

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

STIPAN DOUGLAS DA ADÉLIA CARLITOS

A TRAMA DO MONZOGRANITO ITÃ: ESCUDO DAS GUIANAS, RR

MANAUS

2022

STIPAN DOUGLAS DA ADÉLIA CARLITOS

A TRAMA DO MONZOGRANITO ITÃ: ESCUDO DAS GUIANAS, RR

Dissertação apresentada ao Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências

ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS ALEJANDRO SALAZAR
COORIENTADORA: PROF^a. DR^a. MARTA EDITH VELÁSQUEZ DAVID

MANAUS

2022

Ficha Catalográfica

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

C283t Carlitos, Stipan Douglas da Adélia
A trama do Monzogranito Itã: Escudo das Guianas, R,R / Stipan
Douglas da Adélia Carlitos . 2022
94 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Carlos Alejandro Salazar
Orientador: Marta Edith Velásquez David
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal
do Amazonas.

1. Monzogranito metaluminoso . 2. Cálcio-alcalino . 3. Petrotrama
de origem magmática . 4. Alojamento plutônico sin-cinémático . 5.
arco magmático . I. Salazar, Carlos Alejandro. II. Universidade
Federal do Amazonas III. Título

STIPAN DOUGLAS DA ADÉLIA CARLITOS

A TRAMA DO MONZOGRANITO ITÃ: ESCUDO DAS GUIANAS, RR

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

Aprovado em 26 de maio de 2022.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar, Presidente.

Universidade Federal do Amazonas



Prof. Dr. Frederico Castro Jobim Vilalva, Membro.

Universidade Federal do Rio Grande do Norte



Prof.^a Dr.^a Geane Carolina Gonçalves Cavalcante.

Membro.

Universidade Federal do Paraná

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus que me proporciona a vida e proteção.

Fundamental foi a ajuda do professor Carlos Alejandro Salazar pela orientação, paciência e constante disponibilidade, apoio ao longo do mestrado e pela grande contribuição no conhecimento de assuntos relacionadas a pesquisa através de discussões e críticas construtivas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Amazonas, em conjunto com os seus integrantes desde a coordenação, professores e funcionários que pelo seu trabalho árduo tornaram possível a realização deste trabalho.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de mestrado que contribuiu na materialização do projeto de pesquisa.

Aos colegas de mestrado e do departamento de Geociências no geral e em especial ao amigo/colega Davi Paulo Silva que me proporcionou apoio e acolhimento. Aos colegas Izabela Sardinha, Sávio, Tayná e Samara.

A minha mãe que apesar da sua inexistência física, por meio dos ensinamentos dela que remanescem em mim, servem de inspiração e motivação para prosseguir no meio as adversidades.

Ao meu pai vai a minha grande saudação que de forma incondicional tem lutado constantemente e incansável para o sucesso da minha vida.

A família no geral em Moçambique. Aos meus irmãos Cledson, Junior e Kecy. Especial gratidão ao Samuel (Sanito), Zeca e Xadrequê.

“O sucesso de um plano demanda paixão pela causa; determinação para superar qualquer obstáculo e infortúnio; disposição de abraçar novo caminho e; ocasionalmente, estabelecer associações desconfortáveis” – Klaus on the originals serie.

RESUMO

O Granito Itã é constituído principalmente por litofáceis de granodiorito e monzogranito cujos limites indicam que se formaram por pulsos que interagiram ainda em estado magmático, e que depois de cristalizados foram intrudidas por sienogranito na forma de diques e apófises. Estas litofáceis são metaluminosas, exibem assinatura geoquímica cálcio-alcalina de alto-K e distribuição dos ETRL maior em relação aos elementos pesados, o que sugere fracionamento moderado na sua gênese. Evidências de assimilação incipiente foram localmente observadas. O alojamento plutônico do Granito Itã na crosta inferior ocorreu sob domínio regional de tectônica transpressiva, impondo-lhe formato elíptico com eixo maior orientado para os azimutes de 220°-230° para 050°-060° e registro de petrotrama interna caracterizada por foliação magmática com atitude variando nos azimutes 230°-260°/50°-70°. Mecanismos de acomodação na crosta vinculados a processos convectivos de câmara foram preservados na petrotrama do centro do plúton. A organização, distribuição espacial e orientação desta petrotrama são coerentes com a posição do vetor de encurtamento tectônico regional no azimute de 320°-340° para 140°-160°. A origem e organização de sua petrotrama em domínios, e seu alto mergulho no centro do plúton, similar à petrotrama de suas rochas hospedeiras é sugestivo de uma reologia plástica (alta temperatura) da crosta durante a colocação plutônica. Deformação de estado sólido por cisalhamento simples com lineação de baixo *rake* e caimento dominante para o Norte e rotação dextral foi registrada em alta temperatura. Essa deformação ocorre disposta em faixas onde a rocha exhibe textura milonítica com atitude paralela à foliação magmática. Interpreta-se que o Granito Itã cristalizou em temperaturas de 843 °C a 825 °C, foi alojado em dois pulsos principais que interagiram entre si, em pressões entre 1043, 690 e 275 MPa condizentes com ambiente de crosta inferior em arco magmático. O plúton registrou petrotrama submagmática dominante e de estado sólido subordinada, a qual foi compartimentada em domínios em condições sin a tardi-cinemáticas. Considerando que as rochas encaixantes do Granito Itã são charnockito e sienogranito (tipo wiborgito) deformados e que possuem petrotramas com organização e orientação similar à do Granito Itã, interpreta-se que todas estas rochas registraram suas respectivas petrotramas sob influência do mesmo evento tectônico e por tanto seriam temporalmente próximas e cinematicamente coerentes.

Palavras-chave: Monzogranito metaluminoso. Cálcio-alcalino. Petrotrama de origem magmática. Alojamento plutônico sin-cinemático em arco magmático.

ABSTRACT

The Itã Granite is composed mainly of granodiorite and monzogranite facies whose limits indicate that they were formed by pulses that interacted while still in a magmatic state, and that after crystallization were intruded by syenogranite in the form of dykes and apophyses. These lithofacies are metaluminous, exhibit high-K calc-alkaline geochemical signature and higher ETRL distribution in relation to heavy elements, which suggests moderate fractionation as the dominant petrogenetic process. Evidence of incipient assimilation was locally observed. The plutonic lodging of the Itã Granite in the lower crust occurred under a regional transpressive tectonic domain, imposing an elliptical shape with a major axis oriented to azimuths 220°-230° to 050°-060° and an internal Petro fabric record characterized by magmatic foliation with an attitude varying in azimuths 230°-260°/50°-70°. Mechanisms linked to chamber convective processes were preserved in the petrofabric of the center of the pluton. The organization, spatial distribution and orientation of this petrofabrics are consistent with the position of the regional tectonic shortening vector in the azimuths from 320°-340° to 140°-160°. The origin and orientation of its petrofabric into domains, and its high dip in the center of the pluton, similar to the petrofabrics of its host rocks, is suggestive of a plastic (high temperature) rheology of the crust during plutonic emplacement. Simple-shear solid-state deformation with low rake lineation and dominant northward droop and dextral rotation was recorded at high temperature. This deformation occurs arranged in bands where the rock exhibits mylonitic texture with attitude parallel to the magmatic foliation. The Itã Granite crystallized at temperatures from 843 °C to 827 °C, was hosted in two main pulses that interacted with each other, at pressures between 1043, 690 and 275 MPa consistent with the lower crust environment in a magmatic arc. During its emplacement, the pluton recorded dominant submagmatic and subordinate solid-state petrofabrics under sin-kinematic to late-kinematic conditions. Considering that the host rocks of the Itã Granite are deformed charnockite and syenogranite (wiborgite type) and that they have petrofabric with organization and orientation similar to that of the Itã Granite, it is interpreted that all these rocks recorded their respective petrofabric under the influence of the same tectonic event and by both would be temporally close and cinematically coherent.

Keywords: Metaluminous granite. Calc-alkaline. Petro fabric of magmatic origin. Syn-kinematic emplacement plutonic in magmatic arc.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Localização geográfica do Granito Itã (com destaque em marrom) e vias de acesso..... 11
- Figura 2: Localização da área de estudo (quadrado preto) dentro das províncias geocronológicas (em **A**) de acordo com Santos et al.(2006). **B**- Identificação do Granito Itã e rochas adjacentes (retângulo preto), editado de Almeida (2006). 19
- Figura 3: Distribuição espacial de pontos de amostragem no interior do Granito Itã, discriminando por afloramento o tipo de análise realizada (sistema de coordenadas UTM zona 20N)..... 30
- Figura 4: Geologia da área de ocorrência do Granito Itã. Mapa mostrando as relações de contato com as rochas encaixantes e as principais estruturas (modificado de CPRM, 2021). 34
- Figura 5: Principais rochas que constituem o Granito Itã. **A**- Monzogranito porfirítico com matriz grossa (1) e xenólitos de sienogranito grosso dispostos em bandas (0), IT55. **B**- Monzogranito grosso com diques de sienogranito fino (aplito, 4) e de pegmatito de composição granítica (5), IT18. **C**- Monzogranito inequigranular grosso (1) intrudido por diques de monzogranito com megacrístais em matriz média (2), quartzo diorito fino (3) e dique de sienogranito fino (aplito, 4), IT4..... 35
- Figura 6: Diagramas ternários QAP e Q(A+P)M de classificação de rochas ígneas plutônicas ácidas (Streckeisen, 1976) para a composição modal do Granito Itã..... 36
- Figura 7: Aspectos texturais do monzogranito em meso e microescala. **A**- Xenólitos alinhados de sienogranito grosso com fenocristais de K-feldspato em monzogranito médio (IT55). **B**- Monzogranito subporfirítico foliado. **C**- xenocristais de plagioclásio (Pl) alongado e quartzo (Qtz) em ribon. Cristais finos de plagioclásio (Pl), titanita (Ti), hornblenda (Hb) e biotita (Bt), alinhados. Quartzo anédrico intersticial (IT55). **D**, **E**- Agregados orientados de cristais plagioclásio fino anédrico. Cristais de hornblenda e biotita subédrica, alinhados e cristais isolados de titanita e de epidoto (Ep) (IT55, IT11), quartzo intersticial. **F**, **G**- Cristais isolados subedrais de ortopiroxênio (Opx), hornblenda (Hb), titanita (Ti), epidoto (Ep), apatita (Ap) e bitotita (Bt) (MAR44, IT6B)..... 39
- Figura 8: Aspectos texturais do granodiorito em meso e microescala. **A**- Textura subporfirítica foliada (IT1). **B**- Agregado de cristais alinhados de hornblenda (Hb), biotita (Bt) e quartzo (Qtz) intersticial e hiperstênio (Hp). No quadrado, detalhe da figura C (IT1). Fotomicrografias em nicóis cruzados e paralelos. **C**- Crescimento em equilíbrio de hornblenda, magnetita (Mt) e plagioclásio com quartzo como fase intersticial penetrando em cúspide na hornblenda (setas amarelas). **D**- No círculo, detalhe de hornblenda e opaco intersticial a cristais de plagioclásio e hiperstênio. Biotita e quartzo com limites em cúspide com hornblenda (setas amarelas, IT2B)..... 41
- Figura 9: Aspectos texturais de afloramento e em fotomicrografia do quartzo diorito(IT02): **A**- Sua ocorrência na forma de enclave microgranular exibindo uma forma tabular (no limite inferior), com limites bruscos e uma continuidade sinuosa dentro do monzogranito porfirítico grosso. **B**- Aspecto composicional do quartzo diorito em lâmina. **C**- Foliação definida pelo alinhamento da biotita (Bt) e hornblenda (Hb). Antecristais de microclínio (Kf) com desenvolvimento de pertitas em chama. **D**- Geminação lei de albita no plagioclásio (Pl) subédrico e tabular com mirmequita em alguns limites curvos. Quartzo (Qtz) intersticial nos cristais de plagioclásio (Pl). 42
- Figura 10: Texturas em afloramento e em fotomicrografia do sienogranito: **A**, **B**- Diques de sienogranito com limite abrupto intrudindo o monzogranito (IT4, IT29). **C**- Plagioclásio (Pl) tabular, orientado, em tamanhos finos e médios, apresentando limite reto a irregular com K-feldspato (Kf) com macla em tartan. Cristais de titanita (Ti) elíptica alinhados, quartzo (Qtz) anedral intersticial (IT29). **D**- Fenocristal de K-feldspato (Kf) pertítico, titanita associada a cristais finos de hornblenda anedral, plagioclásio anedral, e quartzo incluído (IT4). 43
- Figura 11: Diagramas classificatórios para rochas do Granito Itã: **A**- Diagrama TAS para rochas plutônicas de Cox et al. (1979). **B**- Diagrama SiO₂ x K₂O de Peccerillo & Taylor (1976). **C**-

Diagrama de índice de saturação de alumina vs. sílica de Frost & Frost (2008), exibindo correlação positiva conforme avança a saturação em sílica.....	46
Figura 12: Diagramas de variação do tipo Harker para elementos maiores e traços do Granito Itã, tendo como índice de diferenciação o teor de SiO ₂ (wt%).....	48
Figura 13: Padrão de distribuição de ETR do Granito Itã, normalizado pelo condrito de Boynton (1984) em A e, pelo condrito de Thompson (1982) em B	49
Figura 14: Diagramas de tipologia dos granitos. A e B - proposto por Whalen et al. (1987). C - Diagrama de Grebennikov (2014), projetando todas as amostras para fora do campo pertencente aos granitos tipo A. D - Diagrama modificado de White e Chappell (1983), mostrando a predominância dos granitos Tipo I.	51
Figura 15: Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos para o Granito Ita. A - Diagrama de Pearce et al. 1984). B - Diagrama de Harris et al. (1986).	51
Figura 16: Distribuição espacial de parâmetros petrogenéticos relacionados ao alojamento do Granito Itã conforme cálculos usando o geobarômetro de quartzo. A - Diagrama de pressão vs. Fe ³⁺ #. B - Diagrama temperatura vs. temperatura. C , D - Distribuição espacial de variação da pressão em seções A-B (transversal) e X-Y (ao longo do eixo maior do plúton).	55
Figura 17: Imagens aeromagnéticas para fins de análise estrutural: A - Combinação binária de 1Dz (primeira derivada vertical) do CMA (campo magnético anômalo) com imagem de radar. B - Combinação binária de 2Dz (segunda derivada vertical) do CMA com imagem de radar. C - Alinhamentos da 1Dz. D - Alinhamentos da 2Dz. Dados aeromagnéticos disponíveis no Geobank do site do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2021).	58
Figura 18: Estruturas regionais observadas em rochas vulcano-sedimentares ao sul do Granito Itã. A - Estratificação (S ₀) em aglomerado e tufito. Estereograma de projeção inferior de igual área mostrando a orientação da sua atitude. B - Foliação milonítica (Smi) em tufito. Sua atitude representada no estereograma. C - Corte da estrada mostrando sequência vulcano-sedimentar deformada por estruturas destacadas na figura E. Estereograma de projeção inferior de igual área mostrando a orientação. D - Sequência de tufitos, lapilli-tufito e aglomerado para o topo. E - Bloco diagrama 3D interpretativo da cinemática da deformação por cisalhamento transpressivo (ZC), e sugestivo da orientação da tensão regional responsável pelo sistema de deformação rúptil conjugado ZC e FT a ser observado no estereograma igual área projeção hemisfério inferior da figura C.	59
Figura 19: Aspectos estruturais do sienogranito encaixante. A - Cristais ovóides a tabulares de feldspato alcalino com orientação preferencial definindo foliação magmática (GW16, 9) e milonítica (GW4) e as respectivas lineações minerais (estereogramas igual área). B - Estruturas sigmoides de feldspato alcalino formando foliação milonítica e lineação de estiramento. Xenólito (seta vermelha) de textura fina alinhado de forma concordante com a foliação milonítica (GW8). Visão geral de paralelepípedos orientados <i>in situ</i> , revelando o alinhamento de megacristais de K-feldspato sigmoides estirados, contidos nos planos de deformação finita (XZ, XY), marcando lineação de estiramento (eixo X nos blocos GW02 e IT17). C e D - Distribuição espacial da atitude da foliação milonítica e da lineação de estiramento das rochas encaixantes do Granito Itã. Estereogramas de projeção do hemisfério inferior de igual área mostrando atitude da foliação milonítica e da lineação de estiramento mineral <i>down dip</i> e cinemática sinistral ilustrada nos paralelepípedos da Figura B, sugerindo transporte de massa NW-SE.	62
Figura 20: Estruturas de origem magmática do Granito Itã. A - Orientação da foliação magmática e da lineação mineral, de enclaves máficos finos e de diques de aplito. B - Diques e bandas de diferente composição com atitude coerente com a orientação da foliação magmática. C - Dobramento de Smag por rotação e arrasto de porções de rocha com textura <i>cumulus</i> . D - Orientação e cinemática de bandeamento <i>schlieren</i> resultado da interação de dois pulsos de magma com contraste de viscosidade.	

E- Bolsões de pegmatito elípticos, orientados segundo Smag do monzogranito que foi intrudido por diques de granodiorito foliado..... 68

Figura 21: Comportamento da foliação magmática no Granito Itã em meso e microescala: **A-** Foliação magmática definida pela orientação preferencial dos minerais de feldspato tabular a subelíptica (IT02). Plagioclásio (Pl) tabular com limites retos e zoneamento mineral (IT49). **B-** Variação composicional na forma de schillieren (detalhe no canto superior direito) (IT08). Plagioclásio (Pl) eudral com orientação preferencial. Limites em cúspide (setas azuis) entre os cristais de hornblenda (IT08). **C-** Variação textural e composicional formando um conjugado (IT36). Quartzo (Qtz) alongado mostrando deslizamento planar e limites irregulares e quartzo fino intersticial local (IT36). Limites em cúspide (seta azul). **D-** Xenólito e foliação magmática arqueada em seu entorno. Desmembramento parcial do xenólito pelo fluxo magmático transcorrente e cinemática dextral consistente com a cinemática interna do xenólito (IT51). **E-** Estereogramas de projeção do hemisfério inferior de igual área (IT02, IT08 e IT36, IT15) mostrando a atitude da foliação magmática e da lineação mineral. 69

Figura 22: Leitura cinemática para a foliação magmática, feita a partir do plano XZ do elipsoide de deformação finita (IT02) e estereograma (projeção hemisfério inferior de Schmidt) mostrando medidas de campo. A direita, blocos diagramas esquemáticos mostrando a rotação de cristais de K-feldspato em locais do mesmo afloramento que indicam uma cinemática dextral e cisalhamento puro local. 71

Figura 23: Estruturas tardi-magmáticas tipo Riedel na pedreira (IT18). Sua atitude em relação a estrutura principal (foliação magmática) representada no estereograma (projeção do hemisfério inferior de Schmidt), assim como a relação geométrica entre estruturas indicada no modelo de Riedel com cinemática dextral..... 72

Figura 24: Aspectos macroscópicos da deformação dúctil em zonas de cisalhamento o. **A-** Monzogranito grosso com foliação milonítica e diques de aplito (Ap) e Pegmatito granito (Pg) com orientação concordante a Smi. Lineação de alto *rake* e cinemática dextral representadas em baixo no estereograma (hemisfério inferior de Schmidt) e no bloco orientado. **B-** Monzogranito altamente estirado revelando no bloco cinemático (em baixo), uma transcorrência dextral, conforme sustenta a lineação de estiramento mineral no estereograma e os indicadores cinemáticos observados nas fotomicrografias C, D que destacam porfiroclastos de Plagioclásio (Pl) como indicadores cinemáticos dextrais da deformação em zonas de cisalhamento..... 74

Figura 25: Feições estruturais e mecanismos de deformação do estado sólido: **A-** Estiramento dos cristais de feldspato (IT42). Fitas de quartzo (Qtz) estirados e mantendo o plagioclásio (Pl). Plagioclásio estirado com extinção ondulante e por vezes mostrando pacotes de quartzo intracristalino (IT24). **B-** Fraturas intracristalinas de plagioclásio e preenchimento de quartzo residual. Deslizamento planar do quartzo. Alteração da biotita (Bt) (IT 27), estruturas S-C. **C-** Redução de tamanho de feldspatos e estruturação em bandas contendo hornblenda (Hb) (IT35). **D-** Estruturas S-C revelando cinemática dextral (IT29), indicada por porfiroclasto Sigmóide de plagioclásio (Pl) (IT51). **E-** Dique pegmatítico exibindo parcialmente *boudins* e as estruturas *pinch and swell* rotacionados para direita. Dobras de arrasto com planos axiais paralelos a foliação milonítica e com uma cinemática dextral (IT27). **F-** Atitude de foliação milonítica com lineação de alto *rake* (IT40, IT45) e de componente transcorrente dominante (IT13, IT14). 76

Figura 26: Mapa de organização espacial da trama interna no Granito Itã e nas rochas encaixantes. Adaptada de CPRM (2021), folha Caracaraí RR. **A-** Foliação magmática e milonítica no Granito Itã coerente com a deformação das encaixantes. **B-** Lineação mineral de convecção magmática e de espalhamento lateral. Sua relação com rocha encaixante..... 84

Figura 27: Modelo de alojamento do Granito Itã. **A-** Diagrama esquemático mostrando o contexto estrutural de alojamento do plúton em escala regional (ZC zonas de cisalhamento, F falha). **B-** orientação (diagramas de projeção hemisfério inferior) e distribuição espacial da lineação mineral

(eixos X) no interior do granito Itã, sendo que no centro o mergulho é de alto ângulo (círculo preto) e nos extremos (flechas em vermelho) é de baixo ângulo. Posição do eixo de encurtamento Z e dos vetores cinemáticos (azuis no centro e vermelhos nos extremos) do registro da petrotrama sugestivos do transporte de massa durante o alojamento do Granito Itã. 86

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Domínios lito-estruturais no Estado de Roraima.....	14
Tabela 2: Composição modal em % do Granito Itã conforme análises petrográficas. Em itálico e negrito destacam-se amostras com análises litogeoquímicas.	35
Tabela 3: Análises químicas de elementos maiores (% em peso), menores e traços (ppm) do Granito Itã. MGR- Monzogranito; GDR- Granodiorito; SGR- Sienogranito; QtzDR- Quartzodiorito.	44
Tabela 4: Razões de elementos traços para o Granito Itã.....	49
Tabela 5. Cálculos Termobarométricos (conforme termômetro de Boehnke et al., 2013) para o Granito Itã conforme os resultados de análises litogeoquímicas e cálculo de pressões usando o geobarômetro de quartzo.	54

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	9
1.1 Objetivos.....	11
1.2 Localização geográfica da área de estudo.....	11
2 GEOLOGIA REGIONAL.....	12
2.1 Domínio Lito-estrutural Cinturão Guiana Central.....	14
2.2 Granito Itã.....	18
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
3.1 Colocação de granitos.....	20
3.2 O Registro de petrotramas e mecanismos de alojamento de plútons.....	22
3.3 Aspectos Petrogenéticos.....	25
4 MÉTODOS.....	28
4.1 Revisão bibliográfica.....	28
4.2 Trabalhos de campo.....	28
4.3 Preparação de amostras.....	29
1.1 Análises do laboratório.....	30
5 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES.....	32
5.1 Petrografia.....	32
5.2 Litogeoquímica.....	44
5.2.1 Geotermobarometria.....	52
5.3 Geologia Estrutural.....	55
5.3.1 Análise estrutural de imagens Aeromagnéticas.....	56
5.3.2 Estruturas regionais e deformação das rochas encaixantes do Granito Itã.....	57
5.3.3 Estruturas e mecanismos de deformação no interior do Granito Itã.....	60
6 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	77
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87

1 INTRODUÇÃO

Granitos representam importantes evidências de mudanças termais de evolução da crosta, já que podem ser gerados em diversos ambientes geotectônicos (Pitcher, 1979; Sylvester, 1989). Um dos principais focos no estudo de plútons é traçar um modelo que explique o alojamento na crosta (Wang *et al.*, 2000). Contudo, na compreensão do alojamento de um plúton, o arranjo da petrotrama interna é considerado representativo da acomodação da deformação gerada por processos convectivos de câmara e/ou pelos efeitos da atividade tectônica regional (Hutton, 1988; Paterson *et al.*, 1998). Esta hipótese se suporta no entendimento de que a trama interna de um plúton se desenvolve durante seu alojamento em diferentes domínios reológicos, assim: i) na transição do estado magmático para o estado sólido (Hutton, 1988; Vernon, 2004; Paterson, 2018); ii) no estado sólido. Petrotramas quando integradas à interpretações petrogenéticas contribuem para entender melhor a origem e os mecanismos de alojamento de granitos (Bouchez *et al.*, 1992; Archanjo *et al.*, 1998; Cruden & McCaffrey, 2001; De Saint-Blanquat *et al.*, 2001).

O Granito Itã aflora na região sudeste do Estado de Roraima, alojado em rochas do embasamento metamórfico do domínio lito-estrutural Cinturão Guiana Central próximo ao limite com o domínio lito-estrutural Anauá-Jatapú (Reis *et al.*, 2003; Almeida *et al.*, 2008). Trata-se de um granito que já foi estudado por pesquisadores do serviço geológico do Brasil (CPRM, 1999; CPRM, 2000); Fraga (2002) e por Almeida *et al.* (2008). A partir desses estudos foi possível desenvolver uma visão preliminar a seu respeito, a saber: i) possui forma elíptica com eixo maior orientado no azimute 230°-060°, similar à atitude de alguns alinhamentos estruturais da deformação regional; ii) é constituído por monzogranito dominante que varia para granodiorito, os quais estão fortemente foliados devido ao fluxo magmático, e subordinados quartzo diorito localmente deformados, e diques e apófises de sienogranito dispostos segundo a atitude da foliação magmática; iii) a idade Pb-Pb em zircão de 1,72 Ga é interpretada por Almeida *et al.* (2008) como representativa de sua cristalização, porém, evidências de magmatismo com esta idade, são raras na região, e seu contexto tectônico ainda não é bem entendido; iv) esse granito está encaixado em rochas do Complexo Rio Urubu e do Granulito Barauana, as quais foram metamorfozadas em alto grau durante o ciclo tectônico transamazônico, e posteriormente foram deformadas pela ativação da falha Itã no final do Orosiriano (Almeida *et al.*, 2008) e pela ativação da faixa de cisalhamento K´Mudku durante a orogenia Sunsás (Santos *et al.*, 2008).

Na região de ocorrência do Granito Itã, a história da deformação em rochas ígneas de idades orosirianas (1,90 a 1,95 Ga) se relacionam ao ciclo tectônico transamazônico (Almeida *et al.*, 2008; Fraga *et al.*, 2008; Kroonenberg *et al.*, 2016). Essa deformação é descrita como D1 de caráter plástica, com *trend* regional NE-SW desenvolvida em condições de fácies anfíbolito e vinculada à instalação de zonas de cisalhamento transpressivas (Fraga *et al.*, 2009, Tarazona, 2015; Sánchez, 2018). D1 também é considerada como representativa de uma fase orogênica colisional do ciclo tectônico transamazônico (Kroonenberg *et al.*, 2016). Mas para Almeida *et al.* (2008), a idade do Granito Itã e sua trama interna primária, representariam uma fase de magmatismo e de deformação associada a processos acrescionários. Uma fase de deformação D2 com atitude NE-SW (Fraga *et al.*, 2009), de caráter plástica de alta temperatura é reportada para a região, como resultado da instalação da faixa de cisalhamento K'Mudku (Santos *et al.*, 2008). Essa fase de deformação D2 teria se registrado no Granito Itã como uma feição de estado sólido ou milonítica. Embora as informações disponíveis sobre as características da deformação ao interior do Granito Itã sejam escassas, estudos microtexturais podem ser uma ferramenta esclarecedora da origem de sua trama. Mecanismos de deformação desenvolvidos durante a colocação de um plúton sob controle tectônico regional são comumente pervasivos, de caráter plástico intracristalino de alta temperatura, e são dominados por estiramento mineral (Holness *et al.*, 2018). Mecanismos de deformação milonítica, se registram nas rochas na forma de faixas de cisalhamento nas quais dominam redução de tamanho de cristais, fraturamento heterogêneo de minerais e desenvolvimento de porfiroclastos (Paterson *et al.*, 2018).

Para alguns autores (Fraga, 2002; Almeida, 2006), o Granito Itã, provavelmente teve alojamento crustal sin-cinemático relacionado ao último evento do ciclo tectônico transamazônico, embora as feições de deformação no seu interior, e sua forma, também sejam interpretadas como produto do alojamento sincrônico à instalação da falha Itã (entendida por Almeida *et al.*, 2008 como uma sutura). Almeida *et al.* (2008) também postulam que a origem deste granito e sua trama interna podem estar associadas à instalação da faixa de cisalhamento K'Mudku. Estas hipóteses se fundamentam em resultados de trabalhos de mapeamento geológico regional. Com esta pesquisa, pretende-se abordar e responder as seguintes perguntas: i) qual a origem, orientação e distribuição espacial da trama interna do plúton; ii) que mecanismos dominaram o desenvolvimento da *strain*; iii) qual o ambiente tectônico mais provável de posicionamento do plúton na crosta.

1.1 Objetivos

O trabalho em questão procura aferir a origem da trama e os mecanismos de registro da *strain* plástica do Granito Itã. Para a efetivação deste objetivo geral, pretende-se:

- Determinar e interpretar os tipos de petrotramas registradas no plúton;
- Determinar e interpretar os mecanismos de deformação interna plástica presentes no granito.

1.2 Localização geográfica da área de estudo

O plúton em estudo se localiza na bacia intermediária a alta do rio Itã dentro do município de Caracarái, RR a sul do rio Barauana. O seu principal acesso se faz pela BR 432 até o km 40, no sentido vila Novo Paraíso (também conhecido como km 500) - município de Cantá, partindo do entroncamento da BR 210 com a BR 174 (Figura 1).

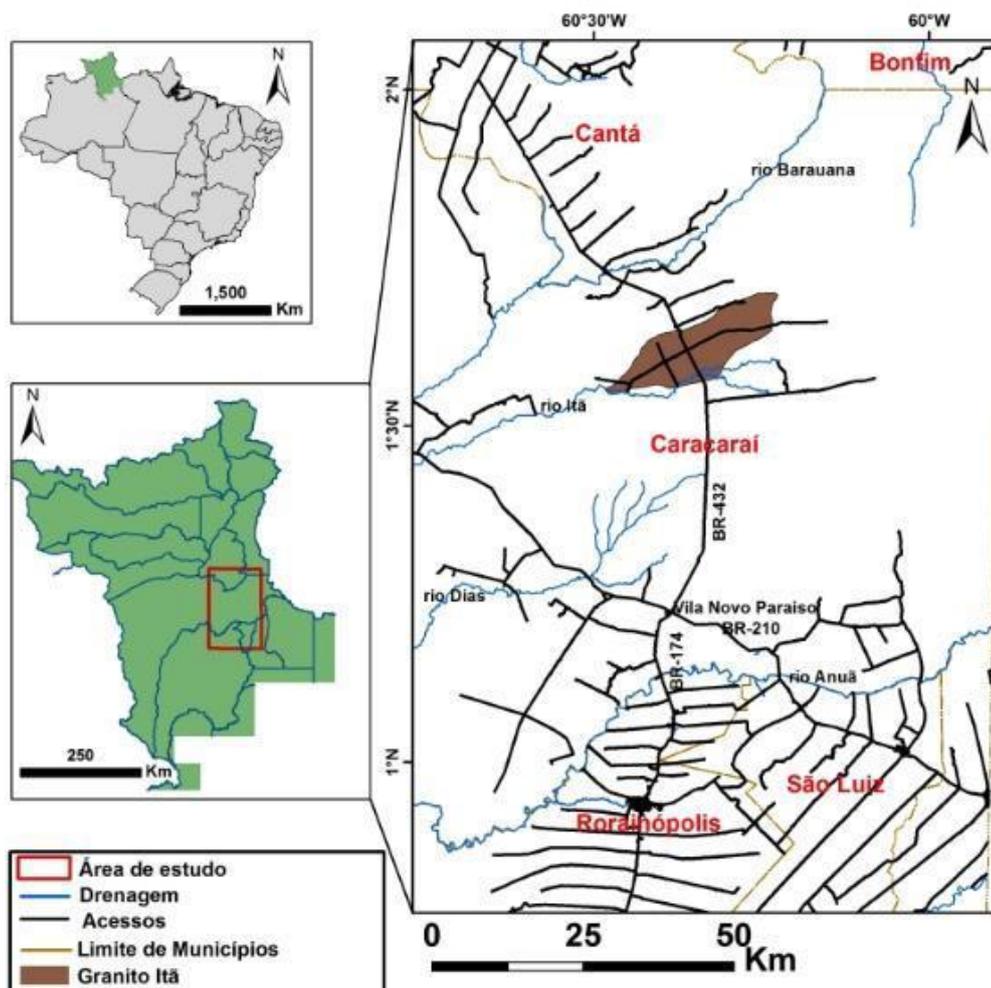


Figura 1: Localização geográfica do Granito Itã (com destaque em marrom) e vias de acesso.

2 GEOLOGIA REGIONAL

Na compreensão da evolução do Cráton Amazônico, dois modelos principais são propostos e que tiveram como sustento: i) o uso de sistemáticas geocronológicas; ii) informações geofísicas, de mapeamento geológico e de sensoriamento remoto. Estes modelos visam integrar evidências de magmatismo, metamorfismo e deformação que se sucederam desde o Arqueano ao Neoproterozóico a contextos geotectônicos coerentes.

A evolução do Cráton Amazônico baseada no modelo geofísico (dados geológicos, gravimétricos e aeromagnéticos) envolve um mosaico de doze blocos crustais principais aglutinados por processos colisionais ocorridos desde o Arqueano ao Paleoproterozóico. Postula a ocorrência de blocos crustais constituídos por rochas tipo *granito-greenstone* (Hasui *et al.*, 1984; Hasui, 1990; Costa & Hasui, 1991; Hasui *et al.*, 1993, Costa & Hasui, 1997). Segundo estes autores, os blocos crustais se aglutinaram ao longo do tempo, portanto, são limitados por faixas colisionais caracterizadas por zonas de cisalhamento e cinturões metamórficos de alto grau em fácies granulito. A passagem dos núcleos para os cinturões metamórficos é marcada pelo desenvolvimento gradual de milonitos em direção às faixas de cisalhamento. Por sua vez, as zonas de cisalhamento estão caracterizadas por estruturas imbricadas, criando mediante cavalgamentos, espessamento crustal e exposição dos granulitos para níveis mais rasos da crosta (Costa & Hasui, 1991).

Com a utilização dos dados geológicos e isotópicos das sistemáticas K-Ar e Rb-Sr, Amaral (1974) propôs o modelo seminal de províncias geocronológicas, no qual reconheceu a existência de rochas de idade Arqueana a Paleoproterozóica no Cráton Amazônico. Estas rochas teriam sido geradas em três eventos geotectônicos: i) Paraense (1,70-1,55 Ga); ii) Madeirense (1,40-1,25 Ga); iii) Rondoniense (1,05-0,90 Ga). Este modelo foi ganhando modificações com os trabalhos posteriores de Cordani *et al.* (1979), Cordani & Neves (1982) e Teixeira *et al.* (1989), os quais identificaram cinturões móveis bordejando um núcleo crustal mais antigo (Província Amazônia Central), definido graças à utilização de dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr. Os cinturões orogênicos foram nomeados como: Maroni-Itacaiúnas (2,25-1,9 Ga), Rio Negro-Juruena (1,75-1,5 Ga), Rondoniano (1,45-1,25 Ga) e Sunsás (1,1-0,9 Ga), e estes, resultaram de processos colisionais na direção SW para NE. O modelo foi gradativamente aprimorado e neste âmbito, surgiram seis províncias geocronológicas propostas por Tassinari & Macambira (1999, 2004), a saber: Província Amazônia Central (núcleo com mais de 2,5 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,9 Ga); Província

Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,78-1,55 Ga); Rondoniano-San Ignácio (1,56-1,30 Ga) e Sunsás (1,20-0,95 Ga).

Algumas modificações nos modelos previamente apresentados foram feitas por Santos *et al.* (2000) com base em dados isotópicos de U-Pb e Sm-Nd. Santos *et al.* (2003) revisam a proposta de blocos crustais afirmando que, nem todos os blocos são Arqueanos e os processos colisionais dominam apenas na província Sunsás e K´Mudku. Santos *et al.* (2000) também enfatizam que cinturões de cisalhamento não seriam concordantes com a proposta de estruturação regional em blocos crustais de Costa & Hasui (1997) devido à ausência de cinturões de alto grau metamórfico associados a seus limites (evidências insuficientes de colisão), questionando assim o modelo de blocos crustais proposto por Hasui *et al.* (1984) e Costa & Hasui (1991). De igual modo, questionaram o modelo de Tassinari & Macambira (1999) devido às limitações dos métodos Rb-Sr e K-Ar. Assim, baseados em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd, mais precisos, Santos *et al.* (2000; 2006), propõem modificações ao modelo de Tassinari & Macambira (1999, 2004): i) mudanças de limites entre algumas províncias; ii) renomeação de algumas províncias; iii) introduzem a província Carajás e a faixa de cisalhamento K´Mudku, resultando em: Carajás (3,0 Ga a 2,5 Ga), Amazônia Central (provavelmente Arqueano), Transamazonas (2,26 Ga a 2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03 Ga a 1,88 Ga), Rio Negro (1,82-1,52 Ga), Rondônia- Juruena (1,82-1,54 Ga), província Sunsás e faixa de cisalhamento K´Mudku como reflexo intracontinental da orogenia colisional Sunsás (1,45-1,10 Ga).

Na compreensão da evolução geotectônica do escudo das Guianas, Fraga *et al.* (2008) introduz para o Paleoproterozóico, uma nova perspectiva baseada no entendimento do ciclo geotectônico transamazônico. Para o escudo das Guianas, Fraga (2002) postula que o domínio Cinturão Guiana Central é produto da compartimentação geotectônica NE-SW durante o ciclo tectônico transamazônico, mas essa compartimentação em domínios não explica de forma coerente a estruturação do escudo, já que as rochas do embasamento e a deformação de alta temperatura, ao norte e ao sul deste cinturão, foram desenvolvidas em diferentes períodos no Paleoproterozóico. Com base em trabalhos de mapeamento geológico, Fraga *et al.* (2008) postula a ocorrência do cinturão tectônico sinuoso Cauarane-Coeroeni. Este cinturão inclui rochas do grupo Cauarane de alto grau metamórfico em fácies anfíbolito e granulito, rochas do complexo Kanuku na Guiana e do Grupo Coeroeni no Suriname (Fraga *et al.*, 2009). Para Fraga *et al.* (2008) e Cordani *et al.* (2010), o principal evento tectono-termal ao longo do

cinturão Cauarane-Coeroeni ocorreu ao redor de 2,0 Ga e registra a colisão dos arcos Anauá (ao sul) e Trairão (ao norte) e, inclui massas crustais juvenis do Rhyaciano. Para Fraga *et al.* (1997) e Fraga *et al.* (2009), rochas vulcânicas e granitoides de tipo I, plútons cálcio alcalinos de alto-K e assinatura tipo A pós-colisionais, se estendem ao longo do limite norte do cinturão Cauarane-Coeroeni. Granitos tipo I e S de idades inferiores a 1, 88 Ga têm sido reportados no domínio sul deste cinturão e foram interpretados por Almeida *et al.* (2008), como produto de magmatismo colisional (1,98–1,96 Ga).

No modelo evolutivo de Santos *et al.* (2000), o Granito Itã encontra-se no contexto da província Tapajós-Parima (Figura 2A), a qual foi definida antes por Tassinari & Macambira (1999) como Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga). Esta província foi dividida em quatro domínios lito-estruturais por Reis *et al.* (2003) com o objetivo de caracterizar associações geológicas, feições estruturais específicas e idades rochosas na região de Roraima, sendo eles: Urariquera, Cinturão Guiana Central, Parima e Anauá-Jatapú (Tabela 1). Dentre estes domínios, o Cinturão Guiana Central merece destaque por englobar o Granito Itã, objeto deste estudo (Figura 2B).

Tabela 1: Domínios lito-estruturais no Estado de Roraima

Domínio	Tendência estrutural	Geologia	Idade Ga
Urariquera	WNW-ESSE a E-W	Terreno Vulcano-Sedimentar	1,980-1,780
Cinturão Guiana Central	NE-SW	Cinturão de alto grau metamórfico	1,940-1,930
Parima	NW-SW	Terreno granito- <i>greenstone</i>	1,970-1,940
Anauá-Jatapú	NW-SE, NE-SW e N-S	Terreno Granito- Gnáissico	2,030-1,810

2.1 Domínio Lito-estrutural Cinturão Guiana Central

O Domínio lito-estrutural Cinturão Guiana Central (DCGC) apresenta estruturação na direção NE-SW resultado de processos de magmatismo, deformação e metamorfismo durante a evolução do Escudo das Guianas (Fraga, 2002). É composto por rochas que revelam idades desde o Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico, englobadas no grupo Cauarane, Suíte Metamórfica Rio Urubu, Suíte Intrusiva Serra da Prata, complexo ígneo Mucajaí e outros granitos foliados a isotrópicos (CPRM, 1999; Fraga, 2002; Reis *et al.*, 2003; Almeida *et al.*, 2008; Heinonen *et al.*, 2012).

O grupo Cauarane é caracterizado por rochas supracrustais metamorfizadas em fácies anfíbolito e granulito, consistindo em metacherts ferríferos, anfíbolitos, kinzigitos, rochas

calcissilicáticas e paragneisses datadas em torno de 2,03 Ga e 1,97 Ga (U-Pb SHRIMP) e possuem uma estruturação NW-SE/ NE-SW (Fraga *et al.*, 2009; CPRM, 2010). As suas rochas ocasionalmente são encontradas em outras unidades como xenólitos ao longo do Rio Urubu (CPRM, 1999; Reis *et al.*, 2003). O ambiente tectônico da sua colocação constitui um assunto ainda em discussão, mas postula-se que representa uma deposição em margem continental ativa ou em bacias *back-arc* (relacionada ao arco magmático trairão) (Fraga *et al.*, 2009; CPRM, 2010). Segundo estes autores, os sedimentos depositados nestas condições teriam sido submetidos a um intenso metamorfismo e deformação na fase colisional, construindo assim o cinturão Cauarane-Coereni (Fraga *et al.*, 2009) e foram intrudidos por magmatismo pós-colisional em torno de 1,98 Ga (CPRM, 2010).

Na região central do estado de Roraima, afloram as seguintes rochas:

1- Granitos alcalinos, sienogranitos deformados, hornblenda-biotita-gnaisses (HBG), metagranitoides e leucognaisses de idades calculadas entre 1,94 Ga, 1,92 Ga e 1,91 Ga (Gaudette *et al.*, 1996); 1,95 Ga (Pb-Pb) (Fraga & Araújo, 2000); 1,93 Ga (Pb-Pb) e 1,93 Ga (Fraga, 2002). Essas rochas foram agrupadas no Complexo Metamórfico Rio Urubu (Fraga *et al.*, 2009; Heinonen *et al.*, 2012). A CPRM (1999) menciona que os HBG possuem assinaturas crustais e mantélicas e foram gerados em ambiente pós-colisional e sin-colisional.

2- Granitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata que consistem em charnockito, charnoenderbitos, quartzo-mangeritos e subordinados enderbitos de idades entre 1,94 Ga e 1,93 Ga (Fraga, 2002; Tarazona, 2015).

3- Associação de anortosito, monzogranito, biotita-hornblenda-granito, e sienogranito com textura rapakivi, constituem o Complexo Ígneo Mucajá (AMCG), o qual representa um magmatismo intraplaca ocorrido no período de 1,52 Ga a 1,51 Ga (Heinonen *et al.*, 2012).

De forma geral, são reconhecidos três eventos deformacionais relacionados à evolução do Domínio Cinturão Guiana Central, a saber: a) evento deformacional D1 caracterizado por ser contemporâneo à colocação de granitoides, afeta unidades do Paleoproterozóico e é registrado através de foliações, lineações e dobras desenvolvidas sob temperaturas altas (600 a 650°C) em regime dúctil (Fraga, 2002), relacionado ao ciclo geodinâmico transamazônico (2,01–2,26 Ga) (Hasui *et al.*, 1984; Fraga, 1999; Fraga & Reis, 1995; Fraga, 2002; Santos *et al.*, 2003). b) evento D2, afeta tanto as unidades Paleo quanto Mesoproterozóicas em regime

rúptil-dúctil, resultando em estruturas miloníticas desenvolvidas por cisalhamento transpressivo em temperaturas relativamente inferiores a D1 em torno de 400 a 450°C (Fraga, 2002), relacionado ao evento K´Mudku (Barron, 1966; Costa *et al.*, 1991; Fraga & Reis, 1996; Fraga, 2002). c) o evento D3 se desenvolveu sob temperaturas baixas no estado sólido em regime rúptil durante a geração do Graben Tacutú (Fraga, 2002).

O Domínio Cinturão Guiana Central ainda é relacionado a processos de subducção, magmatismo granítico tipo I, colisão e magmatismo granítico tipo A, além de metamorfismo para formar o cinturão orogênico Cauarane-Coeroeni (Fraga *et al.*, 2009). A norte, no Ryaciano, teria-se registrado no Grupo Cauarane uma fase de deformação e metamorfismo (M1) de alta e baixa temperatura com compressão moderada (Berrangé, 1977; Kroonenberg, 1976; Luzardo & Reis, 2001; Riker *et al.*, 1999), seguida de uma fase de metamorfismo estático de alta temperatura (M2) relacionada ao efeito termal de extensas intrusões graníticas (Berrangé, 1977; Kroonenberg, 1976; Fraga *et al.*, 2009). O terreno ao sul corresponderia a rochas vulcânicas e plutônicas ácidas mais jovens que 1,88 Ga ou que foram afetadas pelo magmatismo Uatumã (1,89 Ga a 1,81 Ga) (Fraga *et al.*, 2009).

Para Kroonenberg *et al.* (2016), a evolução geotectônica do escudo das Guianas no Paleoproterozóico, está relacionada à colisão do escudo das Guianas com a parte ocidental do cráton da África durante o ciclo tectônico transamazônico. A primeira fase dessa colisão (2,19-2,09 Ga) envolveu magmatismo de piso oceânico, de arco vulcânico, sedimentação, metamorfismo, anatexia, plutonismo e formação de *Greenstone belts* (Kroonenberg, 2016). A segunda fase (2,07-2,05 Ga) inclui metamorfismo de alto grau (Kroonenberg, 1976), formação de gnaisses, granulitos, metamorfismo em fácies anfíbolito das rochas do grupo Cauarane (Dreher *et al.* 2009). Desta fase resultou a formação do cinturão colisional Cauarane-Coereni (Fraga *et al.*, 2009). Este cinturão apresenta similar história metamórfica à do cinturão granulítico Bakhuis que seria paralelo a *Greenstone belts* no Suriname (Kroonenberg *et al.*, 2016). A terceira fase (1,99-1,90 Ga) inclui plutonismo variado, integrando a associação charnockito-gabros da Suíte Intrusiva Serra da Prata (Fraga, 2002; Tarazona, 2015; Bispo-Santos *et al.*, 2012) e vulcanismo ignimbrítico (Kroonenberg *et al.*, 2016). Em relação à deformação regional, embora as estruturas principais no Domínio Cinturão Guiana Central apresentem dois *trends* NE-SW e SE-NW, estas, exibem inflexões e mudanças locais de atitude que podem influenciar o grau de *strain* registrado nas rochas. Na

literatura são reportados dois principais eventos de deformação que poderiam ter afetado o Granito Itã em regime dúctil:

i) O evento D1 para Fraga (2002), teria sido gerado durante o ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico) em condições transpressivas com alto ângulo de mergulho disposto para W gerando foliação milonítica (Smi) em regime de alta temperatura, onde K-feldspato desenvolve pertitas, migração de limite de grão e redução de tamanho, além de formas sigmoidais. O quartzo ocorre estirado e exibe restritamente extinção ondulante em tabuleiro de xadrez. Este evento deformou charnockitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata ainda em condições de alta temperatura próximas das condições de cristalização destes plútons (FRAGA, 2002). Para Tarazona (2015), a deformação D1 nos granitos da suíte intrusiva Serra da Prata ocorreu sin-cinemática à colocação plutônica, e, permaneceu ativa, se compartimentado em zonas de cisalhamento com *strain* de estado sólido. Similar interpretação é proposta por Sánchez, (2018) para granitos deformados do complexo Rio Urubu que afloram ao norte da Serra da Prata.

ii) O evento D2 estaria relacionado a um reflexo intraplaca do evento orogênico colisional Sunsás (Santos *et al.*, 2008), em torno de 1,41 Ga, o qual gerou deformação na faixa de cisalhamento K´Mudku nas rochas da região do Domínio Cinturão Guiana Central. Para Fraga (2002) e Cordani *et al.* (2010), esta faixa de cisalhamento induziu deformação na transição do regime rúptil para dúctil, com registro de feições protomiloníticas, cujos principais mecanismos de *strain* são: fluxo cataclástico, brechamento e bandas de cisalhamento gerando redução de tamanho e foliação SC. Nos feldspatos, feições de deformação são redução de tamanho, texturas mirmequitas e fraturamento intracristalino. No quartzo, a *strain* plástica consiste em estiramento com deslizamento planar e migração de limite de grão, assim como *bulging*. Cordani *et al.* (2010) destacam que, estruturas de alta temperatura do ciclo transamazônico foram reativadas pelo evento K´Mudku. Para Santos *et al.* (2008), o evento K´Mudku representa uma faixa e cisalhamento contínua intracratônica que gerou deformação plástica de alta temperatura, mas não se descrevem as suas características estruturais nem seus mecanismos de *strain*. As interpretações da evolução tectônico estrutural no Mesoproterozóico, não se suportam mediante análises estruturais, apenas se apoiam em idades dispersas de plútons, mas estes, não representam um evento magmático com intervalo claramente definido.

2.2 Granito Itã

Esta unidade de rocha foi tratada antes como *hornblenda-biotita-granitoides* por Almeida (2006) e se encontra alojada no limite tectônico ou de sutura (marcado pela falha Itã) entre os domínios Anua-Uatumã/Jatapu e Cinturão Guiana Central (Figura 2B). Nesta pesquisa, a designação foi substituída pelos termos *Granito Itã*, devido a sua ocorrência ao longo da falha que controla o leito do rio Itã. Este granito está encaixado em rochas do Complexo metamórfico Rio Urubu e da unidade Granulito Barauana. Possui limites controlados por lineamentos estruturais, e tem forma elíptica alongada com eixo disposto SW-NE (Figura 2B). Em afloramento, a composição varia de monzogranito dominante para granodiorito, e subordinados diorito e sienogranito. Possui clara foliação de fluxo magmático e foliação milonítica restrita. O monzogranito tem cor cinza variando de clara a escura, textura equigranular de tamanho médio a grosso (Almeida *et al.*, 2008). É constituído por plagioclásio, megacristais de K-feldspato, quartzo e anfibólio; epidoto, titanita e biotita, como principais minerais máficos; contém apatita, allanita, óxidos de Fe, e zircão como acessórios (Almeida *et al.*, 2008). Apresenta enclaves micro-granulares de composição diorítica que portam antecristais (K-feldspato) do monzogranito (CPRM, 1999). Nele predomina foliação tipo S-C fruto de deformação sob condições de fácies anfíbolito em regime transpressivo (CPRM, 1999). Foi caracterizado com assinatura geoquímica tipo I e sua origem se relaciona a magma básico com fusão parcial da crosta (CPRM, 1999).

A sua foliação de fluxo magmático (Smag) é conferida pelo alinhamento de minerais máficos (biotita e anfibólio principalmente) através da orientação preferencial subparalela destas fases minerais. A sua lineação é determinada pelo alinhamento de cristais de K-feldspato e de plagioclásio alongados, quando observados no plano da foliação (Almeida, 2006). Aparentemente estas rochas estão isentas de estruturas relacionadas à deformação no estado sólido e preservam estruturas magmáticas (exceto alguns grãos de quartzo que mostram extinção ondulante resultante de efeitos de deformação intracristalina). Tais feições estruturais foram relacionadas à presença de uma fase sólida e outra magmática durante a deformação (Fraga, 2002).

Os mecanismos de alojamento do Granito Itã no Domínio Cinturão Guiana Central constituem um assunto em aberto. As tramas registradas neste granito se interpretam como produto de colocação sin-cinemática (Almeida, 2006), relacionada ao evento tectônico Macuxi de 1,7 Ga e/ou até mesmo a eventos tardios ou pós-transamazônicos vinculados à

instalação e/ou reativação da falha do Itã. Rochas com características petrográficas semelhantes ao Granito Itã, são descritas como Biotita-Hornblenda-Gnaisses (HBG) e reportadas em duas faixas ao longo do Domínio Cinturão Guiana Central (DCGC), que afloram: na região Serra da Lua e do rio Cachorro (CPRM, 1999). A deformação destas rochas teria sido registrada durante o ciclo tectônico transamazônico (2,01–2,26 Ga), gerando-se a fase D1, e durante o evento K´Mudku (1,45-1,10 Ga), para a fase D2 (FRAGA, 2002).

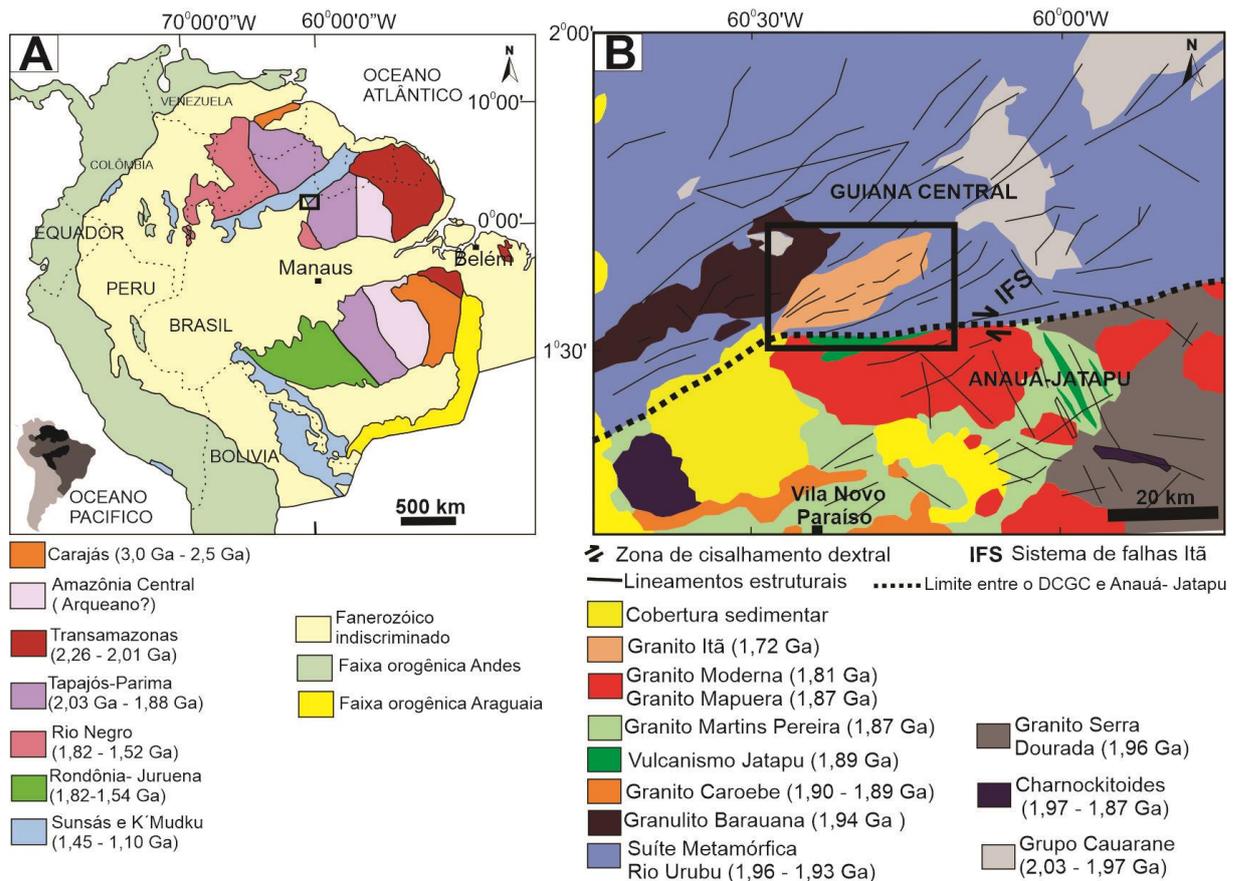


Figura 2: Localização da área de estudo (quadrado preto) dentro das províncias geocronológicas (em A) de acordo com Santos *et al.* (2006). B- Identificação do Granito Itã e rochas adjacentes (retângulo preto), editado de Almeida (2006).

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo se destaca a relação entre a colocação de plútons na crosta e o desenvolvimento de texturas minerais nos estágios próximo da total cristalização e de estado sólido. Está baseado em trabalhos publicados que mostram o significado do estudo da origem, da organização espacial de tramas minerais, e da compreensão de mecanismos de alojamento de plútons. Foca em fornecer informações relevantes para entender a utilidade deste tipo de ferramentas quando aplicadas ao estudo de plútons para elucidar processos petrogenéticos, a origem da trama mineral interna e o contexto geológico no qual ocorreu seu registro.

3.1 Colocação de granitos

Granitos se formam a partir de processos de diferenciação e cristalização de magma básico, ou devido à fusão parcial de rochas da crosta continental, e podem ocorrer em diversos ambientes tectônicos (Pitcher, 1979; Sylvester, 1989; Best, 2005; Vigneresse, 2014). A análise da origem da deformação registrada através de petrotramas desenvolvidas nos estágios finais da cristalização magmática, tem sido um dos critérios usados para compreender a história da colocação de granitos (Archanjo *et al.*, 1994; Petford *et al.*, 2000; Petford, 2003). Diferentes mecanismos de deformação atuam à medida que a temperatura diminui e aumenta a fração cristalina em um magma, registrando estruturas geradas antes da completa cristalização, ainda no estado submagmático, ou depois da total cristalização, já no estado sólido (Paterson *et al.*, 1989; Vernon, 2010; Paterson *et al.*, 2018).

A formação de um plúton é entendida como resultado de processos magmáticos que finalizam com seu alojamento e total cristalização na crosta (Hutton, 1988; Pitcher, 1993; Vernon *et al.*, 2004; Paterson *et al.*, 2018). Uma vez que o magma apresenta um avançado estado de cristalização e adquire o comportamento reológico de suspensão densa ou possui mais de 80% de cristais, começa a se registrar a trama mineral (Petford, 2003; Glazner *et al.*, 2004; Paterson *et al.*, 2018). Essa petrotrama evolui segundo o avanço da cristalização associada à *strain* resultante de movimentos convectivos e/ou da influência de esforços tectônicos (De Saint-Blanquat & Tikko, 1997; Petford *et al.*, 2000; Holness *et al.*, 2018). Feições texturais como hábito, forma, limites e relações de crescimento entre cristais, além de mecanismos de *strain*, podem ser usados como evidências do desenvolvimento da petrotrama e como indicadores de um determinado estágio (magmático, submagmático ou sólido) de evolução da trama de um plúton (Blenkinsop, 2000; Vernon, 2000; Holness *et al.*, 2018). A organização da trama mineral final da rocha (foliação e lineação) é refletida pela orientação

preferencial de forma (OPF), pela sua distribuição, e pelo arranjo espacial dentro do intrusivo (Bouchez *et al.*, 1997; Cruden, 1998; Vigneresse *et al.*, 1999; Paterson *et al.*, 1998; Petford *et al.*, 2000). A trama de um plúton é interpretada como representativa dos processos de alojamento (convectivos ou regidos por tectônica regional) e/ou posteriores como os associados a deformação em estado sólido. A trama mineral de uma rocha, indiretamente, também pode ser indicadora da tectônica atuante durante a colocação de um plúton (Paterson & Fowler, 1993; De Saint-Blanquat & Tikoff, 1997; Bouchez *et al.*, 1997; Vigneresse *et al.*, 1999; Holness *et al.*, 2018).

Na crosta terrestre, muitos plútons resultam da acomodação, interação e cristalização de vários pulsos magmáticos discretos (*nested plutons*) (Nedelec *et al.*, 2015; Bouchez *et al.*, 1997; Glazner *et al.*, 2004). Nesses corpos intrusivos, litofácies são representativas de variação na composição, na textura e na organização da trama mineral (Barbarin, 1999; Nishimura & Yanagi, 2000; Montero *et al.*, 2004). Quando se enxerga ao interior de um determinado plúton, distintas partes deste, podem registrar mudanças na organização da trama mineral. Tais variações podem ser indicadoras de momentos diferentes da história de formação do plúton. Análises de microestruturas, da distribuição espacial e orientação da trama mineral, podem ser usadas para distinguir tramas resultantes de mecanismos convectivos de câmara durante a colocação (Hutton, 1988), daquelas formadas por influência de esforços tectônicos (Brunt *et al.*, 1990). Para De Saint-Blanquat & Tikoff (1997), *nested plutons* (zoneados ou constituídos em pulsos), podem registrar tramas relacionadas a vários mecanismos de alojamento, mas destacam que quando o alojamento é conduzido pela tectônica regional, as tramas de origem convectiva tendem a ser obliteradas. Plútons zonados e suas rochas hospedeiras comumente exibem características geológicas complexas, tornando difícil avaliar o tipo de processos magmáticos e o deslocamento da rocha hospedeira que operaram durante o alojamento na crosta. Plútons zonados são entendidos como formados em sistemas magmáticos abertos que tendem a ter vida longa e comportamento dinâmico e mecânico complexo (Memeti *et al.*, 2010; Paterson *et al.* 2011., 2011; Barboni *et al.*, 2015; Hines *et al.*, 2018).

Estudos de petrotramas em granitos, são particularmente interessantes pela tendência destes, se colocarem em níveis rasos da crosta, por ser representativos de variações termais e de processos magmáticos de curta duração (Clemens & Mawer, 1992; Hanson & Glazner, 1995; Paterson *et al.* 1998). Granitos também são considerados bons marcadores da deformação da crosta (Hutton, 1982; Karlstrom, 1989; Bouchez *et al.*, 1990; Kerr & Lister, 1991; Bergantz & Dawes, 1994; Fowler & Paterson, 1997; Vernon, 2010). Na análise de

petrotramas do plúton, a definição de marcadores, o mapeamento da orientação destas, a definição de sua distribuição espacial e da intensidade dos elipsoides representativos delas, são parâmetros que a caracterizam. A compreensão e interpretação de tais parâmetros, permite determinar relações entre temperatura de desenvolvimento da *strain* mineral, a história termal do registro da trama mineral e os mecanismos de alojamento. Também permite postular o significado da trama em termos da relação entre prováveis esforços de fluabilidade (convectivos) e de influência tectônica.

3.2 O Registro de petrotramas e mecanismos de alojamento de plútons

Para deformação no estado ainda magmático (suspensão densa, mais de 80% de cristais) acontecer e se registrar, é necessário que ocorra alto fluxo do magma para deslocar, rotacionar e/ou orientar os cristais na direção do fluxo (Paterson *et al.*, 1989). Estruturas resultantes desse processo de fluxo, podem ser evidenciadas por: i) crescimento cristalino com hábito euédrico, cristais com geometrias tabulares ou prismáticas que refletem excentricidade na razão axial (eixo maior/eixo menor), limites de cristais decorrentes de reações de crescimento de cristais alinhados; ii) mecanismos *de strain* intracristalinos por difusão atômica como deslizamento planar com migração de limite de cristal e exsoluções sem modificar o hábito do cristal; iii) estruturas resultantes de interação fundido-cristais como cristais com fraturas ocupadas por fundido, limites entre cristais com forma de cúspide, enclaves máficos finos contendo xenocristais; iv) arranjo espacial ordenado como imbricação de cristais alinhados, orientação preferencial de enclaves máficos finos e elípticos, funcionando como marcadores passivos, bandas de variação composicional formando *schlieren* (produto de desmanche de enclaves máficos ou de diques máficos) (Vernon, 1984; Guineberteau, *et al.*, 1987; Blenkinsop, 2000; Jerram *et al.*, 2003; Vernon, 2004; Vernon & Paterson, 2006).

Deformação por cisalhamento pode ser testemunhada pelo registro de feições de deformação plástica intracristalina, que se propagam como produto da interação entre cristais; pelo alinhamento de cristais com orientação preferencial de forma; e o desenvolvimento de estrutura planar penetrativa (Fossen, 2018). A *strain* plástica por cisalhamento comumente induz: i) mudanças na geometria e hábito de cristais envolvendo estiramento, deslizamento planar e extinção ondulante, migração de limites que se propagam entre cristais, exsoluções e geminação mecânica. ii) *strain* rúptil envolvendo perda da geometria original dos cristais por fraturamento o qual tende a se concentrar nos limites entre cristais e promove a redução de tamanho desses cristais, e a rotação de subgrãos, além da formação de bandas de deformação

rúptil-plástica desenvolvendo estruturas S-C. Tais mudanças geram alinhamento de cristais e desenvolvimento de foliação anastomosada causada por deformação heterogênea típica do estado sólido que resultam de deformação intracristalina. iii) minerais tardios se dispõem em sombras de pressão ou são incluídos em fraturas de minerais precoces. iv) o paralelismo entre a foliação interna de enclaves máficos e a da rocha hospedeira, o alinhamento de xenólitos com atitude da foliação da matriz da rocha que os contêm, sugerem que tais rochas apresentavam viscosidade parecida durante a deformação (Vernon, 2000; Holness *et al.*, 2018; Paterson *et al.*, 2018). Critérios como deformação intracristalina, relações de crescimento em equilíbrio termal entre cristais subédricos alinhados, e feições de *strain* plástica entre cristais, assim como mudanças na geometria e nos limites de minerais, podem ser usadas para revelar a atuação da deformação entre a transição do estado magmático para o sólido (Guineberteau, *et al.*, 1987; Holness *et al.*, 2018; Paterson *et al.*, 2018).

De forma geral, petrotramas orientadas são consideradas boas marcadoras da deformação na crosta e, a sua compreensão e interpretação, permite determinar relações entre temperatura de desenvolvimento da *strain* mineral, a história termal do registro da trama mineral e os mecanismos de alojamento plutônico (Passchier & Trow, 2005). Também permite postular a hierarquia de registro de mecanismos de *strain*, o significado da trama em termos da relação entre prováveis esforços de fluabilidade, de atuação tectônica e de registro de *strain* de estado sólido (Vigneresse *et al.*, 2015).

O alojamento do magma para formar plútons na crosta continental, marca o estágio final na formação de granitos (Cruden, 1998; Cruden, 2008; Petford *et al.*, 2000), podendo se processar em diferentes contextos geotectônicos (compressivos, distensivos e transcorrentes). Os mecanismos de alojamento obedecem a duas possibilidades básicas definidas em função da causa responsável: i) subida e decida do magma (ação de transporte convectivo em câmara) e/ou ii) pela acomodação orientada do plúton, nomeadamente: colocação forçada e passiva, respectivamente (Hutton, 1988). No primeiro caso, o magma é conduzido para níveis crustais de posicionamento por meio da sua própria força de fluabilidade que é regida pela diferença da densidade entre o magma com o meio envolvente ou encaixante (Hutton, 1988). Já na segunda possibilidade, o magma flui até atingir barreiras reológicas e se acomoda, em alguns casos aproveitando estruturas pré-existentes (Hutton, 1988). Os mecanismos de colocação de um plúton são controlados por diversos parâmetros, dentre eles se destacam: propriedades reológicas tanto da rocha encaixante como do próprio magma, tais como:

temperatura, composição e viscosidade (Brown, 2013). Por sua vez, o desenvolvimento da textura e estrutura interna do plúton depende da presença de cristais no magma e da taxa de resfriamento deste, ambos parâmetros são condicionadores do tamanho, forma e composição dos minerais formadores da rocha (Vigneresse *et al.*, 1999). Os mecanismos de colocação podem combinar-se de forma eficiente e condicionarem a formação de granitos em diferentes ambientes crustais (Wang *et al.*, 1999). Nesses ambientes, os granitos registram tramas internas que possibilitam postular hipóteses relativas aos mecanismos da sua colocação.

A compreensão dos mecanismos de colocação de granitos torna cada plúton um caso específico (Ferré *et al.*, 2012). Por exemplo, o *diapirismo* consiste na ascensão magmática condicionada pela diferença de densidade entre a rocha encaixante e do magma, atuando preferencialmente em ambiente dúctil (Paterson & Vernon, 1995). Para Cruden & Weinberg (2018), este mecanismo é ineficiente para pequenos volumes magmáticos colocados na crosta espessa e fria pois o volume de magma precisa abrir passagem a traves da crosta para sua subida o que envolve perda de calor e promove sua cristalização, limitando o deslocamento. No entanto, pulsos sucessivos podem aumentar a ductibilidade das rochas encaixantes, criando dessa forma, mecanismos de subida e subsequente colocação na crosta superior. Quando o magma atinge a interface dúctil- rúptil, seu potencial de fluabilidade enfraquece, criando condições para acúmulo e inflação (*Ballooning*) acompanhada de encurtamento dúctil nas vizinhanças com a rocha encaixante e achatamento (*stopping*) no *front* de propagação (Paterson & Vernon, 1995; Brown & Solar, 1998). Em resposta a tais mecanismos, ao cristalizar, o plúton adquire características como: formato elíptico em secção horizontal, zoneamento composicional concêntrico e enclaves achatados na margem do plúton. No topo do plúton, os efeitos da influência com o meio encaixante promovem a formação de xenólitos, a geração de trama planar de baixo ângulo de inclinação, e a distribuição espacial da trama tende a ser influenciada por processos convectivos de câmara. A acomodação da deformação mostra aumento da *strain* em direção à margem da intrusão e deflexão de estruturas da rocha encaixante no contato com o plúton (Paterson *et al.*, 1998). Tais evidências têm sido usadas na compreensão da colocação de plútons por *diapirism* e *ballooning* (Burchardt, 2009). A colocação por *sill* descreve o processo de alojamento que inicia com fraturamento (*dyke*) da crosta superior e termina com uma intrusão em formato tabular no meio hospedeiro com desenvolvimento de estrutura interna de fluxo laminar na borda e turbulento no centro (Cruden, 2008). O mecanismo conjugado de *dyke* e *ballooning* tem sido o mais responsável pelo alojamento de diversos granitoides na crosta.

Durante a colocação dos granitos na crosta, estes, podem em curto tempo, registrar evidências de deformação. Assim, texturas de recristalização sin-deformação e de estado sólido refletem porções de plútons com trama de origem diferente (Neves *et al.*, 1996). Neste sentido, a orientação e intensidade da trama são parâmetros que ajudam a definir para uma petrotrama primária, relações entre deformação, temperatura na qual se registrou, distribuição e arranjo espacial durante cristalização tectonicamente assistida (Zibra *et al.*, 2012). Na colocação de granitos sin-cinemáticos, vários aspectos precisam ser confirmados: i) paralelismo entre a trama magmática do plúton e a de estado sólido das rochas encaixantes (Paterson *et al.*, 1998). ii) consistência no sentido do cisalhamento e da trama registrada nos limites do plúton (Blumenfeld & Bouchez, 1988). iii) presença de tramas com deformação sin-cristalização para aferir continuidade da trama *subsolidus* para *hipersolidus* (Miller & Paterson, 1994). Várias feições microtexturais de origem submagmática são descritas por Vernon (2000), mas segundo Rosenberg (2001), estas, podem ser parciais ou totalmente apagadas por fluxo de estado sólido em alta temperatura. No entanto, para Holness *et al.* (2018), evidências microtexturais permanecem como feições distintivas do domínio ainda magmático.

3.3 Aspectos Petrogenéticos

No âmbito da análise e compreensão da colocação de plútons, processos formadores de rocha podem influenciar no arranjo espacial de tramas minerais no interior de um plúton (Paterson *et al.*, 2018). Assim por exemplo: i) tramas de topo tendem a desenvolver atitude aleatória e de baixo ângulo quando estão próximas a xenólitos. ii) em *nested plutons* as tramas de borda de plútons tendem a se orientar segundo a forma do plúton e a ser inclinadas em alto ângulo. iii) durante a cristalização de granitos, elementos formadores de minerais essenciais para a classificação de rochas são denominados de mais compatíveis, e os que se concentram na fase fundida, de mais incompatíveis e portanto, mais susceptíveis a serem incorporados na estrutura de minerais acessórios. Para Rollinson (1993), elementos traços substituem óxidos maiores durante a cristalização de minerais e por isso são bons marcadores de processos formadores de rocha. Nesse sentido, associações minerais características de litofácies e relações entre litotipos podem ser indicadores de plútons formados por vários pulsos.

Geralmente plútons constituídos por vários litotipos (diorito ou granodiorito, que variam para monzogranito e sienogranito), podem ter sido formados pela ocorrência de vários pulsos de magma- *nested plutons* (Petford *et al.*, 2000; De Saint-Blanquat *et al.*, 2011;

Nedelec & Bouchez, 2015). A origem e formação de um granito relacionada à ocorrência de vários pulsos é sugerida quando relações de campo mostram espacialmente mudanças na composição (fácies), e tais mudanças são representadas por uma associação de minerais que tendem a cristalizar em equilíbrio térmico (Gao *et al.*, 2016). A variação na composição de um plúton pode ser originada por assimilação das rochas hospedeiras, seguida de cristalização fracionada (Clemens & Stevens, 2012), mas, para estes autores, assimilação tem efeitos de alcance restrito e não gera mudanças na escala do plúton. Cristalização fracionada pode modificar a composição de um plúton, mas processos convectivos de câmara tendem a dificultar o fracionamento cristalino durante o seu alojamento (Pitcher, 1997; Russell, 2014). Processos petrogenéticos e desenvolvimento de estruturas podem ter relação de origem na formação e alojamento de um granito. Bandeamento rítmico marcado por variação na composição e na textura, pode representar estruturas associadas a alojamento plutônico por fluxo magmático em condições ainda de suspensão e, portanto, capaz de retrabalhar as rochas hospedeiras durante a cristalização (Paterson *et al.*, 2008). Tramas associadas a bandeamento composicional rítmico com orientação preferencial de forma de minerais (foliação interna nas bandas), podem ser entendidas como evidências de diferenciação e de fluxo magmático durante a cristalização (Barbey *et al.*, 2008). Bandas e/ou auto diques (dentro do plúton) de granitos, pegmatíticos e leucogranitos, são consideradas evidências relacionadas a fracionamento (Dill, 2015).

Os efeitos do fracionamento cristalino na composição química de granitos se observam na ocorrência de minerais acessórios e se refletem na diminuição da concentração de elementos imóveis como Cr, Ni, Co (metais de transição, magmas básicos), Sr, Ba, Zr (magmas ácidos), e de elementos terras-raras leves (La-Eu), assim como no aumento da concentração de outros elementos mais incompatíveis como Li, Rb, Cs e dos elementos das terras-raras pesados (Gd-Lu) (Rollinson, 1993; Deering & Bachmann, 2010).

Em sistemas magmáticos ácidos comuns, o fracionamento cristalino tende a gerar produtos mais félsicos (evoluídos). Em granitos, razões de elementos denominados *pares* (similar comportamento geoquímico) como K-Rb, Zr-Hf, Nb-Ta e Y-Ho, tendem a se manter estáveis, mas diminuem em decorrência de fracionamento cristalino (Deering & Bachmann, 2010). Em granitos fracionados, a turmalina em pegmatitos varia de rica em Mg e Fe para variedade rica em Al; similar *trend* de variação se observa na biotita, que passa de Mg e Mg-Fe para Li -lepidolita (Zhang *et al.*, 2008). Em granitos, o mineral zircão cristaliza antes do

magma fracionar, e nos granitos evoluídos possui valores elevados de Hf e P. Para Breiter *et al.*, (2014), razões lito-geoquímicas marcadas pelo intervalo $25 < \text{Zr/Hf} < 55$ são indicativas do grau moderado de diferenciação, passando para granitos comuns ($\text{Zr/Hf} > 55$) e altamente diferenciados ($\text{Zr/Hf} < 25$).

É consenso que durante o fracionamento cristalino a temperatura de um sistema magmático diminui, e a concentração dos elementos terras-raras (ETRs) dependerá do fracionamento de minerais como plagioclásio (Eu), anfibólio, zircão, apatita, epidoto, monazita, durante a evolução do magma (Li & Huang, 2013). Um outro efeito da cristalização fracionada durante a colocação de um granito é a formação de fase cristalina e da fase magmática residual, o que aumenta a viscosidade do magma, se as fases não se separam. Assim, a viscosidade do sistema magmático tende a se elevar com a diminuição da temperatura. No entanto, esse efeito pode ser amortecido pelo aumento da concentração de elementos como B, F, Li e de voláteis como H₂O, entre outros (Scaillet *et al.*, 1996; Johannes & Holtz, 1996). Para Bea *et al.* (2005) e Paterson *et al.* (2008), a separação cristal-magma pode ser favorecida por deformação relacionada a fluxo magmático, uma vez que o fluxo promove maior capacidade de intrusão do magma diferenciado, o que explicaria a ocorrência de diques graníticos de textura pegmatítica e aplítica em granitos.

4 MÉTODOS

A realização desta pesquisa teve suporte nos seguintes procedimentos e métodos: i) revisão bibliográfica que se estendeu até ao culminar da pesquisa; ii) levantamentos de campo, incluindo amostragem de rochas e análise estrutural em afloramento; iii) preparação de amostras de rochas e confecção de lâminas delgadas polidas para fins de análises petrográficas; iv) trabalhos no laboratório envolvendo análises litogeoquímicas, petrográficas e microtexturais; v) integração de dados obtidos em cada método culminando na confecção e redação do texto de dissertação de Mestrado. Segue adiante o desenvolvido detalhado dos métodos aplicados.

4.1 Revisão bibliográfica

Foram consultados livros sobre conceitos básicos, artigos científicos de temas específicos, em particular relacionados com estudos de petrotramas, teses e dissertações voltadas especialmente à geologia do Cráton Amazônico com especial enfoque ao Granito Itã e a evolução tectônica da região. Esta etapa serviu de base para a compreensão preliminar das características petrográficas, estruturais, petrogenéticas, geocronológicas e o contexto geotectônico no geral das unidades que afloram na área de estudo. Em seguida, envolveu a análise de imagens de satélite que foi finalizada com a realização de mapa de localização geográfico-geológico utilizado na etapa subsequente do trabalho de campo. Ainda nesta fase, foram levantadas informações relacionadas à cobertura vegetal, relevo predominante e as vias que facilitam o acesso ao local. Esta etapa se estendeu por toda pesquisa, e forneceu suporte teórico para compreender as técnicas analíticas empregadas na pesquisa.

4.2 Trabalhos de campo

Foi realizado mapeamento geológico-estrutural sistemático em exposições rochosas que afloram em terrenos planos na forma de lajes em diferentes fazendas nas proximidades da BR 432, em blocos e lajes de 10 a 40 m² ao longo do leito do rio Itã. Os afloramentos mais interiorizados da área de estudo foram visitados aproveitando as vicinais ortogonais a BR 432 (Figuras 3 e 4), porém, restrições pontuais ao mapeamento aconteceram devido ao difícil acesso condicionado pela densa cobertura vegetal na área de estudo. As atividades de campo foram realizadas em dois períodos, o primeiro de dez dias, e o segundo de 5 dias, abrangendo 60 afloramentos (Figuras 3 e 4) numa superfície de aproximadamente 25 km².

O mapeamento geológico-estrutural do campo envolveu: i) posicionamento espacial do afloramento (retirada de coordenadas geográficas). ii) descrição do local e da rocha em termos de composição mineral e textural procurando classificar as diferentes fácies graníticas, assim como estabelecer a sua distribuição espacial dentro da área de estudo. iii) foi realizada análise geométrica e cinemática das diversas estruturas planares e lineares encontradas em cada afloramento visitado, tanto do Granito Itã, como das rochas encaixantes. Envolveu a medida de atitudes estruturais (*strike/dip*) de cada tipo de estrutura existente, dados que foram posteriormente tratados em estereograma hemisfério inferior de *Schmidt*. Também foram obtidas informações para interpretações cinemáticas a partir da identificação de indicadores confiáveis como por exemplo; porfiroclastos sigmoides em rochas com textura milonítica. iv) coleta de amostras orientadas *in situ* na forma de pequenos blocos de rocha fresca com 6 a 12 cm de lado e, cilindros de 2 a 15 cm de comprimento e 2,5 cm de diâmetro. Os cilindros foram obtidos mediante perfuratriz portátil movida à gasolina, acoplada a broca cilíndrica oca. Por meio de um orientador que apresenta uma haste cilíndrica oca e uma bússola magnética registrou-se a posição espacial (azimute e inclinação do furo) da amostra. Estas amostras foram colhidas para fins petrográficos e cinemáticos. v) fotografias nos afloramentos visitados procurando registrar os aspectos geológicos e estruturais de maior interesse.

4.3 Preparação de amostras

Esta fase da pesquisa foi desenvolvida seguindo três linhas de atividades: i) corte de amostras orientadas de mão em blocos retangulares com até 15 cm de lado maior e 7 cm de lado menor. Os cortes foram seletivamente realizados paralelos a plano da foliação (plano XY) para determinar a posição do eixo de estiramento mineral (X) e normais a esta, mas paralelos ao eixo X (plano XZ) para fins de leituras cinemáticas e confecção (neste plano XZ) de lâminas orientadas de rochas. As porções resultantes deste corte e algumas amostras em cilindro, foram recortadas em pequenos tabletes, polidas e confeccionadas em lâminas delgadas orientadas para análises petrográficas, de tramas minerais e registro fotomicrográfico. As atividades de corte foram realizadas no laboratório de laminação da UFAM, porém, a confecção de lâminas foi na Universidade Federal do Pará. Foram confeccionadas no total 45 lâminas (28 desta pesquisa e 17 de pesquisas anteriores, figura 3). ii) corte de 25 blocos de rocha orientados em campo (Figura 3) no formato de paralelepípedo com aproximadamente de 6 a 8 e 10 a 12 cm de lado. Os blocos de rocha orientados foram polidos e cada fase fotografada para análises texturais e cinemáticas. iii) moagem de 11 amostras para análise litogeoquímica.

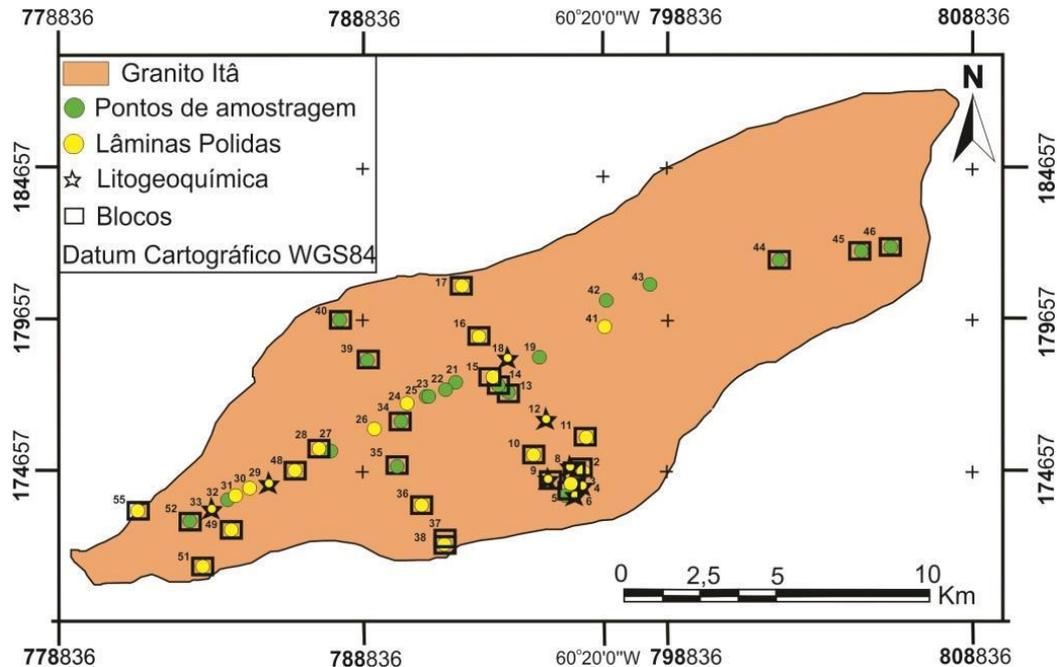


Figura 3: Distribuição espacial de pontos de amostragem no interior do Granito Itã, discriminando por afloramento o tipo de análise realizada (sistema de coordenadas UTM zona 20N).

1.1 Análises do laboratório

A etapa das análises laboratoriais compreendeu a aplicação de técnicas petrográficas, estruturais e litogeoquímicas, cada uma das quais é resumida a seguir:

Petrográficas. Foram realizadas no laboratório de microscopia do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), conforme à seguinte sistemática: i) identificação dos minerais constituintes da rocha, por meio de propriedades ópticas (Machado & Nardy, 2016). ii) quantificação das diferentes fases minerais por meio de estimativas visuais (Contagem com pelo menos 1000 pontos em cada lâmina de rocha, ver tabela 2) e nomenclatura da rocha segundo Streckeisen (1976). iii) análises de microtexturas e de tramas minerais, procurando definir origem através da identificação de mecanismos de deformação impressos nos minerais, além de identificação de indicadores cinemáticos. iv) registro fotomicrográfico para facilitar a verificação, interpretação e a criação de texto explicativo.

Lito-geoquímicas. Foram analisadas 11 amostras representativas da composição do Granito Itã, nos quais se obtiveram dados referentes a elementos maiores, menores, traços e terras raras e perda ao fogo. As amostras foram britadas e pulverizadas (usando moinho de porcelana) no laboratório de laminação da UFAM. Em seguida, foram enviadas ao laboratório *ALS Brasil Ltda.*, em Minas Gerais, para análises por meio de espectrometria de emissão

atômica por plasma indutivamente acoplado (*ICP- Inductively Coupled Plasma*), para os elementos maiores e, *ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)* ou Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado, para elementos traços. Nos procedimentos foi usado gás ionizado por indução como fonte de calor, com objetivo de excitar/acelerar átomos na amostra para identificar elementos presentes e seus teores através da intensidade das radiações emitidas, as quais foram lidas num detector (Licht, 1998). As amostras foram secadas a 130 °C durante 24 horas. Os valores de *LOI* foram calculados submetendo as amostras a 900 °C durante 6 horas, tendo resultado nos valores percentuais entre 0,4 % wt a 0,6 % wt. A precisão analítica da *ICP* para elementos maiores (para 1 σ ou 65 % de confiança), varia de 0,02 a 0,14 % wt, e na *ICP-MS* para elementos traços (para 1 σ ou 65 % de confiança), varia nos intervalos de 0,03 ppm (Yb), 0,3 ppm (Sr) e 1,5 ppm (Ba). Os resultados aqui obtidos, foram tratados no programa *Geochemical Data Toolkit (GCDKit)* tendo culminado na confecção de diagramas de classificação de rochas plutônicas, caracterização das series magmáticas, diagramas petrogenéticos e de discriminação de ambientes geotectônicos. Também foram aplicados cálculos termo barométricos usando calibrações empíricas conforme proposto por Yang *et al.* (2021).

Dados Estruturais. Foram obtidos aplicando análises geométricas e cinemáticas a estruturas planares e lineares observadas em afloramentos, e em blocos de rochas coletados em campo e orientados *in situ*, os quais em laboratório foram cortados em formato de paralelepípedos conforme os planos XY (foliação) e XZ (leitura de indicadores cinemáticos) ortogonais entre si. Em cada bloco orientado de rocha foram determinados elementos básicos da orientação preferencial de forma das espécies minerais dominantes (feldspatos, anfibólio e biotita). Foram definidas a foliação e a lineação mineral, identificada a posição das tramas minerais, medida da atitude dos parâmetros direcionais. Também se identificaram indicadores cinemáticos confiáveis e quando observados, feita a leitura e representada a cinemática da deformação finita. Dados aeromagnéticos foram tratados para gerar imagens e para realizar interpretações geológico-estruturais. Os dados aeromagnéticos foram extraídos do *site* do Serviço Geológico do Brasil (GEOSGB) e tratados conforme Reeves (2005). Os resultados analíticos permitiram comparar e relacionar feições estruturais da crosta (destacam-se a primeira e segunda derivada vertical do campo magnético anômalo-CMA, respectivamente) e inferir relações de superposição e cinemática, conforme usado em outras pesquisas (McLean & Betts, 2003; Direen *et al.*, 2005).

5 RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

Representam diferentes escalas analíticas que incluem caracterização das rochas e estruturas em afloramento, a composição, textura e mecanismos de deformação interna microscópica, e a composição química da rocha. O Granito Itã aflora em superfície na forma de lajes métricas a decamétricas e de matações métricas, tanto em leitos de rios como em taludes de vias em frentes de pedreiras onde foi possível observar a rocha sã e a ocorrência de diques de largura centimétrica. Em tais locais, foi possível observar variações de composição das rochas, identificar estruturas, entender as relações entre elas e medir a atitude destas. Esses afloramentos estão inseridos em terrenos ondulados a planos ao redor de vias vicinais, no leito do rio Itã, e em taludes de estradas vicinais e da BR 432. Alguns pontos de unidades situados nas margens norte e sul do Granito Itã, são descritos de forma a identificar as rochas encaixantes do plúton e visando estabelecer as relações de contato (Figura 4).

5.1 Petrografia

O Granito Itã intrude ao norte, sienogranitos deformados do Complexo metamórfico Rio Urubu. Trate-se de granitos com textura grossa e rapakivi, constituídos por megacristais ovóides ou elípticos de K-feldspato. Intrude também ortopiroxênio monzogranito (charnockito) associado à gabros da denominada unidade Granulito Barauana, o qual foi correlacionada por Fraga (2002) com os granitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata. Ao sul, intrude granitos da Suíte Intrusiva Água Branca e para leste, está em contato com paragneisses do Grupo Cauarane (Figura 4).

A composição do Granito Itã varia segundo quatro fácies (Figuras 5A, B, C), das quais a dominante é um monzogranito grosso cinza-claro com megacristais subedrais de feldspato de até 2 cm de eixo maior, dispostos segundo orientação preferencial e dispersos em matriz de textura média que ocorre estruturada em bandas de até 5 cm de largura que se alternam com bandas de monzogranito de textura fina. Este monzogranito é caracterizado pela associação mineral plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda, biotita, titanita, epidoto, piroxênio restrito, apatita, zircão e óxidos de ferro. Este também se apresenta na forma de diques de até 30 cm de largura. No Granito Itã, as fácies sienogranito e granodiorito são restritas. No limite norte, ocorre a associação ortopiroxênio monzogranito, monzogranito e gabro do Granulito Barauana de cor esverdeada com megacristais de feldspato inclusos em matriz média equigranular, que varia para granito cinza escuro de textura grossa com megacristais elípticos e alinhados de K-feldspato. Este limite no Granito Itã, é marcado por

mudanças na cor, textura da rocha foliada sendo no granulito, de aparência milonítica (cristais sigmoides de K-feldspato) e no Granito Itã, bandada com textura interna média, contendo cristais subédricos de plagioclásio, alinhados marcando orientação preferencial de forma.

O monzogranito grosso é intrudido por diques de até 3 m de largura de biotita sienogranito equigranular médio a fino, e por diques de aplito com larguras entre 0,2-0,6 m (Figura 5B). Ocorre quartzo diorito como enclaves máficos finos, e como apófises ou bolsões. Para o limite norte do plúton, se observam diques e bolsões com textura pegmatítica, constituídos por albita, K-feldspato, quartzo, biotita, e restritamente turmalina e apatita (Figura 5B). Todos os litotipos se caracterizam por exibir estrutura foliada contínua marcada pelo alinhamento e orientação preferencial de forma de minerais. O Granito Itã exibe clara foliação definida pelo alinhamento de cristais tabulares, subedrais de feldspato e de minerais máficos em agregados. No Granito Itã ocorrem localmente (para o limite sul do plúton) xenólitos do Complexo Rio Urubu. Estes xenólitos exibem internamente, composição sienogranítica, textura média a grossa e foliação subparalela à foliação magmática que caracteriza principalmente as fácies monzogranito e granodiorito do Granito Itã.

As principais rochas que constituem o Granito Itã observadas em afloramento consistem em: a) xenólitos de sienogranito foliado, com megacristais ovóides com borda de albita e alinhados de K-feldspato, do Complexo Metamórfico Rio Urubu, observados principalmente no limite sul e no leito do rio Itã. Para o norte, o monzogranito Itã possui porfiroclastos sigmoides de feldspato em matriz de textura média, e bandas de monzogranito de textura média a fina. b) na composição interna, para norte do plúton, aparece o hiperstênio monzogranito com hiperstênio em consequência do contato com charnockito (IT40, IT17, IT55) do Granulito Barauana. Este monzogranito se caracteriza pela presença de megacristais de K-feldspato e de plagioclásio que exibem formas elípticas, ocorrem alinhados e marcam a foliação que localmente parece ter sido desenvolvida em estado sólido. c) enclaves máficos finos, elípticos a tabulares, às vezes ocorrem como fragmentos compridos com limites angulosos, formato tabular, dispostos segundo a foliação da rocha encaixante. d) para o limite centro-sul do Granito Itã, ocorrem diques de aplito e de granodiorito com textura média equigranular, com larguras entre 0,2 e 0,6 m, contínuos por até 30 m e dispostos paralelos à foliação da rocha. e) também ocorrem diques e apófises de biotita sienogranito fino a médio equigranular, com foliação interna coerente com a atitude da foliação das rochas hospedeiras (Figura 5C).

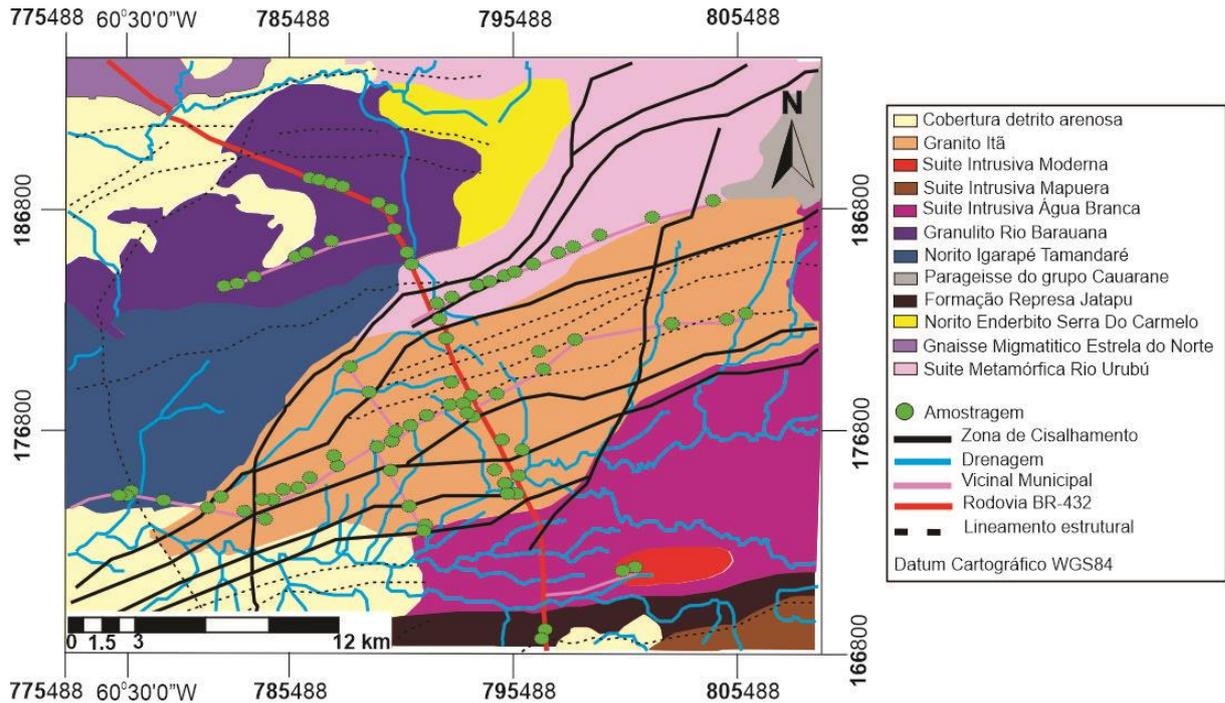


Figura 4: Geologia da área de ocorrência do Granito Itã. Mapa mostrando as relações de contato com as rochas encaixantes e as principais estruturas (modificado de CPRM, 2021).

Numa pedreira ativa (IT15) foram observados diques controlados por fraturas conjugadas de composição albita, K-feldspato, turmalina preta e verde, biotita e quartzo. Esses diques exibem textura pegmatítica, cortam a foliação da rocha e para o topo, são constituídos apenas por quartzo e diques de sienogranito fino, aplito, (Figura 5B). A descrição dos litotipos a seguir, inicia pela rocha dominante identificada como a mais precoce e segue a hierarquia ou estratigrafia definida por relações de inclusão e de corte. A classificação destas rochas foi baseada na composição mineral e contagem modal (Tabela 2). Os resultados obtidos foram lançados no diagrama QAP (Figura 6).

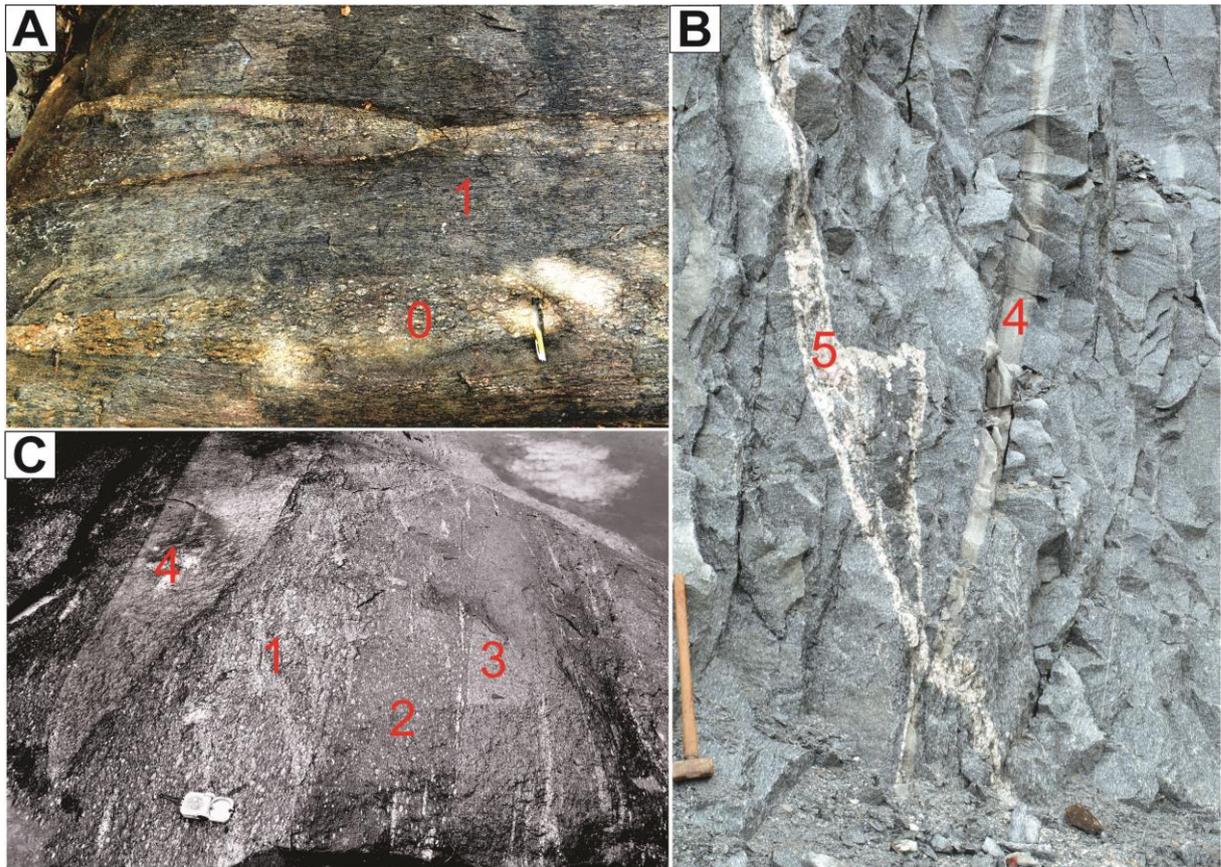


Figura 5: Principais rochas que constituem o Granito Itã. **A-** Monzogranito porfirítico com matriz grossa (1) e xenólitos de sienogranito grosso dispostos em bandas (0), IT55. **B-** Monzogranito grosso com diques de sienogranito fino (aplito, 4) e de pegmatito de composição granítica (5), IT18. **C-** Monzogranito inequigranular grosso (1) intrudido por diques de monzogranito com megacristais em matriz média (2), quartzo diorito fino (3) e dique de sienogranito fino (aplito, 4), IT4.

Tabela 2: Composição modal em % do Granito Itã conforme análises petrográficas. Em itálico e negrito destacam-se amostras com análises litogeoquímicas.

Litotipo	Código	Qtz	Pl	Kf	Px	Hb	Ep	Bt	outros	Total	Máficos
Diques de Biotita sienogranito fino	<i>IT18</i>	22	15	52	-	-	-	8	3	100	11
	<i>IT4F5</i>	21	16	52	-	-	-	9	2	100	11
	IT1C	20	15	53	-	-	-	10	2	100	12
	IT1B	26	28	32	1	5	1	6	1	100	14
	IT17	25	27	35	-	5	-	7	1	100	13
	IT26B	23	26	36	-	6	2	5	2	100	15
	IT27C	25	28	37	-	3	2	3	2	100	10
Monzogranito com xenólitos de sienogranito rapakivi	<i>IT29B</i>	24	25	36	1	5	2	3	4	100	15
	IT31C	23	21	43	2	5	-	3	3	100	13
	<i>IT33B</i>	24	26	37	-	3	-	6	3	100	12
	IT36	25	20	42	3	3	-	4	2	100	12
	IT37	25	29	30	3	5	-	4	4	100	16
	IT48	22	29	34	3	5	-	4	3	100	15
	IT55	23	28	34	-	4	2	6	3	100	15
	IT51	23	23	42	-	3	3	4	2	100	12
	IT1B	27	28	31	-	5	2	4	3	100	14
	IT1D	26	26	31	-	6	3	5	3	100	17
	IT1B1	24	28	31	-	6	2	5	4	100	17
	<i>IT6B</i>	28	26	30	1	5	3	4	4	100	17
	<i>IT9</i>	25	28	32	-	5	3	3	4	100	15
Monzogranito	IT10	23	29	34	-	4	2	5	3	100	14

Litotipo	Código	Qtz	Pl	Kf	Px	Hb	Ep	Bt	outros	Total	Máficos	
subporfirítico médio	IT11	24	33	31	-	3	3	4	2	100	12	
	IT12C	26	30	31	-	6	2	3	2	100	13	
	IT15	25	32	29	2	5	-	3	4	100	14	
	IT16	27	30	28	-	6	3	4	2	100	15	
	IT20	23	34	29	-	5	2	4	3	100	14	
	IT24	22	35	27	-	6	3	3	4	100	16	
	IT24C	27	29	30	-	5	2	4	3	100	14	
	IT49	26	27	31	-	6	3	4	3	100	16	
	MAR44	25	29	32	-	5	2	4	3	100	14	
Granodiorito médio a fino	IT1	22	37	27	-	4	3	3	4	100	14	
	IT2A	24	36	26	-	5	3	3	3	100	14	
	IT6	24	36	24	-	6	3	3	4	100	16	
	IT30	23	35	28	-	5	2	3	4	100	14	
	IT41	23	35	25	-	7	3	3	4	100	18	
	MAR43	23	34	27	-	6	3	3	4	100	16	
Granodiorito com textura milonítica	IT2E	22	28	40	1	2	-	5	2	100	10	
	IT1A1	24	42	22	-	2	-	5	5	100	12	
	IT1A2	25	39	22	1	3	-	6	4	100	14	
	IT3E	26	41	21	-	2	-	6	4	100	12	
	IT57	25	40	21	-	2	-	7	5	100	14	
	MAR41	25	28	34	-	3	2	4	4	100	13	
	MAR42	25	27	35	-	3	2	4	4	100	13	
	1											
	MAR42	25	29	33	-	3	3	3	4	100	13	
	2											
Enclave de quartzo diorito fino	IT2D	15	56	6	-	11	1	6	5	100	23	

Outros. Representa minerais acessórios principalmente, óxidos de ferro (magnetita em destaque), titanita, apatita, zircão, epidoto. **Qtz-** quartzo. **Pl-** plagioclásio. **Kf-** feldspato potássico. **Px-** piroxênio. **Hb-** hornblenda. **Ep-** epidoto. **Bt-**biotita.

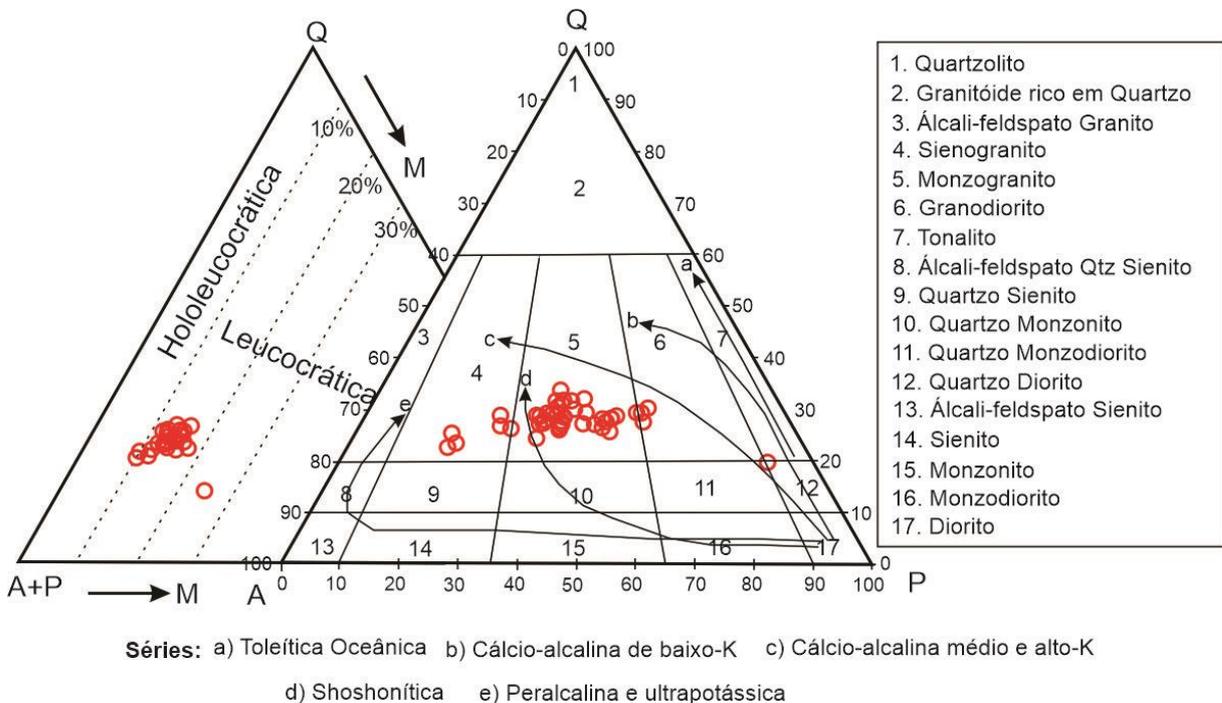


Figura 6: Diagramas ternários QAP e Q(A+P)M de classificação de rochas ígneas plutônicas ácidas (Streckeisen, 1976) para a composição modal do Granito Itã.

O **monzogranito** ocupa cerca de 70% do volume do plúton. Caracteriza-se pela cor cinza-clara (índice de cor 12-16%, félsica), textura inequigranular refletida por cristais grossos de feldspatos euédricos a subédricos, isolados e alinhados contidos em matriz equigranular quartzo feldspática de tamanho médio. Em vários afloramentos (Tabela 2), apresenta evidências de assimilação incompleta de: i) alternância rítmica de xenólitos de sienogranito do complexo metamórfico Rio Urubu, dispostos em faixas (Figura 7A) nas quais, cristais grossos de K-feldspato, plagioclásio e de quartzo, ocorrem alinhados e estirados. O K-feldspato apresenta inclusões de biotita, limites retos com plagioclásio e curvos com anfibólio e quartzo, comumente exibe borda de albita, ocorre isolado e apresenta alinhamento do eixo maior marcando junto com os minerais máficos, estrutura planar definida como foliação magmática (Smag) pervasiva na rocha. Estas faixas estão contidas em matriz de monzogranito foliado (Figura 7A). ii) monzogranito inequigranular grosso a médio contém megacristais isolados de K-feldspato e de plagioclásio, cristais anédricos de quartzo em agregado com cristais de hornblenda, biotita (Figuras 7B, C, D). Megacristais de K-feldspato têm geometria subelíptica a tabular, prismática, subédrica a euédrica (Figura 7B) com o eixo maior entre 1,2 a 3 cm e o menor entre 1 a 1,7 cm, mostrando razão axial variando de 2:1 para 3:1. A matriz ocupa 60-70% e tem textura média inequigranular contendo cristais de plagioclásio esbranquiçado anédrico a subédrico de geometria prismática, formando agregados e fenocristais isolados de plagioclásio com geometria sub-tabular, hábito subédrico a anédrico e geometria elíptica onde o eixo maior é de 4-6 mm e o menor de 2-3 mm (razão axial 2:1). Alguns cristais exibem geminação polissintética homogênea, porém, ocasionalmente, ela se desenvolve de forma parcial (geminação mecânica). Cristais de plagioclásio exibem limites irregulares com feldspatos, e retos com biotita a levemente curvos com anfibólio e quartzo. A Hornblenda tem 1 a 2,5 mm de eixo maior, hábito anédrico a subédrico, forma tabular, exibe limites curvos, geralmente forma agregados de cristais com biotita e epidoto, comumente possui inclusões de óxidos de ferro. O quartzo é isolado, anédrico e intersticial, o tamanho é de 0,5 mm até 2 mm, com razão axial 3:1, por vezes se observa alongado. A matriz exibe alinhamento marcante dos minerais máficos que definem clara foliação (Figuras 7D, E). A biotita tem hábito subédrico a euédrico, geometria tabular com razão axial 2:1 a 3:1 e limites irregulares no eixo menor a parcialmente retos segundo o eixo maior. Associados a hornblenda se observam cristais de biotita, titanita, zircão, allanita e epidoto, comumente alinhados (Figuras 7C, D, E). A titanita tem hábito subédrico a anédrico, forma elíptica, ocorre em cristais isolados e restritamente em agregados. A allanita é subedral com formato predominantemente tabular, e aparece restritamente. Óxidos de ferro têm hábitos anédricos,

geralmente isolados associados a biotita e inclusos em hornblenda. Os cristais de epidoto são subédricos a anédricos, por vezes associados a allanita. Cristais isolados de zircão em secção transversal e longitudinal exibem limites retos, estão associados a minerais máficos. Na matriz do hiperstênio monzogranito (IT31, 37, 48) também se observam bandas de textura média a fina que contém cristais anédricos a subédricos de plagioclásio e restrito K-feldspato, e agregados de cristais subédricos a euédricos de hiperstênio e de augita com tamanhos de 0,5 a 5 mm isolados. Também se observam subédricos de hornblenda, titanita, epidoto, euédricos a subédricos de biotita e anedrais de quartzo intersticial, cristais isolados de zircão e de óxidos de ferro (Figuras 7F, G).

O granodiorito ocorre como apófises e diques de até 0,8 m de largura com limites parcialmente difusos. Apresenta cor cinza-claro definindo índice de cor entre 10-18%, com textura inequigranular média-grossa constituída por megacristais de plagioclásio cinza claro, prismático, subedral (Figura 8A), mas predominantemente elíptica, com eixo maior de 3 a 7 mm, e menor entre 2 a 4 mm (razão axial 2:1). Estes cristais, ocupam cerca de 50 % da área na rocha e ocorrem de forma isolada, embora formem agregados restritamente. Estão alinhados segundo o eixo maior definindo foliação Smag no granodiorito (Figura 8B), restritamente exibem alteração interna para sericita, têm limites retos a curvos e mirmequitas em limites com cristais de K-feldspato. A matriz apresenta textura média inequigranular formada por plagioclásio, K-feldspato e fenocristais de hornblenda, quartzo anedral intersticial e localmente forma agregados. A hornblenda e biotita constituem as fases máficas, se apresentando em agregados alongados em faixas que definem a foliação Smag. Em lâmina, o granodiorito é inequigranular com textura grossa a média e localmente fina, constituída por agregados de cristais de 1 a 2 mm de eixo maior, anedrais alinhados de plagioclásio com geometria tabular se desenvolvendo com hornblenda alongada de 0,3 a 2 mm de comprimento e 0,3 a 1 mm de largura, com limites curvos e inclusões de apatita (Figura 8C). Localmente se observa plagioclásio incluso em hornblenda, mas também hornblenda intersticial a cristais de plagioclásio (destaque em círculo na figura 8D) e biotita fina subedral, tabular com limites retos e corroídos, razão axial 3:1 e eixo maior alinhado definindo a foliação magmática. Quartzo intersticial de até 1,5 mm de comprimento com limites em cúspide com hornblenda, ocorre como fase cristalina tardia (flechas nas figuras 8C, D). Entre os minerais acessórios com hábitos subédricos a anédricos, estão: hiperstênio, magnetita, apatita associado a hornblenda e biotita, zircão ocorre restrito em secção transversal (Figuras 8B, C, D).

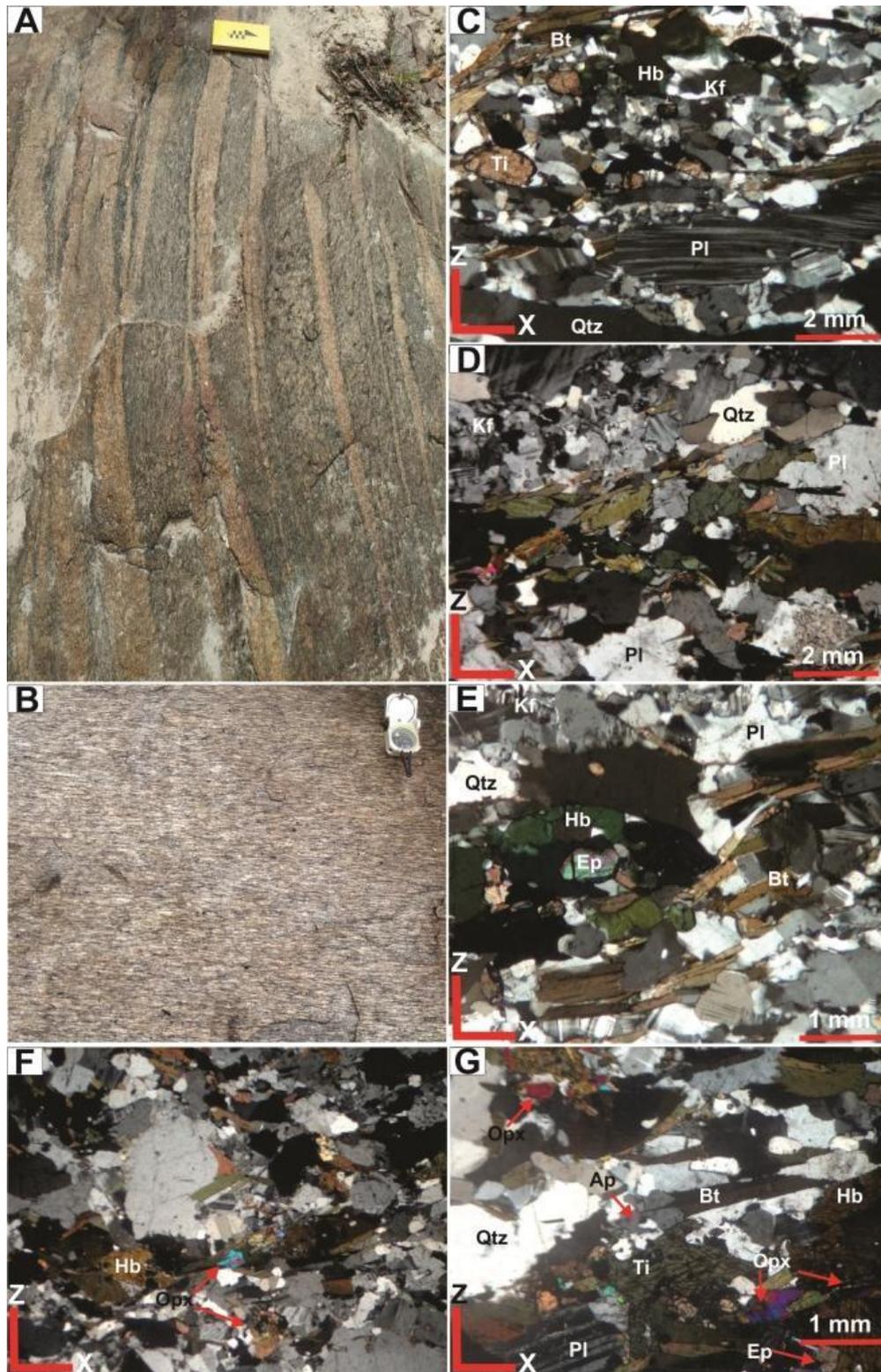


Figura 7: Aspectos texturais do monzogranito em meso e microescala. **A-** Xenólitos alinhados de sienogranito grosso com fenocristais de K-feldspato em monzogranito médio (IT55). **B-** Monzogranito subporfírico foliado. **C-** Xenocristais de plagioclásio (Pl) alongado e quartzo (Qtz) em ribon. Cristais finos de plagioclásio (Pl), titanita (Ti), hornblenda (Hb) e biotita (Bt), alinhados. Quartzo anédrico intersticial (IT55). **D, E-** Agregados orientados de cristais plagioclásio fino anédrico. Cristais de hornblenda e biotita subédrica, alinhados e cristais isolados de titanita e de epidoto (Ep) (IT55, IT11), quartzo intersticial. **F, G-** Cristais isolados subbedrais de ortopiroxênio (Opx), hornblenda (Hb), titanita (Ti), epidoto (Ep), apatita (Ap) e bitotita (Bt) (MAR44, IT6B).

Na figura 8D destaca-se o alinhamento por fluxo magmático de cristais tabulares de biotita e estirados de plagioclásio e de magnetita, observam-se também limites em cúspide de cristais de quartzo e biotita com cristais de hornblenda, e o desenvolvimento de quartzo intersticial a cristais de plagioclásio e de hiperstênio fino.

Quartzo diorito ocorre na forma de enclaves máficos microgranulares de dimensões centimétricas a métricas, formato elíptico a tabular, alguns possuem alongamento com razão comprimento-largura de até 6:1 e disposição do eixo maior consistente com a foliação magmática definida na rocha hospedeira (Figura 9A). Os seus limites são bruscos a transicionais com continuidades sinuosas. Apresenta cor cinza- escura (índice de cor 23%) com textura fina equigranular constituída por quartzo e feldspatos anedrais em agregados definindo as fases félsicas caracteristicamente sem nenhuma orientação aparente. Uma foliação sutil é definida por minerais placóides (biotita) das fases máficas. Observam-se xenocristais de K- feldspato e de plagioclásio da rocha encaixante, alinhados conforme a disposição do eixo maior do enclave. Possui cristais isolados de K-feldspato anédrico (0,3-0,8 mm) com limites sinuosos, agregados de cristais de plagioclásio (0,2-0,6 mm) com geminação polissintética restrita e limites lobados (Figura 9D). Cristais finos < 0,5 mm de augita anédrica, isolados, associados a hornblenda e titanita. Ocorrem cristais isolados de hornblenda (0,2-0,6 mm) anédrico e placóides de biotita (0,5-0,9 mm) intersticiais e alinhados com razão axial 2:1 a 3:1. O quartzo (0,2-0,5 mm) ocorre como agregado de cristais anédricos e intersticial (Figuras 9B-D). A orientação preferencial de forma de alguns minerais define a foliação magmática na rocha. Cristais subédricos de titanita e anédricos de epidoto ocorrem em grãos isolados associados à biotita e hornblenda.

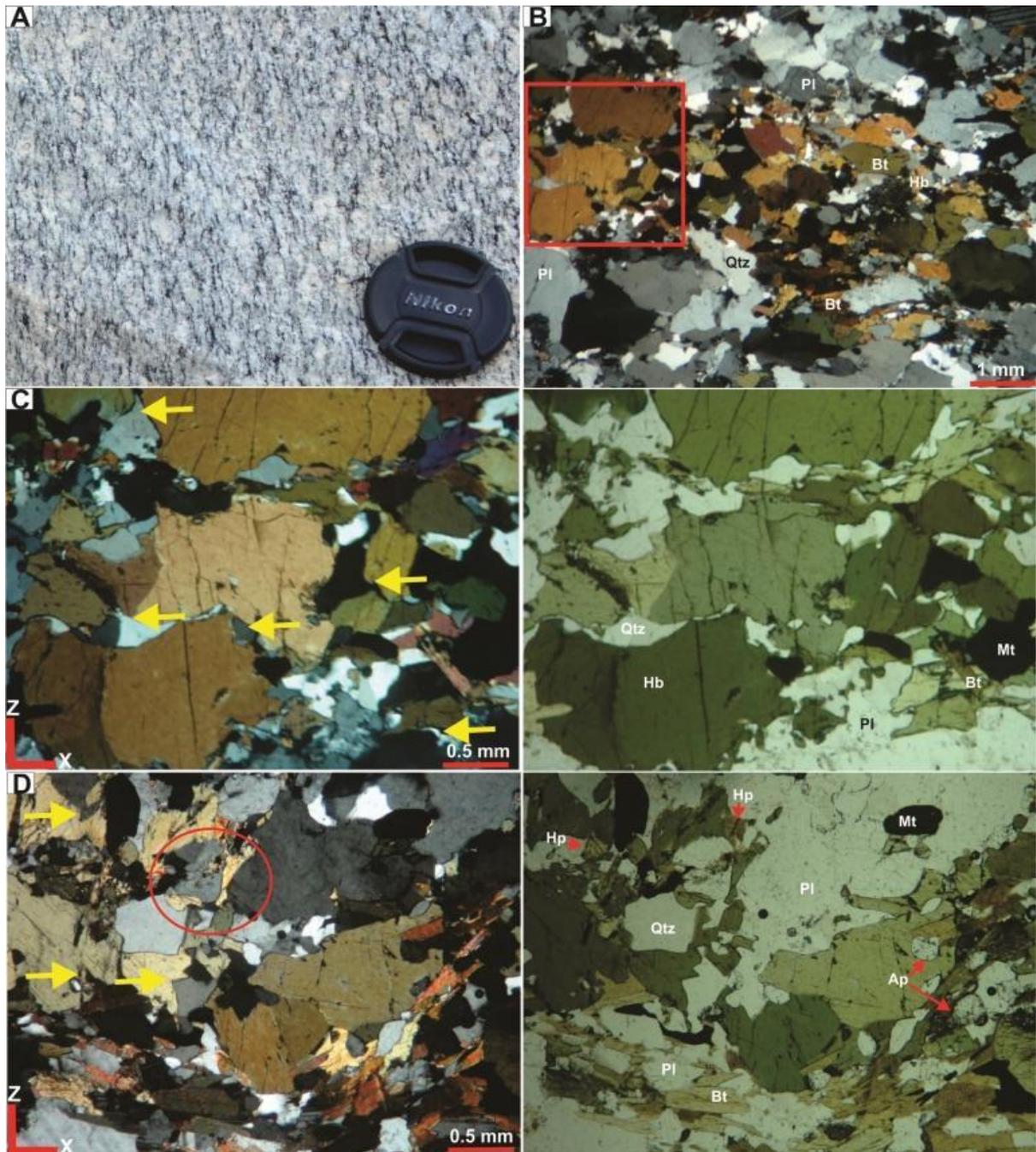


Figura 8: Aspectos texturais do granodiorito em meso e microescala. **A-** Textura subporfírica foliada (IT1). **B-** Agregado de cristais alinhados de hornblenda (Hb), biotita (Bt) e quartzo (Qtz) intersticial e hiperstênio (Hp). No quadrado, detalhe da figura C (IT1). Fotomicrografias em nicóis cruzados e paralelos. **C-** Crescimento em equilíbrio de hornblenda, magnetita (Mt) e plagioclásio com quartzo como fase intersticial penetrando em cúspide na hornblenda (setas amarelas). **D-** No círculo, detalhe de hornblenda e opaco intersticial a cristais de plagioclásio e hiperstênio. Biotita e quartzo com limites em cúspide com hornblenda (setas amarelas, IT2B).

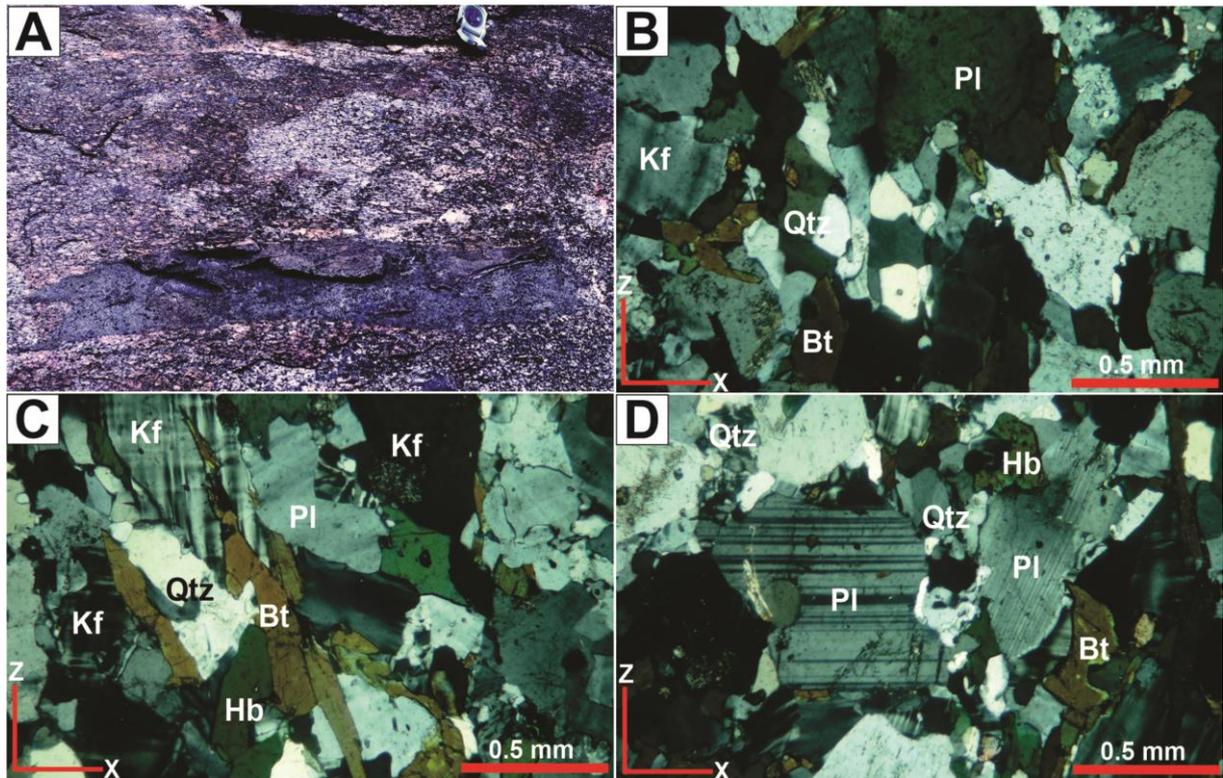


Figura 9: Aspectos texturais de afloramento e em fotomicrografia do quartzo diorito (IT02): **A**- Sua ocorrência na forma de enclave microgranular exibindo uma forma tabular (no limite inferior), com limites bruscos e uma continuidade sinuosa dentro do monzogranito porfirítico grosso. **B**- Aspecto composicional do quartzo diorito em lâmina. **C**- Foliação definida pelo alinhamento da biotita (Bt) e hornblenda (Hb). Antecristais de microclínio (Kf) com desenvolvimento de pertitas em chama. **D**- Geminação lei de albita no plagioclásio (Pl) subédrico e tabular com mirmequita em alguns limites curvos. Quartzo (Qtz) intersticial nos cristais de plagioclásio (Pl).

O sienogranito aflora na forma de apófises e diques com até 15 m de comprimento e 1 a 2 m de largura, apresenta cor rosada a amarela clara com índice de cor 12%, formato tabular, com afunilamento nos extremos (Figura 10A), apresenta limites bruscos e, é observado principalmente no limite sul do Granito Itã, que variam para irregulares e transicionais, exhibe ocasionalmente antecristais de feldspato alinhados, ou como diques descontínuos de até 3 m de comprimento com 5 a 10 cm de largura, intrudindo o monzogranito (Figura 10B). Estes diques se orientam paralelos à foliação magmática do granito hospedeiro (Figuras 10A, B). Exibe textura equigranular média, constituída por cristais de K-feldspato subedrais na forma de agregados e, ocasionalmente isolados com geometria semi-prismática com eixo maior medindo 1,2 cm e o menor 0,5 cm e uma razão axial de 2:1 com disposição preferencial definindo foliação magmática. O K-feldspato ocupa mais de 50% da área na rocha em conjunto com os outros minerais félsicos como o quartzo. Agregados de cristais de sutilmente alinhados de hornblenda e biotita, constituem faixas que definem a foliação magmática. No limite norte-noroeste, o sienogranito possui textura média a grossa na qual os cristais de K-feldspato ocorrem como agregados alongados e definem

faixas que também contém quartzo. Em lâmina, cristais de K-feldspato se identificam principalmente pela geminação *tartan* do microclinio e pertitas tipo *flame* (Figuras 10C, D). Geralmente ocorrem em agregados de cristais anedrais tabulares. Apresentam limites curvos a retos em contato com quartzo e plagioclásio. Cristais anedrais e isolados de plagioclásio com forma sub-tabular (Figuras 10C, D) a subelípticos apresentam microfraturas e sinais de alteração por sericitização do núcleo em direção a borda. Hornblenda anedral com eixo maior < 3 mm está associada a titanita e se dispõe em cristais alinhados com cristais de biotita fina. Cristais finos de quartzo com aproximadamente 0,2-0,4 mm de tamanho, com hábito anedral, se apresentam de forma intersticial entre os cristais de K-feldspato (Figuras 10C, D) e estão alongados com razão axial de 3:1. Os cristais da biotita são restritos, isolados, hábito subedral e forma tabular com razão axial 3:1. Cristais isolados subedrais de titanita têm formato elíptico (Figuras 10C, D), com o eixo maior entre 0,3 a 1,2 mm.

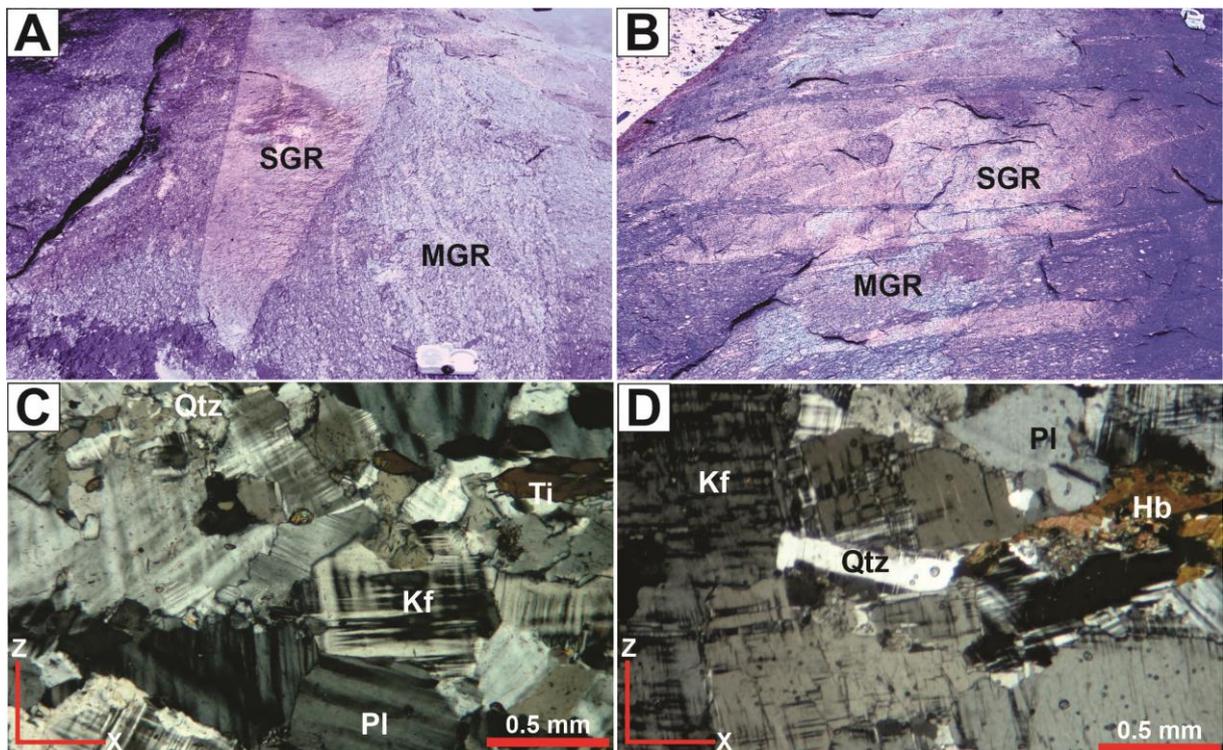


Figura 10: Texturas em afloramento e em fotomicrografia do sienogranito: **A, B**- Diques de sienogranito com limite abrupto intrudindo o monzogranito (IT4, IT29). **C**- Plagioclásio (Pl) tabular, orientado, em tamanhos finos e médios, apresentando limite reto a irregular com K-feldspato (Kf) com macla em *tartan*. Cristais de titanita (Ti) elíptica alinhados, quartzo (Qtz) anedral intersticial (IT29). **D**- Fenocristal de K-feldspato (Kf) pertítico, titanita associada a cristais finos de hornblenda anedral, plagioclásio anedral, e quartzo incluído (IT4).

5.2 Litogeoquímica

Os resultados analíticos de litogeoquímica de 11 amostras analisadas (Tabela 3) do Granito Itã mostram variação dos teores de SiO₂ no intervalo de 64,3 a 71,4 (% em peso), e dois valores discretos extremos de 61,5 e 76,3 % para as amostras IT2D5 e IT4F5 que representam enclave máfico e dique de sienogranito, respectivamente, coletadas no limite sul do plúton.

Tabela 3: Análises químicas de elementos maiores (% em peso), menores e traços (ppm) do Granito Itã. MGR- Monzogranito; GDR- Granodiorito; SGR- Sienogranito; QtzDR- Quartzo diorito.

	SGR		MGR						GDR		QtzDR
	IT4 F5	IT18 B5	IT29 B3	IT15 C5	IT33 B4	IT6 B3	IT9 B3	IT12 C3	IT2 E5	IT3 E5	IT2D5
SiO ₂	76,3	70,3	71,4	69,1	68,7	67,9	67,6	66,4	66	64,3	61,5
TiO ₂	0,28	0,56	0,48	0,57	0,57	0,8	0,69	0,83	0,85	0,8	0,67
Al ₂ O ₃	12,75	13,95	13,65	14,1	14,1	13,95	14,6	13,9	13,95	14,55	17,3
Fe ₂ O ₃ (t)	1,61	4,43	3,47	4,05	4,16	5,69	5,14	6,09	5,93	5,8	5,86
MnO	0,01	0,07	0,06	0,07	0,07	0,09	0,08	0,1	0,09	0,09	0,08
MgO	0,23	0,99	0,75	0,92	0,91	1,52	1,36	1,39	1,63	1,58	1,82
CaO	1,12	2,52	2,34	2,76	2,7	3,42	3,3	3,41	3,73	3,77	5,66
Na ₂ O	2,34	3,18	3,19	3,31	3,34	3,18	3,24	3,15	3,29	3,44	4,26
K ₂ O	6,23	4,6	4,51	4,34	4,3	4,01	4,51	3,75	3,38	3,64	3,65
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,11	0,16	0,14	0,21	0,19	0,2	0,24	0,21	0,29
Cr ₂ O ₃	0,032	0,037	0,034	0,034	0,035	0,032	0,034	0,043	0,039	0,044	0,017
P.F	0,54	0,40	0,85	0,81	0,48	0,58	0,50	0,86	0,49	0,48	0,55
Total	101,8	101,33	100,7	100,37	99,65	101,41	101,39	100,25	99,75	98,94	101,88
Ba	836	1105	967	1085	1060	877	1095	877	953	1045	1210
Rb	186	177	173	170	170,5	171	164	153	127	125	86,2
Sr	157,5	246	226	244	255	234	282	249	280	287	646
Zr	243	273	315	301	282	349	334	378	336	379	190
Nb	8,7	14,8	15	16,5	15	16,6	15,4	20,1	15,5	15	8,8
Ga	15	18,6	19,5	19,7	19,4	18,1	21	19	20,3	19,5	22,6
Ta	0,8	1,1	1,2	1,3	1	1,2	0,8	1,4	0,9	0,8	0,4
Hf	7,2	7,5	8,7	8,6	7,5	9,2	9,2	10,1	8,8	10	4,7
Th	16,75	15,6	20,6	18,75	17,85	16	17,85	17,9	14,95	9,83	2,14
U	2,86	4,17	5,79	4,57	4,38	3,88	2,8	5,4	2,84	2,65	0,93
W	16	17	17	18	17	15	16	21	18	21	9
Y	15,7	30,2	48,2	42,9	31	34,5	31,7	43,5	32,4	29	21,4
V	10	56	42	49	53	79	70	79	86	87	118
Cr	260	280	260	260	280	250	270	330	320	360	140
Cs	2,41	4,25	5,44	5,56	4,88	5,24	3,76	4,91	3,98	3,65	1,09
La	49,5	47,3	58,7	51,5	53,9	49,4	71,7	49,7	58	38,7	37,8
Ce	90,6	93,3	114	101,5	108	100	132,5	103,5	114,5	77,8	77
Pr	9,17	10,2	12,15	11,1	11,95	11,35	13,75	11,45	12,45	8,88	9,41
Nd	33,4	38,6	44,2	42,6	44,2	43,9	50,4	45,2	46,8	37,7	38,2
Sm	5,02	7,07	7,21	7,33	7,3	7,69	7,91	8,58	7,66	6,54	7,03
Eu	0,94	1,2	1,17	1,26	1,31	1,57	1,45	1,53	1,56	1,75	1,79

	SGR		MGR						GDR		QtzDR
	IT4 F5	IT18 B5	IT29 B3	IT15 C5	IT33 B4	IT6 B3	IT9 B3	IT12 C3	IT2 E5	IT3 E5	IT2D5
Gd	3,73	6,21	6,59	6,82	6,55	6,72	6,96	7,83	7,13	6,59	5,33
Tb	0,54	0,89	1,06	1,09	0,92	1,06	0,9	1,18	1,04	0,85	0,77
Dy	3,09	5,24	5,9	6,51	5,18	5,8	5,27	7	6,03	4,87	3,68
Ho	0,63	1,15	1,54	1,48	1,1	1,23	1,09	1,4	1,18	1,13	0,82
Er	1,75	3,32	4,55	4,5	3,41	3,56	3,01	4,18	3,34	3,13	2
Tm	0,31	0,52	0,76	0,67	0,5	0,55	0,6	0,59	0,51	0,47	0,33
Yb	1,43	3,22	4,46	4,06	3,18	3,54	3,1	4,2	3,48	3,03	1,95
Lu	0,24	0,47	0,8	0,66	0,42	0,53	0,47	0,6	0,47	0,46	0,3

Observação: P.F símbolo usado para representar perda ao fogo (*lost on ignition* = LOI) em wt%.

No diagrama de classificação de rochas plutônicas de Cox *et al.* (1979), os resultados litogeoquímicos se posicionam nos campos de granito e granodiorito, representando o caráter ácido do Granito Itã, com exceção da amostra (IT2D5) correspondente ao enclave máfico de textura fina (Quartzo diorito) constituído por abundante biotita, que classifica como de composição intermediária (Figura 11A). Segundo o diagrama proposto por Peccerillo & Taylor (1976, figura 11B) que estabelece relações genéticas entre a composição das rochas ígneas e o ambiente tectônico de geração do magma parental, os litotipos são sub alcalinos, pertencentes à serie cálcio alcalina de alto K. Usando a relação do índice de saturação da alumina (ISA) e o teor da SiO₂, proposta por Frost & Frost (2008), os resultados analíticos se projetam no campo metaluminoso (Figura 11C). Em granitos metaluminosos ou insaturados, a alumina (Al₂O₃) é consumida na formação de feldspatos de Na e K, essa insaturação afeta a formação de minerais de CaO. Nessa condição, irão se formar preferencialmente minerais ricos em cálcio que demandam pouca alumina como hornblenda e epidoto (minerais comuns no Granito Itã).

Diagramas tipo Harker (Figura 12) representam o comportamento dos elementos maiores (constituintes dos minerais essenciais de um granito) e traços. No Granito Itã, estes diagramas mostram *trend* de distribuição linear relacionado ao decréscimo do teor de CaO, Fe₂O₃ e MgO, e baixa relação linear para Al₂O₃ e TiO₂ em relação ao aumento do teor de SiO₂, que varia no intervalo de 64 a 72%. Nos álcalis (K₂O e Na₂O) verificam-se dois comportamentos diferentes: i) o potássio mostra aumento levemente consistente com a variação dos teores de sílica, resultado provavelmente associado ao aumento do teor de microclínio. ii) o Na₂O e Sr exibem *trend* constante com ligeiro decréscimo definido por valores relativamente similares entre si, compatíveis com a cristalização de plagioclásio (notadamente oligoclásio) com restrita variação do seu teor na rocha.

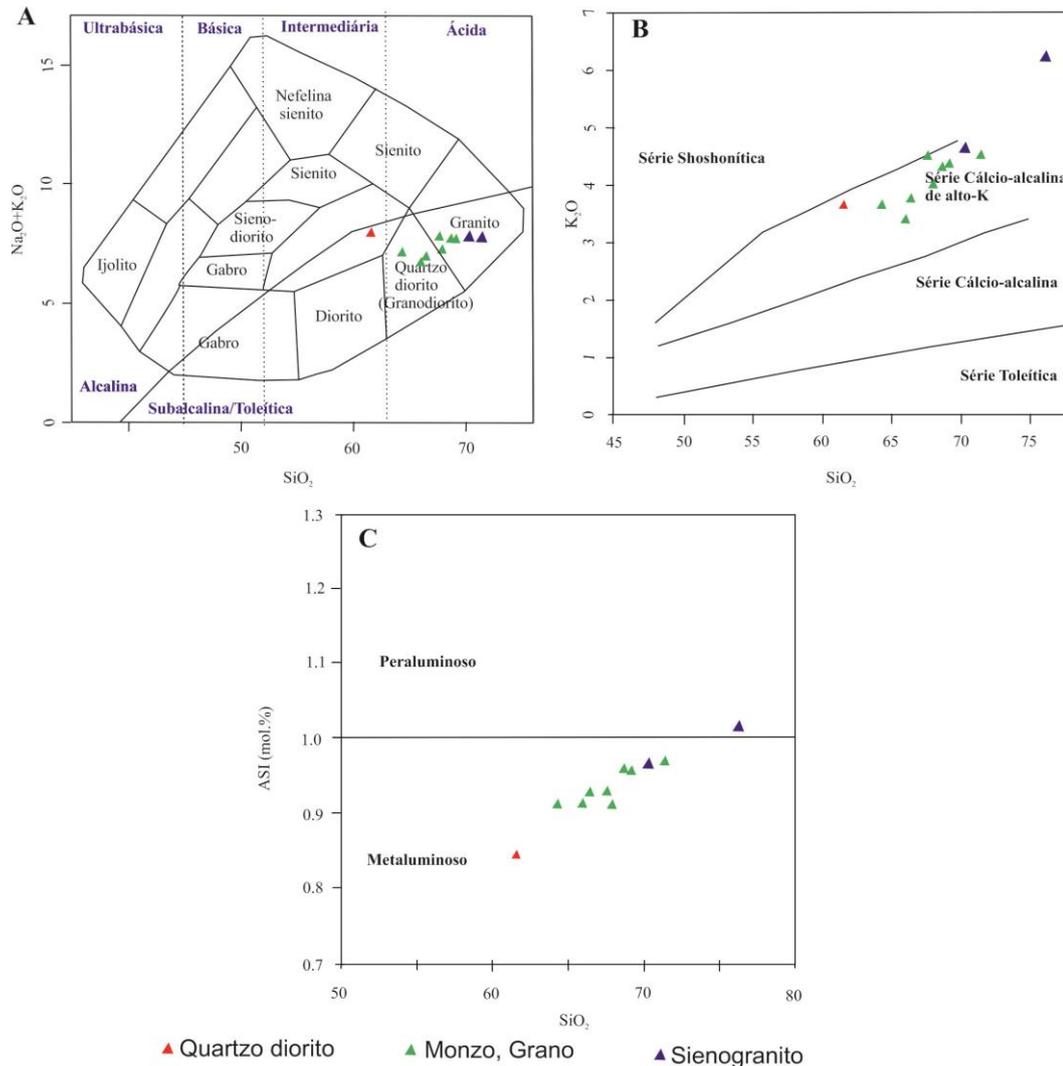


Figura 11: Diagramas classificatórios para rochas do Granito Itã: **A-** Diagrama TAS para rochas plutônicas de Cox *et al.* (1979). **B-** Diagrama SiO_2 x K_2O de Peccerillo & Taylor (1976). **C-** Diagrama de índice de saturação de alumina vs. sílica de Frost & Frost (2008), exibindo correlação positiva conforme avança a saturação em sílica.

O enclave fino granular máfico (quartzo diorito), mostra composição intermediária e posição discordante nos diagramas. Utilizando os elementos traços na construção de diagramas de variação, nota-se dispersão de pontos (conforme ilustra o comportamento de Ce e Zr), dificultando assim a definição de um padrão correlativo à sua variação em relação ao teor de sílica. No entanto, o Rb e Sr, sustentam as tendências lineares exibidas pelos óxidos maiores, marcadas por decréscimo dos elementos compatíveis e aumento dos incompatíveis na fração residual magmática conforme aumenta o conteúdo em SiO_2 . Estas tendências são compatíveis com a ocorrência de fracionamento de K-feldspato, plagioclásio, anfibólio, epidoto e titanita no monzogranito.

Elementos traços, pela sua baixa concentração em um magma, geralmente não formam minerais em um granito (exceto Zr). No entanto, em magmas ácidos, alguns elementos traços como Sr, Ba e Eu se incorporam na estrutura cristalina dos feldspatos e portanto, são bons indicadores da cristalização destes minerais (Rollinson, 1993). A distribuição dos Elementos terras-raras (ETRs) cujos teores foram normalizados para o condrito de Boynton (1984) nas rochas analisadas, exhibe comportamentos similares caracterizados pelo enriquecimento em elementos das terras-raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras-raras pesados (ETRP) (Figura 13A). Razões de elementos traços mostrados na tabela 4 contribuem para entender o comportamento destes elementos durante a cristalização do Granito Itã. Os padrões dos ETRs exibem anomalias negativas modernamente expressivas de Eu, indicativas da cristalização de plagioclásio, com razões (Eu/Eu*) variando moderadamente entre 0,52 a 0,82, diferindo para uma única amostra (IT2D5, enclave máfico do quartzo diorito) onde a anomalia é menos relevante. O fato da amostra (IT2D5) apresentar um padrão de Eu (sem anomalia), é coerente com a ausência do processo de fracionamento para este litotipo do Granito Itã. O processo de cristalização fracionada pode ser indicado pela variação de razões de elementos ETRs leves por relação aos pesados $(La/Yb)_n$ variando em 11,8 – 16,9 considerado como moderado, embora restritamente ocorra um dado extremo de 23,1 correspondente a amostra (IT9B3). O fracionamento cristalino também é mostrado pelo intervalo de variação entre 35-38 de valores da razão $25 < Zr/Hf < 55$ que tipifica granitos moderadamente fracionados. A razão K/Rb apenas varia para litotipos com $SiO_2 < 68\%$, sugerindo a cristalização de feldspatos.

O diagrama multielementar normalizado pelo condrito de Thompson (1982) (que descreve o comportamento geoquímico dos elementos compatíveis e incompatíveis das rochas por relação à composição do manto), mostra maior concentração dos ETRs leves e dos elementos compatíveis (móveis) em relação aos pesados e aos elementos incompatíveis e imóveis. A ocorrência de anomalias negativas de Ba, Th, Ta, Sr, P e Ti (Figura 13B), são sugestivas de fracionamento de feldspatos (Ba, Sr), assim como da formação de titanita (Ti, Th, Ta) e apatita (P) que são minerais acessórios. Para Rollinson (1993), este tipo de comportamento é esperado em granitos moderadamente fracionados. As diferenças na magnitude das anomalias de Th, P, Sr e Ta em algumas amostras, são sugestivas de contaminação. No entanto, quando se destacam as diferenças no comportamento geoquímico indicado pelas razões Zr/Hf e La/Yb, pelo comportamento nos diagramas de Harker e padrões de ETRs, e as expressivas anomalias de Th para a amostra IT2D5 (enclave máfico do quartzo

diorito) e, de P para a amostra IT4F5 (sienogranito), interpreta-se que se tratam de rochas de diferente linhagem.

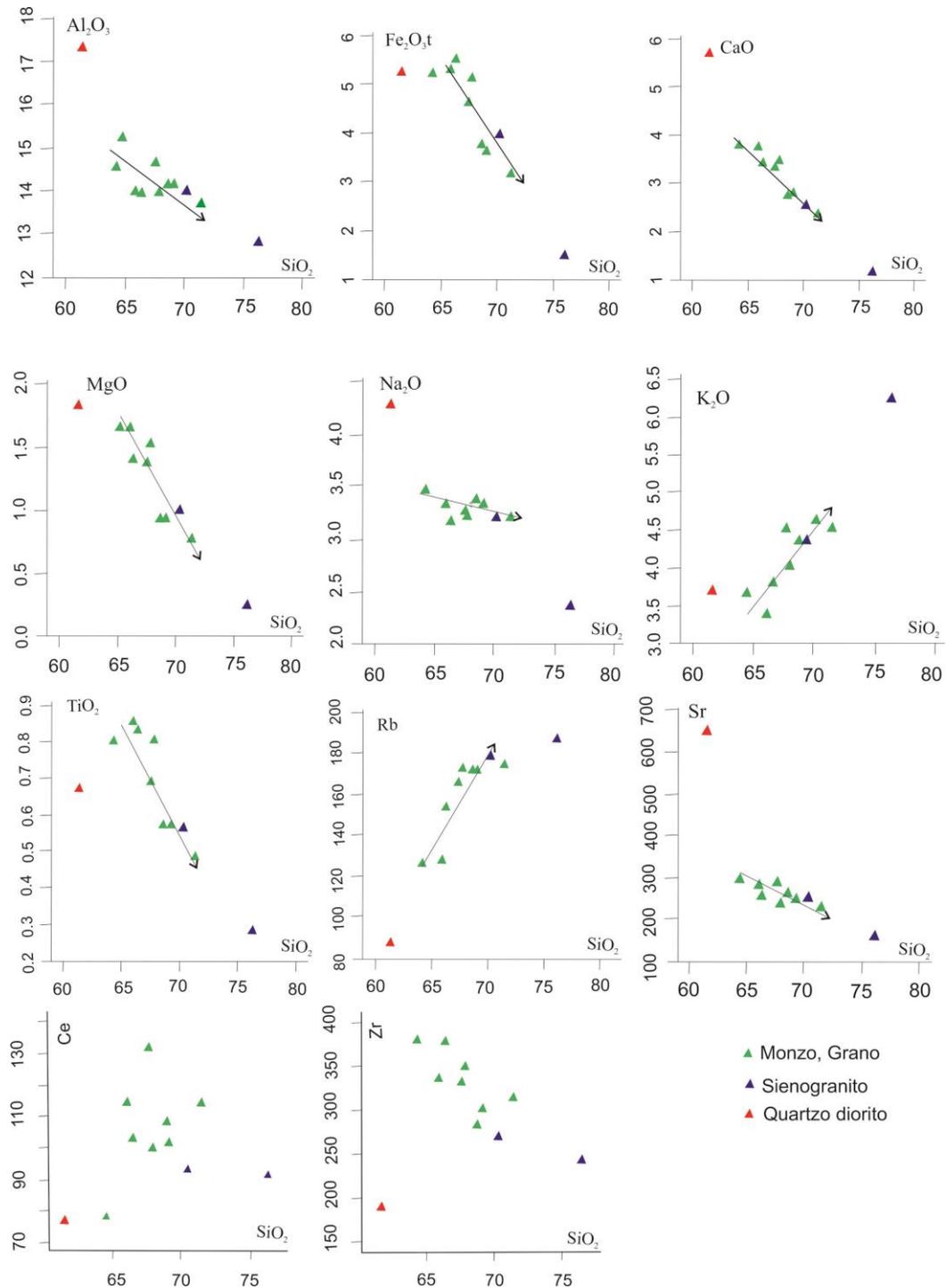


Figura 12: Diagramas de variação do tipo Harker para elementos maiores e traços do Granito Itã, tendo como índice de diferenciação o teor de SiO_2 (wt%).

Tabela 4: Razões de elementos traços para o Granito Itã

Rocha	Amostra	Zr/Hf	K/Rb	La/Yb
Sieno G	IT18B5	36	0,020	14,7
Sieno G	IT4F5	34	0,026	34,6
Monzo G com xenólito	IT29B3	36	0,020	13,2
Monzo G	IT15C5	35	0,020	12,7
Monzo G com xenólito	IT33B4	38	0,020	16,9
Monzo G	IT6B3	38	0,018	14,0
Monzo G	IT9B3	36	0,022	23,1
Monzo G	IT12C3	37	0,019	11,8
GranoD milonito	IT2E5	38	0,021	16,7
GranoD milonito	IT3E5	38	0,023	12,8
Enclave máfico	IT2D5	40	0,033	19,4

No Granito Itã a ocorrência do processo de cristalização fracionada é sugerida quando observada a diminuição no teor de Ca, Na, K, Al, Fe, assim como o aumento do teor de K, conforme aumenta o teor de SiO₂, isto é entendido como decorrente da formação de feldspatos, anfibólio-biotita e epidoto, conforme sugerido por Annen *et al.* (2006) para interpretar os aspectos petrogenéticos de granitos a partir do comportamento geoquímico dos óxidos maiores por relação ao teor de SiO₂. Esta hipótese se reforça no aumento do conteúdo de elementos terras-raras leves e o comportamento anômalo negativo dos elementos Eu, Nb e Sr. Anomalias negativas dos elementos P e Ti, foram relacionadas à formação de apatita, titanomagnetita e titanita. Estes minerais são importantes constituintes de bandas de composição quartzo diorítica no monzogranito dominante.

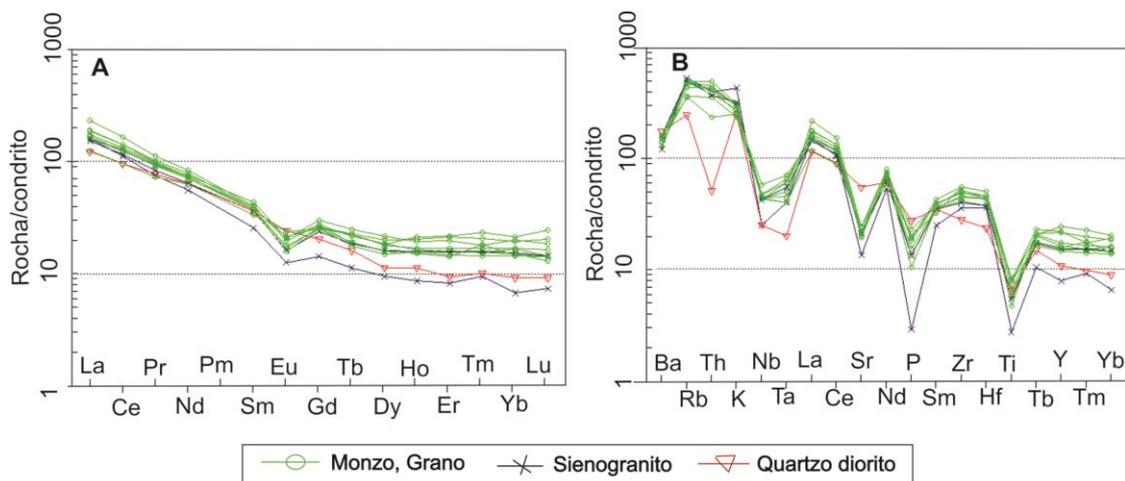


Figura 13: Padrão de distribuição de ETR do Granito Itã, normalizado pelo condrito de Boynton (1984) em A e, pelo condrito de Thompson (1982) em B.

Outro processo observado no Granito Itã tanto em relações de campo, como em análises petrográficas, foi o de assimilação incompleta de sienogranito e de charnockito das

rochas encaixantes, mas evidências desse processo não foram claramente observadas nas análises dos resultados geoquímicos.

Para definir a tipologia do Granito Itã e na sequência inferir o ambiente tectônico da sua ocorrência, foram utilizados vários diagramas de Whalen *et al.* (1987). Neles, as amostras se posicionam no limite do campo referente aos granitos tipo I e S, sendo que outra parte se caracteriza como tipo A (Figuras 14A e B). Usando o diagrama ternário de Grebennikov (2014) verifica-se a priori que quanto à tipologia, o Granito Itã não apresenta afinidade tipo A. Para uma conclusão mais segura, recorreu-se por sua vez, ao critério de classificação de White & Chappell (1983) que leva em consideração a relação percentual dos óxidos de K e Na para estabelecer a distinção dos granitos do tipo I e S. No diagrama, as amostras se concentram principalmente no campo correspondente ao tipo I, excepto uma amostra que se classifica como tipo S, do sienogranito mais evoluído (Figura 14D). Diagramas discriminantes de ambiente geotectônico são comumente usados no estudo litogeoquímico de granitos.

O trabalho de Pearce *et al.* (1984) é tido como um dos estudos pioneiros sistemáticos utilizando a geoquímica para inferir a configuração geotectônica na qual granitos foram alojados. Os autores dividiram os granitos em função do ambiente tectônico da sua origem utilizando teores de Rb, Y, Nd e Ta. Considerando tais diagramas discriminantes, as rochas do Granito Itã, projetam no campo de arco vulcânico (VAG) (Figura 15A). A possibilidade do Granito Itã estar relacionado ao arco vulcânico (VAG), ainda pode ser fundamentada pelo diagrama de Harris *et al.* (1986, Figura 15B) utilizando os dados de Hf, Rb e Ta (Figura 15B).

Pearce *et al.* (1984) advertem que na aplicação dos dados lito-geoquímicos para a interpretação dos ambientes geotectônicos, tem que se ter em mente que diversos fatores como aqueles integrados na diferenciação magmática podem obliterar aspectos geoquímicos importantes para a aferição precisa do ambiente geotectônico da formação da rocha, de tal forma que diagramas geoquímicos, não podem ser usados isoladamente como discriminantes de ambiente tectônico.

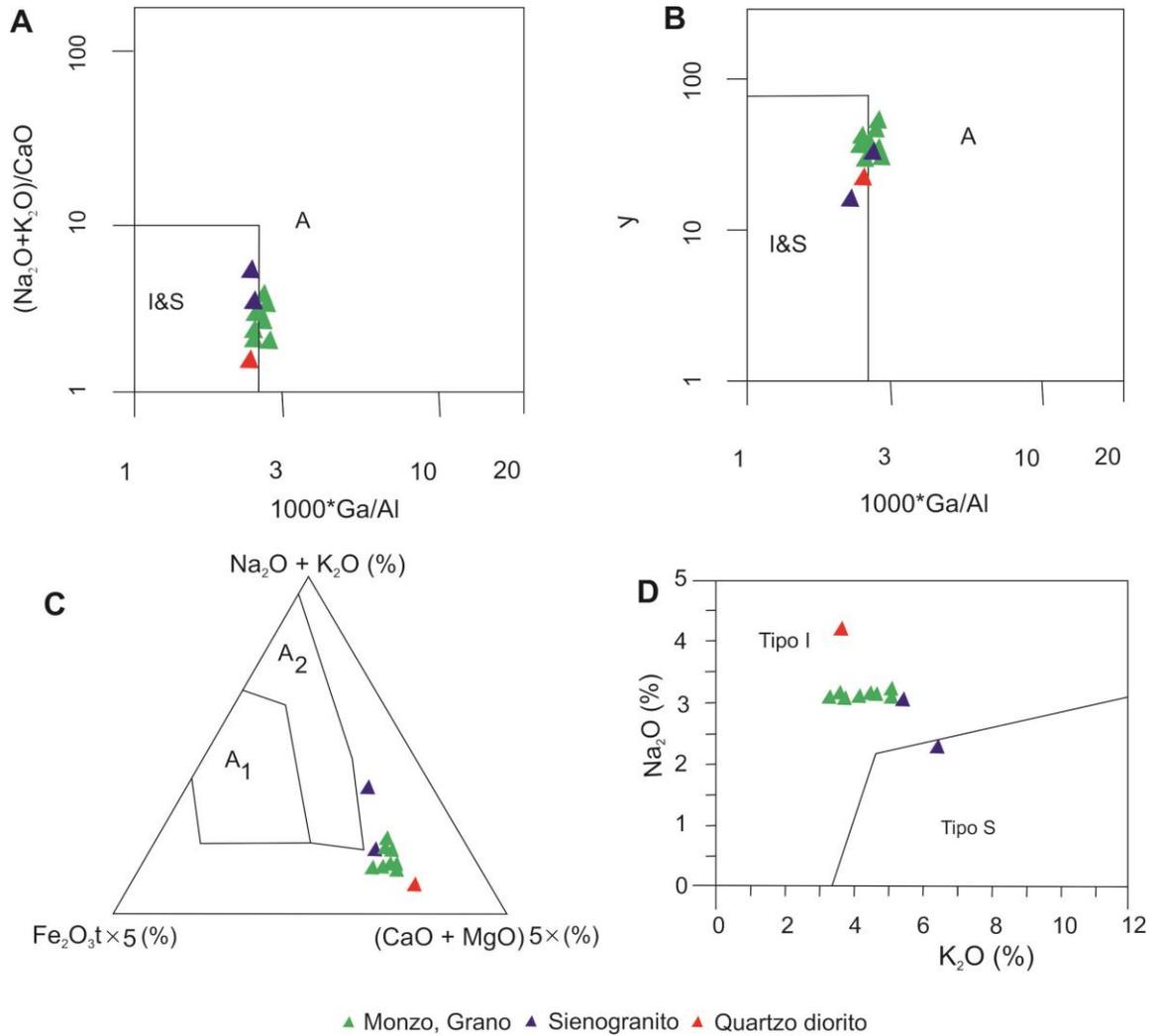


Figura 14: Diagramas de tipologia dos granitos. **A** e **B**- proposto por Whalen *et al.* (1987). **C**- Diagrama de Grebennikov (2014), projetando todas as amostras para fora do campo pertencente aos granitos tipo A. **D**- Diagrama modificado de White e Chappell (1983), mostrando a predominância dos granitos Tipo I.

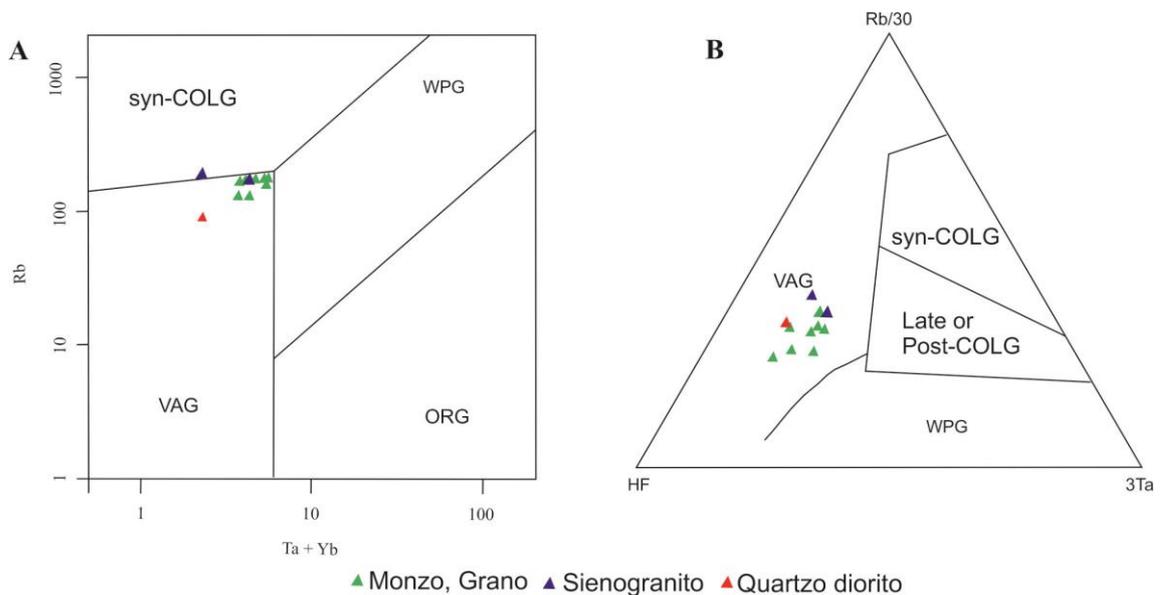


Figura 15: Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos para o Granito Ita. **A**- Diagrama de Pearce *et al.* 1984). **B**- Diagrama de Harris *et al.* (1986).

5.2.1 Geotermobarometria

Resultados de análises litogeoquímicas (elementos maiores) foram usados para determinar as pressões de alojamento (granitos cálcio-alcalinos e metaluminosos), no intuito de modelar as condições térmicas de cristalização e estimar a respectiva profundidade de colocação plutônica (Tabela 5). Esta técnica se baseia na avaliação das condições redox da formação dos granitos através da análise da razão dos óxidos de ferro férrico e ferroso tendo como equação fundamental: $Fe^{3+\#} = Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$. Segundo Yang *et al.* (2021), a razão molar destes óxidos, influencia no cálculo da composição normativa CIPW afetando assim, a estimativa da pressão na que os plútons cristalizaram, essa pressão, pode ser obtida usando o geobarômetro de quartzo (Yang, 2017). Para este autor, em granitos cálcio-alcalinos metaluminosos a peraluminosos, a pressão diminui à medida que aumenta o valor de $Fe^{3+\#}$, onde valores próximos de 0,1 indicam condições redutoras, e próximos de 1,0 indicam condições oxidantes ou mais evoluídas. Nas amostras analisadas, para o cálculo da fugacidade de oxigênio (que é reflexo da presença de minerais de Fe e Ti), a qual se relaciona com a temperatura do magma, teve em conta a presença de magnetita. Dos cálculos obtidos mediante os pressupostos da literatura, destacam-se os seguintes resultados para o Granito Itã: i) para o sienogranito (SGR- IT18B5) revela-se uma pressão de cristalização entorno de 546 Mega Pascals (MPa) e uma temperatura de 830 °C (obtida com base nas calibrações de Boehnke *et al.*, 2013) a uma profundidade média de 14 km. A amostra (IT4F5) também de composição sienogranítica, porém mais evoluída, revela condições de pressão e profundidade muito baixa (140 Mpa e 4,6 km, respectivamente). Contudo, a sua temperatura de cristalização é próxima com as demais amostras analisadas (855 °C). ii) em relação ao monzogranito (MGR), o qual constitui a fácies mais dominante, a temperatura média de cristalização é de 837 °C (no geotermômetro de Boehnke *et al.*, 2013) e uma pressão média de 690 mega pascals (Mpa) correlatos a 19 km de profundidade média. iii) para o granodiorito (GDR-IT2E5) a pressão média calculada foi de 810 Mpa e uma temperatura de 818 °C, revelando profundidade de alojamento entorno de 21 km. Por outro lado, uma amostra com mesma composição (GDR-IT3E5) exhibe valores de profundidade e pressão discordante com o resto da análise (Tabela 5). De forma geral, o fato das amostras IT4F5, IT3E5 e IT2D5 (este último correspondente ao enclave máfico), mostrarem parcialmente valores extremos, não foram usados para a discussão, visto que não permitem interpretações confiáveis.

No Granito Itã, os resultados analíticos comprovam diminuição sutil da pressão, conforme leve aumento dos valores molares de Fe^{3+} (Figuras 16A, B) e do teor de sílica (Tabela 5). Esse comportamento interpreta-se que esteja associado às condições de cristalização magmática e de alojamento plutônico, concomitantes com o processo de cristalização fracionada. A associação mineral magnetita+titanita+quartzo foi usada como um dos critérios para indicar alta fugacidade de oxigênio durante a formação de granitos. Contudo, quando observados os valores de Fe^{3+} que variam de 0,17-0,18 (Tabela 5) e, atendendo os padrões estabelecidos por Yang *et al.* (2021), entende-se que o magma formador do Granito Itã, evoluiu sob condições caracterizadas pela baixa atividade química do oxigênio (ou baixa fugacidade de oxigênio fO_2). Pressões entorno de 7-8 kbars (700 a 800 Mpa), sugerem cristalização inicial em profundidade e ascensão subsequente para níveis crustais mais rasos, influenciada pela tectônica regional (Figuras 16C, D), semelhante ao reportado por Hollanda *et al.* (1999) para granitos alojados na faixa Seridó. As pressões mais altas se correlacionam com a cristalização da fácies menos evoluída, pressões mais baixas sugerem condições de alojamento tardi-magmático ou de injeções evoluídas representadas pelo sienogranito. De forma geral, as ligeiras diferenças de temperatura para as fácies analisadas (grano, monzo e sieno granitos), refletidas nas diferenças de viscosidade (aumento médio da viscosidade com a diminuição da temperatura), são concordantes com a estruturação do plúton em fácies de distinta composição, associada à acomodação de pulsos sucessivos cada vez mais diferenciados, evidências estas, comprovadas em afloramento e a nível microscópico.

Quando observada a variação espacial das pressões de cristalização no Granito Itã ao longo de eixo menor do plúton conforme o perfil transversal A-B (Figuras 16C, D) notam-se os valores extremos de (633 a 994 Mpa). Este perfil destaca o aumento da pressão de NW para SE, mostrando rochas cristalizadas a maior profundidade para o limite SE do Plúton. Essa variação da pressão no eixo NW-SE transversal ao plúton, resulta de rochas cristalizadas em diferentes profundidades (633 Mpa equivalente a 17 km de profundidade em IT15) que varia para (994 Mpa equivalente a 26, 8 km de profundidade em IT9), que afloram lado a lado (a poucos quilômetros de distância), mas que mantêm a temperatura de cristalização praticamente constante.

Tabela 5. Cálculos Termobarométricos (conforme termômetro de Boehnke *et al.*, 2013) para o Granito Itã conforme os resultados de análises litogeoquímicas e cálculo de pressões usando o geobarômetro de quartzo.

	SGRIT 4F5	SGRIT 18B5	MGRIT 29B3	MGRIT 15C5	MGRIT 33B4	MGRIT 6B3	MGRIT 9B3	MGRIT 12C3	GDRIT 2E5	GDRIT3E5	QtzDRI T2D5
T (°C) Boehnke <i>et al.</i> (2013)	855	830	854	836	829	830	831	841	818	832	716
T (°K)	1128,32	1102,95	1127,10	1108,99	1102,62	1103,43	1104,29	1114,50	1091,17	1104,69	988,8
ΔQFM (Alta T)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
logfO₂	-12,3	-13,3	-12,8	-13,2	-13,6	-13,3	-13,3	-13,1	-13,6	-13,2	-15,9
log(Fe₂O₃/FeO)	-0,59	-0,66	-0,65	-0,67	-0,67	-0,67	-0,68	-0,68	-0,69	-0,71	-0,79
Fe₂O₃/FeO (razão molar)	0,26	0,22	0,23	0,21	0,21	0,22	0,21	0,21	0,20	0,20	0,16
Fe₂O₃/FeO (wt% razão)	0,58	0,49	0,50	0,48	0,47	0,48	0,47	0,47	0,45	0,44	0,36
Fe₂O₃/(FeO+Fe₂O₃) (wt% razão)	0,37	0,33	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,31	0,30	0,27
Fe³⁺#	0,21	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,16	0,14
PQtz	174,85	551,92	410,34	638,63	665,35	711,49	999,73	754,73	816,07	1309,33	5314,29
P(Ab+Or)	166,15	541,02	400,08	627,39	654,01	699,99	987,33	743,08	804,22	1296,12	5294,59
P(MPa) (média)	170	546	405	633	660	706	994	749	810	1303	5304
Prof. De alojamento (km)	4,6	14,8	10,9	17,1	17,8	19,1	26,8	20,2	21,9	35,2	143,2
Viscosidade η	0,76	0,67	0,64	0,63	0,63	0,58	0,58	0,57	0,57	0,55	0,46
P Média MPa	275				690				1056		
Prof. Média km	10				19				29		
T Média °C	843				837				825		

Essa característica do monzogranito observada neste perfil de variação da pressão do alojamento, sugere um domínio compressivo de caráter reverso com vergência de NW para SE. O perfil X-Y, exibe similar comportamento em curtas distancias, na variação da pressão ao longo do eixo maior do plúton (valores extremos de 663 a 405 MPa) para as fácies monzo e sienogranito, respectivamente. Essas características interpretam-se que estejam relacionadas a condições de subida e acomodação - cristalização de magmas, influenciadas por ativação tectônica.

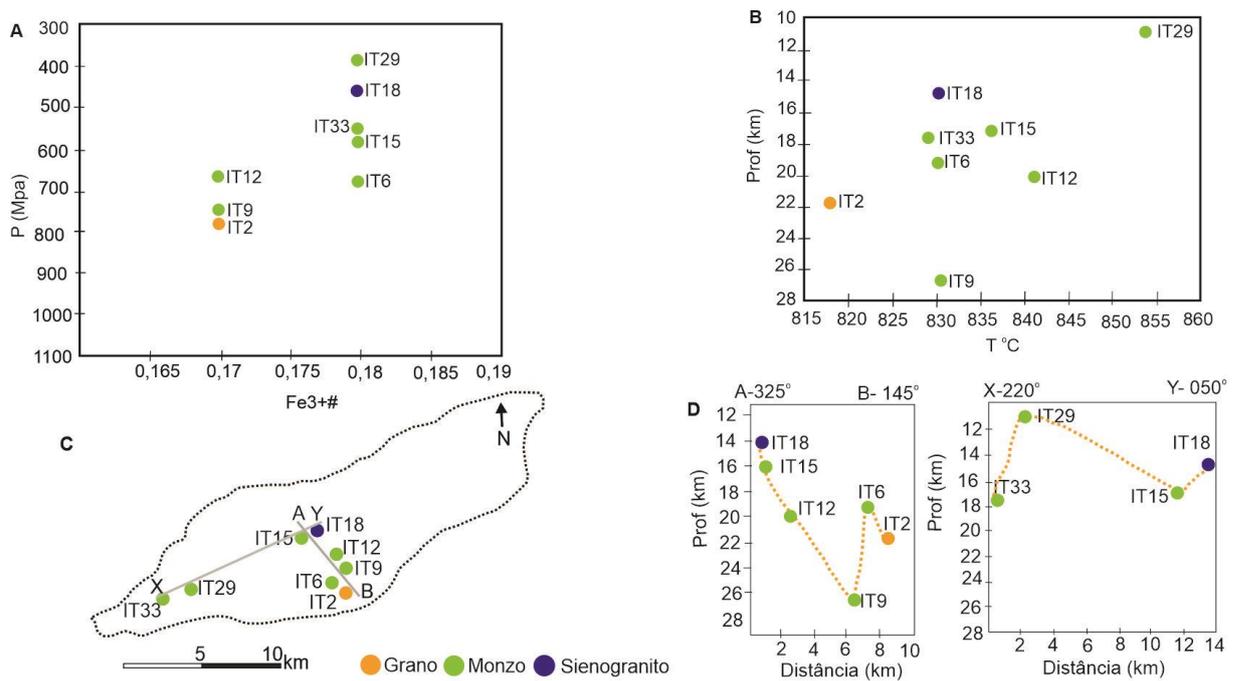


Figura 16: Distribuição espacial de parâmetros petrogenéticos relacionados ao alojamento do Granito Itá conforme cálculos usando o geobarômetro de quartzo. **A-** Diagrama de pressão vs. Fe^{3+} . **B-** Diagrama temperatura vs. temperatura. **C, D-** Distribuição espacial de variação da pressão em secções A-B (transversal) e X-Y (ao longo do eixo maior do plúton).

5.3 Geologia Estrutural

O estudo da deformação na área de estudo compreendeu a análise de imagens aeromagnéticas envolvendo filtros da primeira e segunda derivada vertical, com objetivo de modelar as fontes anômalas rasas e profundas, respectivamente. Os resultados obtidos mediante as interpretações de imagens nesta etapa, foram confrontados com os dados obtidos em macro (afloramento) e microescala afim de obter o arcabouço estrutural do Granito Itá.

5.3.1 Análise estrutural de imagens Aeromagnéticas

Foram usadas imagens geradas a partir de tratamento de dados aeromagnéticos para a área de afloramento do Granito Itã e suas rochas adjacentes encaixantes. Para esta área, foram destacados e extraídos os principais alinhamentos, os quais foram classificados a partir de duas categorias de anomalias magnéticas: a) de crosta superior que foram validadas com informações de campo, mediante interpretações qualitativas da filtragem e modelamento da primeira derivada vertical do campo magnético anômalo (1Dz do CMA). Esta categoria destaca a variação da intensidade da anomalia magnética em combinação com imagem de radar e dados estruturais de campo (Figura 17A). b) interpretações qualitativas sugestivas da continuidade em profundidade de anomalias magnéticas mediante o modelamento da segunda derivada vertical do campo magnético anômalo (2Dz do CMA, Figura 17B). Das imagens aeromagnéticas, foram identificadas duas categorias de alinhamentos aeromagnéticos: A primeira, corresponde a feições observadas nas imagens da 2Dz do CMA com atitude dominante entre 230° e 250°, a qual é consistente com a orientação do eixo maior do plúton. Tais alinhamentos, foram definidos pela alternância na variação do campo magnético anômalo e pela sua distribuição espacial em domínios no interior do Granito Itã. Exibem *trend* similar, ocorrência espacial contínua e geometrias curvilíneas, estes atributos comumente são sugestivos de estruturas pervasivas no interior das unidades de rocha, e similares ao registro de foliação. Estas feições aeromagnéticas foram associadas à estrutura interna do plúton (Figura 17D), e relacionadas com a sua variação composicional, o que poderia ter reflexo em menor escala no bandamento composicional observado no interior do granito (dados de campo), assim como na organização de sua petrotrama foliada. Esses alinhamentos magnéticos também foram associados a zona de cisalhamento (ZC) sinuosa, muito compartimentada e segmentada que controla localmente os limites do plúton e que se propaga no centro dele de forma descontínua. Conforme observado em alguns afloramentos (em campo), no interior do plúton, zonas de cisalhamento (ZC) geram textura e foliação milonítica na rocha. A expressão e continuidade espacial a qual é destacada nas imagens aeromagnéticas (Figura 17C), sugere o caráter regional dessas ZC.

A segunda categoria de alinhamentos aeromagnéticos exhibe orientação no intervalo de 120°-140° para 300°-330°(azimute). Espacialmente são alinhamentos descontínuos, discretos, espaçados, curvilíneos, que se defletam para o *trend* do eixo maior do plúton e se propagam principalmente de forma transversal ao eixo maior do Granito Itã. Esta categoria de

alinhamentos aeromagnéticos poderia ser relacionada a estruturas de regime de deformação rúptil (Figura 17C), cuja ocorrência em campo foi bem registrada em rochas vulcano-sedimentares, ao sul do Granito Itã (Figuras 18).

5.3.2 Estruturas regionais e deformação das rochas encaixantes do Granito Itã

Na região onde aflora o granito, a integração de alinhamentos aeromagnéticos com dados estruturais levantados em campo, mostra que alguns desses alinhamentos correspondem a estruturas de cisalhamento com continuidade regional. Esta interpretação pode ser sustentada através de estruturas observadas em: 1) rochas vulcano-sedimentares (intercalações de tufitos e aglomerados de tufito, lapilli-tufito e bomba) que afloram ao sul do Granito Itã.

Trata-se de uma unidade composta por rochas efusivas e piroclásticas de composição ácida a intermediária, que é intrudida por granitos geoquimicamente ricos em álcalis semelhantes aos englobados na Suíte Intrusiva Mapuéra (Marques *et al*, 2014). Nas rochas vulcano-sedimentares, várias estruturas (Figuras 18) foram observadas em corte (talude de 120 m de comprimento e 30 m de altura) feito no âmbito da ampliação e pavimentação da estrada BR 432. Dessas estruturas destacam-se: i) estratificação (S_0) que consiste na intercalação de estratos de tufitos, lapilli-tufitos e de aglomerados destas rochas, orientada para os azimutes $238^\circ\text{-}244^\circ/58^\circ\text{-}65^\circ$ (Figura 18A). ii) zona de cisalhamento que gera foliação milonítica (S_{mi}) exibida internamente pelas sequências vulcano-sedimentares, orientada $208^\circ\text{-}213^\circ/68^\circ\text{-}75^\circ$ (azimute/mergulho) e lineação de estiramento com mergulho $65^\circ\text{-}69^\circ$ caindo para os azimutes $285^\circ\text{-}291^\circ$, com cinemática dextral, inferida pela orientação de estruturas tensivas (T, Figura 18B) preenchidas por caulim, que cortam a zona de cisalhamento (ZC, Figuras 18B, D, E).

iii) estruturas de regime de deformação rúptil como: a) zona de cisalhamento (ZC) com cinemática sinistral, indicada pela rotação de porfiroclastos sigmoides contidos em milonito. São estruturas de geometria curva, discretas, contínuas por mais de 10 metros, estão orientadas para o intervalo de azimutes $218^\circ\text{-}228^\circ/61^\circ\text{-}68^\circ$ e com lineação de estiramento (L_e) inclinada de $39^\circ\text{-}43^\circ$ para os azimutes $016^\circ\text{-}024^\circ$ (Figura 18C, D). b) fraturas tensivas (FT) comumente preenchidas por caulim e orientadas $189^\circ\text{-}194^\circ/70^\circ\text{-}74^\circ$ e que foram interpretadas como conjugadas da zona de cisalhamento ZC (Figura 18C). Estas fraturas (FT) exibem relação angular de 30° com a zona de cisalhamento (ZC), sugerindo que foi gerada durante o cisalhamento, e assim mesmo indicando cinemática sinistral da ZC Destaca-se que estas

estruturas são entendidas como registradas em regime de deformação rúptil em tempo posterior ao alojamento do Granito Itã.

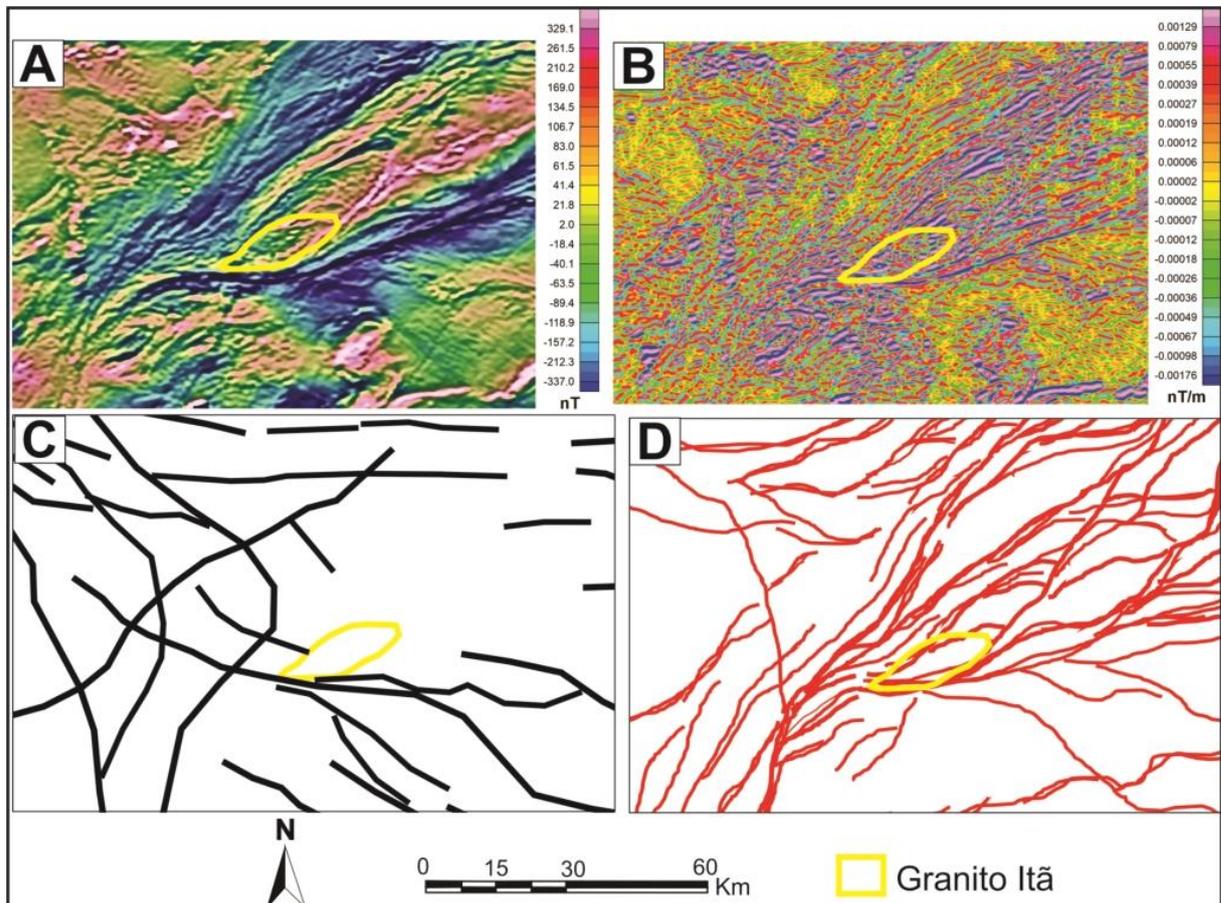


Figura 17: Imagens aeromagnéticas para fins de análise estrutural: **A-** Combinação binária de 1Dz (primeira derivada vertical) do CMA (campo magnético anômalo) com imagem de radar. **B-** Combinação binária de 2Dz (segunda derivada vertical) do CMA com imagem de radar. **C-** Alinhamentos da 1Dz. **D-** Alinhamentos da 2Dz. Dados aeromagnéticos disponíveis no Geobank do *site* do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2021).

2) Rochas no limite norte do Granito Itã, representadas por sienogranito deformado incluídas na unidade Complexo metamórfico Rio Urubu e hiperstênio monzogranito incluído na unidade Granulito Barauana. O sienogranito aflora principalmente no limite NE do Granito Itã. Xenólitos desta rocha são observados dentro do Granito Itã. Este sienogranito possui textura grossa, é constituído por megacristais ovoides de K-feldspato de até 2 cm de eixo maior ocorrendo isoladamente em matriz quartzo- feldspática. Em escala de mão, no Sienogranito nota-se variação da cor nas bordas dos megacristais, sugestivo de mantecamento por plagioclásio sódico (albita) definindo textura rapakivi do tipo wiborgito. Os megacristais apresentam orientação preferencial marcada pelo alinhamento dos cristais ovoides definido foliação magmática que passa para milonítica Smi localmente (Figuras 19A, B).

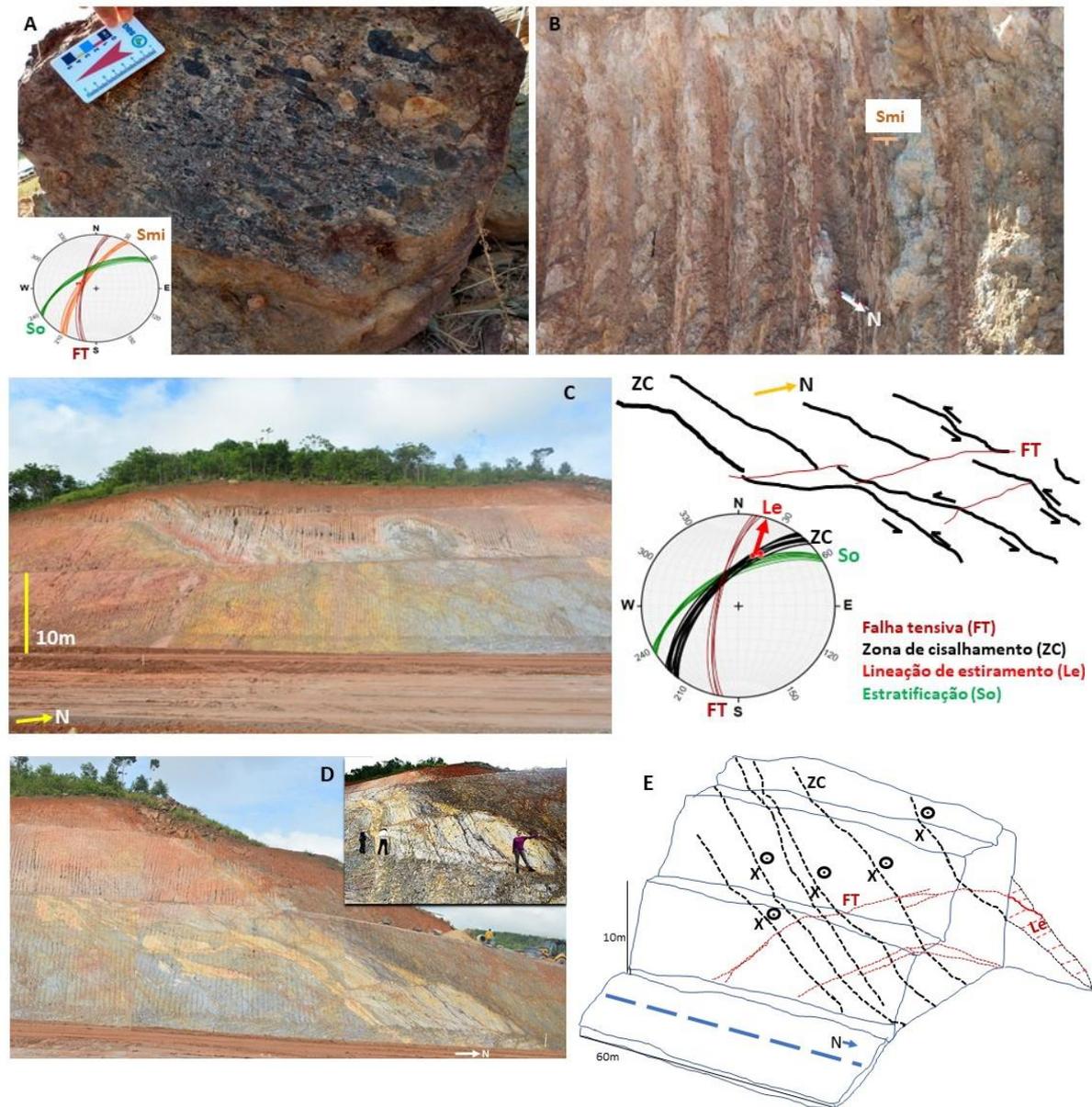


Figura 18: Estruturas regionais observadas em rochas vulcano-sedimentares ao sul do Granito Itã. **A-** Estratificação (S_0) em aglomerado e tufito. Estereograma de projeção inferior de igual área mostrando a orientação da sua atitude. **B-** Foliação milonítica (S_{mi}) em tufito. Sua atitude representada no estereograma. **C-** Corte da estrada mostrando sequência vulcano-sedimentar deformada por estruturas destacadas na figura E. Estereograma de projeção inferior de igual área mostrando a orientação. **D-** Sequência de tufitos, lapilli-tufito e aglomerado para o topo. **E-** Bloco diagrama 3D interpretativo da cinemática da deformação por cisalhamento transpressivo (ZC), e sugestivo da orientação da tensão regional responsável pelo sistema de deformação rúptil conjugado ZC e FT a ser observado no estereograma igual área projeção hemisfério inferior da figura C.

Observam-se localmente megacristais de K-feldspato com geometria sigmoide resultado de deformação em estado sólido caracterizado por estiramento e rotação. A foliação S_{mi} a norte do Granito Itã exhibe orientação que varia no intervalo 230° - 250° de azimuth, e mergulhos variando de 76° - 84° . Alinhamento de sigmoides de K-feldspato estirados e de minerais máficos, marcando a lineação de estiramento mineral associada a S_{mi} . Esta lineação se orienta predominantemente para N em alto *rake* apontando para uma deformação com

cinemática sinistral que varia para dextral (evidenciada por porfiroclastos sigmoides de K-feldspato, Figuras 19B, C, D) a qual teria sido gerada por cisalhamento com transporte de massa NW-SE. Um domínio mais transcorrente dessa deformação é observado em rochas do Granulito Barauana (BR 24, 25 e IT55), localizadas no limite NW e no limite SE do plúton (IT57, figuras 19C, D). Esta unidade de rocha está representada por hiperstênio monzogranito de textura média constituída por megacristais isolados de K-feldspato ovóides, plagioclásio subédrico, cristais subédricos de hiperstênio, hornblenda e biotita. Os minerais ocorrem alinhados marcando foliação magmática que passa localmente para milonítica orientada no intervalo 250° - $270^{\circ}/49^{\circ}$ - 63° e lineação mineral mergulhando entre 15° - 30° caindo para os azimutes no intervalo 020° - 050° .

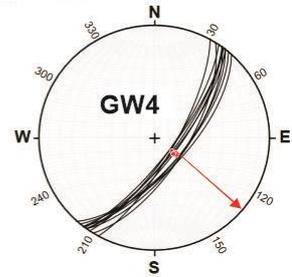
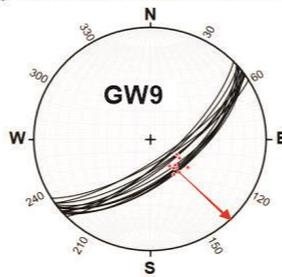
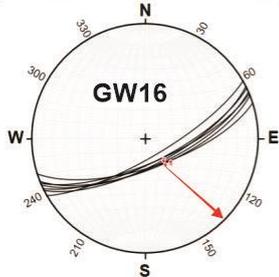
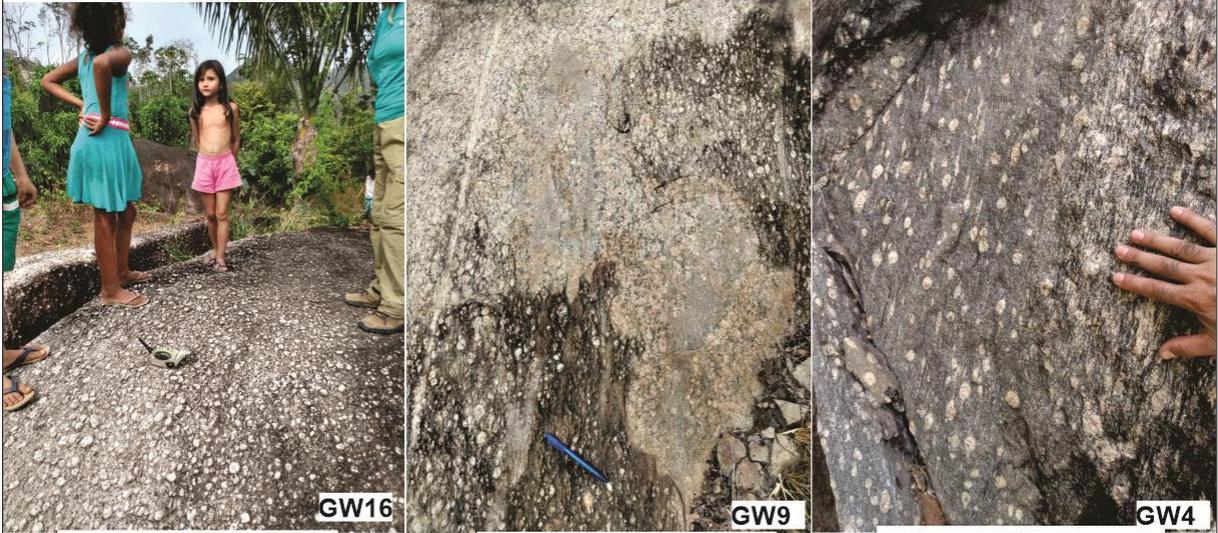
5.3.3 Estruturas e mecanismos de deformação no interior do Granito Itã

Envolve a descrição de estruturas plásticas conforme a ordem de registro das mesmas visando relacionar estas com os mecanismos de alojamento do plúton. Considerando as características das feições estruturais vistas em escala de afloramento e microscópica, assim os resultados da análise estrutural são descritos a seguir: i) trata-se de estruturas desenvolvidas no estado submagmático até o estado sólido, associadas a processos de cristalização e a mecanismos de alojamento plutônico. ii) compreende a deformação plástica em estado sólido relacionada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. A descrição cartográfica dessas feições permitiu compreender que a deformação no Granito Itã se intensifica gradativamente a partir do centro em direção às margens do plúton, e ela se desenvolveu em domínios compartimentados por zonas de cisalhamento dúctil que geraram foliação milonítica.

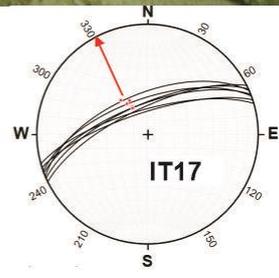
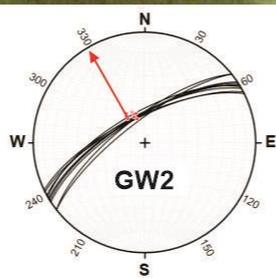
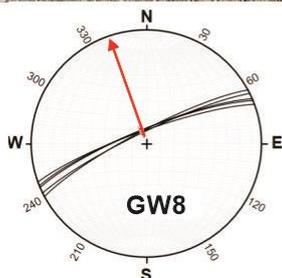
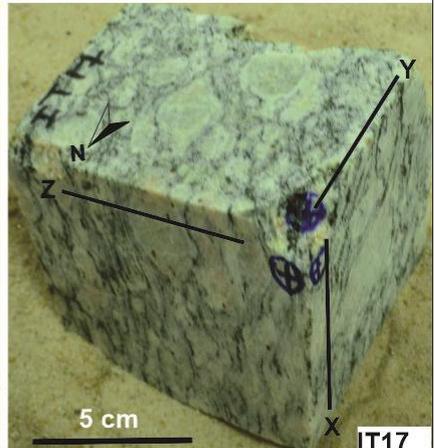
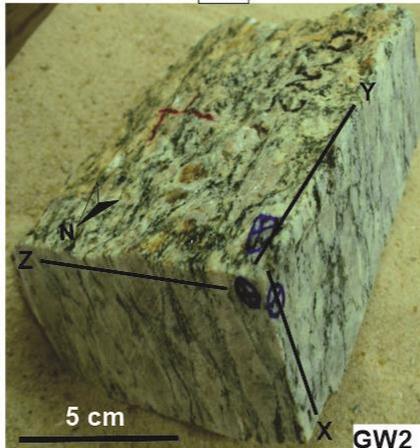
Estruturas desenvolvidas no estado submagmático

A deformação no Granito Itã é caracterizada principalmente por estruturas relacionadas a processos de deformação em estado ainda submagmático e ao cisalhamento registrado na transição de suspensão densa para o estado sólido, e cuja atividade permanece até o estado sólido ainda estando a rocha em alta temperatura. Dentre as principais estruturas plásticas destacam-se bandeamento textural e composicional (*bandamento schlieren*, *texturas cumulus de cristais de feldspatos*), alinhamento de enclaves máficos finos com geometria elíptica e como estrutura dominante no plúton, registro de foliação magmática (Smag).

A



B



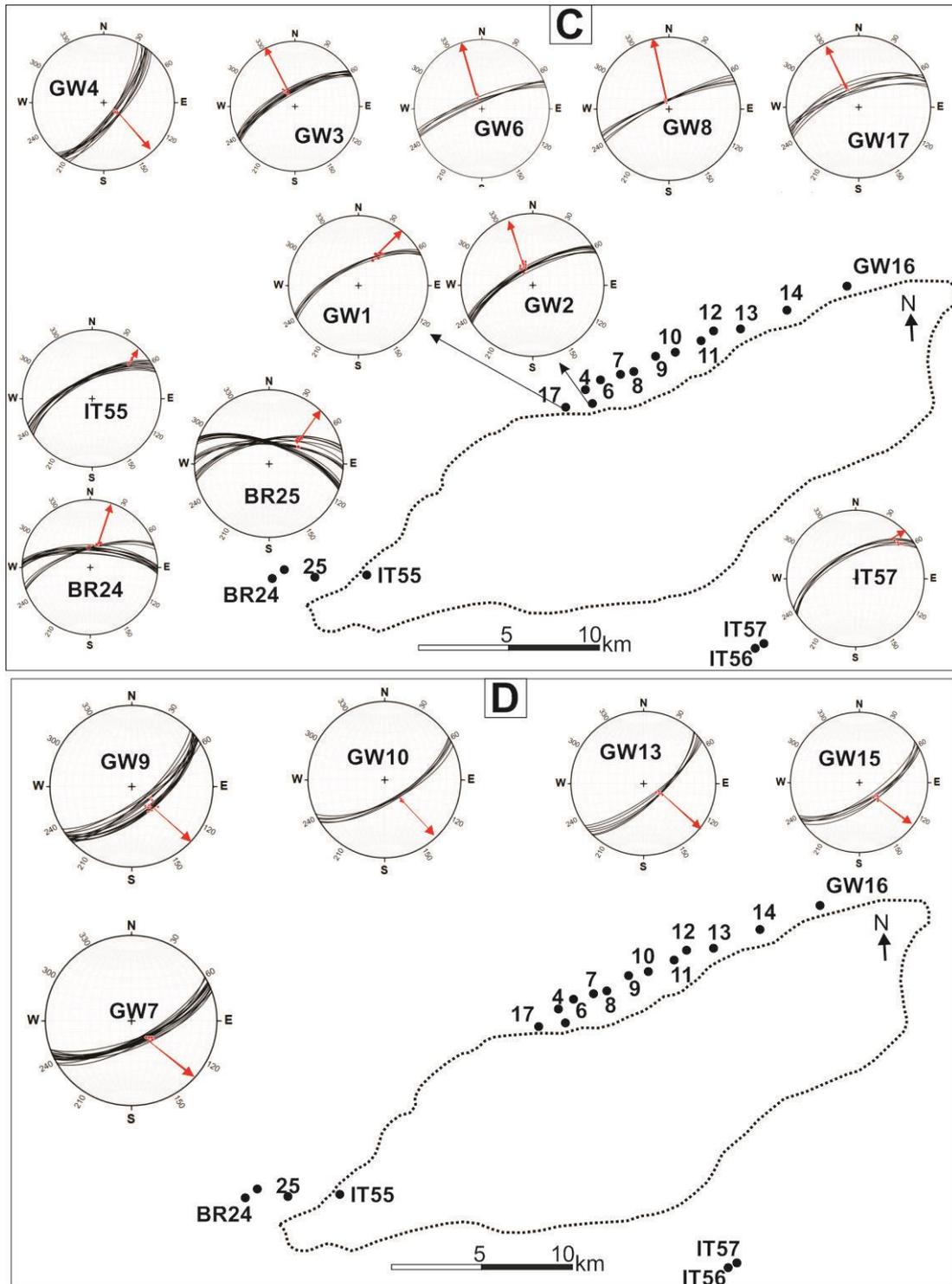


Figura 19: Aspectos estruturais do sienogranito encaixante. **A-** Cristais ovóides a tabulares de feldspato alcalino com orientação preferencial definindo foliação magmática (GW16, 9) e milonítica (GW4) e as respectivas lineações minerais (estereogramas igual área). **B-** Estruturas sigmoides de feldspato alcalino formando foliação milonítica e lineação de estiramento. Xenólito (seta vermelha) de textura fina alinhado de forma concordante com a foliação milonítica (GW8). Visão geral de paralelepípedos orientados *in situ*, revelando o alinhamento de megacristais de K-feldspato sigmoides estirados, contidos nos planos de deformação finita (XZ, XY), marcando lineação de estiramento (eixo X nos blocos GW02 e IT17). **C e D-** Distribuição espacial da atitude da foliação milonítica e da lineação de estiramento das rochas encaixantes do Granito Itã. Estereogramas de projeção do hemisfério inferior de igual área mostrando atitude da foliação milonítica e da lineação de estiramento mineral *down dip* e cinemática sinistral ilustrada nos paralelepípedos da Figura B, sugerindo transporte de massa NW-SE.

Esta foliação Smag é definida pelo alinhamento preferencial de cristais grossos tabulares, euédricos, subédricos e elípticos de K-feldspato (Figura 20A) e, agregados de minerais máficos envolvidos por matriz de textura média a grossa. Todas as estruturas plásticas observadas exibem orientação coerente com a atitude da foliação magmática, a qual se orienta principalmente para os azimutes 220° - 251° e 040° - $070^{\circ}/60^{\circ}$ - 70° (Figura 20). As atitudes de Smag são concordantes com a orientação exibida pela foliação do sienogranito hospedeiro (230° - $250^{\circ}/76^{\circ}$ - 84°). A lineação mineral contida na Smag possui alto ângulo de inclinação no centro caindo principalmente para os azimutes 310° - 340° , 120° - 140° e sub-horizontal nos extremos NE e SW do plúton. A cinemática é dextral e sinistral, compatível com regime tectônico transpressivo. Enclaves máficos, bandas *schlieren* e diques de aplito, e de granito com textura pegmatítica, se orientam coerentes com a atitude de Smag. Bandas constituídas por agregados de cristais subédricos a euédricos, alinhados e estirados com textura média que varia para fina de orto e clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, biotita fibrosa, titanita, apatita, epidoto, magnetita e quartzo, se distribuem em todo o plúton. Tais bandas são diferentes em composição e textura e marcam a estrutura da rocha. Localmente o granito apresenta variação na composição e textura com geometria similar a diques, mas com limites difusos e transicionais (Figura 20B).

Estruturas relacionadas a fluxo magmático que marcam a organização interna da petrotrama do Granito Itã, mostram direta relação com processos de interação de pulsos magmáticos com diferenças de viscosidade (bandamento *schlieren* e enclaves máficos finos com geometria elíptica). Estas estruturas são evidências preservadas de deformação da rocha ainda em condições submagmáticas, e suas características se descrevem a seguir:

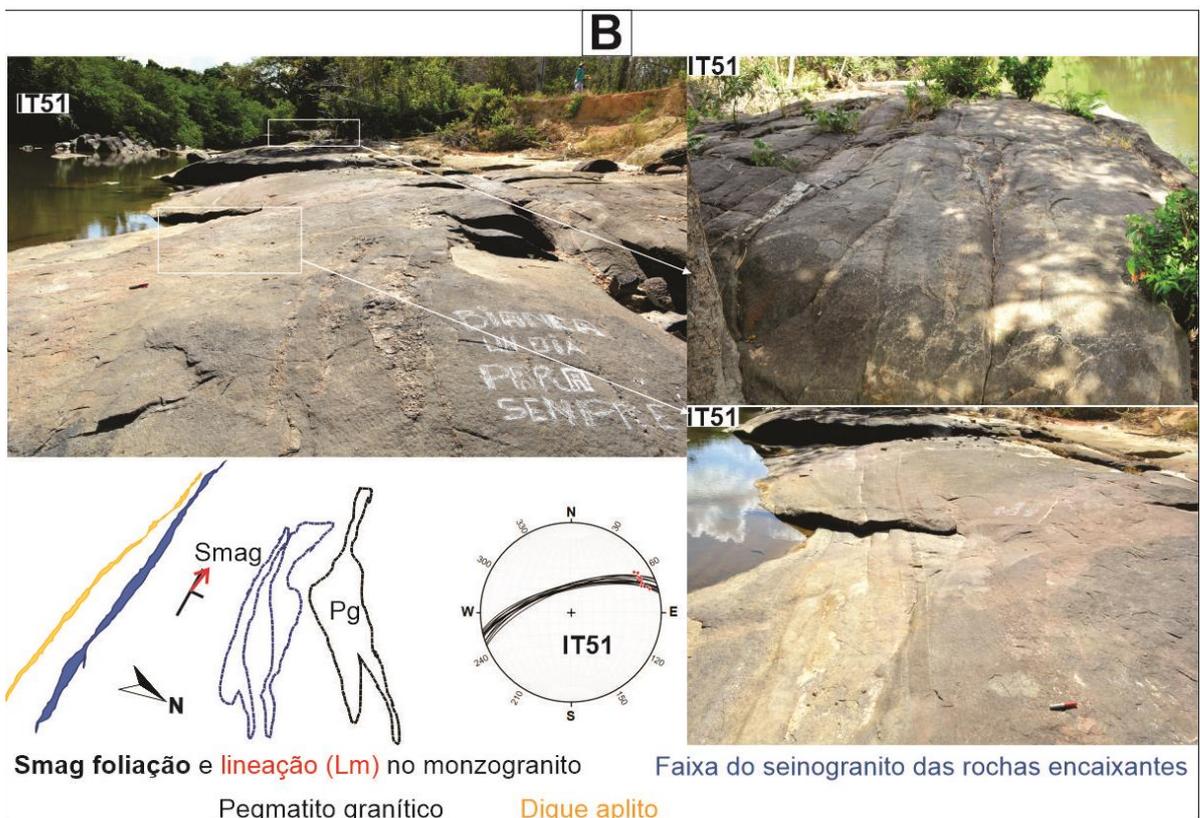
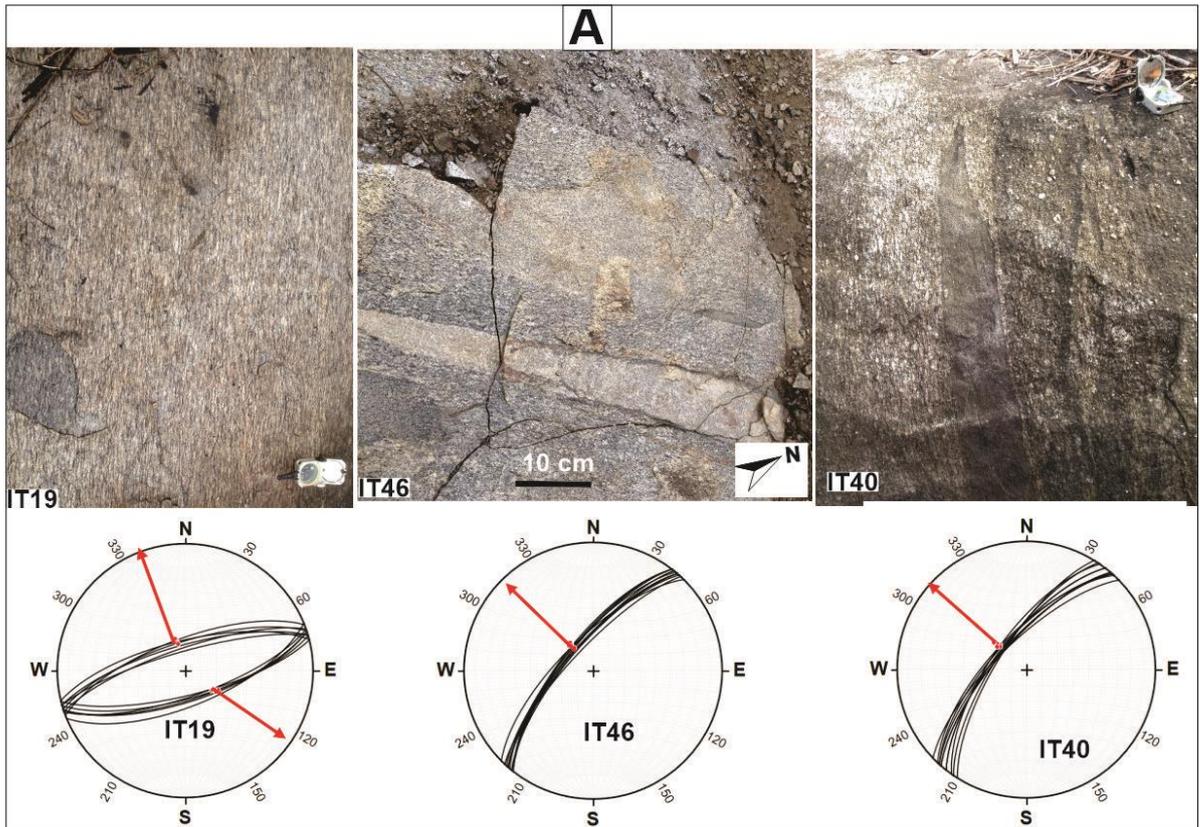
- Concentração de fenocristais de feldspato desenvolvem localmente textura *cumulus*, onde a rocha exibe geometria de bandas descontínuas de até 80 cm de largura e 2 m de comprimento. Essas texturas *cumulus* englobam porções nas quais a textura da rocha é média e o alinhamento de minerais máficos define foliação magmática (Smag) a qual exibe evidências de dobramento por arrasto, indicativas de rotação levogira (Figura 20C). A atitude da foliação magmática no interior dos *cumulus* é discordante da atitude da foliação magmática dominante na rocha (Figura 20C). Na figura 20C, o dobramento por arrasto da foliação magmática no interior de porções cumuláticas no monzogranito, resulta da rotação sinistral de porções da rocha com estado avançado de cristalização (*texturas cumulus*) sob influência de fluxo magmático.

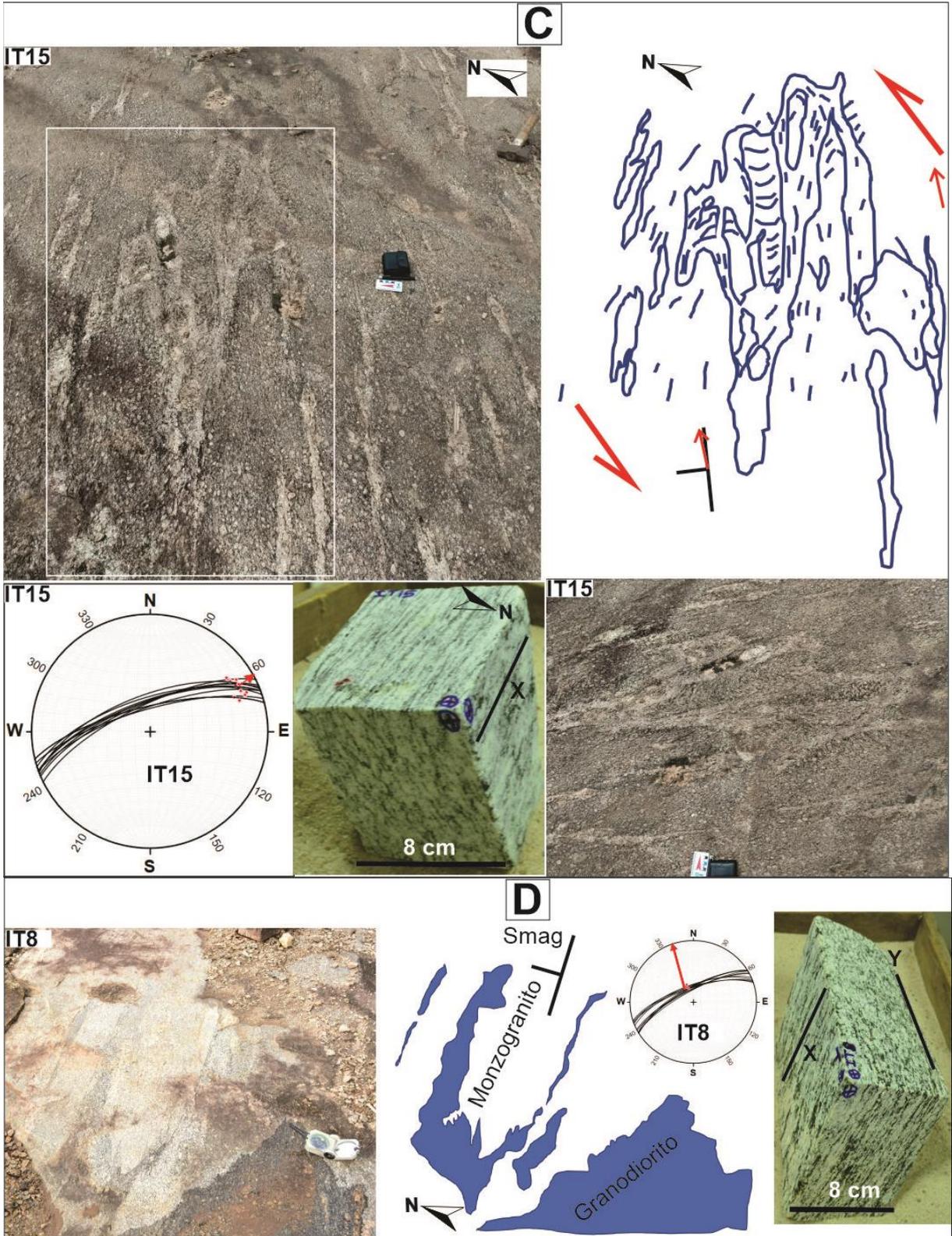
- Estruturas de fluxo magmático tipo *schlieren* desenvolvida em limites de interação de pulsos magmáticos com contraste de viscosidade são formadas pela injeção do monzogranito fino intrudindo rocha de composição granodiorítica, definindo faixas descontínuas de limites irregulares e difusos, caracterizadas pela segregação da fase mais máfica (granodiorito) devido ao movimento da fase mais félsica e aparentemente mais viscosa (Figuras 20D). Esta estrutura é observada ao microscópio pela alternância de leitos ricos em hornblenda e biotita e leitos mais félsicos constituídos por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Exibe orientação coerente com a foliação magmática, antecristais de monzogranito no granodiorito, e foi interpretada como resultado de fluxo magmático.
- Observa-se com pouca frequência enclaves microgranulares máficos com limites nítidos, orientação do eixo maior e foliação interna consistente com a atitude da foliação do monzogranito hospedeiro e contendo antecristais de K-feldspato do monzogranito grosso (Figura 20A). Outra estrutura do domínio magmático que merece destaque, é enclave microgranular tabular de composição quartzo diorito de até 1 m de comprimento e 15 cm de largura, limites laterais nítidos, terminações parciais em cunha a transicionais, trajetória ligeiramente sinuosa, orientação e foliação interna concordante com o fluxo hospedeiro. Tais características, apontam para uma colocação em condições submagmáticas relacionadas à fase avançada da cristalização do monzogranito hospedeiro quando o contraste de viscosidade entre os dois magmas era alto o suficiente para inibir a interação entre eles, promovendo assim o *mingling* (mistura não homogênea) (Vernon *et al.*, 1988).
- Diques de composição sienogranítica, textura inequigranular fina a média, aparecem com dimensões que variam entre centímetros até 2 m de comprimento, trajetória sinuosa, limites laterais bem definidos e terminações em bifurcações. Mas, por vezes, aparecem com limites desmanchados, e ocasionalmente, formando leitos de alternância composicional tipo *schlieren*, sugerindo ser sin-magmáticos com a formação do Granito Itã. Estão orientados segundo a foliação magmática e, internamente apresentam cristais subedrais (Figura 20B).
- Ocorrem também pequenos bolsões leucograníticos de textura pegmatítica, composição granítica, limites transicionais com a encaixante, orientados de forma concordante a ligeiramente oblíqua com a foliação magmática, os quais em conjunto, sugerem pulsos sin-plutônicos tardios que migraram em direção ao topo do plúton (pontos de baixa pressão) e colocados em diferentes fases, constituindo no geral, a parte mais evoluída durante o alojamento deste plúton (Figura 20E). No Granito Itã o comportamento polifásico da

colocação do plúton, pode justificar variações na atitude da foliação e da lineação magmática, uma vez que a injeção discreta de pulsos de magmas, e o cisalhamento magmático associado, pode modificar localmente a orientação de Smag (Figura 20E; Paterson *et al.*, 2018). Localmente observam-se efeitos de cisalhamento transcorrente indicativos de deformação em estado sólido na alta temperatura que gerou dobramento nestes bolsões e em diques de granodiorito foliado (Figura 20E, IT54).

- Xenólitos correlatos ao sienogranito encaixante do Complexo Metamórfico Rio Urubu, são encontrados principalmente no leito do rio Itã e nas suas imediações (limite sul do plúton). Tratam-se de corpos de dimensões centimétricas a métricas, de composição sienogranítica, textura inequigranular grossa, com foliação interna marcada por fenocristais ovoides e/ou porfiroclastos de K-feldspato sigmoides. Aparecem como marcadores passivos, pouco rotacionados, orientados segundo a foliação magmática, porém, exibem localmente, bordas irregulares e difusas com sinais de assimilação incompleta, identificados pelos megacristais de K-feldspato desagregado e incorporado no monzogranito hospedeiro. Ocasionalmente, em torno dos xenólitos, a foliação magmática contorna-os (Figura 21D) sugerindo que estes, se comportaram como obstáculo durante o fluxo magmático (Vernon, 2000).

O conjunto de feições estruturais descritas representam evidências planares e lineares cuja origem interpreta-se relacionada a formação do Granito Itã. Estas estruturas se observam espacialmente bem distribuídas no plúton de geometria elíptica, e sua orientação se mantém similar e coerente com a disposição do eixo maior deste. Características de origem associada à formação de rochas (magma), continuidade espacial persistente, e similar orientação ao alongamento do plúton se interpretam como resultado de processos de deformação vinculados aos mecanismos que governaram o alojamento do Granito Itã. A coerente orientação das estruturas que ocorrem no interior do plúton, entende-se consistente com a orientação e cinemática de sistemas transcorrentes de caráter regional reportados por Fraga *et al.* (2009), Tarazona (2015). Esses sistemas de cisalhamento foram interpretados a partir de análises de imagens aeromagnéticas como característicos da estruturação regional da área de estudo, e foram validados por evidências de campo obtidas nesta pesquisa.





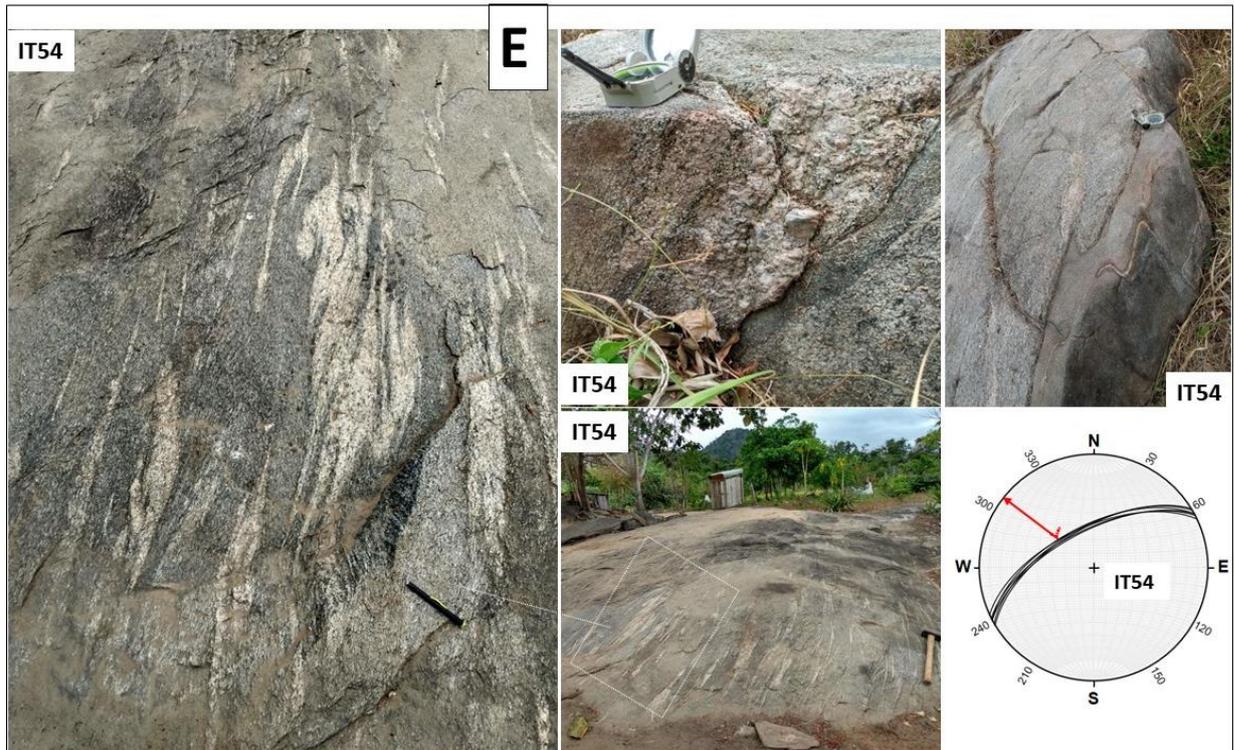


Figura 20: Estruturas de origem magmática do Granito Itã. **A**-Orientação da foliação magmática e da lineação mineral, de enclaves máficos finos e de diques de aplito. **B**-Diques e bandas de diferente composição com atitude coerente com a orientação da foliação magmática. **C**- Dobramento de Smag por rotação e arrasto de porções de rocha com textura *cumulus*. **D**- Orientação e cinemática de bandeamento *schlieren* resultado da interação de dois pulsos de magma com contraste de viscosidade. **E**- Bolsões de pegmatito elípticos, orientados segundo Smag do monzogranito que foi intrudido por diques de granodiorito foliado.

A nível microscópico, a deformação magmática é marcada numa primeira fase pela orientação preferencial de forma dos cristais tabulares de biotita, epidoto, plagioclásio com preservação total a parcial da geminação primária segundo lei de albita, e pela alternância rítmica entre faixas de composição e textura diferente. A foliação magmática precoce pode ser ilustrada pelo plagioclásio tabular subédrico, com limites retos, zoneamento composicional e alteração do núcleo (saussuritização) sugerindo fracionamento magmático (Figura 21A, Paterson *et al.* 1989). Nessa fase, cristais de quartzo mostram textura fina a média, hábito anédrico a subédrico e orientação preferencial de forma moderada a fraca. De forma progressiva, o fluxo magmático promove fraturamento intracristalino, estiramento dos cristais anédricos a subédricos de hornblenda, plagioclásio e quartzo com extinção homogênea a fracamente ondulante, deslizamento planar (extinção ondulante), quartzo fino intersticial, e redução de tamanho em feldspatos (Figura 21C).

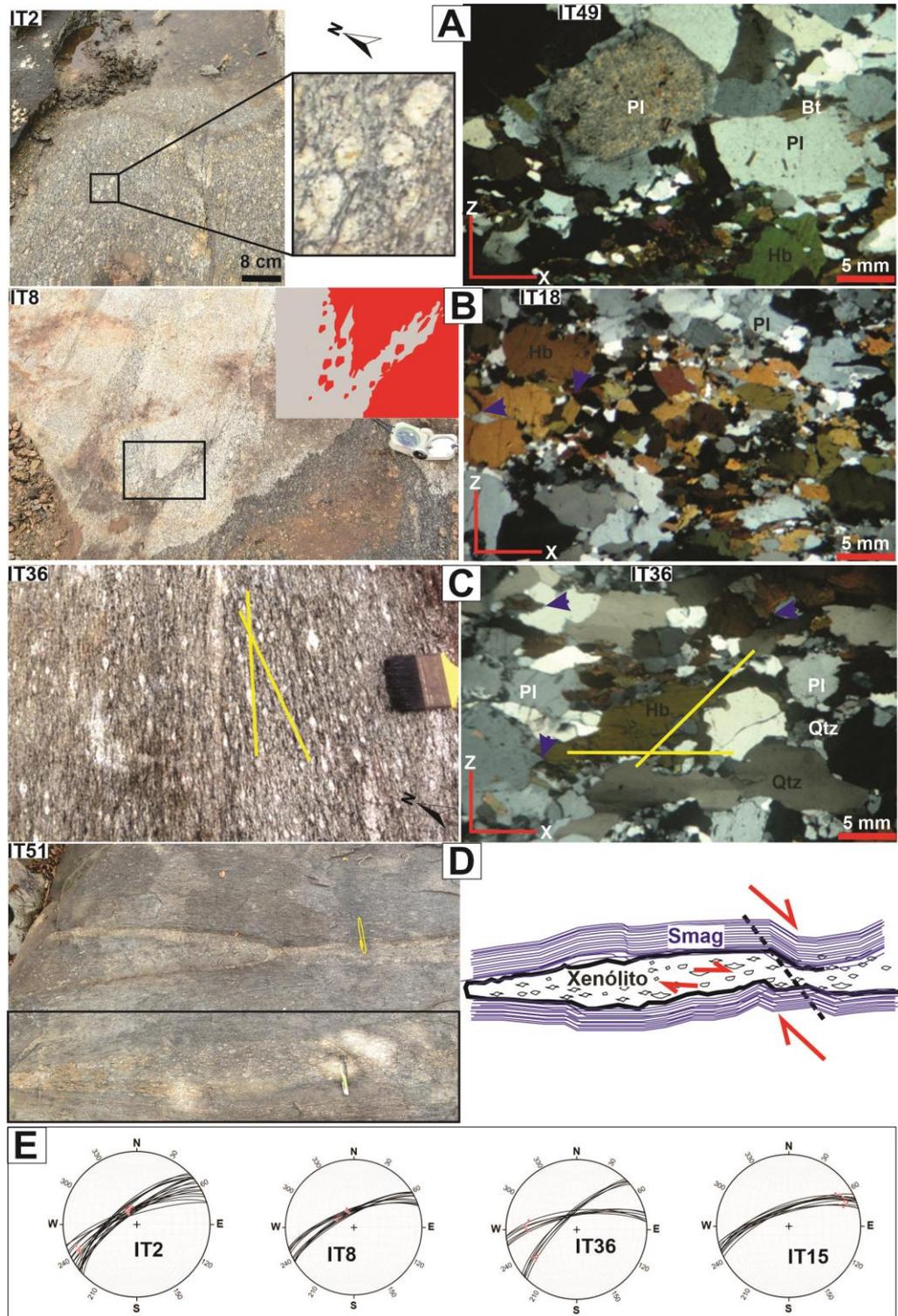


Figura 21: Comportamento da foliação magmática no Granito Itã em meso e microescala: **A-** Foliação magmática definida pela orientação preferencial dos minerais de feldspato tabular a subelíptica (IT02). Plagioclásio (Pl) tabular com limites retos e zoneamento mineral (IT49). **B-** Variação composicional na forma de *schillieren* (detalhe no canto superior direito) (IT08). Plagioclásio (Pl) eudral com orientação preferencial. Limites em cúspide (setas azuis) entre os cristais de hornblenda (IT08). **C-** Variação textural e composicional formando um conjugado (IT36). Quartzo (Qtz) alongado mostrando deslizamento planar e limites irregulares e quartzo fino intersticial local (IT36). Limites em cúspide (seta azul). **D-** Xenólito e foliação magmática arqueada em seu entorno. Desmembramento parcial do xenólito pelo fluxo magmático transcorrente e cinemática dextral consistente com a cinemática interna do xenólito (IT51). **E-** Estereogramas de projeção do hemisfério inferior de igual área (IT02, IT08 e IT36, IT15) mostrando a atitude da foliação magmática e da lineação mineral.

Por fim, limites entre os cristais e fraturas hidráulicas intracristalinas são preenchidas por fluidos magmáticos residuais, marcados pelos cristais anédricos intersticiais e estruturas de exsolução (mirmequita), como mostra o quartzo vermicular formado entre limites de K feldspato e de plagioclásio, evidenciando dessa forma, uma reação comum associado a processos tardi-magmáticos ricos em voláteis (Vernon, 2004); embora estruturas dessa natureza também possam ser correlacionados a difusão no estado puramente sólido (Passchier & Trouw, 2005). Sinais de interação fundido-cristal também são revelados por cristais com formato em cúspide (Figura 21B). As figuras 21D e 21E, mostram a consistência na orientação da foliação magmática dominante (entorno de $240^{\circ}/60^{\circ}-70^{\circ}$) no Granito Itã e suas rochas hospedeiras. A Figura 21D exhibe xenólito de sienogranito grosso com formato alongado de 4 cm de largura e 1,4 m de comprimento, apresenta-se orientado conforme a atitude da foliação magmática do monzogranito hospedeiro (atuando como marcador passivo). Este xenólito contém megacristais sigmoides de K-feldspato alongados e alinhados marcando foliação. Tanto a foliação do monzogranito como o xenólito mostram deformação por dobra em *Kink* sugerindo que esta dobra se registrou em estado sólido mais ainda ambas as rochas estando em alta temperatura. Esta *kink band* representa crenulação local provavelmente devido a contraste de viscosidade durante os estágios finais de acomodação plutônica. De forma geral, os mecanismos de deformação descritos sugerem que no Granito Itã a *strain* se desenvolveu durante o alojamento (700°C) e permaneceu ativa durante a diminuição da temperatura (até 400°C), tal como indicado localmente pelo faturamento de feldspatos e anfibólio.

A análise dos cristais de K-feldspato ao longo do plano XZ (blocos de rochas orientados *in situ* e polidos) exibem alinhamento de minerais alongados marcando no plano da foliação a posição e orientação da lineação mineral (Figura 22). A imbricação de cristais grossos de feldspatos foi usada para interpretar a cinemática de movimento da deformação a qual se revela como predominantemente dextral. Observada a deformação em afloramento destaca-se que exhibe duas características i) lineação mineral de alto *rake* no plano da foliação magmática com caimento para o azimute 300° ; ii) lineação mineral com caimento sub-horizontal para o azimute 247° revelando mudanças locais para uma componente de deformação de regime transcorrente (Figura 22).

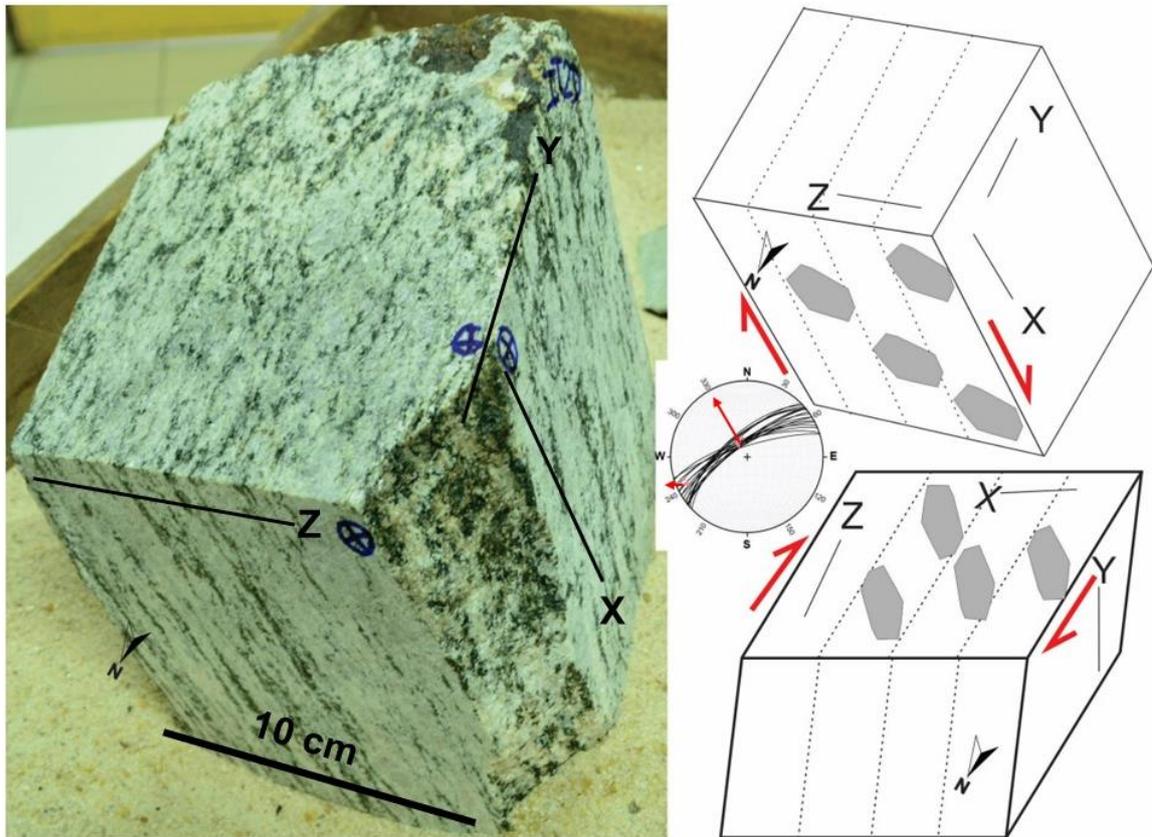


Figura 22: Leitura cinemática para a foliação magmática, feita a partir do plano XZ do elipsoide de deformação finita (IT02) e estereograma (projeção hemisfério inferior de Schmidt) mostrando medidas de campo. A direita, blocos diagramas esquemáticos mostrando a rotação de cristais de K-feldspato em locais do mesmo afloramento que indicam uma cinemática dextral e cisalhamento puro local.

Estruturas tardi-magmáticas

Diques foram observados no centro do plúton em uma pedra ativa (IT18), próximo a BR 432. Estes, são apresentados na Figura 23. Trata-se de estruturas com 12-50 cm de largura e comprimento maior a 7 m, identificadas pela sua composição, cor, relação de contato com a encaixante e sua estrutura interna. A sua descrição segue relações de corte, a saber: a) dique de aplito, cinza claro, colocado de forma concordante com a foliação magmática (Smag) e possui uma composição sienogranítica. Apresenta limites retos bem definidos e exibe uma atitude que varia entre 269° - 274° de azimute e 64° - 68° de mergulho. b) dique leucogranito de textura muito grossa (pegmatítica), constituída por agregados de cristais anédricos de K-feldspato rosado representando aproximadamente 70 % do volume da rocha, cristais isolados subédricos de albita cinza clara (10%), quartzo intersticial (10%), o resto do volume é composto por cristais euédricos de biotita e turmalina preta e verde prismática de até 3 cm de comprimento. Localmente exibe limites irregulares. Cristais desta rocha ocorrem de forma restrita no monzogranito hospedeiro próximo ao contato com este dique, sugerindo relações co-genéticas. Este dique se orienta para os azimutes 037° a 042° com mergulhos

entre 68° - 74° , formando um conjugado com o dique de aplito. Para o topo, o dique exibe mudança na composição para predominantemente quartzo (dique de granito) e deformação localizada evidenciada por sigmoides com cinemática dextral coerente com o movimento exibido pela lineação de baixo ângulo observada na foliação magmática do monzogranito hospedeiro. c) dique de granito pegmatítico com geometria de veio tensivo, é interpretado como produto da colocação dos fluidos tarde magmáticos que alojaram nesse conjunto de estruturas. Estes diques exibem relações angulares entre 15° - 30° sugerindo o desenvolvimento de estruturas de sistema de cisalhamento tipo Riedel, onde a foliação magmática marca o plano de cisalhamento que é paralelo à orientação do dique de aplito (Y), e os diques de pegmatito representam as estruturas tipo R (dique de granito pegmatito) e P (dique de granito pegmatito deformado) da figura 23, que controlaram a colocação dos fluidos tarde magmáticos) com cinemática dextral.

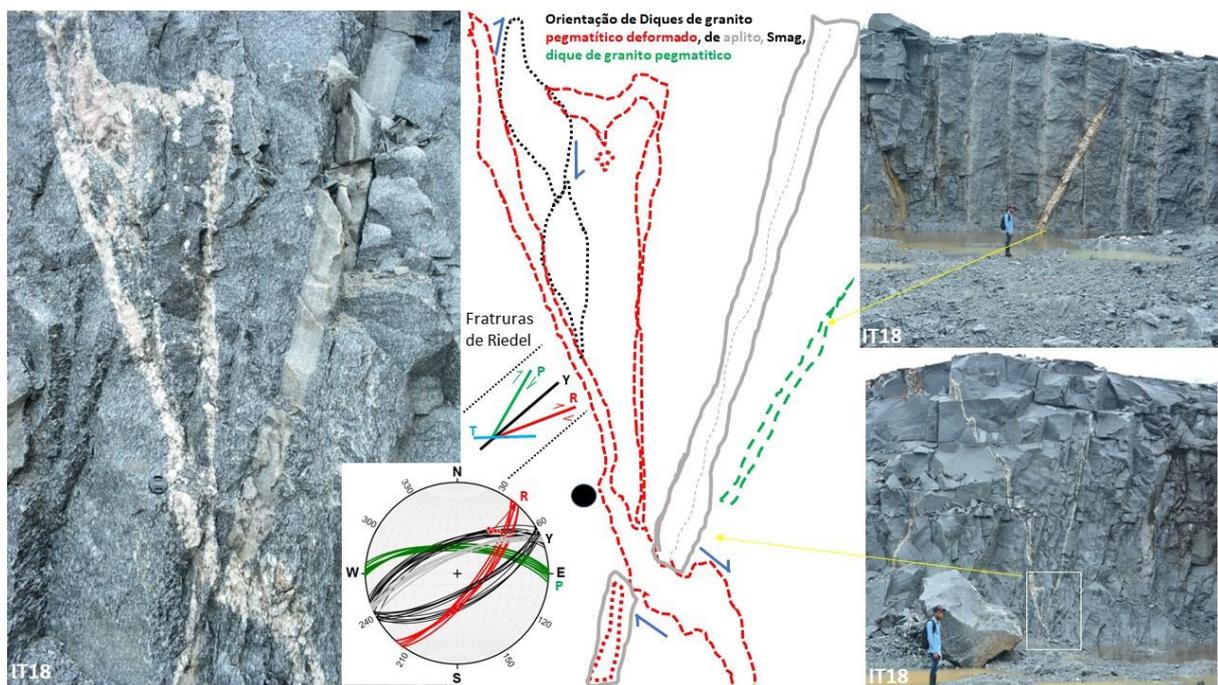


Figura 23: Estruturas tardi-magmáticas tipo Riedel na pedra (IT18). Sua atitude em relação a estrutura principal (foliação magmática) representada no estereograma (projeção do hemisfério inferior de Schmidt), assim como a relação geométrica entre estruturas indicada no modelo de Riedel com cinemática dextral.

Estruturas do estado sólido e mecanismos de deformação

Para a borda NW do Granito Itã em direção no contato com o Granulito Barauana, o monzogranito exibe textura foliada associada a redução de tamanho de cristais, formação de porfiroclastos de plagioclásio com geometria sigmoide e foliação milonítica (Smi). Esta deformação ocorreu como consequência da instalação de zona de cisalhamento, cuja ação

deformadora persistiu até depois da total cristalização do Granito Itã. Esta estrutura de cisalhamento gerou foliação milonítica que se orienta entre 210° - $230^{\circ}/68^{\circ}$ - 72° (Figura 24) consistente com o *trend* do eixo maior do Granito Itã. No interior do plúton, a deformação é concentrada e se processa de maneira heterogênea, formando faixas de intenso e baixo cisalhamento que definem uma lineação de estiramento mineral de alto *rake* a baixo *rake*. Porfiroclastos de plagioclásio com geometria sigmoide indicam cinemática predominantemente dextral (Figuras 24A, B, C, D). Dentre as principais feições estruturais que caracterizam esta deformação, se observa o dobramento localizado por arrasto da foliação Smag, redução de tamanho de cristais de feldspato, estiramento de cristais de quartzo, bandamento da textura do monzogranito em faixas com limites bruscos, e o desenvolvimento de foliação milonítica a ultramilonítica restrita (Smi) (Figuras 24A, B, C, D). Neste âmbito, fenocristais de plagioclásio, originalmente tabulares, tornam-se porfiroclastos com formatos elípticos a sigmoidais nos quais há disposição preferencial dos seus eixos maiores. Estes cristais de plagioclásio, ocorrem alinhados em conjunto com agregados de cristais máficos estirados, e definem a organização da foliação milonítica. Em algumas faixas de cisalhamento, a foliação ultramilonítica se identifica pela ocorrência de cristais intensamente estirados de quartzo com razão axial $> 3:1$ com eixos de estiramento dispostos preferencialmente e marcando a foliação (Figuras 24A, B, C, D). A foliação desenvolvida nesta zona de cisalhamento, trunca de forma sutil e em baixo ângulo a foliação magmática, embora, ambas tenham uma disposição preferencial orientada com *trend* próximo (Figura 25F). Diques de pegmatito (Pg) e aplito (Ap) se encontram paralelizados a faixas de foliação milonítica (Figura 24A). Localmente, um dique leucogranito pegmatítico, mostra estruturas assimétricas de rotação horária, caracterizadas por *pinch and swell* e *boudins*, típicas do esforço extensional associado a zona de cisalhamento não coaxial (Fossen, 2018) (Figura 25E). Porém, alguns diques estão dobrados formando geometria tipo z com planos axiais orientados paralelos à atitude da foliação milonítica. Estas dobras são características de cisalhamento simples, e que revelam uma cinemática dextral (Figura 25E).

Assim como nas observações macroscópicas, em escala microscópica este padrão se reproduz. Observa-se que a deformação do Granito Itã apresenta variações sugestivas do aumento da deformação em direção às bordas do plúton, indicando que elas foram mais influenciadas pela tectônica regional nos limites do plúton. Tal condição pode ter estado acompanhada pela diminuição da temperatura durante o processo de cristalização fracionada durante o alojamento plutônico. O fraturamento intracristalino, a redução de tamanho de

minerais, a formação de subgrãos, recristalização dinâmica, estiramento mineral e rotação de cristais fracionados, marcam a deformação do estado sólido, principalmente impressa nos limites do Granito Itã.

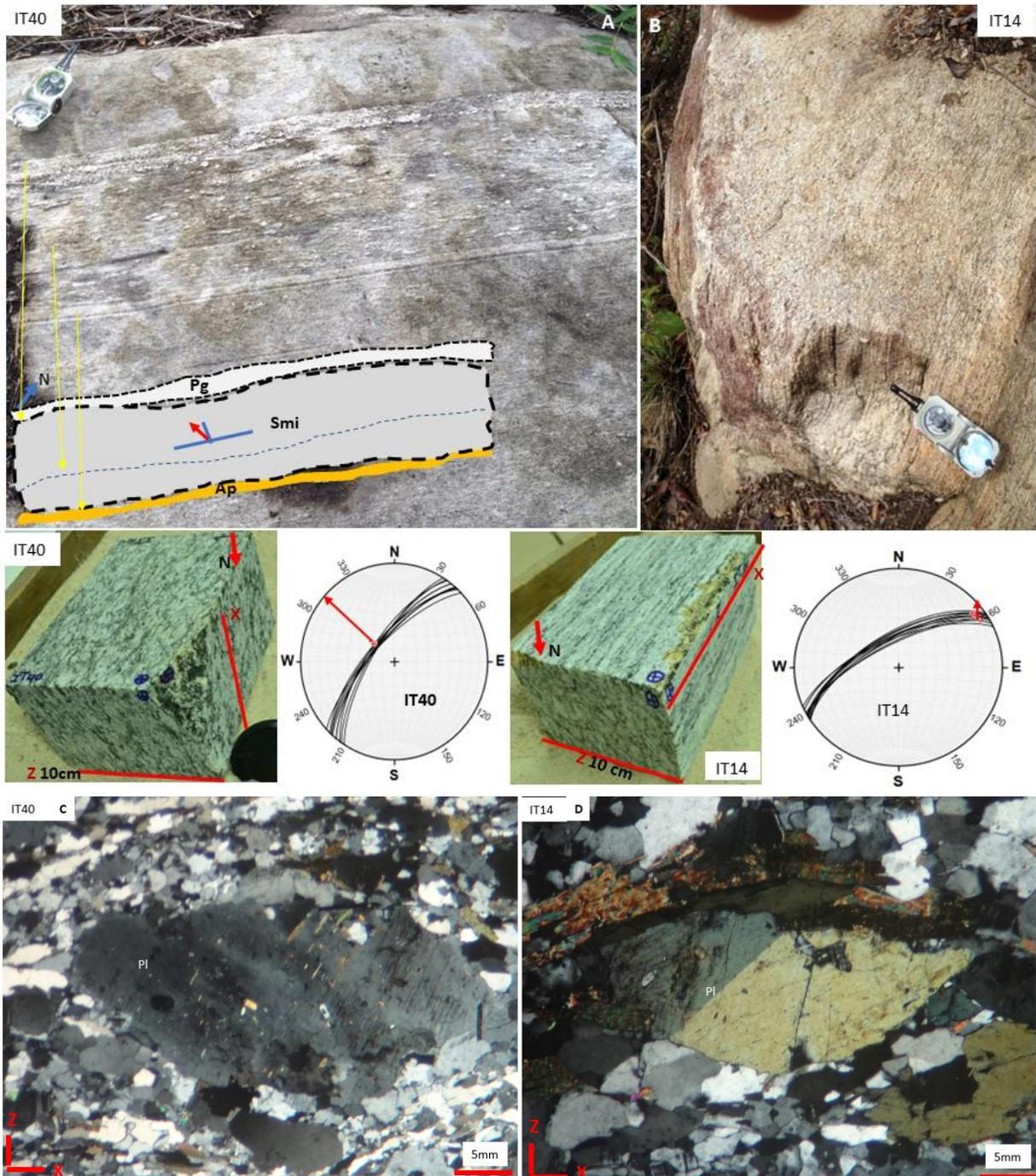


Figura 24: Aspectos macroscópicos da deformação dúctil em zonas de cisalhamento. **A-** Monzogranito grosso com foliação milonítica e diques de aplito (Ap) e Pegmatito granito (Pg) com orientação concordante a *S_{mi}*. Lineação de alto *rake* e cinemática dextral representadas em baixo no estereograma (hemisfério inferior de Schmidt) e no bloco orientado. **B-** Monzogranito altamente estirado revelando no bloco cinemático (em baixo), uma transcorrência dextral, conforme sustenta a lineação de estiramento mineral no estereograma e os indicadores cinemáticos observados nas fotomicrografias C, D que destacam porfiroclastos de Plagioclásio (Pl) como indicadores cinemáticos dextrais da deformação em zonas de cisalhamento.

Em escala de lâmina de rocha, a foliação milonítica é caracterizada por porfiroclastos de K-feldspato com sombras de pressão nas suas caudas compostas por cristais estirados de quartzo e de biotita, formando estruturas com geometria S-C e cinemática dextral (Figura 25D). Fitas estiradas de quartzo (*ribbons*) aparecem alinhadas e por vezes ao redor de estruturas manto e núcleo de porfiroclastos de feldspato (*core-mantle structure*), alguns cristais de quartzo exibem localmente alinhamento em *ribbons* (Figura 25A), característico de alta temperatura (em torno de 600 °C) (Passchier & Trhouw, 2005). A progressão da deformação no estado sólido é definida por agregados de fragmentos provenientes principalmente da redução de tamanho de cristais de feldspatos sem clara rotação de subgrãos, compondo foliação protomilonítica (25B, C). Localmente observa-se alteração de biotita para clorita (cloritização) acompanhada pelo crescimento intersticial de quartzo, apontando para intensa deformação *subsolidus* durante o resfriamento magmático. O comportamento frágil do plagioclásio, por vezes forma estruturas tipo dominó que sugerem o desenvolvimento de estruturas miloníticas a temperaturas em torno de 400 °C (Vernon, 2004, Figura 25B). Fraturas internas de plagioclásio preenchidas por quartzo residual e formação de pertitas (exsoluções) no K-feldspato quando próximos a cristais de plagioclásio, marcam a deformação por cisalhamento. Cristais de plagioclásio por vezes apresentam geminação mecânica em cunha, típica do estado sólido, porém, também preserva parcialmente estruturas primárias ígneas para o núcleo do cristal mantendo a geminação lei de albita. O bandejamento tectônico pode ser ilustrado pela alternância rítmica entre faixas de intensa e moderada redução de tamanho dos cristais (Figura 25C). Algumas estruturas assimétricas tipo sigma (σ) associadas a estruturas de deformação com geometria S-C foram parcialmente observadas em porfiroclastos de cristais de hornblenda e de plagioclásio, revelando cinemática dextral, também observada em amostra de mão (Figura 25D). Nos porfiroclastos de feldspato é possível observar intensa redução de tamanho formando caudas que se alinham com a foliação milonítica em formato anastomosado, marcando o avanço da deformação (Figura 25D, IT51).

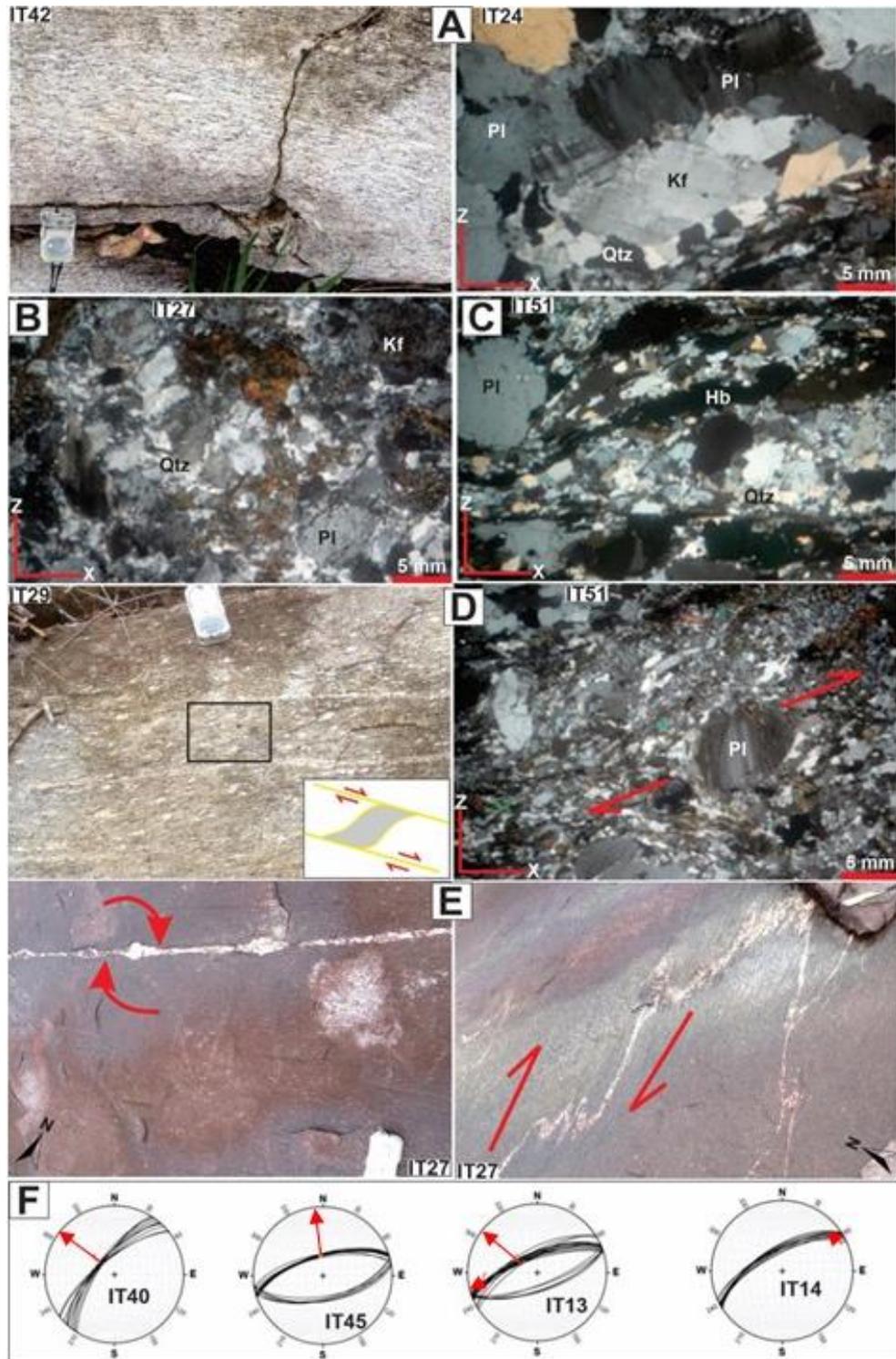


Figura 25: Feições estruturais e mecanismos de deformação do estado sólido: **A-** Estiramento dos cristais de feldspato (IT42). Fitas de quartzo (Qtz) estirados e mantendo o plagioclásio (Pl). Plagioclásio estirado com extinção ondulante e por vezes mostrando pacotes de quartzo intracristalino (IT24). **B-** Fraturas intracristalinas de plagioclásio e preenchimento de quartzo residual. Deslizamento planar do quartzo. Alteração da biotita (Bt) (IT 27), estruturas S-C. **C-** Redução de tamanho de feldspatos e estruturação em bandas contendo hornblenda (Hb) (IT35). **D-** Estruturas S-C revelando cinemática dextral (IT29), indicada por porfiroclasto sigmoide de plagioclásio (Pl) (IT51). **E-** Dique pegmatítico exibindo parcialmente *boudins* e as estruturas *pinch and swell* rotacionados para direita. Dobras de arrasto com planos axiais paralelos a foliação milonítica e com uma cinemática dextral (IT27). **F-** Atitude de foliação milonítica com lineação de alto *rake* (IT40, IT45) e de componente transcorrente dominante (IT13, IT14).

6 DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise integrada dos dados obtidos através das técnicas analíticas empregadas nesta pesquisa permitiu compreender a natureza do Granito Itã como um plúton constituído por vários pulsos. Deste granito se destaca:

Petrogênese

O estudo das características petrográficas e geoquímicas das diferentes rochas que compõem o Granito Itã, sugere que este representa uma suíte magmática definida principalmente por valores de sílica que variam entre 64,3 a 71,4 (% wt) e constituída por granodiorito, monzogranito, e subordinado sienogranito. Valores extremos no teor de SiO₂ de 61,5 e 76,3 (% wt) correspondem a enclave máfico quartzo diorítico e diques restritos de sienogranito (leucogranito), respectivamente. A assinatura geoquímica Cálcio-alcalina das litofáceis seria decorrente de magmas gerados em ambiente de arco, caráter que foi identificado fazendo uso de discriminantes litogeoquímicos para classificar granitoides tipo I. Para Pearce *et al.* (1984), Whalen *et al.* (1987), estes discriminantes têm uma relação íntima com a natureza da fonte magmática, composição mineralógica, bem como o contexto geotectônico em que a rocha foi formada. Visando reforçar o caráter orogênico dos Granito Itã, foi usado o índice de saturação de alumina para diferenciar granitos tipo A (proposto por Frost & Frost, 2008), as amostras caem no campo dos granitos metaluminosos. O índice de saturação em alumina destaca que o Granito Itã é incompatível com a classificação de granitos tipo A. Para White (2001), granitos tipo S não apresentam amplo espectro de variação de SiO₂, contrariamente aos granitos tipo I onde este comportamento é marcante e os seus diagramas de variação elementar tendem a ser lineares definindo suítes magmáticas de ambientes orogênicos. Assim, esta discussão reforça que as características mostradas pelo Granito Itã, são mais compatíveis com as dos granitos de arco (tipo I).

Atendendo o comportamento dos óxidos maiores, bem como dos elementos traços em relação ao conteúdo de sílica (SiO₂), torna-se notória a cristalização fracionada como processo dominante na diferenciação magmática para o Granito Itã. Essa compreensão é frisada pelos *spidergrams* os quais revelam anomalias negativas de Eu, evidenciando evolução magmática através do fracionamento de plagioclásio devido seu grande potencial de incorporar o elemento Eu na sua estrutura, desde os estágios mais primitivos do fracionamento magmático (Hanson, 1989; Li & Huang, 2013). Tal comportamento sustenta a hipótese da formação

precoce do granodiorito, seguido pelo monzogranito e tardiamente ocorreram pulsos mais diferenciados de sienogranito mais restrito, mas colocados na forma de apófises e diques segundo a estrutura de *trend* SW-NE já adquirida pela acomodação na crosta das litofáceis precoces. Assimilação incompleta foi evidenciada pela presença de xenólitos de sienogranito do Complexo Metamórfico Rio Urubu. Interação de pulsos magmáticos é sugerida pela ocorrência de enclaves máficos finos contendo antecristais do monzogranito, texturas *schlieren* desenvolvidas por cisalhamento magmático e registro de bandeamento composicional e textural. O comportamento geoquímico diferenciado apresentado pelas amostras IT2D5 e IT4F5, mostra provável falta de relação genética destas rochas com o resto da associação de rochas que constituem o Granito Itã. Sugerindo assim, mais de uma fonte magmática para a formação do Granito Itã, ou que esses magmas, foram afetados por outros processos não elucidados nesta pesquisa. Barbarin (1996) menciona que o comportamento peraluminoso dos granitos (como é o caso da amostra IT4F5) pode estar relacionado a fusão parcial promovida por fluidos hidrotermais responsáveis pela formação de granito com textura pegmatítica alojado na forma de diques e associados a zonas de cisalhamento transcorrentes em ambientes orogênicos. Devido a limitação das amostras analisadas é prematuro elaborar uma hipótese que explique o caráter peraluminoso e evoluído da amostra IT4F5, mas pode-se destacar o alto conteúdo de K-feldspato, sugerindo apenas um provável alto teor deste mineral na amostra analisada.

Registro da trama mineral

Levando em consideração as semelhanças petrográficas e geoquímicas das litofáceis que constituem o Granito Itã, entende-se que estas possuem o mesmo magma progenitor. Relações de interação em estado magmático nos limites entre fáceis com desenvolvimento de estruturas *schlieren*, de enclaves máficos e de assimilação física entre elas, sugerem que principalmente dois pulsos magmáticos se acomodaram na crosta em condições térmicas (reologias) diversificadas. A partir desses pulsos se formaram o granodiorito e o monzogranito que constituem o Granito Itã. Estas duas rochas se formaram por decréscimo constante da temperatura, envolvendo simultaneamente a aquisição da trama mineral ainda no estado submagmático, passando para uma deformação plástica nas partes mais afetadas por zonas de cisalhamento e nos limites de plúton onde o contraste reológico é maior, facilitando assim, a acomodação da deformação no estado sólido. Essas interpretações são sustentadas pelas seguintes evidências:

i) Presença comum de megacristais de K-feldspato e de plagioclásio isolados com formato sub-tabular a tabular e hábito subédrico a euédrico consistente com razão axial de até 3:1 e eixo maior alinhado. Estes fenocristais alinhados teriam se cristalizado nos primeiros estágios desenvolvendo assim, as formas subédricas a euédricas e limites particularmente retos. Fluxo magmático seria responsável pela rotação e alinhamento de cristais a fim de definir a foliação magmática Smag com orientação principal 240° - 260° e mergulhos entre 50° e 70° . Similares texturas cristalinas são reportadas em plútons por Vernon (2004), Paterson *et al.* (2018) e Holness *et al.* (2018). A presença de características deformacionais como microfraturas discretas em cristais de plagioclásio e geminação *tartan* em cristais de K-feldspatos não é expressiva o suficiente para justificar uma deformação completa no estado sólido. Estas feições podem ter sido desenvolvidas quando ainda existia uma fração subordinada de magma, portanto, em alta temperatura. Esta fase de formação do plúton é bem representada por cristais de hornblenda que localmente exibem fraturas penetradas por pulso magmático. O pulso magmático penetrativo é caracterizado por cristais de quartzo e de plagioclásio que se alinham em bandas finas preenchendo interstícios, limites e fraturas de cristais de anfibólio mais precoces, adquirindo terminações em cúspide. A continuidade da deformação plástica intracristalina sob o regime dúctil em alta temperatura gerou *strain* associado a migração de limites entre cristais de feldspatos, formou agregados de cristais da mesma fase mineral com tamanhos assimétricos, deslizamento planar com desenvolvimento de extinção ondulante e estiramento no quartzo, alinhamento de minerais segundo o eixo maior e orientação preferencial de forma, geminação mecânica em feldspatos acompanhada dobramentos as maclas. Geralmente essas feições de deformação são atribuídas a *strain* puramente do estado sólido (Paterson, 1998; Passchier & Trouw, 2005; Paterson *et al.*, 2018). Contudo, feições dessa natureza também podem estar relacionadas a *strain* promovido por fluxo submagmático envolvendo mistura de magmas com temperaturas e viscosidades diferentes (Holness *et al.*, 2018). E em locais com avançado estado de cristalização com texturas mesocumuláticas onde cristais interagem por rotação e deformação de foliação magmática sob fluxo submagmático, como observado no Granito Itã.

ii) A injeção sucessiva de pulsos de granodiorito e monzogranito formando bandas (ou estrutura *schlieren* podem estar relacionadas a contrastes físicos (diferente viscosidade) de magmas cogenéticos, porém, com níveis diferentes de fracionamento. Essa hipótese é corroborada no Granito Itã pelos dados da geotermobarometria que revelam viscosidades nos valores de $0,46 \eta$ a $0,76 \eta$, para os dois principais litotipos. Estas diferenças na viscosidade, se

associam ao avanço da cristalização fracionada e consequente desenvolvimento de estruturas relacionadas a interação entre pulsos com propriedades físicas (temperatura, pressão e viscosidade) diferentes, mas próximas. Assim, o fluxo do magma mais quente e viscoso, penetra outro relativamente mais frio, o que pode desagregar ou desmanchar este último, criando assim zonas caracterizadas pela alternância composicional entre faixas (Vernon, 1984; Guineberteau, *et al.*, 1987; Jerram *et al.*, 2003). Outra contribuição dos processos magmáticos na deformação é mostrada pelo comportamento de marcadores passivos de xenólitos da rocha encaixante se alinhando conforme a foliação da rocha. Aqui alguns xenólitos são incorporados pelo magma intrusivo preservando internamente a sua estrutura relíquia, exibem formas elípticas e disposição do eixo maior paralelo a foliação Smag, este alinhamento é atribuído a cisalhamento magmático.

iii) Presença de enclaves microgranulares de formato elíptico e tabular com o eixo maior alinhado segundo a foliação magmática. Estes enclaves apresentam uma estrutura interna de fluxo consistente com a foliação magmática, além de possuírem no seu interior, cristais de K-feldspato herdados da rocha hospedeira, descartando dessa forma, a possibilidade de estes serem um resquício refratário. De forma geral, os enclaves representam injeções de pulsos magmáticos máficos (caracterizados por altas temperaturas e baixa viscosidade) num magma com maior viscosidade, podendo os dois serem ou não da mesma fonte magmática. Devido às diferenças na viscosidade entre os dois componentes (pulsos magmáticos), não há perda da individualidade entre eles, configurando-se assim feições *mingling* (Weinberg, 2021). Para os enclaves máficos a característica elíptica e a orientação concordante com a foliação dominante na rocha hospedeira, denota disposição conforme o cisalhamento por fluxo magmático (Vernon, 1984; Guineberteau, *et al.*, 1987; Jerram *et al.*, 2003; Vernon, 2004), dessa forma, enclaves máficos finos funcionam como marcadores passivos que registram o sentido do fluxo magmático. Enclave máfico fino com formato tabular, sinuoso, regular, similar a dique sin-plutônico rompido, é classificado como enclave angular a sub-angular originado pela ocorrência de dutos em *fronts* de cristalização mais avançada (Kumer, 2017).

iv) Diques de sienogranito fino subparalelos à foliação magmática, de granito pegmatítico com gêneses associada ao monzogranito e formando ângulos conjugados a essa foliação, assim como diques de arrasto, marcam a continuidade e permanência da deformação após a completa cristalização do granito durante a sua colocação. Estas evidências são associadas a cisalhamento simples e desenvolvimento de estruturas tipo Riedel o qual

entende-se como um processo de deformação de estado sólido, mas persistente após a total cristalização plutônica. A compartimentação da deformação em zonas de cisalhamento no plúton gerou texturas miloníticas desenvolvidas em alta temperatura das quais se destacam: estruturas manto núcleo em feldspatos, extinção ondulante em plagioclásio, formação de ripas de quartzo e de porfiroclastos sigmoides de feldspatos e de anfibólio. Estas evidências comprovam deformação de estado sólido em regime de cisalhamento simples com indicadores claros de cinemática dextral dominante que influenciaram localmente a trama do Granito Itã

Mecanismos de colocação do plúton

O estudo de imagens provenientes do tratamento de dados aeromagnéticos envolvendo a primeira e segunda derivada vertical (1Dz e 2Dz, respectivamente) do campo magnético anômalo (CMA), revela que a orientação principal dos elementos estruturais que definem os lineamentos na região onde aflora o Granito Itã, se orientam em dois *trends* principais: i) NW-SE, melhor observado na imagem da 1Dz do CMA, estes lineamentos, correspondem a estruturas mais discretas, espaçadas e com menor continuidade. ii) lineamentos orientados para NE-SW são truncados pelos lineamentos NW-SE, espacialmente são mais densos, contínuos e sinuosos, e são melhor destacados na imagem da 2Dz do CMA. O granito com sua forma elíptica e orientação é claramente influenciado pela estruturação regional NW-SE. Essas características se reproduzem no registro, organização e orientação da petrotrama interna do plúton (Figuras 26). A petrotrama do Granito Itã foi originada mediante o desenvolvimento de foliação que se manteve desde o estado submagmático de forma coerente e concordante em orientação até o estado sólido. Passando assim, pelo registro de foliação magmática Smag dominante e foliação milonítica Smi local. Estas foliações se revelam paralelas e orientadas para os azimutes 230°-260° (Figura 26A). A organização e estruturação da petrotrama no interior do Granito Itã revela-se compartimentada e em íntima relação com a geometria elíptica do plúton (Figuras 26), com a trama das rochas encaixantes e com a estruturação tectônica regional. As características desta petrotrama são:

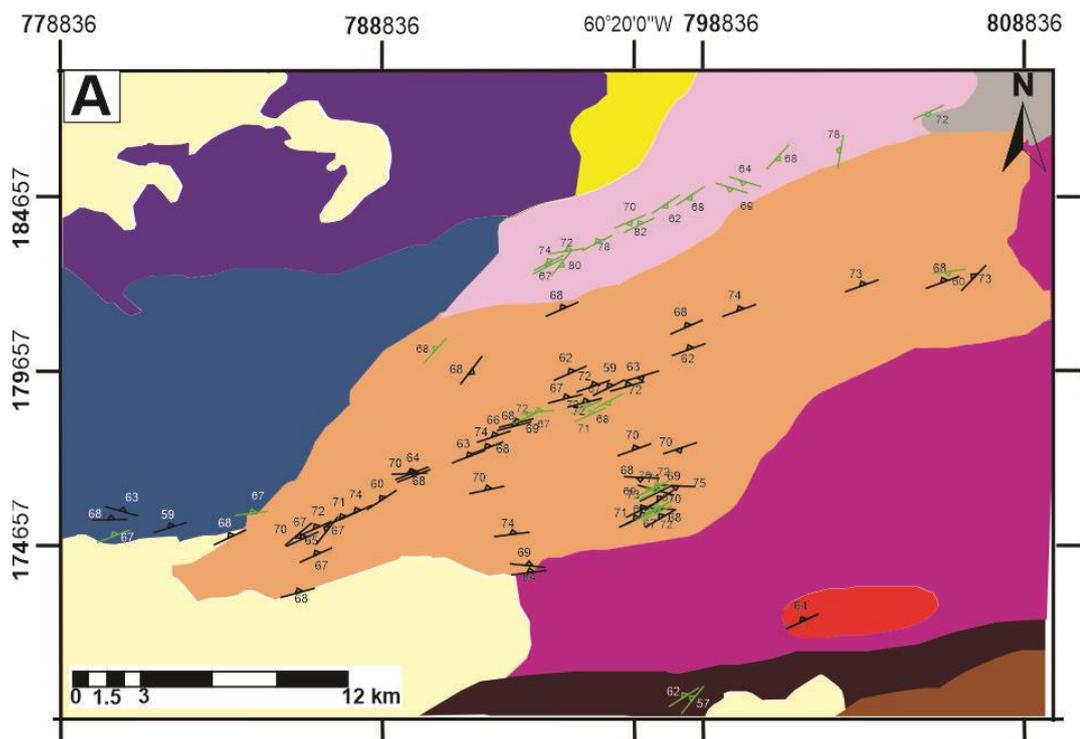
1) No centro do plúton o transporte de massa é marcado por lineação mineral e de estiramento (eixo X da deformação) com caimento em alto ângulo (50°-70°), orientada para os azimutes 310°-340°. Esta lineação, no entanto, está contida em foliação magmática e/ou milonítica orientadas para os azimutes 230°-260°. A cinemática dominante conforme marcadores como rotação de megacristais, e de porfiroclastos, é de regime compressivo alternado com tensivo para o centro do Granito Itã (Figura 26B). O campo da deformação é

representado pela posição do encurtamento principal (eixo Z) no *trend* 310°-340°, e deve ter influenciado a subida do magma e a subsequente colocação em níveis crustais rasos. Na fase do alojamento do plúton, a deformação magmática precoce foi marcada no centro do plúton pelo alinhamento de cristais, pela geração de bandas de diferentes textura e composição cuja origem se associa a fluxo magmático. A ação dos pulsos magmáticos teria configurado essa dinâmica de câmara no centro do plúton similar a colocação na categoria de *nested plúton*, onde inflação (*ballooning*) seria o mecanismo mais provável, o qual teria culminado na cúpula ou teto da intrusão com a consequente captura de blocos da encaixante (xenólitos do Complexo Metamórfico Rio Urubu, *stoping*). Os efeitos da tectônica regional no alojamento plutônico e no desenvolvimento da trama no Granito Itã, se revelam quando observadas marcantes variações da pressão entre 1056, 810 a 546 Mpa mas, similares temperaturas de cristalização dos litotipos (granodiorito, monzogranito, sienogranito respectivamente). Essas pressões são equivalentes a profundidade entre 29, 21 a 14 km ($\log fO_2$ nos valores de -13,6; -12,8; -12,3) nas quais esses plútons se alojaram. Essas evidências são compatíveis com similares observações feitas por Paterson *et al.* (2018), e interpretadas como relacionadas ao alívio da pressão confinante sob influência de tectônica regional ativa. Aqui, a lineação mineral e de estiramento mineral se comportam em alto ângulo e alto *rake*, e a foliação magmática que a contem, se mantém coerentemente orientada em média para o azimute 250°, sugerindo o predomínio de cisalhamento puro (Figura 26B).

2) Nos extremos do Granito Itã, a lineação mineral e de estiramento exibem caimentos de baixo ângulo (15°- 40°) contidas na foliação Smag que varia localmente para milonítica Smi. O registro desta Smi desenvolveu porfiroclastos de feldspatos, cuja rotação é sugestiva de deformação associada a cisalhamento simples (dominantemente dextral), concentrada mais para centro e extremos do plúton (Figura 26B). Durante o resfriamento plutônico, a diminuição da temperatura esteve acompanhada pelo aumento gradual na interação intergranular dos minerais, mecanismos de deformação do estado submagmático avançado ficaram preservados e o alojamento plutônico junto com o registro da deformação passaram a ser dominados pelo espalhamento lateral nos extremos do plúton, conforme testifica a lineação de estiramento mineral sub-horizontal concordante com o eixo de estiramento máximo (X) no *trend* 050°-060° (Figuras 26B, 27). A foliação submagmática teria evoluído para milonítica, concentrada principalmente nos limites do plúton controlados por cisalhamento transcorrente dominante. A foliação Smi foi bem registrada localmente no interior do granitoide. Esta evolução da deformação de submagmática para milonítica deve

estar relacionada a alojamento plutônico sob efeitos de uma tectônica regional que operou até depois da total cristalização.

Quando observadas as foliações desenvolvidas no estado submagmático e no estado sólido, nota-se consistência e manutenção da orientação e do alto ângulo de mergulho (Figura 26A). A aquisição da forma alongada do plúton com o eixo maior disposto paralelo à atitude e da foliação magmática e o surgimento de foliação milonítica (zonas de cisalhamento) nos limites da intrusão, representam evidências de um alojamento regido pela deformação regional, definindo desse modo, uma colocação plutônica sin-cinemática. Através dessa interpretação, subentende-se que, a tectônica regional esteve presente no alojamento plutônico desde a fase submagmática dominada por suspensão densa. Esta fase é evidenciada pelo formato subedral de cristais alongados e alinhados; coexistência de geminação definida por maclas paralelas e regulares típicas da cristalização do plagioclásio e geminação mecânica; pelo crescimento em equilíbrio térmico de cristais de plagioclásio e de hornblenda; pela formação de fraturas intracristalinas em cristais grossos de anfibólio e plagioclásio, que foram ocupadas por fases cristalinas finas; assim como limites em cúspide. Estas últimas estruturas foram interpretadas como indicativas de fase *subsolidus* e de fluxo magmático. A influência tectônica no desenvolvimento da trama do Granito Itã se estendeu até a completa cristalização dos minerais, passando nessa última fase a ser caracteriza pela injeção de diques, e finalizando com recristalização dinâmica de quartzo na formação de milonitos.



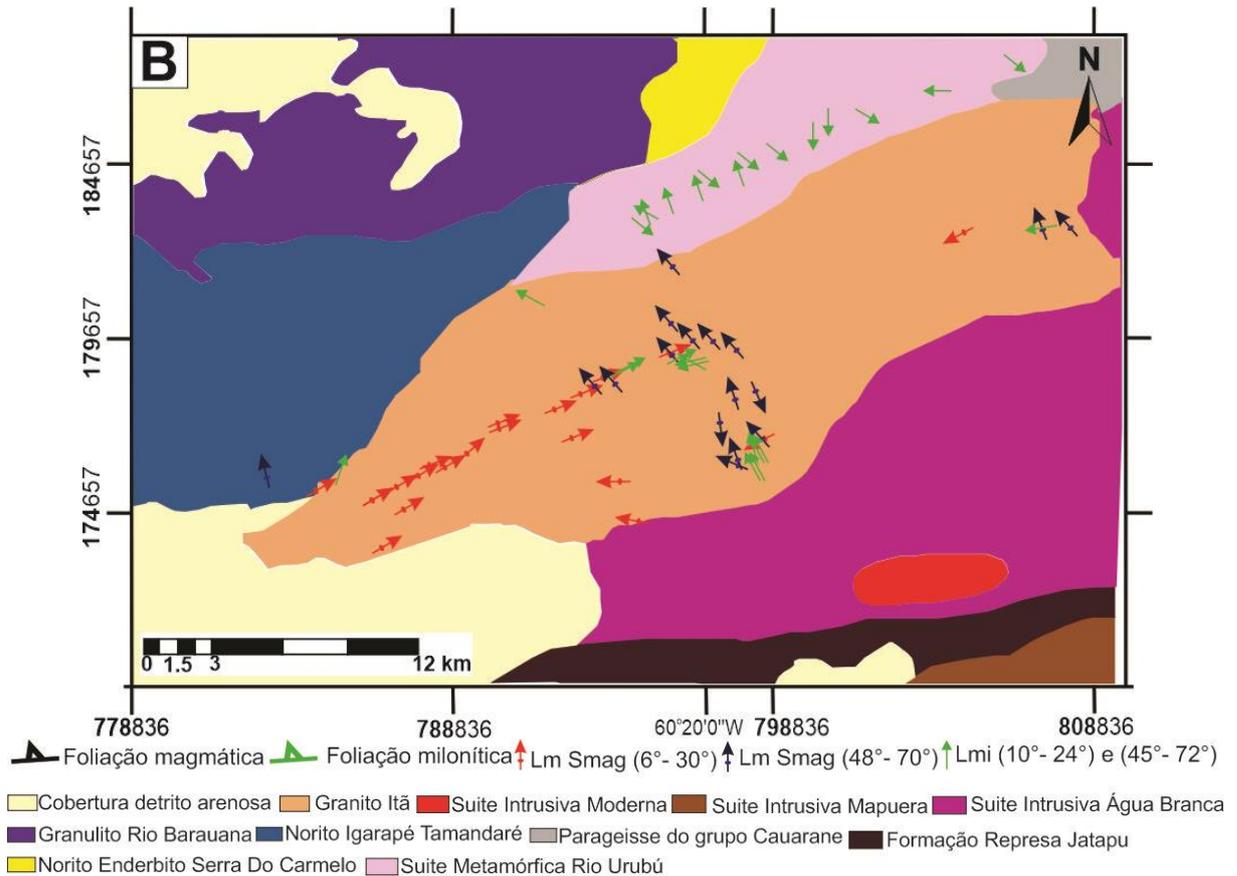


Figura 26: Mapa de organização espacial da trama interna no Granito Itã e nas rochas encaixantes. Adaptada de CPRM (2021), folha Caracará RR. **A**- Foliação magmática e milonítica no Granito Itã coerente com a deformação das encaixantes. **B**- Lineação mineral de convecção magmática e de espalhamento lateral. Sua relação com rocha encaixante.

Nessa ótica, granitos cuja colocação é controlada pela tectônica regional, e que registram um intervalo maior da deformação desde o fluxo magmático, transitando até o sólido, preservam informações relacionadas às mudanças reológicas na crosta continental (Annen *et al.*, 2006). No caso do Granito Itã essa colocação ocorreu na crosta inferior e em alta temperatura. Nesse contexto é comum uma relação temporal muito próxima entre a colocação do magma e ativação das zonas de cisalhamento, estas últimas, funcionando como uma faixa de fraqueza para o alojamento dos granitos (De Saint-Blanquat, 1997; Žák *et al.*, 2008).

Enquadramento tectônico regional

O comportamento da deformação interna registrada no Granito Itã, se enquadra nas características da deformação que afetou unidades do Paleoproterozóico durante o ciclo Transamazônico, descritas por Fraga, (2002). Para o Granito Itã, em particular as evidências de deformação de estado sólido sugerem registro de estruturas sin-cinemáticas desenvolvidas

em regime dúctil sob altas temperaturas (600° a 650 °C). Similares conclusões são propostas por Tarazona (2015) e Palmera (2018) em relação a granitos da suíte intrusiva Serra da Prata e do complexo Metamórfico Rio Urubu, respectivamente, ambas unidades de rochas aflorando na região de Mucajaí/RR. Almeida (2006) também apontou como uma das hipóteses para explicar a origem do Granito Itã, evidências de deformação sin-cinemática associada ao alojamento plutônico (tratado por esse autor, como *granitoide-hornblenda-biotita foliado*) relacionado a um magmatismo com origem desconhecida na região.

Em síntese, a partir desta pesquisa postula-se um modelo de alojamento plutônico que envolve as seguintes conclusões:

- i) o Granito Itã está constituído por duas fácies com destaque para monzogranito.
- ii) a origem da trama mineral está vinculada principalmente a mecanismos de deformação desenvolvidos na transição submagmática para o estado sólido.
- iii) a organização e orientação das petrotramas no interior do plúton revelam que houve compartimentação em um domínio central com vergência NW-SE e nos extremos do plúton o transporte de massa é compatível com cisalhamento simples.
- iv) as evidências e os resultados analíticos suportam a tese final de que os mecanismos de colocação plutônica ocorreram sob regime tectônico com domínio de processos convectivos para o centro e de espalhamento transcorrente para os extremos seguindo o eixo maior do plúton, conforme sua geometria elíptica e vetor de encurtamento (eixo Z da deformação) posicionado entorno do azimute 325° (Figura 27).
- v) as petrotramas das rochas encaixantes do Granito Itã são coerentes com a organização, orientação e cinemática da trama impressa nos limites do Granito Itã. Em suma, o contexto de colocação plutônica é compatível com ambiente de crosta inferior (21 a 14 km de profundidade), a partir da cristalização de magmas Cálcio-alcálico gerados em ambiente de arco orogênico, cuja petrotrama interna foi impressa em estágio submagmático na transição para o estado sólido (subordinado), em condições sin-cinemáticas.

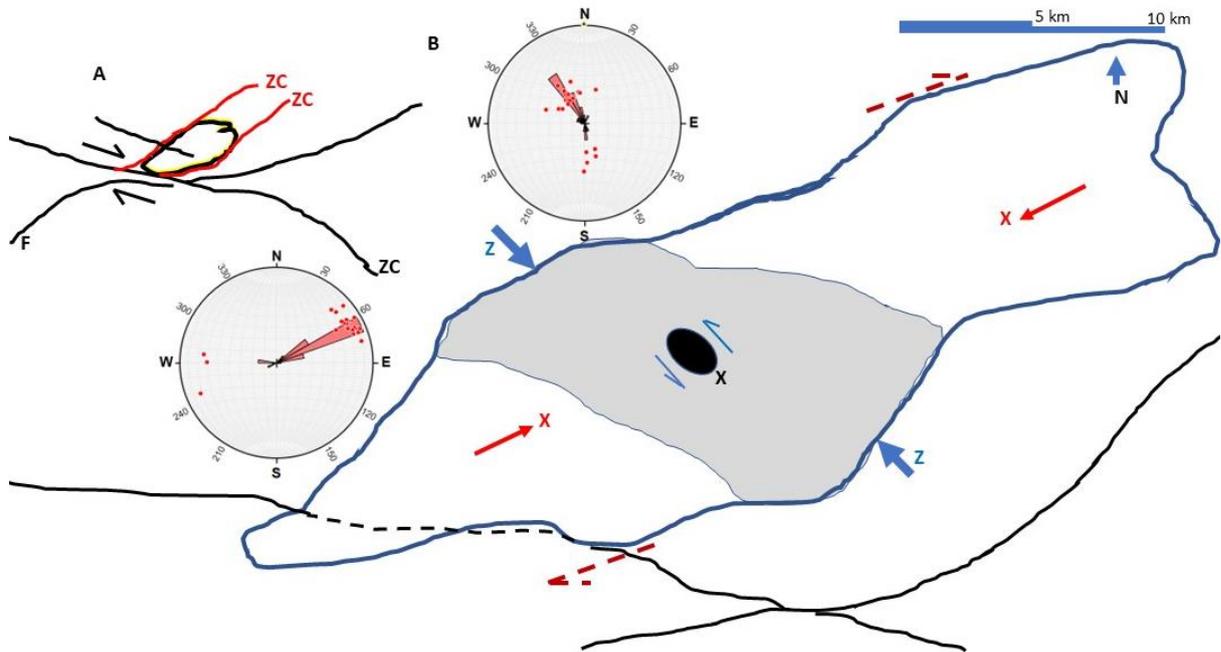


Figura 27: Modelo de alojamento do Granito Itã. **A-** Diagrama esquemático mostrando o contexto estrutural de alojamento do plúton em escala regional (ZC zonas de cisalhamento, F falha). **B-** Orientação (diagramas de projeção hemisfério inferior) e distribuição espacial da lineação mineral (eixos X) no interior do Granito Itã, sendo que no centro o mergulho é de alto ângulo (círculo preto) e nos extremos (flechas em vermelho) é de baixo ângulo. Posição do eixo de encurtamento Z e dos vetores cinemáticos (azuis no centro e vermelhos nos extremos) do registro da petrotrama sugestivos do transporte de massa durante o alojamento do Granito Itã.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIMEIDA, M. E. *Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides Paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil*. Tese de doutorado. Pará: Universidade Federal do Pará, 2006.
- ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M.J.B.; VALENTE, S.C. *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*. 2008.
- AMARAL, G. *Geologia Pre-cambriana da região Amazônica*. São Paulo. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. Unpub. Thesis. p. 212. 1974.
- ANNEN, C.; BLUNDY, J.D.; SPARKS, R.S.J. *The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones*. *Journal of Petrol.* 47, 505–539.2006.
- ARCHANJO, C. J.; BOUCHEZ, J. L.; CORSINI, M.; VAUCHEZ, A. *The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State)*. *Journal of Structural Geology*. pp. 323-335. 1994.
- ARCHANJO, C. J.; MACEDO, J. W. P.; GALINDO, A. C.; ARAÚJO, M. G. S. *Brasiliano crustal extension and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, North-east Brazil*. *Precambrian research*. p.87, 19– 32. 1998.
- BARBARIN, Bernard. *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*. *Lithos* 46 1999 605–626. 1999.
- BARBEY, P.; GASQUET, D.; PIN, C.; BOURGEIX, A.L. *Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia)*. *Lithos*, 104: 147–163. 2008.
- BARBONI, M.; ANNEN, C.; SCHOENE, B. *Evaluating the construction and evolution of upper crustal magma reservoirs with coupled U/Pb zircon geochronology and thermal modelling: a case study from the Mt. Capanne pluton (Elba, Italy)*. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 432: 436–448. 2015.
- BARBARIN, B. 1996. *Genesis of the two main types of peraluminous granitoids*. *Geology* 24, 295–298.
- BARRON, C. N. *Notes on the Stratigraphy of Guyana*. Interguiana Geol. Conf., 7, Paramaribo, Surinam. Unpub. Preprint, no. 4, p. 36. 1966.
- BEA, F.; FERSHTATER, G.B.; MONTERO, P.; SMIRNOV, V.N.; MOLINA. *Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia*. *Lithos*, 81: 209–233. 2005.
- BERGANTZ, G.W.; DAWES, R. *Aspects of magma generation and ascent in the continental lithosphere*. In: Ryan, M. Ed. *Magmatic Systems*. Academic Press, San Diego, CA: 291–317. 1994.
- BLENKINSOP, T.G. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht. 150p.2000.
- BLUMENFELD, P.; BOUCHEZ, J.L. *Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states*. *Journal of Structural Geology*, 10, 361- 372. 1988.
- BOUCHEZ, J.L.; GLEIZES, G.; DJOUADI, T.; ROCHETTE, P. *Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton _French Pyrenees*. *Tectonophysics* 184, 157–171. 1990.
- BOUCHEZ, J.L.; DELAS, C.; GLEIZES, G.; NE´DE´LEC, A.; CUNEY, M. *Submagmatic microfractures in granites*. *Geology*, v. 20, p. 35–38. 1992.
- BOUCHEZ, J.L.; HUTTON, D.H.W.; STEPHENS, W.E. *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. p. 358. 1997.
- BOYNTON, W.V. *Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. In: Henderson P.(Ed.), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Publ. p.63-114. 1984.
- BREITER, K.; LAMARÃO, C.N.; BORGES, R.M.K.; DALL’AGNOL, R. *Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites*. *Lithos*, 192-195: 208–225. 2014.

- BROWN, M.; SOLAR, G. S. *Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens*. *Journal of Structural Geology*, 20(9), 1365-1393. 1998.
- BROWN, Michael. *Granite: From genesis to emplacement*. Geological Society of America Bulletin, v. 125; no. 7/8; p. 1079–1113. 2013.
- BRUNT, J.P.; GAPAIS, D.; COGNE, J.P.; LEDRU, D.; VIGNERESSE, J.L. *The Flaman ville granite NW France.: an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton*. *Journal of Geology*. 25: 271–286.1990.
- BURCHARDT, Steffi. *Mechanisms of magma emplacement in the upper crust*. 2009.
- CASTRO, A. *On granitoid emplacement and related structures: A review*. *Geologische Rundschau*, 76, 101-124. 1987.
- CLEMENS, J.D.; MAUER, C.K. *Granitic magma transportation by fracture propagation*. *Tectonophysics*. Vol. 204:339-360. 1992.
- CLENENS, J.D.; STEVENS, G. *What controls chemical variation in granitic magmas?* *Lithos* 134-135, 317-329. 2012.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.C.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. *Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos*. In: Congresso Geológico Chileno. P. 137- 138. 1979.
- CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. *The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic*. *Brazilian Journal of Geology*. P.12: 78-88. 1982.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; COUTINHO, J. M. V.; RUIZ, A. S. *The Rio Apa craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological evolution, correlations and tectonic implications for Rodinia and Gondwana*. *American Journal of Science*, v. 310, n. 9, p. 981-1023. 2010.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. *O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia*. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 3: p.142-145. 1991.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. *Evolução Geológica da Amazônia*. In: FINEP, SBGNO (Ed.). *Geologia da Amazônia*. Belém: p. 15-90. 1997.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. *The interpretation of igneous rocks*. UnwinHyman Ltd. London. 450p. 1979.
- CPRM. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21- V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500. 000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus. 1999.
- CPRM. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. 2000.
- CPRM. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. *Geologia e recursos minerais da folha vila de tepequém – NA.20-X-A-LLL*. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. 2010.
- CPRM. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. *Folha Geológica Serra Barauana a escala 1: 100*. <https://geosgb.cprm.gov.br/>. 2021.
- CRUDEN, Alexander R. *On the emplacement of tabular granites*. *Journal of the geological society, research library*. P 853. 1998.
- CRUDEN, Alexandre R. & McCAFFREY, KENNETH J. W. *Growth of plutons by floor subsidence: Implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms*. *Phys. Chem. Earth (A)* 26, 303–315. 2001.
- CRUDEN, Alexander R. *Emplacement mechanisms and structural influences of a younger granite intrusion into older wall rocks – a principal study with application to the Göttemar and Uthammar granites Site-descriptive modeling SDM-Site Laxemar*. Department of Geology, University of Toronto. 2008.
- CRUDEN A. R.;WEINBERG R. F. *Mechanisms of magma transport and storage in the lower and Middle crust-magma segregation, ascent, and emplacement*. In: Burkhardt S. (ed.) *Volcanic and Igneous Plumbing Systems*.Amsterdam: Elsevier. 2018.

- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. *A classification of volcanic and plutonic rocks and associations*. Chem. Geol., 29:183-210. 1980.
- DE SAINT-BIANQUAT, M.; TIKOFF, B. *Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the mono creek granite, sierra nevada batholith*. in: Bouchez J.L. et al., (eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, 231-252. Kluwer Academic Publishers. 1997.
- DE SAINT-BIANQUAT, M.; RICHARD, D. L.; BOUCHEZ, J.; MORGAN, S. *Morgan Internal structure and emplacement of the papoose flat pluton: An integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study*. Bulletin of the Geological Society of America 113 (8), 976–995. 2001.
- DE SAINT-BIANQUAT, M.; HORSMAN, E.; HABERT, G.; MORGAN, S.; VANDERHAEGHE, O.; LAW, R.; TIKOFF, B. *Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs*. Tectonophysics 500, 20–33. 2011.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J.L.; LAMEYLER, J. *Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves*. In: R. Brousse and J. Lameyre (Editors), *Magmatology*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14: 125–132. 1982.
- DILL, H.G. *Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology*. Ore Geol Rev, 69: 417–56. 2015.
- DEERING, C.D.; BACHMANN, O. *Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks*. Earth Planet Sci Lett, 297: 324–331. 2010.
- DIREEN, N.G.; BROCK, D.; HAND, M. *Geophysical testing of balanced cross sections of fold-thrust belts with potential field data: an example from the Fleurieu Arc of the Delamerian Orogen, South Australia*. Journal of Structural Geology 27, 964–984. 2005a.
- DREHER, A.M.; FRAGA L.M.; RAGATKY, D.; GRAZZIOTIN, H.; REIS, N.J. *o grupo cauarane na folha vila de Tepequém, Roraima*. XI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus – AM. 2009.
- EBY, GN. *Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications*. Geology, Vol. 20: 641-644. 1992.
- FERRE, Eric C; GALLAND, Olivier; MONTANARI, Domenico; KALAKAY, Thomas J. *Granite magma migration and emplacement along thrusts*. 2012.
- FOSSEN, Haakon. *Geologia estrutural*. 2ª Edição. 2018.
- FOWLER, T.K. Jr.; PATERSON, S.R. *Timing and nature of magmatic fabrics in plutons from relations around arrested stopped blocks*. Journal of Structural, Geology. 19, 209–224. 1997.
- FRAGA, L. M. B. & REIS, N. J. *A Tectônica K'Mudku ao longo do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central - Estado de Roraima, Brasil*. In: Congresso Latino Americano de geologia, 9. Caracas. Temário 2-K'Mudku. Doc, LMFOT 1-2. Doc, LMFOT 3-4 Doc, LMFOT 5-6 Doc. 1995.
- FRAGA, L. M. B. & REIS, N. J. *A Reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central durante o Episódio K'Mudku*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais. Salvador, Bahia, SBG, v.1, p.424-426. 1996.
- FRAGA, L. M. B.; ALMEIDA, M. E; MACAMBIRA, M. J. B. *First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil*. In: SOUTHAMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. Resumos. Campos do Jordão, São Paulo, p. 115-117. 1997^a.
- FRAGA L. M. B. *Geologia Estrutural*. In: Programa de Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, 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, 1999. Relatório final, cap. 4, p. 117-128. 1999.
- FRAGA, L.M.B. *A associação Anortosito-Mangerito- Granito rapakivi (AMG), do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica UFPA. 2002.
- FRAGA, L.M.; REIS, N.J. DALL', A. R., ARMSTRONG, R. *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, [CD-ROM]. 2008.

- FRAGA, L.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL R.; COSTA, J.B.S. *The 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications*. Journal of South American Earth Sciences 27:247-257. 2009.
- FROST, B.R. *Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance*. In: Lindsley D.H. (ed.). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Washington, Mineralogical Society of America, 25:1-9. 1991.
- FROST, R.B., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J.; FROST, C.D. *A geochemical classification for granitic rocks*: Journal of Petrology, v. 42, Number 11, p. 2033-2048. 2001.
- FROST, B. Ronald; FROST, CAROL D. *A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks*. Journal of Petrology. Pag. 1-15. 2008.
- GAUDETTE, H.; OLSZEWSKI, J.; SANTOS, J. *Geochronology of precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil*. Journal of South America Earth Sciences, v. 9. p. 183-195. 1996.
- GAO, P.; ZHENG, Y.F.; ZHAO, Z.F. *Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis*. Lithos, 266-267: 133–157. 2016a.
- GLAZNER, A.F.; BARTLEY, J.M.; COLEMAN, D.S.; GRAY, W.; TAYLOR, R.Z. *Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?* GSA Today 14: 4–11. 2004.
- GUINEBERTEAU, B.; BOUCHEZ, J-L.; VIGNERESSE J-L. *The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication*. Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 763-770. 1987.
- HANSON, G.N. *An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example*. The mineralogical society of America. 1989.
- HANSON, R.B.; GLAZNER, A.F. *Thermal requirements for extensional emplacement of granitoids*. Geology . vol. 23: 213-216. 1995.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward M.P. & Reis A.C.(eds) Collision Tectonics, Geological Society Special, 19: 67-81. 1986.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.; SCHOBENHAUS, C. *Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico*. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus: AM, DNPM, MME. p.129-147. 1984.
- HASUI, Y. *"Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil."* Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro. Vol. 1. 1990.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.; COSTA, J. *Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos*. Geociências (São Paulo): p. 7-31. 1993.
- HINES, R.; PATERSON, S.R.; MEMETI, V.; CHAMBERS, J.A. *Nested Incremental Growth of Zoned Upper Crustal Plutons in the Southern Uplands Terrane, UK: Fractionating, Mixing, and Contaminated Magma Fingers*. Journal of Petrology, Vol. 59, (3): 483–516. 2018.
- HOLLANDA, M. H. B. M.; JARDIM DE SÁ, E. F.; GALINDO, A. C.; SOUZA, Z. S. *Shear zone control on the emplacement of granitoid magmas: an example from the Japi Complex, Seridó Belt, NE Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, 29(1), 41-46. 1999.
- HOLNESS, M. B.; CLEMENS, J. D.; VERNON, R. H. *How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations*. 2018.
- HUTTON, D. H. *Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies*. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh. 79 (2-3), 245-255. 1988.
- JERRAM, Dougal. A.; CHEADLE, Michael.J; PHILPOTTS, Anthony. R. *Quantifying the Building Blocks of Igneous Rocks: Are Clustered Crystal Frameworks the Foundation?* Journal of petrology. 2003.
- JOHANNES, W.; HOLTZ, F. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag. 335. 1996.
- KARLSTROM, Karl, E. *Toward a syntectonic paradigm for granitoids*. Eos, Transactions American Geophysical Union, Volume 70, Issue 32, p. 762-762 . 1989.

- KERR, R.C.; LISTER, J.R. *The effects of shape on crystal settling and on the rheology of magmas*. Journal of Geology. 99: 457–467. 1991.
- KROONENBERG, S. B. *Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Lucie area, southwestern Surinam*. PhD Thesis, Amsterdam, Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med., 25, 109-289. 1976.
- KROONENBERG, S.B; ROEVER, E.W.F; FRAGA, L.M.; REIS, N.J.; FARACO, T.; LAFON, J.M.; CORDANI, U.; WONG, T.E. *Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model*. Netherlands Journal of Geosciences — Geologieen Mijnbouw |95 – 4 | 491–522 |. 2016.
- LI, J.; HUANG, X.L. *Mechanism of Ta-Nb enrichment and magmatic evolution in the Yashan granites, Jiangxi Province, south China (in Chinese)*. Acta Petrol Sin, 29: 4311–4322. 2013.
- LICHT, Otavio Augusto Boni. *Prospecção Geoquímica, Princípios, técnicas e métodos*. CPRM. Reaseach. 1998.
- LUZARDO, R., REIS, N.J. *O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica*. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Workshop II, p. 43-45. 2001.
- MACHADO, B.F; NARDY,R.J. *Mineralogia Óptica*. Oficina de textos. 128P. 2016.
- MARQUES,S.N.S.; SOUSA,V.S.; DANTAS, E.L.;VALÉRIO,C.S.;NASCIMENTO, R.S.C. *Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-PbandSm-Nd) of he Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil*. Brazilian Journal of Geology, 44(1): 121-138. 2014.
- McLAN, M.A.; BETTS, P.G. *Geophysical constraints of shear zones and geometry of the Hiltaba Suite granites in the western Gawler Craton, Australia*. Australian Journal of Earth Sciences 50, 525–541. 2003.
- MEMETI, V.; PATERSON, S. R.; MATZEL, J.; MUNDIL, R.; OKAYA, D. *Magmatic lobes as “snapshots” of magma chamber growth and evolution in large, composite batholiths: an example from the Tuolumne intrusion, Sierra Nevada, California*. GSA Bulletin vol. 122: 1912–1931. 2010.
- MIDDLEMOST, E.A.K. *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman Group Limited, Essex. 1985.
- MILLER, R.B.; PATERSON, S.R. *The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington*. Journal of Structural Geology 16, 853e865. 1994.
- MONTERO, P.; BEA, F.; ZINGER, T.F. *Edad 207Pb/206Pb en cristal único de circón de las rocas máficas y ultramáficas del sector de Gredos, Batolito de Avila (Iberia Central)*.Revista de la Sociedad Geologica Española 17: 157-165. (2004).
- NEDELEC, A.; BOUCHEZ, J.L. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. Oxford University Press. 2015.
- NEVES, S.P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C.J. *Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil*. Tectonophysics 262, 349 e 364. 1996.
- NISHIMURA, K.; YANAGI, T. *In situ crystallization observed in the Osumi granodiorite batholith*. Earth and Planetary Science Letters. vol. 180, 185-199. 2000.
- PATERSON, S. R.; VERNON, Ron & TOBISCH, Othmar T. *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. Journal of Structural Geology. 1989.
- PATERSON, S.R.; FOWLER, T. K. *Re-examining pluton emplacement processes*. Journal of Structural. Geology 15:191–206. 1993.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R. H. *Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes*. Geological Society of America Bulletin. 1995.
- PATERSON, S.R.; FOWLER, T. K.; SCHMIDT, K. L.; YOSHINOBU, A. S.; YUAN, E. S.; MILLER, R. B. *Interpreting magmatic fabric patterns in plutons*. Lithos 44: 53–82. 1998.
- PATERSON, S.R.; ŽAK, J.; JANOUSEK, V. *Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California*. J Volcanol Geotherm Res, 177: 457–484. 2008.
- PATERSON, S.R.; OKAYA, D.; MEMETI, V.; ECONOMOS, R.; MILLER, R. B. *Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: combined field, geochronologic, and thermal modeling studies*. Geosphere vol. 7: 1439–1468. 2011.

- PATERSON, S.R.; ARDILL, Katie; VERNON, Ron & ŽÁK, Jiří. *A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes*. 2018.
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R. A. J. *Microtectonics*. second ed. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 2005.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A. G. *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *Journal Petrology*, 25: 956-983. 1984.
- PECCERILLO, A; TAYLOR, S. R. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81. 1976.
- PETFORD, N.; CRUDEN, A. R.; MCCAFFREY, K.J.W.; VIGNERESSE, J. L. *Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust*. *Nature* 408, 669-673. 2000.
- PETFORD, N. *Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement*. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 31: 399-427. 2003.
- PITCHER, W.S. *The nature, ascent and emplacement of granitic magmas*. *Journal of Geology*, Society London, vol 136, p.672-62. 1979.
- PITCHER, W. S. *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall, London, 321p. 1993.
- PITCHER, W. S. *The Nature and Origin of Granite*. 2nd ed. Boca Raton: Chapman & Hall. 387. 1997.
- REEVES, Colin. *Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation*. Earthworks. Global thinking in exploration geoscience. 2005.
- REIS, N.J.; FRAGA, L.M.; FARIA, M.S.G.; ALMEIDA, M.E. *Geologia do Estado de Roraima, Brasil*. *Géologie de la France*, n° 2-3-4. 2003.
- ROLLINSON, H. R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London (Longman Scientific and Technical), 352 p. 1993.
- ROSENBERG, C.L. *Deformation of partially molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies*. *International Journal of Earth Sciences* 90, 60 -76. 2001.
- RUSSELL, J.K. *Sticky issues arising from high-viscosity magma: Settling arguments on magmatic structures*. *Geology*, 42: 1023–1024. 2014.
- SÁNCHEZ, Leonardo Palmera. *Estudo do strain e das petrotramas em granitos: Mucajaí, Roraima*. <https://tede.ufam.edu.br/handle/tede/7032>. 2018.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. *A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of Field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology*. *Gondwana research*. 3 (4): 453–488. 2000.
- SANTOS, J.O.S.; FARIA, M.S.G.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J. *Significance of the Tapajós-Parima orogenic belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb Zircon geochronology*. [S.l.]: João Pessoa. v. 1. p. 336. 2003.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.G.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J. *A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006*. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz. 9, Belém: 2006.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.G.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; RIZZOTTO, G.J.; POTTER, P.E.; MCNAUGHTON, N.J.; MATOS, R.S.; CHEMALEJR. F.; QUADROS, M.E.S. *Age and autochthonous evolution of the Sunsas Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology*. *Precambrian Research*. p. 165, 120-152. 2008.
- SANTOS, Franklin Bispo. *Estudo paleomagnético de unidades paleoproterozóicas do cráton amazônico*. p.32-96. 2012.
- KUMAR, Santosh. *Magmatic Processes: Review of Some Concepts and Models*. 2017.
- SCAILLET, B.; HOLTZ, F.; PICHAVANT, M.; SCHMIDT, M. *Viscosity of Himalayan leucogranites: Implications for mechanisms of granitic magma ascent*. *J Geophys Res*, 101: 27691–27699. 1996.
- SHAND, S.J. *Eruptive Rocks*. John Wiley, New York, p.488. 1943.

- STRECKEISEN, A.L. *Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt.* Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 1: 1-15. 1976.
- SYLVESTER, P.J. *Post-collisional alkaline granites.* Journal of Geology, vol. **97**: p 261-280. 1989.
- TARAZONA, C. *Análises das petrotramas das rochas charnockíticas da Serra da Prata, Mucajá.* Manaus: Universidade Federal do Amazonas. 202p. 2015.
- TASSINARI, C.; MACAMBIRA, M. *Geochronological provinces of the amazonian cráton.* Episodes, v. 22, n. 3. P. 174-182. 1999.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. *A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico.* In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELI, A., CARNEIRO, C.D.R. BRITONEVES, B.B. de (Coord.), *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Ed. Beca, p. 471-485. São Paulo, 2004.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. *A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications.* Precambrian Research 42, 213–227. 1989.
- THOMPSON, R.N. *British Tertiary volcanic province.* Scott. J. Geol., 18:49-107. 1982.
- VERNON, R.H.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. *Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow.* Lithos. 22, 1-11. 1988.
- VERNON, R.H. *Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment.* Nature 309: 438-439. 1984.
- VERNON, R.H. *Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow.* Electronic Geosciences 5:2. 2000.
- VERNON, R.H. *A Practical Guide to Rock Microstructure.* Cambridge University Press, Cambridge. 2004.
- VERNON, R.H.; JOHNSON, S.E.; MELIS, E.A. *Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: The San José tonalite, Baja California, Mexico.* Journal of Structural Geology, 26, 1867–1884. 2004.
- VERNON, R. H. & PATERSON, S. R. *Mesoscopic structures resulting from crystal accumulation and melt movement in granites.* Earth Sciences. pp 369-381. 2006.
- VERNON, R. H. *Granites Really Are Magmatic: Using Microstructural Evidence to Refute Some Obstinate Hypotheses.* Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 35, paper 1 In: (Eds.) M.A. Forster and John D. Fitz Gerald, *The Science of Microstructure - Part I*, 2010.
- VIGNERESSE, J.L.; TIKOFF, B.; AMEGLIO, L. *Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons.* Tectonophysics 302: 203–224. 1999.
- VIGNERESSE, J.L. *Textures and melt-crystal-gas interactions in granites.* Geoscience Frontiers vol. 6: 635 -663. 2014.
- WHEINBERG, R.F.; VERNON, R.H.; SCHMELING, H. *Processes in Mushes and Their Role in the Differentiation of Granitic Rocks.* Earth-Science Reviews. 2021.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.I.; CHAPPELL, B.W.A. *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.* Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407-419. 1987.
- WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. *Granitoid type and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia.* In: Roddeick J.A (Ed.). *Circum-Pacific Plutonic Terranes.* Geological Society of America, Memoir, 159:21-34. 1983.
- WHITE A. J. R. *Water, restite and granite mineralisation.* Australian Journal of Earth Sciences 48, 551–555. 2001.
- WANG, Tao; WANG, Xiaxia; LI, Wuping. *Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China.* Journal of Structural Geology. 2000.
- YANG, X. Ming; LENTZ, David R.; CHI, Guoxiang. *Ferric-ferrous iron oxide ratios: Effect on crystallization pressure of granites estimated by Qtz-geobarometry.* Lithos 380–381. 2021.
- YANG, X. Ming; *Estimation of crystallization pressure of granite intrusions.* Lithos. Pag. 324-329. 2017.

ŽÁK, J.; VERNER, K.; TÝCOVÁ. *Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation?* Geol. Mag. 145 (4), 2008.

ZHANG, A.C.; WANG, R.C.; JIANG, S.Y.; HU, H.; ZHANG, H. *Chemical and textural features of tourmaline from the spodumene-subtype Koktokay no. 3 pegmatite, Altai, northwestern China: A record of magmatic to hydrothermal evolution.* Can Mineral, 46: 41–58. 2008.

ZIBRA, I.; KRÜHAL J.H.; MONTANINI, A.; TRIBUZIO, R. *Shearing of magma along a high-grade shear zone: Evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid-state flow.* Journal of Structural Geology. 2012.