruturas e paragênese da rocha, a reação de fusão ocorre de forma semelhante aos Amp-Bt gnaisses (Cherneva & Georgieva 2007) e granitoides cálcio alcalinos (Reichardt & Weinberg 2012) com 650-700°C e 2-6 kbar:



Esse metamorfismo e fusão parcial são associados ao evento M₃, síncrono à anatexia nas supracrustais do Grupo Cauarane.

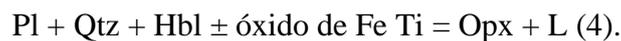
A titanita ocorre normalmente formando textura coronítica em ilmenita ou pode ser desenvolvida na foliação de transposição S_{n+1} junto de biotita. Ambas as texturas sugerem sua formação tardia sob condições de P-T menos severas associadas alguma deformação e, portanto, titanita não tem relação com a anatexia.

4.1.4 Suíte Serra da Prata

Feições em escala de afloramento da fusão parcial preservadas no Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10) são finos veios de leucossoma em estruturas dilatantes geradas pela deformação sin-anatética (Fig. 18B), leucossomas em bandas de granulação grossa enriquecidas em plagioclásio e ortopiroxênio com contato bastante difuso com *schillieren* intercalados (Fig. 18C) e diques leucocráticos de granulação grossa com ortopiroxênio peritético (Fig. 18D).

Em escala microscópica, o fundido aprisionado envolve hornblenda e pode estar em contato reto com o ortopiroxênio peritético (Fig. 20A-B). Portanto, há um controle estrutural dos sítios de início da fusão pela desidratação da hornblenda. O intercrescimento de ortopiroxênio + quartzo ± plagioclásio muito fino na borda de hornblenda é uma textura de desequilíbrio, indicando a reação progressiva do metamorfismo e fusão parcial (Fig. 20C-D). O sobrecrecimento de plagioclásio (Fig. 20E) assemelha-se às texturas de fusão parcial do experimento de Castro (2001) e alguns porfiroblastos de ortopiroxênio sugerem ter sobrecrecimento, podendo ter mais de um estágio de crescimento desse mineral no processo de fusão (Fig. 20F).

A ausência de biotita na rocha e finas inclusões de hornblenda e opacos (Fig. 20F) em porfiroblasto de ortopiroxênio (Fig. 20F) sugerem que a reação de fusão parcial seja:



Portanto, a reação de fusão não tem presença de água como fase livre, ocorre controlada pelas microestruturas de hornblenda orientada e em temperatura maior que 800°C com pressão 2-4 kbar. Por fim, a hornblenda intercrescida com plagioclásio (Fig. 20F) em borda de ortopiroxênio são fases retrometamórficas que indicam a presença do líquido anatético reagindo com os resíduos pós-pico metamórfico (Waters, 2001; Sawyer, 2008b).

4.2 Orogenia Akawai (2.05 – 1.94 Ga)

O estágio inicial do Orógeno Akawai é marcado pela formação de arco continental (Suíte Trairão) e arcos de ilha: Complexo Anauá (2.04-2.01Ga; Faria *et al.* 2002; Fraga *et al.* 2010) no Escudo das Guianas e o Complexo Cuiú-Cuiú (2.05-1.95 Ga) no Escudo Guaporé (Vasquez *et al.* 2002; Alves *et al.* 2020).

Na Suíte Trairão foram obtidos valores T_{DM} de 2024 a 2091 Ma com $\epsilon Nd_{(t)}$ +2.2 e +3.0 (Fraga *et al.* 2010), indicando forte contribuição mantélica. No Complexo Anauá a idade modelo é de 2317 Ma com $\epsilon Nd_{(t)}$ -0.20 (Faria *et al.* 2002), sendo considerado um arco de ilha por ter pouca ou nenhuma contaminação de crosta continental. A cristalização das rochas do Complexo Anauá ocorre em $2028 \pm 9\text{Ma}$ (Pb-Pb, Faria *et al.* 2002) e do Arco Trairão tem idades $2044 \pm 17\text{Ma}$ (U-Pb, LA-MC-ICP-MS) e $2026 \pm 5\text{Ma}$ (U-Pb, SHRIMP) (Fraga *et al.* 2010).

O primeiro evento metamórfico associado à fusão parcial foi determinado neste trabalho com a datação de zircão metamórfico (*eg.* Vavra *et al.* 1996; Schaltegger *et al.* 1999; Corfu *et al.* 2003; Hoskin & Schaltegger, 2003; Rubatto, 2017) concentrado no resíduo (TJMS 42m) do diatexito da Suíte Trairão. A idade de M_1 é $2019 \pm 5\text{Ma}$ e ocorre sob condições de 4-8 kbar e 670-750°C com fusão parcial assistida por água, conforme a reação (1). A cristalização do fundido gerado em M_1 ocorre cerca de 10Ma após o metamorfismo em $2009 \pm 5\text{Ma}$, idade obtida em zircão ígneo do diatexito cinza.

Fraga & Cordani (2019) propõem que o pico metamórfico da colisão dos arcos eo-orosirianos ocorreu no período de 2,02-2,00 Ga registrado nas supracrustais do Cinturão Caurane-Coeroeni. Esse evento é síncrono ao metamorfismo de fácies granulito no Complexo Imatoca, marcando o evento M_1 . Os citados autores admitem as idades de $2008 \pm 14\text{Ma}$ (EPMA, De Roever *et al.* 2015) e de $1995 \pm 4\text{Ma}$ (U-Pb SHRIMP, Fraga *et al.* 2009 a), ambas obtidas em monazitas de granitpos tipo-S associados ao Cinturão

Caurane Coeroeni, como registro da cristalização pós-pico de migmatitos. A sugestão de um pico metamórfico em torno de 2,02 Ga é compatível com os dados obtidos nesta dissertação, assim como o valor de 2008 ± 14 Ma para cristalização de fundidos. Porém o valor de 1995 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP, Fraga *et al.* 2009a) é considerado muito baixo para registro do metamorfismo M_1 .

Um metamorfismo de grau intermediário com temperatura entre 480-550°C e 2-6 kbar de pressão (Bucher & Grapes, 2011) foi associado à geração de S_{n+1} e ao sobrecrecimento de bordas em cristais de zircão do diatexito cinza. A textura destas bordas indica formação na trajetória progressiva por meio de dissolução e sobrecrecimento do grão (Harley *et al.* 2007; Rubatto, 2017). Estas bordas têm idade concordante de 1998 ± 4 Ma (Fig. 24). A idade sugerida para M_2 nesta dissertação se aproxima do intervalo de 1,99-1,96 defendido por Fraga & Cordani (2019) para o metamorfismo M_2 verificado nos paragnaisses do Cinturão Caurane-Coeroeni. Enquanto estes autores interpretam M_2 como um evento de caráter termal, os dados desta dissertação apontam para um metamorfismo regional com desenvolvimento de foliação.

Diferente do que já foi proposto até agora para cristalização dos protolitos dos ortognaisses, metagranitoides e migmatitos da Suíte Rio Urubu, a idade aqui obtida foi mais antiga. Grande parte dos dados geocronológicos disponíveis na literatura, em torno de $1966-1917 \pm 30$ Ma, não diferenciam idades de cristalização e de metamorfismo (Santos & Olszewski, 1988; Fraga *et al.* 1997; Gaudette *et al.* 1996; Santos *et al.* 2009), com exceção de Velasquez (2015). Durante o metamorfismo de alto grau, dependendo do tempo de duração, o zircão pode ter sua idade isotópica totalmente resetada através da recristalização (Schaltegger *et al.* 1999; Corfu *et al.* 2003; Hoskin & Schaltegger 2003;). Neste contexto, fica difícil determinar uma idade precisa do protolito sem que haja uma análise textural e, se possível, química em cada grão.

O hornblenda-biotita metatexito da Suíte Rio Urubu (TJMS 51) teve a geração do protolito ígneo em 2000 ± 8 Ma. Essa idade foi obtida em uma população de dados concordantes de *spots* feitos em zonas de textura ígnea parcialmente preservadas e com razão Th/U > 0.1. Essa idade não pode ser considerada herança por assimilação de um zircão da encaixante durante um magmatismo posterior porque não mostram evidências texturais de xenocristal (*e.g.* Corfu *et al.* 2003). Diante deste contexto, considera-se que a formação dos protolitos dos ortognaisses e migmatitos da Suíte Rio Urubu não sejam exclusivamente de 1.96-1.92 Ga (Santos & Olszewski, 1988; Fraga *et al.* 1997; Gaudette *et al.* 1996; Santos *et al.* 2009; Kroonenberg *et al.* 2020; Fraga *et al.* 2020 e referências).

Neste caso, fica evidente a necessidade de futuras investigações com técnicas microanalíticas cada vez mais acuradas.

De acordo com [D'Agrella et al. \(2016\)](#) os polos magnéticos dos proto-continentes Amazônico e Oeste da África coincidem no intervalo entre 2000-1960 Ma, correspondendo em parte ao intervalo da Orogenia Akawai. O início do magmatismo na Suíte Rio Urubu (~2.0Ga) é coevo com o M₂ na Suíte Trairão (1998 ± 4 Ma; [Fig. 24](#)). Pode ser temporalmente correlacionado com a formação de rochas calcioalcalinas tipo I e tipo S no Domínio Uatumã, Escudo das Guianas ([Almeida et al. 2007, 2008](#)), com a Suíte Caxipacoré (2.00-1.97 Ga; [Leal et al. 2018](#)) no Escudo Brasil Central.

O terceiro evento metamórfico (M₃) associado à fusão parcial foi determinado a partir de rochas do Grupo Cauarane e da Suíte Rio Urubu neste trabalho. O M₃ determinado no granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado do Grupo Cauarane ([Fig. 11](#)) é associado a fusão parcial sem influxo de água. A fusão ocorre pela quebra da biotita sob condições aproximadas de fácies anfíbolito alto a granulito, entre 770°C – 830°C com pressões entre 5-10 kbar ([White et al. 2007; Spear 1993; Spear et al. 1999](#)). A idade de 1960 ± 8 Ma para M₃ foi obtida em zircão metamórfico do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado do Grupo Cauarane, enquanto a idade de monazita dessa rocha é de 1944 ± 5Ma. A idade da monazita representa o estágio de cristalização do líquido anatético produzido em M₃.

Zircão e monazita são fases bastante complexas em condições de *suprasolidus*, ambas dependem de fatores químicos e físicos para nucleação e crescimento ([Brown, 2013](#)). Estes fatores podem ser: localização microestrutural dos minerais acessórios, cinética de dissolução, extensão da anatexia, química do fundido, trajetória P-T e taxa de extração do fundido ([Yakymchuk & Brown, 2014 e suas referências](#)). Rochas ricas em fundido como leucossomas, diatexitos e granitos anatéticos, tendem a concentrar novos grãos de zircão formados a partir do líquido com textura ígnea e a monazita preserva o mínimo de componentes herdados ([Rubatto et al. 2001; Yakymchuk & Brown, 2014](#)). Por este motivo, a idade de zircão metamórfico 1960 ± 8 Ma é mais próxima do pico de M₃, enquanto a idade concordante obtida em monazita do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado de 1944±5Ma representa a cristalização do fundido gerado em M₃.

A análise petrográfica do hornblenda-biotita metatexito dobrado permite inferir temperatura 650-700°C e pressão 2-6 kbar para uma fusão parcial assistida por fluidos (*e.g.* [Cherneva & Georgieva 2007; Reichardt & Weinberg 2012](#)). A deformação sin-

anatética produz estruturas dilatadas para onde o fundido segrega e migra para cristalizar, condicionando o espaço dos diques/veios leucocráticos (Fig. 14). Fusão parcial ocorre em 1973 ± 15 Ma, idade obtida em domínios com zonamento convoluto ou *fronts* de recristalização nos cristais de zircão que apresentaram perda de Pb sistemática (Hoskin & Black, 2002; Hoskin & Schatellger, 2003) e, por este motivo, foi associada ao M₃.

É importante ressaltar que, grande parte dos dados de zircão hornblenda-biotita metatexito dobrado são discordantes e formam mais de um alinhamento podendo ter dois interceptos superiores distintos. Coincidentemente, os *spots* de mais baixa razão Th/U são aqueles que projetam uma linha com intercepto de idade mais jovem em relação ao primeiro intercepto (Fig. 29). Por este motivo, foram determinadas duas idades de metamorfismo em zircão do hornblenda-biotita metatexito dobrado: 1973 ± 15 Ma e 1882 ± 16 Ma. A primeira foi atribuída ao M₃ e a segunda representa uma reativação conforme será discutido adiante no texto.

O estágio final da Orogênese Akawai ocorre com metamorfismo de fácies granulito (M₄) e consequente alojamento de charnockitos (Fraga *et al.* 2009b; Velasquez, 2015) em torno de 1.94-1.92 Ga. Conforme Fraga *et al.* (2009b) e Velasquez (2015), o alojamento dos charnockitos ao longo do Suíte Rio Urubu ocorre de forma controlada pela deformação sin-cinemática com caráter transcorrente sinistral em ambiente intracontinental, onde há formação de zonas transpressivas e transtensivas. Os corpos charnockíticos estão dispostos paralelo ao *trend* NE-SW na região central do Escudo das Guianas.

Os cristais de zircão analisados no hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico são de vários tamanhos e formas, mas todos eles com textura interna com aspecto de metamórficas como bordas sobrecrescidas ou zonamento homogêneo com baixa CL, resultante da recristalização total do grão durante o evento de alto grau (Hoskin & Black, 2002; Hoskin & Schatellger, 2003; Corfu, *et al.* 2003). A idade obtida para o M₄ de fácies granulito na Suíte Serra da Prata foi de 1949 ± 4 Ma, representando a fase de mais alta temperatura da Orogenia Akawai. A fusão parcial associada ao M₄ ocorre sem a presença de água como fase livre no sistema provavelmente impulsionada por uma instabilidade térmica na base da litosfera.

O conjunto de idades produzidas neste trabalho revela um fator importante para investigações futuras. Os quatro episódios de metamorfismo determinados são eventos isolados ou representam um *continuum* orogênico de longa duração? O espalhamento de análises ao longo da concórdia em todas as amostras é de pelo menos 100 Ma (Tab. 2),

semelhante aos padrões geocronológicos de orógenos quentes (e.g. [Clark et al. 2015](#); [Fossen et al. 2017](#)).

Tabela 2 - Resumo do espalhamento de idades concordantes das amostras analisadas.

Amostra	Interpretação da idade	Intervalo de espalhamento (Ma)	Tempo de espalhamento (Ma)
Resíduo do diatexito (TJMS42m)	Metamorfismo	2100 – 1970	130
Diatexito cinza (TJMS 42)	Cristalização	2100 – 1980	120
Hbl-Bt metatexito dobrado (TJMS 51)	Cristalização	2080 – 1950	130
Grt-Sil-Kfs metatexito dobrado (TJMS 32)	Metamorfismo	2040 – 1890	150
Hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10)	Metamorfismo	2000 – 1900	100

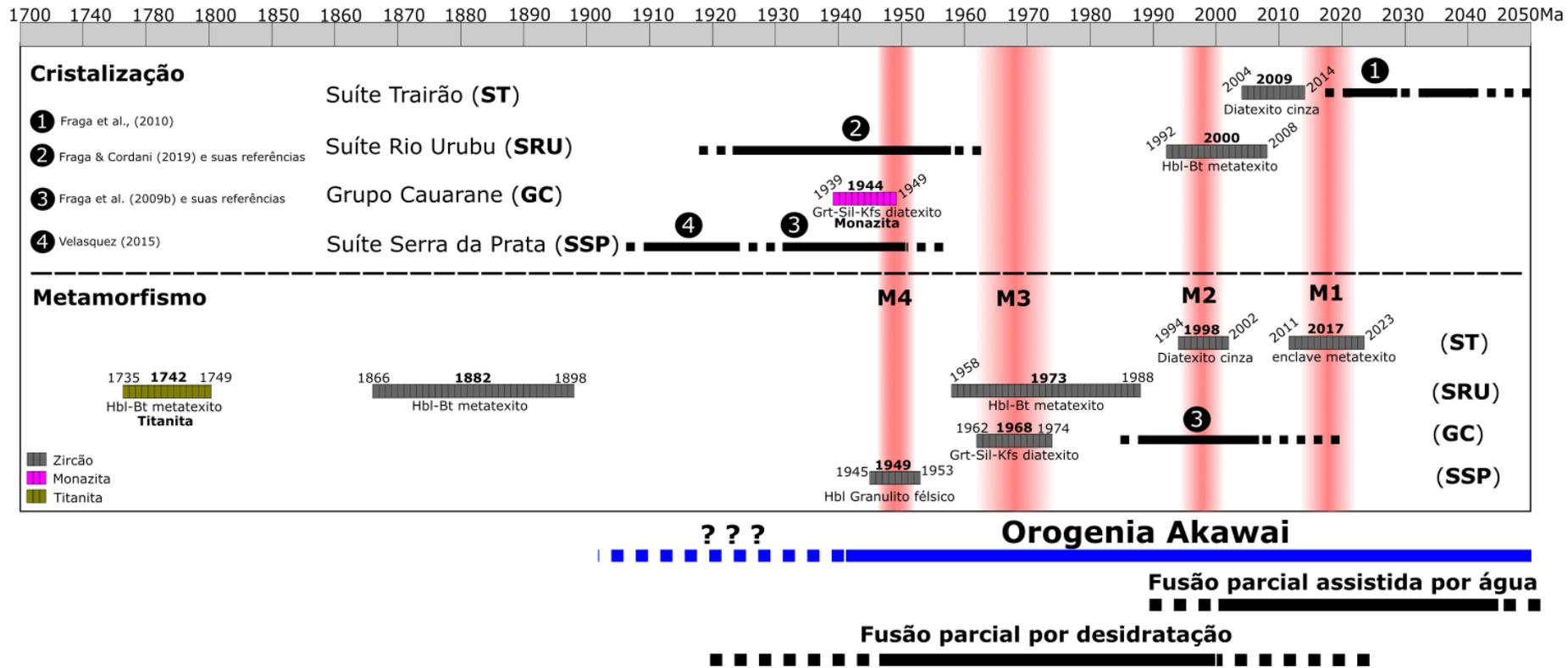


Figura 32 – Síntese dos dados deste trabalho comparando intervalos de idades obtidos, conforme referências.

4.3 Reativação durante o Orosiriano tardio e o Estateriano

Grande parte dos cinturões e arcos do Sistema Orogênico Akawai dispõem-se paralelamente a uma zona de cisalhamento com direção NE-SW na região central do Escudo das Guianas (Fig. 33). Essa zona de cisalhamento foi denominada Pisco Juruá por [Nomade et al. \(2003\)](#), embora o termo “Pisco Juruá” tenha sido proposta para uma extensa falha NE-SW no Escudo das Guianas que conecta desde o Hemigráben do Tacutu ao limite da Placa da Nazca ([Szatmari, 1983](#)).

A origem desta zona de cisalhamento não é bem compreendida, mas pode ter relação com a geometria cuspide da zona de subducção ([Beunk & de Roever, 2022](#)). Fato é que essa fraqueza litosférica foi reativada em diversos episódios após ter sido formada provavelmente no Orosiriano. As características estruturais descritas na [seção 2.4.1](#) indicam que o hornblenda-biotita metatexito dobrado da Suíte Rio Urubu apresenta evidências foliação de transposição e padrões de dobras que sugerem pelo menos duas fases de deformação. Provavelmente essa rocha passou por diversos episódios de metamorfismo e deformação ao longo da zona de cisalhamento. A assembleia mineral de rochas quartzo-feldspáticas de protolito ígneo é pouco sensível às múltiplas transformações metamórficas que uma rocha pode passar em sua história porque são constituídas majoritariamente por fases de grande campo de estabilidade termodinâmico ([Bucher & Grapes 2011](#)). A idade 1882 ± 16 Ma obtida em zircão do hornblenda-biotita metatexito dobrado pode ter coerência com a idade obtida em zircão metamórfico de [Velasquez \(2015\)](#) num charnockito milonítico. Esse evento pode estar relacionado com deformação em regime intracontinental transpressivo, corroborando com as evidências estruturais e geocronológicas de [Velasquez \(2015\)](#).

Por fim, a idade obtida em titanita do hornblenda-biotita metatexito dobrado ([TJMS10](#)) é de 1742 ± 7 Ma para os dados mais concordantes. Titanita tem afinidade com U e Pb, enquanto zircão e mozanita tem com U, mas não com Pb. Isso implica na leitura do ^{204}Pb comum no LA-ICP-MS *in-situ*, que diferente do método ID-TIMS (diluição isotópica) tem mais ^{204}Pb como teor de fundo comprometendo a leitura correta do Pb comum ([Kohn, 2017](#)). Para corrigir esse problema e obter uma idade, a regressão é feita em medidas menos e mais radiogênicas usando a isócrona inversa (Diagrama de Taras-Wasserburg). O conjunto de dados de titanita mostrou três populações distintas de idades, possivelmente com significados diferentes, mas a idade derivada é apenas a concordante de 1742 ± 7 Ma porque foram as análises mais robustas. No entanto, deve-se cuidar com as limitações destes dados. De acordo com [Kohn \(2017\)](#) os planos cristalográficos ideais

para obter uma alta resolução na idade isotópica não são no {111} e para identificar esse plano é necessária uma análise textural do grão com base em imagens de *backscattered electron* BSE (MeV). De todo modo, as análises mais concordantes foram idades precisas e trazem um significado importante para entender a evolução dessa Zona de Cisalhamento NE-SW na região central do Escudo das Guianas, enquanto as demais permaneceram sem interpretação devido às limitações. O significado desta idade pode ter relação com alguma fase de exumação parcial destas rochas que estavam na base na crosta e foram colocadas num ambiente com menor P-T. Petrograficamente a titanita forma coroa em ilmenita, essa textura de disequilíbrio sugere que a titanita seja um produto da transformação da ilmenita durante o resfriamento por estar em condições de P-T que a ilmenita não é mais estável (< 750-650°C; [Kohn, 2017](#)).

CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

O trabalho de campo, a petrografia detalhada, a análise textural em zircão e a geocronologia em várias fases foram as ferramentas quantitativas e qualitativas que sustentaram esta pesquisa. Com base nas evidências produzidas, pode-se considerar:

- O diatexito cinza da Suíte Trairão apresenta *schollen*, *rafts*, *schillieren* e enclaves métricos dobrados de resíduo onde foi possível inferir as condições aproximadas de fusão parcial assistida por água (4-8 kbar e 670-750°C) e determinar a idade de $M_1 = 2019 \pm 5$ Ma em zircão. Na parte neossômica do diatexito cinza, as análises petrográfica e textural de zircão permitiram determinar a sua idade de cristalização (2009 ± 5 Ma) e um metamorfismo de grau intermediário $M_2 = 1998 \pm 4$ Ma.

- No Grupo Cauarane, o granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado fundiu parcialmente através da desidratação de biotita em fácies anfíbolito alto a granulito (770°C – 830°C) com pressão entre 5-10 kbar. A idade próxima do pico da fusão parcial, atribuída ao M_3 , foi obtida em zircão (1960 ± 8 Ma), enquanto a idade de cristalização do líquido anatético obtida em monazita é de 1944 ± 5 Ma.

- O hornblenda-biotita metatexito dobrado da Suíte Rio Urubu é uma rocha bastante heterogênea em escala de afloramento e geralmente mostra superposição de estruturas. A geocronologia U-Pb em zircão aliada à análise petrográfica permitiu obter a herança da idade de cristalização em 2000 ± 8 Ma, a anatexia com influxo de água no sistema em 1973 ± 15 Ma (M_3) sob condições de 650-700°C e 2-6 kbar e outro evento tectonotermal em 1882 ± 16 Ma atribuído à uma reativação ao longo de uma zona de cisalhamento NE-SW na região central do Escudo das Guianas. A titanita desse migmatito apresenta idade concordante de 1742 ± 7 Ma e provavelmente representa uma outra reativação que desloca essa rocha para uma posição mais rasa da crosta.

- O metamorfismo e a fusão parcial por desidratação de hornblenda de M_4 ocorre em fácies granulito e tem idade de 1949 ± 4 Ma determinada em zircão do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico da Suíte Serra da Prata. Este evento foi associado ao alojamento de charnockitos em regime transcorrente (1.94 – 1.92 Ga).

- Os migmatitos e granulito examinados neste trabalho forneceram dados de eventos metamórficos e de fusão parcial que fazem parte do Sistema Orogênico Akawai (~ 2.05 - 1.94 Ga), bem como reativações durante o Paleoproterozoico. Metamorfismo alterna com magmatismo em ciclos, na fase inicial da orogênese a fusão parcial ocorre com água no sistema e em P-T moderada a alta e o estágio final é marcado pelo aumento de temperatura e ausência de água nas reações de fusão.

REFERÊNCIAS

- Aitken A.R.A., Raimondo T., Capitanio F.A. 2013. The intraplate character of supercontinent tectonics. *Gondwana Research*, **24**:(3–4):807-814. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.005>.
- Akiho Miyashiro. 1961. Evoluton of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology*, **2**(3):277-311.
- Aleinikoff, J. N., Schenck, W. S., Plank, M. O., Srogi, L. A., Fanning, C. M., Kamo, S. L., & Bosbyshell, H. 2006. Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington complex, Delaware: Morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite. *Bulletin of the Geological Society of America*, **118**(1–2):39–64.
- Almeida E.M., Macambira M.J.B., Oliveira E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from south-eastern Roraima, Brazil: Orosirian colisional magmatism evidence (1.97-1.96Ga) in central portion of Guyana Shield. *Prec. Res.* **155**:69-97.
- Almeida F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim IG-USP*, **7**:45-80.
- Almeida M.E. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitoides paleoproterozoicos do sudeste de Roraima, Brasil. Tese de doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 241p.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B, Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: 207Pb/206Pb age (zircon evaporation) of muscovite bearing granite, Amazonas State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology. Brasil. *Proceedings*, p. 31-33.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C. 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima Brazil: Orosirian colisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Res*, **155**:69-97.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Valente S. de C. 2008. New geological and single-zircon Pb evaporation data from the Central Guyana Domain, southeastern Roraima, Brazil: Tectonic implications for the central region of the Guyana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**:318–328.
- Alves C.L., Rizzotto G.J., Rios F.S., de Barros M.A.S. 2020. The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo Domain, Southern of Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.* **102**:1-33. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102648>.
- Amaral G. 1974. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, USP, 212 p
- Anandbadoer-Mahabier R., De Roever E.W.F. 2019. The Caicara-Dalbana Belt, a Belt of Felsic and Intermediate Metavolcanics of 1.99 Ga in the Guiana Shield, and Probably Across, in the Guapore Shield. In: 11th Inter Guiana Geological Conference: Tectonics and Metallogenesis of NE South America Paramaribo, Suriname. *Geol. Mijnbouwkund. Dienst Suriname Meded, proceedings*, 29.
- Ashworth J.R. 1985. *Migmatites*. Chapman e Hall, New York. 308p.

- Barbosa N.A. 2020. Vulcanismo Orosiriano no norte de Roraima, Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasil. 108p.
- Barbosa N.A., Fuck R.A., Souza V.S., Dantas E.L. Tavares Jr S.S. 2021. Evidence of a Palaeoproterozoic SLIP, northern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 103453. **111**:1-19.
- Barron C.N. 1969. Notes on the stratigraphy of Guyana. *Geol. Surv. Guyana* **6**:II-1-II-28.
- Barron, C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of central British Guyana. In: Conferência Geológica das Guianas, 4. Belém. *Anais*.
- Bemerguy R.L. & Costa J.S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. *Bol Mus Paraense Emílio Goeldi*, **3**:77-98.
- Bercovici D. & Ricard Y. 2014. Plate tectonics, damage and inheritance. *Nature*, **508**(7497):513-516.
- Berger, A., Burri, T., Alt-Epping, P., Engi, M., 2008. Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: An example from the Central Alps. *Lithos*. **102**:598–615
- Berrangé J.P. 1977. *The geology of southern Guyana, South America*. Institute of Geological Sciences Overseas Division, London, *Memoir* **4**, 112pp.
- Bispo-Santos F., D'Agrella-Filho M.S., Pesonen L.J., Salminen J.M., Reis N.J., Silva J.M. 2020. The long life of SAMBA connection in Columbia: A paleomagnetic study of the 1535 Ma Mucajaí Complex, northern Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **80**:285-302. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.09.016>.
- Blenkinsop, T.G. 2000. *Deformation Mechanisms and Microstructures in Minerals and Rocks*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 163 pp.
- Bomfim L.F.C., Ramgrab G.E., Uchoa I.B., Medeiros J.B., Ribamar Filho J., Mandetta P.V., Kvyumjian R.M., Pinheiro S.S. 1974. Projeto Roraima: relatório final. Manaus: CPRM. 15 v.
- Bosma W. Kroonenberg S.B., Maas K., de Roeber E.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam. *Geol. Min.*, **62**:241-254.
- Brandão R.L. & Freitas A.F. 1994. *Serra do Ajarani, Folha NA.20.X-C-VI*: relatório final. Manaus, DNPM/ CPRM, 153 p.
- Brasil, DNPM, Div. Geol. Mineral., Avulso no 41, p. 121-126. (Avulso no 41).
- Brown M. & Johnson T.E. 2018. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics. *American Mineralogist*, **103**(2):181–196.
- Brown M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, **84**:371-382.
- Brown M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, **36**:83-130.
- Brown M. 2008. Granites, Migmatites and Residual Granulites: Relationship and Process. In: Sawyer, E.W. (Ed). Working with Migmatites. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series Volume 38. p.97-144.

- Brown M. 2013. Granite: From genesis to emplacement. *GSA bulletin*, **125**(7-8):1079-1113.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Earth Planet. Science*, **110**(4):313-336.
- Brown, M. 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*. **5**(4):553-569. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.02.005>.
- Bucher, K. Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media.
- Carneiro M.C.R., Nascimento R.C.S., Almeida M.E., Salazar C.A., Trindade I.R., Rodrigues V.O., Passos M.S. 2017. The Cauaburi magmatic arc: Litho-stratigraphic review and evolution of the Imeri Domain, Rio Negro Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **77**:310-326. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.06.001>.
- Carvalho B.B., Janasi V.A., Sawyer E.W. 2017. Evidence for Paleoproterozoic anatexis and crustal reworking of Archean crust in the São Francisco Craton, Brazil: A dating and isotopic study of the Kinawa migmatite. *Precambrian Research*, **291**:98–118.
- Carvalho B.B., Sawyer E.W., Janasi V.A. 2016. Crustal reworking in a shear zone: transformation of metagranite to migmatite. *J. metamorphic Geol.* **34**:237–264.
- Castro A. 2001. Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*, **71**(1):31-49.
- Chayes, F. 1956. The Holmes effect and the lower limit of modal analysis. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society*. **31**(234):276-281.
- Cherneva Z. & Georgieva M. 2007. Amphibole-bearing leucosome from the Chepelare area, Central Rhodopes: PT conditions of melting and crystallization. *Geochem. Mineral. Petrol.*, **45**:79-95.
- Cioffi C. R., Neto M.D.C.C., Möller A., Rocha B. C. 2019. Titanite petrochronology of the southern Brasília Orogen basement: Effects of retrograde net-transfer reactions on titanite trace element compositions. *Lithos*, **344**:393-408.
- Clark, C., Healy, D., Johnson, T., Collins, A. S., Taylor, R. J., Santosh, M., & Timms, N. E. 2015. Hot orogens and supercontinent amalgamation: A Gondwanan example from southern India. *Gondwana Research*. **28**(4):1310-1328.
- Cordani U.G., Fraga L.M., Reis N., Tassinari C.C.G., Brito-Neves B.B. 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**(1):143-159.
- Cordani U.G., Sato K., Sproessner W., Fernandes F.S. 2016. U-Pb zircon ages of rocks from the Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the Amazonian Craton. *Brazilian Journal Geology*. **46**(1):5–35.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **53**(1):469–500. doi: <https://doi.org/10.2113/0530469>

- Cunningham D. 2005. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**:436–444. doi:10.1016/j.epsl.2005.09.013.
- D'Agrella M.S., Bispo-Santos F., Trindade R.I.F., Antonio P.Y.J. 2016. Paleomagnetism of the Amazonian Craton and its role in paleocontinents. *Brazilian Journal of Geology*. **46**(2):275–299. DOI: 10.1590/2317-4889201620160055.
- De Roever E.W.F., Beunk F.F., Yi K., de Groot K., Klaver M., Nanne J.A.M., van de Steeg W., Thijssen A.C.D., Uunk B., Vos H., Davies G.R., Brouwer F.M. 2019. The Bakhuis granulite belt in W Suriname, its development and exhumation. 11th Guiana geological conference: the tectonics and resource potential of NE south America, paramaribo. *Geol. Mijnbouwkd. Dienst Suriname Meded.* **29**:53–58.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Lafon J.-M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., De Avelar V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de La France*, **2-3-4**:5–57.
- Delor C., Roever E.W.F., Lafon J.M., Lahondère D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Surinam):II Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revisited Guiana Shield framework (2^oEd.). *Geologie de la France* **2-4**:207-230.
- Dickinson, W., Gehrels, G., 2003. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: Paleogeographic implications. *Sedimentary Geology* **163**:29–66.
- Dreher A.M., Fraga L.M., Ragatky D., Grazziotin H., Reis N.J. 2009. O Grupo Cauarane na Folha Vila De Tepequém, Roraima: *In*: 11^o Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, *Extended Abstract*, 3p.
- England P.C. & Thompson A.B. 1984. Pressure-Temperature-time path of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25**(4):894 - 928.
- Faria M.S.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Hartman L.A. 2002. The oldest arc of the Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP U-P geochronology of Anauá Complex. *In*: 41^o. Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa, Paraíba, SBG, *Anais*, p.306.
- Fettes D.; Desmons J. 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. University Press, Cambridge. 256p.
- Fossen, H. Cavalcante, G. C. de Almeida, R. P. 2017. Hot versus cold orogenic behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian orogens. *Tectonics*. **36**:2159– 2178. <https://doi.org/10.1002/2017TC004743>
- Fraga L. M. 2008. Cauarane - Coeroene Belt - The Tectonic Southern Limit of the Preserved Rhyacian Crustal Domain in the Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. *In*: International Geological Congress, 33. Oslo, Norway. *Abstract*.
- Fraga L.M. & Araújo R.V. Cap. 3.12 Suíte Serra da Prata. *In*: Roraima Central. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais)*. Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília: CPRM.

- Fraga L.M. 2002. *A Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozoicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 363 p.
- Fraga L.M., Araújo R.V., Haddad R.C. 1999. Cap. 3.5 Cinturão Rio Urubu. *In: Roraima Central. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais)*. Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília: CPRM.
- Fraga L.M., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S. 2009b. 1.94-1.93Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guiana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*. **27**:247–257.
- Fraga L.M., Reis N.J., Dall'Agnol R. 2009a. Cauarane-Coeroeni Belt? the main tectonic feature of the central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. *In: 11th Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus, *anais*, p. 142-145.
- Fraga L.M.B., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. *In: South-American Symposium On Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo. Resumos*, p. 115-117.
- Fraga L.M.B., Cordani U.G. 2019. Early Orosirian tectonic evolution of the Central Guiana Shield: insights from new U-Pb SHRIMP data. *In: 11th Inter Guiana Geological Conference: Tectonics and Metallogenesis of NE South America* Paramaribo, Suriname. Geol. Mijnbouwkund. Dienst Suriname Meded. 29, *proceedings*, p. 59-62.
- Fraga L.M.B., Dreher A.M., Graziotin H, Reis N.J., Farias M.S.G., Ragatky D. 2010. *Geologia e Recursos Minerais da folha Vila de Tepequém NA.20-X-A -III Estado de Roraima, Escala 1:100.000*. Projeto Amajari. Manaus: CPRM. 1 CDRM. Cartografia da Amazônia. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos. Sistema de Informações Geográficas (SIG).
- Fraga L.M.B., Dreher A.M., Reis N.J., Betiollo L.M., Scandolara J.E. 2016. *Geologia e recursos minerais da folha Ilha de Maracá - NA.20-X-A, estado de Roraima*. Escala 1:250.000. CPRM, Manaus. Nota explicativa. 95p.
- Fraga L.M.B., Lafon J.M., Tassinari C.C.G. 2020. Geologia e evolução tectônica das porções central e nordeste do Escudo das Guianas e sua estruturação em cinturões eo-orosirianos. *In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (Eds) Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. p.92-110.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Klein E., Dreher A., Scandolara J. The Orocaima Igneous Belt and the 1.99-1.96 Ga SLIP in the Amazonian Craton. *In: SAXI- XII Inter-Guiana Geological Conference 2022: Georgetown, Guyana. Proceedings*, p.60-65.
- Fraga LM., Vazques M.L., Almeida M., Dreher A.M., Reis N. 2017. A Influência Da Orogenia Eo-Orosiriana Na Formação Da Slip Uatumã, Parte Central Do Craton Amazônico. *In: 15th Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, *anais*. 405–408.
- Gasquet D., Levresse G., Cheilletz A., Azizi-Samir M. R., Mouttaqi A. 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-

African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition. *Precambrian Research*, **140**(3-4):157-182.

Gaudette H.E., Olszewski Jr W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3-4):183-195.

Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J., Santos J.O.S. 1997. Geochronology of Precambrian Rocks from the Northern Part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**:185-195.

Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J., Santos J.O.S. 1997. Geochronology of Precambrian Rocks from the Northern Part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**:185-195.

Gaudette H.E., Olszewski JR., W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **9**(3-4):183- 195.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, **3**(1):43-50.

Gibbs A.K. & Barron C.N. 1993. *Geology of the Guiana Shield*. New York, Oxford University Press, 246 p.

Girjasing R., Kroonenberg S., Ramdajal R., Wong T. 2019. Timing of the Origin and Uplift Bahkhuish Horst, Suriname. In: SAXI- XI Inter Guiana Geological Conference. Paramaribo, Suriname. *Mededeling Geologisch Mijnbouwkundige Dienst Suriname 29. Proceedings*, p.67-70.

Gonçalves, G. O., Lana, C., Scholz, R., Buick, I. S., Gerdes, A., Kamo, S. L., ... Nalini, H. A. 2016. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*. **424**:30–50.

Gorczyk W. & Vogt K. 2015. Tectonics and melting in intra-continental settings. *Gondwana Research*. **27**:196-208. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.021>

Gorczyk W., Hobbs B., Gessner K., Gerya T. 2013. Intracratonic geodynamics. *Gondwana Research*. **24**(3_4):838-848. [10.1016/j.gr.2013.01.006](https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.01.006).

Grenholm M. 2019. The global tectonic context of the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen – Insights from comparative studies, with implications for supercontinent cycles. *Earth-Science Reviews*, **193**:260–298.

Grenholm M. 2019. The global tectonic context of the ca. 2.27-1.96 Ga Birimian Orogen – Insights from comparative studies, with implications for supercontinent cycles. *Earth-Science Reviews*, **193**:260-298. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.017>.

Grenholm M., Jessel M., Thébaud N. 2019. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African Craton – Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. *Earth-Science Reviews*. **192**:138–193.

Grenholm M., Jessell M., Thébaud N. 2019. A geodynamic model for the Paleoproterozoic (ca. 2.27–1.96 Ga) Birimian Orogen of the southern West African

- Craton – Insights into an evolving accretionary-collisional orogenic system. *Earth-Science Reviews*, **192**:138-193. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.02.006>.
- Harley S. L., Kelly N. M., Möller A. 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, **3**(1):25-30.
- Harley S.L., Kelly N.M. Zircon Tiny but Timely. *Elements*. **3**:13-18.
- Hawkesworth C., Cawood P.A., Dhuime B. 2019. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*. **10**(1):165-173. DOI: 10.1016/j.gsf.2018.02.004.
- Hoskin P. W. & Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, **53**(1):27-62.
- Hoskin P.W.O. & Black L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal Metamorphic Geology*. **18**:423–439
- Hoskin P.W.O. & Black L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of metamorphic Geology*, **18**(4):423-439.
- Hoskin P.W.O., Black L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J. Metamorph. Geol.* **18**:423–439
- Huang D. L., Wang X. L., Xia X. P., Zhang F. F., Wang D., Sun Z. M., Chen X. 2020. Crustal anatexis recorded by zircon grains from early Paleozoic granitic rocks in Southeast China. *Lithos*, **370**:105598.
- Hurley P. M., Rand J.R., Pinson W.H., Fairbairn H.W., De almeida F.F.M., Melcher C.G., Cordani U.G., Kawashita K., Vadoros P. 1967. Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages: A pre-drift reconstruction shows matching geologic age provinces in West Africa and Northern Brazil. *Science*. **157**(3788):495-500. DOI: 10.1126/science.157.3788.495
- Johansson A. 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*. **175**(1–4):221-234. DOI:10.1016/j.precamres.2009.09.011.
- Johnson T. & Brown M. 2021. Metamorphism Through Time. In: (Eds) Alderton D. & Elias S.C. *Encyclopedia of Geology* (Second Edition). Academic Press. p.623-633. DOI:10.1016/B978-0-08-102908-4.00008-4.
- Jorge João X.S., da Costa J.L., Pastana J.M.N., Lobato T.A.M. 1975. Reconhecimento Geológico do Domínio Oiapoque-Jari. In: 10th Conf. Geol. Interguianas, Belém, Brasil. *Anais*, p.241-246.
- Julião E. L., Moraes R., Faleiros F. M., da Motta R. G., Valle F. R. Q., Lopes L. B. L. 2021. The role of deformation-assisted by water influx on partial melting of a granite protolith, and its role in the evolution of southwestern São Francisco Craton margin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **112**:103605.
- Klaver M., De Roever E.W.F., Nanne J.A.M., Mason P.R.D., Davies G.R. 2015, Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: Evidence of two separate UHT events: *Precambrian Research*, **262**:1-19.
- Klein E. L., Rodrigues J. B., Lopes E. C., de Oliveira R. G., Souza-Gaia S. M., de Oliveira L. B. T. 2020. Age, provenance and tectonic setting of metasedimentary

- sequences of the Gurupi Belt and São Luís cratonic fragment, northern Brazil: Broadening the understanding of the Proterozoic-Early Cambrian tectonic evolution. *Precambrian Research*, **351**:105950.
- Kohn M.J. 2017. Titanite Petrochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **83**:419-441.
- Kohn, M.J. and Kelly, N.M. 2018. Petrology and Geochronology of Metamorphic Zircon. *In*: D.E. Moser, F. Corfu, J.R. Darling, S.M. Reddy and K. Tait (Eds). *Microstructural Geochronology*. p.35-90.
- Kroonenberg S.B. 1976. Amphibolite facies and granulite facies metamorphism in the Coeroeni Lucie area, southwestern Suriname. *Geol. Mijnbouwkund. Dienst Suriname Meded.*, **25**:109-289.
- Kroonenberg S.B., de Roever E.W.F., Fraga L. M., Reis N. J., Faraco T., Lafon J. M., Cordani U., Wong T. E. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. *Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences*, **95**(4):491–522. DOI: 10.1017/njg.2016.10.
- Lahna A. A., Youbi N., Tassinari C. C. G., Basei M. A. S., Ernst R. E., Chaib L., Bekker A. 2020. Revised stratigraphic framework for the lower Anti-Atlas supergroup based on U–Pb geochronology of magmatic and detrital zircons (Zenaga and Bou Azzer-El Graara inliers, Anti-Atlas Belt, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, **171**:103946.
- Leal R.E., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T. da, Dantas E.L. 2018. Orosirian magmatic episodes in the Erepecuru-Trombetas Domain (southeastern Guyana shield): implications for the crustal evolution of the Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.*, **85**:278–297.
- Lopes, P.R.S. Oliveira, A.C.S. Goulart, L.E.A. Silva, S.R.A. Aguiar, L. Lira, R.R.C. Garcindo, L.B. Queiroz, L.C. Souza, A.G.H. Mapa Geológico do Centro-Sudeste de Roraima, 2021. Projeto Centro-Sul de Roraima. Ação Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral.
- Ludwig K.R. 2003. *Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 70p.
- Ludwig K.R. 2009. *SQUID 2: A User's Manual*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 5. 110 p. Disponível em: <http://www.bgc.org/isoplot_etc/squid/SQUID2_5Manual.pdf>.
- Luzardo R. & Reis N.J. 2001. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais*. 43–45.
- Martin-Bellizzia, C. 1972. Paleotectonica del Escudo de Guayana: Memoria de la Novena Conferencia Geologica Inter-Guianas. Ciudad Guayana, Venezuela, Ministerio de Minas y Hidrocarburos, *Boletin de Geologia, Publicacion Especial* **6**:251-305.
- Martini A., Bitencourt M.F., Weinberg R.F., De Toni G.B., Nardi L.V.S. 2019. From migmatite to magma - crustal melting and generation of granite in the Camboriú Complex, south Brazil. *Lithos*, **340–341**:270–286.
- Maxeiner R.O., Ashton K., Card C.D., Morelli R.M., Knox, B. 2017. A field guide to naming migmatites and their textures, with Saskatchewan examples; in Summary of

- Investigations. Saskatchewan Geological Survey, Saskatchewan Ministry of the Economy, *Miscellaneous Report*. **2**(4.2). 21p.
- McFarlane H. 2016. Lower and Middle Crust Exhumation during Palaeoproterozoic Accretionary Tectonics: Key New Evidence from the Sefwi Greenstone Belt, SW Ghana. *In: 35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa. Oral Presentation.*
- Mehnert K. R. 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York. 393 pp.
- Mehnert K.R. 1972. Granulites. Results of a discussion II. *Neus Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*. **145**:211-238.
- Mogk, D.W., 1992. Ductile shearing and migmatization at midcrustal levels in an Archean high-grade gneiss belt, Northern Gallatin Range, Montana, USA. *Journal of Metamorphic Geology*. **10**:427–438
- Montalvão R.M.G. & Pithan J.H.L. 1974. Grupo Cauarane. Belém Projeto Radam. *Relatório interno RADAM, 44-G*, 7pp.
- Montalvão R.M.G., Munis M.B., Issler R.S., Dall'agnol, R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da folha NA.20, Boa Vista, NB.20/2I, Roraima, e parte da NA.21, Tumucumaque. *In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20, Boa Vista, NB.20/2I, Roraima e parte da NA.21, Tumucumaque.* (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- Moser D.E., Cupelli C.L., Barker I.R., Flowers R.M., Bowman J.R., Wooden J., Hart J. R. 2011. New zircon shock phenomena and their use for dating and reconstruction of large impact structures revealed by electron nanobeam (EBSD, CL, EDS) and isotopic U-Pb and (U-Th)/he analysis of the vredefort dome. *Canadian Journal of Earth Sciences* **48**(2):117–139. DOI: 10.1139/E11-011.
- Navarro, M.S., Tonetto, E.M., Oliveira, E.P., 2015. LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon dating at University of Campinas, Brazil. **Geonalysis**, Vienna, Austria, P-09.
- Nomade S., Chen Y., Pouclet A., Féraud G., Théveniaut H., Daoud B.Y., Vidal M., Rigollet C., 2003. The Guiana and West-African Shield Paleoproterozoic grouping: new paleomagnetic data for French Guiana and Ivory Coast. *Geophysical Journal International*, **154**:677–694.
- Oliveira A.C.S., Goulart L.E.A., Lopes P.R.S., Almeida M.E., Costa I.S.L., Rodrigues J.B. Orogenia Intracontinental K'mudku: estudo estrutural, geofísico e geocronológico da faixa granulítica barauana, Escudo das Guianas, região central de Roraima. *In: 16º Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, Brasil. Anais*, 6pp.
- Paiva G de. 1928. Reconhecimentos geológicos nas fronteiras do Brasil com Venezuela e Colômbia. Estado do Amazonas. *Relat. An. Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, p. 15-21.
- Paiva G de. 1939. Alto Rio Branco. *Bol. Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, **99**: 44pp.
- Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S., Hernández-Uribe D., Parsons A. 2020. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth. *Earth-Science Reviews*. **207**:1-41. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>.
- Passchier C.W., Trouw R.A. 2006. *Microtectonics*. 2nd. ed., Springer. v. 2. 371 p.

- Patiño Dulce A.E. & McCarthy T.C. (1998). Melting of Crustal Rocks During Continental Collision and Subduction. In: Hacker, B.R., Liou, J.G. (eds) *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Petrology and Structural Geology*, vol 10. Springer, Dordrecht.
https://doi.org/10.1007/978-94-015-9050-1_2
- Paton C., Woodhead J. D., Hellstrom J. C., Hergt J. M., Greig A., Maas, R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **11**(3):1-36.
 doi:10.1029/2009GC002618.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemical and Geophysical Geosystems.* **11**(3):Q0AA06.
- Pinheiro S.S., Nunes A.C.B., Costi H.T., Yamaguti H.S., Faraco M.T.L., Reis N.J., Menezes R.G., Riker S.R.L, Wildner W. 1981. Projeto Catrimãni-Uraricoera: Relatório de Progresso. Manaus:DNPM/CPRM. **v.II-B**:399- 401.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdurmen E.A.Th., Verschure, R.H. 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian felsic magmatism and the Nickerie Episode in the Precambrian basement of Surinam, South America. *Geological Society of America Bulletin* **82**:1667–1680.
- Pryer L.L., Robin P.Y.F. 1996. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: A palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology.* **18**(9):1151–1166. DOI: 10.1016/0191-8141(96)00037-5.
- Pryer, L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology.* **15**(1):21–36.
- Raimondo T., Hand M., Collins W.J. 2014. Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives. *Earth-Science Reviews.* **130**:128-153.
- Read H.H. 1957. The Granite Controversy. London, Thomas Murby & Co. 430pp.
- Reichardt H. & Weinberg R.F. 2012. Hornblende chemistry in meta-and diatexites and its retention in the source of leucogranites: an example from the Karakoram Shear Zone, NW India. *Journal of Petrology,* **53**(6):1287-1318.
- Reis N.J. & Araújo R.V. 1999. Cap. 3.2 Complexo Urariquera. In: Roraima Central. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais).* Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília: CPRM.
- Reis N.J., Faria M.S.G., Almeida M.E., Oliveira M.A. 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG: Folhas Boa Vista (NA.20) e Roraima (NB.20), escala 1:1.000.000.* Serviço Geológico do Brasil, CPRM. Programa Geologia do Brasil. Brasília.
- Reis N.J., Fraga L.M., Almeida M. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de la France.* **2**:121–134.
- Riker S.R.L., Araújo R.V., Reis N.J. 1999. Grupo Cauarane. In: CPRM (ed.) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central. Escala 1:500.000. Sureg-Manaus. **3.3**: 20-33.

- Robertson S. 1999. Classification of Metamorphic Rocks. BGS Rock Classification Scheme. Volume 2. *British Geological Survey Research Report*, RR 99-02.
- Rogers J.J.W., Santosh M. 2003. Supercontinents in earth history. *Gondwana Research*. **6**:357-368.
- Rosa-Costa L., Lafon J., Cocherie A., Delor C. 2008, Electron microprobe U–Th–Pb monazite dating of the Transamazonian high-grade metamorphic overprint on Archaean rocks from Amapa block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **26**:445–462.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the Southeast of Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300.
- Rossoni M.B., Bastos Neto A.C., Souza V.S., Marques J.C., Dantas E., Botelho N.F., Giovannini A.L., Pereira V.P. 2017. U-Pb zircon geochronological investigation on the Morro dos Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb deposit (Amazonas, Brazil), *Journal of South American Earth Sciences*. **80**:1-17.
- Rubatto D. 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. **83**:261–295.
- Rubatto D. Williams I.S., Buick I.S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**:458-468.
- Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**(4):458-468.
- Santos J.O.S. & Olszewski W. 1988. Idade dos granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: SBG/DNPM. Congresso Latinoamericano de Geologia, 7, Belém. *Anais*, p. 378-388.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM. 169–195.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Riker S.R.L., Souza M.M., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2006. A faixa colisional K'Mudku (Idade Grenvilleana) no norte do Cráton Amazonas: Reflexo intracontinental do Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. In: 9th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará, Brazil. Sessão Temática III, 4 pp., CD-ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of provinces of the amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb geochronology. *Gondwana Research*. **3**(4):453–488.
- Santos J.O.S., McNaughton N.J., Faria M.S.G. 2009. Ortognaisse Mucajá: uma complexa história evolutiva desvendada através de datações U-Pb em titanita e zircão. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, XI. Manaus. CD-ROM.
- Santos J.O.S., McNaughton N.J., Faria M.S.G. 2009. Ortognaisse Mucajá: uma complexa história evolutiva desvendada através de datações U-Pb em titanita e zircão. In: XI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos*. CD-ROM.

- Santos J.O.S., Reis N.J., Chemale F., Hartmann L.A., Pinheiro S.S., McNaughton N.J. Paleoproterozoic Evolution of Northwestern Roraima State – Absence of Archean Crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers. p. 278-281.
- Santos J.O.S., Rizzotto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*. **165**(3–4):120–152. DOI: 10.1016/j.precamres.2008.06.009.
- Sawyer E.W. 1998. During Crustal Reworking: the Significance of Diatexites. *Journal of Petrology*. **39**(6):1147-1167.
- Sawyer E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in antatetic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*. **19**:291-309.
- Sawyer E.W. 2008a. Working with Migmatites: Nomenclatura for the Constituent Parts. In: Sawyer, E.W. (Ed). Working with Migmatites. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series Volume 38. p.1-28.
- Sawyer E.W. 2008b. *Atlas of Migmatites*. Special Publications of The Canadian Mineralogist, Vol. 9. 386p.
- Sawyer E.W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*. **116**:273-286
- Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D., Maurin J.C., Schulmann K., Gebauer D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib Mineral Petrol*. **134**:186–201.
- Schaltegger U., Schmitt A. K., Horstwood M. S. A. 2015. U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, **402**:89-110.
- Sederholm J. J. 1907. Om granit och geis. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, **23**:1-110.
- Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D., Faustinoni J.M., Toledo, B.A.M. 2021. Mesoarchean migmatites of the Carajás Province: From intra-arc melting to collision. *Lithos*, 106078. **388**:1-21.
- Simões M.S., Lisboa T.M., Almeida M.E., Silva S.R.A., Souza A.G.H. 2019. *Geologia e recursos minerais das Folhas Igarapé Canoa (SA.20-X-D-VI), Santo Antônio do Abonari (SA.20-X-D-III) e Vila do Pitinga (SA.20-X-B-VI)*. Nota explicativa. Estado do Amazonas, Escala 1:100.000. Manaus: CPRM. 43p.
- Solar G. 2008. The interplay between tectonics/structure and migmatite morphology in the field. In: Sawyer, E.W. (Ed). Working with Migmatites. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series Volume 38. p.145-158.
- Souza V.S., Souza A.G.H., Dantas E.L., Valério C.S. 2015. K´Mudku A-type magmatism in the southernmost Guyana Shield, central-north Amazon Craton (Brazil): the case of Pedra do Gavião syenogranite. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(2):293-306.
- Spandler C., Hammerli J., Sha P., Hilbert-Wolf H., Hu Y., Roberts E., Schmitz M. 2016. MKED1: A new titanite standard for in situ analysis of Sm-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, **425**:110–126.

- Spear F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Washington D.C. 799p.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney, J.T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to mineralogy and petrology*, **134**(1):17-32.
- Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Raub T.D., Prave A.R., Roberts N.M.W. 2014. Proterozoic onset of crustal reworking and collisional tectonics: reappraisal of the zircon oxygen isotope record. *Geology*, **42**:451-454. DOI: 10.1130/G35363.1.
- Spencer C.J., Roberts N.M.W., Santosh M. 2017. Growth, destruction, and preservation of Earth's continental crust. *Earth-Science Reviews*. **172**:87-106. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.013>.
- Spencer K. J., Hacker B. R., Kylander-Clark A. R. C., Andersen T. B., Cottle J. M., Stearns M. A., Seward G. G. E. 2013. Campaign-style titanite U–Pb dating by laser-ablation ICP: Implications for crustal flow, phase transformations and titanite closure. *Chemical Geology*, **341**:84-101.
- Spry A.H. 1969. *Metamorphic Textures*. Oxford: Pergamon.
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*. **24**(12):1861–1884. DOI: 10.1016/S0191-8141(02)00035-4.
- Szatmari P. 1983. Amazon rift and Pisco-Juruá fault: their relation to the separation of North America from Gondwana. *Geology*, **11**:300-304.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*. **22**(3):174–182. DOI: 10.18814/epiiugs/1999/v22i3/004.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R., Bartorelli A., Virgínio M.N. (Eds) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-485.
- Tassinari, C.C.G., Munhá J.M.U., Teixeira W., Palácios T., Nutman A.P., Sosa C.S., Santos A.P., Calado B.O. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*. **27**(1):3–12. DOI: 10.18814/epiiugs/2004/v27i1/002.
- Teixeira W., Reis N.J., Bettencourt J.S., Klein E.L., Oliveira D.C. 2019. Intraplate proterozoic magmatism in the amazonian craton reviewed: geochronology, crustal tectonics and global barcode matches. In: Srivastava, R., Ernst, R., Peng, P. (Eds.) *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*. Springer Geology. Springer, pp. 111–154. https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_4.
- Théveniaut H., Delor C., Lafon J.M., Monié P., Rossi P., Lahondère D. 2006. Paleoproterozoic (2155–1970Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, **150**(3–4):221-256. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.08.004>.
- Tullis J. 2002. Deformation of granitic rocks: Experimental studies and natural examples. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **51**:51–95. DOI: 10.2138/gsrmg.51.1.51.

- Vasquez M.L., Cordani U.G., Sato K., Barbosa J.P.O., Faraco M.T.L., Maurer V.C. 2019. U-Pb SHRIMP dating of basement rocks of the Iriri-Xingu domain, Central Amazonian province, Amazonian craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **49**(3):1–15. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190067>.
- Vasquez M.L., Ricci P., dos, S.F., Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.), *Contribuições à geologia da Amazônia*, vol. 3. Belém, SBG, pp. 67–84.
- Vavra G. 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**(4):331–344.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase late carboniferous to triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**:337–358.
- Velasquez C.A.T. 2015. Análise das petrotramas das rochas charnockíticas da Serra da Prata, Mucajá, RR. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, 202 p.
- Veras R.S., Nascimento R.S.C., Almeida M.E., Paquette J.L., Carneiro M.C.R. 2018. Paleoproterozoic basement of Içana Domain, Rio Negro Province, northwestern Amazonian Craton: Geology, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd). *Journal of South American Earth Sciences*, **86**:384–409. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.003>.
- Verma, S.K., Verma, S.P., Oliveira, E.P., Singh, V.K., Moreno, J.A., 2016. LA-SF-ICP-MS zircon U–Pb geochronology of granitic rocks from the central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand craton, *India Journal of Asian Earth Sciences* **118**:125–137.
- Vermeesch P. 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geosci. Front.* **9**:1479–1493.
- Vernon R.H. & Collins W.J. 1988. Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, **16**:1126–1129.
- Vernon R.H. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511807206>.
- Vernon, R. H. 2011. Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks. *Geological Society of America Memoirs*. **207**:1–11.
- Vernon, R. H., Vernon, R. H., & Clarke, G. L. 2008. *Principles of metamorphic petrology*. Cambridge University Press.
- Vignerresse J.L., Barbey P., Cuney M. 1996. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *Journal of Petrology*, **37**(6):1579–1600
- Walsh G. J., Aleinikoff J. N., Benziane F., Yazidi A., Armstrong T. R. 2002. U–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, **117**(1–2):1–20.
- Wang W., Wang M., Zhai Q.G., Xie C.M., Hu P.Y., Li C. 2020. Transition from oceanic subduction to continental collision recorded in the Bangong-Nujiang suture

- zone: Insights from Early Cretaceous magmatic rocks in the north-central Tibet. *Gondwana Research*, **78**:77-91. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.09.008>.
- Waters D. J. 2001. The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially melted granulite-facies rocks. *Lithos*, **56**(1):97-110.
- Wei, C. 2021. Types of Metamorphic Reactions. Editor(s): David Alderton, Scott A. Elias. *Encyclopedia of Geology* (Second Edition). Academic Press. 397-411.
- Weinberg R. & Hasalová P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*. **212–215**:158–188.
- White A., Burgess R., Charnley N., Selby D., Whitehouse M., Robb L., Waters D. 2014. Constraints on the timing of late-Eburnean metamorphism, gold mineralization and regional exhumation at Damang mine, Ghana. *Precambrian Res.* **243**:18–38
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of metamorphic Geology*, **25**(5):511-527.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von, Q.A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*. **19**:1–23.
- Yakymchuk C. & Brown M. 2014. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting. *Journal of the Geological Society*. **171**:465–479. <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2013-115>
- Yakymchuk, C. 2021. Migmatites. Editor(s): David Alderton, Scott A. Elias. *Encyclopedia of Geology* (Second Edition), Academic Press. 492-501.
- Yang, G. 2022. Subduction initiation triggered by collision: A review based on examples and models. *Earth-Science Reviews*. 104129. **232**:1-29.
- Zheng Y.F. & Gao P. 2021. The production of granitic magmas through crustal anatexis at convergent plate boundaries. *Lithos* **402–403**:1-23. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106232>
- Zhu R., Zhao G., Xiao W., Chen L., Tang, Y. (2021). Origin, accretion, and reworking of continents. *Reviews of Geophysics*, **59**:1-84. DOI:10.1029/2019RG000689

ANEXO

Tabela 3 - Proporção modal das diferentes partes do migmatito diatexito da Suíte Trairão.

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Hbl	Ttn	Op	Aln	Ep	Ms	Outros	Gran. média (mm)
Diatexito cinza (TJMS 42dtx) (n= 5)	16-19 (18)	12-18 (16)	33-36 (34)	12-19 (15)	-	2-3	2-3	1-2	5-8 (7)	2-3	2-3	1-5 (2,2)
Diques leucocráticos (n=3)	25-27 (28)	26-31 (21)	28-31 (34)	4-5	0	<1	~1	<1	1-2		1-2	1-6,2 (2,7)
Residuum (TJMS42m) (n= 7)	>1	-	30-36 (31)	27-31 (28)	13-18 (16)	3-7 (4)	1-4 (3)		16-20 (16)		1-2	0,2-1,9 (0,7)
Leucossoma <i>in-source</i> no residuum (n= 4)	23	27	37	2	4	~2	~1	<1	3		~1	1,1-6,3 (1,8)

Outros – zircão, apatita e monazita (?).

Tabela 4 - Proporção modal das partes do granada-sillimanita-K-feldspato metatexito dobrado (TJMS 32).

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Sil	Grt	Op	Ms	Chl	Ttn	Outros	Granulação (mm)
Paleossoma (n = 3)	19	27	13	12	4-6		2-4					0,1-3,4 (0,4)
Resíduo (n= 6)	<1	<1	<1	30-65 (48)	30-45 (36)		1-6 (3)	<1	<1	<1	1	0,1-0,6 (0,2)
Leucossomas (n= 6)	27-38 (33)	49-63 (54)	1-4 (3)	4-5		3-8 (5)	1-2	<1			1-3	1,5-12,0 (3,7)
Grt-Sil-Kfs metatexito milonítico (n= 5)	17-23 (22)	29-33 (31)	11-19 (14)	12-19 (16)	6-8	5-6	1-3			1-2	~1	<0,1-4,5 (0,3)

Outros – zircão, apatita, monazita.

Tabela 5 - Proporção modal das fases minerais do hornblenda-biotita metatexito dobrado (TJMS 51).

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Hbl	Ttn	Op	Aln	Ep	Outros	Gran. média (mm)
Hbl-Bt metatexito (n=4)	26-30 (29)	24-28 (26)	18-21 (20)	10-15 (12)	9-12 (10)	~2	1-2	~1	<1	~1	0,1-7,6 (3,1)
Hbl-Bt-metatexito milonítico (n=2)	27-29 (28)	25-26 (26)	17-19 (18)	15-17 (16)	5-7 (6)	3	2	~1	<1	~1	<0,1-4,3 (2,2)
Leucossoma (n=3)	30-34 (32)	27-31 (30)	12-15 (14)	4-7(5)	11	~1	~2	3-4		~2	0,9-9,5 (6,3)

Outros – zircão, apatita, monazita.

Tabela 6 - Proporção modal do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10).

	Qtz	Kfs	Pl	Bt	Opx	Hbl	Op	Outros	Gran. média (mm)
Granulito Félsico (n=8)	13-24 (19)	-	34-48 (45)	-	4-11 (7)	4-11 (6)	2-4		<0,1-0,4 (0,3)

Outros – zircão, apatita.

Tabela 7 – Dados isotópicos de zircão do resíduo (TJMS 42m) do diatexito, Suíte Trairão.

Zircão	f206 (%)	U (µg.g ⁻¹)	Th (µg.g ⁻¹)	Pb (µg.g ⁻¹)	Th/U	Idades (Ma) ¹											% conc ²
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	
1	0.01	1048.9	2624.1	1166.5	2.50	4.296	0.092	0.2525	0.0056	0.92	1961	15	1446	29	1690	18	74
2	0.09	69.7	20.2	15.2	0.29	6.158	0.107	0.3635	0.0071	0.57	1956	30	1988	33	1995	15	102
3	0.03	363.6	479.4	202.3	1.32	3.781	0.071	0.2267	0.0045	0.81	1948	22	1316	24	1585	15	68
4	0.06	102.4	31.2	26.5	0.30	6.107	0.108	0.3656	0.0068	0.66	1936	25	2011	32	1993	15	104
5	0.07	94.9	108.9	88.5	1.15	6.191	0.107	0.3642	0.0061	0.62	1992	25	2001	29	2000	15	100
6	0.02	345.8	700.0	510.8	2.02	5.742	0.115	0.3333	0.0067	0.75	2002	25	1852	33	1933	17	93
7	0.03	212.7	126.5	174.5	0.59	6.490	0.151	0.3797	0.0102	0.75	2006	31	2064	47	2037	21	103
8	0.05	150.0	130.9	89.5	0.87	5.207	0.104	0.3046	0.0064	0.76	2022	24	1715	31	1850	17	85
9	0.08	86.6	92.7	67.2	1.07	6.051	0.153	0.3482	0.0084	0.80	2026	29	1914	40	1974	21	94
10	0.05	228.5	606.6	117.6	2.66	3.614	0.085	0.2165	0.0053	0.75	1978	29	1258	28	1544	18	64
11	0.79	348.2	551.2	384.1	1.58	6.496	0.144	0.3733	0.0092	0.81	2045	25	2040	42	2039	19	100
12	0.08	76.2	40.0	37.7	0.52	6.392	0.134	0.3907	0.0079	0.59	1966	32	2117	37	2025	18	108
13	0.37	660.5	312.0	169.7	0.47	4.159	0.085	0.2599	0.0056	0.81	1911	24	1490	28	1665	17	78
14	0.71	397.4	766.3	272.3	1.93	5.944	0.113	0.3519	0.0072	0.76	2021	22	1944	33	1967	17	96
15	0.12	53.4	30.8	27.6	0.58	6.447	0.137	0.3904	0.0081	0.58	1968	35	2121	37	2046	18	108
16	0.03	248.3	398.7	221.3	1.61	5.172	0.122	0.3059	0.0077	0.82	1998	25	1718	39	1841	21	86
17	0.22	1225.7	3651.1	2066.3	2.98	5.199	0.099	0.3069	0.0071	0.78	2007	25	1733	34	1853	16	86
18	0.03	287.2	346.4	245.2	1.21	5.318	0.099	0.3142	0.0065	0.79	1993	22	1753	32	1879	16	88
19	0.04	194.0	200.3	151.9	1.03	4.883	0.100	0.2935	0.0068	0.66	1975	33	1654	34	1795	17	84
20	0.01	1237.3	610.5	361.8	0.49	3.654	0.076	0.2226	0.0048	0.81	1927	22	1292	25	1549	17	67
21	0.04	154.0	59.3	46.7	0.39	5.839	0.111	0.3435	0.0068	0.63	1990	29	1906	32	1951	16	96
22	0.01	609.0	467.6	387.1	0.77	4.817	0.114	0.2885	0.0076	0.83	1975	25	1630	38	1788	20	83
23	0.13	54.9	32.6	18.3	0.59	6.334	0.157	0.3684	0.0087	0.50	1990	44	2021	40	2021	22	102
24	0.06	112.2	30.9	22.5	0.28	6.529	0.133	0.3765	0.0076	0.69	2010	28	2057	36	2059	18	102
25	0.01	738.7	270.5	305.1	0.37	6.467	0.103	0.3792	0.0076	0.67	1992	26	2073	35	2041	14	104
26	0.02	393.9	461.1	445.9	1.17	5.591	0.131	0.3276	0.0090	0.71	1995	37	1823	43	1911	21	91
27	0.10	92.1	168.1	88.7	1.82	4.367	0.124	0.2545	0.0072	0.49	1983	49	1465	37	1706	23	74

28	0.06	115.2	70.5	39.0	0.61	6.630	0.133	0.3825	0.0072	0.61	2011	30	2084	34	2064	17	104
29	0.02	404.2	160.6	121.9	0.40	6.159	0.121	0.3604	0.0081	0.69	1982	28	1976	38	1993	17	100
30	0.03	202.3	250.7	224.1	1.24	6.806	0.133	0.3937	0.0085	0.72	1994	29	2134	39	2083	17	107
31	0.04	166.5	184.4	152.4	1.11	6.304	0.137	0.3692	0.0078	0.66	1957	31	2019	37	2018	19	103
33	0.02	276.7	154.0	179.6	0.56	6.442	0.130	0.3761	0.0083	0.71	1970	28	2054	39	2036	17	104
34	0.05	162.9	171.9	132.5	1.06	6.308	0.160	0.3660	0.0099	0.81	1997	29	2011	47	2016	22	101
36	0.02	321.9	243.9	305.6	0.76	6.490	0.110	0.3824	0.0075	0.72	1980	25	2081	34	2041	15	105

Tabela 8 – Dados isotópico de zircão do diatexito cinza (TJMS 42dtx) da Suíte Trairão.

Zircão	f206 (%)	U (µg.g ⁻¹)	Th (µg.g ⁻¹)	Pb (µg.g ⁻¹)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	Idades (Ma) ¹						% conc ²
											²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	
1	1.46	232.0	704.2	47.9	3.04	3.733	0.078	0.2118	0.0049	0.68	2052	32	1236	26	1574	17	60
2	0.04	222.4	110.1	84.3	0.50	5.912	0.096	0.3364	0.0062	0.62	2013	27	1871	30	1962	14	93
3	0.02	421.0	72.7	80.4	0.17	6.255	0.108	0.3661	0.0077	0.72	1977	25	2009	36	2010	15	102
4	0.03	244.7	73.9	72.1	0.30	6.150	0.099	0.3604	0.0064	0.67	1964	23	1984	30	1999	14	101
5	0.03	235.5	43.3	40.6	0.18	6.388	0.110	0.3803	0.0073	0.68	1941	26	2075	34	2029	15	107
6	0.03	313.6	89.1	81.8	0.28	6.038	0.080	0.3571	0.0055	0.68	1940	21	1967	26	1980	11	101
7	0.03	242.1	36.0	27.9	0.15	6.233	0.087	0.3654	0.0055	0.70	1963	20	2008	26	2006	12	102
8	0.03	236.3	47.6	46.8	0.20	6.228	0.100	0.3636	0.0068	0.66	1963	26	1995	32	2007	14	102
9	0.23	33.1	31.9	33.8	0.96	6.738	0.178	0.3826	0.0101	0.46	1992	48	2080	47	2073	24	104
10	0.07	97.9	31.5	27.5	0.32	6.978	0.147	0.4043	0.0078	0.60	1981	34	2188	36	2109	19	110
11	0.09	94.0	131.5	134.7	1.40	6.277	0.162	0.3600	0.0098	0.64	1995	40	1970	46	2008	23	99
12	0.07	134.2	45.5	28.4	0.34	5.026	0.099	0.2957	0.0057	0.51	1958	34	1672	28	1820	17	85
13	0.05	148.1	98.0	92.3	0.66	6.344	0.127	0.3681	0.0081	0.66	2005	31	2012	38	2016	18	100
15	0.03	279.2	76.6	79.0	0.27	5.916	0.113	0.3490	0.0074	0.58	1968	33	1923	36	1961	17	98
16	0.03	292.8	87.5	74.6	0.30	5.895	0.096	0.3558	0.0063	0.65	1930	25	1961	30	1961	14	102
17	0.10	77.2	47.1	41.2	0.61	6.240	0.152	0.3733	0.0087	0.61	1949	36	2045	41	2003	21	105
18	0.04	229.0	93.6	104.9	0.41	6.261	0.121	0.3760	0.0082	0.70	1954	29	2055	38	2011	17	105
19	0.03	254.0	80.5	70.1	0.32	6.209	0.110	0.3651	0.0069	0.71	1973	25	1998	33	2005	15	101

20	0.03	263.3	70.5	62.5	0.27	6.239	0.102	0.3760	0.0063	0.68	1940	23	2052	30	2007	14	106
21	0.07	112.8	94.2	97.2	0.84	6.149	0.121	0.3701	0.0075	0.59	1962	31	2026	35	1994	17	103
22	0.09	93.1	75.7	69.7	0.81	6.088	0.125	0.3569	0.0072	0.58	1996	33	1962	34	1982	18	98
23	0.09	88.9	49.3	42.9	0.55	6.415	0.115	0.3793	0.0066	0.51	1979	31	2066	31	2031	15	104
24	0.03	274.0	68.2	67.8	0.25	5.779	0.088	0.3485	0.0063	0.66	1948	25	1926	30	1945	13	99
25	0.05	178.9	60.0	49.8	0.34	6.190	0.106	0.3702	0.0065	0.67	1945	26	2028	31	1997	15	104
26	0.09	100.4	35.6	57.3	0.35	6.358	0.145	0.3560	0.0092	0.61	2044	39	1954	43	2024	20	96
27	0.27	32.0	19.2	19.3	0.60	5.986	0.159	0.3684	0.0098	0.41	1909	53	2008	46	1962	23	105
28	0.05	181.7	119.7	114.0	0.66	6.044	0.109	0.3610	0.0074	0.60	1939	30	1982	34	1977	16	102
29	0.01	632.9	75.7	69.0	0.12	6.192	0.114	0.3677	0.0084	0.74	1944	28	2013	40	2001	16	104
30	0.07	116.3	55.3	60.0	0.48	6.596	0.139	0.3842	0.0082	0.71	1991	30	2106	38	2051	18	106
31	0.03	234.1	71.1	57.2	0.30	6.161	0.115	0.3641	0.0070	0.73	1949	25	2002	33	1996	16	103
32	0.04	208.7	69.0	72.6	0.33	6.254	0.117	0.3682	0.0076	0.67	1968	30	2014	35	2012	16	102
33	0.13	64.0	43.7	39.9	0.68	6.300	0.142	0.3671	0.0090	0.57	1990	40	2008	42	2017	21	101
34	0.09	98.3	39.1	39.7	0.40	6.068	0.140	0.3490	0.0087	0.65	1999	35	1920	42	1987	20	96
35	0.06	114.3	47.5	42.6	0.42	7.406	0.147	0.4369	0.0104	0.67	1968	31	2331	47	2158	18	118
36	0.08	97.0	31.9	37.2	0.33	6.282	0.180	0.3692	0.0107	0.72	1939	38	2031	51	2010	26	105
37	0.04	208.3	76.1	78.0	0.37	6.204	0.114	0.3629	0.0075	0.65	1977	29	1993	35	2005	16	101

Tabela 9 – Dados isotópico de zircão do Grt-Sil-Kfs metatexito dobrado (TJMS 32), do Grupo Cauarane.

Zircão	f ₂₀₆ (%)	U (μg.g ⁻¹)	Th (μg.g ⁻¹)	Pb (μg.g ⁻¹)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	Idades (Ma) ¹						% conc ²
											²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	
1	1.08	674.5	18.9	46.9	0.03	3.546	0.065	0.2109	0.0046	0.81	1963	23	1235	24	1535	15	63
3	1.00	523.7	29.7	40.1	0.06	3.582	0.053	0.2178	0.0035	0.79	1948	18	1270	18	1543	12	65
4	0.02	253.5	19.5	16.6	0.08	5.739	0.080	0.3557	0.0056	0.75	1913	18	1959	27	1936	12	102
5	0.46	786.9	10.8	30.0	0.01	5.003	0.106	0.2981	0.0065	0.84	1973	24	1679	32	1814	18	85
6	1.71	524.3	41.7	67.2	0.08	3.775	0.057	0.2165	0.0038	0.79	2075	20	1260	20	1589	12	61
7	0.01	293.8	14.6	16.6	0.05	6.142	0.090	0.3734	0.0060	0.77	1942	18	2045	28	1998	13	105
8	0.53	1081.9	15.4	60.9	0.01	4.876	0.106	0.2913	0.0066	0.78	1970	25	1652	33	1801	17	84

9	0.21	627.4	15.5	20.9	0.02	5.262	0.118	0.3289	0.0078	0.83	1884	23	1826	38	1858	19	97
10	0.55	265.1	18.2	20.8	0.07	5.897	0.085	0.3547	0.0053	0.73	1951	19	1955	25	1957	13	100
11	1.42	303.4	26.5	33.0	0.09	3.414	0.058	0.2006	0.0036	0.78	1984	20	1178	19	1506	13	78
12	1.05	380.4	64.9	86.3	0.17	4.521	0.086	0.2616	0.0055	0.72	2008	24	1496	28	1735	16	75
13	0.54	242.2	12.9	13.8	0.05	5.982	0.073	0.3575	0.0047	0.74	1965	16	1968	23	1972	11	100
14	1.00	253.1	5.2	11.5	0.02	3.978	0.080	0.2348	0.0055	0.77	1976	26	1358	28	1628	16	69
16	1.54	652.9	17.2	70.6	0.03	5.538	0.105	0.3049	0.0071	0.73	2097	27	1722	35	1903	16	82
17	0.31	699.0	31.3	33.8	0.04	5.736	0.122	0.3455	0.0083	0.76	1965	29	1915	40	1939	18	97
18	0.02	232.3	18.0	16.1	0.08	5.502	0.080	0.3411	0.0054	0.73	1896	20	1891	26	1899	12	100
19	0.03	165.1	6.9	6.9	0.04	5.908	0.105	0.3611	0.0071	0.47	1927	33	1985	34	1968	16	103
20	0.03	159.3	70.9	83.2	0.45	6.253	0.108	0.3591	0.0068	0.64	2027	27	1973	32	2010	15	97
21	2.06	601.8	28.2	92.9	0.05	5.681	0.144	0.3122	0.0111	0.68	2184	39	1731	53	1923	21	79
22	0.01	493.8	17.9	21.1	0.04	5.809	0.116	0.3478	0.0080	0.79	1968	24	1921	38	1946	18	98
23	0.01	592.0	15.4	17.7	0.03	5.769	0.129	0.3476	0.0090	0.77	1954	29	1921	43	1936	19	98
24	2.89	399.3	13.1	76.7	0.03	5.553	0.104	0.2942	0.0060	0.72	2188	25	1658	30	1909	16	76
25	2.37	789.6	16.2	53.8	0.02	1.899	0.051	0.1090	0.0032	0.77	2029	33	665	19	1078	18	62
26	1.77	486.1	3.8	22.9	0.01	1.972	0.064	0.1213	0.0044	0.86	1920	34	735	25	1093	21	67
27a	0.08	161.1	36.1	47.3	0.22	2.648	0.064	0.1561	0.0039	0.65	2023	36	933	22	1313	18	71
27b	2.82	701.8	4.8	34.8	0.01	1.279	0.050	0.0802	0.0032	0.91	1863	27	496	19	822	22	60
28	0.02	333.2	9.5	22.8	0.03	6.320	0.100	0.3665	0.0071	0.68	2032	24	2007	33	2018	14	99
29	0.02	288.0	18.5	19.6	0.06	6.167	0.088	0.3689	0.0061	0.64	1968	23	2020	29	1998	12	103
30	1.60	570.0	57.6	89.5	0.10	3.076	0.069	0.1825	0.0044	0.70	1991	34	1077	24	1425	17	76
31	1.46	508.1	20.9	56.9	0.04	5.163	0.099	0.2932	0.0060	0.72	2051	26	1660	30	1844	16	81
32	0.05	120.8	3.2	3.2	0.03	5.920	0.091	0.3749	0.0063	0.66	1855	23	2053	30	1963	13	111
33	0.15	45.9	24.0	27.5	0.52	5.734	0.147	0.3333	0.0091	0.56	2014	45	1847	44	1925	22	92
34	1.26	396.4	16.8	35.3	0.04	4.482	0.078	0.2576	0.0055	0.75	2025	25	1473	28	1727	15	73
35	0.04	178.4	99.4	106.5	0.56	4.912	0.100	0.2852	0.0064	0.72	2021	28	1612	32	1803	17	80
36	1.42	442.6	17.0	58.4	0.04	6.311	0.124	0.3425	0.0072	0.69	2114	28	1891	34	2019	17	89
37	0.66	396.3	8.9	19.1	0.02	3.875	0.088	0.2259	0.0051	0.79	1953	26	1312	27	1601	18	67

38	1.60	444.8	12.0	35.0	0.03	2.882	0.064	0.1685	0.0041	0.77	1992	28	1001	23	1368	17	73
39	0.33	531.9	28.3	35.4	0.05	5.512	0.119	0.3408	0.0091	0.72	1878	32	1882	43	1897	19	100
40	0.01	527.2	16.1	20.1	0.03	5.825	0.114	0.3474	0.0080	0.73	1948	27	1924	38	1947	17	99

Tabela 10 – Dados isotópico de zircão do paleossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS 51P), Suíte Rio Urubu.

Zircão	f206 (%)	U ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)	Th ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)	Pb ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)	Th/U	Idades (Ma) ¹											
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	% conc ²
1	0.06	424.4	24.4	16.0	0.06	4.008	0.080	0.2566	0.0046	0.42	1794	62	1473	42	1636	25	82
2	0.39	42.6	24.2	25.0	0.57	6.503	0.201	0.3740	0.0108	0.69	1958	77	2051	67	2038	35	105
3	0.28	58.1	17.3	16.9	0.30	5.662	0.177	0.3469	0.0092	0.55	1835	73	1910	61	1920	34	104
4	0.16	128.0	23.9	30.3	0.19	4.886	0.107	0.2934	0.0070	0.53	1881	65	1656	52	1794	28	88
5	0.12	156.1	71.8	73.8	0.46	5.426	0.116	0.3312	0.0064	0.45	1887	60	1841	52	1891	28	98
6	0.27	98.8	55.7	32.5	0.56	4.285	0.112	0.2582	0.0067	0.55	1880	69	1478	48	1685	30	79
7	0.59	36.5	12.6	8.9	0.35	5.210	0.180	0.3171	0.0106	0.58	1913	80	1755	65	1845	37	92
8	0.06	350.8	13.8	7.9	0.04	4.812	0.101	0.3018	0.0063	0.45	1828	60	1701	51	1785	26	93
9	0.19	133.7	89.4	54.5	0.67	4.359	0.136	0.2648	0.0075	0.55	1868	77	1510	51	1704	32	81
10	0.06	341.8	9.1	7.1	0.03	4.990	0.094	0.3118	0.0057	0.52	1834	58	1746	48	1813	26	95
11	0.12	211.9	4.8	2.4	0.02	3.768	0.086	0.2410	0.0055	0.49	1799	63	1394	42	1582	26	77
12	0.45	38.0	22.5	18.1	0.59	6.014	0.202	0.3570	0.0104	0.46	1931	78	1951	66	1971	36	101
13	0.11	227.7	36.6	27.8	0.16	3.875	0.083	0.2368	0.0048	0.47	1883	63	1366	41	1603	26	73
14	0.21	123.5	23.8	16.1	0.19	3.649	0.108	0.2313	0.0066	0.58	1805	71	1339	46	1563	30	74
15	0.34	48.3	23.8	20.9	0.49	6.172	0.163	0.3725	0.0093	0.57	1906	70	2043	63	1999	32	107
16	0.07	315.2	10.7	21.6	0.03	5.179	0.088	0.3240	0.0066	0.52	1848	57	1803	52	1852	25	98
17	0.05	492.5	118.0	106.5	0.24	4.865	0.098	0.2864	0.0054	0.43	1926	56	1619	46	1800	26	84
18	0.67	48.7	12.7	17.6	0.26	3.877	0.159	0.2146	0.0076	0.58	2025	93	1246	50	1605	38	62
20	0.85	26.5	16.9	10.8	0.64	5.335	0.235	0.3121	0.0118	0.64	1960	110	1738	71	1866	45	89
21	0.22	99.1	42.5	34.9	0.43	5.365	0.127	0.3161	0.0072	0.57	1933	70	1766	53	1879	28	91
22	0.09	250.1	142.8	117.2	0.57	5.381	0.101	0.3191	0.0062	0.50	1922	55	1788	50	1881	26	93
23	0.30	81.7	46.1	29.8	0.56	4.470	0.112	0.2745	0.0068	0.63	1896	69	1556	49	1726	30	82

24	0.50	46.0	27.8	27.3	0.60	5.108	0.171	0.3019	0.0087	0.58	1888	79	1690	58	1820	35	90
25	0.16	185.7	27.8	44.6	0.15	3.712	0.081	0.2252	0.0052	0.56	1865	63	1311	41	1574	26	70
26	0.11	244.1	38.8	40.1	0.16	4.086	0.076	0.2397	0.0045	0.51	1928	60	1381	40	1646	25	72
27	0.11	213.9	68.3	85.3	0.32	4.721	0.099	0.2889	0.0057	0.49	1848	62	1632	47	1773	26	88
28	0.28	70.3	30.0	26.1	0.43	5.548	0.143	0.3298	0.0077	0.57	1896	71	1831	56	1904	31	97
29	0.06	345.8	66.5	85.4	0.19	5.057	0.085	0.3045	0.0053	0.54	1875	57	1713	47	1834	25	91
30	0.26	100.9	26.4	24.1	0.26	4.267	0.128	0.2564	0.0063	0.49	1869	73	1468	47	1685	32	79

Tabela 11 – Dados isotópico de zircão do leucossoma do Hbl-Bt metatexito (TJMS 51L), Suíte Rio Urubu.

Zircão	f206 (%)	U ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Th ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Pb ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	Idades (Ma) ¹		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	% conc ²
													$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ			
1	0.07	580.3	25.0	61.1	0.04	2.719	0.050	0.1639	0.0035	0.60	1859	58	978	31	1331	23	74
2	0.17	102.3	34.5	39.0	0.34	6.309	0.146	0.3863	0.0088	0.55	1864	63	2098	62	2016	29	113
3	0.07	262.0	164.1	162.5	0.63	6.153	0.121	0.3735	0.0081	0.51	1896	58	2037	59	1997	27	107
5	0.15	156.6	54.9	48.7	0.35	4.656	0.100	0.2882	0.0064	0.53	1795	62	1630	49	1751	28	91
6	0.08	274.3	70.0	72.2	0.26	5.121	0.099	0.3052	0.0068	0.56	1903	59	1715	51	1836	26	90
8	0.18	104.2	49.5	51.7	0.48	6.262	0.123	0.3698	0.0077	0.57	1920	61	2026	58	2018	27	106
9	0.09	225.3	54.5	87.3	0.24	5.542	0.145	0.3181	0.0094	0.60	1975	67	1769	61	1904	31	90
10	0.15	222.5	49.1	41.1	0.22	3.178	0.081	0.1984	0.0052	0.55	1809	67	1171	39	1444	27	81
11	0.12	285.9	15.1	20.7	0.05	3.216	0.076	0.1989	0.0048	0.52	1843	65	1169	39	1457	26	80
12	0.07	367.4	24.3	37.8	0.07	4.484	0.098	0.2732	0.0070	0.58	1853	63	1560	50	1728	27	84
13	0.35	56.2	30.7	29.3	0.55	5.543	0.164	0.3346	0.0100	0.57	1876	80	1851	64	1900	33	99
14	0.28	72.4	26.3	36.0	0.36	5.771	0.165	0.3326	0.0092	0.54	1961	74	1837	61	1928	32	94
15	0.11	189.8	31.3	44.4	0.17	5.151	0.126	0.3113	0.0079	0.53	1877	65	1738	55	1841	29	93
16	0.09	212.0	115.6	122.7	0.55	5.613	0.127	0.3353	0.0083	0.50	1900	64	1859	58	1916	29	98
17	0.24	106.4	36.7	35.6	0.34	4.695	0.138	0.2831	0.0080	0.52	1843	76	1598	54	1758	32	87
18	0.06	298.5	138.6	161.8	0.46	6.224	0.104	0.3690	0.0069	0.52	1914	56	2022	56	2003	25	106
19	0.12	173.4	41.9	42.0	0.24	5.411	0.125	0.3276	0.0074	0.53	1888	62	1815	54	1885	29	96
20	0.28	82.6	40.5	29.4	0.49	5.305	0.143	0.3197	0.0080	0.50	1885	69	1791	56	1870	31	95

21	0.20	95.3	44.9	50.9	0.47	6.476	0.157	0.3824	0.0093	0.54	1914	66	2080	64	2029	29	109
23	0.08	521.5	19.6	35.7	0.04	2.632	0.055	0.1663	0.0033	0.51	1787	59	992	31	1312	24	76
25	0.07	351.4	27.4	41.7	0.08	4.571	0.144	0.2824	0.0097	0.56	1823	72	1596	62	1736	32	88
26	0.08	247.7	91.4	126.0	0.37	6.085	0.150	0.3653	0.0108	0.58	1938	62	1989	66	1974	30	103
27	0.04	533.6	10.7	15.1	0.02	4.827	0.098	0.3088	0.0065	0.50	1775	58	1725	50	1778	26	97
28	0.04	533.4	9.8	12.3	0.02	5.979	0.140	0.3779	0.0105	0.53	1826	63	2059	65	1974	30	113
29	0.18	118.8	35.8	35.2	0.30	5.591	0.212	0.3268	0.0126	0.56	1914	82	1808	72	1895	38	94
30	0.27	111.7	12.0	10.1	0.11	3.880	0.116	0.2426	0.0071	0.54	1833	76	1395	48	1606	31	76

Tabela 12 – Dados isotópicos de zircão do hornblenda-ortopiroxênio granulito félsico (TJMS 10), Suíte Serra da Prata.

Zircão	f206 (%)	U ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Th ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Pb ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Th/U	Idades (Ma) ¹											
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	% conc ²
1	0.02	1002	163	158	0.16	5.720	0.150	0.3500	0.0100	0.79	1885	20	1934	48	1931	24	103
2	0.13	126	57	53	0.45	5.600	0.130	0.3462	0.0075	0.45	1893	24	1914	36	1913	20	101
3	0.12	126	81	68	0.65	6.050	0.130	0.3734	0.0078	0.47	1880	25	2040	37	1977	18	109
4	0.14	114	49	48	0.43	5.910	0.150	0.3585	0.0092	0.55	1908	27	1965	43	1966	22	103
5	0.14	116	62	44	0.53	5.980	0.140	0.3624	0.0079	0.30	1908	28	1986	38	1969	20	104
6	0.09	184	108	86	0.59	5.810	0.120	0.3549	0.0069	0.49	1906	22	1954	32	1939	18	103
7	0.02	762	263	218	0.35	5.650	0.110	0.3465	0.0076	0.73	1892	16	1916	37	1918	17	101
8	0.11	147	86	69	0.59	5.880	0.120	0.3577	0.0070	0.48	1914	21	1966	33	1950	17	103
9	0.15	109	54	45	0.50	5.800	0.140	0.3494	0.0084	0.42	1969	28	1928	40	1940	21	98
10	0.03	460	171	141	0.37	5.710	0.130	0.3457	0.0080	0.67	1909	18	1908	38	1935	20	100
11	0.06	240	116	91	0.48	5.790	0.130	0.3611	0.0080	0.67	1855	19	1981	38	1944	20	107
12	0.04	366	133	126	0.36	5.780	0.120	0.3539	0.0077	0.64	1909	19	1952	36	1946	18	102
13	0.07	222	48	44	0.21	5.970	0.110	0.3623	0.0075	0.55	1926	20	1990	35	1967	17	103
14	0.18	87	36	36	0.41	6.120	0.140	0.3701	0.0083	0.46	1932	26	2025	39	1993	20	105
15	0.15	109	51	46	0.47	5.880	0.150	0.3572	0.0088	0.44	1959	27	1971	42	1959	22	101
16	0.18	88	40	40	0.45	6.000	0.160	0.3557	0.0090	0.51	1972	31	1965	43	1972	23	100
17	0.07	207	114	116	0.55	5.820	0.170	0.3510	0.0100	0.62	1937	25	1924	48	1960	25	99

18	0.18	91	30	29	0.33	5.880	0.170	0.3528	0.0098	0.47	1959	29	1952	47	1949	24	100
19	0.10	161	80	77	0.50	6.040	0.130	0.3582	0.0079	0.45	1976	23	1968	37	1984	19	100
20	0.16	100	45	43	0.45	5.730	0.140	0.3474	0.0076	0.40	1911	27	1929	37	1933	21	101

Tabela 13 – Dados isotópicos de titanita da amostra **TJMS 51P**, paleossoma do Hbl-Bt metatexito.

Titanita	f206 (%)	U ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Th ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Pb ($\mu\text{g.g}^{-1}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	Rho	Idades (Ma) ¹						% conc ²
											$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	
1	0.49	33.4	6.4	3.0	0.19	5.508	0.173	0.3130	0.0091	0.29	1984	68	1743	45	1869	27	88
2	0.11	155.9	45.9	10.9	0.29	4.625	0.089	0.3087	0.0058	0.47	1738	36	1726	28	1741	16	99
3	0.27	63.3	29.2	6.5	0.46	4.575	0.112	0.2965	0.0063	0.31	1745	53	1667	32	1723	21	96
4	0.11	155.6	63.1	13.8	0.41	4.614	0.078	0.3088	0.0048	0.37	1721	33	1729	24	1740	14	100
5	0.12	158.8	120.9	20.7	0.76	3.451	0.070	0.2567	0.0045	0.35	1512	43	1470	23	1504	16	97
6	0.10	166.9	43.0	22.7	0.26	5.169	0.098	0.3194	0.0050	0.27	1859	38	1782	24	1837	16	96
7	0.09	188.3	123.7	23.8	0.66	4.518	0.085	0.3069	0.0050	0.29	1701	40	1723	25	1726	16	101
8	0.08	218.1	88.0	22.0	0.40	4.534	0.078	0.3115	0.0052	0.40	1675	35	1743	25	1729	15	104
9	0.30	59.1	14.7	5.0	0.25	5.225	0.161	0.3147	0.0085	0.26	1873	67	1751	41	1828	26	93
10	0.10	210.9	75.7	26.8	0.36	3.780	0.093	0.2646	0.0056	0.28	1627	53	1509	29	1577	20	93
11	0.15	132.6	55.3	15.6	0.42	4.510	0.097	0.2878	0.0054	0.37	1795	43	1624	27	1719	18	90
12	0.13	148.8	106.1	19.8	0.71	3.909	0.082	0.2754	0.0055	0.29	1632	47	1562	28	1603	17	96
13	0.16	111.0	32.9	8.4	0.30	4.600	0.104	0.3023	0.0064	0.37	1746	46	1697	32	1733	19	97
14	0.14	151.8	70.4	14.0	0.46	3.619	0.081	0.2602	0.0058	0.36	1588	48	1485	30	1543	18	93
15	0.14	128.6	35.2	8.7	0.27	4.621	0.106	0.3080	0.0069	0.37	1730	48	1723	34	1744	19	100
16	0.10	186.6	72.1	15.6	0.39	4.083	0.089	0.2868	0.0061	0.44	1627	44	1619	30	1643	17	100
17	0.21	87.1	28.1	7.7	0.32	4.603	0.128	0.3031	0.0077	0.33	1720	62	1706	39	1734	24	99
18	0.18	102.5	17.6	5.3	0.17	4.729	0.117	0.3110	0.0071	0.40	1751	51	1737	35	1756	21	99

Tabela 14 – Dados isotópicos de monazita da amostra TJMS 32, parte rica em fundido do Grt-Sil-Kfs metatexito dobrado, Grupo Cauarane.

Titanita	f206 (%)	U (µg.g ⁻¹)	Th (µg.g ⁻¹)	Pb (µg.g ⁻¹)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	Rho	Idades (Ma) ¹						
											²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	% conc ²
1	0.02	363	30219	454	83	5.815	0.110	0.3536	0.0079	0.64	1940	33	1952	37	1951	16	101
2	0.01	681	46690	662	69	5.746	0.101	0.3524	0.0076	0.60	1922	31	1940	36	1938	16	101
3	0.02	510	43924	612	86	5.924	0.114	0.3626	0.0075	0.59	1935	31	1992	35	1964	17	103
4	0.01	673	56260	808	84	5.804	0.105	0.3596	0.0074	0.57	1925	32	1977	34	1947	15	103
5	0.02	385	26430	378	69	5.670	0.133	0.3500	0.0087	0.68	1893	35	1931	41	1922	20	102
6	0.03	322	21651	319	67	5.785	0.110	0.3547	0.0081	0.66	1937	30	1956	39	1938	16	101
7	0.01	1576	24533	363	16	5.853	0.117	0.3591	0.0085	0.72	1910	30	1970	40	1955	17	103
8	0.02	516	21806	326	42	5.866	0.114	0.3613	0.0077	0.67	1925	30	1980	36	1948	17	103
9	0.02	515	31688	457	62	5.655	0.121	0.3537	0.0082	0.68	1885	31	1948	39	1920	19	103
10	0.02	479	14710	232	31	5.889	0.126	0.3676	0.0093	0.65	1910	33	2024	43	1963	18	106
11	0.02	376	22481	341	60	5.793	0.118	0.3555	0.0083	0.63	1937	32	1957	39	1945	17	101

Observações:

¹ dados não corrigidos para Pb comum

² concordância calculada como $(^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U} / \text{idade } ^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}) * 100$ para idades superiores a 1200 Ma e $(\text{idade } ^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U} / \text{idade } ^{207}\text{Pb} - ^{235}\text{U}) * 100$ para idades inferiores a 1200Ma. Onde $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ medido = [Stacey & Kramers \(1975\)](#) razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ na idade aparente (Pb comum não corrigido) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.