

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA (UFU)
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, GEOCIÊNCIAS E SAÚDE COLETIVA – IGSC CURSO
DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – *CAMPUS MONTE CARMELO*

FELIPE STEPHANES SOBOLL GONDIM

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, FACIOLÓGICA E MODELAGEM
AEROGEOFÍSICA DO CORPO GRANÍTICO DAVINÓPOLIS, SUDESTE DE
GOIÁS.**

Monte Carmelo - MG

2025

FELIPE STEPHANES SOBOLL GONDIM

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, FACIOLÓGICA E MODELAGEM
AEROGEOFÍSICA DO CORPO GRANÍTICO DAVINÓPOLIS, SUDESTE DE
GOIÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia,
Geografia, Geociências e Saúde Coletiva –
IGSC da Universidade Federal de Uberlândia,
como parte dos requisitos necessários à
obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Otávio Augusto Ruiz
Paccola Vieira

Coorientador: Prof. Dr. Fabiano Mota da
Silva

Coorientador (a): Prof.^a Dr^a. Larissa Marques
Barbosa de Araújo

Monte Carmelo - MG

2025

Ficha Catalográfica Online do Sistema de Bibliotecas da UFU
com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

G637 Gondim, Felipe Stephanes Soboll, 2002-
2025 Caracterização geológica, faciológica e modelagem
aerogeofísica do corpo granítico Davinópolis, sudeste de Goiás
[recurso eletrônico] / Felipe Stephanes Soboll Gondim. - 2025.

Orientador: Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira.
Coorientador: Fabiano Mota da Silva.
Coorientadora: Larissa Marques Barbosa de Araújo.
Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade
Federal de Uberlândia, Graduação em Geologia.
Modo de acesso: Internet.
Inclui bibliografia.

1. Geologia. I. Vieira, Otávio Augusto Ruiz Paccola, 1992-,
(Orient.). II. Silva, Fabiano Mota da , 1985-, (Coorient.). III. Araújo,
Larissa Marques Barbosa de , 1975-, (Coorient.). IV. Universidade
Federal de Uberlândia. Graduação em Geologia. V. Título.

CDU: 551

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de acordo com o AACR2:
Gizele Cristine Nunes do Couto - CRB6/2091
Nelson Marcos Ferreira - CRB6/3074

FELIPE STEPHANES SOBOLL GONDIM

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, FACIOLÓGICA E MODELAGEM
AEROGEOFÍSICA DO CORPO GRANÍTICO DAVINÓPOLIS, SUDESTE DE
GOIÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia,
Geografia, Geociências e Saúde Coletiva –
IGSC da Universidade Federal de Uberlândia,
como parte dos requisitos necessários à
obtenção do título de bacharel em Geologia.

Monte Carmelo, 18 de setembro de 2025.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira – (Orientador)
Universidade Federal de Uberlândia

Prof.^a Dra. Thaís Güitzlaf Leme
Universidade Federal de Uberlândia

Prof. Dr. Antônio Misson Godoy
Universidade Estadual Paulista

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Renate e Fernando, por sempre me apoiarem e me oferecerem tudo que fosse necessário para que esses 5 longos anos de graduação fossem concluídos da melhor maneira possível. Sem vocês nada do que eu alcancei seria possível, esse diploma é tanto de vocês como meu. Amo muito vocês.

Aos meus amigos e companheiros inseparáveis de graduação, Leonardo, Arthur (Tuts), Kaio e Vinícius (Da lua), que desde o início nos ajudamos em trabalhos, campos e relatórios, compartilhando alegrias e dificuldades durante esse trajeto. A companhia e amizade de vocês foi essencial para moldar quem eu sou hoje, sempre serão uma parte importantíssima e especial da minha vida.

Agradeço a todos os colegas da minha turma que se mantiveram durante esses anos, mesmo que alguns sem muita proximidade, sempre com cumplicidade e respeito. Todos poderão sempre contar comigo para qualquer coisa durante os próximos anos. Agradeço ao Antônio e a Brenda pela ajuda e a companhia nos dias de campo.

Não tenho palavras para expressar o quão grato sou aos meus orientadores e amigos Larissa Marques Barbosa de Araújo, Otávio Augusto Ruiz Paccolla, Fabiano Mota da Silva e Douglas Correa Ferraz. Graças a vocês eu tive o melhor apoio possível durante esses anos da graduação, vocês me ajudaram a alcançar esse diploma e todas as atuais conquistas que obtive e as futuras que obterei. Não tinha como ter sido melhor orientado. Agradeço também a todos os outros professores e técnicos pelos quais tive o prazer de conhecer e oportunidade de absorver seus conhecimentos. Seus ensinamentos me acompanharão para o resto da vida.

Agradeço eternamente a minha namorada, Geórgia, por todo carinho, apoio e reciprocidade durante esses anos na minha vida. Com você fui capaz de suportar todo o estresse e ansiedade que passei durante a minha graduação. Obrigado por ser meu porto hoje e sempre, dedico esse trabalho a você. Ich liebe dich.

“Seu futuro ainda não foi escrito. O de ninguém foi. Seu futuro é o que você fizer dele.”

(De Volta Para o Futuro III, 1990)

RESUMO

A área de estudo, localizada no município de Davinópolis - GO, está inserida na porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, onde afloram diversas litologias pertencentes a uma sequência de rochas supracrustais correspondentes ao Grupo Araxá e Complexo Abadia dos Dourados. Intrudido em meio a essas rochas metassedimentares e metamáficas está presente o corpo granítico denominado Granito Davinópolis, associado a uma série de episódios magmáticos que originaram, ao todo, quatorze (14) intrusões entre as cidades de Araxá – MG e Catalão – GO. O Granito Davinópolis é descrito na literatura como um granito do tipo A, alcalino, formado em ambiente anorogênico, com idade de cristalização de 775 ± 5 Ma, mineralologicamente composto por minerais aluminosos como muscovita e granada, apresentando caráter levemente metaluminoso e peraluminoso. Porém sua gênese e caracterização permanecem pouco compreendidas devido à escassez e incompatibilidade de dados disponíveis. Diante desse cenário, este trabalho teve como objetivo ampliar o entendimento sobre a real abrangência espacial real do corpo, detalhar suas características mineralógicas, gênese e possível evolução geológica. A metodologia adotada integrou mapeamento geológico sistemático em escala 1:30.000, análises petrográficas e interpretação de dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria), além da modelagem 2D e 3D do campo magnético anômalo. Foram reconhecidas quatro faciologias (monzogranito com muscovita, sienogranito fino, cinza escuro com epidoto e allanita, e granodiorito com epidoto e allanita) compostas majoritariamente por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita, granada e muscovita. Como critério para separação, utilizou-se a coloração (associações clara e escura), e a ocorrência de quantidades anômalas de minerais acessórios como allanita, epidoto e titanita interpretados como enriquecimento por hidrotermalismo. Os dados geofísicos permitiram delimitar contatos do corpo, estimar profundidades, composição e identificar estruturas regionais. A intrusão apresenta cerca de 7km de profundidade com mergulho para SW, concordante com as litologias encaixantes, além de evidenciar forte controle por duas falhas regionais. Na magnetometria foi observado baixa suscetibilidade magnética indicando ausência de minerais ricos em Fe/Mg e presença de lineamentos magnéticos positivos correlacionados às falhas, enquanto a gamaespectrometria destacou assinaturas compatíveis com rochas ígneas com alta diferenciação ricas em K, Th e U, além de picos de tório concordante com as fácies com concentração de allanita, permitindo diferenciar o corpo granítico das demais litologias adjacentes. Os resultados apontam para uma intrusão com características composticionais

compatíveis com um granito do tipo S, sin-colisional, formado pela fusão crustal de metassedimentos, apresentando forte deformação, minerais ricos em alumínio, ausência de minerais ferrosos e xenólitos de mica xistos e anfibolito, diferente do esperado para um granito alcalino. Entretanto, em razão da ausência de análises geoquímicas neste trabalho necessárias para tal afirmação e da disponibilidade de dados anteriores, o corpo é mantido como um granito do tipo A relacionado a uma associação aluminosa.

Palavras-chave: Granito Davinópolis, Faciologia, Aerogeofísica aplicada ao mapeamento geológico, Granitos tipo A, Grupo Araxá.

ABSTRACT

The study area, located in the municipality of Davinópolis - GO, is situated in the southern portion of the Brasília Fold Belt, where several lithologies belonging to a supracrustal sequence crop out, corresponding to the Araxá Group and the Abadia dos Dourados Complex. Intruded into these metasedimentary and metamafic rocks lies the granitic body known as the Davinópolis Granite, which is associated with a series of magmatic episodes that gave rise to a total of fourteen (14) intrusions between the cities of Araxá (MG) and Catalão (GO). The Davinópolis Granite is described in the literature as an A-type, alkaline granite, formed in an anorogenic setting, with a crystallization age of 775 ± 5 Ma, and mineralogically composed of aluminous minerals such as muscovite and garnet, displaying a slightly metaluminous to peraluminous character. However, its genesis and characterization remain poorly constrained due to the scarcity and inconsistency of available data. In this context, the present study aimed to improve the understanding of the true spatial extent of the body, as well as to detail its mineralogical characteristics, genesis, and possible geological evolution. The adopted methodology integrated systematic geological mapping at a 1:30,000 scale, petrographic analyses, and the interpretation of airborne geophysical data (magnetometry and gamma spectrometry), in addition to 2D and 3D modeling of the anomalous magnetic field. Four facies associations were recognized (muscovite-bearing monzogranite, fine-grained syenogranite, dark-gray granite with epidote and allanite, and granodiorite with epidote and allanite), composed mainly of quartz, microcline, oligoclase, biotite, garnet, and muscovite. The separation criterion relied on color (light and dark associations) and the occurrence of anomalous concentrations of accessory minerals such as allanite, epidote, and titanite, interpreted as hydrothermal enrichment. The geophysical data allowed the delineation of the granite's contacts, depth estimation, compositional characterization, and identification of regional structures. The intrusion reaches approximately 7 km in depth, with a southwestward dip consistent with the host rocks, and shows strong structural control by two regional faults. Magnetometry revealed low magnetic susceptibility, indicating the absence of Fe/Mg-rich minerals, along with positive magnetic lineaments correlated with the faults, whereas gamma spectrometry highlighted signatures compatible with highly differentiated igneous rocks enriched in K, Th, and U, as well as thorium peaks consistent with facies containing allanite, thus allowing the granite body to be distinguished from adjacent lithologies. The results indicate an intrusion with compositional characteristics compatible with an S-type, syn-collisional

granite, formed by crustal melting of metasedimentary rocks, showing strong deformation, aluminous mineral assemblages, absence of ferromagnesian minerals, and the presence of mica schist and amphibolite xenoliths, contrasting with the features expected for an alkaline granite. However, due to the absence of geochemical analyses in this study, which would be necessary to confirm this interpretation, and the reliance on limited previous data, the body is herein maintained as an A-type granite associated with an aluminous affinity.

Keywords: Davinópolis Granite, Facies analysis, Airborne geophysics applied to geological mapping, A-type granites, Araxá Group.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa da ocorrência de corpos graníticos no Grupo Araxá, com destaque para a área de estudo onde se localiza o Granito Davinópolis.....	23
Figura 2 – Mapa geológico simplificado da região de Davinópolis - GO.....	24
Figura 3 - Mapa de localização da área a partir da cidade de Monte Carmelo - MG (Campus da Universidade Federal de Uberlândia - UFU)	26
Figura 4 - Mapa de localização da área 4 do levantamento aerogeofísico realizado pela CPRM no estado de Goiás.....	34
Figura 5 - Mapa correspondente as linhas de voo das aeronaves PT-FZN e PTWOT.	34
Figura 6 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) reduzido ao polo e clipado para a área de estudo. Dados obtidos do levantamento aerogeofísico do estado de Goiás pela CPRM (2005).	35
Figura 7 - Fluxograma da sequência de processamento dos dados aerogeofísicos para magnetometria e gamaespectrometria e seus respectivos produtos.....	37
Figura 8 - Exemplificação dos diferentes tipos de granitos e seus respectivos ambientes de formação.	40
Figura 9 - Diagrama QAPF; quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e feldspatoides.	43
Figura 10 - Diagrama QAP representando as composições modais para as associações aluminosa e alcalina.	46
Figura 11 - Terrenos Pré-Cambrianos representados pelas províncias estruturais (Tocantins, São Francisco, Borborema e Mantiqueira) expostas no Escudo Atlântico, mesclado ao modelo digital de elevação.	47
Figura 12 - Esquema de posicionamento das faixas de dobramento constituintes da Província Tocantins entre as interações dos cráticos do São Francisco, Amazônico e Bloco Paranapanema durante o Neoproterozoico.	48
Figura 13 - Posicionamento da Província Tocantins em meio as demais unidades geotectônicas brasileiras.	49
Figura 14 – Mapa esquemático de compartimentação tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília.	51
Figura 15 – Evolução tectono-estratigráfica do Grupo Araxá.	54

Figura 16 - Ortofoto utilizada para fotointerpretação e delimitação do granito Davinópolis intrusivo nos metassedimentos do Grupo Araxá nas proximidades da cidade de Davinópolis.....	57
Figura 17 - Diagramas normalizados de elementos traço dos granitos de Davinópolis (IPC01 – linha tracejada) e Pires Belo (IPC07 – linha contínua) realizados por Klein (2008) em comparação com granitos tipo-A do Terreno de Jungar – Noroeste da China e outros granitos tipo-A (Chen & Chan, 2004; Whalen et al., 1987; área cinza).....	58
Figura 18 - Tabela de resultados de análises isotópicas (Sm-Nd) das intrusões presentes na região de Ipameri-Catalão (incluindo o granito Davinópolis) realizado na tese de doutorado de Klein (2008).....	59
Figura 19 - Mapa de pontos da região de Davinópolis - GO.....	60
Figura 20 - Mapa geológico simplificado do corpo granítico Davinópolis e litologias adjacentes	61
Figura 21 - Fotografia dos tipos de afloramentos dos litotipos atribuídos ao Complexo Abadia dos Dourados. A) Afloramento presente ao longo da vertente do ponto 66. B) Afloramento de sericita filito em forma de lajedo exposto ao longo de uma estrada vicinal do ponto 65.....	62
Figura 22 - Fotografias evidenciando as estruturas observadas nos afloramentos de sericita filito; A) Acamamento (S0) paralelo à clivagem ardosiana (Sn) marcado pelo traço em vermelho no ponto 63. B) Clivagem de crenulação afetando o plano contendo o acamamento (S0) paralelo a clivagem ardosiana (Sn) em azul no ponto 62 com linha branca tracejada representando o plano das microdobras (Sn+1).	63
Figura 23 - Prancha de fotos em sequência dos afloramentos e amostras representando o contato gradual do Complexo Abadia dos Dourados com o Grupo Araxá. A) Sericita filito com clivagem ardosiana marcada por grandes blocos em forma de laje do ponto 65. B) Afloramento de sericita filito apresentando blocos menores e com foliação menos marcada no ponto 67. C) Amostra de sericita filito do ponto 65 com granulação fina composta por sericita. D) Amostra de muscovita xisto do ponto 67 já com granulação mais grossa e presença de muscovita.....	64
Figura 24 - Fotografias mostrando contato entre o Complexo Abadia dos Dourado e uma lente de anfibolito no ponto 61. A) Solo amarelo claro originado do sericita filito do Complexo Abadia a oeste. B) Solo avermelhado proveniente de um morro de anfibolito a leste traçado em vermelho.	65

Figura 25 - Fotos macroscópicas dos diferentes mica-xistos associados ao Grupo Araxá.	
A) Amostra de muscovita-biotita xisto com presença maior de cristais de biotita. B) Amostra de biotita-muscovita xisto com predominância de muscovita. C) Foliação (Sn) paralela a clivagem de crenulação (Sn+1) em mica xisto marcada em vermelho, em amarelo presença de veio quartzo-feldspático aproveitando da foliação. D) Mica-xisto com presença de cristais de granada.....	66
Figura 26 - Afloramentos do Grupo Araxá de mica-xistos evidenciando estruturas encontradas na área de estudo. A) afloramento de xisto com orientação preferencial (Sn) marcada em amarelo com atitude de 250/30 e veios quartzo-feldspáticos em vermelho. B) Par conjugado de fraturas em afloramento de xisto. C) Visão em perfil de um afloramento em corte de estrada com fraturas e dobras anticlinais horizontais. D) croqui orientado N/S do perfil C representando as dobras e fraturas.....	67
Figura 27 - A) Grupo Araxá com veio de quartzo por influência do Granito Davinópolis à esquerda do ponto 42. B) Biotita-muscovita xisto com foliação traçada em vermelho evidenciando uma verticalização de 70° em decorrência do soerguimento do corpo granítico no ponto 42.....	68
Figura 28 – Fotografias mostrando as ocorrências de anfibolito na região. A) Relação de contato entre uma lente de anfibolito ocorrendo como xenólito em meio ao corpo granítico no ponto 12. B) Afloramento de blocos de anfibolito intercalado com xisto no ponto 18. C) Contato entre xisto e anfibolito concordante a foliação regional.....	69
Figura 29 - Fotografias das diferentes amostras de anfibolito. A) Anfibolito isotrópico com 80% de anfibólito. B) Anfibolito anisotrópico com 70% de anfibólito. C) Anfibolito anisotrópico com capa de alteração para óxido de ferro.	70
Figura 30 – A) Morro de anfibolito com solo avermelhado característico da alteração dos minerais ferromagnesianos. B) Escavação onde foi coletada amostra do ponto 43.	71
Figura 31 - A) Matacões de quartzito. B) Quartzito fraturado com orientação E/W principal marcada pela escala. C) Amostra de quartzito	71
Figura 32 - Ocorrência característica dos afloramentos do corpo granítico Davinópolis. A) Afloramento de blocos e matacões de granito. B) Solo esbranquiçado proveniente da alteração de pequenos blocos aflorantes. C) Leito rochoso do rio São Bento com afloramento do corpo granítico. D) Granito com xenólito de biotita-muscovita xisto do Grupo Araxá.....	72

Figura 33 - A) Afloramento de granito com foliação evidente. B) Granito com veio quartzo-feldspálico. C) Veio preenchido por biotita concordante a foliação. D) Amostra de granito com fenocristal de granada e porção com minerais máficos..... 73

Figura 34 – Relação de contato entre a intrusão e a rocha encaixante em diferentes escalas. A) Vista com orientação NW-SE de uma vertente com diferenças de textura e tonalidade que marcam o contato bem definido entre o mica-xisto do Grupo Araxá e o Granito Davinópolis. B) Vista aérea do mesmo local da imagem A evidenciando a mudança de cor e textura das litologias. C) e D) comparação no ponto 31 do contato entre o xisto e o granito refletido nos afloramentos das vertentes em um fundo de vale. Em C é destacado a erosão intensa causando ravinas e voçorocas no relevo. 74

Figura 35 - Diagrama QAP (quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio) das amostras estudadas, plotadas conforme descrição microscópica e caracterização das fácies do granito. 76

Figura 36 - Fotos comparativas entre as amostras das quatro fácies identificadas em campo. A) FAD-7 - Fácies biotita monzogranito com muscovita. B) FAD-10 - Fácies sienogranito fino. C e D) FAD-23 e FAD-33 - Fácies cinza escuro com epidoto e allanita, com granulação grossa e fina respectivamente. E) FAD-51 - Fácies granodiorito com epidoto e allanita. 78

Figura 37 – Fotos macroscópicas representativas da fácies monzogranito com muscovita. A) Amostra FAD-5 evidenciando cristal de granada e orientação dos minerais. B) Amostra FAD-7 com orientação de minerais secundários escuros. 79

Figura 38 – Fotomicrografia a nicóis cruzados (NC) referente a fácies monzogranito com muscovita, lâminas FAD-7, FAD-4 e FAD-5. A) Muscovita (Msc) primária inclusa em cristal de oligoclásio (Olg) alterado com acículas de sericita (Ser) e macla pouco preservada. B) Microclínio (Mc) apresentando textura pertítica formada por finas lamelas de albita. C) Biotita em processo de alteração para muscovita secundária e sericita. D) Cristal de granada com hábito granular fraturado com inclusões de quartzo e alterando para biotita em seu interstício e bordas. E) Bandamento composicional formado por leitos de filossilicatos e aglomerados de cristais de quartzo. F) Cristal euédrico com hábito rômbico de titanita em meio a um fluxo de sericita..... 80

Figura 39: Fotos macroscópicas representativas da fácies sienogranito fino. A) Amostra FAD-10A de coloração cinza com matriz fina e fenocristais de microclínio. B) Amostra FAD-

10B com granulação predominantemente fina e orientada formando bandamentos de minerais maficos e secundários, coloração cinza clara. 83

Figura 40 - Fotomicrografia a nicóis cruzados (NC) e nicóis paralelos (NP) referente a fácies sienogranito fino, lâmina FAD-10. A) Cristal de microclínio (Mc) com geminação em grade preservada e em processo de sericitização. B) Oligoclásio (Olg) saussuritizado com acículas de sericita (Ser) e cristais finos de argilominerais e minerais opacos. C) Bandamento composicional formado por aglomerados de quartzo (Qtz) e finas camadas orientadas de sericita e oligoclásio alterado. D) Cristal de biotita (Bt) em processo de muscovitização (Msc) em suas bordas. Acima, cristal de microclínio com geminação preenchida por acículas de sericita. E) NP e F) NC, granada (Grd) fraturada anédrica em processo de alteração para biotita. 84

Figura 41 – Prancha de fotos macroscópicas representativa da fácies cinza escuro com epidoto e allanita com realce para granada (Grd). A) Amostra FAD-36 monzogranito grosso, isotrópico, com textura porfirítica composta por fenocristais de microclínio e oligoclásio juntamente com cristal de granada. B) Amostra FAD-23 sienogranito grosso com textura porfirítica menos evidente e maiores quantidades de granada. C) Amostra FAD-33 monzogranito com matriz fina. C) Amostra FAD-52 monzogranito fino com granada e pontualmente cristais maiores. 86

Figura 42 – Prancha de fotomicrografias sob polarizadores cruzados da fácies cinza escuro com epidoto e allanita, lâminas FAD-36, FAD-13 e FAD-23. A) Cristais de microclínio (Mc) e oligoclásio (Olg) com maclas preservadas e em processo de sericitização e saussuritização respectivamente. Presença de muscovita secundária (Msc). B) Oligoclásio em processo de saussuritização e epidotização com finos cristais de sericita (Ser), minerais opacos, argilominerais e epidoto. C) Veio de epidoto (Ep) junto a aglomerados cortando cristais de microclínio e oligoclásio. D) Cristal euédrico de titanita (Ti), biotita (Bt) com inclusão de monazita (Mz) e ocorrência de cristais de epidoto. E) Cristais de clorita (Chl) fibrosa com crescimento radial das acículas. e F) Aglomerado mafico de minerais com cristal de granada (Grd) em processo de alteração para biotita, cristais de epidoto, titanita e muscovita secundária. 88

Figura 43 – Fotomicrografias das lâminas FAD-13 e FAD-14. A) Oligoclásio (Olg) incluso em microclínio (Mc) com textura mimerquítica por intercrescimento de quartzo (Qtz). B) Foto a NP de cristal granular de allanita (All) com sua coloração característica e presença de zonação interna, inclusa em oligoclásio com fraturas radiais. C) Biotita (Bt) com acículas de rutilo (Rt) e cristais de quartzo fraturados preenchidos com biotita anédrica. D) Cristais de

quartzo com extinção ondulante e com fraturas preenchidas por biotita. E) Allanita zonada com borda de epidoto fraturado, registrando o crescimento do mineral por processo de metamictização. F) Cristais euédricos com hábito pseudo-rômbico de titanita com inclusão de allanita em meio a cristais de biotita.91

Figura 44 – Fotografias macroscópicas representativas da fácies granodiorito com epidoto e allanita. A) Amostra FAD-26 de coloração cinza com fenocristais e frequente ocorrência de granada (Grd) anédrica fina e orientada. B) Amostra FAD-51 com textura porfirítica e orientação dos minerais placóides representados pelas colorações amarronzadas e evidenciado pelas linhas em vermelho.92

Figura 45 – Fotomicrografias das lâminas FAD-51, FAD-25 e FAD-26 a nicóis cruzados (NC) e nicóis paralelos (NP). A) Microclínio (Mc) sem maclas preservadas e com inclusão de oligoclásio (Olg) em processo de saussuritização. Acima quartzo (Qtz) com extinção ondulante. B) Clorita (Chl) gerada por alteração de biotita (Bt), formando acículas radiais. C e D) NP e NC – respectivamente; cristal de granada (Grd) anédrica estirada com inclusão de allanita (All) e formação incipiente da coroa de epidoto (Ep). E) Titanita (Ti) subédrica em meio a aglomerado de minerais de alteração. F) Allanita com coroa de epidoto apresentando fraturas radiais ao lado de um cristal de biotita.93

Figura 46 – Fotomicrografias das lâminas FAD-25 e FAD-26 evidenciando a presença de cristais de allanita (All). A) Aglomerado de allanita inclusa em epidoto (Ep). B) Cristal de allanita com coloração típica apresentando coroa de epidoto e associado a biotita. A allanita apresenta birrefringência mascarada devido a cor intensa. C e D) Allanita com sua cor característica com borda de epidoto e inclusa em cristal de biotita em processo de alteração, a luz polarizada e nicóis cruzados respectivamente.96

Figura 47 - Mapa de Amplitude do Gradiente Horizontal Total com delimitações de três graus de intensidade das anomalias. A1) Anomalias de baixo valor. A2) Anomalias intermediárias. A3) Anomalias com altos valores.....97

Figura 48 – Comparativo entre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico e o mapa geológico da área de estudo, com evidência para as anomalias sobrepostas às litologias.99

Figura 49 - Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) com destaque para os lineamentos magnéticos e anomalias A1 e A2 na área de estudo.101

Figura 50 - Comparativo entre o mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e o mapa geológico da área de estudo, com evidência para as anomalias A1 e A2, lineamentos magnéticos e falhas F1 e F2.....102

Figura 51 – Prancha com matemática de bandas 1+2+3 do Landsat – 8. A) Imagem do empilhamento com delimitação da área de estudo e do granito Davinópolis. B) Interpretação da imagem de sensoriamento remoto com ênfase nas falhas da região.	103
Figura 52 - Produtos da gamaespectrometria com delimitação do granito Davinópolis e das lentes de anfíbolito denominadas pela letra A. A) Mapa de realce de potássio. B) Mapa de realce de tório. C) Mapa de realce de urânio. D) Mapa radiométrico ternário RGB (K-Th-U).	104
Figura 53 - Gráfico de variação das concentrações de radioisótopos em rochas ígneas vulcânicas e plutônicas conforme sua evolução em sílica.....	105
Figura 54 - Mapa de realce de potássio em porcentagem com delimitação do corpo granítico Davinópolis, lentes de anfibolito (A), coberturas (Q1I) e drenagens.....	107
Figura 55 - Comparativo entre mapa de realce de tório (A) e urânio (B) com delimitação do corpo granítico Davinópolis e do Rio São Marcos.....	108
Figura 56 - Mapa do Campo Magnético Anômalo da área de estudo com destaque para os perfis utilizados na modelagem 2D e o corpo granítico Davinópolis.	109
Figura 57 - Modelo renderizado para visualização 3D a partir das secções modeladas do Campo Magnético Anômalo no software de modelagem Blender.....	111
Figura 58 - Resultados da modelagens do perfil E - E' através do software ZondGM2D.	111
Figura 59 - Resultados da modelagens do perfil J - J' através do software ZondGM2D.	112
Figura 60 - Modelo de inversão 2D do perfil E - E' interpretado.....	113
Figura 61 - Modelo de inversão 2D do perfil J -J' interpretado.....	114
Figura 62 - Comparaçao entre os perfis traçados para modelagem visíveis no mapa do Campo Magnético Anômalo e no mapa geológico da área de estudo.....	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela de susceptibilidade magnética de rochas sedimentares e ígneas (10^3 SI).....	30
Tabela 2 - Tabela de concentrações de radioisótopos (K, U e Th) para diferentes tipos de rocha.....	32
Tabela 3 - Síntese das classificações de granitos conforme o ambiente tectônico de formação.....	42
Tabela 4 - Índices de cor conforme a porcentagem de máficos (M').....	44
Tabela 5 - Tabela com resumo das fácies apresentadas.....	77

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1	36
Equação 2	37

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGHT	Amplitude de Gradiente Horizontal Total
All	Allanita
ASA	Amplitude do Sinal Analítico
BGS	<i>British Geological Survey</i>
Bt	Biotita
Chl	Clorita
CMA	Campo Magnético Anômalo
CMT	Campo Magnético Terrestre
Cps	Contagem por segundo
Czo	Clinozoisita
Ep	Epidoto
ETR	Elementos terras raras
Grd	Granada
HFSE	<i>High Field Strength Elements</i>
ISA	Inclinação do Sinal Analítico
IUGS	<i>International Union of Geological Sciences</i>
K	Potássio
LILE	<i>Large Ion Lithophile Elements</i>
Mc	Microclínio
Msc	Muscovita
Mnz	Monazita
NC	Nicóis cruzados
nT/m	Nanotesla por segundo
Olg	Oligoclásio
Opc	Opaco
ppm	Parte por milhão
Qz	Quartzo
Rt	Rutilo
Ser	Sericita
Ti	Titanita
Th	Tório

Tr Traço
U Urânio
UFU Universidade Federal de Uberlândia

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	22
1.1 Justificativa.....	25
1.2 Localização da área de estudo	25
2 OBJETIVOS.....	26
3 MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1 Pré-Campo	27
3.2 Campo.....	28
3.3 Pós-Campo	28
4 MÉTODOS AEROGEOFÍSICOS.....	29
4.1 Revisão Bibliográfica Geofísica	29
4.1.1 Magnetometria.....	30
4.1.2 Gamaespectrometria	31
4.2 Banco de dados aerogeofísicos.....	33
4.4 Modelagem de Inversão magnética 2D	38
5 REVISÃO DE CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS GRANÍTICAS	39
6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	47
6.1 Faixa de Dobramentos Brasília	49
6.1.1 Complexo Abadia dos Dourados.....	52
6.1.2 Grupo Araxá	53
6.1.3 Granito Davinópolis	56
7 RESULTADOS	59
7.1 Geologia Local	61
7.1.1 Complexo Abadia dos Dourados.....	61
7.1.2 Grupo Araxá	65
7.1.3 Granito Davinópolis	72
7.1.4 Associação de fácies clara	79
7.1.4.1 Fácies monzogranito com muscovita	79
7.1.4.2 Fácies sienogranito fino.....	82
7.1.5 Associação de fácies escura.....	86
7.1.5.1 Fácies cinza escuro com epidoto e allanita.....	86
7.1.5.1 Fácies granodiorito com epidoto e allanita.....	92

8 RESULTADOS AEROGEOFÍSICA	96
8.1 Aeromagnetometria	96
8.1.1 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)	97
8.1.2 Inclinação do Sinal Analítico (ISA)	99
8.2 Resultados Aerogamaespectrometria	104
8.3 Modelagem de inversão 2D	109
9 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

1 INTRODUÇÃO

A área de estudo está localizada no município de Davinópolis, sudeste de Goiás, e inserida geologicamente em meio a uma extensa faixa de dobramentos neoproterozoica constituinte da parte sudeste da Província Tocantins, denominada Faixa Brasília (ALMEIDA et al., 1977). Essa unidade estrutural corresponde a um orógeno edificado pela amalgamação dos crátons do São Francisco, Paranapanema e Amazônico, durante a formação do paleocontinente Gondwana Ocidental entre 630 e 600 Ma no Ciclo Brasiliano (MARQUES, 2009; SEER, 1999; VALERIANO et al., 2004; DARDENNE, 2000; BRITO NEVES, 1999).

Na região do município de Davinópolis, a Faixa Brasília ocorre como uma faixa orientada no sentido NW/SE constituída por extensas sequências supracrustais de rochas metavulcanosedimentares do Grupo Araxá e pelas unidades do Complexo Abadia dos Dourados, litologias essas descritas e nomeadas por Barbosa (1955), Barbosa et al. (1970) e Brod et al. (1991).

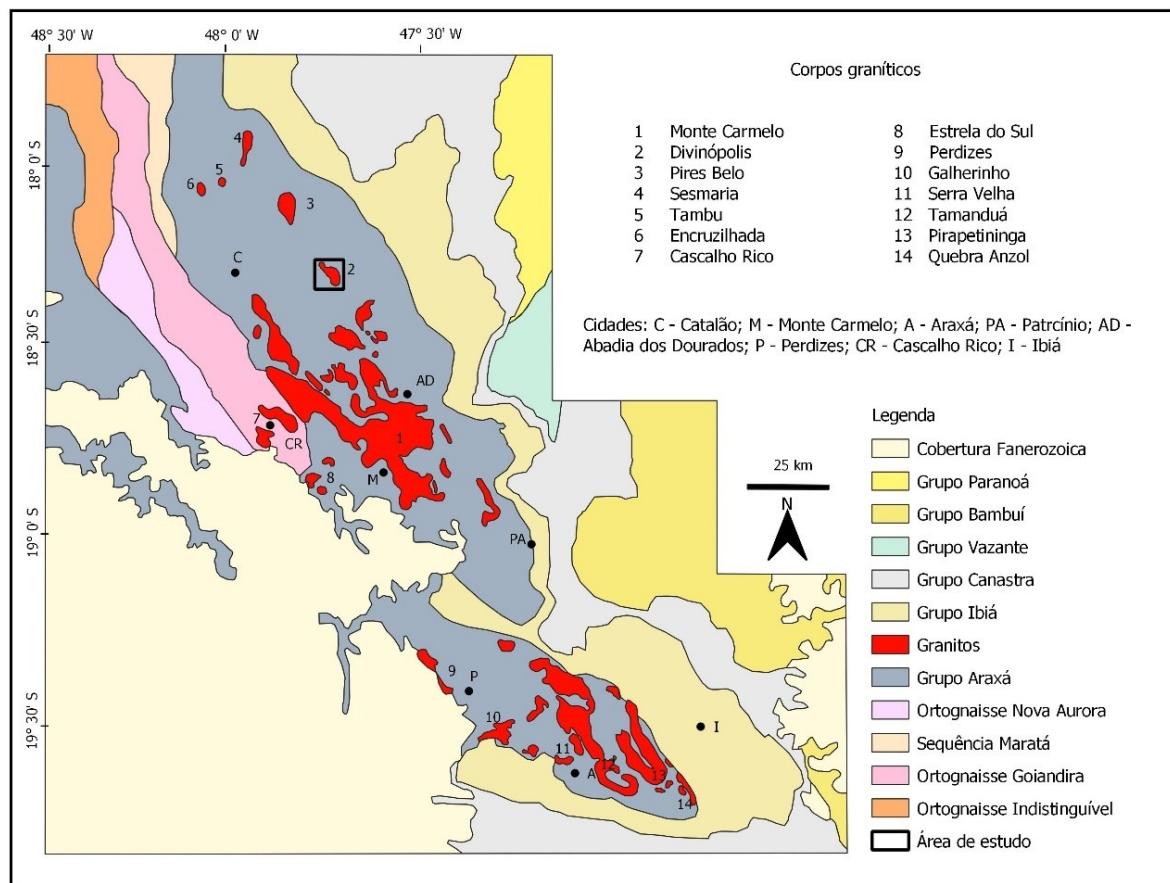
Os trabalhos sobre a Faixa Brasília e o Grupo Araxá (ALMEIDA et al., 1977; ALMEIDA et al., 1981; BARBOSA et al., 1937; BARBOSA et al.; 1970; FUCK, 1994; LACERDA FILHO et al., 1999; PIMENTEL et al., 2000; ARAUJO FILHO, 2000; PIMENTEL et al., 2001; VALERIANO et al., 2004; ULHEIN et al., 2012) reconhecem desde o primeiro momento a presença de uma ampla ocorrência de intrusões de rochas ígneas na porção meridional da Faixa, desde a região de Araxá-MG até Catalão-GO.

A identificação de idades modelos por geoquímica isotópica Sm-Nd apresentada por Klein (2008) e reinterpretada por Seer & Moraes (2013) a respeito das intrusões da região, evidenciam um intenso período de magmatismo ácido subdividido em três episódios neoproterozoicos com idades de 630 a 833 Ma.

Estes eventos diacrônicos com a evolução do arcabouço estrutural da Faixa durante a formação do Supercontinente Gondwana Ocidental foram responsáveis pela granitogênese de uma grande variedade de corpos sin e tardi-tectônicas da região (PIMENTEL., et al 1999).

Ao todo, as intrusões presentes nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá ao longo da Faixa Brasília Meridional representam quatorze (14) ocorrências diversificadas de complexos a suítes entre as cidades de Araxá – MG e Catalão – GO (Figura 1). Dessas, seis corpos estão presentes dentro do estado de Goiás; Complexo Monte Carmelo, Pires Belo, Sesmaria, Tambu e Encruzilhada e o corpo de estudo deste trabalho, o Granito Davinópolis.

Figura 1 - Mapa da ocorrência de corpos graníticos no Grupo Araxá, com destaque para a área de estudo onde se localiza o Granito Davinópolis.



Fonte: Modificado de Seer & Moraes (2013).

Apesar da importância desses corpos para a compreensão da evolução da região, o acervo de estudos detalhados sobre essas intrusões, especialmente aquelas situadas entre a divisa de Goiás e Minas Gerais e o município de Catalão-GO, ainda é bastante limitado. O próprio Granito Davinópolis foi investigado de forma mais detalhada apenas na tese de doutorado de Klein (2008), em escala 1:120.000.

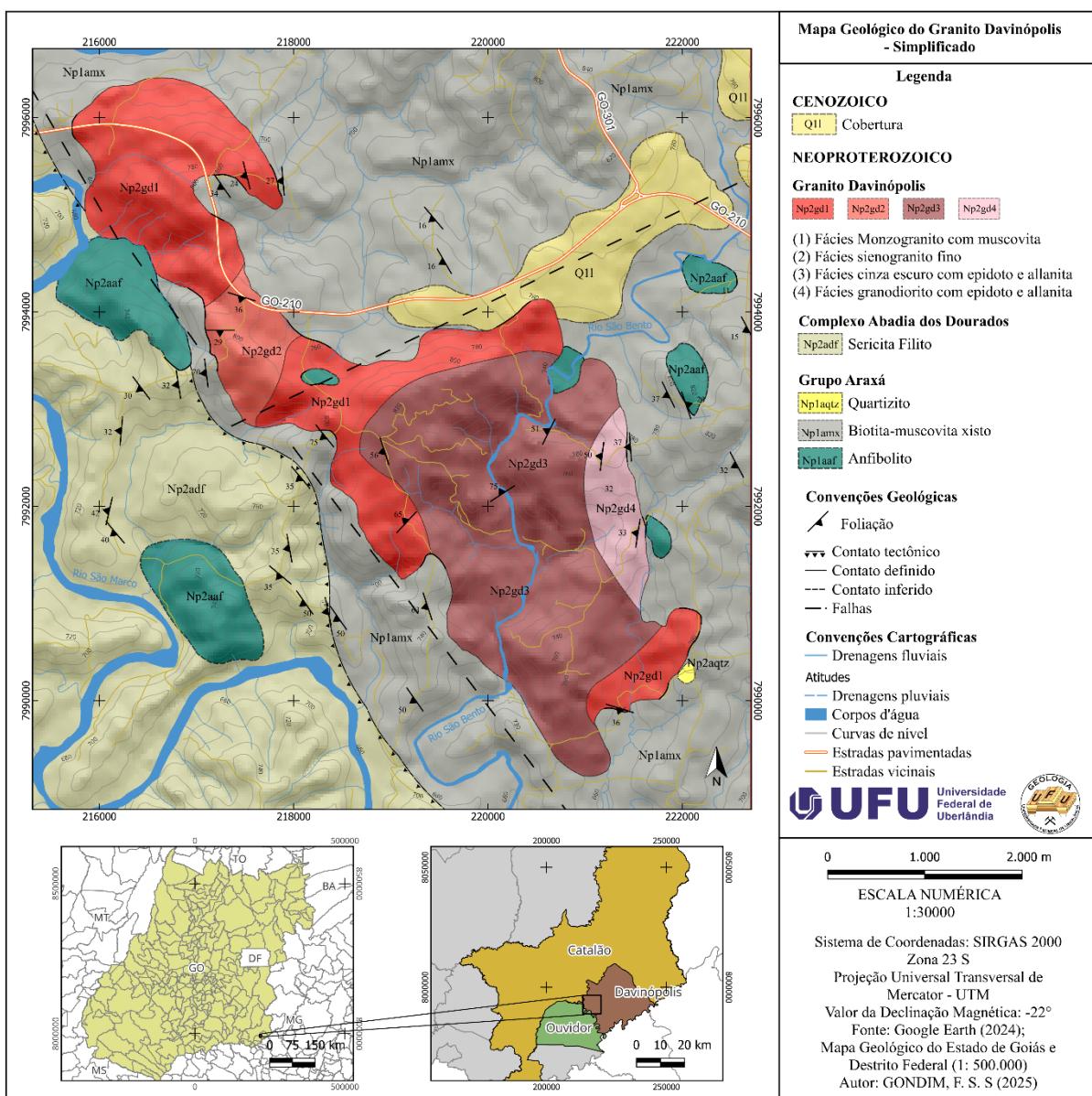
A escassez de trabalhos em escalas maiores para essa intrusão abordada na monografia, associado ao número reduzido de amostras utilizadas para as análises isotópicas e geoquímicas realizadas por Klein (2008), resulta em dados isolados e imprecisos, apresentando incompatibilidades quando correlacionados às demais informações petrográficas.

Desse modo, a obtenção de interpretações mais confiáveis sobre a natureza de seu magma parental e sua relação com a cronologia dos episódios magmáticos identificados por Seer & Moraes (2013) torna-se complexa. Divergências entre as classificações mineralógicas de campo na literatura e os critérios de classificação para granitos alcalinos reforçam as

inconsistências observadas quanto à inserção do Granito Davinópolis na porção meridional da Faixa Brasília.

Diante desse cenário, a presente monografia aborda os estudos realizados para atualização dos dados geológicos a respeito do corpo granítico Davinópolis inserido nas rochas do Grupo Araxá presentes na área de estudo conforme a Figura 2. A fim de complementar as informações presentes na literatura, aprofundar o entendimento a respeito da origem do corpo granítico e reorganizar suas possíveis interpretações.

Figura 2 – Mapa geológico simplificado da região de Davinópolis - GO.



Fonte: O autor.

1.1 Justificativa

Grande parte do conhecimento e consequente interpretação que se tem a respeito da história tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília é derivada principalmente dos estudos petrográficos e geocronológicos existentes da ampla ocorrência de intrusões ígneas ao longo do domínio interno da Faixa Brasília, originadas no Neoproterozoico (PIMENTEL., et al 1999; SEER, 1999; VALERIANO et al., 2004; DARDEENNE, 2000).

Porém, os dados de estudos a respeito do magmatismo ácido da região entre Araxá-MG e Catalão-GO é carente de detalhes, em sua maioria, são abordados de forma ampla em trabalhos regionais sem foco no magmatismo ou em casos de estudos envolvendo diversos corpos em um único trabalho, geralmente com escalas entre 1:100.000 e 1:120.000. Fato este, que evidencia uma falta de detalhamento individual em relação as intrusões, dificultando a compreensão geral da evolução do magmatismo presente na região.

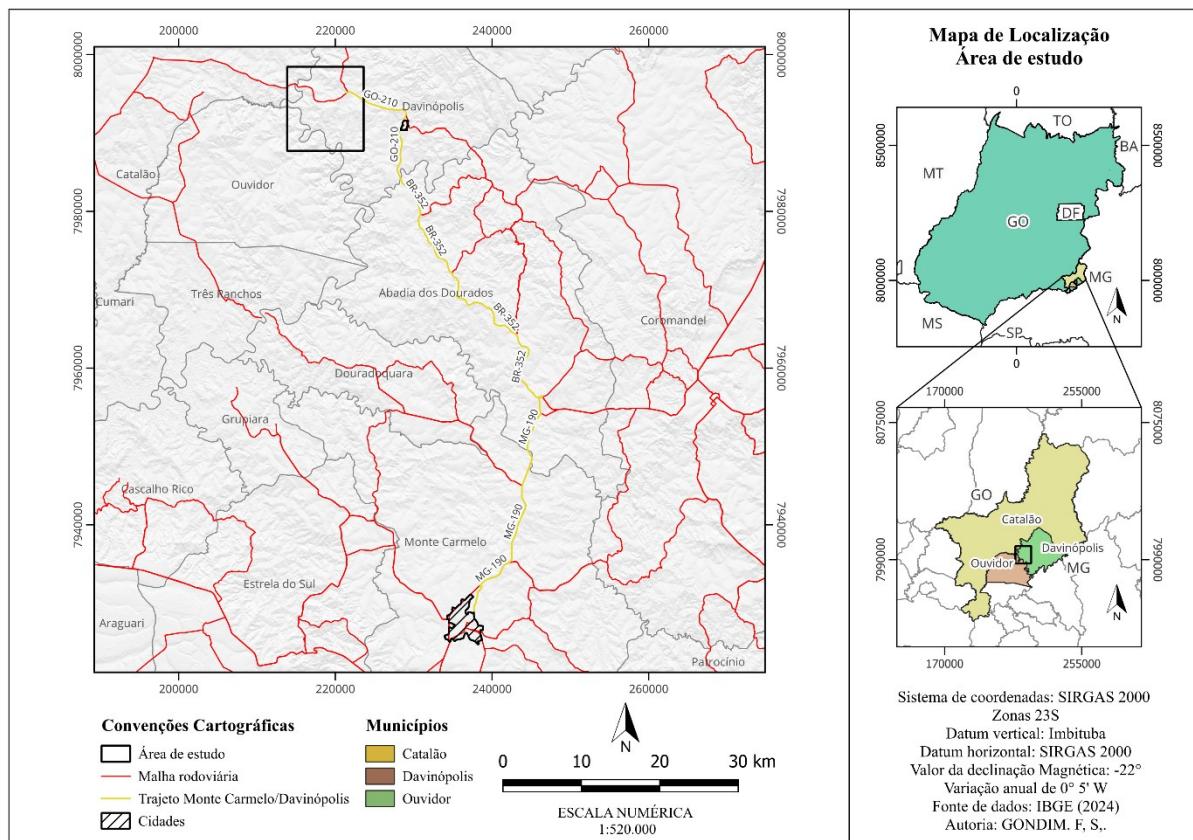
Portanto, a pouca quantidade ou até a ausência de dados precisos inviabilizam uma interpretação geral coerente, necessitando de estudos detalhados e individuais no a respeito dos eventos magmáticos transcorridos, agregando e refinando a literatura e contribuindo para o conhecimento geológico da região.

1.2 Localização da área de estudo

Localizada no município de Davinópolis, na mesorregião do Alto Paranaíba no estado de Goiás, a área de estudo insere-se na folha IBGE SD.23-Y-A, escala 1:100.000, e abrange uma área de 104 Km², delimitada pelas coordenadas UTM: (X:213836, Y:7998443), (X:223458, Y:7998575), (X: 223613, Y: 7987721) e (X:213998, Y:7987580) zona 23 sul. Está posicionada a cerca de 305 Km da capital Goiânia e 83 Km do campus sede do Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia no município de Monte Carmelo (Figura 3).

A área possui como principal via de acesso as rodovias, MG-190, BR-352 e GO-210, partindo do município de Monte Carmelo, o restante do trajeto até objeto de estudo é através de estradas vicinais.

Figura 3 - Mapa de localização da área a partir da cidade de Monte Carmelo - MG (Campus da Universidade Federal de Uberlândia - UFU)



Fonte: O autor.

2 OBJETIVOS

Esta monografia teve como objetivo, o estudo detalhado do corpo denominado de Granito Davinópolis através de mapeamentos sistemáticos em escala de detalhe, caracterizações de fácies, classificação petrográfica e análise da resposta da intrusão em dados aerogeofísicos.

Desde modo sendo possível elucidar sobre sua origem mantélica e seu posicionamento na história magmática ocorrida nos metassedimentos do Grupo Araxá na Faixa Brasília, permitindo delimitar de maneira precisa seus limites, descrever suas características atreladas a aerogeofísica e realizar um modelamento 2D e 3D do corpo.

Portanto, para realização do estudo, foi executado os seguintes tópicos:

- Mapeamento e refinamento do corpo granítico através de métodos de análise espacial (SIG), incluindo a utilização de sensoriamento remoto com ênfase em processamentos aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria).

- Caracterização petrográfica, textural e mineralógica do Granito Davinópolis.
- Identificação e delimitação de fácies.
- Análise dos processamentos aerogeofísicos para correlacionar com os dados obtidos de campo e em laboratório, a fim de identificar associações.
- Integração de todos os dados obtidos para modelagem 2D e 3D do corpo e interpretações a respeito de sua origem e evolução do magmatismo em meio as litologias da região.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos da monografia com maior eficiência e qualidade, a execução foi dividida em três fases; (1) Pré-campo, (2) Campo, (3) Pós-campo.

3.1 Pré-Campo

Na primeira fase, foi realizado um levantamento detalhado de referências bibliográficas através de repositórios acadêmicos, revistas científicas, monografias, dissertações, mapas geológicos e geofísicos que abordam o contexto geológico local e principalmente o corpo granítico de estudo (Granito Davinópolis).

Essa etapa teve como objetivo principal a aquisição de uma base de dados a respeito da área com o processamento e criação de mapas preliminares geológicos, tais como: mapa fotointerpretativo de zonas homólogas, mapa base-topográfico e subprodutos do processamento dos dados aerogeofísicos através de técnicas de magnetometria e gamaespectrometria; Inclinação do Sinal Analítico (ISA) Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Mapas de realce de Potássio (K), Urânio (U), Tório (Th) e Mapa Radiométrico Ternário dos canais K, U e Th. A confecção dos mapas concedeu um conhecimento prévio interpretativo das feições, estruturas, litologias e anomalias geofísicas presentes na área, permitindo durante a fase de campo caminhamentos mais eficientes.

Para a aquisição de informações empregadas na base de dados, foram utilizadas plataformas como o banco de dados da GeoSGB (Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil – CPRM), IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), GOINFRA (Agência Goiana de Infraestrutura e Transportes), SIEG (Sistema Estadual de Estatística e Informações Geográficas), *Earth Explorer* da USGS (*United States Geological Survey*), ALOS PALSAR

(*Alaska Satellite Facility*), e *Google Earth*. Dados vetoriais da geologia local foram obtidos da CPRM do Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal - 1:500.000 (2008).

Para processamento desses dados e geração dos mapas preliminares anteriormente citados foi utilizado o *software QGIS*; com o Datum SIRGAS 2000 zona 23S e sistema de referências geográficas UTM (*Universal Tranverse de Mercator*); e o *software Oasis Montaj*, versão *Educacional* da GEOSOFT.

3.2 Campo

A fase consistiu no mapeamento sistemático do corpo granítico da área de estudo através de caminhamentos com coleta de amostras e marcação de pontos contendo informações consideradas importantes: coordenadas geográficas, altitudes, fotografias dos afloramentos e contatos, amostras das litologias observadas, descrições e medidas de estruturas.

Foram descritos 76 pontos de afloramento (APÊNDICE C) durante os trabalhos de campo realizados durante os dias 25/11/2024, 16/02/2025, 27/02/2025, 27/05/2025 e 13/07/2025 com a coleta de amostras e dados de estruturas incluindo foliações e fraturas das litologias.

Os materiais utilizados para os caminhamentos e coletas dessas informações foram: Aplicativo de GPS (*Avenza Maps* e *Polaris*) juntamente com os mapas preliminares georreferenciados (fotogeológico, base-topográfico, aerogeofísico), para medições de estruturas a utilização de bússolas Clar e o aplicativo *mobile; Clino*, martelo geológico para coleta de amostras, lupa para identificação de minerais e imã.

Os caminhamentos são de importância pois visam identificar locais de afloramento, buscando delimitar o contato do corpo com as rochas encaixantes além de permitir a medição de estruturas e coleta de amostras para uma posterior descrição e caracterização macroscópica das texturas e mineralogias no Laboratório de Geologia e Mineralogia do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

3.3 Pós-Campo

Na fase pós campo, dados geológicos, geofísicos e faciológicos foram avaliados, a fim de analisar, classificar e integrar os dados resultantes de modo preciso, unindo todas as informações presentes adquiridas nas fases anteriores.

Nesta etapa foram realizados os últimos processamentos dos dados de magnetometria de modo a trabalhar as informações em profundidade através do método de modelagem de inversão, realizado a partir de 17 secções traçadas com direção NE/SW de forma perpendicular ao *trend* do granito, gerando a visualização de sua geometria em 2D e 3D. Juntamente com a descrição mineralógica, textural e estrutural de 12 lâminas delgadas correspondentes a amostras coletadas em campo (APÊNDICE D e E).

Associado aos dados geofísicos preliminares geológicos obtidos em campo e analisados em laboratório, foi possível delimitar os contatos litológicos e os limites do Granito Davinópolis em meio as unidades litológicas em 2D e 3D e realizar sua divisão faciológica. Por conseguinte, essa monografia apresenta como resultados; um mapa geológico na escala de 1:30.000 (APÊNDICE B), um mapa de pontos (APÊNDICE A) e um relatório com descrições petrográficas microscópicas, modelagem dos dados geofísicos e interpretações da intrusão granítica Davinópolis.

4 MÉTODOS AEROGEOFÍSICOS

Os levantamentos aerogeofísicos consistem na aquisição de dados geofísicos de diferentes características a partir de sensores instalados em aeronaves. Os dados obtidos servem de base para diversos processamentos de métodos que auxiliam em interpretações pré e pós campo de maneira indireta do subsolo.

A grande vantagem dessa metodologia é a possibilidade de identificar regiões que apresentam ou apresentaram difícil acesso, nas quais com a integração dos estudos diretos de campo e as correlações observadas, permitem um detalhamento do mapeamento com maior assertividade e abrangência.

Dessa forma, os métodos utilizados no presente trabalho a serem revisados são a magnetometria e a gamaespectrometria.

4.1 Revisão Bibliográfica Geofísica

A crosta terrestre é formada por diversas litologias dentre as quais apresentam diferentes características físico-químicas atribuídas aos minerais que às compõem, bem como às estruturas e à disposição das camadas.

As diferentes composições minelógicas geram respostas no campo magnético da terra medidas através de sua susceptibilidade magnética, definida como um parâmetro adimensional

que quantifica a magnetização de uma rocha diretamente relacionada a presença de minerais magnéticos (ALVES et al., 2022).

Essas respostas são representadas através de anomalias que marcam as diferenças de magnetismo e quantificadas pelo método magnetométrico. A disposição das camadas e a presença de zonas de fratura e cisalhamento, também são responsáveis por gerar essas perturbações (SILVA, 2018).

Outras propriedades também podem ser identificadas na aerogeofísica conforme a mineralogia dos diferentes tipos rochosos. Potássio (K), elementos da série do urânio (U) e tório (Th) são elementos denominados de radioisótopos presentes na maioria das litologias da crosta (COX et al., 1979, TELFORDE et al., 1990, DICKSON & SCOTT, 1997).

Esses elementos emitem quantidades significativas de radiação gama em decorrência de seu decaimento quando comparado com os demais elementos na natureza. Neste contexto a radiação pode ser facilmente medida pelo método de gamaespectrometria e utilizada para interpretar as possíveis rochas de determinada região, já que cada tipo de rocha irá apresentar um padrão de assinatura característico.

4.1.1 Magnetometria

Na magnetometria, as variações no campo magnético terrestre relacionado ao contraste de susceptibilidade magnética entre as rochas que compõem a crosta são medidas através de magnetômetros instalados em terra, ar ou por satélites em órbita (TELFORD et al., 1990: HINZE et al., 2013).

A susceptibilidade magnética é observada com altos valores em rochas básicas e em rochas sedimentares ricas em argilominerais devido a grande quantidade de minerais magnéticos. Já rochas ácidas como granitos apresentam baixos valores de magnetismo (Tabela 1).

Tabela 1 - Tabela de susceptibilidade magnética de rochas sedimentares e ígneas (10^3 SI).

Rochas Metamórficas	Variação	Média
Anfibolito	-	0,6
Xisto	0,25 - 2,4	1,2
Filito	-	1,3

Gnaisse	0,1 - 20	
Quartzito	-	3,5
<hr/>		
Rochas Ígneas	Variação	Média
Granito	0 - 50	2,5
Riolitos	0,2 - 35	-
Andesitos	-	160
Ígneas ácidas	0 - 80	8
Ígneas básicas	0,5 - 97	25
Basaltos	0,2 - 175	70

Fonte: Adaptado de Souza (2019) e Telford et al., (1990).

Esse método consiste em um estudo indireto que agrega pistas a estudos para a identificação de estruturas e presença de minerais magnéticos em superfície e profundidade por meio da medição das variações magnéticas presentes no Campo Magnético Terrestre (CMT).

4.1.2 Gamaespectrometria

A maioria dos minerais apresenta quantidades significativas de isótopos radioativos que acarretam fontes naturais de radiação gama. Os principais elementos utilizados para esse tipo de análise são: potássio (K), tório (Th) e urânio (U) devido sua presença ampla. Essa radiação é liberada por decaimento natural que pode ser detectada nos primeiros 30 cm da superfície terrestre (DICKSON & SCOTT, 1997).

A Gamaespectrometria corresponde ao método geofísico responsável por medir essas radiações emitidas pelos elementos com maiores relações de radioatividade X abundância na crosta (TELFORD et al., 1990; DICKSON & SCOTT, 1997), de modo a obter as contagens e/ou as concentrações dos isótopos relacionados provenientes dos primeiros 30-40 cm de rochas e solos.

Os dados obtidos através de levantamentos geofísicos são entregues em contagens por segundo (cps), porém, transformados em % (para o K), e ppm (para U e Th) conforme determinação da CPRM (1990).

Diferentes rochas constituem diferentes concentrações de radioelementos, conforme observado na tabela 2.

Tabela 2 - Tabela de concentrações de radioisótopos (K, U e Th) para diferentes tipos de rocha.

Rochas Intrusivas	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Granitoides	2,4	3,3	16
Gnaisses	2,4	2,5	15
Pegmatitos	3,7	0,7	2
Intermediárias	2,9	0,8	2,4

Rochas Extrusivas	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Vulcânicas Félsicas	3,7	2,4	17
Intermediárias	2,7	2,3	9
Andesitos Baixo K	0,8	0,7	3
Máficas	0,9	0,7	3
Ultramáficas	0,4	0,6	1,2

Fonte: Adaptado de Souza (2019) e Dickson & Scott (1997).

Na crosta o potássio (K) ocorre com teores em média de 12,45 a 13,28 % originados principalmente de feldspatos potássicos (ortoclásio e microclínio), Filossilicatos como muscovita, flogopita e biotita também apresentam teores elevados de 8,30 – 9,30%, 8,13% e 6,64 – 7,76 %, respectivamente conforme Ferreira et al., (2016).

Urânio e tório, são comumente encontrados em minerais acessórios como monazita, apatita, allanita e zircão com teores entre 100 e 200 ppm de Th e 10 e 100 ppm de U.

Ações como o intemperismo podem influenciar nas concentrações, o potássio por exemplo é solúvel, logo extremamente afetado em climas tropicais e subtropicais apresentando teores baixos em solos residuais comparado a saprolitos ou rochas não intemperizadas. Já urânio e tório são estáveis e podem acumular em depósitos aluvionares (FERREIRA et al., 2016).

Portanto, a interpretação das concentrações permite a distinção de uma ampla quantidade de ambientes geológicos e litologias. Porém, devido ao alcance limitado em

profundidade, a utilização da interpretação de dados gamaespectrométricos é restrito a contatos geológicos superficiais.

4.2 Banco de dados aerogeofísicos

Para a etapa de geofísica do trabalho, foi realizado a aquisição de dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria da área IV (Figura 4) do Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás – 2^a Etapa (CPRM, 2005).

Os dados foram adquiridos, corrigidos e pré-processados para posteriormente aplicar métodos de processamento automáticos e semiautomáticos presente no *software* OASIS Montaj para gerar temas relevantes ao estudo.

Os resultados obtidos nos processamentos incluem as imagens de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Inclinação do Sinal Analítico (ISA) derivados do Campo Magnético Anômalo (CMA). Além de subprodutos de Gamaespectrometria: mapas de realce de K, Th, U, razão eU/eTh e ternário.

O plano de voo responsável por adquirir os dados magnetométricos e gamaespectrométricos do levantamento cobriu uma área total de 33.179 Km² a partir da divisa de Minas Gerais até próximo a cidade de Goiânia (Figura 4).

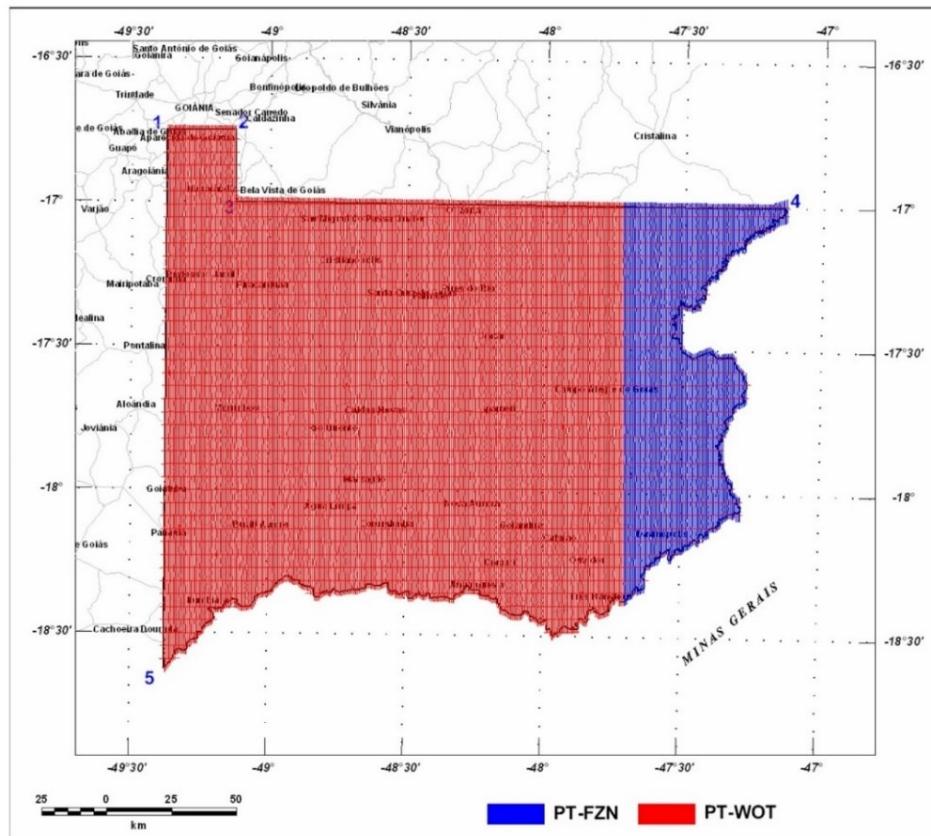
A aquisição dos dados contou com a utilização de duas aeronaves Cessna (prefixo PT-FZN) e Piper (Prefixo PT-WOT), no qual o levantamento utilizou do espaçamento de linhas de voo de 0,5 Km com orientação N-S e 5,0 km de linhas de controle com orientação E-W, conforme a figura 5, mantendo uma altura de voo correspondente a 100m.

Figura 4 - Mapa de localização da área 4 do levantamento aerogeofísico realizado pela CPRM no estado de Goiás.



Fonte: Levantamento Aerogeofísico do estado de Goiás – 2^a etapa. CPRM (2005).

Figura 5 - Mapa correspondente as linhas de voo das aeronaves PT-FZN e PTWOT.



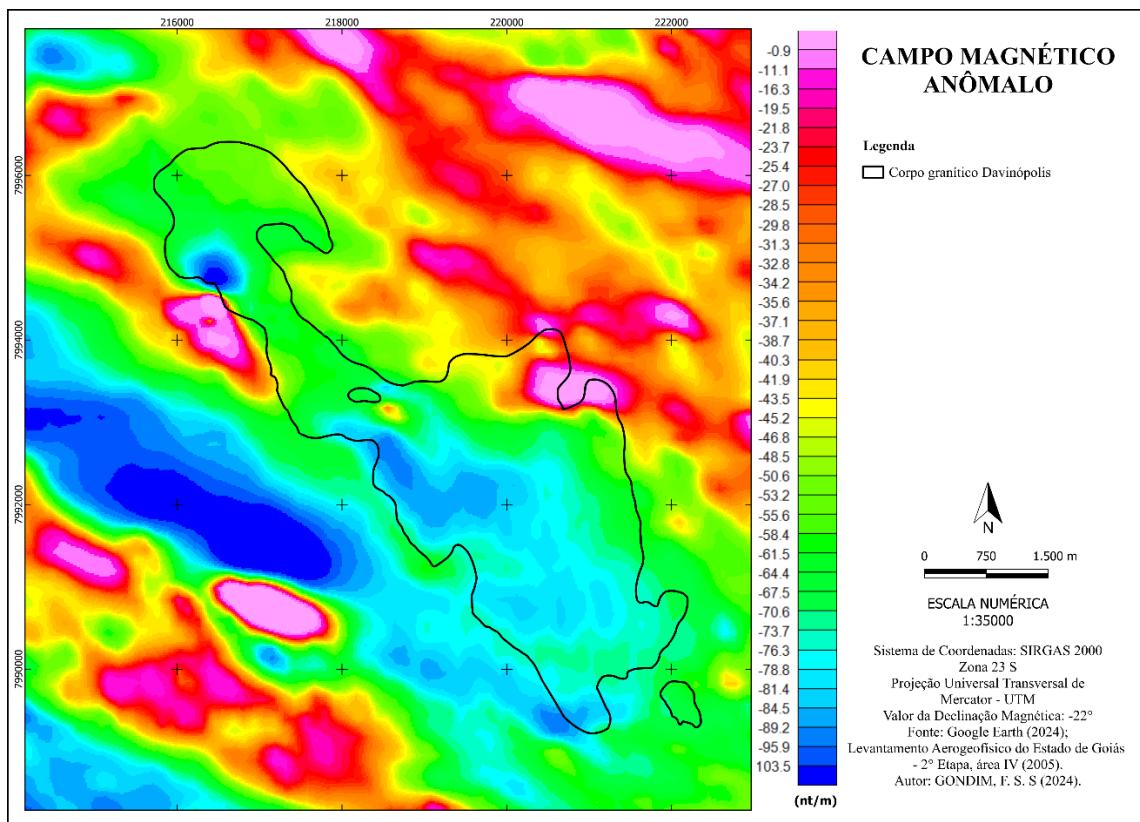
Fonte: Levantamento Aerogeofísico do estado de Goiás – 2^a etapa. CPRM (2005).

4.3 Processamento dos dados aerogeofísicos

O processamento realizado no *software* Oasis Montaj consistiu na utilização de duas técnicas geofísicas quantitativas para análise e interpretação do corpo granítico Davinópolis: Magnetometria (baseado nas anomalias do campo magnético terrestre das rochas em subsuperfície) e Gamaespectrometria (resposta das emissões de radiação gama natural de Potássio, Urânio e Tório presentes nas rochas).

Para confecção dos mapas de magnetometria, foi necessário inicialmente a elaboração de um mapa de variações locais do campo magnético da terra denominado de Campo Magnético Anômalo (CMA), através dos dados de MAGIGRF presentes no *DATABASE* do levantamento aerogeofísico da CPRM (2005), (Figura 6).

Figura 6 - Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) reduzido ao polo e clipado para a área de estudo. Dados obtidos do levantamento aerogeofísico do estado de Goiás pela CPRM (2005).



Fonte: O autor.

Esse foi utilizado de base para a realização dos processamentos e geração dos subprodutos, sendo necessário anteriormente o processo de redução ao polo pelo *plugin* MAGMAP dentro do *software* para correção dos efeitos da inclinação e declinação do campo magnético da terra durante o período de aquisição do aerolevantamento.

Na porção do levantamento no qual se encontra a área de estudo, foi observado a presença de ruídos lineares decorrentes das linhas de voo N-S, sendo necessário a correção através do filtro de Cosseno Direcional (*directional cosine*) dentro do *plugin* MAGMAP do *software* Oasis Montaj. Os parâmetros utilizados foram: *Cut-off azimuth* (0°), *Degradee of cosine function* (1) e a opção *Reject* para suprimir as estruturas anômalas.

Esses ajustes foram essenciais para obter melhores resultados durante o processamento de derivadas dentro do *software* necessárias para confecção dos mapas aerogeofísicos da área de estudo, sendo esses:

A) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

Calculada como a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas espaciais da anomalia do campo total nas três direções ortogonais Dx, Dy e Dz (Equação 1). ASA é uma técnica utilizada para realçar anomalias no campo magnético total, como as geradas por corpos com grande magnetização. Os contrastes gerados tornam-se uma ferramenta útil para a delimitação de contatos entre unidades geológicas com diferentes valores magnéticos.

$$\text{ASA} = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial z} \right)^2 \right]}$$

Equação 1

B) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA)

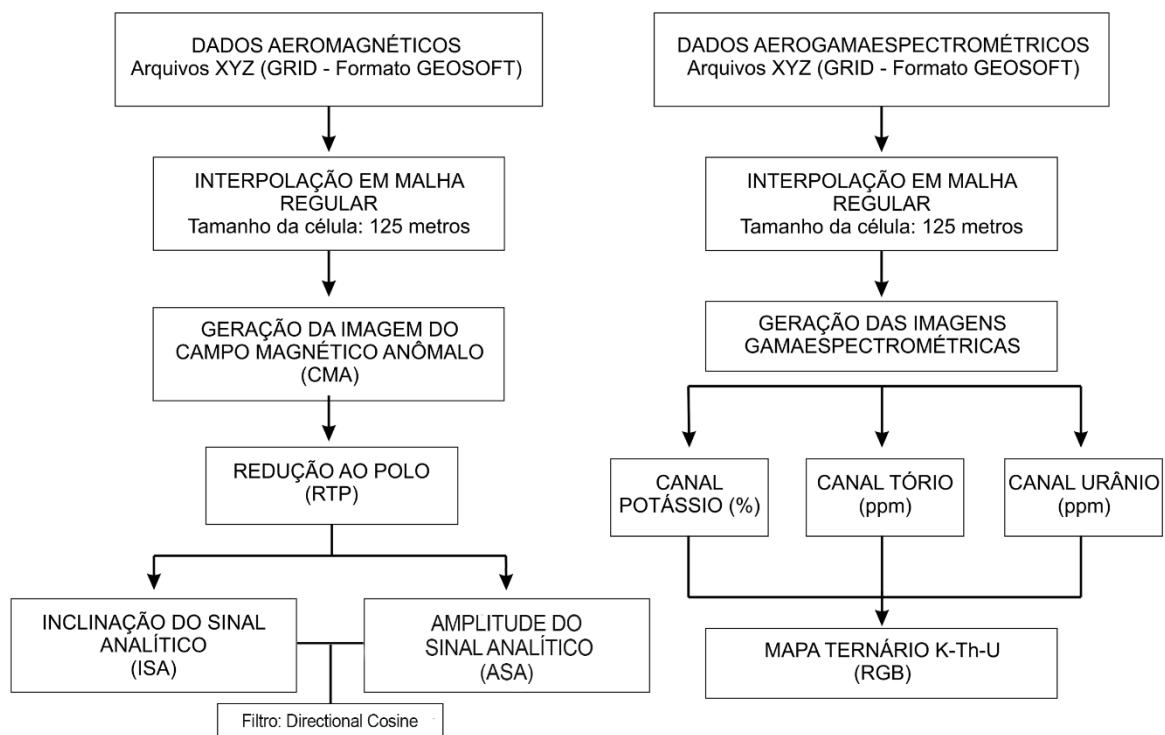
Também conhecido como ISA, é gerado pelo cálculo entre a derivada vertical (Dz) e a soma das horizontais (Dx e Dy), como observado na equação 2. O ISA realça as anomalias de intensidade de sinal analítico no plano vertical, evidenciando conforme os valores o mergulho das fontes (camadas), bordas e estruturas. A unidade expressa é dada em radiano (RAD).

$$ISA = \text{tg}^{-1} \frac{\frac{\partial G}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2}} = \frac{Dz}{AGHT}$$

Equação 2

Os produtos derivados do Campo Magnético Anômalo foram de suma importância para delimitação da geometria do corpo granítico e das estruturas presentes na área de estudo. As etapas de processamento e interpretação para cada produto são resumidas e apresentadas no fluxograma (Figura 7).

Figura 7 - Fluxograma da sequência de processamento dos dados aerogeofísicos para magnetometria e gamaespectrometria e seus respectivos produtos.



Fonte: O autor.

Para o tratamento dos dados gamaespectrométricos aéreos foram processados os canais individualmente da assinatura de Potássio (K), Urânio (U) e Tório (Th) obtendo como produto mapas de realce de cada radioelemento e um mapa radiométrico ternário K-U-Th em RGB da área.

A unidade utilizada para medição das concentrações foram: porcentagem (%) para a escala de Potássio (K) e ppm (partes por milhão) para Tório (Th) e Urânio (U).

Realizar a interpretação dos dados gamaespectrométricos permite integrar informações a respeito das composições das unidades litológicas e a identificação de áreas com maiores ou menores concentrações de determinado elemento, sendo possível correlacionar com as demais informações fotointerpretadas e com os dados coletados durante o trabalho de campo, contribuindo para delimitação da intrusão plutônica.

4.4 Modelagem de Inversão magnética 2D

O processo de modelagem de inversão da área através das informações de susceptibilidade magnética presente no Campo Magnético Anômalo (Figura 6), teve como o intuito estimar a geometria em profundidade do Granito Davinópolis.

Para essa etapa foi utilizado primeiramente o *software* OASIS Montaj para traçar 17 secções no mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA) com trend NE/SW ao longo da intrusão de maneira perpendicular a disposição regional das litologias.

As secções foram responsáveis por extrair os dados quantitativos de susceptibilidade magnética através de pontos cotados a cada 50 metros da linha. Posteriormente, cada perfil foi importado no *software* ZondGM2D para os processamentos de modelagem e inversão, permitindo gerar um gráfico de dados observados para então aplicar os parâmetros, a fim de modelar a curva de dados preditos e obter o melhor resultado possível durante a inversão.

Para cada secção modelada foi utilizado parâmetros diferentes de StartH (espessura da primeira camada), Factor (multiplicador para crescimento da malha), nodes number (número de camadas em profundidade). Como granitos caracteristicamente apresentam baixa susceptibilidade magnética, somado ao fato de as rochas encaixantes da área apresentarem um baixo contraste entre os contatos devido a susceptibilidade também menor, foi necessário ajustar cada secção para exagerar os valores intermediários e baixos quando esses não apresentavam diferença observável.

As 17 secções geradas foram também importadas em sequência em um *software* de modelagem 3D de código aberto (Blend) para construção de uma perspectiva em 3D de toda a área de estudo.

5 REVISÃO DE CLASSIFICAÇÕES DE ROCHAS GRANÍTICAS

Os granitoides constituem uma parcela significativa da crosta continental, na qual evoluem e se diferenciam ao longo do tempo, o que é evidente em suas características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. Por meio da integração de informações de seus constituintes é possível identificar suas diferentes fontes magmáticas e os ambientes geodinâmicos de formação. Consequentemente, as amplas condições de formação possibilitam uma grande variedade de diferentes classes de granitos (MOITA, 2007).

Ao longo dos anos foram propostas diversas classificações com base em composição mineralógica, química, granulação, profundidade de formação, ambiente geotectônico, entre outros critérios. As mais comuns atualmente consideram a variedade de minerais característicos e são classificadas conforme a granitogênese, geradas por processos de diferenciação de magmas em diferentes ambientes (Figura 8), derivados do manto ou por fusão parcial de rochas pré-existentes (CHAPPELL & WHITE, 1974).

Foi proposto inicialmente, a subdivisão conforme sua origem; tipo I (fusão parcial de rochas ígneas) e tipo S (fusão parcial de rochas sedimentares), ambos ambientes de subducção. De acordo com Chappell e White (1974), os granitos do tipo I apresentam caráter sódico e metaluminoso, devido ao teor elevado de álcalis e cálcio e à baixa quantidade de alumínio em comparação aos do tipo S que são peraluminosos e relativamente potássicos. Consequentemente, os tipos S e I possuem associações de minerais específicas (Tabela 3).

Baseado na presença de magnetita e ilmenita, Ishihara (1977) propôs uma distinção complementar agrupando os granitos em duas séries: (1) Série da magnetita, contendo magneita como mineral opaco dominante, além de titanita, epidoto, pirita e biotita; e (2) Série da ilmenita, praticamente isentos de magnetita e apresentando ilmenita em quantidades reduzidas, associados a grafita, pirrotita, muscovita e biotita.

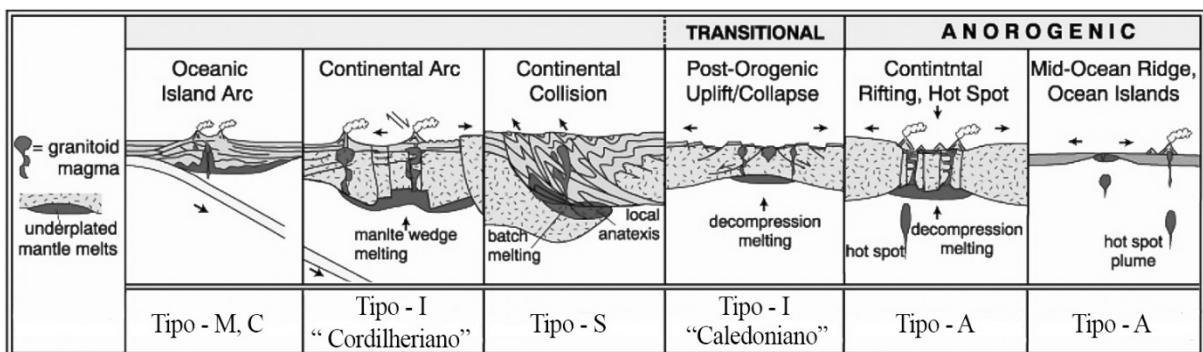
Essas características são respostas em função ao contexto tectônico originado, sua profundidade e consequentemente da fugacidade de oxigênio durante a cristalização, respectivamente; derivados de magmas mais profundos da crosta ou do manto superior por refusão de rochas ígneas (arcos magnáticos associados a subducção), e formados em níveis intermediários a rasos da crosta continental por influência da fusão de metassedimentos (ambientes pós colisionais ou anorogênicos).

Posteriormente Pitcher (1983) subdivide os granitos tipo I em Cordilheirano e Cadedoniano conforme diferenciações relacionadas ao período de formação e geoquímica observadas em seus estudos.

O tipo I “Cordilheirano”, apresenta composição com baixos teores de K₂O, composição cálcio-alcalina que varia de trondjemítica a tonalítica. Segundo Pitcher (1983) e Lusa (2009), essa classificação é originada a partir de magmas mantélicos próximos a zonas de subducção em um contexto pré-colisional.

Os granitos tipo I “Caledoniano” são considerados formados em ambiente mais continental, mesmo com composição também cálcico-alcalina. É interpretado como originado em um contexto tectônico transicional pós orogênico para anorogênico (Figura 8). Apresentam características tanto de granitos tipo I como do tipo S, com elevados teores de K₂O que aumentam em direção ao continente sucessivamente das séries granodiorítica a monzonítica.

Figura 8 - Exemplificação dos diferentes tipos de granitos e seus respectivos ambientes de formação.



Fonte: Adaptado de Pitcher (1983).

Posteriormente, Loiselle & Wones (1979) propuseram outra classificação, referente a granitoides enriquecidos em ferro, denominado de granito do tipo A (ou alcalino), originados pelo magmatismo em ambientes intraplaca ou de zonas de rifteamento - também chamado de granitos anorogênicos – gerados pela fusão parcial do manto e/ou da crosta inferior. A principal característica que levou a inclusão de uma nova classe é a relação de cátions Al/Ca + K + Na << 1; Al/Na + K << 1. Esses granitos apresentam caráter peralcalino com altos teores de SiO₂, K₂O, K₂O/Na₂O Zr, F, Cl, Ga/Al, e principalmente Fe/(Fe + Mg), além de grandes concentrações de Elementos de Alta Intensidade de Campo (HSFSE) e Elementos Terras Raras (ETR), (COLLINS et al., 1982; WHALEN et al., 1987).

Por fim, o granito do tipo M (ou mantélico) e tipo C (ou charnockitos) foram acrescentados à classificação por White (1979) e Kilpatrick e Ellis (1992), respectivamente. White (1979) define os tipos M (ou plágiogranitos) como derivados da diferenciação do manto ou da crosta oceânica, primeiramente em dorsais meso-oceânicas e secundariamente em pequeno volume em ambientes de arco de ilha com colisão oceâno-oceâno (O-O). Possuem baixas concentrações de Fe^{3+} Fe^{2+} , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Rb, Th e U e apresentam caráter metaluminoso. O tipo C, segundo Kilpatrick e Ellis (1992), representa intrusões com altos teores de K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Elementos Litófilos de Íons Grandes (LILE) e baixos teores de CaO originado no mesmo ambiente.

Uma síntese com os diferentes tipos de granito e suas características geoquímicas, mineralógicas e respectivos ambientes de formação é apresentada na tabela 3.

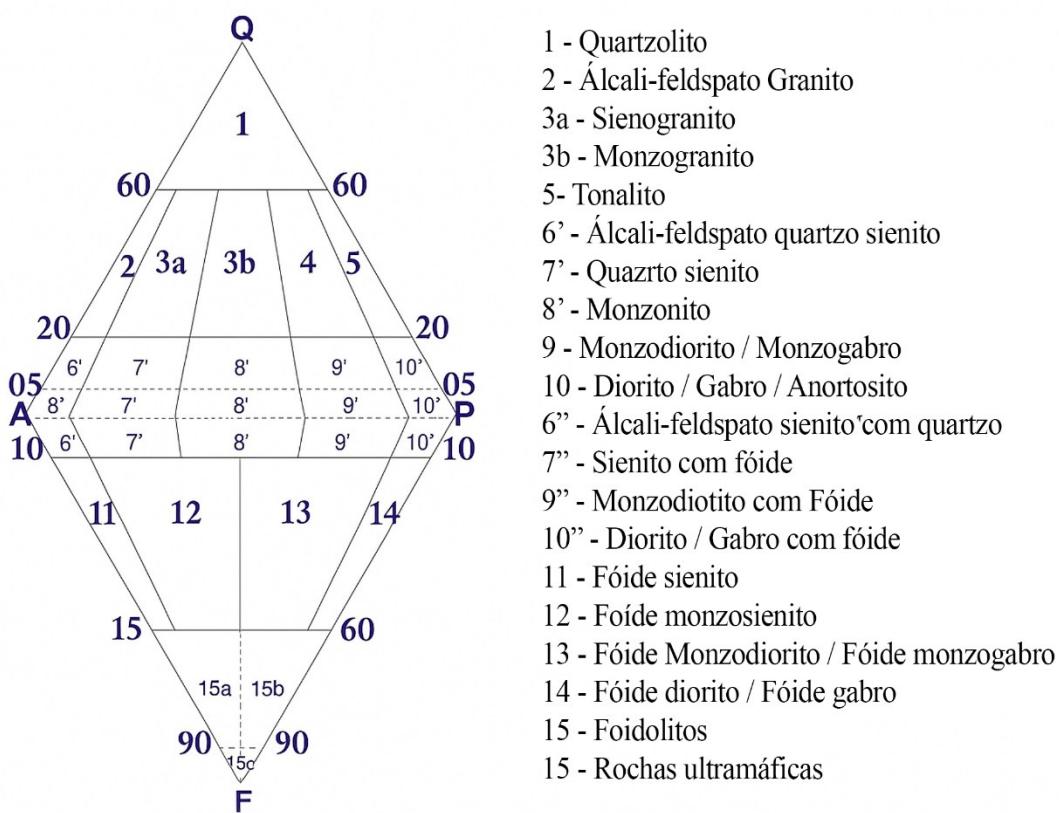
Tabela 3 - Síntese das classificações de granitos conforme o ambiente tectônico de formação.

Critério	Tipo M	Tipo I - Cordilheriano	Tipo S	Tipo I - Caledoniano	Tipo A
Ambiente geodinâmico	Dorsais meso-oceânicas e Arco de ilhas oceânicas (Colisão oceâno-oceâno)	Arco magnético continental (Colisão continente - oceano), contexto pré-colisional	Orógenos colisionais (Colisão continente-continentes), contexto sin-colisional	Soerguimento pós-colisional (Início de Rifteamento)	Rifteamento e <i>hotspots</i> intraplaca
Fonte/origem	Crosta oceânica subductada e manto	Rochas ígneas (tonalito, diorito)	Crosta continental subductada (metassedimentos)	Descompressão e fusão de Rochas ígneas em ambiente continental	Manto/crosta inferior
Classificação quanto a quantidade de alumínio	Metaluminoso	Metaluminoso	Peraluminoso	Metaluminoso a levemente peraluminoso	Peralcalino/metaluminoso (associação alcalina); metaluminoso/peraluminoso (associação aluminosa)
Minerais comuns	Anfibólio, Ortopiroxênio, Magnetita	Hornblenda, Epidoto, Biotita	Biotita. Muscovita primária, Granada, Cordierita.	Biotita \pm Hornblenda, muscovita secundária, epidoto e granada (nas variações mais aluminosas)	Anfibólio sódico; Biotita e anfibólio
Minerais acessórios	Zircão, óxidos de Fe e Ti	Zircão, Apatita, Titanita, Allanita	Monazita, Apatita, Turmalina, Topázio, Allanita	Zircão, Allanita, Titanita	Zircão, Allanita, Apatita, Fluorita, Minerais portadores de ETR
Geoquímica típica	Baixos teores de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Rb, Th e U.	$\text{Na}_2\text{O} > 3,2\%$, $\text{Sr} < 0,705$	$\text{Na}_2\text{O} < 3,2\%$, $\text{Sr} > 0,707$	Aumento de teores de K_2O em direção ao continente	Altos teores de SiO_2 , Na_2O , K_2O , F, Zr, Nb, Ga/Al, Fe/Mg, HFSE e ETR.
Referências	Brainer (2021), Roncato Jr. (2009)	Chappell & White (1974, 2001), Clarke (1992), Lusa (2009)	Chappell & White (1974, 2001), Roncato Jr. (2009)	Pitcher (1983), Lusa (2009).	Loiselle & Wones (1979), Gualda (2001), Lusa (2009)

Fonte: Adaptado de Brainer, (2021); Chappell & White, (1974,2001); Chappell & White, (2001); Clarke, (1992); Gualda, (2001); Kilpatrick & Ellis, (1992); Lameyre & Bowden, (1982); Loiselle & Wones, (1979); Lusa, (2009); Pitcher, (1983); Roncato Jr., (2009).

Concomitante a essa classificação, Streckeisen (1976), caracterizou os granitoides através de seus minerais essenciais formadores de rochas plutônicas, utilizando o diagrama QAP (Figura 9), composto por quartzo (Q), feldspato potássico (A) e plagioclásio (P). A contagem modal permitiu definir a nomenclatura para cada granitoide. Sua praticidade contribuiu para a uma ampla utilização atualmente.

Figura 9 - Diagrama QAPF; quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e feldspatoides.



Fonte: Adaptado de Streckeisen (1976).

A IUGS (*International Union of Geological Sciences*) e o BGS (*British Geological Survey*), utilizaram essa classificação junto a demais termos qualificadores, como minerais, texturas e coloração, para criar uma nomenclatura padronizada que reúne todas as informações essenciais no próprio nome da rocha, a fim de organizar e facilitar a identificação de granitos, (PSCHEIDT, 2019).

Segundo Pscheidt (2019), os termos descritivos adicionais que podem acompanhar o nome-raiz podem ser: minerais (Ex: muscovita-biotita monzogranito), texturas (Ex: sienogranito rapakivi), indicadores de cor através de prefixos baseados na quantidade de máficos (Ex: monzogranito leucocrático), termos químicos conforme os teores entre alumínio e álcalis (Ex: granito peraluminoso), termos genéticos (Ex: granito Tipo A) e termos tectônicos (Ex: granito sin-tectônico).

O índice de cor é definido pelo cálculo da porcentagem de minerais escuros (M'), variando o prefixo utilizado, conforme a tabela 4.

Tabela 4 - Índices de cor conforme a porcentagem de máficos (M').

Temos Índice de cor	Intervalo M' (%)
Hololeucocrático	0 - 10
Leucocrático	10 - 35
Mesocrático	35 - 65
Melanocrático	65 - 90
Holomelanocrático	90 - 100

Fonte: Adaptado de Le Meitre (2002).

5.1 Granitos Tipo-A

O granito Davinópolis, é classificado por Klein (2008) como um granito do tipo A, metaluminoso a fracamente peraluminoso, representado como granada-muscovita granito.

Dentro da classificação dos diversos tipos de granitos, os alcalinos definidos por Loiselle & Wones (1979) apontam várias divergências na comunidade científica até os dias atuais, principalmente quando relacionado às suas características identificadoras por serem muito variáveis quanto sua mineralogia e petrografia, tornando essa uma classificação ambígua.

Inicialmente, o termo era relacionado a gênese pela diferenciação de magmas basálticos toleíticos alcalinos em regiões intraplaca, com caráter peralcalino a metaluminoso, contendo altos teores de $Fe/(Fe + Mg)$, K_2O , K_2O/Na_2O , Zr, Nb e Ta (LOISELLE & WONES, 1979). Posteriormente, essa classificação foi adquirindo uma definição mais ampla com outros estudos.

Collins et al. (1982) estudaram suítes no sudeste da Austrália e classificaram os corpos como do tipo A, usando como diagnóstico os altos teores de Ga/Al , mesmo apresentando tendências peraluminosas e cálcio-alcalinas. Características essas diferentes das propostas por

Loiselle e Wones (1982), consequentemente incorporadas na classificação desse tipo de granito, ampliando a abrangência desse modelo. A presença de intrusões alcalinas classificadas como peraluminosas e constituídas por minerais aluminosos como biotita, muscovita e granada, como é o caso do corpo de Davinópolis, tornou-se frequente, dificultando seu entendimento.

Gualda (2001), evidenciou a coexistência de granitos tipo A metaluminosos/peralcalinos e metaluminosos/peraluminosos, no sul do Brasil, subdivididos em duas associações petrográficas (Figura 10) conforme Lameyre & Bowden, (1982); King et al., (1997) e Bonin et al., (1998), respectivamente:

(1) Associação alcalina, constituída de >50% de feldspato alcalino e >30% de quartzo, poucos minerais máficos (<5%) - quando presentes são ricos em ferro e pobres em alumínio - e predomínio de anfibólios cárlico-sódicos, sódicos e cárlicos nos granitos metaluminosos. Minerais acessórios definidos como zircão, allanita e apatita.

(2) Associação aluminosa, relacionada a sieno-monzogranitos, com plagioclásio apresentando zonação de andesina a oligoclásio do centro para as bordas e feldspato alcalino pertítico. Diferentemente da primeira associação citada, ocorrem maiores quantidades de biotita (mineral máfico principal) ao lado de anfibólio cárlico, podendo ocorrer nos granitos peraluminosos do tipo A muscovita e granada.

Portanto, entende-se atualmente que essa classe abrange intrusões com composição variando de peralcalina a peraluminosa, formadas por magmas de alta temperatura, anidros e ricos em ferro, originados da fusão de rochas da crosta inferior em ambientes de rifte ou anorogênicos (LOISELLE & WONES, 1979, LAMEYRE & BOWDEN, 1982, COLLINS et al., 1982, KING et al., 1997, BONIN et al., 1996 e GUALDA, 2001). Deste modo foram levantadas diversas dúvidas a respeito da viabilidade dessa classificação.

A principal controvérsia na literatura é que os granitos tipo-A possuem associações petrográficas muito contrastadas quando comparado aos diagramas e modelos atuais (alcalinas e aluminosas).

Por essa razão, diversos autores sugerem uma nova classificação ou a renomeação dos granitos anorogênicos. Creaser et al. (1991) propõem a descontinuidade do termo “tipo A” e mais tarde, Frost & Frost (2011) sugerem o termo não genético “Ferroan” visto que a única característica em comum em todas as classificações identificadas pelos autores é a presença de enriquecimento de ferro ($\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$) maior do que granitoides relacionados a subducção.

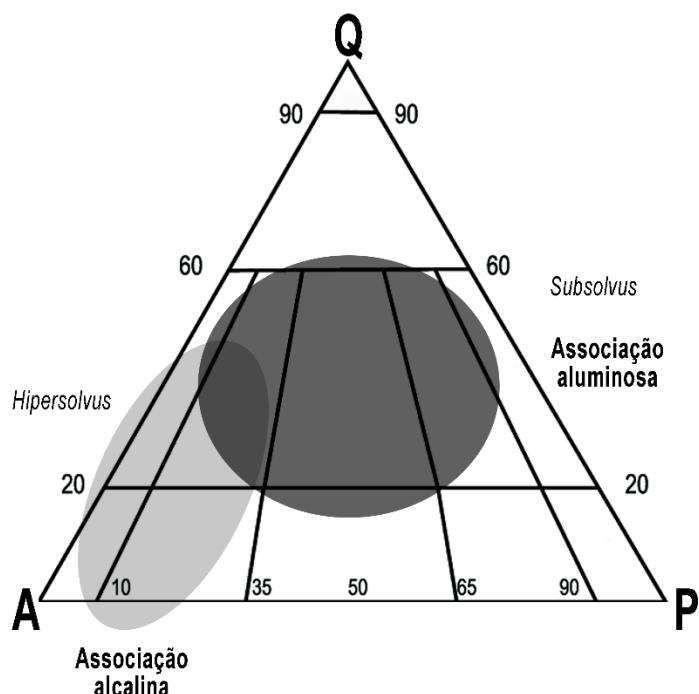
Os autores também reforçam a ideia de que a composição granítica não depende exclusivamente da fonte atrelada ao ambiente anorogênico, mas também de fatores como

assimilação, mistura de magmas, diferenciação e interação com fluidos que podem variar, de modo que um granito classificado como “tipo A” não possuiria uma única composição.

Três modelos de origem para os granitos tipo A foram propostos bibliografia por Loisse & Wones (1979), Collins et al. (1982), Anderson (1983) e Creaser et al. (1991) de modo a explicar a composição ferrífera com carácter peralcalino a fracamente peraluminoso: (1) fusão parcial de rochas crustais tonalíticas a granodioríticas em condições de pressão relativamente baixas (~4kbar); (2) Diferenciação de magmas toleíticos; e (3) pela associação dos dois modelos apresentados, no qual ocorreria a assimilação de rochas crustais durante a diferenciação de magmas basálticos (FROST & FROST, 2011).

O último modelo se baseia nas interpretações de origem dos granitos tipo A em contexto de regimes tectônicos extensionais, como em ambientes de rifte, caracterizados por baixa espessura e pressão na qual os magmas toleíticos ascendem fornecendo o calor necessário para o fusão da crosta ou para a assimilação e diferenciação de rochas quartzo-feldspáticas magnesianas (FROST & FROST, 2011).

Figura 10 - Diagrama QAP representando as composições modais para as associações aluminosa e alcalina.

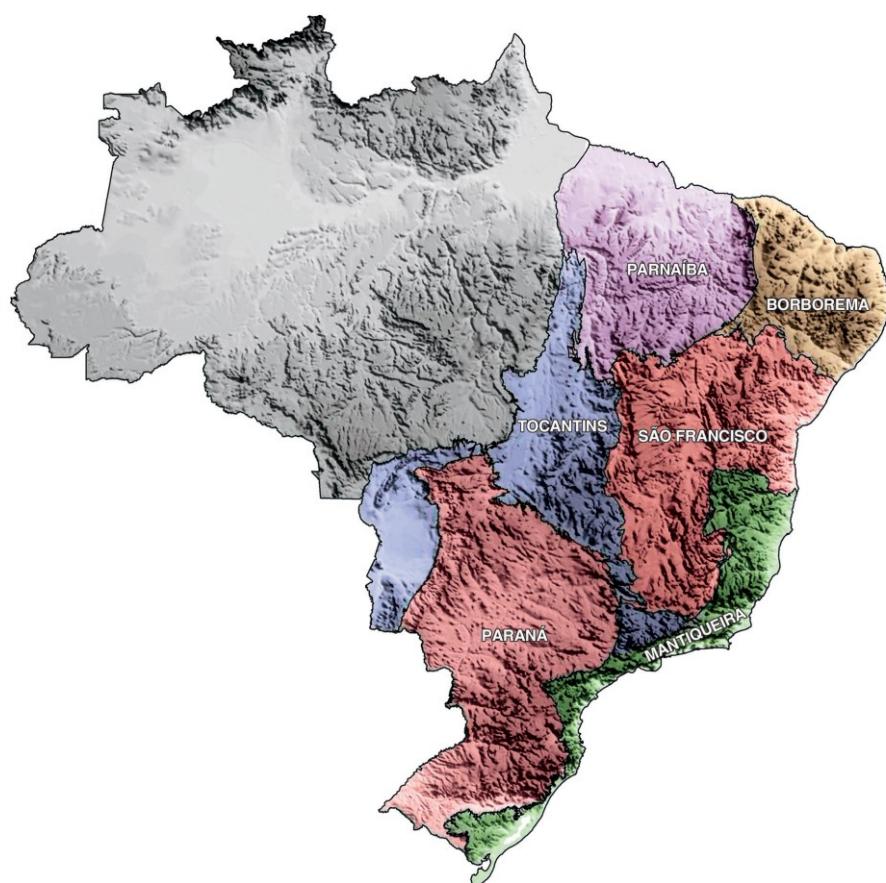


Fonte: Adaptado de Gualda (2001) com dados de Pitcher (1993) e Anderson & Bender (1989).

6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Tocantin corresponde a uma de quatro províncias estruturais de terrenos pré-cambrianos aflorantes do Escudo Atlântico na porção oriental da Plataforma Sul-Americana (DELGADO et al., 2003) – São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira (Figura 11).

Figura 11 - Terrenos Pré-Cambrianos representados pelas províncias estruturais (Tocantins, São Francisco, Borborema e Mantiqueira) expostas no Escudo Atlântico, mesclado ao modelo digital de elevação.



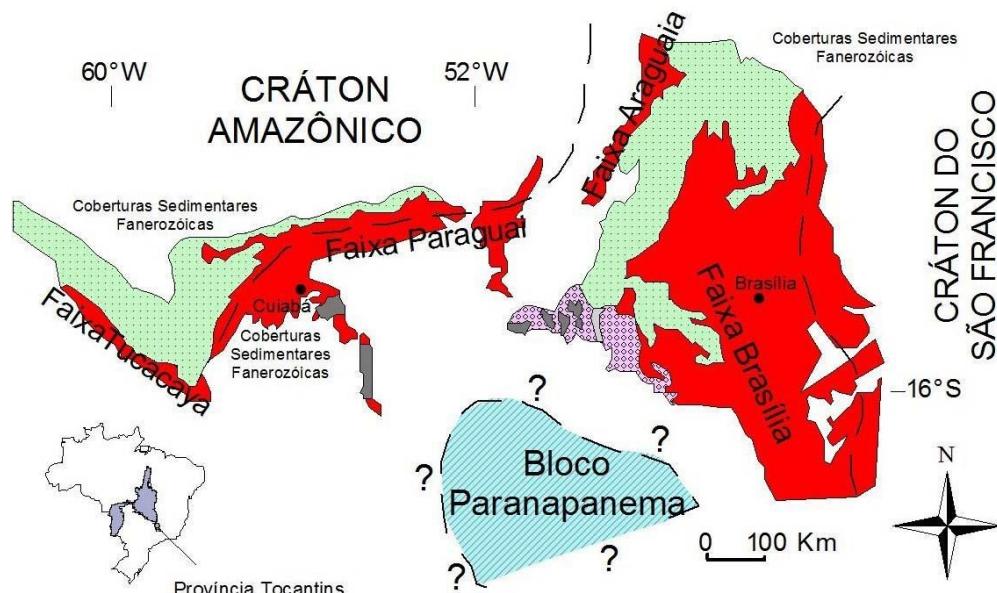
Fonte: (Delgado et al. 2003), modificado de Almeida et. al, 1977, 1981) sobre o modelo digital do terreno (Smith e Sandwell, 1997).

Conforme Almeida et al., (1977), a província Tocantins em destaque é composta por um sistema de orógenos (ou faixas) edificados durante o Ciclo Brasiliano, denominados de Faixa Brasília, Paraguai e Araguaia (Figura 13). Essa região, posteriormente no paleozoico,

permaneceu como uma fração de litosfera estável complementar ao paleocontinente Gondwana Ocidental conforme Schobbenhau & Brito Neves (2003).

Esses terrenos foram inicialmente formados por sucessões sedimentares siliciclásticas e carbonáticas em ambientes plataformais, seguido por geração e consumo de crosta oceânica em eventos de riftamento e subducção responsáveis por desenvolver arcos de ilhas (Arco magmático de Goiás) e intensa granitogênese. O desenvolvimento destes arcos constituiu pequenos blocos posteriormente amalgamados junto às plataformas pela colisão entre os antigos blocos cratônicos descendentes do paleocontinente Rodínia – Amazônico, do São Francisco e Paranapanema (DELGADO et al., 2003; VALERIANO et al., 2008; PIMENTEL. 2016) conforme as figuras 12 e 13.

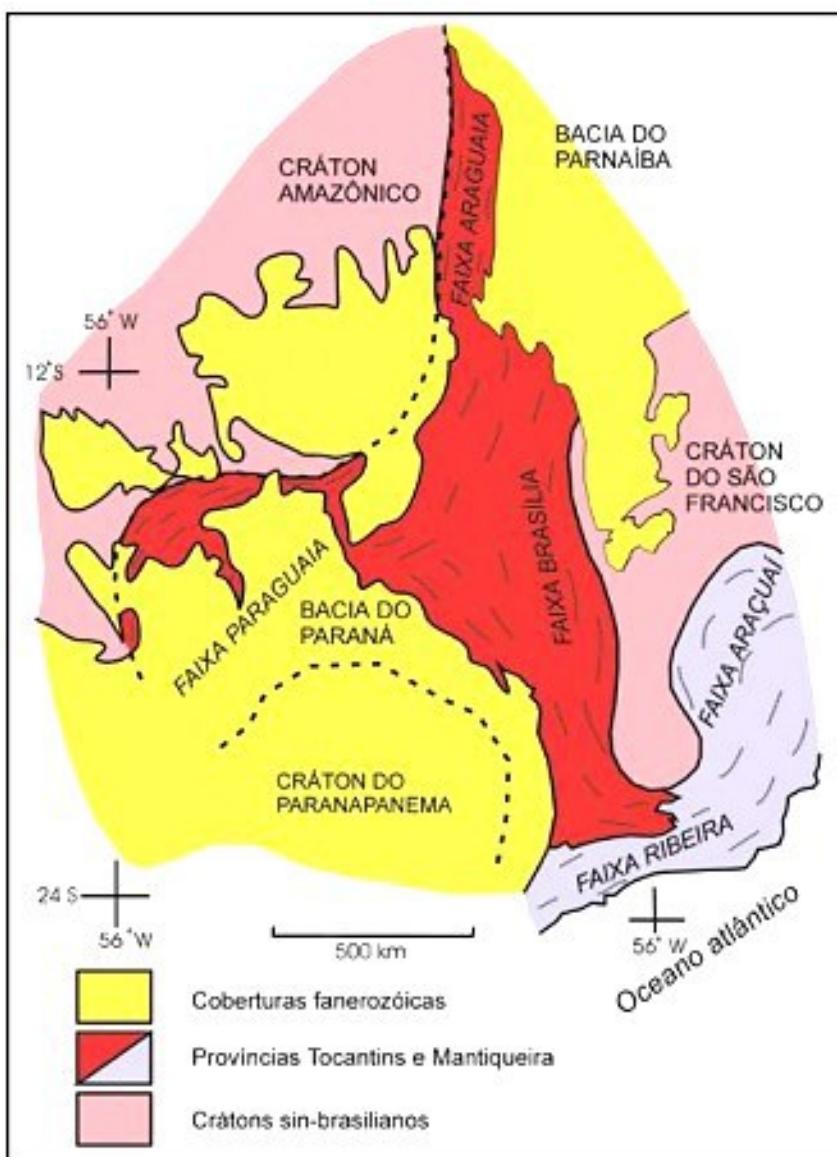
Figura 12 - Esquema de posicionamento das faixas de dobramento constituintes da Província Tocantins entre as interações dos crâtons do São Francisco, Amazônico e Bloco Paranapanema durante o Neoproterozoico.



Fonte: Modificado por Klein (2008) de Pimentel et al. (2001).

O arcabouço estrutural dessas faixas é caracterizado por sistemas complexos de dobras e cavalgamentos gerando intenso metamorfismo com vergência em direção aos crâtons. A convergência entre esses blocos de embasamento arqueano contribuiu estruturalmente para a formação do paleocontinente Gondwana Ocidental (ALMEIDA et al., 2000) e foi responsável por um período de tectônica ativa envolvendo diversos episódios de orogênese e tafrogênese.

Figura 13 - Posicionamento da Província Tocantins em meio as demais unidades geotectônicas brasileiras.



Fonte: Valeriano et al. (2004).

6.1 Faixa de Dobramentos Brasília

A história de evolução geotectônica ocorrida na plataforma Sul-Americana é marcada por uma complexa sucessão de deformações, metamorfismo e acresção de terrenos (PIMENTEL, 2016) evidente em diversos arcabouços tectônicos em forma de faixas de dobramentos desenvolvidas durante o neoproterozoico e pertencentes a Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977; PIMENTEL et al., 2000; DELGADO et al. 2003).

A Faixa Brasília ou Orógeno Brasília representa um cinturão orogênico situado na porção oriental da Província Tocantins ao longo dos estados do Tocantins, Goiás e Minas Gerais, com extensão em torno de 1.200 Km de comprimento por 300 Km de largura (UHLEIN et al., 2012).

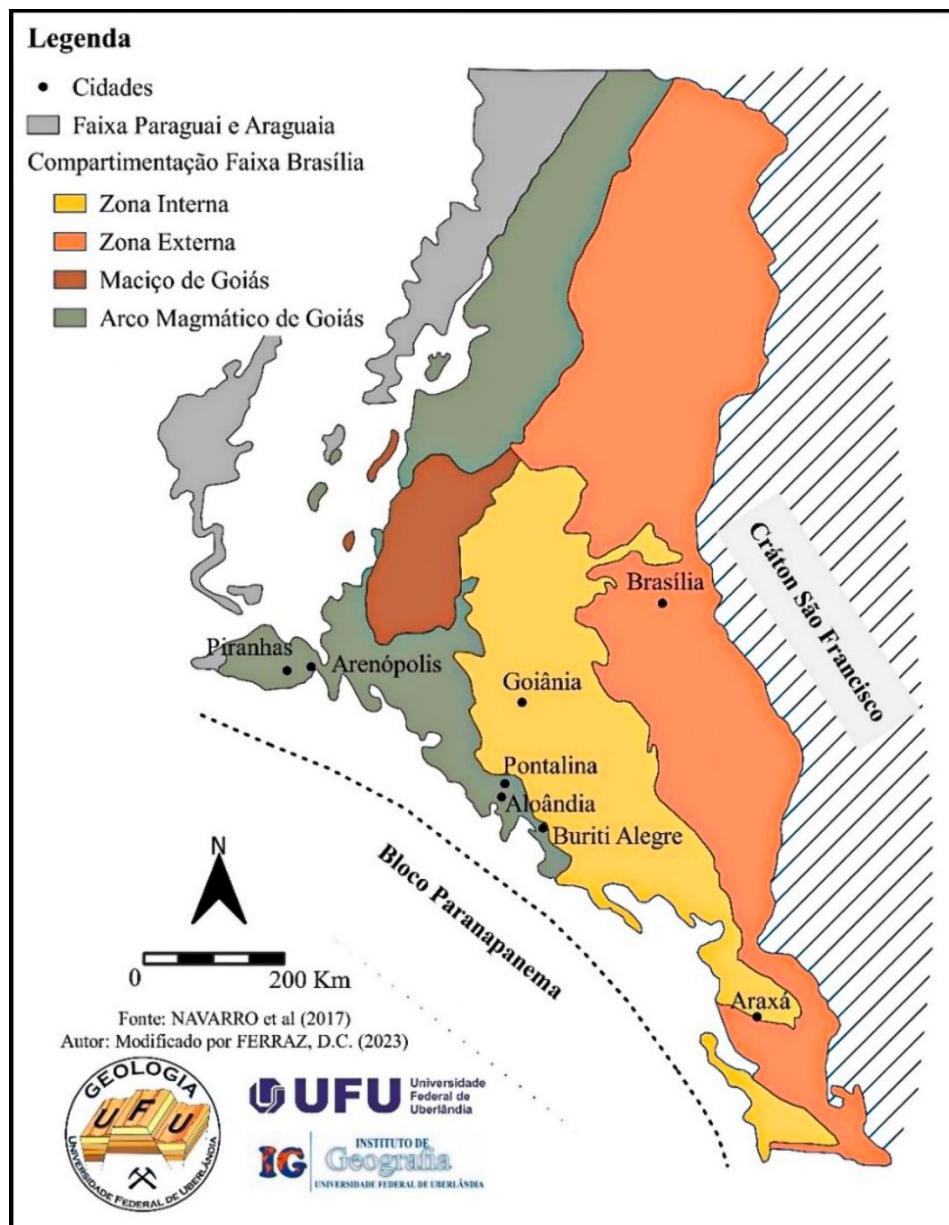
Esse cinturão neoproterozoico é constituído por sequências de sedimentos terrígenos, pelágicos e vulcânicos metamorfizados em meio a complexos sistemas de dobras e cavalgamentos contra o Cráton do São Francisco e Bloco Paranapanema, com deformação e metamorfismo progressivo para oeste em uma possível evolução diacrônica (FONSECA et al., 1995). Seu desenvolvimento remete ao importante ciclo geodinâmico ocorrido entre o Neoproterozoico e o Cambriano, denominado de Ciclo Brasiliense conforme Almeida, (1967).

Trabalhos anteriores como Dardenne, (2000); Fuck, (1994) e Lacerda Filho et al. (1999), foram responsáveis por propor uma subdivisão para a Faixa Brasília devido a características distintas presentes longo de toda a Faixa, ocasionando em sua compartmentalização. É subdividida em 5 unidades (Zona Interna, Zona Externa, Zona Cratônica, Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás) conforme os diferentes aspectos deformacionais, metamórficos e litológicos. A figura 14 apresentada por Navarro et al. (2017) e modificada por Ferraz, (2023) ilustra essa divisão através do trabalho de Fuck (1994).

A Faixa é dividida também em trabalhos mais recentes como: Fonseca et al., (1995), Araujo Filho, (2000) e Uhlein et al., (2012) segundo suas interações com os cráticos adjacentes; porção meridional ao sul (afetada pela colisão entre o Cráton do São Francisco e Paranapanema) e setentrional ao norte (afetada pela colisão entre o Cráton do São Francisco e Amazônico).

Conforme Uhlein et al., (2012), a porção cratônica é referente ao contato da Faixa com o Cráton do São Francisco, definido como uma porção do embasamento Arqueano autóctone com pouca ou nenhuma deformação. Na borda oeste do Cráton em contato tectônico por falhas de empurrão com o orógeno afloram litologias de metassedimentos argilo-carbonáticos do Grupo Bambuí e Grupo Vazante com deformações sub-horizontais suaves.

Figura 14 – Mapa esquemático de compartimentação tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília.



Fonte: Modificado de Navarro et al (2017) por Ferraz (2023).

As unidades da Zona externa foram depositadas em paleoambiente de margem continental passiva em antigas bacias durante o Proterozóico, posteriormente empurradas, acrecionadas e metamorfitizadas juntamente aos metassedimentos da Zona Interna em direção ao Cráton do São Francisco na colisão com o Bloco Amazônico entre 630 e 600 Ma (SEER, 1999; DELGADO et al. 2003; UHLEIN et al., 2012). Uhlein et al. (2012), Dardenne (2000) e Pimentel et al. (2011) definem essa porção como composta por rochas metassedimentares terrígenas e carbonáticas dos grupos Araí, Natividade, Paranoá e Canastra, juntamente com

fragmentos do embasamento Arqueano-Paleoproterozoico recobertas pelo Grupo Bambuí em contexto de bacia de ante-país.

A Zona Interna, na qual a área de estudo está localizada, abrange unidades de rochas meta vulcano-sedimentares proterozóicas alóctones dos grupos Araxá, Ibiá e Serra da Mesa em meio a estruturas de *nappes* e terrenos separados por zonas de cisalhamento com *trend* NW/SE, (PIMENTEL et al., 1999; SEER et al., 2001; UHLEIN et al., 2012).

Segundo observado por Barbosa et al. (1970) e estudado por Klein, (2008) e Seer e Moraes, (2013), o Grupo Araxá definido como um ambiente deposicional de retro-arco marinho distal com corpos máficos-ultramáficos e granitos sin-tectônicos inseridos durante a orogênese Brasiliano/Pan-Afríano correspondentes ao Complexo Monte Carmelo e Ortognaisse Goiandira.

Segundo Pimentel & Fuck, (1992), o Arco Magmático de Goiás é definido como arcos de diferentes idades compostos por terrenos ortognáissicos e sequências vulcano-sedimentares neoproterozoicas acrecionadas durante a colagem do supercontinente Gondwana Ocidental. O Maciço de Goiás é interpretado como um micro continente arqueano-neoproterozoico que foi retrabalhado juntamente com os grandes blocos cratônicos durante o ciclo Brasiliano, composto por *greenstone belts* e complexos máficos-ultramáficos (CORDEIRO, 2014).

6.1.1 Complexo Abadia dos Dourados

O Complexo Abadia dos Dourados foi inicialmente denominado de Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e definida por Brod et al. (1991), como uma unidade pertencente ao Grupo Araxá e constituída de metavulcânicas ácidas, filitos carbonosos e sericita filitos metamorfizados em fácies xisto verde inferior, com intercalações de corpos lenticulares de orto-anfibolitos finos laminados e quartzitos com teores de hematita e magnetita.

Posteriormente, essa sequência foi interpretada como uma unidade independente em contato tectônico por falhas de empurrão e zonas de cisalhamento sobre as rochas do Grupo Araxá, apresentando *trend* NW-SE e vergência para NE (RIBEIRO & FÉBOLI, 2013; PINHO et al., 2017; MOURA & BOA, 2017).

As rochas metavulcânicas e metassedimentares dessa unidade foram interpretadas como originadas de crosta oceânica pela afinidade geoquímica com basaltos toleíticos do tipo E-MORB e depósitos pelágicos de ambientes profundos, respectivamente (BROD et al., 1991; FUCK, 1994; SEER et al., 2001).

Segundo Pinho et al. (2017), a subdivisão da variedade litológica pertencente ao Grupo Araxá em uma unidade própria denominada Complexo Abadia dos Dourados provém de diferentes características identificadas pelos autores, entre elas; quebra abrupta de grau metamórfico, contato tectônico entre os mica xistos e os filitos, ausência de granitoides com xenólitos de xistos do Grupo Araxá comuns ao Complexo Monte Carmelo e dados geocronológicos divergentes.

6.1.2 Grupo Araxá

O Grupo Araxá representa uma unidade alóctone em forma de *nappe* constituída de uma estratigrafia retrabalhada por intensas deformações, composta em sua maioria por rochas metassedimentares (biotita-muscovita-quartzo xistos, hematita-sericita xistos, entre outros) sobrepostas ou intercaladas por rochas metamáficas (anfibolitos) e metaultramáfica (clorita-anfibolito xistos e clorita xistos), referentes a diferentes paleoambientes e intrudidas por corpos granitóides (BROD et al., 1991 e 1992; BABBOSA, 1995; SEER et al., 2001; HEINECK et al., 2004 ; RIBEIRO & FÉBOLI, 2013; PIAULINO et al., 2021).

Barbosa (1955) foi o primeiro a descrever as unidades do Grupo Araxá, caracterizando-as como compostas por micaxistos e quartzitos intercalados com lentes de anfibolitos. Fuck et al., (1994) descreve tais litologias como sedimentos de proveniência marinha com certa contribuição turbidítica e vulcânica, além de sedimentos químicos, depositados em uma cunha de acreção.

Já Seer et al., (2001) observa que os anfibolitos presentes na unidade possuem assinatura geoquímica típica de basaltos toleíticos do tipo E-MORB, devido ao padrão de enriquecimento de elementos incompatíveis. Complementar a isso, ocorrem também serpentinitos e lentes de cromita (STRIDER & NILSON, 1992; UHLEIN et al., 2012) que juntamente levam a interpretação de uma *mélange* ofiolítica com uma antiga crosta oceânica originada em cadeia meso-oceânica em um contexto de bacia de retro-arco e posteriormente retrabalhada e inserida tectonicamente em meio a unidade.

A fonte dos sedimentos do Grupo Araxá é interpretada através de idades Paleoproterozoicas e Mesoproterozoicas obtidas por datação Sm-Nd (PIMENTEL et al., 2001). As idades Paleoproterozoicas (1,79 a 2,2 Ga) indicariam fonte do Cráton do São Francisco e as idades Mesoproterozoicas (1,0 a 1,26 Ga) indicariam fonte do Arco Magmático de Goiás.

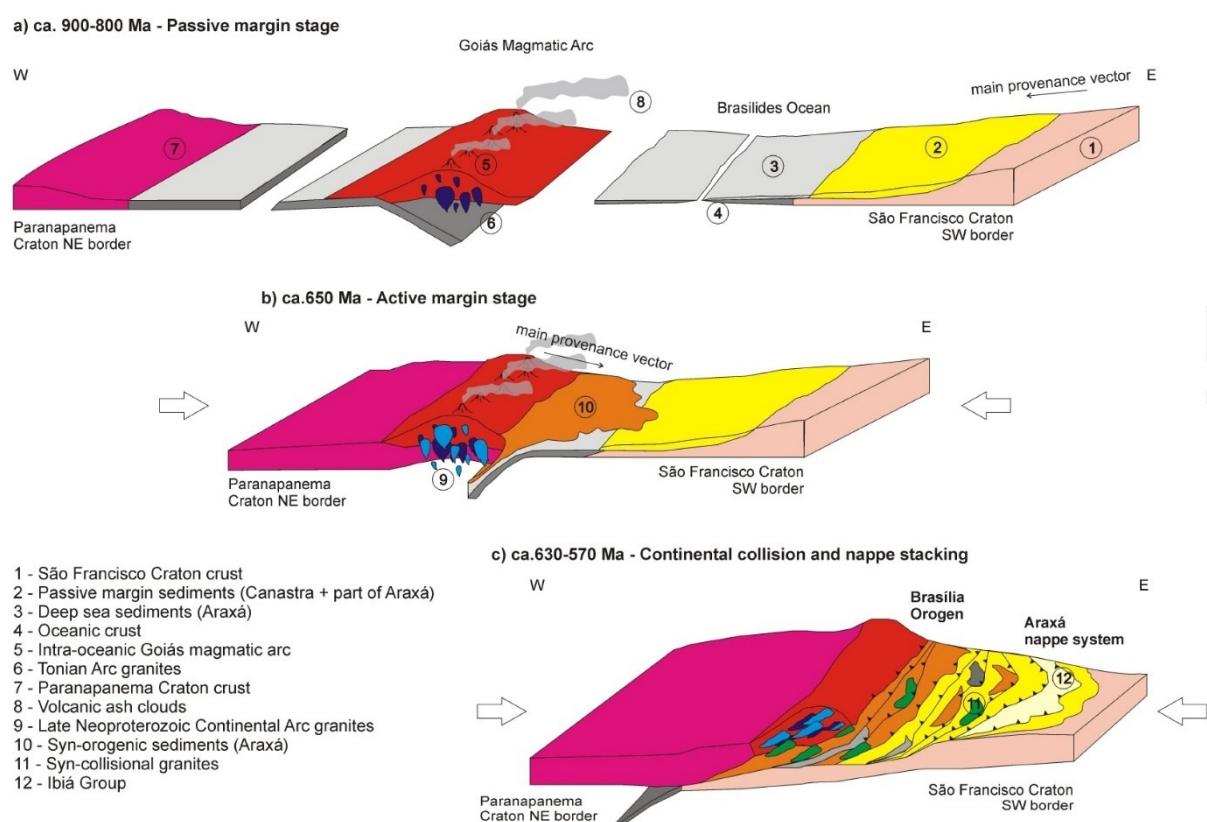
Posteriormente, a história de evolução dos sedimentos formadores dessa unidade foi reestruturada e contada através de três estágios (Figura 15), conforme estudos seguintes como de Falci et al., (2018) e Navarro et al. (2019).

No primeiro estágio, ocorrido no Toniano (ca 900 – 800 Ma), os sedimentos teriam se originado do Cráton do São Francisco em um contexto de margem passiva do oceano primitivo Brasilides, antes de seu fechamento com o início do Ciclo Brasiliano.

O segundo estágio, durante o Cryogeniano (ca. 650 Ma), marcado pelo início do fechamento da bacia e colisão entre o Cráton do São Francisco e Bloco Paranapanema, representa uma mudança de contexto para margem ativa, demonstrando o surgimento dos sedimentos com proveniência do Arco Magmático de Goiás.

O terceiro e último estágio no Ediacarano, a colisão acarreta nas deformações e metamorfismo com o transporte de *nappes* da Faixa Brasília, evento esse responsável por consolidar o Gondwana Ocidental. Por conseguinte, o Grupo Araxá foi empurrado sobre as sequências platformais de margem passiva dos grupos da Zona Externa a leste com a colisão do Bloco Paranapanema com o Cráton São Francisco.

Figura 15 – Evolução tectono-estratigráfica do Grupo Araxá.



Fonte: Modificado de Falci et al. (2018).

As deformações que ocorreram acerca de 630 Ma ocasionaram o metamorfismo progressivo das rochas do Grupo Araxá de leste para oeste, além da ocorrência de intrusões graníticas de assinatura geoquímica sin e tardi-tectonicas (PIAULINO, 2018).

Pinho et al. (2017) e Santos et al. (2021) descrevem as litologias pertencentes ao Grupo Araxá em uma grande variedade composicional de xistos em fácies xisto verde superior e fácies anfibolito, classificados como quartzo-muscovita xisto, biotita-quartzo-muscovita xisto, quartzo-grafita-muscovita xisto, granada-estaurolita-quartzo-biotita xisto, granada-biotita-estaurolita-quartzo-muscovita xisto, granada-silimanita-quartzo-muscovita xisto. As rochas metamáficas são descritas pelos mesmos autores como actinolita-xisto, actinolita-clorita xisto e clorita xisto, além de uma grande presença na área de estudo de corpos de anfibolitos grossos a finos de geometria alongada, como clorita-anfibólito xistos (PIAULINO, 2018).

Conforme Seer e Moraes (2013), no contexto do Grupo Araxá, os corpos graníticos situados em meio a unidade, foram formados por três eventos distintos de granitogênese, separados por diferentes idades. Esses eventos englobam, ao todo, quatorze (14) intrusões localizadas entre as cidades de Araxá, MG, e Catalão, GO, entre eles o Granito Davinópolis, objeto de estudo desta monografia. Os três eventos magmáticos são classificados como sin- e pós-tectônicos, associados ao fechamento da bacia no final do Ciclo Transbrasiliano (630 Ma).

O primeiro evento, e mais antigo (833 Ma), que deu origem aos granitos Quebra Anzol, Sesmaria e possivelmente ao Davinópolis (KLEIN, 2008) são definidos como gerados em ambiente intraplaca ou de rift (anorogênicos). A gênese desses corpos é associada pela origem de fontes do manto com pouca contaminação crustal. Afetados posteriormente por alterações hidrotermais e milonitização.

O segundo evento (790 Ma) é caracterizado pelos granitos do Complexo Monte Carmelo que apresentam características de origem pré colisional pela ascensão de magmas de fontes juvenis no final do Mesoproterozoico. Apresenta caráter metaluminoso a peraluminoso, posteriormente remobilizado durante o evento colisional de 630 Ma.

O Terceiro evento ocorreu entre 642 e 630 Ma e é relacionado as intrusões Serra Velha, Tamanduá, Pirapetinga, Galheirinho, Perdizes, Estrela do Sul e Cascalho Rico. Sua gênese é relacionada a um ambiente colisional durante o fim do ciclo Brasiliano pela fusão parcial crustal de rochas metassedimentares durante os períodos de subducção.

6.1.3 Granito Davinópolis

A intrusão plutônica localizada no município de Davinópolis – GO, homônima, é definida por um corpo alongado de aproximadamente 14km² com orientação NW/SW, alojado em meio as rochas do Grupo Araxá.

As informações a respeito dessa unidade são extremamente restritas com poucos trabalhos detalhados na literatura regional, sendo nomeado pela primeira vez no trabalho de Klein (2008) e posteriormente citado no estudo de Seer (2013), pelo nome de Divinópolis. Porém, não é abordado, por se tratar de um estudo voltado para as ocorrências de intrusões presentes apenas na porção do Grupo Araxá, no estado de Minas Gerais.

A geometria dessa intrusão é apresentada pela primeira vez no trabalho de Barbosa et al. (1970) e devido à ausência de trabalho de campo foi definido como um complexo granitognáissico indiferenciado. Sua delimitação também é identificada no trabalho de mapeamento de Costa & Barreto Filho (1973) através da compilação de dados a partir das folhas do Projeto Goiânia (DNPM/PROSPEC S/A, 1970), Chaminés e Goiânia II. Desde então, a delimitação do granito e da possível falha que corta a porção noroeste do corpo obtida por fotointerpretação (Figura 16) permanece sem atualizações.

Figura 16 - Ortofoto utilizada para fotointerpretação e delimitação do granito Davinópolis intrusivo nos metassedimentos do Grupo Araxá nas proximidades da cidade de Davinópolis.



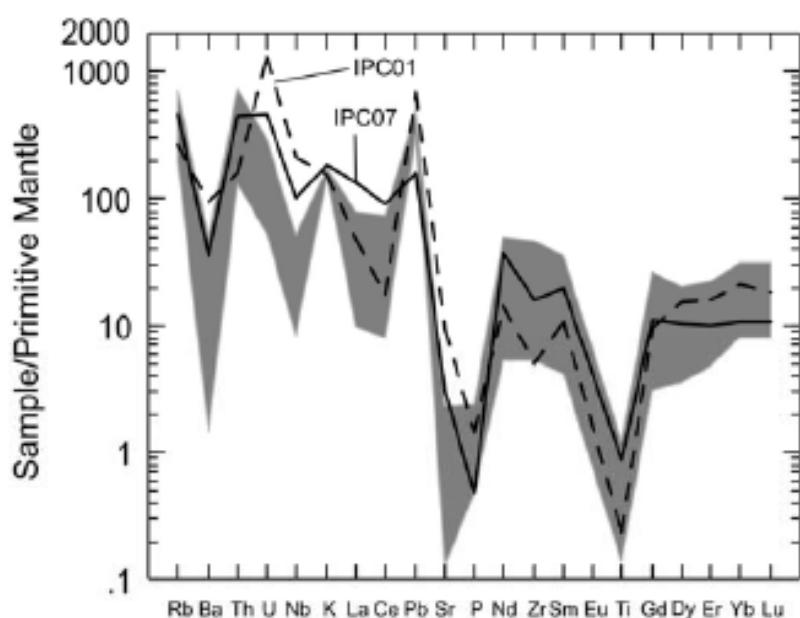
Fonte: Barbosa et al., 1970.

Os dados mais precisos que se conhece provem dos estudos realizados por Klein (2008), que agrupa o Granito Davinópolis junto aos granitos Pires Belo, Sesmaria e Tambu presentes entre a região de Ipameri-Catalão pela correlação entre as características deformacionais, geoquímicas e idade de cristalização (798 ± 2 a $775 \pm Ma$). Este trabalho é o único que de fato realizou estudos pontuais a respeito de sua litogeoquímica e datação, caracterizando-o como um granito com idade de cristalização de 775 ± 5 Ma do tipo A (alcalino) formado em ambiente anorogênico, semelhante ao granito Pires Belo 798 ± 2 Ma (Figura 17) posteriormente também estudado por Piaulino et al. (2021).

O granito Davinópolis é classificado como um granada-Muscovita Granito, fracamente peraluminoso a metaluminoso com granulação homogeneamente grossa, levemente deformado e delimitado por falhas que influenciam sua forma e contatos. De acordo com Klein (2008), a

origem mantélica do corpo é definida como tipo orogênico em um contexto de ambiente intraplaca.

Figura 17 - Diagramas normalizados de elementos traço dos granitos de Davinópolis (IPC01 – linha tracejada) e Pires Belo (IPC07 – linha contínua) realizados por Klein (2008) em comparação com granitos tipo-A do Terreno de Jungar – Noroeste da China e outros granitos tipo-A (Chen & Chan, 2004; Whalen et al., 1987; área cinza).



Fonte: Klein (2008).

Essas interpretações indicariam a origem do corpo antes do Ciclo Brasiliano, no primeiro evento magmático (833 – 790 Ma), no qual ocorrem os magmatismos semelhantes de intraplaca (SEER & MORAES, 2013).

Porém, sua idade de cristalização obtida por datação de U-Pb por volta de $775 \pm$ Ma (Figura 18), indica o desenvolvimento da intrusão durante o segundo evento magmático (790 Ma) marcado por intrusões originadas de raiz de arco magmático como o Complexo Monte Carmelo (geoquímica semelhante ao Arco Magmático de Goiás), conforme Seer e Moraes (2013). A idade modelo do granito Davinópolis é de 1,52 Ga e valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ de -0,77 indicando fontes juvenis e mais primitivas (Figura 18).

Figura 18 - Tabela de resultados de análises isotópicas (Sm-Nd) das intrusões presentes na região de Ipameri-Catalão (incluindo o granito Davinópolis) realizado na tese de doutorado de Klein (2008).

Number	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\pm 2\sigma)$	T(Ga)	E(T)	$T_{DM}(\text{Ma})$
Granites								
IPC 01	Garnet-muscovite granite (Davinópolis)	4,61	19,56	0,1424	0,512323(± 07)	0,775	-0,77	1524
IPC07	Biotite granite (Fires Belo)	8,38	52,24	0,0970	0,512049(± 08)	0,798	-1,31	1290
IPC118	Biotite Granodiorite (São Marcos)	7,12	38,99	0,1103	0,511774(± 07)	0,798	-8,06	1858

Fonte: Klein (2008)

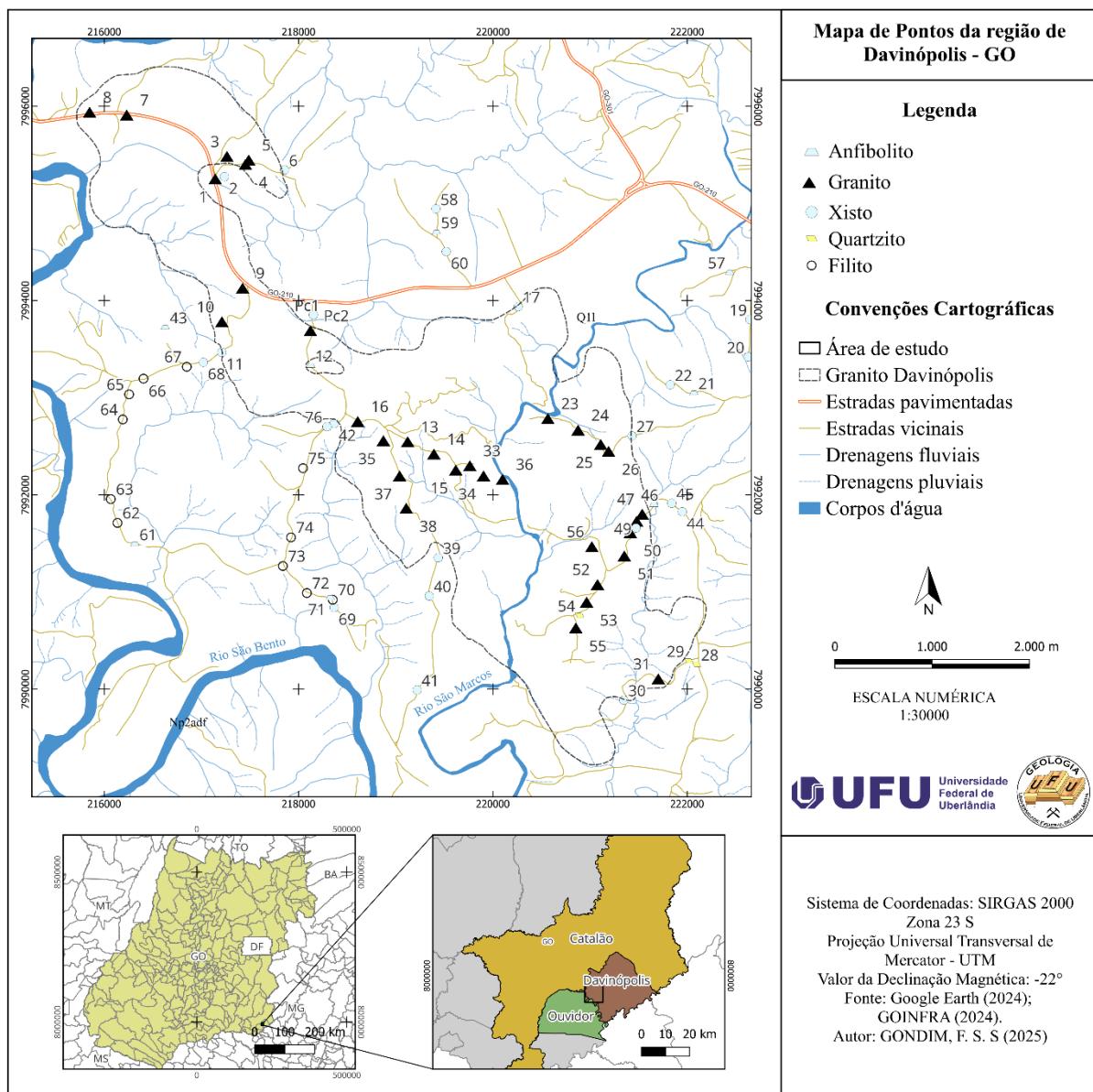
7 RESULTADOS

Com base nos levantamentos geológicos realizados na região, foram obtidos um total de 76 pontos distribuídos ao longo da área de estudo, onde foi possível identificar a presença de cinco litologias distintas denominadas de biotita-muscovita xisto (Grupo Araxá), anfibolito (Grupo Araxá), quartzito (Grupo Araxá), sericita-filito (Complexo Abadia dos Dourados) e rochas graníticas (Granito Davinópolis), bem como reconhecimento de suas relações de contato, características compostionais e geotectônica.

As informações geológicas coletadas para cada ponto determinado, atrelado aos métodos de estudo indiretos tais como: processamento e interpretação dos produtos de aeromagnetometria e gamaespectrometria, permitiram a delimitação exata das unidades litológicas.

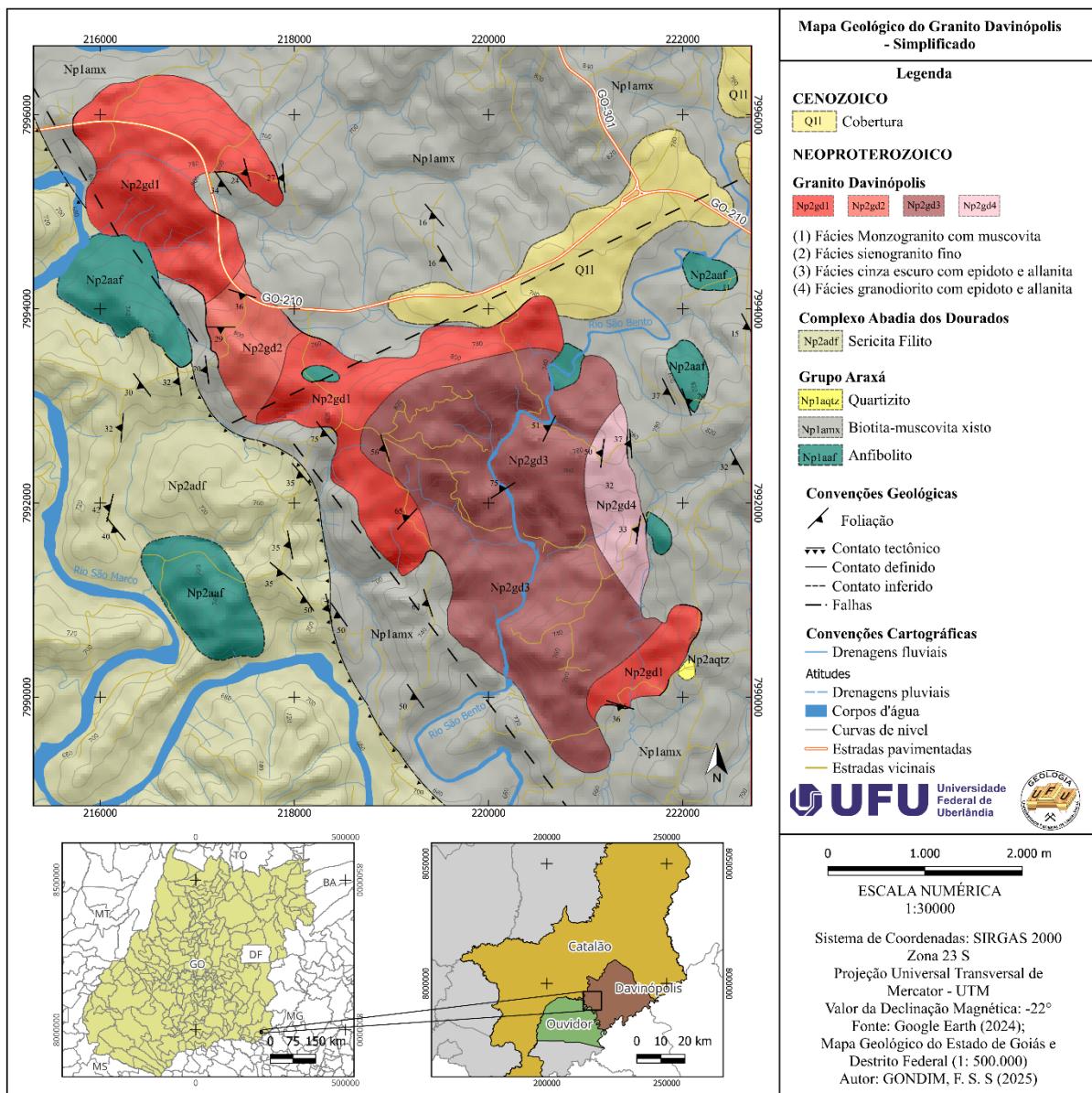
Por fim, como resultado deste trabalho, foram feitos dois mapas distintos, um mapa de pontos (Figura 19 – APÊNDICE A) e um mapa geológico (Figura 20 – APÊNDICE B) que representam as interpretações e dados obtidos durante todas as etapas do trabalho.

Figura 19 - Mapa de pontos da região de Davinópolis - GO.



Fonte: O autor.

Figura 20- Mapa geológico simplificado do corpo granítico Davinópolis e litologias adjacentes.



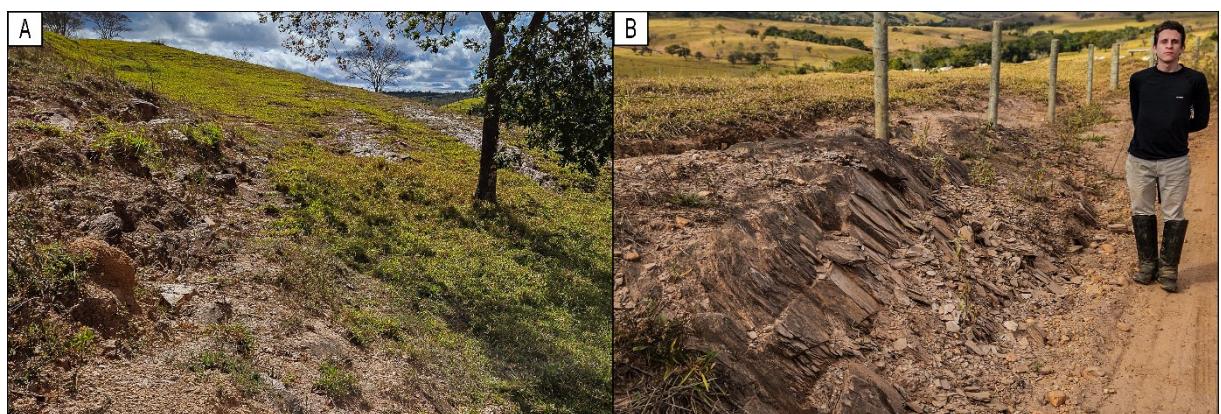
7.1 Geologia Local

7.1.1 Complexo Abadia dos Dourados

As rochas do Complexo Abadia dos Dourados representam cerca de 10% da área de estudo e ocupam apenas a porção SW do mapa, constituindo ocorrências de filitos em geral de coloração amarelada ao longo de uma faixa NW/SE com intercalações de corpos lenticulares

de anfibolitos finos. Os filitos da região foram encontrados em afloramentos presentes ao longo de estradas vicinais e na vertente de morros, expostos em forma de lajedos (Figura - 21 A e B).

Figura 21 - Fotografia dos tipos de afloramentos dos litotipos atribuídos ao Complexo Abadia dos Dourados. A) Afloramento presente ao longo da vertente do ponto 66. B) Afloramento de sericita filito em forma de lajedo exposto ao longo de uma estrada vicinal do ponto 65.

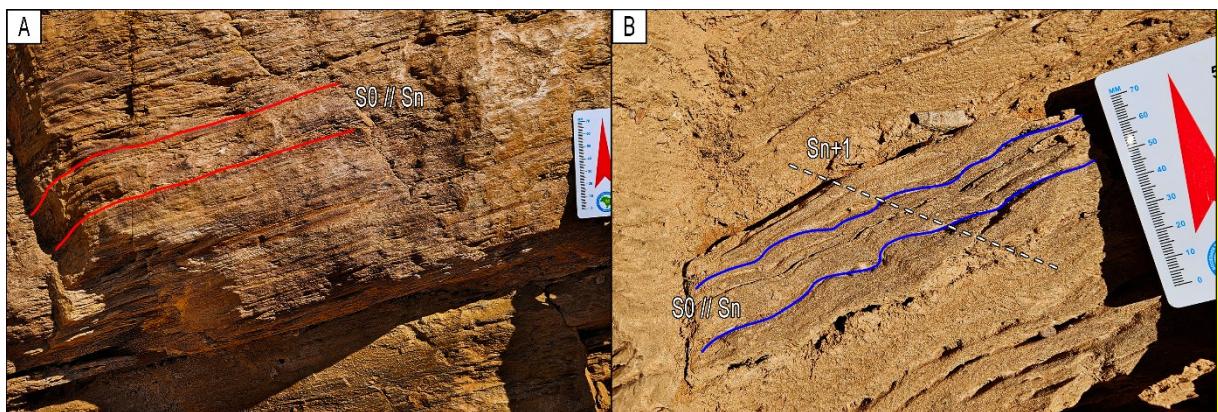


Fonte: O autor.

A mineralogia dessas rochas é marcada pela presença de cristais finos de sericita, quartzo, granada e bandas pontuais de hematita/magnetita com espessura variada que marcam um bandamento composicional (S_0) paralelo a atitude de foliação da clivagem ardosiana (Sn), conforme a figura 22 - A. A textura predominante é lepidoblástica, caracterizada pela orientação planar dos filossilicatos.

Pontualmente, observa-se estruturas em pequena escala que afetam a foliação Sn gerando clivagem de crenulação denominada de $Sn+1$, constituída por micro dobrões originadas por uma possível deformação posterior (Figura 22 - B). O *trend* do acamamento (S_0) e da foliação (Sn) apresentam medidas que variam de 230/42 a 261/32 conforme o contato sinuoso e tectônico por cavalgamento com o Grupo Araxá.

Figura 22 - Fotografias evidenciando as estruturas observadas nos afloramentos de sericita filito; A) Acamamento (S_0) paralelo à clivagem ardosiana (S_n) marcado pelo traço em vermelho no ponto 63. B) Clivagem de crenulação afetando o plano contendo o acamamento (S_0) paralelo a clivagem ardosiana (S_n) em azul no ponto 62 com linha branca tracejada representando o plano das microdobras (S_{n+1}).

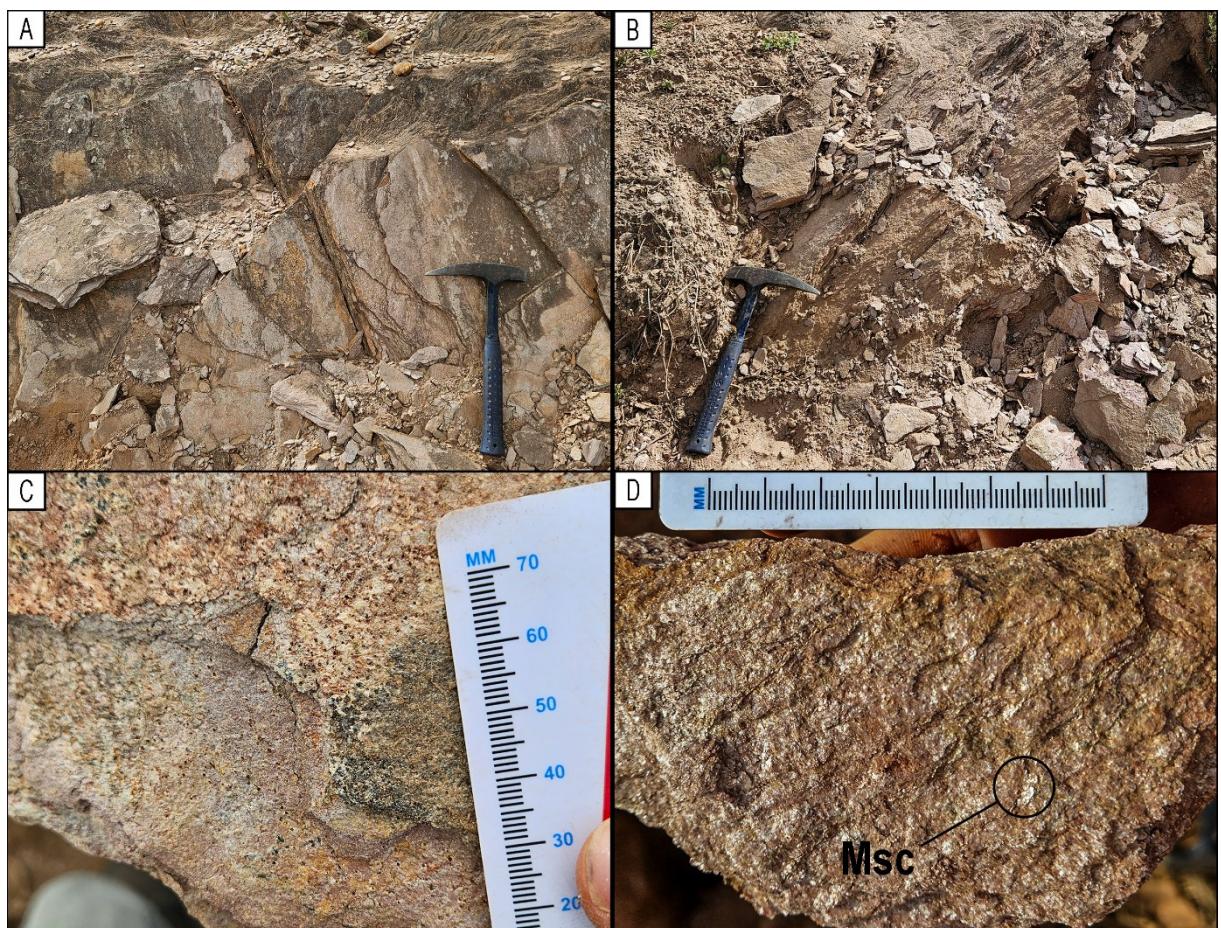


Fonte: O autor.

Nessa unidade é possível observar diferentes composições no acamamento (S_0) com diferentes espessuras, no qual as porções rosadas e amareladas são ricas em sericita, as porções de coloração esbranquiçado constituídos de quartzo e as lentes avermelhadas sendo a oxidação de minerais ferrosos como hematita e magnetita.

O contato com o muscovita-biotita xisto do Grupo Araxá ocorre de forma gradual, marcado por transição composicional entre sericita e muscovita e consequentemente o aumento progressivo do tamanho dos cristais, além do desaparecimento da clivagem ardosiana e da diminuição do mergulho da foliação. De forma que, é sugerido uma relação tectono-metamórfica contínua entre as unidades (Figura 23 – A, B, C e D).

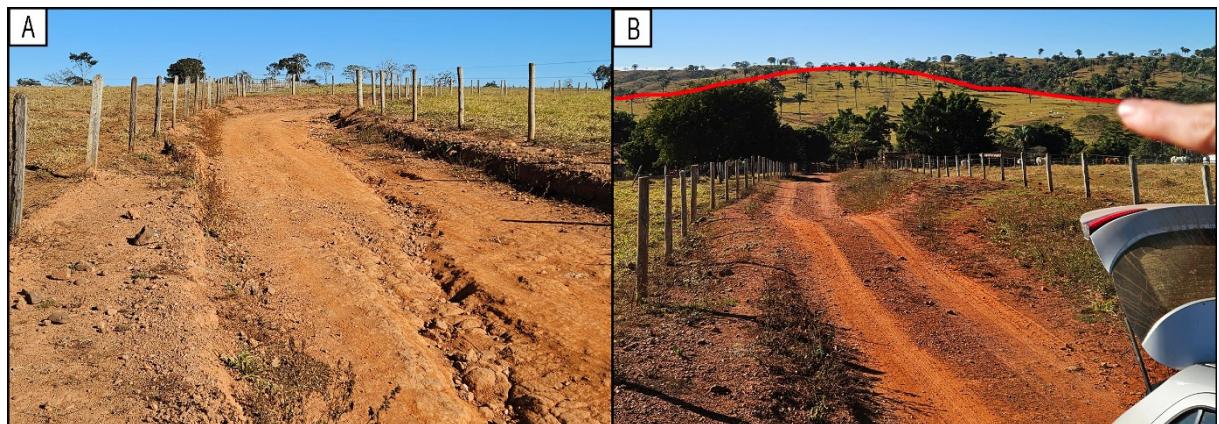
Figura 23 - Prancha de fotos em sequência dos afloramentos e amostras representando o contato gradual do Complexo Abadia dos Dourados com o Grupo Araxá. A) Sericita filito com clivagem ardosiana marcada por grandes blocos em forma de laje do ponto 65. B) Afloramento de sericita filito apresentando blocos menores e com folição menos marcada no ponto 67. C) Amostra de sericita filito do ponto 65 com granulação fina composta por sericita. D) Amostra de muscovita xisto do ponto 67 já com granulação mais grossa e presença de muscovita.



Fonte: O autor.

A porção metamáfica do Complexo Abadia dos Dourados é representada por lentes de anfibolito fino e anisotrópico com *trend* NW/SE inseridos tectonicamente nos filitos. Na região onde ocorrem são observados solos avermelhados que se destacam em meio aos solos amarronzados e amarelados dos filitos, consequentemente originados da oxidação de minerais ferromagnesianos (anfibólito e piroxênio) constituintes desse tipo de rocha (Figura 24 – A e B).

Figura 24 - Fotografias mostrando contato entre o Complexo Abadia dos Dourado e uma lente de anfibolito no ponto 61. A) Solo amarelo claro originado do sericita filito do Complexo Abadia a oeste. B) Solo avermelhado proveniente de um morro de anfibolito a leste traçado em vermelho.



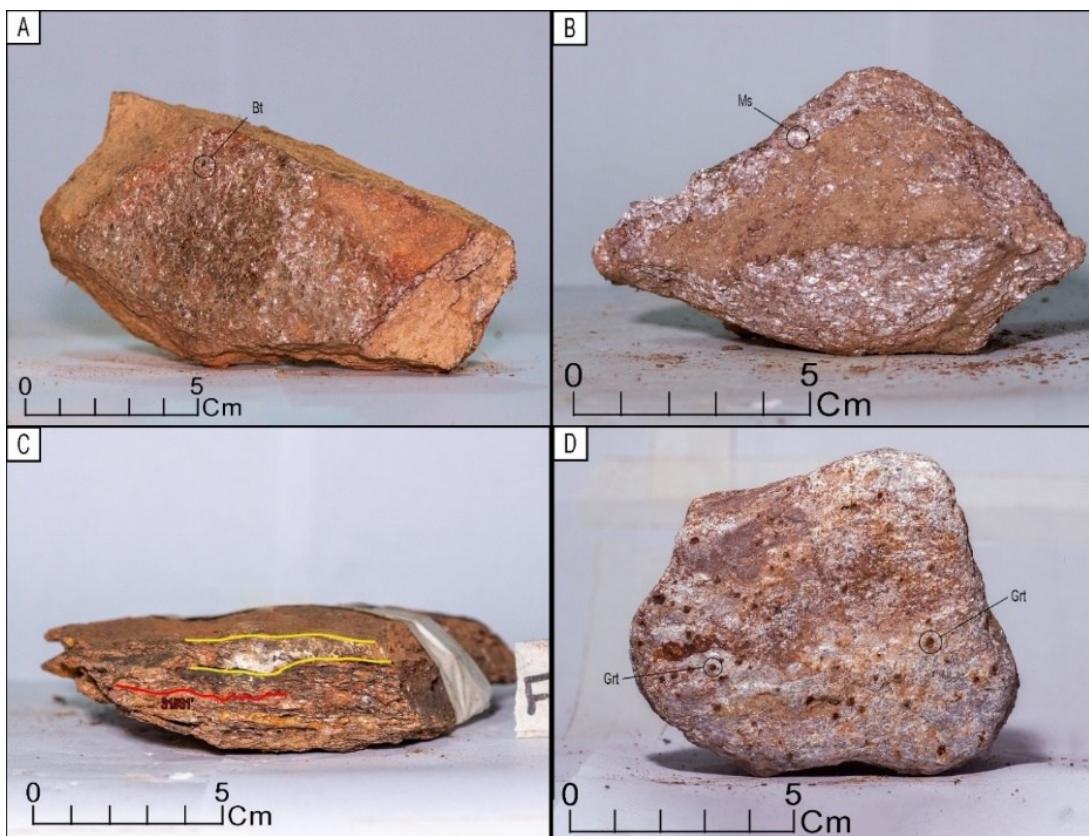
Fonte: O autor.

7.1.2 Grupo Araxá

As litologias observadas do Grupo Araxá na área de estudo, apresentam ocorrência expressiva ocupando cerca de 60% da região, subdividido em mica xistos, lentes de anfibolito e ocorrências subordinadas de quartzito.

Os xistos no geral são compostos dominantemente por quartzo, biotita e muscovita fortemente orientado pelas foliações penetrativas (Sn), adquirindo coloração avermelhada quando a proporção de biotita é maior, bem como seu grau de alteração (Figura 25 – A) ou coloração variando de um róseo/prateado dado a abundância de muscovita (Figura 26 – B). Suas nomenclaturas foram estabelecidas como biotita-muscovita cisto, muscovita-biotita xisto e muscovita xisto com granada (Figura 26 - D), sendo as duas últimas encontradas de forma pontual.

Figura 25 - Fotos macroscópicas dos diferentes mica-xistos associados ao Grupo Araxá. A) Amostra de muscovita-biotita xisto com presença maior de cristais de biotita. B) Amostra de biotita-muscovita xisto com predominância de muscovita. C) Foliação (Sn) paralela a clivagem de crenulação (Sn+1) em mica xisto marcada em vermelho, em amarelo presença de veio quartzo-feldspático aproveitando da foliação. D) Mica-xisto com presença de cristais de granada.



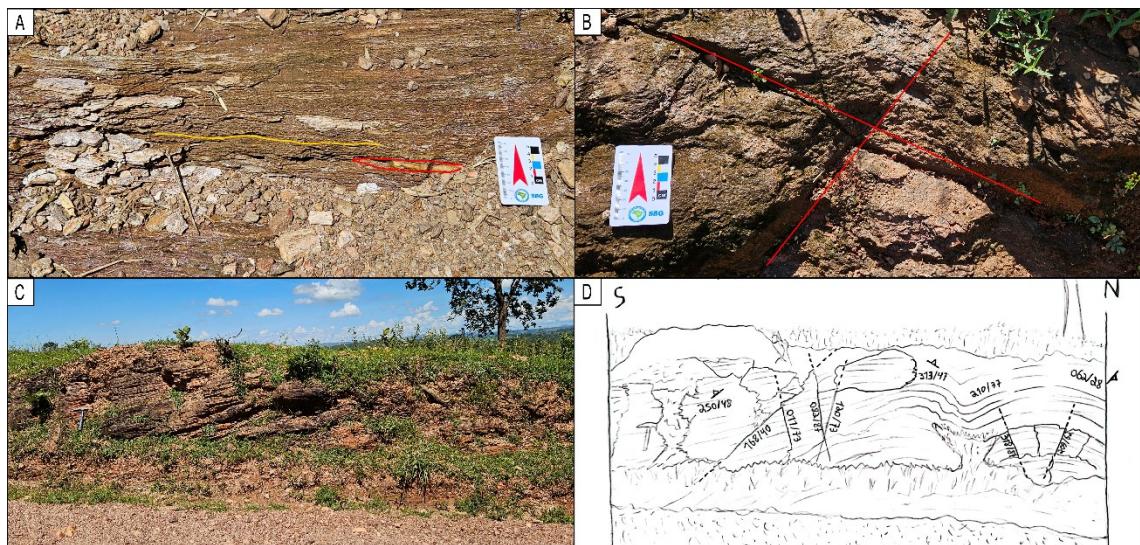
Fonte: O autor.

As deformações nessa unidade são evidentes pela presença de clivagens de crenulação (Sn+1) que se desenvolvem na forma de microdobras sobre a foliação pré-existente (Sn) na rocha durante movimentos compressivos. Foi identificado que essas clivagens sobrepõem paralelamente a foliação (Sn) classificada como xistosidade, que é representada pela orientação de minerais de hábito lamelar durante o metamorfismo da região (Figura 25 – C).

Ocorrem também pequenas dobras locais anticlinais horizontais e moderadamente inclinadas, pares conjugados de fraturas, fraturas associadas às zonas de charneira (Figura 26 – A, B, C e D) e ocorrência de veios quartzo-feldspáticos (Figura 25 – C)

Os afloramentos foram encontrados em cortes de beira de estrada sob a forma de blocos e matacões (Figura 26 B e C). Para caracterização foram realizadas medições de atitudes de foliação (Sn) do xisto, no qual grande parte acompanha o *trend* regional (NW-SE) conforme a literatura, seguindo uma média de 256/35 em toda a área.

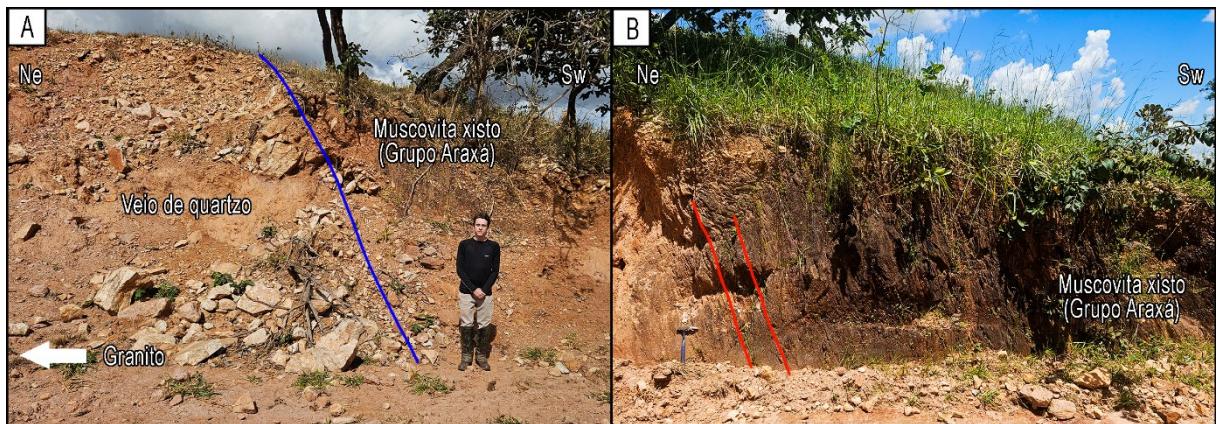
Figura 26 - Afloramentos do Grupo Araxá de mica-xistos evidenciando estruturas encontradas na área de estudo. A) afloramento de xisto com orientação preferencial (Sn) marcada em amarelo com atitude de 250/30 e veios quartzo-feldspáticos em vermelho. B) Par conjugado de fraturas em afloramento de xisto. C) Visão em perfil de um afloramento em corte de estrada com fraturas e dobras anticlinais horizontais. D) croqui orientado N/S do perfil C representando as dobras e fraturas.



Fonte: O autor.

Nos contatos com a intrusão (Granito Davinópolis) é observado a verticalização das foliações (Sn) em torno de 70° em decorrência da influência do soerguimento do corpo, assim como a presença de veios quartzo-feldspáticos de tamanho variado de centímetros a metros, provavelmente associados ao escape de fluidos magmáticos (Figura 27 – A e B) que se aproveitaram do espaço dado pela foliação Sn e por falhas e fraturas com direções NW/SE e NE/SW.

Figura 27 - A) Grupo Araxá com veio de quartzo por influência do Granito Davinópolis à esquerda do ponto 42. B) Biotita-muscovita xisto com foliação traçada em vermelho evidenciando uma verticalização de 70° em decorrência do soerguimento do corpo granítico no ponto 42.



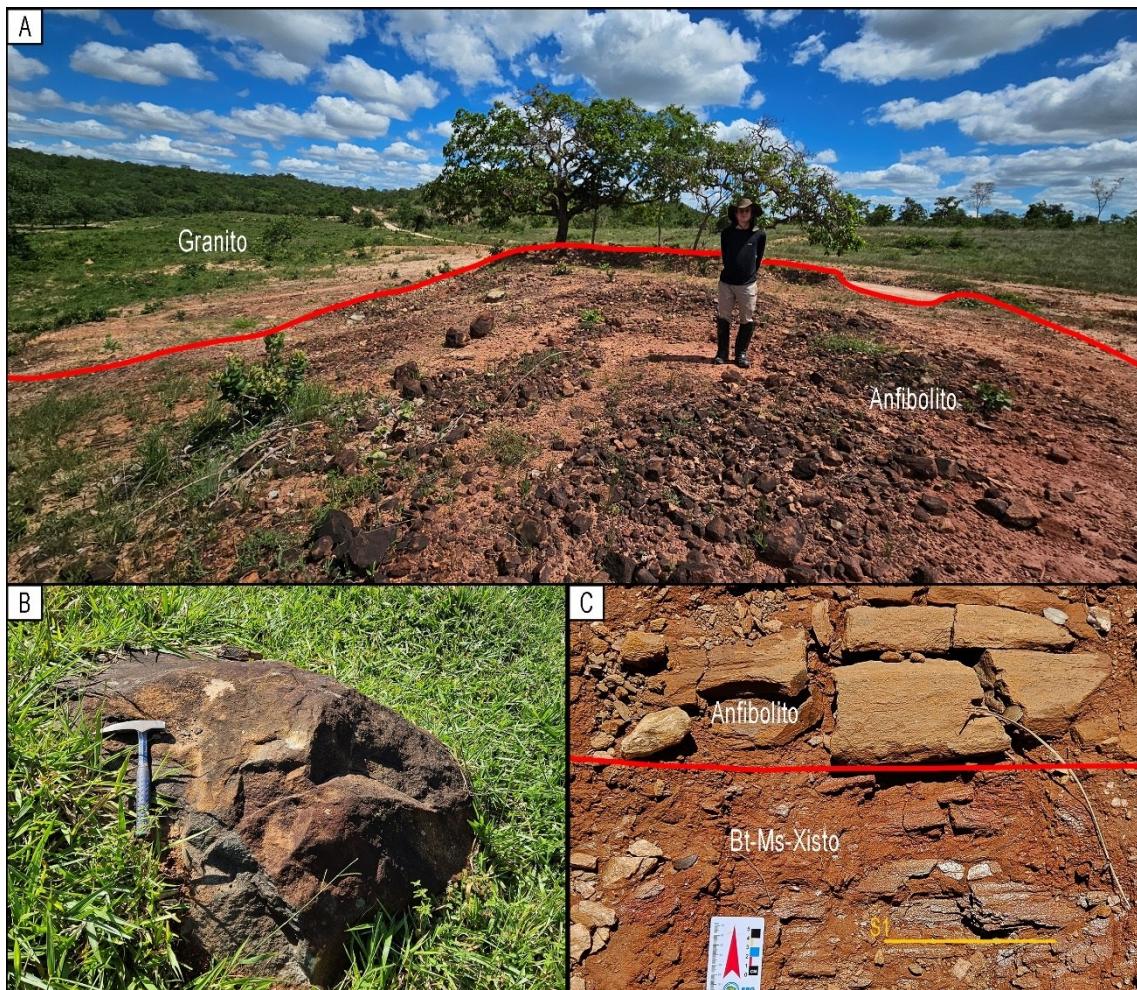
Fonte: O autor.

O granada-muscovita xisto (Figura 25 – D) foi encontrado na média vertente do ponto 34 em blocos rolados em meio ao granito, apresentando coloração rosa/prateada com xistosidade evidente e granulação fina a média.

Os anfibolitos pertencentes ao Grupo Araxá situam-se distribuídos na faixa central da área de leste a oeste. No geral, sua ocorrência é observada em formato de lentes (pontos 18 e 43) localmente refletidas na geomorfologia por morros orientados preferencialmente NW/SE aflorando em blocos e matações (Figura 28 – B) e xenólitos em meio a intrusão no ponto 12 (Figura 28 – A)

No ponto 21, o contato com o Grupo Araxá mantém a atitude de foliação do xisto (Figura 28 – C) indicando que a lente de anfibolito estão inseridas em meio a estruturação regional, consequentemente refletindo em suas orientações para noroeste (Figura 20). Pontualmente os anfibolitos também se dão associados ao xisto de maneira intercalada no ponto 18 (Figura 28 - B) onde não foi possível delimitar sua área.

Figura 28 – Fotografias mostrando as ocorrências de anfibolito na região. A) Relação de contato entre uma lente de anfibolito ocorrendo como xenólito em meio ao corpo granítico no ponto 12. B) Afloramento de blocos de anfibolito intercalado com xisto no ponto 18. C) Contato entre xisto e anfibolito concordante a foliação regional.



Fonte: O autor.

As amostras de anfibolito coletadas foram descritas como tendo composição mineralógica constituída por variações na quantidade de anfibólito (70-80%) e plagioclásio (30-20%), com pouca ou nenhuma variação se mantendo constantemente semelhantes entre as porções expostas e ocorrendo com coloração cinza escuro. Suas estruturas se apresentam majoritariamente isotrópicas, sem orientação aparente (Figura 29 – A), com algumas ocorrências leves de orientação dos cristais de plagioclásio (Figura 29 –B). Quanto a textura, predomina na área anfibolitos de granulação muito fina a fina.

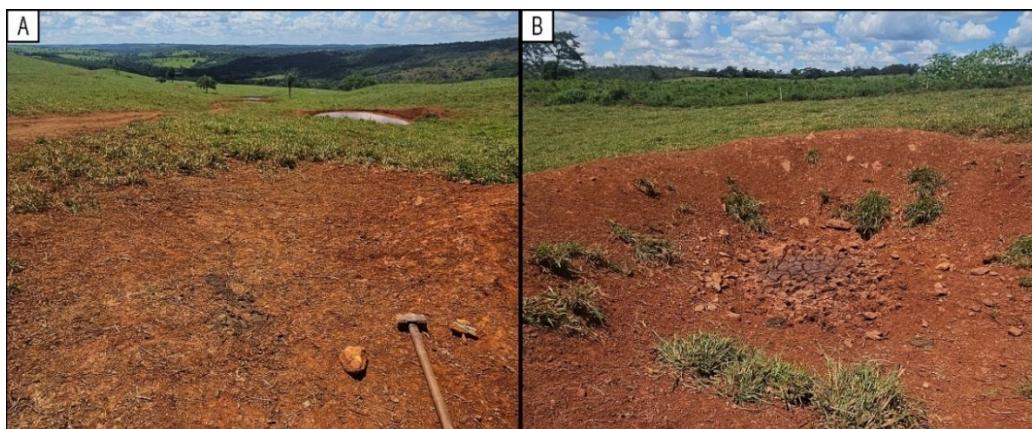
Figura 29 - Fotografias das diferentes amostras de anfibolito. A) Anfibolito isotrópico com 80% de anfibólio. B) Anfibolito anisotrópico com 70% de anfibólio. C) Anfibolito anisotrópico com capa de alteração para óxido de ferro.



Fonte: O autor.

Como critério de ajuda para delimitação das lentes foi utilizado a influência da mineralogia dos anfibolitos na pedogênese, no qual apresenta forte composição ferromagnesiana que em meio ao intemperismo acarreta na geração de solos avermelhados oxidados e argilosos. Essa capa de intemperismo é observada na amostra C da figura 29, correspondente ao ponto 43, onde o morrote de anfibolito apresenta coloração destoante do restante da área (Figura 30). A região não apresentava afloramentos, a coleta de amostra só foi possível devido a uma escavação onde foram encontrados blocos rolados de anfibolito (Figura 24 - B).

Figura 30 – A) Morro de anfibolito com solo avermelhado característico da alteração dos minerais ferromagnesianos. B) Escavação onde foi coletada amostra do ponto 43.



Fonte: O autor.

Pontualmente ocorrem quartzitos extremamente fraturados (Figura 31 - B) com fraturas orientadas E/W, na forma de blocos rolados (Figura 31 - C) e matacões (Figura 31 - A), apresentando granulação muito fina a fina. As fraturas principais possuem medidas de aproximadamente 353/87.

Figura 31 - A) Matacões de quartzito. B) Quartzito fraturado com orientação E/W principal marcada pela escala. C) Amostra de quartzito

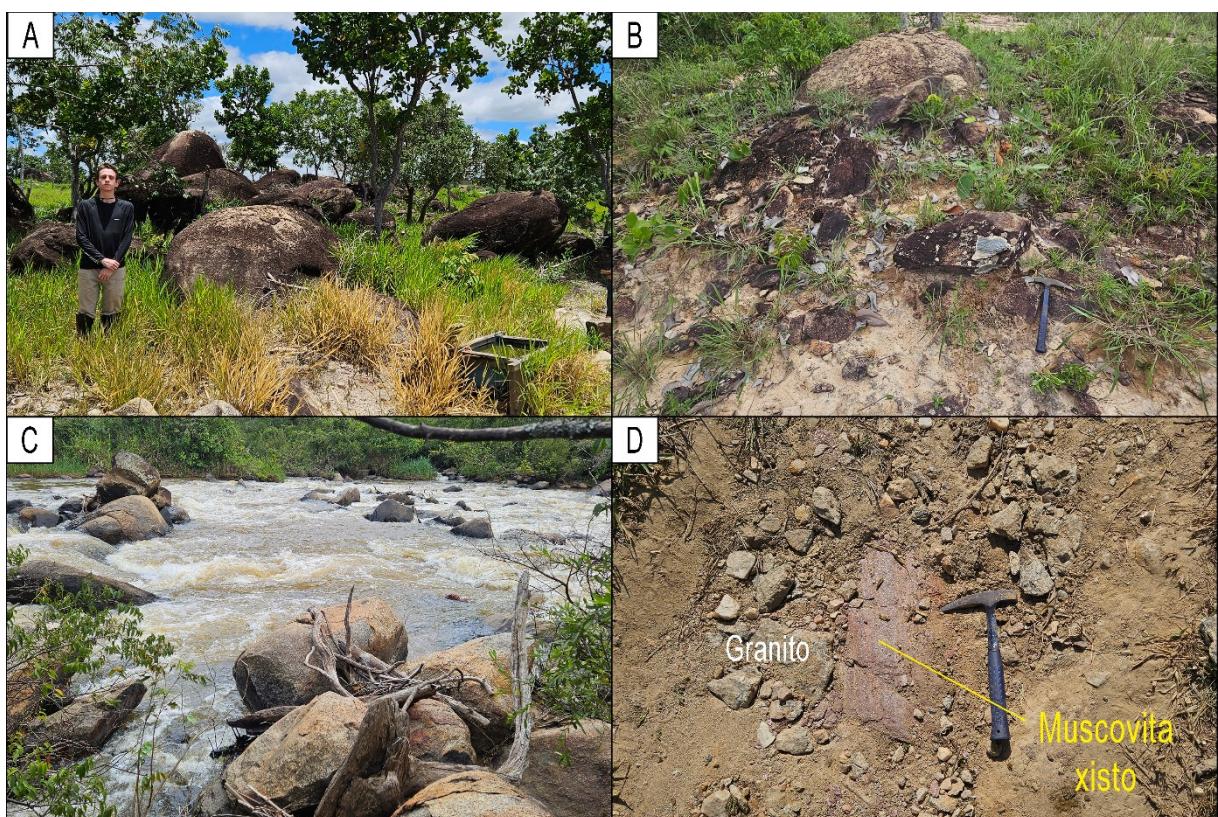


Fonte: O autor.

7.1.3 Granito Davinópolis

O corpo granítico Davinópolis abrange 14 Km² de área e aflora na forma de blocos e matacões (Figura 32 – A, B e C) que se destacam na porção central do mapa. Seu encaixe em meio a litologia do Grupo Araxá se dá de maneira intrusiva e é representado por geometria alongada seguindo o *trend* regional NW/SE (Figura 20). Os contatos com as rochas encaixantes são facilmente perceptíveis pela diferença de coloração de solo (Figura 34 - B, C e D), textura quando observado no relevo (Figura 34 - A) e na verticalização das foliações dos mica xistos geradas no decorrer de sua ascensão (Figura 27 – A e B).

Figura 32 - Ocorrência característica dos afloramentos do corpo granítico Davinópolis. A) Afloramento de blocos e matacões de granito. B) Solo esbranquiçado proveniente da alteração de pequenos blocos aflorantes. C) Leito rochoso do rio São Bento com afloramento do corpo granítico. D) Granito com xenólito de biotita-muscovita xisto do Grupo Araxá.

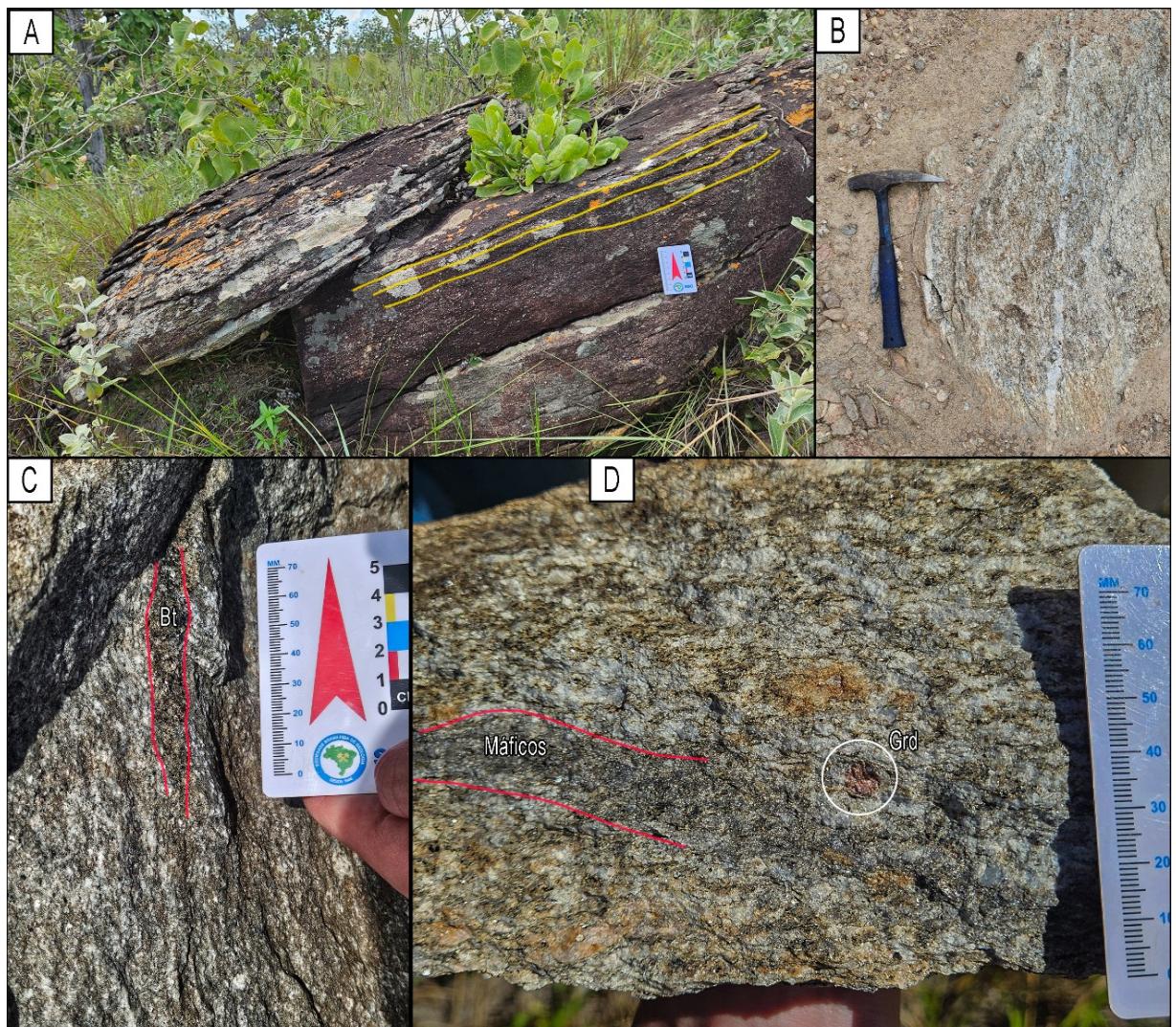


Fonte: O autor.

Grande parte dos afloramentos observados apresentam características macroscópicas bem preservadas como foliação secundária, em grande parte concordante com a atitude da foliação das rochas encaixantes, marcada pela reorientação de minerais placoides como biotita

e muscovita (Figura 33 – A, C e D). Essas estruturas estão presentes em quase todo o corpo, indicando uma extensa deformação. As medidas coletadas variam de 197/36 a 296/51.

Figura 33 - A) Afloramento de granito com foliação evidente. B) Granito com veio quartzofeldspático. C) Veio preenchido por biotita concordante a foliação. D) Amostra de granito com fenocristal de granada e porção com minerais maficos.



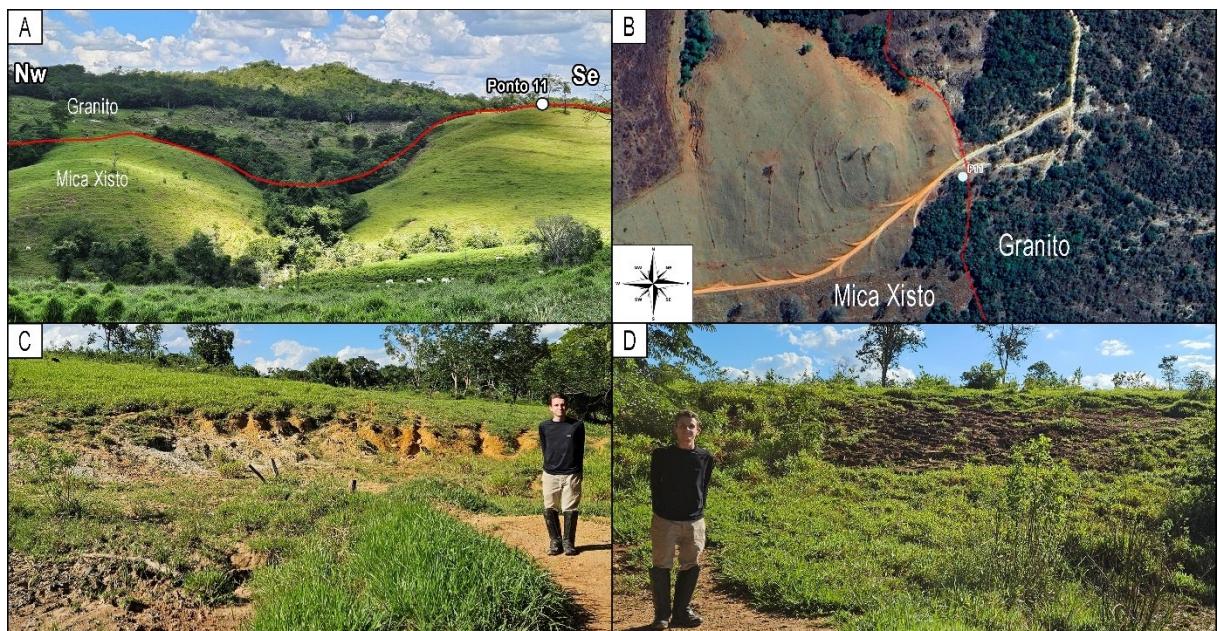
Fonte: O autor.

Nas localidades onde ocorre a intrusão, é observado uma resposta da pedogênese em relação ao intemperismo das rochas graníticas, no qual os solos adquirem uma coloração esbranquiçada a bege, além de características friáveis por serem mais cascalhosos e arenosos, comumente apresentando o desenvolvimento de voçorocamentos (Figura 34 - C).

Em comparação com as rochas encaixantes, a diferença de tonalidade é abrupta, passando de branco (granito) para avermelhado (mica xistos e anfibolito), facilmente

perceptível em barrancos erodidos, estradas vicinais e por imagens de satélite (Figura 34 - B, C e D). Essa mudança foi utilizada como parâmetro auxiliar para identificação de contatos entre as litologias.

Figura 34 – Relação de contato entre a intrusão e a rocha encaixante em diferentes escalas. A) Vista com orientação NW-SE de uma vertente com diferenças de textura e tonalidade que marcam o contato bem definido entre o mica-xisto do Grupo Araxá e o Granito Davinópolis. B) Vista aérea do mesmo local da imagem A evidenciando a mudança de cor e textura das litologias. C) e D) comparação no ponto 31 do contato entre o xisto e o granito refletido nos afloramentos das vertentes em um fundo de vale. Em C é destacado a erosão intensa causando ravinas e voçorocas no relevo.



Fonte: O autor.

Foram analisadas amostras coletadas do granito Davinópolis a partir da descrição petrográfica microscópica, no qual foi possível identificar características texturais, estruturais e mineralógicas amplas e distintas ao longo da extensão do corpo. As colorações variam de cinza escuro a branco, textura fanerítica e inequigranular, localmente isotrópico e com granulação variando de fina a média. Pontualmente ocorre textura porfirítica definida por fenocristais de feldspatos e granada de até 3 mm. A anisotropia comumente observada é identificada pela orientação de filossilicatos como biotita, clorita e muscovita, que chegam a formar em alguns pontos bandamentos.

No geral, a composição mineralógica é definida formada por quartzo, oligoclásio, microclínio, biotita, granada e localmente muscovita primária, podendo apresentar como

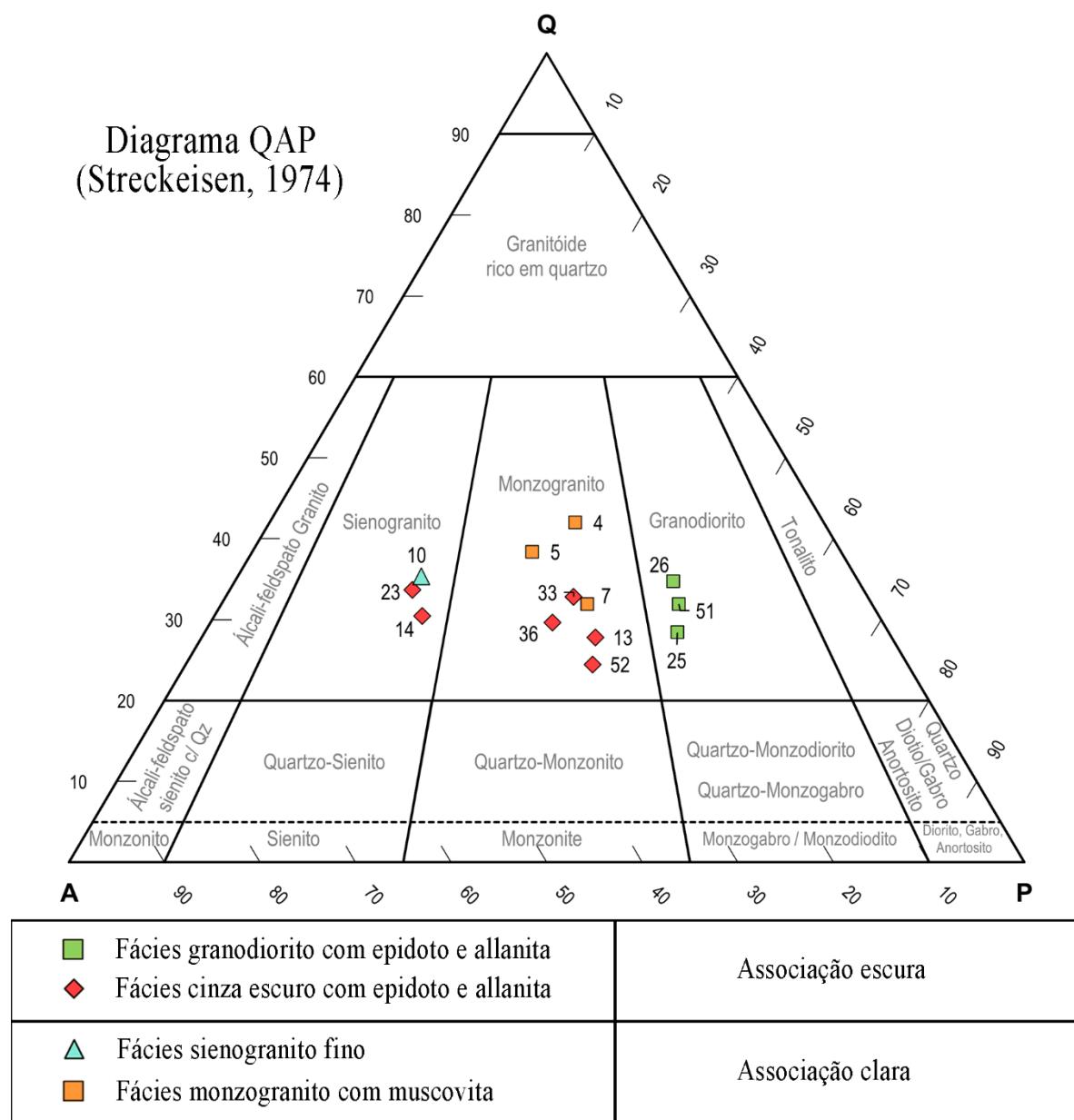
minerais acessórios, allanita, rutilo, monazita e titanita, além minerais de alteração como muscovita secundária, clorita, epidoto, clinozoisita, argilominerais e minerais opacos. A granada ocorre em todo o corpo granítico, variando em tamanho e em conteúdo modal (Figura 33 - D).

Como meio de classificar e nomear as amostras, foi realizada a contagem modal dos minerais essenciais (feldspato potássico, quartzo e plagioclásio) para posteriormente serem plotadas no diagrama ternário (QAP) de classificação de rochas plutônicas proposto por Streckeisen (1974) (Figura 9). As rochas do granito Davinópolis quando observadas no diagrama, apresentam variações entre sienogranito, granodiorito e predominantemente monzogranito (Figura 35).

Através das diversas características petrográficas distintas ao longo do corpo granítico, foi possível dividi-lo em duas associações; associação clara, agrupando amostras de coloração branca subdividida em duas fácies e associação escura com amostras de coloração cinza escuro subdividida também em duas fácies, conforme a tabela 5 e o diagrama da figura 35.

Ao todo foram definidas quatro faciologias no corpo, sendo: Fácies monzogranito com muscovita (representado pelas lâminas FAD-7, FAD-4, FAD-5); Fácies sienogranito fino (FAD-10); Fácies cinza escuro com epidoto e allanita (FAD-52, FAD-36, FAD-13, FAD-33, FAD-23, FAD-14) e Fácies granodiorito com epidoto e allanita (FAD-51, FAD-25, FAD-26), (Figura 36).

Figura 35 - Diagrama QAP (quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio) das amostras estudadas, plotadas conforme descrição microscópica e caracterização das fácies do granito.

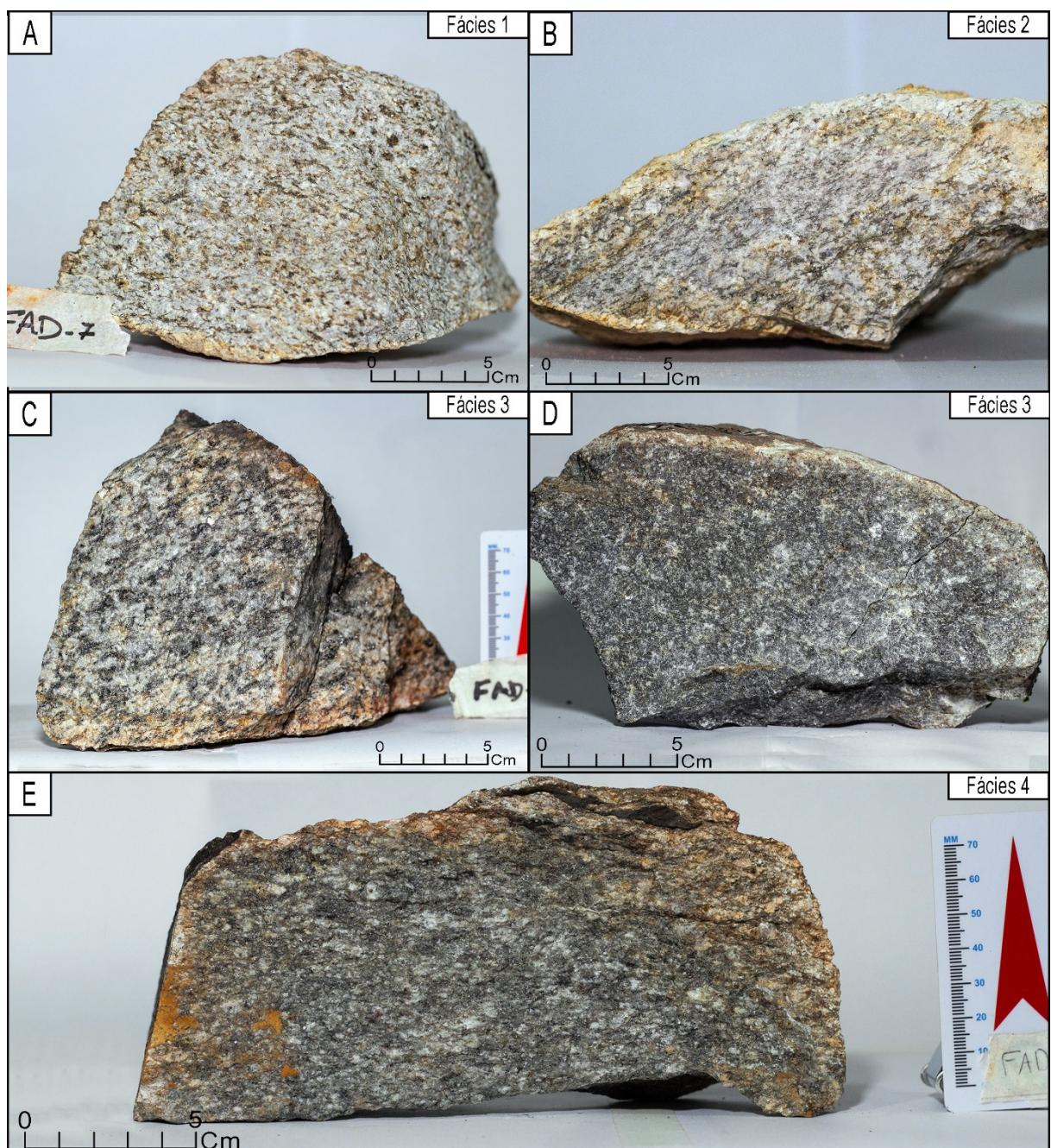


Fonte: Adaptado de Streckeisen (1974)

Tabela 5 - Tabela com resumo das fácies apresentadas.

Unidade		Granito Davinópolis			
Fácies		Fácies Monzogranito com muscovita	Fácies Sienogranito fino	Fácies cinza escuro com epidoto e allanita	Fácies Granodiorito com epidoto e allanita
Amostra/Lâmina		FAD-7; FAD-4; FAD-5	FAD-10	FAD-52; FAD-36; FAD-13; FAD-33; FAD-23; FAD-14	FAD-51; FAD-25; FAD-26
Estrutura		Anisotrópica	Anisotrópica	Levemente anisotrópico	Anisotrópica
Textura		Fanerítica, holocratalina, hipidiomórfica	Porfirítica, fanerítica, holocratalina	Porfirítica, fanerítica, holocratalina, hipidiomórfica	Porfirítica, fanerítica, holocratalina
Granulação		Inequigranular fina a média (0,02 a 1,5mm) com fenocristais de K-F e Pl	Inequigranular fina a média (0,02 a 2,0mm) com fenocristais de K-F e Pl	Inequigranular fina a média (0,05 a 2,1mm) com fenocristais de K-F e Pl	Inequigranular fina a média (0,05 a 2,1mm) com fenocristais de K-F e Pl
% Minerais Félsicos	Qtz	30 - 42	36	30 - 25	30 - 27
	K-F	28 - 26	47	42 - 28	19 - 21
	Pl	36 - 32	24	17 - 40	45 - 47
% Minerais Escuros Pesados	Bt	5 - Tr	1	7 - 4	4
	Grd	Tr	Tr	2 - Tr	Tr
% Minerais Claros Pesados	Msc	1 - Tr	-	-	-
% Minerais Acessórios	Mnz	Tr	-	Tr	Tr
	Ti	-	-	Tr	Tr
	Rt	Tr	-	Tr	-
	Aln	-	-	0,5	1 - Tr
Minerais secundários		Minerais opacos, epidoto, clinozoisita, sericita, muscovita, biotita	Minerais opacos, biotita, sericita, muscovita	Minerais opacos, epidoto, clinozoisita, sericita, muscovita, biotita e clorita	Minerais opacos, epidoto, clinozoisita, sericita, clorita, muscovita, biotita
	Ep	Tr	Tr	1,5 - 2,5	1
Classificação		Biotita monzogranito com muscovita	Sienogranito com biotita	Biotita monzogranito com granada e epidoto	Sienogranito com biotita e allanita

Figura 36 - Fotos comparativas entre as amostras das quatro fácies identificadas em campo. A) FAD-7 - Fácie biotita monzogranito com muscovita. B) FAD-10 - Fácie sienogranito fino. C e D) FAD-23 e FAD-33 - Fácie cinza escuro com epidoto e allanita, com granulação grossa e fina respectivamente. E) FAD-51 - Fácie granodiorito com epidoto e allanita.



Fonte: O autor.

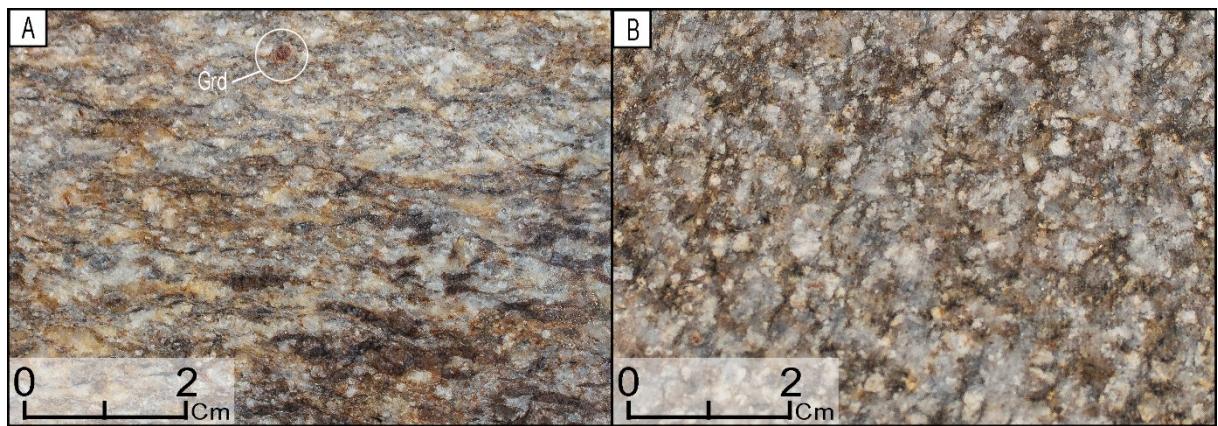
7.1.4 Associação de fácie clara

7.1.4.1 Fácie monzogranito com muscovita

A fácie monzogranito com muscovita aflora em grande parte das bordas do corpo na forma de blocos e matações e é representada pelas lâminas FAD-7, FAD-4 e FAD-5. Corresponde a rochas com porcentagem modal de minerais composta por: oligoclásio (36 – 32 %), quartzo (30 - 42%), microclínio (28 - 26%), biotita (5 – Tr%), muscovita (1 - Tr%) e granada (Tr), com coloração branca a cinza claro e granulação fina a média inequigranular predominantemente fina (Figura 37 – A e B). Sua estrutura apresenta deformação representada por uma disposição anisotrópica marcada pelos minerais placoides como biotita, muscovita primária e secundária que formam bandamentos compostionais. A textura é fanerítica, holocrystalina, xenomórfica a hipidiomórfica.

Essa fácie é a mais aluminosa do granito, sendo a única a apresentar muscovita de origem primária. Granada está presente em pouca quantidade, porém com cristais médios entre 0,7mm a 0,8mm (Figura 37 - A).

Figura 37 – Fotos macroscópicas representativas da fácie monzogranito com muscovita. A) Amostra FAD-5 evidenciando cristal de granada e orientação dos minerais. B) Amostra FAD-7 com orientação de minerais secundários escuros.

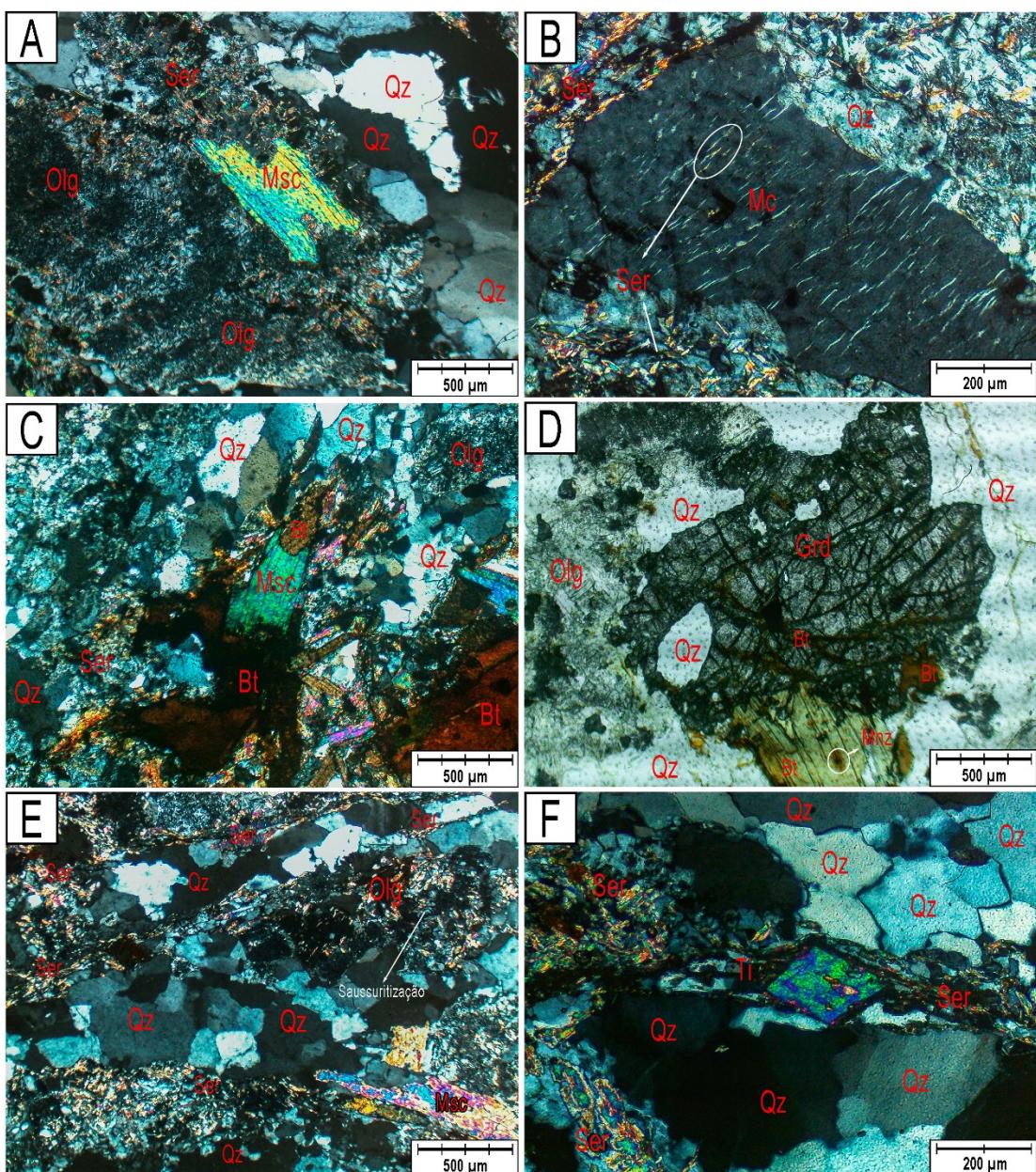


Fonte: O autor.

Os minerais secundários são definidos principalmente em bandas compostionais de sericita, muscovita, minerais opacos e pontualmente epidoto e clinozoisita (alteradas a partir das bordas de aglomerados de minerais máficos de biotita primária), além de biotita secundária

presente pelo consumo da granada. Ocorrem como acessórios monazita e rutilo inclusos nos cristais de biotita, e titanita euédrica em meio a percolação de fluidos presentes em fraturas da rocha.

Figura 38 – Fotomicrografia a nicóis cruzados (NC) referente a fácies monzogranito com muscovita, lâminas FAD-7, FAD-4 e FAD-5. A) Muscovita (Msc) primária inclusa em cristal de oligoclásio (Olg) alterado com acículas de sericita (Ser) e macla pouco preservada. B) Microclínio (Mc) apresentando textura pertítica formada por finas lamelas de albita. C) Biotita em processo de alteração para muscovita secundária e sericita. D) Cristal de granada com hábito granular fraturado com inclusões de quartzo e alterando para biotita em seu interstício e bordas. E) Bandamento composicional formado por leitos de filossilicatos e aglomerados de cristais de quartzo. F) Cristal euédrico com hábito rômbico de titanita em meio a um fluxo de sericita.



Fonte: O autor.

O oligoclásio é encontrado frequentemente alterado por processos de saussuritização, sericitização e muscovitização em seu centro e/ou nas bordas, formado por cristais finos de sericita, muscovita, epidoto, quartzo e argilominerais (Figura 38 – A). Comumente esse processo é responsável por mascarar sua geminação polissintética tornando-a de difícil observação. Os cristais são euédricos a anédricos dependendo do grau de alteração, com dimensões que variam de 0,3mm a 1,7mm. O contato com minerais adjacentes é serrilhado, lobulado e pontualmente reto. Indícios de deformação são observados no truncamento de sua geminação. É comum inclusões de quartzo e epidoto e muscovita primária (Figura 38 – A).

O quartzo aparece distribuído em toda a amostra e comumente intercalado a bandamentos de minerais de alteração (Figura 38 – E). Os cristais são encontrados com formato euédrico a subédrico com contatos lobulados e que variam em tamanho de 0,05mm a 1,5 mm. Apresentam características de deformação como extinção ondulada, e recristalização ocorrendo textura mosaico. Pontualmente estão inclusos em outros minerais maiores como oligoclásio, microclínio e biotita.

O microclínio presente aparece muito alterado por processo de sericitização e formação de textura pertítica de lamelas de albite que frequentemente mascaram a geminação em grande característica desse mineral (Figura 38 – B). Os cristais possuem forma subédrica a anédrica com tamanho variando de 0,5mm a 1,0 mm. Possui contato serrilhado e lobulado com demais minerais e inclusões de quartzo.

A biotita aparece com formato subédrico a anédrico, hábito placoide com tamanho variado entre 0,15mm a 1,1mm e contatos serrilhados e retos. Seu preocroísmo varia entre tons amarronzados e é observada pontualmente com inclusões de monazita que criam um halo pleocróico escuro em volta do mineral em decorrência de seu decaimento radioativo (Figura 38 – D), além de inclusões aciculares de rutilo. Frequentemente a biotita é vista alterada com perda de sua coloração marrom característica e associada em suas bordas e adjacências com muscovita secundária, sericita e clinozoisita por processo de epidotização (Figura 38 – C).

A muscovita ocorre pontualmente como mineral primário e frequentemente secundário, formado a partir da alteração da biotita com tamanhos que variam de 0,15mm a 0,4mm. É encontrada com hábito lamelar, forma subédrica com contatos serrilhados e sinuosos (Figura 38 – A). Também é possível observar halo pleocróico da inclusão de monazita.

A granada nessa fácie é presente de forma pontual em cristais de 0,7mm a 1,0mm apresentando hábito granular anédrica e contatos lobulados. É observado a presença de

inclusões de quartzo e fraturas com coloração avermelhada devido a alteração intersticial para biotita secundária (Figura 38 – B).

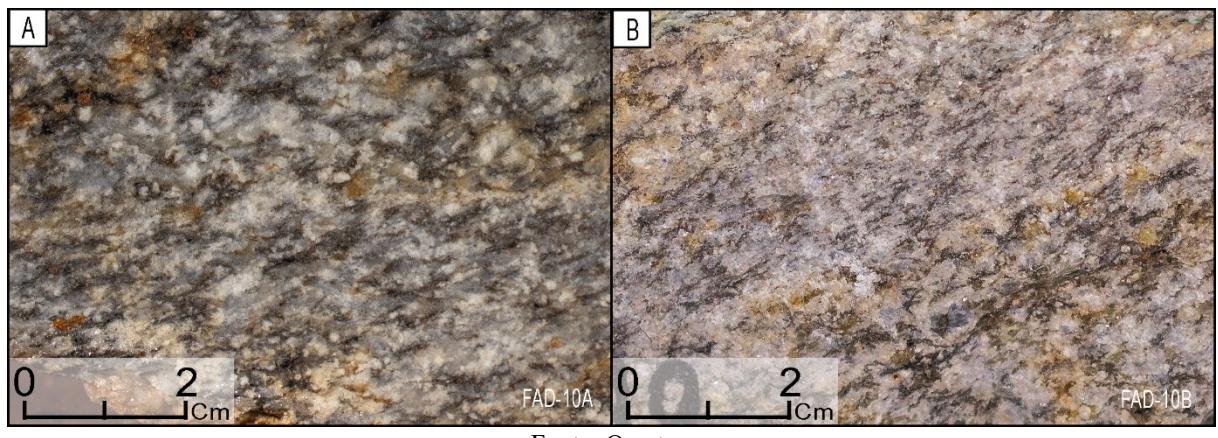
Os minerais de alteração dessa fácie ocorrem por processos de muscovitização, sericitização e epidotização em cristais de oligoclásio, microclínio e biotita. No plagioclásio e feldspato é observado o crescimento de acículas de sericita de tamanho entre 0,03mm a 0,12mm acompanhando suas geminações. Epidoto e clinozoisita são encontrados inclusos em cristais maiores de oligoclásio com tamanho médio de 0,8mm e próximo a cristais de biotita. Nas granadas é observado biotita formada em meio a suas fraturas por sua alteração, apresentando formato anédrico (Figura 38 – D). Muscovita secundária é vista como alteração nas bordas da biotita com tamanho variando de 0,15mm a 0,6mm, e como parte do processo de muscovitização no centro de oligoclásio e microclínio, com tamanhos de 0,2mm a 0,15mm.

Como acessórios aparecem acículas finas de rutilo com tamanhos de 0,15 a 0,03mm inclusos na biotita, inclusões de monazita em cristais de biotita e titanita euédrica em meio a trilhas de sericita e biotita com tamanho de 0,25mm (Figura 38 – F).

7.1.4.2 Fácie sienogranito fino

Essa fácie ocorre em um afloramento pontual na região mais estreita do granito, a noroeste, na forma de blocos e matacões em beira de estrada. É representada pela amostra FAD-10 caracterizada por coloração cinza a cinza claro com matriz fina e com fenocristais de microclínio (Figura 39 – A). Sua estrutura é anisotrópica com foliação bem marcada pela orientação de minerais de alteração como biotita e muscovita secundária que chegam a formar bandamentos intercalados a aglomerados de quartzo em algumas porções. A textura é porfirítica, fanerítica, holocrystalina e hipidiomórfica.

Figura 39: Fotos macroscópicas representativas da fácie sienogranito fino. A) Amostra FAD-10A de coloração cinza com matriz fina e fenocristais de microclínio. B) Amostra FAD-10B com granulação predominantemente fina e orientada formando bandamentos de minerais maficos e secundários, coloração cinza clara.

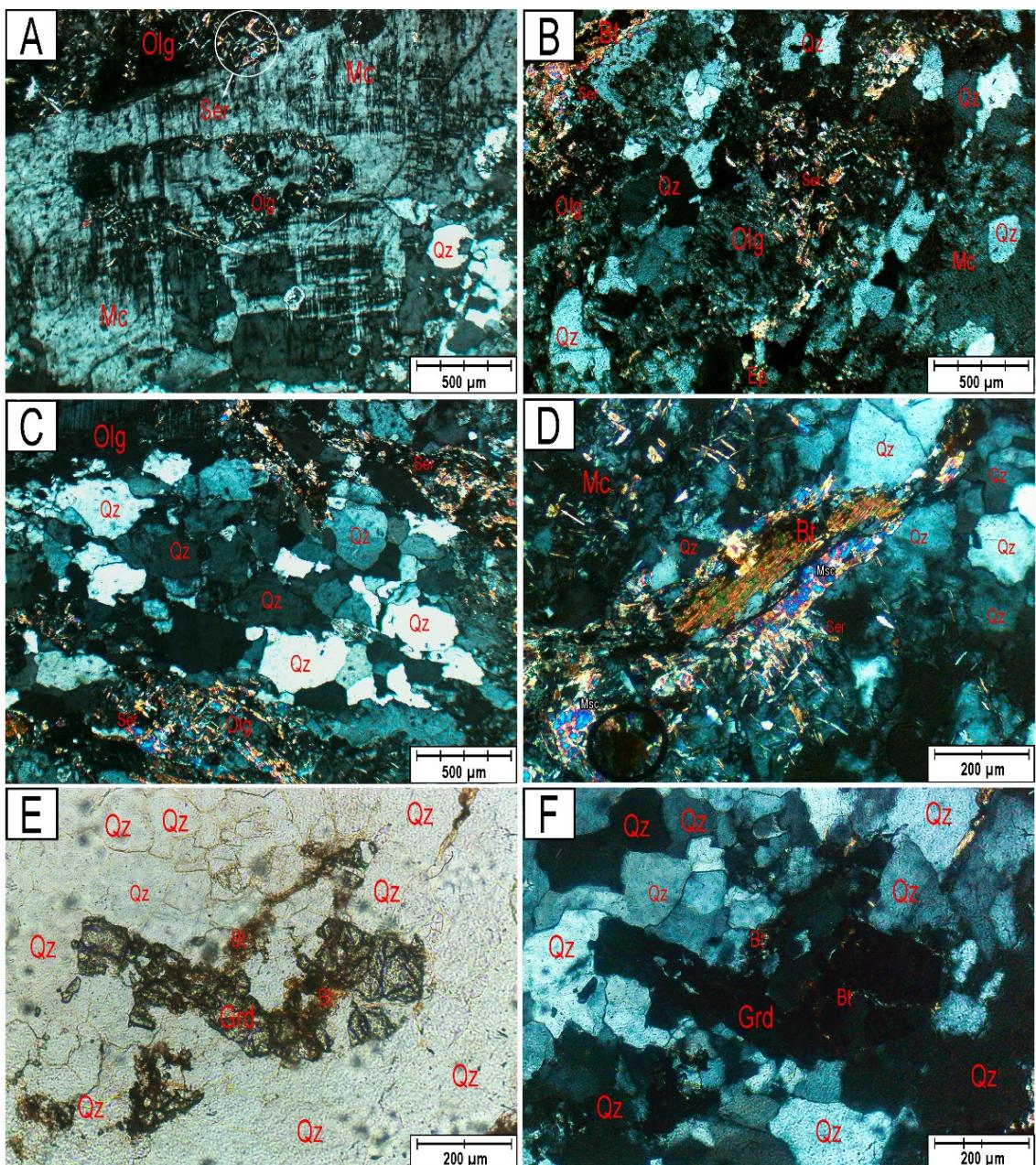


Fonte: O autor.

A composição modal de sua mineralogia foi responsável por classificar essa amostra como um sienogranito no diagrama QAP, sendo as porcentagens: microclínio (47%), quartzo (36%), oligoclásio (24%), biotita (1%) e ocasionalmente granada.

Como minerais secundários, ocorre muscovita, sericita e epidoto formados por processos de saussuritização, muscovitização e epidotização de minerais como biotita, oligoclásio e microclínio.

Figura 40 - Fotomicrografia a nicóis cruzados (NC) e nicóis paralelos (NP) referente a fácies sienogranito fino, lâmina FAD-10. A) Cristal de microclínio (Mc) com geminação em grade preservada e em processo de sericitização. B) Oligoclásio (Olg) saussuritizado com acículas de sericita (Ser) e cristais finos de argilominerais e minerais opacos. C) Bandamento composicional formado por aglomerados de quartzo (Qtz) e finas camadas orientadas de sericita e oligoclásio alterado. D) Cristal de biotita (Bt) em processo de muscovitização (Msc) em suas bordas. Acima, cristal de microclínio com geminação preenchida por acículas de sericita. E) NP e F) NC, granada (Grd) fraturada anédrica em processo de alteração para biotita.



Fonte: O autor.

O microclínio está presente como cristais finos e pontualmente a fenocristais, com dimensões que variam de 0,3mm a 1,5mm. Frequentemente apresenta sua geminação em grade

preservada e com finas acículas de sericita preenchendo parcialmente a estrutura por processo de sericitização, ocorre textura pertítica (Figura 40 – A). A forma é em geral subédrica com contatos ondulados e inclusões de oligoclásio e quartzo.

O oligoclásio ocorre extremamente alterado por processo de saussuritização, com tamanhos que variam de 0,2mm a 0,8mm. Sua identificação é prejudicada pelo crescimento de minerais secundários como sericita, muscovita e argilominerais em todo o cristal, mascarando sua macla polissintética (Figura 40 – B).

O quartzo se apresenta em grandes aglomerados com orientação seguindo a foliação da rocha, intercalada a bandamentos de minerais placoide secundários. É observado com indícios de deformação pela presença de extinção ondulante, além de quartzo microcristalino formando textura mosaico nos cristais por recristalização (Figura 40 – A). Possui forma subédrica a anédrica com hábito granular, dimensões variam de 0,06mm a 0,2mm.

Biotita aparece em poucas quantidades já com intenso processo de alteração para muscovita e sericita, seu tamanho varia de 0,1mm a 0,3mm com forma subédrica a anédrica e com hábito lamelar (Figura 40 – D). Seu preocroísmo é observado em tons de marrom. Pontualmente ocorre como secundário nas bordas de cristais de granada (Figura 40 – E e F).

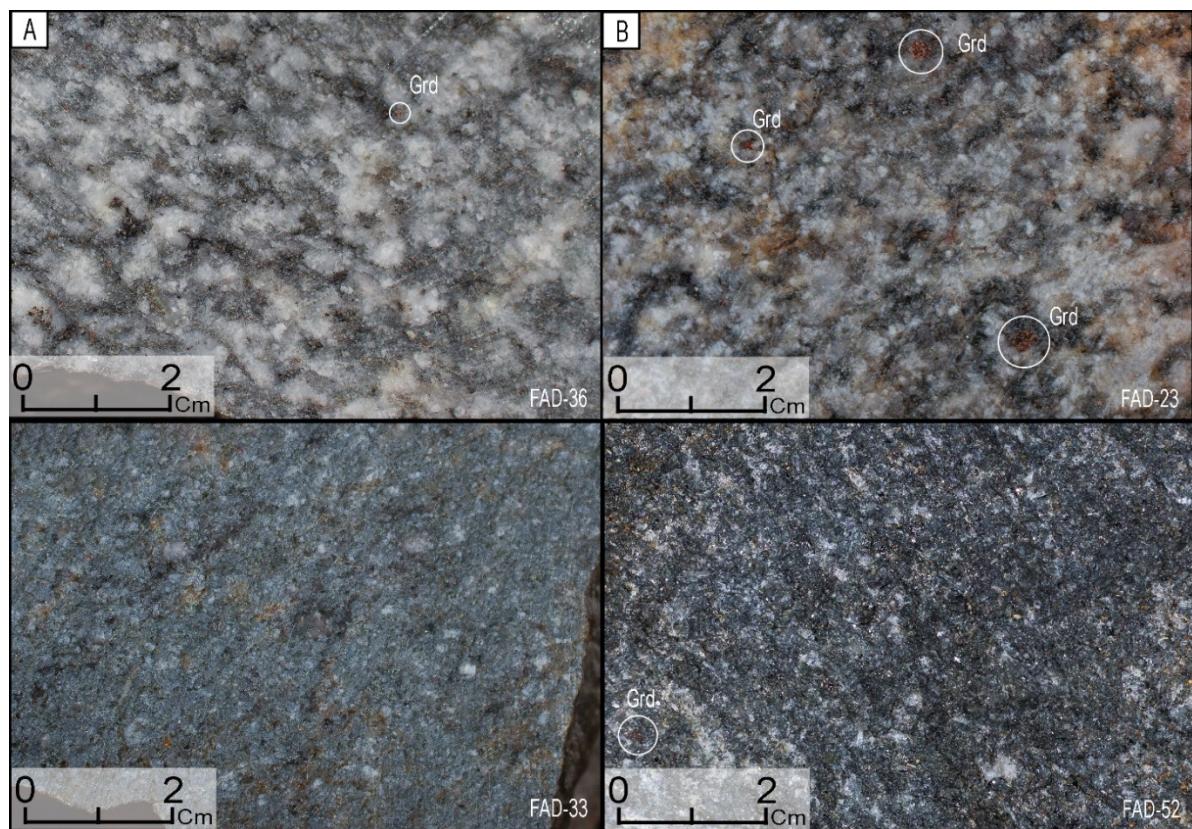
A granada ocorre pontualmente com tamanho de 0,8mm, extremamente fraturada e em avançado processo de alteração representada por óxidos e hidróxidos de ferro associado a alteração para biotita (Figura 40 – E e F). Apresentam forma anédrica e contatos serrilhados a lobulados, podem ocorrer com inclusões de quartzo.

7.1.5 Associação de fácie escura

7.1.5.1 Fácie cinza escuro com epidoto e allanita

Essa fácie ocorre no centro do corpo intrusivo e é representada pelas lâminas FAD-23 e FAD-14, FAD-52, FAD-36, FAD-13 e FAD-33 com porcentagem modal dos minerais definida como: microclínio (42 – 28 %), quartzo (30– 25%), oligoclásio (17 - 40 %), biotita (7 - 4%), granada (2 – Tr%), epidoto (1,5 – 2,5%) e allanita (0,5%). A proporção entre plagioclásio e feldspato potássico varia entre as amostras, sendo classificadas como sienogranito e monzogranito. Apresentam coloração cinza claro quando predomina cristais grossos (FAD-36, FAD-23 e FAD-13) e cinza escuro quando predomina cristais finos (FAD-52, FAD-33 e FAD-24), (Figura 41 – A e B).

Figura 41 – Prancha de fotos macroscópicas representativa da fácie cinza escuro com epidoto e allanita com realce para granada (Grd). A) Amostra FAD-36 monzogranito grosso, isotrópico, com textura porfirítica composta por fenocristais de microclínio e oligoclásio juntamente com cristal de granada. B) Amostra FAD-23 sienogranito grosso com textura porfirítica menos evidente e maiores quantidades de granada. C) Amostra FAD-33 monzogranito com matriz fina. C) Amostra FAD-52 monzogranito fino com granada e pontualmente cristais maiores.

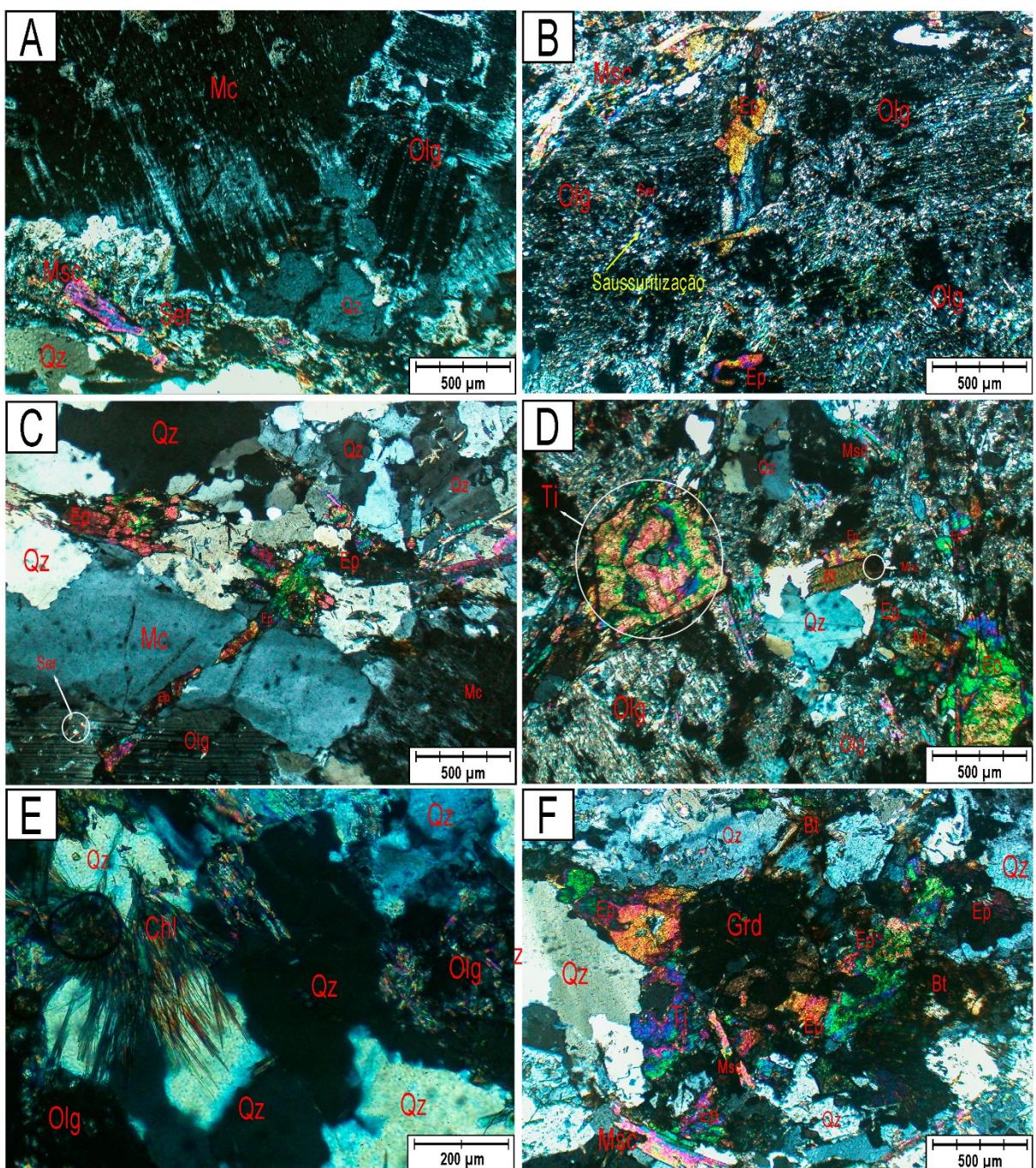


Fonte: O autor.

A textura é predominantemente porfirítica, fanerítica, holocrystalina com estrutura anisotrópica e pontualmente isotrópica formada por fenocristais de 1,0 a 2,0 mm de microclínio e/ou oligoclásio em meio a uma matriz fina. É frequentemente observado aglomerados de minerais máficos formados por biotita, allanita, epidoto, clinzozoisita, granada e pontualmente titanita (Figura 42 – F). A concentração de allanita e epidoto é característica dessa fácie.

Os minerais secundários ocorrem pela alteração dos minerais que constituem os aglomerados de minerais máficos (granada, biotita e allanita), formando clorita, sericita, biotita, epidoto e clinzozoisita em suas bordas e interstícios. Comumente é marcada por fraturas em quartzo, plagioclásio e feldspato preenchidas por biotita, epidoto e titanita, além de acículas radiais de clorita. Como mineral acessório, está presente em quantidades variadas cristais de monazita e rutilo como inclusão em minerais de biotita, titanita euédrica em meio a fluxo de fluídos hidrotermais, e allanita com borda de epidoto.

Figura 42 – Prancha de fotomicrografias sob polarizadores cruzados da fácie cinza escuro com epidoto e allanita, lâminas FAD-36, FAD-13 e FAD-23. A) Cristais de microclínio (Mc) e oligoclásio (Olg) com maclas preservadas e em processo de sericitização e saussuritização respectivamente. Presença de muscovita secundária (Msc). B) Oligoclásio em processo de saussuritização e epidotização com finos cristais de sericita (Ser), minerais opacos, argilominerais e epidoto. C) Veio de epidoto (Ep) junto a aglomerados cortando cristais de microclínio e oligoclásio. D) Cristal euédrico de titanita (Ti), biotita (Bt) com inclusão de monazita (Mz) e ocorrência de cristais de epidoto. E) Cristais de clorita (Chl) fibrosa com crescimento radial das acículas. e F) Aglomerado máfico de minerais com cristal de granada (Grd) em processo de alteração para biotita, cristais de epidoto, titanita e muscovita secundária.



Fonte: O autor.

O oligoclásio é visto com processo de saussuritização formando massas de minerais secundários com sericita, argilominerais e epidoto, quando preservada, sua macia polissintética é identificável nas bordas do mineral (Figura 42 - A e B). Intensa alteração desse mineral é observada nas amostras FAD-13 e FAD-36, correlacionada às maiores porcentagens de epidoto como mineral secundário, enquanto o microclínio se mantém mais preservado. O tamanho dos cristais varia de 0,15 a 1,3 mm com ocorrências de fenocristais de até 2,0mm, forma subédrica a anédrica, contatos lobulados a retos e com intercrescimento de quartzo formando textura mimerquitíca, epidoto e allanita (Figura 43 – A e B).

O microclínio ocorre frequentemente com textura pertítica formada por lamelas de albita durante a cristalização. É comum processo de sericitização que preenchem suas geminações em rede com acículas finas de sericita e albita. Sua geminação em grade é vista parcialmente ou ausente quando apresenta muita alteração (Figura 42 – A). As dimensões dos cristais vão de 2,0 mm a 0,5mm com presença de fenocristais, possuem inclusões de plagioclásio, quartzo e epidoto e seus cristais são observados com forma subédrica e contatos ondulados e retos com os minerais adjacentes.

O quartzo encontra-se em quantidades variadas com hábito granular, forma subédrica a anédrica, tamanho variando de 0,6 mm a 0,05mm e contato lobulado. Apresenta constantemente evidências de deformação com extinção ondulante e fraturas preenchidas por minerais máficos como biotita (Figura 43 – D). Ocionalmente pode ocorrer como inclusões em minerais maiores.

A biotita presente nessa fácie está associada a aglomerados de minerais máficos constituídos por granada, epidoto, clinozoisita, minerais opacos e clorita (Figura 42 – D e F) e (Figura 44 – E). É comum observar o consumo de suas bordas ou do próprio mineral inteiro por processo de muscovitização e cloritização, apresentando tons esverdeados quando alterado para clorita ou sem coloração quando alterado para muscovita. Também ocorre como mineral secundário pela alteração dos cristais de granada, gerando cristais finos em meio as fraturas ou nas bordas (Figura 41 – E e F). O preocroísmo da biotita varia em tons de marrom. Suas dimensões variam de 0,3mm a 0,15mm com hábito lamelar, forma subédrica e contatos reto e serrilhados. Frequentemente possui inclusões de monazita formando halos pleocróicos e finas acículas de rutilo (Figura 43 – D) e cristais de quartzo.

Epidoto também está presente junto aos aglomerados máficos e em meio a fraturas que cortam a anisotropia dos minerais da lâmina (Figura 42 – C). Apresenta forma euédrica a

anédrica com contatos retos e lobulares. O tamanho varia de 0,7mm a 0,15mm, regularmente associado a alteração de biotita e plagioclásio por epidotização e ao redor de cristais de allanita, gerando fraturas radiais nos cristais de epidoto (Figura 43 - E). Pode ocorrer como inclusão em granada, oligoclásio e biotita.

A allanita ocorre com cristais de tamanho fino, entre 0,2 mm a 0,07mm, com coloração marrom/amarelada, forma subédrica a anédrica e hábito granular com contatos ondulados. Constantemente com zonação interna bem desenvolvida e associada a coroas de epidoto, frequentemente com ocorrência de metamictização (Figura 43 – B) e (Figura 43 – E). Pontualmente é observado inclusa em epidoto, titanita, oligoclásio e microclínio apresentando fraturas radiais devido ao aumento de volume do cristal durante sua alteração.

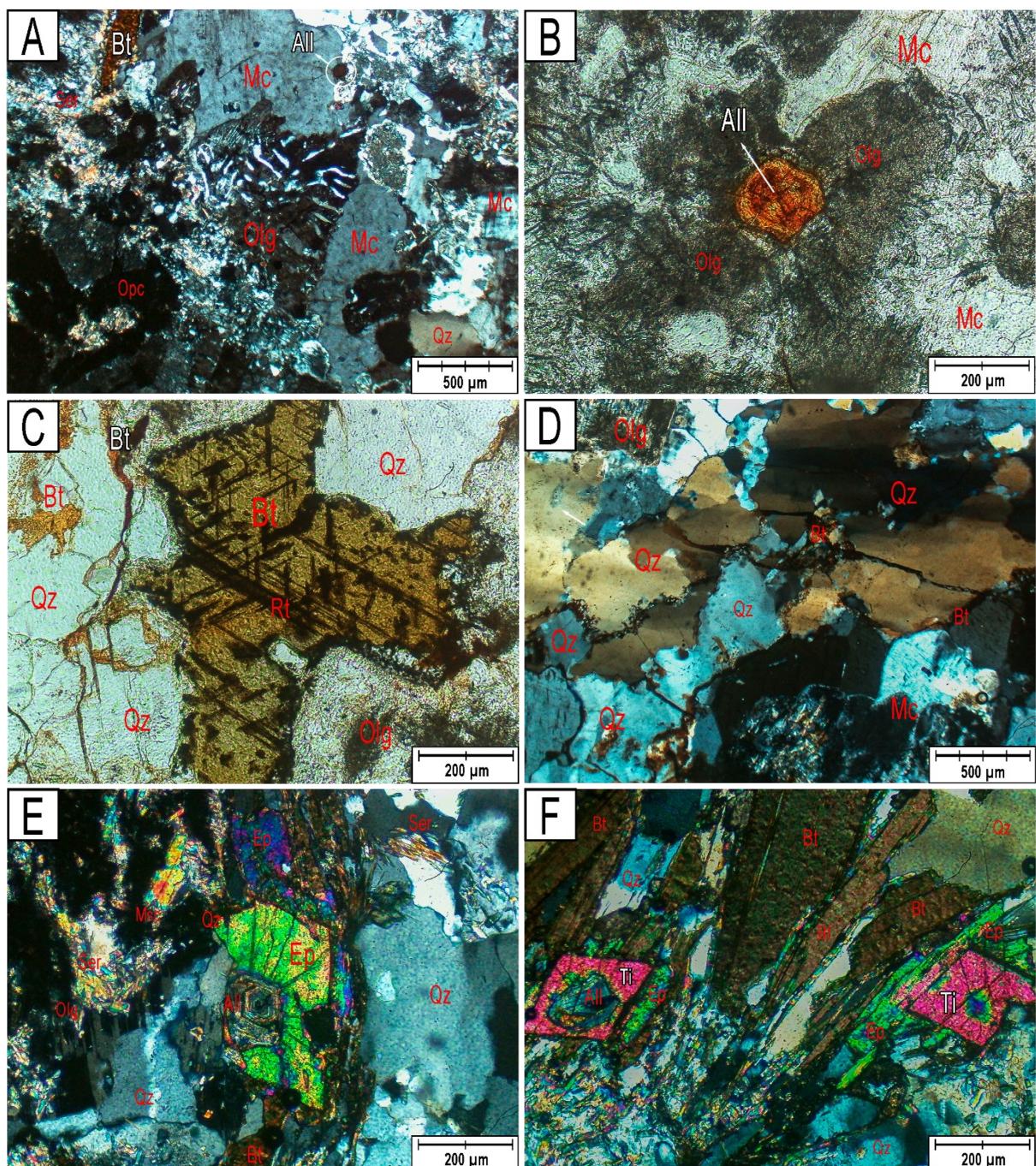
Granada é vista em quantidades variadas com tamanhos entre 0,15mm a 1,5 mm, apresentando hábito granular e forma subédrica. O contato com minerais adjacentes se dá de maneira reta a sinuosa e é comumente encontrada com quartzo, biotita e sericita em meio a fraturas e nas bordas, gerados por processos de alteração.

Titanita é pontualmente vista em grande parte das amostras com forma subédrica e frequentemente euédrica característica na geometria de losango (hábito pseudo-rômbico). Tamanho varia de 0,5mm a 0,07mm com contatos retos.

Como minerais secundários, a clorita é formada a partir de cristais de biotita por cloritização, apresentando hábito lamelar e fibroso pontualmente com crescimento radial que varia de 0,4 mm a 0,58mm (Figura 43 – E). Contatos ocorrem retos a serrilhados. Sericita se desenvolve como finas acículas de até 0,05mm em oligoclásio e intercrescidas ao redor de cristais de biotita, comumente também ao lado de muscovita secundária, exibe forma euédrica a subédrica, hábito lamelar e em palhetas. Biotita secundária está associada a alteração de granada em meio a suas fraturas e bordas com formas subédrica a anédrica e contato sinuoso (Figura 42 – E e F), além de preencher fraturas em grãos de quartzo (Figura 43 – C).

Como mineral acessório, ocorre monazita e rutilo inclusos em biotita, titanita euédrica com hábito rômbico em meio a agregados de minerais de alteração e allanita com coroa de epidoto (Figura 43 – C, E e F).

Figura 43 – Fotomicrografias das lâminas FAD-13 e FAD-14. A) Oligoclásio (Olg) incluso em microclínio (Mc) com textura mimerquítica por intercrescimento de quartzo (Qtz). B) Foto a NP de cristal granular de allanita (All) com sua coloração característica e presença de zonação interna, inclusa em oligoclásio com fraturas radiais. C) Biotita (Bt) com acículas de rutilo (Rt) e cristais de quartzo fraturados preenchidos com biotita anédrica. D) Cristais de quartzo com extinção ondulante e com fraturas preenchidas por biotita. E) Allanita zonada com borda de epidoto fraturado, registrando o crescimento do mineral por processo de metamictização. F) Cristais euédricos com hábito pseudo-rômbico de titanita com inclusão de allanita em meio a cristais de biotita.



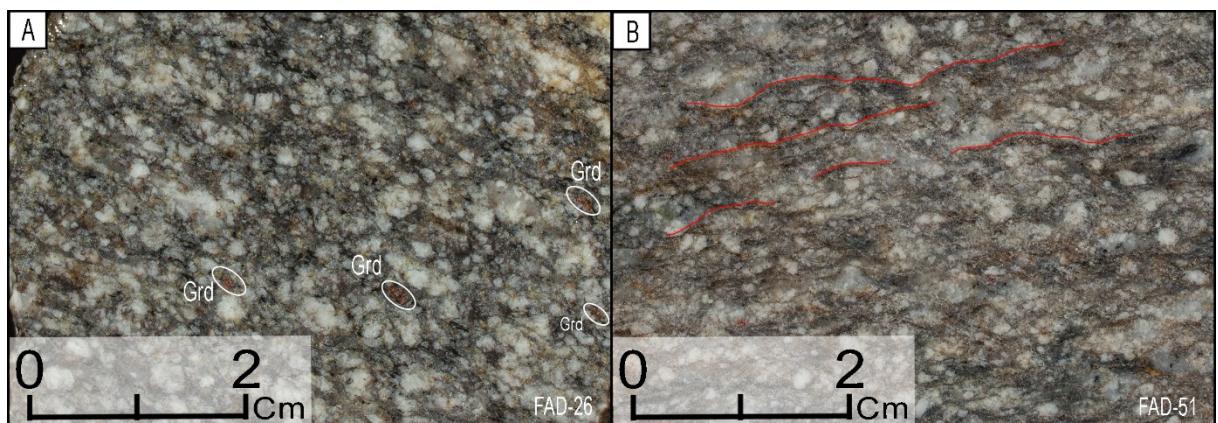
Fonte: O autor.

7.1.5.1 Fácies granodiorito com epidoto e allanita

Essa fácie é semelhante a fácie cinza escuro com epidoto e allanita, ocorre na porção leste da intrusão na forma de blocos e matações e corresponde a rochas granodioríticas de coloração cinza escuro com menores quantidades de epidoto e allanita (Figura 44 – A e B).

A estrutura é anisotrópica de granulação fina a média com fenocristais de plagioclásio de até 2,1mm e 1,0 mm e com presença de epidoto e allanita. Possui textura porfirítica, fanerítica, holocrystalina e pontualmente xenomórfica. Essa região apresenta rochas com foliação secundária bem marcada pela orientação dos minerais secundários (Figura 44 – B).

Figura 44 – Fotografias macroscópicas representativas da fácie granodiorito com epidoto e allanita. A) Amostra FAD-26 de coloração cinza com fenocristais e frequente ocorrência de granada (Grd) anédrica fina e orientada. B) Amostra FAD-51 com textura porfirítica e orientação dos minerais placóides representados pelas colorações amarronzadas e evidenciado pelas linhas em vermelho.



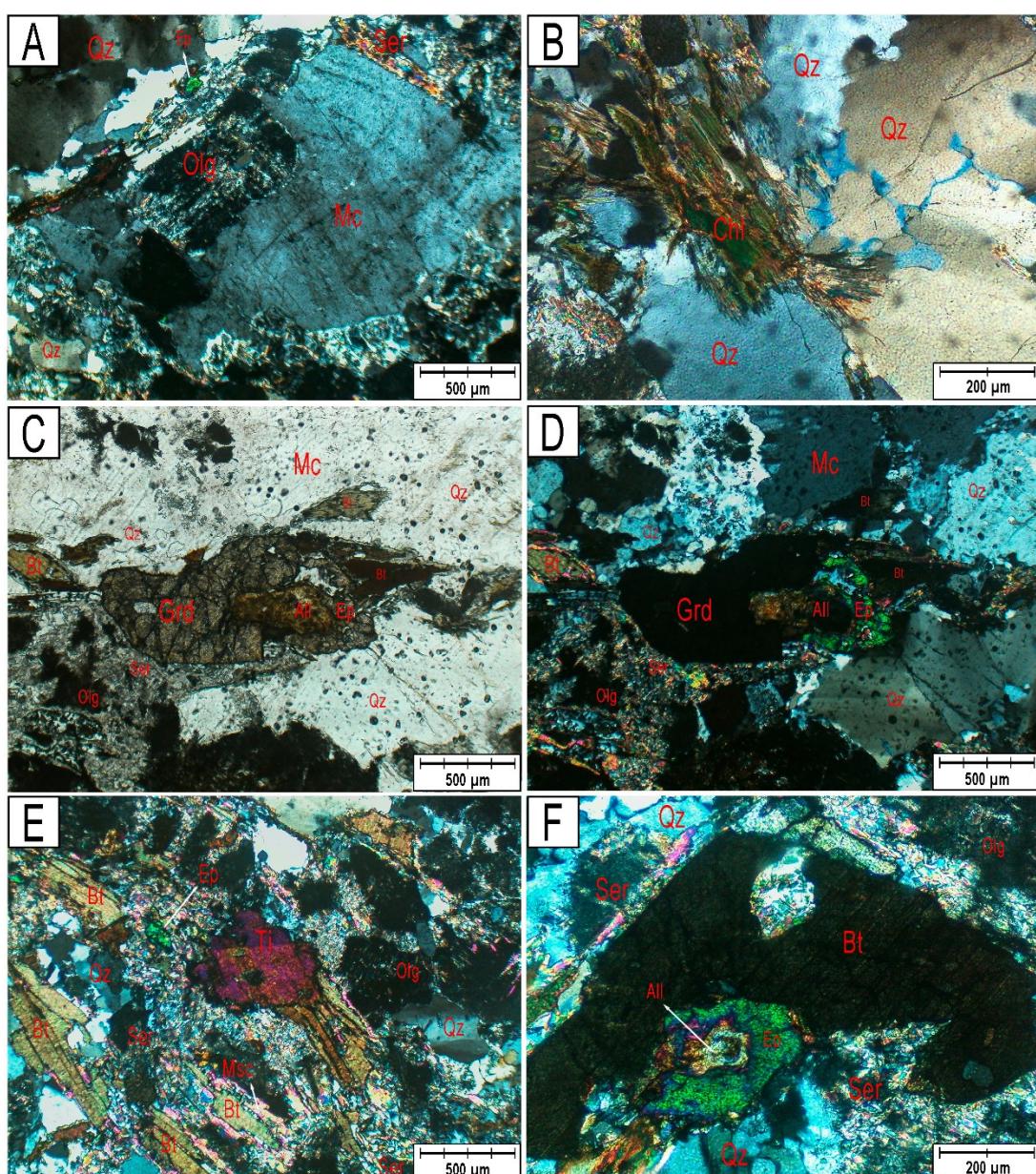
Fonte: O autor.

As lâminas FAD-51, FAD-25 e FAD-26, apresentaram uma porcentagem modal composta por: oligoclásio (45 - 47%), quartzo (30 - 27%), microclínio (19 - 21%), biotita (4%), allanita (1 - Tr%), epidoto (1%) e granada (traços), sendo definida como um granodiorito com biotita, epidoto e allanita. A granada ocorre com frequência, porém em cristais anédricos mais finos e estirados.

Os minerais secundários são representados por sericita em agregados aciculares, clorita com acículas finas radiais, minerais opacos, epidoto e clinozoisita formando bandamentos composicionais de forma parecida com a Fácie biotita-monzogranito com muscovita.

Os minerais acessórios foram identificados como monazita e rutilo presentes inclusos em cristais de biotita, titanita em meio a veios e aglomerados máficos e allanita com borda de epidoto localmente ocorrendo como inclusão em granada.

Figura 45 – Fotomicrografias das lâminas FAD-51, FAD-25 e FAD-26 a nicóis cruzados (NC) e nicóis paralelos (NP). A) Microclínio (Mc) sem maclas preservadas e com inclusão de oligoclásio (Olg) em processo de saussuritização. Acima quartzo (Qtz) com extinção ondulante. B) Clorita (Chl) gerada por alteração de biotita (Bt), formando acículas radiais. C e D) NP e NC – respectivamente; cristal de granada (Grd) anédrica estirada com inclusão de allanita (All) e formação incipiente da coroa de epidoto (Ep). E) Titanita (Ti) subédrica em meio a aglomerado de minerais de alteração. F) Allanita com coroa de epidoto apresentando fraturas radiais ao lado de um cristal de biotita.



Fonte: O autor.

O oligoclásio frequentemente é observado na forma de fenocristais de tamanho médio de 1,5mm em meio a cristais mais finos de quartzo e feldspato ou como inclusões menores em microclínio (Figura 45 – A). Quando afetado por processos de saussuritização apresenta em seu interior aglomerados de acículas de sericita e cristais muito finos de quartzo e argilominerais que obliteram parcialmente a geminação polissintética característica do plagioclásio (Figura 45 – A). Sua forma varia de subédrica a anédrica quando muito alterado e possui contatos lobulados.

O quartzo é encontrado de forma anédrica em aglomerados ocasionalmente em meio a bandas de minerais secundários com tamanho variando de 0,05 mm a 0,6 mm e como inclusões em cristais de granada e microclínio. O contato com minerais adjacentes ocorre de maneira sinuosa a serrilhada. Frequentemente apresentam evidência de deformação marcada por extinção ondulante no mineral (Figura 45 – C e D).

O microclínio aparece comumente em fenocristais menores (até 0,8mm) que o plagioclásio e em menor frequência, normalmente sem maclas observáveis (Figura 45 – A) ou com maclas preenchidas por finos cristais de sericita, formados por sericitização, que acompanham a geminação em grade do mineral. Pontualmente ocorre cristais finos de albite formando texturas pertíticas. Seu tamanho varia de 0,37mm a 0,68 mm, apresenta forma subédrica a anédrica e contatos lobulados e serrilhados. Comumente apresentam inclusões de quartzo e epidoto.

A biotita é observada em grande maioria dos casos associada a aglomerados de minerais maficos, como epidoto, granada, sericita e clorita alterada por processos de muscovitização, epidotização, cloritização e sericitização (Figura 45 – C e D) e (Figura 45 – D e E). As alterações ocorrem tanto nas bordas como no mineral inteiro, representado por uma coloração marrom clara a transparente e esverdeada. Seu tamanho varia de 0,08mm a 0,41mm, possui hábito lamelar e forma euédrica a subédrica. Pontualmente é identificado inclusões de monazita de tamanho médio de 0,02mm, com halos pleocróicos, e de rutilo em acículas finas com tamanho variando de 0,1 mm a 0,3mm.

Allanita ocorre como cristais que variam de 0,58mm a 0,09mm, frequentemente em processo de metamictização ocasionada pela presença de Th e U que destroem o cristal e consequentemente absorve água fazendo com que aumente de volume e gere fraturas radiais nos minerais em que está incluso (Figura 45 – F). A allanita apresenta coroa de epidoto e clinozoisita ao seu redor (Figura 46 – A e B). É observada com hábito tabular, granular e

prismático, forma euédrica a anédrica e com contatos lobulados e retos. Localmente a allanita desenvolve zонаção nítida e macla Carlsbad. Ocorre como inclusão em cristais de oligoclásio, quartzo, epidoto e biotita (Figura 46 – C e D).

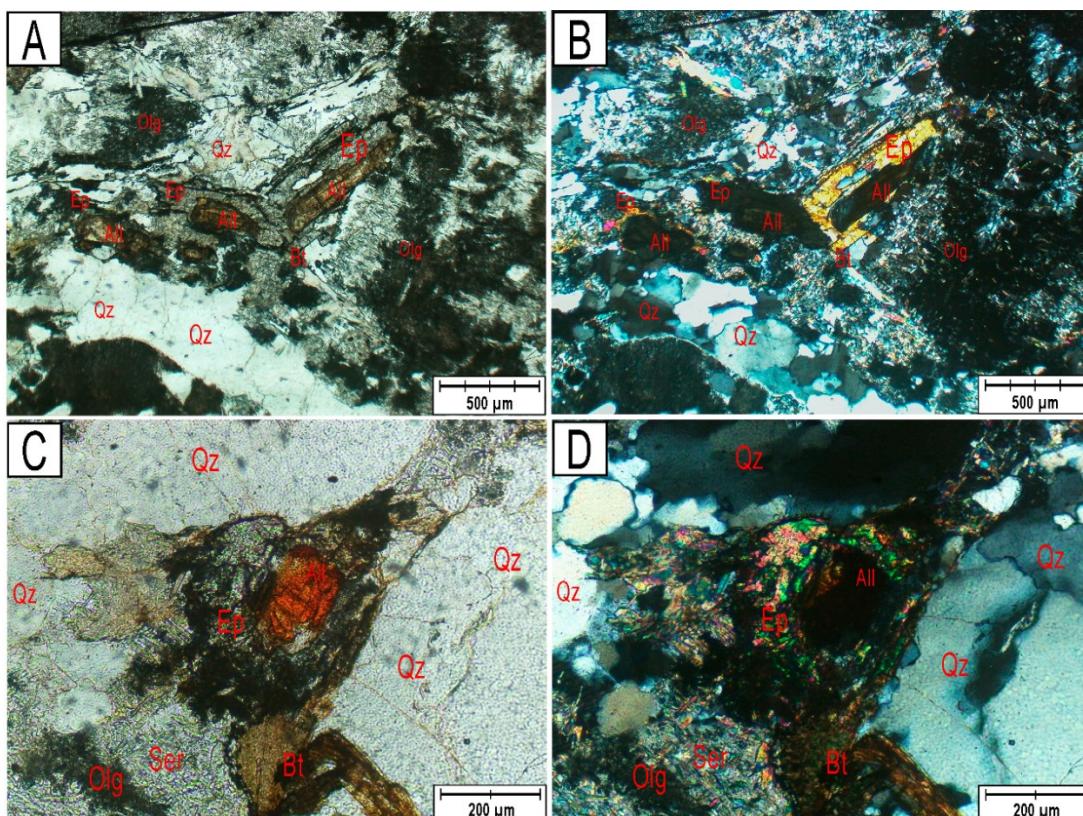
O epidoto aparece comumente associado a aglomerados de minerais maficos constituídos de biotita, granada e clinozoisita. Apresenta dimensões que variam de 0,5mm a 0,18mm, contatos retos e lobulados, forma subédrica a anédrica e com hábito granular.

Granada é visível com tamanho de 0,9mm a 1,0mm com alteração para biotita e minerais secundários em suas bordas, forma anédrica e contato sinuoso, frequentemente estirada acompanhando a anisotropia da lâmina junto aos minerais (Figura 45 – C e D). É comum inclusões de quartzo e pontualmente epidoto, clinozoisita e allanita.

Os minerais de alteração ocorrem devido a processos de sericitização, muscovitização, e cloritização, formando pequenos cristais de muscovita, acículas de sericita e clorita e agregados de epidoto. A clorita é observada com hábito fibroso e crescimento de finos cristais em forma radial (Figura 45 – B).

Já os minerais acessórios correspondem a inclusões de monazita e rutilo em cristais de biotita e muscovita, com tamanhos que variam de 0,02 a 0,3 mm, além de cristais euédrico a subédrico de titanita (Figura 45 – E)

Figura 46 – Fotomicrografias das lâminas FAD-25 e FAD-26 evidenciando a presença de cristais de allanita (All). A) Aglomerado de allanita inclusa em epidoto (Ep). B) Cristal de allanita com coloração típica apresentando coroa de epidoto e associado a biotita. A allanita apresenta birrefringência mascarada devido a cor intensa. C e D) Allanita com sua cor característica com borda de epidoto e inclusa em cristal de biotita em processo de alteração, a luz polarizada e nicóis cruzados respectivamente.



Fonte: O autor.

8 RESULTADOS AEROGEOFÍSICA

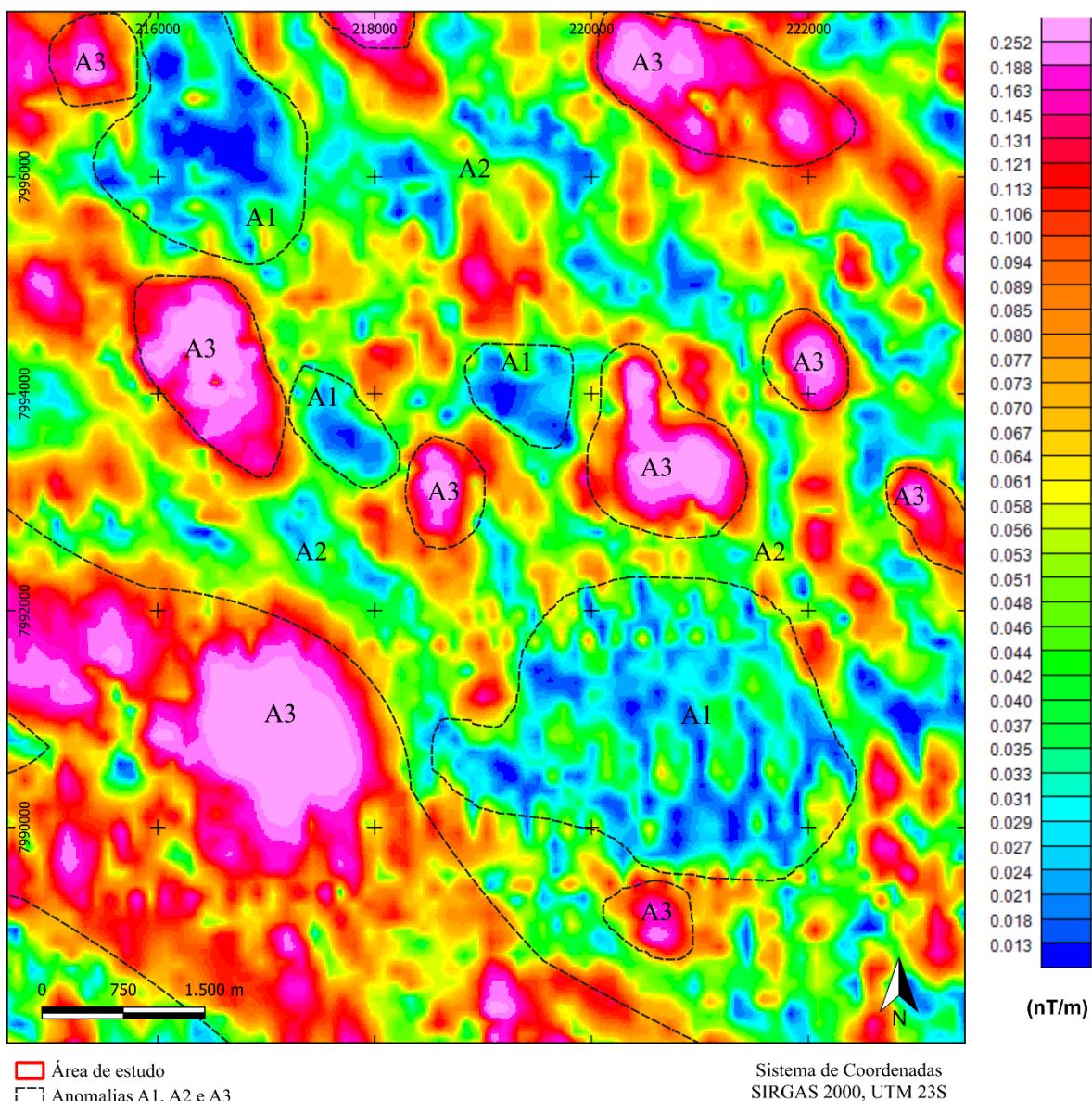
8.1 Aeromagnetometria

Os mapas gerados pelo processamento da aeromagnetometria foram: Amplitude do Sinal Analítico (Figura 47), para observação de anomalias magnéticos e Inclinação do Sinal Analítico (Figura 49), com objetivo de identificar estruturas regionais. Para o trabalho de campo, foram selecionados caminhamentos que abrangessem regiões com anomalias magnéticas e variações nas inclinações do sinal analítico para coleta de dados e posterior correlação e interpretação na continuidade desta monografia.

8.1.1 Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) foi separado em três variações de cores correspondentes as intensidades das anomalias conforme observado no mapa da figura 47.

Figura 47 - Mapa de Amplitude do Gradiente Horizontal Total com delimitações de três graus de intensidade das anomalias. A1) Anomalias de baixo valor. A2) Anomalias intermediárias. A3) Anomalias com altos valores.



Fonte: O autor.

Os valores mais baixos (A1), que variam de 0,013 a 0,037 nT/m, são representados pelos tons em azul e verde presentes na porção SE a NW da área. Em campo, foi observado que essa anomalia é correlata ao afloramento do corpo granítico Davinópolis, como observado no mapa ASA X GEOLOGIA (Figura 48), o que indica uma baixa susceptibilidade magnética relacionada a composição félítica da intrusão.

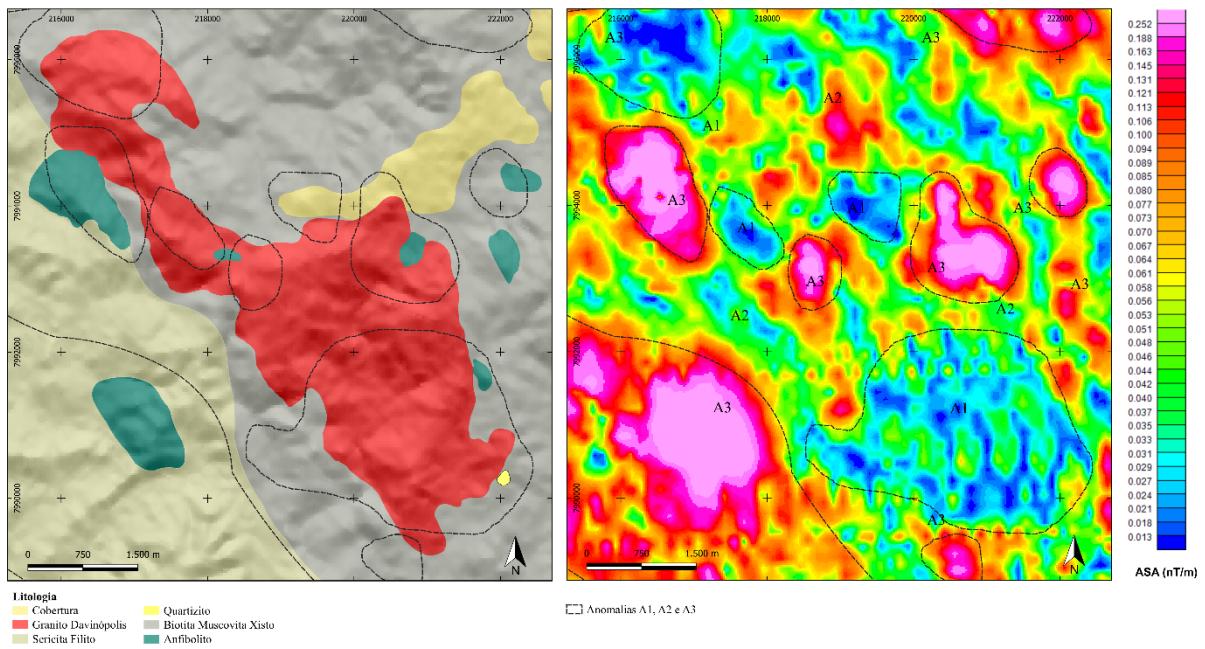
Os valores intermediários (A2), que variam de 0,040 a 0,100 nT/m, são associados as tonalidades de verde, amarelo e pontualmente a pequenas anomalias altas e baixas do mapa. Sua ocorrência é perceptível em grande parte da região intercalada a valores altos (A3), associados a lentes de anfibolito, e baixos (A1), relacionados a ocorrência do granito Davinópolis. Essa abrangência indica uma variação magnética conforme possíveis diferenças de composição mineralógica dos mica xistos do Grupo Araxá, característica essa comum para a litologia.

Os valores mais elevados (A3) que variam de 0,100 a 0,252 nT/m, definidos pelos tons de vermelho e roxo, estão distribuídas em geometrias estiradas NW/SE por toda a área de estudo e em uma faixa com mesmo *trend* a sudoeste. Foi verificado em campo que onde constantemente ocorrem as anomalias circulares A3, há a presença de lentes de anfibolito encaixados concordantemente em meio a orientação regional (Figura 48).

Essas anomalias são frequentemente observadas com uma geometria maior que as lentes de anfibolito associadas, no qual pode ser explicado como sendo a porção não aflorante, visto que os dados de magnetometria possuem alcance em profundidade. Isso explicaria também os locais que em campo não foi possível encontrar essa litologia.

A região anômala a sudeste foi correlacionada a unidade filítica do Complexo Abadia dos Dourados devido a presença de concentrações variadas de hematita e magnetita em seu bandamento, evidenciando um contraste que marca o contato com os mica xistos do Grupo Araxá a nordeste (Figura 48).

Figura 48 – Comparativo entre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico e o mapa geológico da área de estudo, com evidência para as anomalias sobrepostas às litologias.



Fonte: O autor.

8.1.2 Inclinação do Sinal Analítico (ISA)

O mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA), mostrado na figura 49, apresenta variações de -1,4 a 1,4 radiano, apontando que as fontes possuem inclinações entre -90 e +90 graus. Para interpretação foi determinado dois grupos conforme as intensidades do sinal. O primeiro é relacionado a alta inclinação e o segundo a baixa inclinação do sinal analítico.

Os baixos valores representados pela tonalidade azul indicam que as estruturas e disposições das camadas possuem inclinações de mergulho horizontais/sub-horizontais (SILVA, 2018), refletindo com valores baixos (entre -0,4 e -1,4 radiano).

Os altos valores são definidos pela coloração avermelhada (+0,8 a 1,4 radiano) no qual expressam maiores inclinações de mergulho, que podem ser representados por camadas, falhas ou fraturas, conforme Silva (2018).

Conforme observado no mapa de Inclinação do Sinal Analítico da figura 49, a direção preferencial dos lineamentos é condizente com o *trend* NW/SE da geologia local, representado pelas foliações do Grupo Araxá, Complexo Abadia dos Dourados, da disposição das lentes de anfibolito e da intrusão. Isso evidencia o sentido do empurrão gerado pelo choque dos blocos

São Francisco e Paranapanema de NE para SW e o alojamento do granito em meio a essas estruturas. Ocorrem também lineamentos com direção E/W e NE/SW que podem indicar possíveis ocorrências de falhas, zonas de cisalhamentos e contatos.

Na região central onde está situado o Granito Davinópolis, os valores de inclinação magnética apresentam altos ângulos, com direções variando entre NW/SE e NE/SW. Esses altos valores se concentram especialmente ao longo do contato entre o corpo granítico e as rochas encaixantes, indicando uma deformação expressiva nessas zonas.

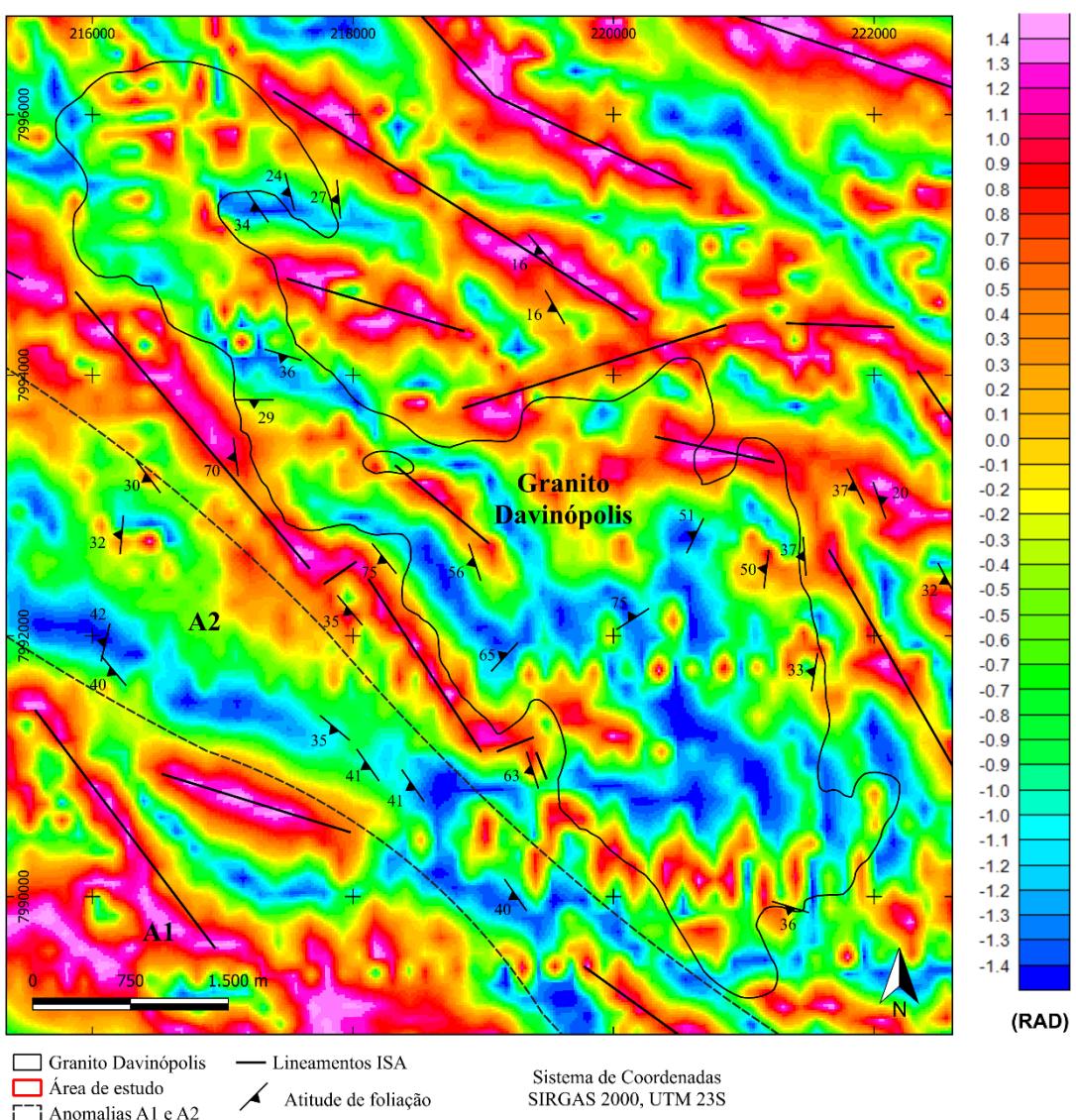
Essa deformação é interpretada como resultado da ascensão do magma, que ao intrudir nas rochas hospedeiras, promoveu o arqueamento e reorientação das estruturas pré-existentes (Figura 27 - B), marcando de forma evidente os limites do corpo ígneo. Já em seu interior, predominam baixos ângulos, indicativo de estruturas profundas ou de menor susceptibilidade magnética, condizentes com a resposta esperada para uma intrusão de caráter fértil.

Na porção sudoeste do mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA), destacam-se duas anomalias principais, denominadas A1 e A2, que contrastam significativamente com os padrões observados no restante da área (Figura 49). A anomalia A1, com orientação NW/SE, apresenta alta concentração de valores positivos de inclinação do sinal, estando lateralmente delimitada pela anomalia A2, que é marcada por uma expressiva faixa de baixos valores.

Essa configuração anômala coincide com o posicionamento do Complexo Abadia dos Dourados (Figura 50) e está associada a dois principais fatores: (1) os filitos da unidade apresentam maior concentração de minerais magnéticos, como também evidenciado nas anomalias A3 do mapa de amplitude do sinal analítico (Figura 48); e (2) os baixos valores da anomalia A2, por sua vez, representam o contato tectônico entre o Grupo Araxá e o Complexo Abadia dos Dourados interpretado como uma possível falha de empurrão de baixo ângulo (Figura 50), conforme descrições estruturais da Zona interna da Faixa Brasília na literatura.

Essa correspondência entre os dados aerogeofísicos e as observações de campo reforçam a coerência da interpretação geológica da região.

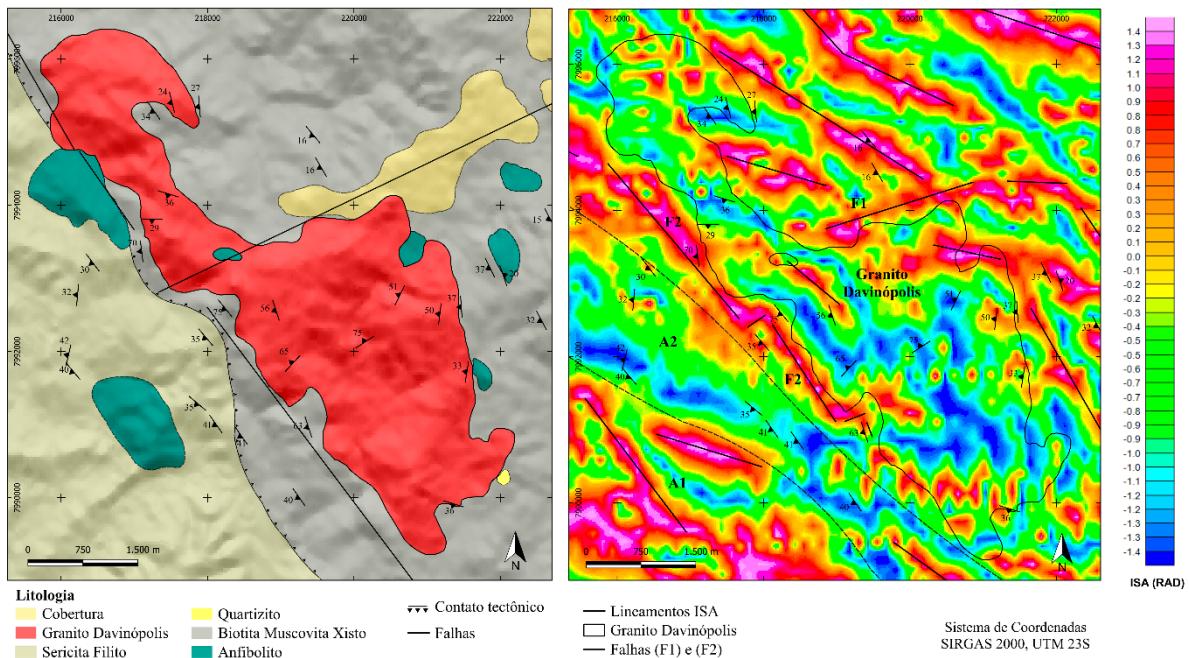
Figura 49 - Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) com destaque para os lineamentos magnéticos e anomalias A1 e A2 na área de estudo.



Fonte: O autor.

Duas prováveis falhas foram identificadas pelos lineamentos positivos (F1) e (F2) presentes na figura 50, com orientações NW/SE e NE/SW respectivamente.

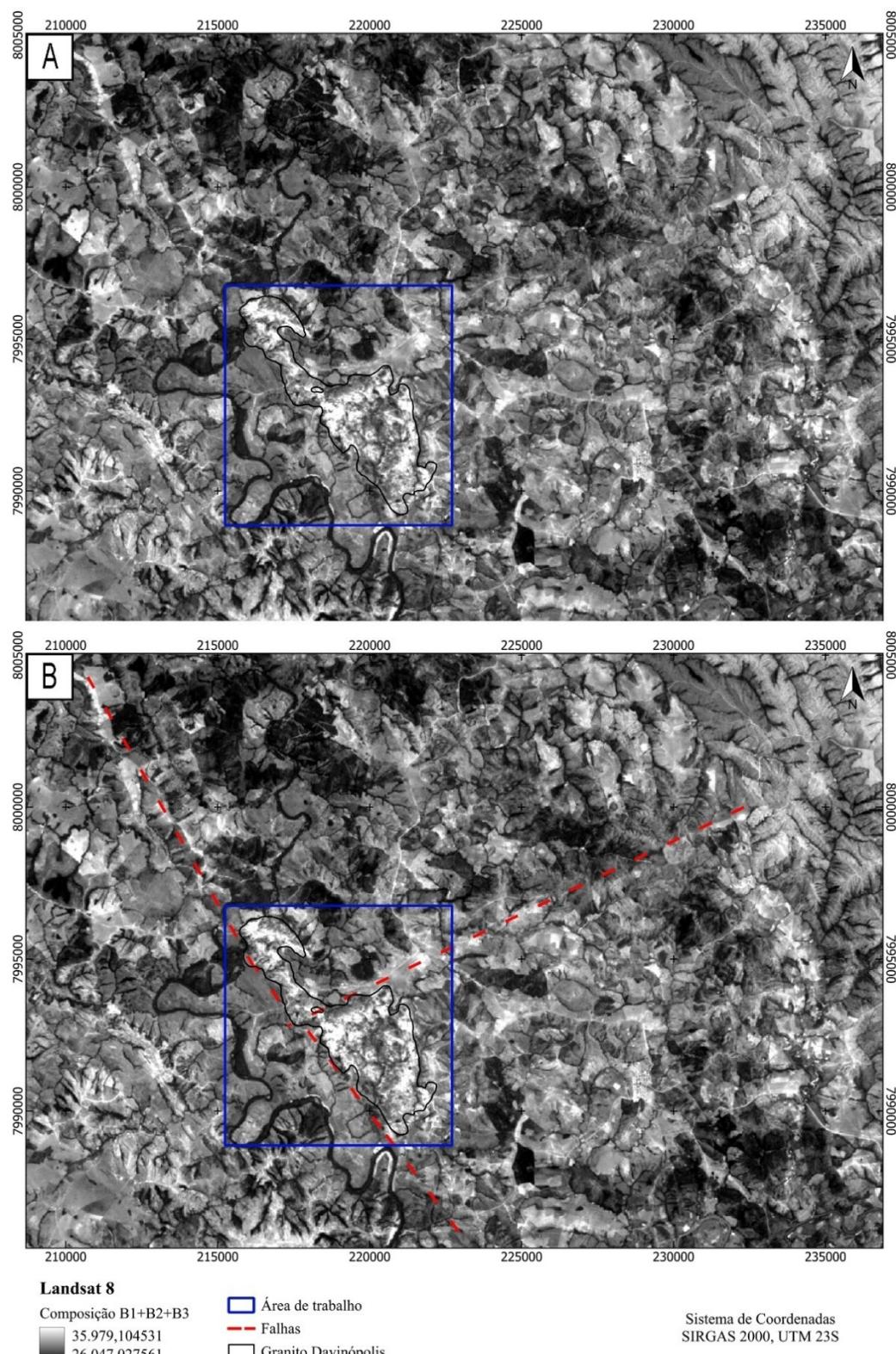
Figura 50 - Comparativo entre o mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e o mapa geológico da área de estudo, com evidência para as anomalias A1 e A2, lineamentos magnéticos e falhas F1 e F2.



Fonte: O autor.

A existência dessas estruturas é reforçada pela geometria do corpo possivelmente deslocado na falha F1, observável no canal do tório da gamaespectrometria (Figura 52 - B), pela verticalização das foliações da rocha encaixante na falha F2 (Figura 27 – A e B) e através da resposta de reflectância no empilhamento das bandas 1 + 2 + 3 obtidas pelo Landsat – 8 (Figura 51 – A e B).

Figura 51 – Prancha com matemática de bandas 1+2+3 do Landsat – 8. A) Imagem do empilhamento com delimitação da área de estudo e do granito Davinópolis. B) Interpretação da imagem de sensoriamento remoto com ênfase nas falhas da região.



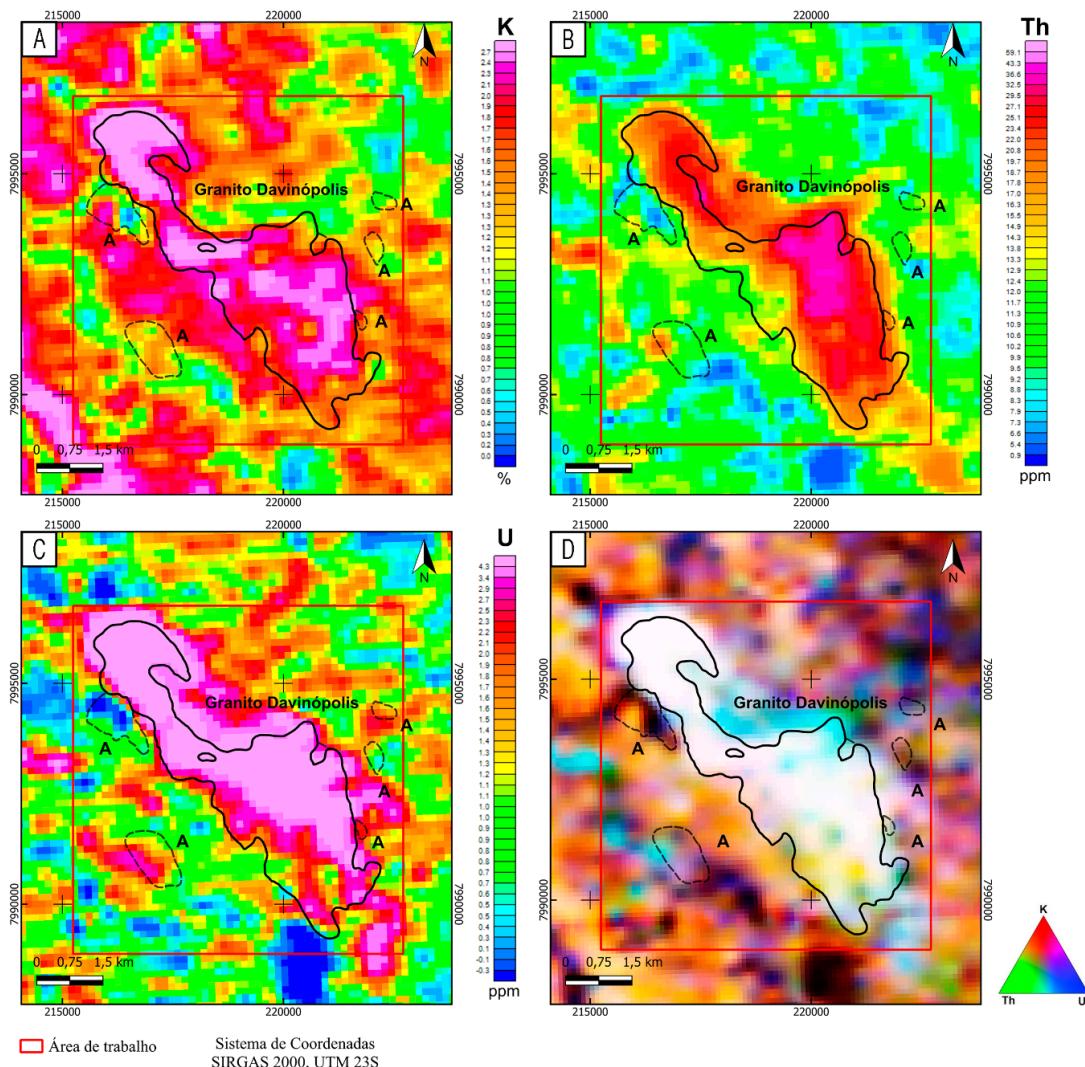
Fonte: Landsat – 8 (2025)

8.2 Resultados Aerogamaespectrometria

Foi gerado a partir dos processamentos gamaespectrométricos mapas de realce dos elementos; potássio (K), tório (Th) e urânio (U), além de uma composição radiométrica ternária RGB dos três elementos (R – potássio, G – tório e B – urânio), conforme a figura 52.

A geometria do corpo é facilmente observada nos três mapas de concentração pelos maiores valores definido pelas tonalidades vermelha/rosa e destacada na coloração branca no mapa ternário (Figura 52 - A, B e C e D).

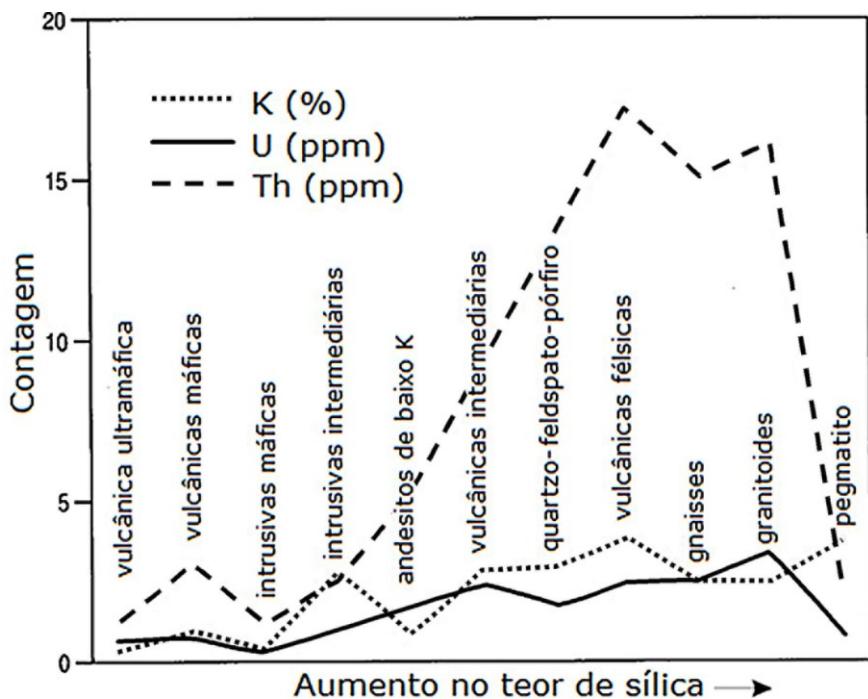
Figura 52 - Produtos da gamaespectrometria com delimitação do granito Davinópolis e das lentes de anfibolito denominadas pela letra A. A) Mapa de realce de potássio. B) Mapa de realce de tório. C) Mapa de realce de urânio. D) Mapa radiométrico ternário RGB (K-Th-U).



Fonte: O autor.

Rochas graníticas comumente destacam essa distribuição de radioelementos. Dickson & Scott (1997) descrevem uma tendência gradual de aumento dos teores de radioisótopos de tório e urânio em granitos conforme sua saturação de sílica (Figura 53).

Figura 53 - Gráfico de variação das concentrações de radioisótopos em rochas ígneas vulcânicas e plutônicas conforme sua evolução em sílica.



Fonte: Modificado de Dickson & Scott (1997) por Ribeiro et al., (2013).

Esses valores presentes no gráfico são observados de forma concordante nos mapas de potássio, tório e urânio, no qual os teores presentes no granito foram em média respectivamente: 2,4 %, 27,1 ppm e 4,3 ppm. A análise gamaespectrométrica é assertiva quanto a resposta e a delimitação do corpo, além de também evidenciar que a intrusão apresenta uma leve concentração acima do normal no teor de tório, chegando a picos de 43,3 ppm na porção central.

O potássio da crosta possui abundância de aproximadamente 2,32%. Urânio e tório ocorrem em quantidades de ~3ppm e ~12ppm respectivamente, comumente associados a minerais acessórios como zircão, monazita, allanita e apatita (RIBEIRO et al. 2013).

Feldspatos potássicos (microclínio e ortoclásio) usualmente são os maiores hospedeiros de K, com aproximadamente 13% de concentração, seguido por minerais micáceos como muscovita (~9,0%) e biotita (~7,0%), (RIBEIRO et al. 2013).

Consequentemente, rochas félsicas ricas em micas e feldspatos potássicos, como por exemplo o Granito Davinópolis, apresentam maiores detecções de isótopos radioativos que rochas máficas e ultrabásicas. Nas anomalias denominadas “A” (Figura 52 – A, B, C e D) é observado que onde ocorrem as lentes anfibolíticas a detecção dos elementos possui baixos valores em comparação com a intrusão, adquirindo uma coloração mais escura do mapa ternário (Figura 52 – D).

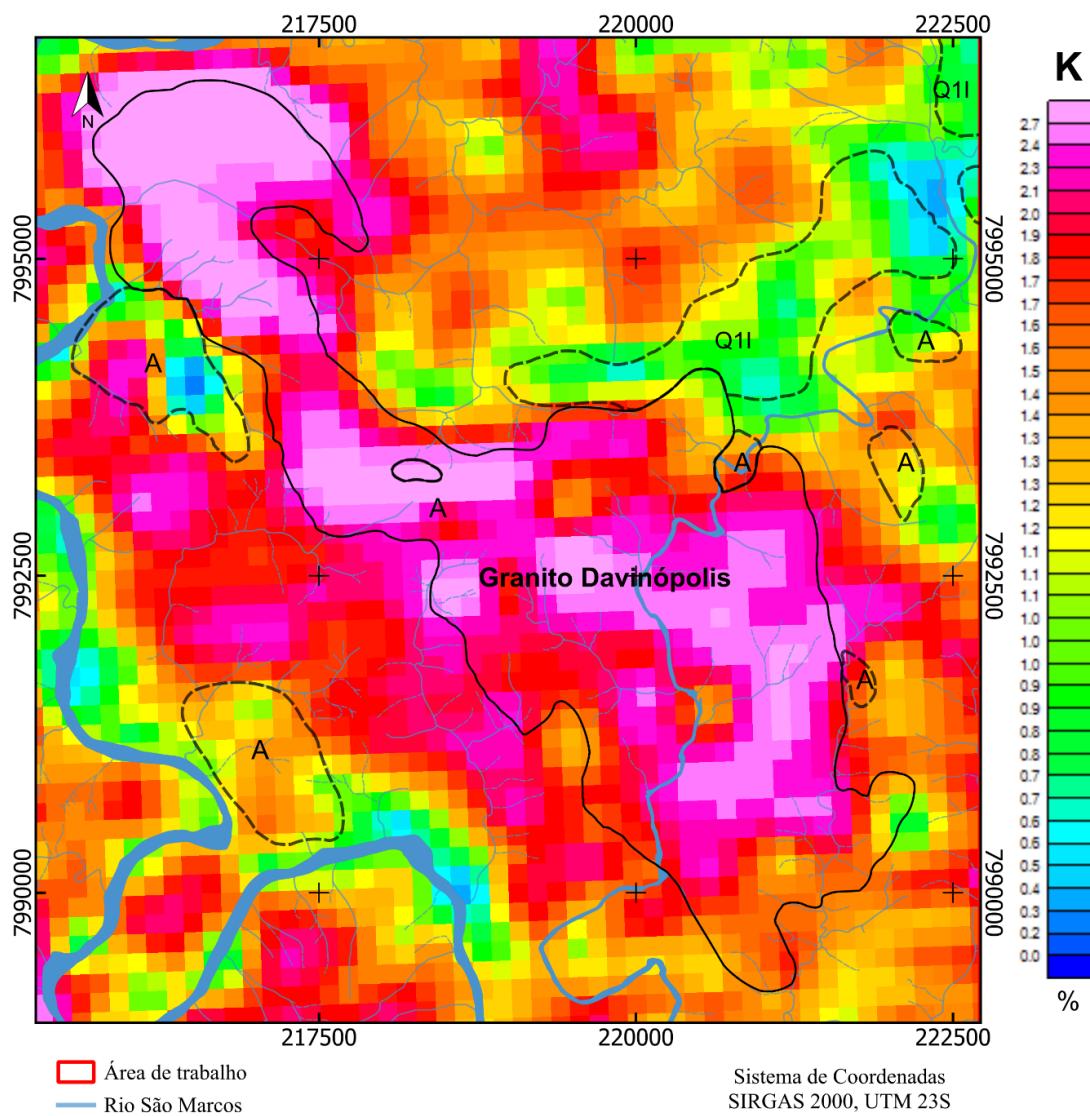
As elevadas ocorrências de concentração de potássio (K) conforme a figura 53 é distribuída por quase toda a área de estudo, caracterizadas pelas cores amarelo a rosa. A porcentagem desse elemento pode ser subdividida em alto, intermediário e baixo conforme a disposição das cores no mapa: alta concentração representada pelas cores rosa e vermelho, intermediário entre laranja e verde, e baixa nos tons azuis.

É observado que os maiores picos de concentração estão dentro da geometria do Granito Davinópolis devido a minerais com teores altos de potássio como o microclínio e ortoclásio (DICKSON & SCOTT, 1977) estarem presentes como minerais essenciais da composição granítica.

Já as distribuições intermediárias ao longo da área de estudo também podem ser explicadas conforme Ferreira et al. (2016), no qual exemplificam que micas (muscovita e biotita) contribuem para as concentrações de K na crosta, porém em menores teores. Logo sua abrangência no mapa é facilmente associada juntamente com a litologia da rocha encaixante da região, descrita no trabalho como biotita-muscovita xisto.

Os menores teores condizem com as ocorrências de rochas máficas como as lentes de anfibolito, coberturas latossólicas e principalmente onde há a presença de drenagens (Figura 54), visto que o potássio ocorre em forma de K⁺ um íon extremamente solúvel que é facilmente lixiviado.

Figura 54 - Mapa de realce de potássio em porcentagem com delimitação do corpo granítico Davinópolis, lentes de anfibolito (A), coberturas (Q1I) e drenagens.



Fonte: O autor.

Os elevados teores de Tório (Th) e Urânio (U) em tons de vermelho a rosa em ambos os mapas (Figura 55 – A e B) estão presentes na porção central do mapa de NW para SE, concordantemente com a geometria da intrusão e ao longo do rio São Marcos na região sudoeste.

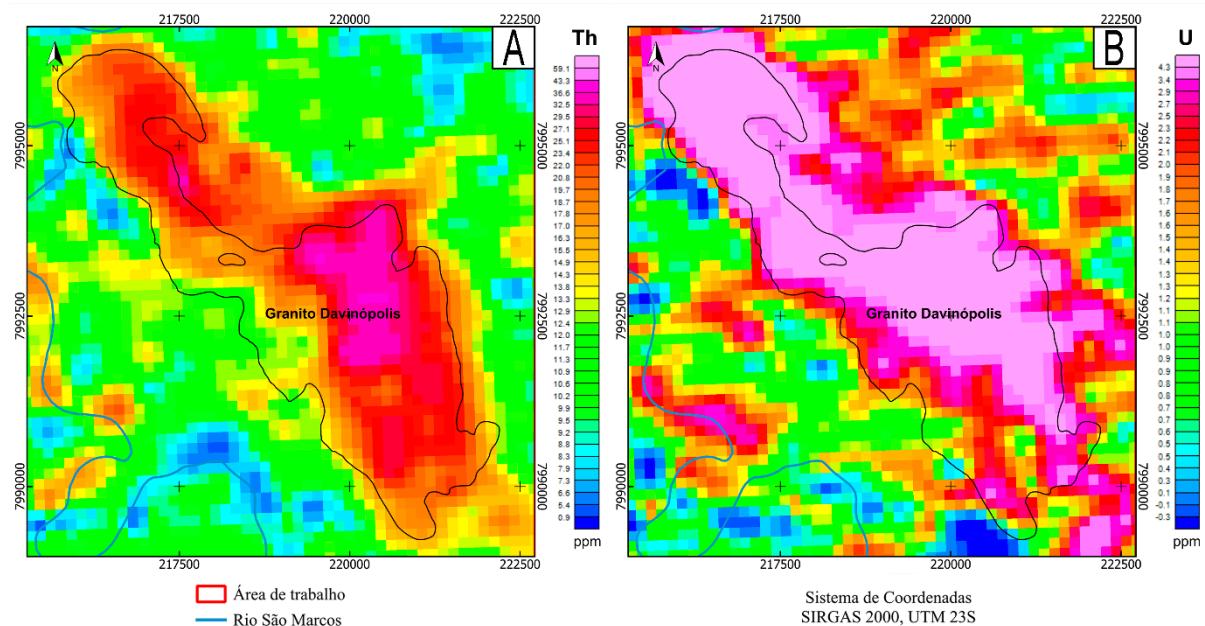
Segundo Ferreira., et al (2016), o tório, juntamente com urânio, estão presentes em minerais como zircão (entre 100 e 200 ppm de Th e 10 a 100 ppm de U), apatita (centenas de ppm de U e dezenas de ppm de Th) além de monazita e allanita. Os valores observados nos mapas indicam concentrações em torno de 27,1 ppm de tório e 4,3 ppm de urânio, consideradas

comuns para rochas plutônicas com médio a alto grau de diferenciação (DICKSON & SCOTT, 1997; RIBEIRO et al., 2013). No entanto, o centro do plúton granítico de Davinópolis apresenta uma região com pico de aproximadamente 40 ppm de tório. Pela petrografia, foi observado que, nessa porção, nomeada como Fácies cinza escuro com epidoto e allanita, afloram rochas com quantidades anômalas de allanita em comparação as demais amostras coletadas.

Grandes teores em granitos ocorrem devido a enriquecimento por fluidos hidrotermais, consequentemente apresentando metais raros como estanho, lítio e molibdênio, além da cristalização dos minerais acessórios com urânio e tório.

Zircão e monazita apresentam estabilidade frente ao intemperismo, permitindo que sejam erodidos da rocha fonte, transportados e acumulados formando depósitos de areia rica em minerais pesados (DICKSON & SCOTT, 1997). Isso é bem observado ao longo do curso do rio São Marcos, onde é possível identificar picos de concentração de tório e urânio em meio as suas curvas, indicando a formação de possíveis deposição de areia rica nesses minerais (Figura 55 – A e B).

Figura 55 - Comparativo entre mapa de realce de tório (A) e urânio (B) com delimitação do corpo granítico Davinópolis e do Rio São Marcos.



Fonte: O autor.

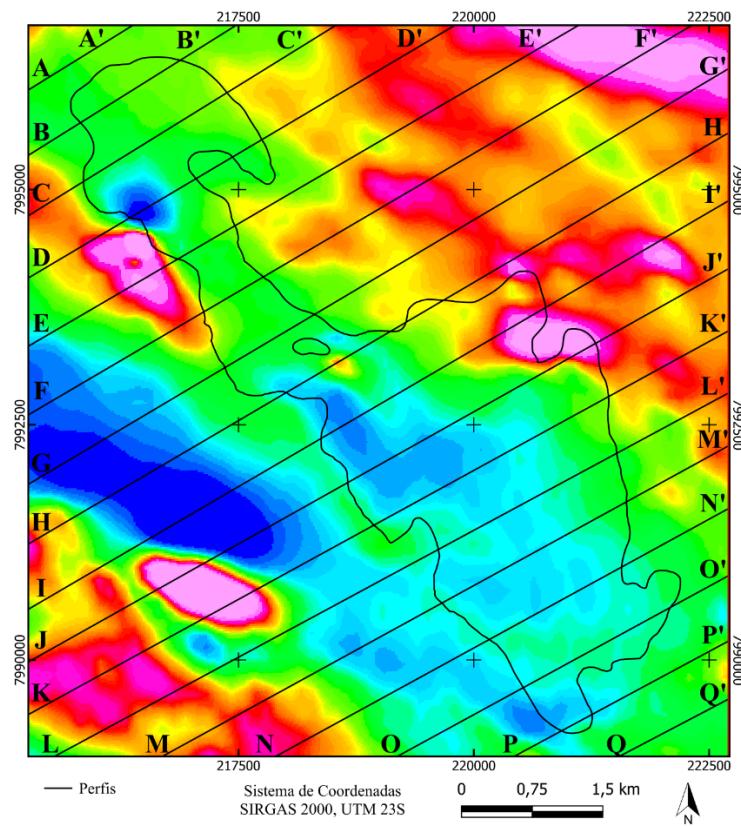
Portanto, as concentrações médias de Th (entre 22,0 e 27,1 ppm) e U (entre 2,5 e 4,3 ppm) em grande parte do corpo indicam que a intrusão não possui grande extensão com

influência de fluidos hidrotermais mineralizantes, com exceção da porção central onde foi localizado as fácies cinza escuro com epidoto e allanita e granodiorito com epidoto e allanita, que exibiram certo teor de minerais acessórios ricos em tório, de modo a apresentar picos de 36,3 a 43,3 ppm de Th. No geral, as quantidades são suficientes para representarem anomalias discrepantes em relação as litologias encaixantes da área que permitem observar os limites da intrusão.

8.3 Modelagem de inversão 2D

Por meio da modelagem de inversão realizada no software ZondGM2D, foi possível correlacionar a resposta de litologias e estruturas da região com os dados obtidos de 17 perfis traçados perpendicularmente às anomalias pela ferramenta *Grid Profile* do software *Oasis Montaj* no Campo Magnético Anômalo (CMA), conforme pode ser conferido na figura a seguir:

Figura 56 - Mapa do Campo Magnético Anômalo da área de estudo com destaque para os perfis utilizados na modelagem 2D e o corpo granítico Davinópolis.



Fonte: O autor.

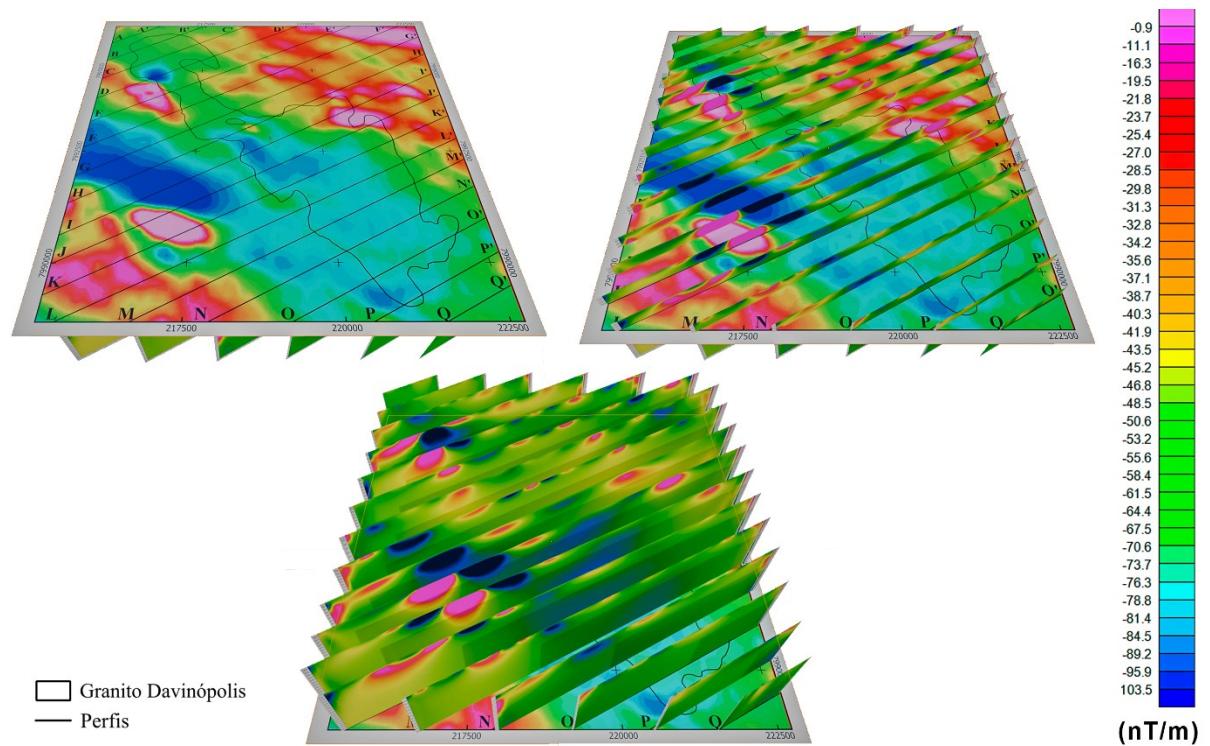
Diversos modelos com parâmetros diferentes foram testados a fim de otimizar o ajuste entre a curva de dados preditos e a curva de dados observados do CMA. O modelo final foi obtido considerando a maior proximidade entre os dados e a coerência com o mapeamento geológico. Utilizou-se os seguintes parâmetros para configuração da malha do modelo (*mesh*): $StartH = 40$ ou 100 quando apresentados altos contrastes no perfil, $Factor = 1.20$, $Nods Number = 25$ e número de interações = 25 a 50. Para realce da baixa susceptibilidade relacionada ao granito, a escala de cores foi ajustada em determinados perfis para -3 e 5, permitindo melhor visualização do objeto de estudo.

Entretanto, a presença de uma ampla quantidade de gradientes magnéticos com inclinação maior que 45° dificultou o refinamento da inversão em determinadas regiões, de modo que o modelo utilizou de valores médios na curva de dados calculados como referência para a modelagem.

Essa abordagem não foi comprometida, visto que os modelos obtidos possuíam boa correlação com as litologias e estruturas tectônicas, permitindo inferir suas geometrias em profundidade com razoável grau de confiabilidade.

As imagens em 2D de contrastes de susceptibilidade magnética foram posteriormente renderizadas de maneira consecutiva no *software* de modelagem, animação e renderização 3D, Blender 4.5 LTS, a fim de adquirir uma visualização tridimensional da área (Figura 57).

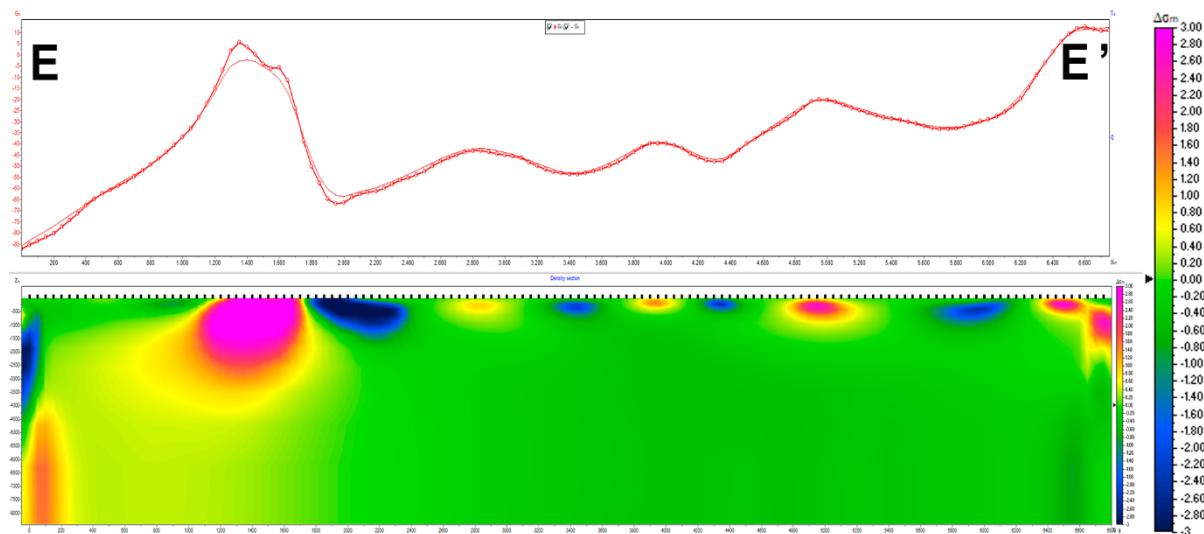
Figura 57 - Modelo renderizado para visualização 3D a partir das secções modeladas do Campo Magnético Anômalo no software de modelagem *Blender*.



Fonte: O autor.

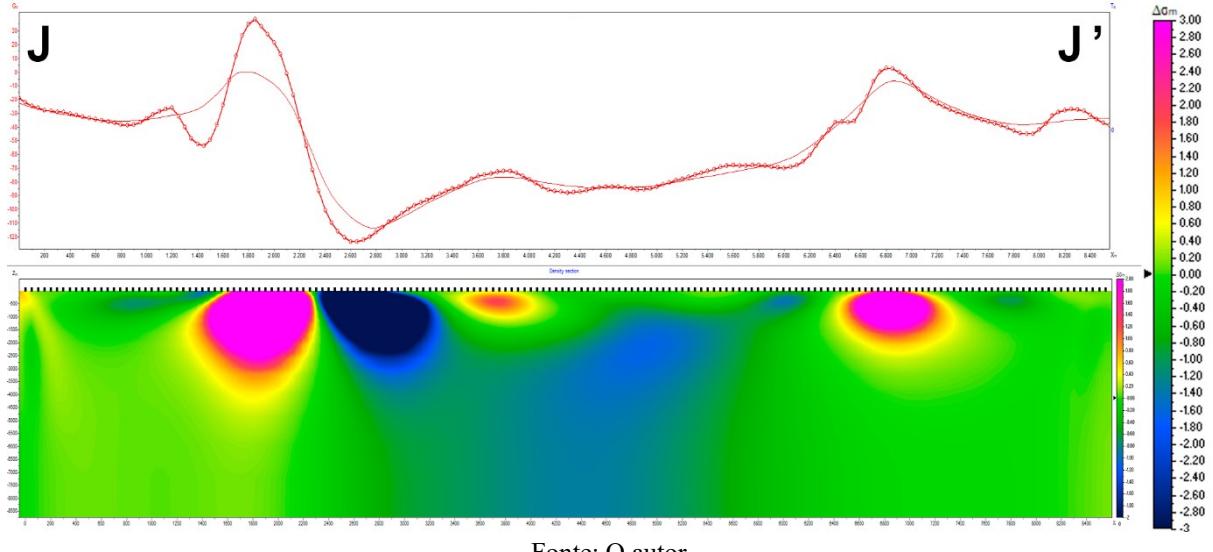
Para interpretação do posicionamento das unidades geológicas, foram selecionadas duas secções: E – E' e J – J' cujos perfis apresentaram discrepâncias significativas entre as anomalias e melhor representação das litologias da área de estudo (Figura 58 e 59).

Figura 58 - Resultados da modelagens do perfil E - E' através do software ZondGM2D.



Fonte: O autor.

Figura 59 - Resultados da modelagens do perfil J - J' através do software ZondGM2D.



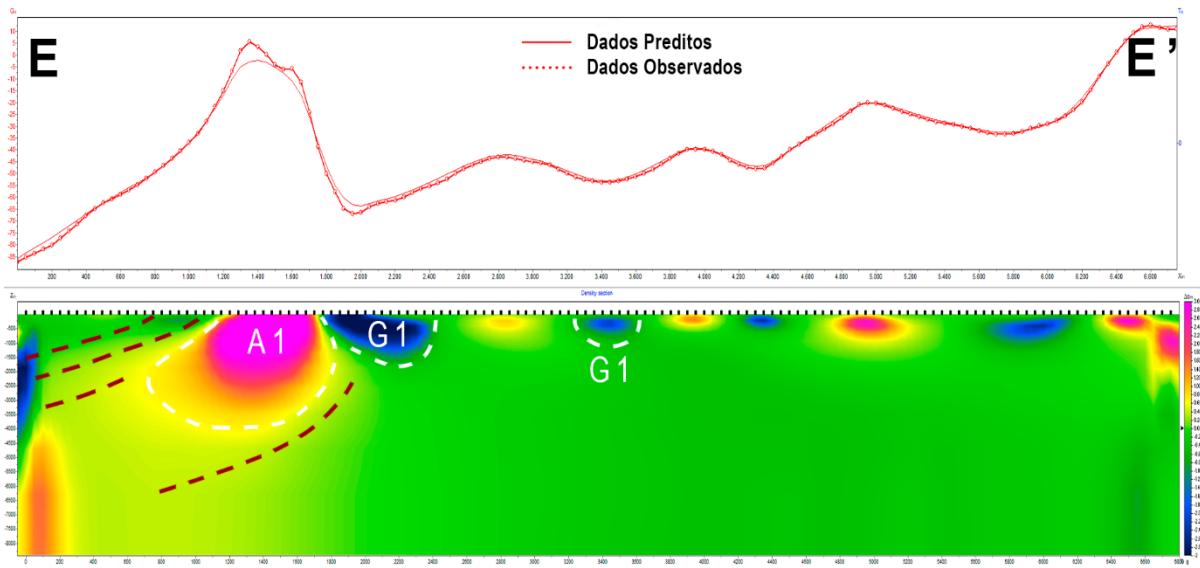
Fonte: O autor.

O corte (E – E') demonstra o posicionamento de uma anomalia positiva A1 com mergulho para SW (Figura 60), atribuída a presença de lentes de anfibolito. Essa interpretação é sustentada conforme a figura 48, pela sobreposição entre os dados da modelagem e a geologia.

No geral, esses corpos interpretados como fragmentos soerguidos de uma antiga crosta oceânica (UHLEIN et al., 2012; SEER et al., 2001; STRIDER & NILSON, 1992) são observados conforme as modelagens, variando em profundidades de aproximadamente 1km a 3,5 km, mantendo o rumo do mergulho.

Ainda neste perfil, as anomalias G1 situadas na porção noroeste do granito Davinópolis, constituem uma resposta magnética mais fraca, e conforme demonstrado nos modelos, indicam uma profundidade mais rasa diferentemente do restante do corpo a sudeste, conforme abordado a seguir.

Figura 60- Modelo de inversão 2D do perfil E - E' interpretado.

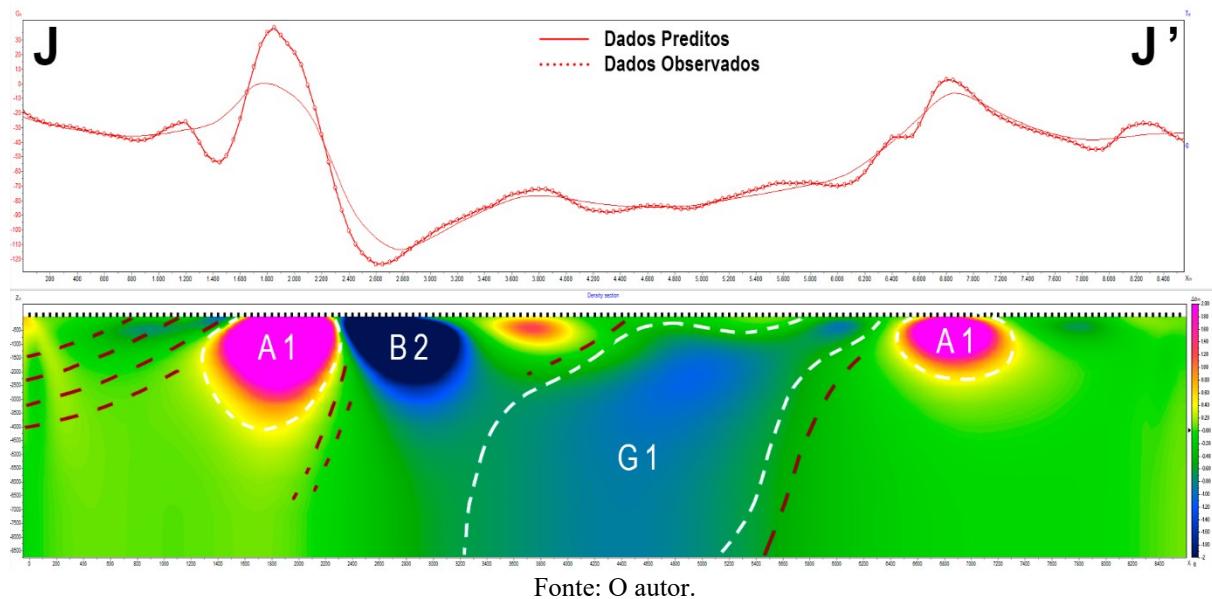


Fonte: O autor.

A secção ($J - J'$) evidencia, através da anomalia G1 de baixa susceptibilidade a continuidade do granito Davinópolis em até aproximadamente 7 km de profundidade, com posicionamento estruturado concordantemente com a geologia regional, mergulhando para SW (Figura 61).

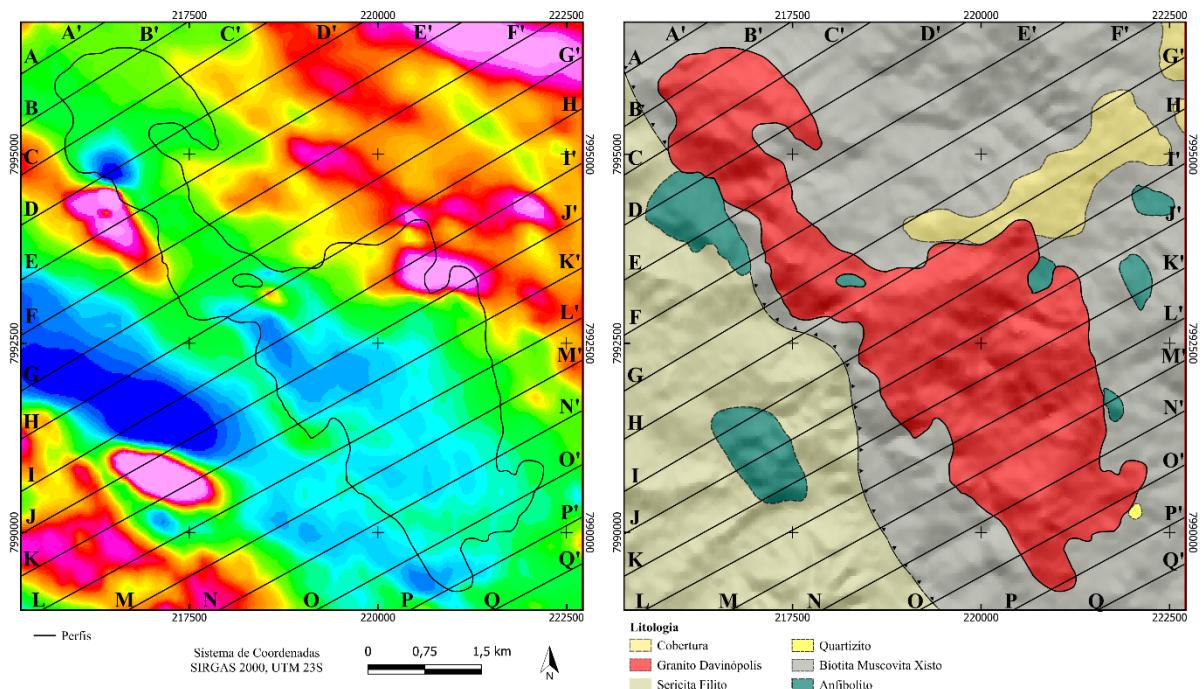
As anomalias A1 de alta susceptibilidade continuam correlacionadas a ocorrência de lentes de anfibolito, conforme retificado pela figura 62, com aproximadamente 3km de profundidade. Destaca-se a anomalia B2, correspondente a uma anomalia negativa que corta a área de estudo em uma faixa orientada NW/SE. Os dados de campo demonstram que geologicamente essa anomalia está correlacionada ao contato gradual entre o Complexo Abadia dos Dourados e o Grupo Araxá, que de acordo com a literatura são estruturados por um posicionamento tectônico de falhas de empurrão (RIBEIRO & FÉBOLI, 2013), que segundo Da Silva (2018), poderiam explicar a diferença de susceptibilidade presente no mapa.

Figura 61 - Modelo de inversão 2D do perfil J - J' interpretado.



Fonte: O autor.

Figura 62 - Comparação entre os perfis traçados para modelagem visíveis no mapa do Campo Magnético Anômalo e no mapa geológico da área de estudo.



Fonte: O autor.

9 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

O corpo granítico denominado de Granito Davinópolis, com 14km² de área, é intrudido em meio a mica xistos do Grupo Araxá, e apresenta duas falhas regionais que delimitam e cortam sua geometria. Sua textura é predominantemente porfirítica, exibindo intensa deformação e ocorrência de xenólitos de muscovita-biotita xisto e anfibolito do Grupo Araxá.

Durante a etapa de campo foi possível reconhecer variações de composição e cor presente nas amostras coletadas, permitindo a subdivisão em duas associações principais (clara e escura) englobando quatro faciologias distintas, sendo essas: (i) fácies monzogranito com muscovita, (ii) fácies sienogranito fino, (iii) fácies cinza escuro com epidoto e allanita e (iv) fácies granodiorito com epidoto e allanita.

No geral, a mineralogia do corpo é constituída por quartzo, microclínio, oligoclásio e granada, ocorrendo também minerais máficos como biotita e muscovita primária. Nos minerais acessórios destaca-se a presença frequente e anômala na porção central da intrusão de minerais acessórios como allanita, epidoto e titanita, além de monazita e rutilo em quantidades normais nas demais regiões. Minerais secundários derivados de processos de alteração, incluem biotita, muscovita, clorita, sericita, epidoto, minerais opacos e argilominerais.

Os dados aerogeofísicos contribuíram significativamente para interpretação da geologia local, como delimitações, estimativa de composição relativa e estruturas através da gamaespectrometria e magnetometria. Na magnetometria, o granito apresenta uma resposta com baixos valores de susceptibilidade magnética, condizente com sua composição felsica com pouca concentração de minerais ricos em Fe/Mg, comum quando relacionada a classificações de granitos do tipo I e tipo S. Em contraste, as lentes de anfibolitos encaixadas em meio as sequências metavulcanosedimentares do Grupo Araxá e Complexo Abadia dos Dourados, exibem altos teores de ferro e magnésio devido sua origem ortoderivada de basaltos do tipo E-MORB, consequentemente refletido nas fontes com altos valores de susceptibilidade magnética no mapa de Amplitude do Sinal Analítico. Demais anomalias também foram observadas na porção aflorante do Complexo Abadia dos Dourados, em resposta a sua composição com presença comum de bandamentos de hematita e magnétita.

A análise integrada de matemática de bandas dos arquivos de sensoriamento remoto do satélite Landsat 8, do mapa de inclinação do sinal analítico e de informações presentes em mapas geológicos da região confirmou a presença de duas falhas regionais. A primeira, com *trend* NE/SW, corta a intrusão a noroeste, no qual indica um possível deslocamento lateral de

sua geometria. A segunda está presente nas delimitações a oeste da intrusão, coincidindo com uma lente de anfibolito. A foliação secundária, juntamente com a geometria alongada do corpo e os lineamentos magnéticos concordantes com o trend regional (NW/SE) indicam forte influência pelas deformações do ciclo brasiliano, sugerindo uma colocação pré a sin-tectônica.

Os lineamentos positivos identificados no ISA concentram-se em zonas de falha e no contato da intrusão. Em campo, essas regiões apresentam verticalização de foliações das rochas encaixantes, indicando a influência em decorrência da ascensão do corpo. Os lineamentos negativos, indicativos de camadas com baixo ângulo de mergulho, se concentram em uma anomalia denominada A2, concordante com o contato entre o Complexo Abadia dos Dourados e o Grupo Araxá, corroborando para o posicionamento tectônico entre as duas unidades através de uma falha de empurrão de baixo ângulo.

Na gamaespectrometria, o Granito Davinópolis se destaca pelos altos valores de potássio (2,4%), tório (27,1 ppm) e urânio (4,3 ppm) em contraste com as rochas encaixantes, permitindo sua delimitação. Essas concentrações se mostraram concordantes a quantidade esperada segundo a evolução em sílica de rochas ígneas conforme Dickson & Scott (1997), considerado teores comuns para rochas plutônicas com médio a alto grau de diferenciação.

Entretanto, a porção central do corpo apresenta respostas expressivas no mapa de tório pela presença de quantidades anômalas de allanita e titanita (fácies cinza escuro com epidoto e allanita e fácies granodiorito com epidoto e allanita), em que ocorrem picos de 43,3 ppm, o dobro esperado para rochas graníticas. Esse enriquecimento sugere possível influência de fluidos hidrotermais ou de aquecimento tardio nessas rochas, visto que a allanita concentra elementos terras raras leves juntamente com a granada que concentra elementos pesados, enquanto a titanita é um mineral formado em temperaturas consideradas elevadas. Na microscopia, foi possível observar fluxos em meio a fraturas contendo esses minerais, concomitantemente, o teor aluminoso do granito pela composição formada por granada, biotita e muscovita indica sua formação em baixas temperaturas, inviabilizando a formação de cristais de titanita, fatores esses que corroboram para a hipótese de hidrotermalismo atuante pós cristalização.

O processo de modelagem de inversão 2D dos dados do CMA (campo magnético anômalo) e a construção do modelo em 3D da área, contribuíram para detalhar o posicionamento tectônico das lentes de anfibolito e principalmente da intrusão, concordante as deformações regionais e informações presentes na literatura. Os anfibolitos se mostraram rasos, com aproximadamente 3km de profundidade e com geometria na forma de lentes, interpretados

como antigas lascas de crosta oceânica posicionadas tectonicamente durante a orogênese da Faixa Brasília. O granito possui sua profundidade em torno de 7km, com geometria apresentando mergulho para sudoeste, concordante ao posicionamento das unidades litoestratigráficas adjacentes.

Conforme as informações presentes nessa monografia, apoiado aos dados geoquímicos obtidos por Klein (2008), é interpretado que o corpo granítico Davinópolis corresponde a uma intrusão do tipo A peraluminoso, conforme a classificação de Gualda (2001), originado em ambiente anorogênico com idade de cristalização de 775 ± 5 Ma.

Contudo, os resultados desta monografia indicam inconsistências nessa interpretação. A baixa susceptibilidade magnética, ausência de minerais ferrosos típicos de granitos tipos A, elevado caráter peraluminoso, a presença de xenólitos de muscovita-biotita xisto e anfibolitos do Grupo Araxá, a presença de cristais de muscovita primária e os indícios de deformação aproximam o corpo das características de granitos do tipo S sin-colisionais formados por fusão crustal de metassedimentos, comumente observados na região.

Assim, embora os dados geoquímicos de Klein (2008) sugiram afinidade com granitos tipo A, o conjunto de evidências estruturais, mineralógicas e geofísicas aqui apresentadas sustentam fortemente a hipótese de um granito tipo S. Portanto, é recomendado para trabalhos futuros, uma análise geoquímica mais detalhada de todo o corpo, a fim de confirmar os dados obtidos anteriormente na literatura e verificar sua gênese e idade de cristalização comparado as informações aqui apresentadas. Uma vez que o trabalho de Klein (2008) não aborda o granito Davinópolis unicamente, e consequentemente as idades e interpretações obtidas através de uma baixa variedade de amostras, visto a dimensão da intrusão, tornam a margem de erro grande para estas datações, apresentando pouco detalhamento para esse tipo de investigação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J. L. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. **Geological Society of America, Memoirs** 161, 133-154. 1983.
- ANDERSON, J.L; BENDER, E.E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southeastern United States of America, **Lithos**, 23: 19-52. 1989.
- ALMEIDA, F. F. M., HANSUI, Y.; BRITOS NEVES, B. B. FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste, **Atas...** Campina Grande, SBG. p 363-391. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HANSUI, Y.; BRITOS NEVES, B. B. FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29. 1981.
- ALVES, F. M.; SILVA, É. R.; SILVA, A. B. **Atlas Aerogeofísico Do Estado De Goiás**. Goiânia: CPRM, 2022. 68 p.
- ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus syntax: an example of the intersection of two brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 144-148. 2000.
- BARBOSA O. **Geologia do Município de Araxá, Minas Gerais**. Mineração e Metalurgia, p. 247-248. 1937.
- BARBOSA, O. **Guia das excursões**. 9º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá (MG) - Noticiário Soc. Bras. Geol., 3: São Paulo. 1955.
- BARBOSA, O; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, Boletim 136, 140 p. 1970.
- BRAINER, C. C. G. **Geologia, petrologia e geoquímica de granitos a duas micas e biotita granitos na Província Borborema: Contribuição ao conhecimento da Orogênese Brasiliana**. 124 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2021.
- BONIN, B. A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite - rapakivi magmatism connection. In: **Demaiffe, D** (Ed.) petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in continental and oceanic crusts. Université Libre de Bruxelles Royal Museum for Central Africa (Tervuren), Bélgica. p. 201-207, 1996.
- CORDEIRO, P. F. O. **Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília**. 2014. 155 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.
- COSTA, J. F. G.; BARRETO FILHO, J. A.; **Projeto sudeste de Goiás: relatório final**. CPRM, 1973.

COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R.; CHAPPELL, B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contributions to mineralogy and petrology**, 80(2), 189-200. (1982).

COX, K. G.; BELL J. D.; PANKHURST R. J.; **The interpretation of igneous rocks.** Londres: George Allen & Unwin. 450p. 1979.

CHAPPELL B. W.; WHITE A. J. R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology** 8, 173–174. 1974.

CREASER, R. A., PRICE, R. C. & WORMALD, R. J. (1991). A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. **Geology** 19, 163^166.

DARDENE M.A. **Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco.** In: Congresso Brasileiro De Geologia, Recife, 30, Anais, p. 299-308. 1978.

DELGADO I.M.; SOUZA J.D.; SILVA L.C.; SILVEIRA FILHO N.C.; SANTOS R.A.; PEDREIRA A.J.; GUIMARÃES J.T.; ANGELIM L.A.A.; VASCONCELOS A.M., GOMES I.P.; LACERDA FILHO J.V.; VALENTE C.R.; PERROTA M.M.; HEINECK C.A. 2003. **Geotectônica do Escudo Atlântico.** In: Bazzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, p. 227-334. 2003.

DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, 1997.

FALCI, A.; CAXITO, F. A.; SEER, H. J.; VALERIANO, C. M.; DIAS, P. H. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 306, n. 1, p. 209-219, mar. 2018.

FERREIRA, F. J. F.; WEIHERMANN, J. D.; BARÃO, L. M.; FEDALTO, G.; CASTRO, L. G.; & STEVANATO, R.; **Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica.** Tópicos Especiais em Cartografia Geológica. 2^a edição, Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2016.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A.; UNBELEIN, A.; Faixa Brasília, setor setentrional: Estilos Estruturais e arcabouço tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, 25:267-278. 1995.

FUCK, R. Q. A. Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 4. **Atas**, p.184-187. 1994.

FROST, C. D., & FROST, B. R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. **Journal of petrology**, 52(1), 39-53, 2011.

GUALDA, G. A. R. Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR. 274 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

HEINECK, C.A., VIEIRA, V.S., DRUMOND, J.B.V., LEITE, C.A.L., LACERDA FILHO, J.V., VALENTE, C.R., SOUZA, J.D., LOPES, R.C., MALOUF, R.F., OLIVEIRA, I.W.B., OLIVEIRA, C.C., SACHS, L.L.B., PAES, V.J.C., JUNQUEIRA, P.A., 2003. Folha SE.23-Belo Horizonte. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Programa Geologia do Brasil – PGB. CPRM, Brasília. CD-ROM.

HINZE, W. J.; VON FRESE, R. R. B; SAAD, A. H. **Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications**. Cambridge University Press, 2013.

ISHIHARA, S.: As rochas graníticas da série magnetita e da série ilmenita. **Mineração Geol.** 27 , 293–305 (1977)

KILPATRICK J.A. & ELLIS D.J. 1992. C-type magmas: igneous charnokites and their extrusive equivalents. **Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh**, 83: 155-164

KLEIN, P. B. W. **Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região de Ipameri-Catalão - GO**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 154 p. 2008.

LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. **Programa De Levantamentos Geológicos Básicos Do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado De Goiás E Distrito Federal**. UNB, 269 p. 1999.

LAMEYRE, J e BOWDEN, P. (1982) Plutonic rock type series: discriminarion of various granitoid series and related rocks. **Journal of volcanology and Geothermal Research**, r4: r 69- t 89.

LOISELLE, M.C.; WONES, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites: **Geological Society of America Abstracts with Programs**, v. 11. 1979.

LUSA, M. **Geoquímica e petrologia dos metagranitos porfiríticos e equigranulares do complexo encantadas, Santana da Boa Vista, RS**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 65 f. 2009.

MARQUES, G. C. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins**. 122 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

MACHADO, F. B.; NARDY, A. J. R.; ROCHA J. E. R. V.; MARQUES, L. S.; OLIVEIRA, M. A. F. D. Geologia e litogegeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato grosso e Mato Grosso do Sul. **Geociências**, v. 28, n. 4, p. 523-540, 2009.

MOURA, C. D.; BOA, T. M. R. F. Mapa Geológico da Folha Catalão – SE.23-Y-A-I, escala 1:100.000. 2017.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; LEME, T. G.; CONCEIÇÃO, F. T.; VALERIANO, C. M. Proveniência das rochas metassedimentares do Grupo Araxá na porção central da Faixa Brasília. **Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 3, p. 655-675, jan. 2019.

MOITA, P. S. M. **Granitóides no SW da zona de Ossa-Morena (Montemor-o-Novo, Évora): Petrogênese e processos geodinâmicos**. 2007. 445 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de Évora, Évora, 2007.

PIAULINO, P. F.; HAUSER, N.; DANTAS, E. L. From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt. **Precambrian Research**, v. 359, p. 105345, 2021.

PIAULINO, P. F. **Estudo geoquímico e isotópico de anfíbolitos e rochas metassedimentares da Sequência Metavulcanossedimentar Veríssimo e Grupo Araxá, Pires do Rio**. 78p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2018.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, 20(4), 375-379

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463-483, mar. 1999.

PIMENTEL M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H. The basement of the Brasilia Fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. **Tectonic Evolution of South America. 31 st International Geological Congress. Rio de Janeiro**, p.195-229. 2000.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHEL, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 571-585, nov. 2001.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal Of Geology**, v. 46, n. 1, p. 67-82, jun. 2016.

PINHO, J.M.M.; FÉBOLI, W.L.; TULLER, M.P.; BRITO, D.C.; RIBEIRO, J.H.; BAPTISTA, M.C.; SILVA, R.N. Geologia e recursos minerais das folhas: Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, GuardaMor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas. CPRM, Belo Horizonte, 2017. 358p. Relatório.

PSCHEIDT, B. C. **Geologia dos granitos peraluminosos do município de Itapema, SC**. 2019. 65 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2019.

PITCHER, W. S. **Granite: Typology, geological envolviment and melting relationships. Migmatites, Melting and Metamorphism** (ed.: M.P. Atherton; C.D. Gribble). Shiva Pub. Ltd., Cheshire, p. 277-285, 1983.

PITCHER, W. S. Origin and nature of granite. Blackie Academic & Professional, New York. p. 321, 1993.

RONCATO JÚNIOR, J. G. **As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia.** 119 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

RIBEIRO, J.H.; FÉBOLI, W.L. Mapa Geológico da Folha Coromandel. Belo Horizonte: CPRM, 2013. Escala 1:100.000.

RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; LOURO, V. H. A. (2013). Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terrae Didática**, 10, 29-51.

SANTOS, B. L.; SIMOES, L. S. A.; SEER, H. J. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO DOMÍNIO INTERNO DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL NA REGIÃO DE ESTRELA DO SUL, MINAS GERAIS, BRASIL: Structural evolution of the internal domain of the Southern Brasília Belt in Estrela do Sul, Minas Gerais, Brazil. **Geosciences= Geociências**, v. 40, n. 2, p. 287-305, 2021.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. D.; A geologia do brasil no contexto da plataforma sul-americana". **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília, CPRM, pp. 5-25, 2003.

SEER, H. J. **Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 267 p. 1999.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozoico na faixa de dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 385-396, 1 set. 2001.

SEER, H. J.; MORAES, L. M. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 333-354, June 2013.

SILVA, J. B. C. Interpretação de dados de eletromagnetometria de fonte controlada (CSEM) em modelos 1D e 2D. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 2002

SILVA, FABIANO, M. Aplicação de métodos geofísicos, geológicos e detecção remota, na investigação da sismicidade induzida na barragem do Castanhão, região nordeste do Brasil. Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Lisboa, Tese de doutorado em Ciências Geofísicas e da Geoinformação. 2018.

SOUZA, L. F. de.; **Caracterização geofísica do sistema vulcão-plutônico do Platô da Ramada baseada em radiometria, magnetometria e gravimetria.** Dissertação (Mestrado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRS. 2019.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, v. 12, n. 1, p. 1-33, mar. 1974.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics.** 2^a edição. Cambridge: Cambridge University Press. 1990.

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica Da Faixa De Dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 1–14, 2012.

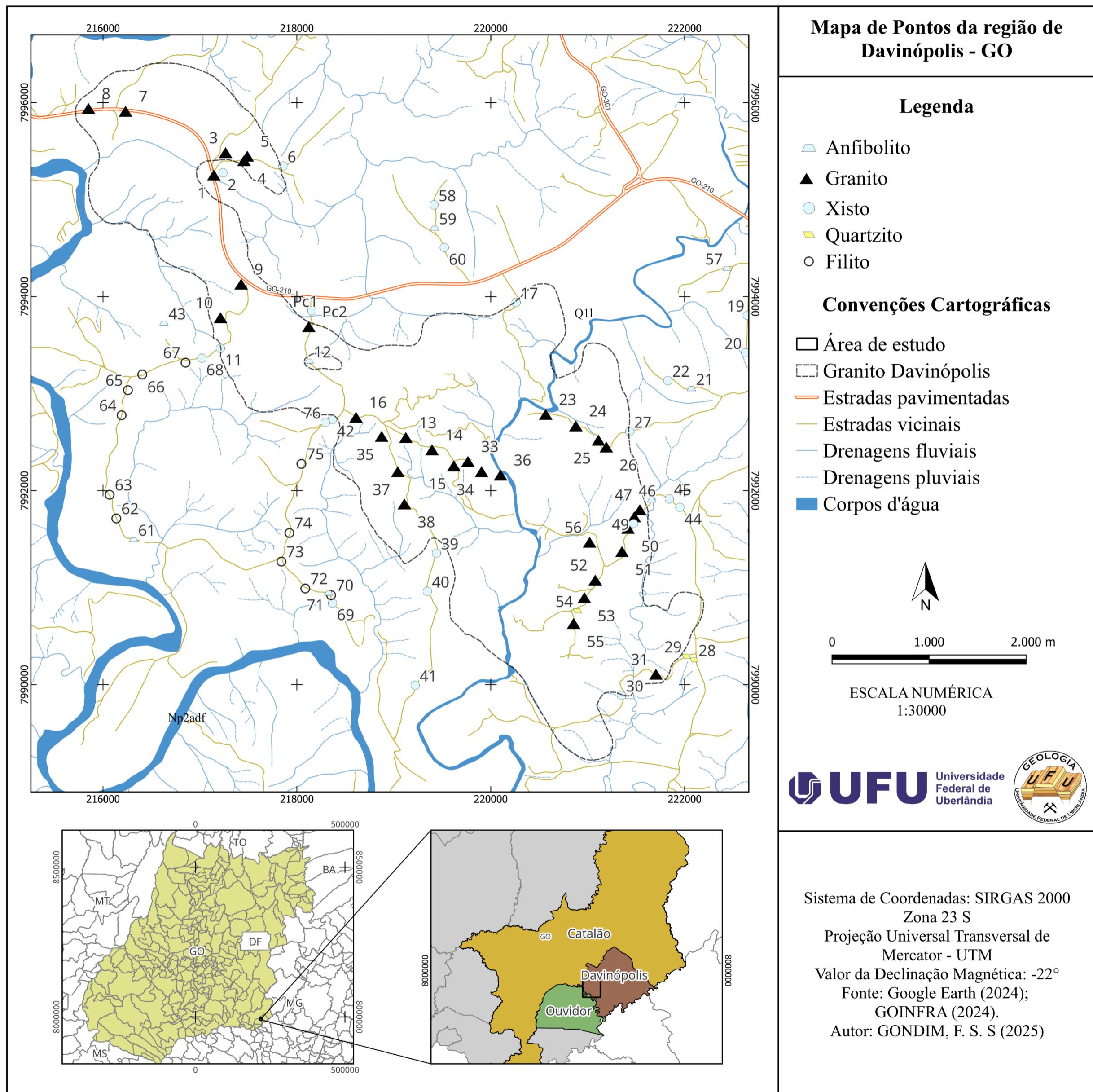
VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. A. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SEBrazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of WestGondwana. **Precambrian Research**, n. 130, p. 27–55, 2004.

VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, jan. 2008.

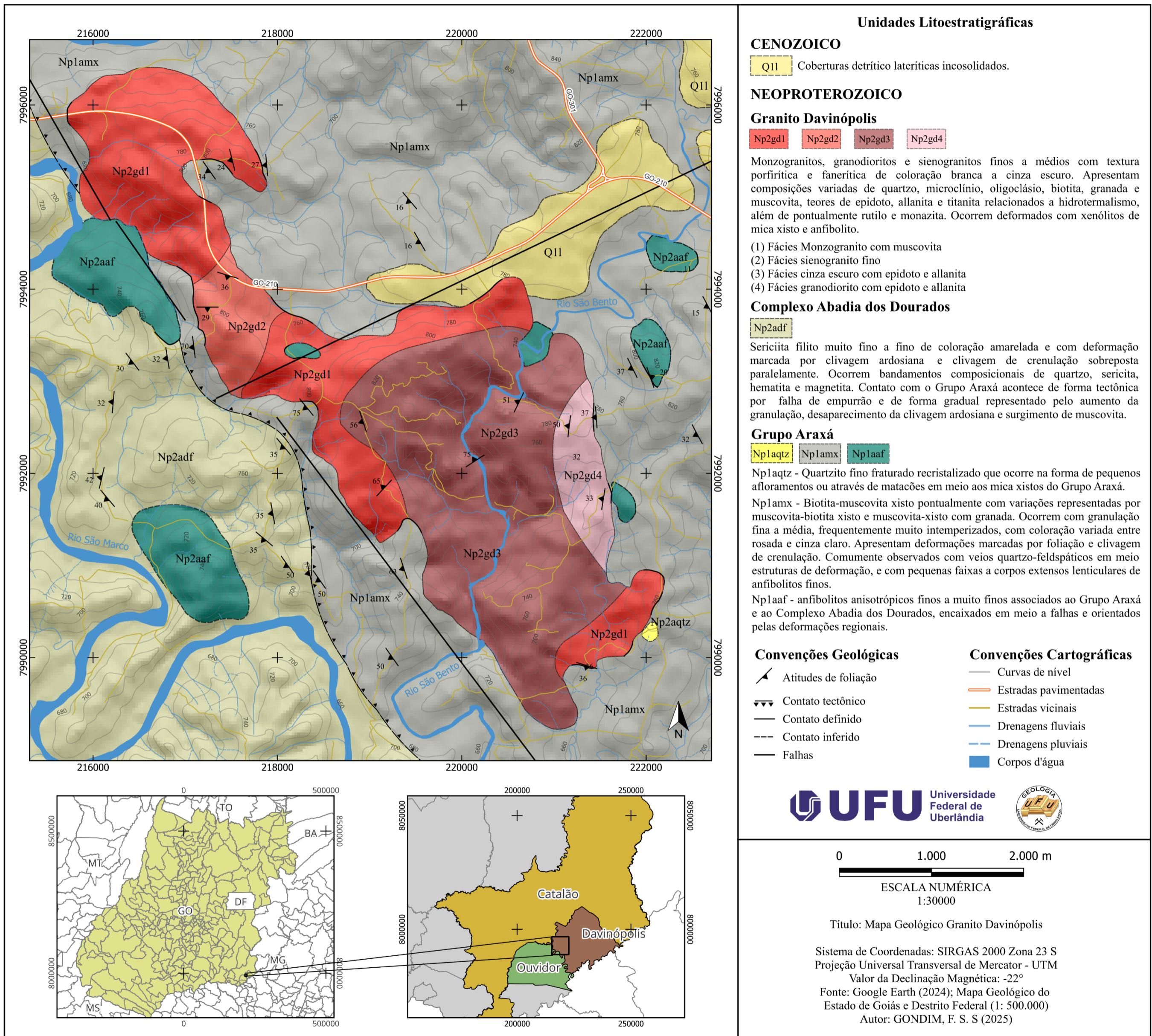
WHALEN, J. B., CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis (Granitos tipo A: características geoquímicas, discriminação e petrogênese). **Contributions to Mineralogy and Petrology** 95, 407^419.

WHITE A. J. R. 1979. Sources of granite magmas. **Geological Society of America Abstracts with Programs**, 11.

APÊNDICE A – Mapa de pontos final.



APÊNDICE B – Mapa Geológico Final.



APÊNDICE C – Tabela de pontos.

ID	Latitude	Longitude									
FAD-1	217172	7995250	FAD-20	222629	7993421	FAD-39	219440	7991354	FAD-58	219415	7994945
FAD-2	217238	7995276	FAD-21	222071	7993050	FAD-40	219346	7990960	FAD-59	219420	7994705
FAD-3	217293	7995481	FAD-22	221827	7993134	FAD-41	219221	7989992	FAD-60	219521	7994505
FAD-4	217483	7995398	FAD-23	220596	7992782	FAD-42	218367	7992734	FAD-61	216316	7991495
FAD-5	217517	7995444	FAD-24	220907	7992663	FAD-43	216629	7993726	FAD-62	216137	7991712
FAD-6	217857	7995346	FAD-25	221140	7992516	FAD-44	221951	7991827	FAD-63	216068	7991957
FAD-7	216261	7995907	FAD-26	221221	7992445	FAD-45	221843	7991914	FAD-64	216192	7992777
FAD-8	215879	7995936	FAD-27	221433	7992608	FAD-46	221660	7991902	FAD-65	216257	7993035
FAD-9	217454	7994125	FAD-28	222098	7990256	FAD-47	221567	7991799	FAD-66	216405	7993197
FAD-10	217241	7993779	FAD-29	222018	7990292	FAD-48	221510	7991726	FAD-67	216851	7993319
FAD-11	217211	7993467	FAD-30	221348	7989888	FAD-49	221474	7991660	FAD-68	217020	7993365
FAD-12	218128	7993334	FAD-31	221733	7990103	FAD-50	221445	7991607	FAD-69	218367	7990840
FAD-13	219153	7992544	FAD-32	222823	7992601	FAD-51	221383	7991368	FAD-70	218353	7990921
FAD-14	219423	7992417	FAD-33	219793	7992297	FAD-52	221107	7991074	FAD-71	218328	7990943
FAD-15	219648	7992252	FAD-34	219934	7992192	FAD-53	220995	7990892	FAD-72	218087	7990990
FAD-16	218639	7992752	FAD-35	218903	7992555	FAD-54	220894	7990760	FAD-73	217840	7991268
FAD-17	220261	7993938	FAD-36	220130	7992157	FAD-55	220884	7990627	FAD-74	217923	7991563
FAD-18	222671	7994753	FAD-37	219070	7992192	FAD-56	221049	7991464	FAD-75	218047	7992275
FAD-19	222647	7993806	FAD-38	219138	7991859	FAD-57	222439	7994291	FAD-76	218294	7992703

APÊNDICE D – Ficha de descrição microscópica das amostras analisadas.

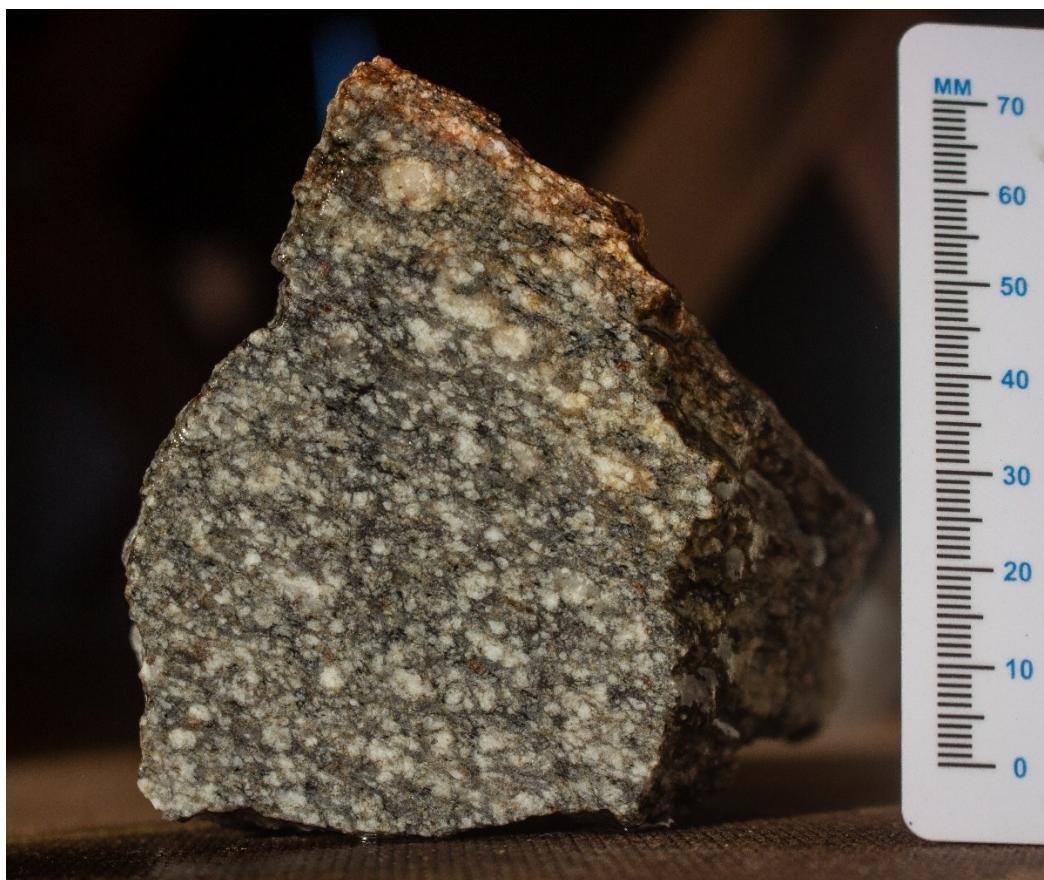
Unidade		Granito Davinópolis					
Fácies		Fácies cinza escuro com epidoto e allanita					
Amostra/Lâmina		FAD 52	FAD 36	FAD 13	FAD 33	FAD 23	FAD 14
Estrutura		Anisotrópico	Levemente anisotrópico	Isotrópica	Levemente anisotrópico	Levemente Anisotrópica	Levemente Anisotrópico
Textura		Fanerítica, holocrystalina, hipidiomórfica	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina, hipidiomórfica	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina	Fanerítica, holocrystalina	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina
Granulação		Inequigranular fina a média (0,07 a 1,3mm)	Inequigranular fina a média (0,02 a 1,8mm)	Inequigranular fina a média (0,07 a 2,0 mm)	Inequigranular fina a média (0,02 a 1,22m)	Inequigranular fina a média (0,24 – 2mm)	Inequigranular média (1,0 a 2,0mm)
Descrição		Granito cinza escuro com granulometria predominante fina; presença de clorita e sericita com crescimento radial e hábito fibroso, granada ocorre em pouca quantidade e com tamanho médio de 0,20mm. Presença de epidoto com inclusão de allanita	Granito cinza claro com textura porfirítica de fenocristais de K-F e Pl. Apresenta veios com epidoto cortando a orientação e aglomerados máficos com granada, biotita, epidoto e poucas quantidades de allanita.	Granito cinza claro com textura porfirítica de fenocristais de K-F e Pl. Cristais médios de epidoto e clinzoisita em grande quantidade com allanita e titanita euédrica próximas ou inclusas. Presença de aglomerados máficos com granada, biotita, epidoto, allanita e titanita.	Granito cor cinza escuro predominantemente fino com crescimento de clorita e sericita radial e hábito fibroso, com granada de tamanho médio de 0,35mm. Ocorre epidoto com crescimento de allanita e associado pontualmente a titanita euédrica	Granito cinza claro, porfirítico com fenocristais de K-F. Possui agregados máficos constituídos por biotita, epidoto, granada (+- 0,5mm) e clinzoisita, com pequenas ocorrências de titanita.	Granito branco porfirítico com granulometria média predominante formada por fenocristais de K-F. Granada ocorre com tamanho médio de 0,6mm em pouca quantidade. Ocorre aglomerados máficos com biotita, epidoto allanita e titanita.
% Minerais Félsicos	Qtz	24	26	25	32	30	27
	K-F	32	30	28	30	42	44
	Pl	40	38	40	36	17	21
% Minerais Escuros Pesados	Bt	2,5	4	4	1	7	6,2
	Grd	Tr	Tr	Tr	Tr	2	0,5
% Minerais Claros Pesados	Msc	-	-	-	-	-	-
% Minerais Acessórios	Mnz	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
	Ti	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr
	Rt	-	-	Tr	-	Tr	Tr
	Aln	0,5	Tr	0,5	Tr	0,5	0,5
Minerais secundários		Minerais opacos, biotita, sericita, epidoto e clinzoisita	Minerais opacos, biotita, sericita, muscovita e epidoto	Minerais opacos, biotita, epidoto, clinzoisita, muscovita e sericita	Minerais opacos, biotita, sericita, clorita, epidoto, muscovita	Minerais opacos, epidoto, clinzoisita, sericita, muscovita, biotita, clorita e granada	Minerais opacos, biotita, sericita, muscovita, epidoto, clorita, granada
	Ep	1	2	2,5	1	1,5	0,8
Classificação		Monzogranito com biotita				Biotita-sienogranito com granada	

APÊNDICE E - Ficha de descrição microscópica das amostras analisadas.

Unidade		Granito Davinópolis						
Fácies		Fácies Monzogranito com muscovita			Fácies Granodiorito com allanita e epidoto			Fácies Sienogranito fino
Amostra/Lâmina	FAD_7	FAD_4	FAD_5	FAD_51	FAD_25	FAD_26	FAD_10	
Estrutura	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópica	Anisotrópico	
Textura	Fanerítica, holocrystalina	Fanerítica, holocrystalina, xenomórfica	Fanerítica, holocrystalina, hipidiomórfica	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina, xenomórfica	Porfirítica, fanerítica, holocrystalina	
Granulação	Inequigranular fina a média (0,05 - 1,7mm)	Inequigranular fina (0,03 a 0,08mm)	Inequigranular a média (0,05 a 1,7mm)	Inequigranular fina a média (0,02 a 1,6mm)	Inequigranular fina a média (0,05 a 1,8mm)	Inequigranular fina a média (0,07mm a 1,2mm)	Inequigranular fina a média (0,02 a 1,5mm)	
Descrição	Granito branco deformado com foliação marcada por biotita. Apresenta granadas com média de 0,78mm e em pouca quantidade, e muscovita primária.	Granito branco com porções cinza claro, deformado formando bandas marcadas por minerais placoides de alteração.	Granito branco com granadas de 0,7mm. Apresenta foliação bem desenvolvida marcada por biotita e muscovita. Pontualmente ocorre titanita.	Granito cinza escuro porfirítico com fenocristais de Pl e Grd em meio a matriz fina. Ocorre Aglomerados de epidoto, clinzoisita, biotita e allanita. Folição marcada por minerais de alteração	Granito cinza claro porfirítico com fenocristal de Pl. Muito deformado com bandamentos composicionais marcados por quartzo, plagioclásio sericita e biotita.	Granito cinza escuro porfirítico formado por fenocristais de Pl em meio a matriz fina quartzosa. Apresenta clorita fibrosa e radial, allanita e foliação marcada por minerais de alteração e granada anédrica estirada.	Granito cinza escuro com textura porfirítica de fenocristais de K-F. Bem deformado, processo de formação de bandamento composicional marcado por biotita, sericita e muscovita.	
% Minerais Félsicos	Qtz	30	42	38	30	27	34	35
	K-F	28	26	32	19	21	19	45
	Pl	36	32	29	45	47	44	19
% Minerais Escuros Pesados	Bt	5	Tr	1	4	4	1	1
	Grd	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
% Minerais Claros Pesados	Msc	1	Tr	Tr	-	-	-	-
% Minerais Acessórios	Mnz	Tr	-	Tr	Tr	Tr	-	-
	Ti	-	-	Tr	Tr	-	-	-
	Rt	Tr	-	-	Tr	-	-	-
	Aln	-	-	-	1	Tr	1	-
Minerais secundários		Minerais opacos, epidoto, clinzoisita, sericita, muscovita, biotita	Minerais opacos, sericita, muscovita, biotita	Minerais opacos, sericita, muscovita, biotita	Minerais opacos, epidoto, clinzoisita, sericita, muscovita, biotita	Minerais opacos, biotita, sericita, muscovita	Minerais opacos, biotita, sericita, muscovita, clorita	Minerais opacos, biotita, sericita, muscovita
	Ep	Tr	-	-	1	1	1	Tr
Classificação		Biotita-monzogranito com muscovita	Monzogranito	Monzogranito com biotita	Sienogranito com biotita e allanita	Sienogranito com biotita	Sienogranito com biotita e allanita	Sienogranito com biotita

FAD - 52

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	24
Feldspato Potássico	32
Plagioclásio	40
Biotita	2,5
Granada	Tr
Epidoto	1
Allanita	0,5
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito com biotita



FAD – 36

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	26
Feldspato Potássico	30
Plagioclásio	38
Biotita	4
Granada	Tr
Epidoto	2
Allanita	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito com biotita e epidoto



FAD – 13

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	25
Feldspato Potássico	28
Plagioclásio	40
Biotita	4
Granada	Tr
Epidoto	2,5
Allanita	0,5
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito com biotita, epidoto e allanita



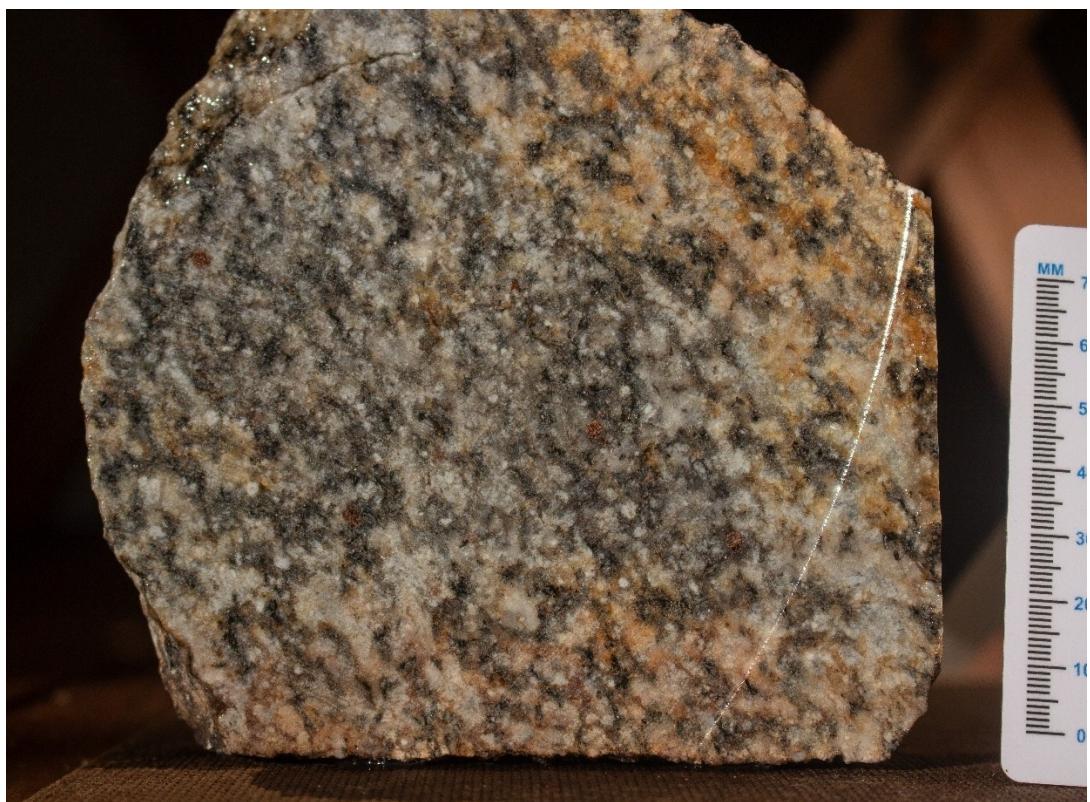
FAD - 33

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	32
Feldspato Potássico	30
Plagioclásio	36
Biotita	1
Granada	Tr
Epidoto	1
Allanita	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito com biotita e allanita



FAD – 23

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	30
Feldspato Potássico	42
Plagioclásio	17
Biotita	7
Granada	2
Epidoto	1,5
Allanita	0,5
CLASSIFICAÇÃO	Biotita-sienogranito com granada, epidoto e allanita



FAD – 14

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	27
Feldspato Potássico	44
Plagioclásio	21
Biotita	6,2
Granada	0,5
Epidoto	0,8
Allanita	0,5
CLASSIFICAÇÃO	Biotita-sienogranito com granada



FAD – 7

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	30
Feldspato Potássico	28
Plagioclásio	36
Biotita	5
Granada	Tr
Muscovita	1
Epidoto	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Biotita-monzogranito com muscovita



FAD – 4

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	42
Feldspato Potássico	26
Plagioclásio	32
Biotita	Tr
Granada	Tr
Muscovita	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito



FAD – 5

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	38
Feldspato Potássico	32
Plagioclásio	29
Biotita	1
Granada	Tr
Muscovita	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito com biotita



FAD – 51

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	30
Feldspato Potássico	19
Plagioclásio	45
Biotita	4
Granada	Tr
Epidoto	1
Allanita	1
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito com biotita, allanita e epidoto



FAD – 25

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	27
Feldspato Potássico	21
Plagioclásio	47
Biotita	4
Granada	Tr
Epidoto	1
Allanita	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito com biotita e epidoto



FAD – 26

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	34
Feldspato Potássico	19
Plagioclásio	44
Biotita	1
Granada	Tr
Epidoto	1
Allanita	1
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito com biotita, epidoto e allanita



FAD - 10

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA
Quartzo	35
Feldspato Potássico	45
Plagioclásio	19
Biotita	1
Granada	Tr
Epidoto	Tr
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito com biotita

