

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

Gelson Ferreira de Souza Junior

Anisotropia magnética e gravimetria do Complexo Intrusivo Santa Angélica, Faixa Araçuaí

São Paulo
Maio de 2021

Gelson Ferreira de Souza Junior

Anisotropia magnética e gravimetria do Complexo Intrusivo Santa Angélica, Faixa Araçuaí

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

“Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.”

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade

São Paulo
Maio de 2021

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus por permitir mais essa vitória em minha vida e a todos que contribuíram com a conclusão desse trabalho, principalmente a minha família de sangue (Lourdes, Ziane, Wallacy e Ale) e coração (Vera, Willian, Anna e Duda) pelo apoio incondicional, tenho certeza que nossos laços serão eternos.

Ao meu orientador Ricardo Trindade agradeço pela paciência e pelos ensinamentos passados durante essa caminhada. Agradeço a Prof^ª. Caroline Cibele e ao Filipe pela orientação indireta durante esse trabalho e por sempre mostrarem positividade durante meus surtos. Um agradecimento especial ao meu amigo Ualisson por me ajudar durante todos, os muitos, períodos no fundo do poço e por celebrar comigo nos momentos felizes. Agradeço também ao Lucas e ao Caião pela companhia durante os perrengues do trabalho de campo.

Aos amigos de departamento, eu não consigo demonstrar o quanto sou grato pelas reuniões na salinha do café para discutir assuntos cotidianos e partilhar conhecimentos acadêmicos, saibam que vocês tiveram papel fundamental na minha sanidade. Infelizmente não consigo citar todos, mas gostaria de mandar um agradecimento especial para: Lívia, Monitor, Paula, Nine, Letícia, Débora, Gabi, Fabi, Jhon, Carol, James, Denise e Alane por animarem o churrasco da pós-graduação.

Aos professores e funcionários do IAG, e ao próprio instituto por oferecer a infraestrutura necessária durante a pesquisa, especialmente o Laboratório de Paleomagnetismo e Magnetismo de Rochas (USPmag).

Este trabalho foi financiado pela da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, Projeto Fundação de Pesquisa nº 2016/06114-6) e pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

RESUMO

O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) está localizado na Faixa Araçuaí, na região Sudeste do Brasil. É um complexo plutônico Cambriano alongado na direção NE, composto de dois plútons gêmeos (lóbulos Nordeste e Sudoeste) com formato de olho de boi (“*bull’s eyes*”) e trama interna concêntrica (“*onion skin*”). Foi formado durante o estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí (OA), um exemplo de orógeno Neoproterozóico relacionado ao Ciclo Brasileiro. Os plútons pós-colisionais na porção sul do OA intrudem uma crosta mais profunda e têm um padrão concêntrico inversamente zonado, enquanto os plútons pós-colisionais da porção norte são batólitos graníticos/charnockíticos muito maiores com lineações sub-horizontais. Embora o CISA seja amplamente reconhecido como livre de deformação regional devido ao seu contexto tectônico e datações, uma importante deformação em estado sólido foi registrada em suas bordas, bem como uma zona de cisalhamento interna. Neste trabalho, o objetivo é estudar os mecanismos responsáveis pela geração dessas feições e compreender melhor a causa das diferentes arquiteturas apresentadas pelos corpos pós-colisionais quando colocados em níveis crustais distintos. Aplicamos a modelagem direta 2D de dados gravimétricos no CISA e em suas rochas encaixantes, juntamente com uma análise estrutural completa por meio de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), anisotropia de remanência magnética (ARM) e dados microestruturais de seções delgadas orientadas. Os dados gravimétricos obtidos com o levantamento de campo refletem as distribuições inversamente zoneadas, da gradação das bordas graníticas para núcleos de composição máfica. As análises magnéticas indicam que a magnetita multidomínio controla a trama magnética das rochas encaixantes do CISA. A modelagem gravimétrica 2D mostra que no Lóbulo Nordeste afloram a raiz do plúton e sua espessura é bem menor que a do Lóbulo Sudoeste. Usando a análise microestrutural e a trama mineral magnética, três zonas foram identificadas onde há microestruturas que evidenciam deformação em estado sólido: (i) rochas encaixantes que têm foliação paralela ao contato com o CISA, (ii) a borda granítica foliada e (iii) a zona de cisalhamento interno. Nas áreas (i) e (ii), as microestruturas de estado sólido de temperaturas mais altas são sobrepostas por estruturas de mais baixa temperatura, enquanto a área (iii) possui apenas estruturas em estado sólido de altas temperatura. Duas hipóteses são levantadas para esta estruturação, envolvendo a deformação regional ou diapirismo reverso. No primeiro caso, as estruturas observadas ao longo das bordas do corpo representam o particionamento tardio da deformação que se manifesta também nas zonas de cisalhamento regionais. No segundo caso, ela teria sido causada pela fluabilidade negativa das rochas máficas após o processo de cristalização.

Palavras-chave: Orógeno Araçuaí, magmatismo pós-colisional, gravimetria, modelagem gravimétrica, anisotropia de susceptibilidade magnética, análise microestrutural.

ABSTRACT

The Santa Angélica Intrusive Complex (SAIC) is located in the Araçuaí Belt, in Southeast Brazil. It is a Cambrian, NE elongated plutonic complex, composed of two twin plutons (lobes Northeast and Southwest) with a bull's eye shape and a concentric fabric (“onion skin”). It was formed during the post-collisional stage of the Araçuaí Orogen (AO), an example of Neoproterozoic orogen formed during the Brasiliano cycle. In the southern portion of the AO, the post-collisional plutons intrude into a deeper crust and have an inversely zoned concentric pattern, while in the northern portion of the AO they form larger granitic/charnockitic batholiths with sub-horizontal lineations. Although the SAIC is widely recognized as free of regional deformation due to its tectonic context and dating, important solid-state structures have been reported at its borders, and along an internal shear zone. In this work, the mechanisms responsible for the generation of these features was studied in order to get a better understand of the causes of the different architectures presented by post-collisional bodies when placed at different crustal levels. We applied 2D direct modeling of gravimetric data at CISA and its country rocks, together with a complete structural analysis by means of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), anisotropy of remanent magnetization (ARM) and oriented microstructural data from thin sections. The gravimetric data obtained with the field survey reflect the inversely zoned distributions, with a gradation from the granitic borders to the mafic cores. Magnetic analyses indicate that multi-domain magnetite controls the magnetic fabric of the SAIC's country rocks. 2D gravimetric modeling shows that in the Northeast lobe represents the pluton's roots and its thickness is much lower than that of the Southwest lobe. Using microstructural analysis and magnetic mineral fabric, three zones were identified where solid-state microstructures occur: (i) country rocks with foliation parallel to contact with SAIC, (ii) the granitic edge and (iii) the internal shear zone. In areas (i) and (ii), higher temperature solid state microstructures are overlapped by lower temperature structures, while area (iii) has only high temperature solid state structures. Two hypotheses might explain this configuration. First, the structures represent the partitioning of deformation during the pluton's cooling and follow the regional stress field also expressed in the shear zones that cut the host rocks. Alternatively, they may represent a reverse diapirism, caused by the negative buoyancy of the mafic core after crystallization.

Keywords: Araçuaí orogen, post-collisional magmatism, gravimetry, gravimetric modeling, anisotropy of magnetic susceptibility, microstructural analysis.

Índice de Figuras

Figura 1: Diagrama esquemático de uma possível evolução crustal se os processos de flutuabilidade das rochas forem considerados.....	12
Figura 2: Esquematização simplificada do processo de diapirismo reverso..	13
Figura 3: Localização do Complexo Intrusivo Santa Angélica.....	15
Figura 4: Contexto do Gondwana Ocidental.....	18
Figura 5: Contextualização regional e configuração geológica.....	21
Figura 6: Esquematização do processo de arquitetura do Orógeno Araçuaí.....	22
Figura 7: Mapa geológico regional e local do CISA.....	25
Figura 8: Variação da gravidade por latitude.....	28
Figura 9: Localização das estações gravimétricas.....	32
Figura 10: Gravímetro diferencial LaCoste & Romberg.....	33
Figura 11: Aquisição das coordenadas geográficas de precisão.....	35
Figura 12: Localização da estação geodésica da estação base.....	36
Figura 13: Anomalia Bouguer da área em estudos.....	38
Figura 14: Esquematização do processo de separação regional-residual.....	39
Figura 15: Anomalia regional após a aplicação do método de separação regional-residual por omissão de pontos.....	40
Figura 16: Anomalia residual do Complexo Intrusivo Santa Angélica.....	42
Figura 17: Mapa de gradiente horizontal aplicado sobre a anomalia gravimétrica residual do CISA.....	43
Figura 18: Fluxograma das etapas adotadas na metodologia de modelagem direta.....	45
Figura 19: Aproximação de um corpo bidimensional utilizando polígono.....	46
Figura 20: Preparação de amostras para ASM.....	49
Figura 21: Distribuição das densidades médias preliminares dos litotipos simplificados presentes dentro do complexo intrusivo e em suas encaixantes.e variação lateral de densidade.....	51
Figura 22: Mapa de anomalia gravimétrica Bouguer residual para a área de estudo e perfis interpretados de anomalias gravimétricas.....	54
Figura 23: Origem da magnetização atômica.....	55
Figura 24: Comportamento dos materiais dia e paramagnéticos.....	56
Figura 25: Esquematização dos quatro tipos de comportamento ferromagnético.....	58
Figura 26: Variação de magnetização e susceptibilidade em materiais dia e paramagnéticos.....	59
Figura 27: Diagrama ternário (Ti^{+4} , Fe^{2+} e Fe^{3+}) para óxidos de ferro.....	60
Figura 28: Efeito da variação na susceptibilidade magnética com a temperatura e transições magnéticas.....	62
Figura 29: Representação esquemática dos tipos de domínios magnéticos.....	64
Figura 30: Ciclo de magnetização de um material ferromagnético.....	65
Figura 31: Etapas da construção de diagramas FORC.....	67
Figura 32: Exemplos de diagramas FORC.....	68
Figura 33: Elipsoides de ASM.....	71

Figura 34: Relação entre a trama estrutural e ASM	72
Figura 35: Equipamentos utilizados para a aquisição da mineralogia magnética	74
Figura 36: Análises de mineralogia magnética das rochas encaixantes	76
Figura 37: Etapas da preparação de amostras para análises magnéticas	77
Figura 38: Equipamento multifuncional Kappabridge MFK1-FA utilizado para aquisição da ASM.....	78
Figura 39: Distribuições geográficas dos parâmetros de grau de anisotropia e de forma, interpolados e <i>plot P x T</i>	83
Figura 40: Resultados de anisotropia de suscetibilidade magnética para o CISA e suas encaixantes.....	85
Figura 41: Equipamentos utilizados para a aquisição da AARM.....	88
Figura 42: Comparação das direções AARM e AMS.	89
Figura 43: Mecanismo de recuperação dinâmica	91
Figura 44: Mecanismos de recristalização dinâmica.	93
Figura 45: Principais microestruturas em estado sólido para o quartzo.	95
Figura 46: Principais microestruturas em estado sólido para feldspatos.....	96
Figura 47: Exemplos de microestrutura em estado magmático.....	98
Figura 48: Exemplos de microestrutura submagmática.	99
Figura 49: Exemplos de microestruturas em estado sólido.	100
Figura 50: Imagens das principais características das rochas observadas durante o trabalho de campo.....	101
Figura 51: Microestruturas observadas nas encaixantes.....	104
Figura 52: Microestruturas encontradas nas regiões de bordas.....	105
Figura 53: Microestruturas observadas na zona de cisalhamento interna.	107
Figura 54: a) Esquema simplificado mostrando a colocação dos corpos da Supersuíte G5 de acordo com a reologia crustal e fluabilidade do magma.	111

Índice de Tabelas

Tabela 1: Dados referentes à estação geodésica base.....	36
Tabela 2: Análise estatística aplicada na aquisição das densidades médias preliminares dos litotipos.....	50
Tabela 3: Principais parâmetros anisotrópicos.....	72
Tabela 4: Compilação dos parâmetros e direções obtidas com ASM para o CISA e suas encaixantes.....	79

Sumário

Capítulo I – Introdução.....	10
1.1 Justificativa e Objetivo	13
Capítulo II - Contextualização Geológica	16
2.1 - Província Mantiqueira	16
2.1.1 - Orógeno Araçuaí.....	16
2.2 - Complexo Intrusivo Santa Angélica – CISA.....	23
Capítulo III – Gravimetria e Modelagem Direta	26
3.1 Princípios da Gravimetria	26
3.2 Correções Gravimétricas.....	27
3.2.1 Correção de Latitude	27
3.2.2 Correção de Ar-livre.....	28
3.2.3 Correção de Bouguer.....	29
3.2.4 Correção de Terreno e Correção de Curvatura.....	29
3.2.5 Correção de Maré	30
3.2.6 Correção da Variação Instrumental.....	30
3.3 A Anomalia Bouguer	30
3.4 Levantamento Gravimétrico	31
3.4.1 Equipamentos utilizados	32
3.4.2 Estação geodésica base.....	35
3.5 Geração da Malha	36
3.5.1 Método da mínima curvatura	36
3.5.2 Mapa de anomalia Bouguer para o CISA.....	37
3.6 Separação Regional-Residual	38
3.6.1 Método da Omissão	39
3.7 Modelagem Gravimétrica	44
3.7.1 Método direto	44
3.7.2 Determinação da geometria do corpo.....	48
3.7.3 Determinação das densidades.....	48
3.8 Perfis Modelados	52
Capítulo IV – Magnetismo de Rochas.....	55

4.1 Classificação dos Materiais Magnéticos	55
4.2 Caracterização Magnética das Rochas	58
4.2.1 Mineralogia magnética	58
4.2.2 Estado de domínio magnético	62
4.2.3 Anisotropias magnéticas	68
4.3 Análise Magnética do Complexo Intrusivo Santa Angélica e suas Encaixantes ..	73
4.3.1 Mineralogia magnética das rochas encaixantes	73
4.3.2 Anisotropia de susceptibilidade magnética no CISA e encaixante	76
4.3.3 Anisotropia de magnetização remanente anisterética das encaixantes	86
Capítulo V – Análise Microestrutural	90
5.1 Mecanismos de deformação	90
5.1.1 Recuperação	91
5.1.2 Recristalização	92
5.2 Deformação nos diferentes materiais geológicos	93
5.2.1 Quartzo	94
5.2.2 Feldspatos	95
5.2.3 Biotita e Anfibólio	96
5.3 Estudo da trama em rochas ígneas	97
5.4 Análise estrutural em meso e microescalas do CISA e suas encaixantes	100
5.4.1 – Análise em mesoescala	100
5.4.2 Análise em microescala	102
Capítulo VI – Integração de Dados e Discussões	108
6.1 Significância da trama magnética e modelagem gravimétrica	108
6.2 Colocação de plútons pós-colisionais <i>versus</i> reologia da crosta	109
6.3 Estágio deformacional tardio durante a colocação do CISA	111
Capítulo VII – Conclusões	115
Referências	117

Capítulo I – Introdução

O orógeno Araçuaí-Oeste Congo (ACWO) é um importante sistema orogênico presente no Sudeste do Brasil e na África Ocidental, em que há notável magmatismo relacionado a diferentes fases tectônicas (ca. 630 a 480 Ma) (De Campos et al., 2016; Pedrosa-Soares et al., 2011; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). Os plútons pós-colisionais (Supersuíte G5, cf. Pedrosa-Soares et al., 2011) desse sistema orogênico possuem características distintas entre as porções sul e norte do orógeno. Na porção sul são usualmente constituídos por corpos em forma de balão, dotados de núcleos máficos, circundados por rochas félsicas e apresentando mistura destes magmas. Sua evolução está relacionada à interação entre o manto e os magmas crustais (Bayer et al., 1987; De Campos et al., 2004, 2016; Pedrosa-Soares et al., 2011; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Wiedemann et al., 2002) e possuem uma estruturação concêntrica e desacoplada da trama tectônica (Temporim et al., 2020a). Na região norte do orógeno aflora uma porção da crosta mais rasa do que no sul, onde a Supersuíte G5 é representada por grandes batólitos constituídos por rochas graníticas e charnockíticas (Pedrosa-Soares et al., 2011; Serrano et al., 2018). Sendo assim, os processos de colocação dos corpos pertencentes a Supersuíte G5 podem ter sido amplamente controlados pelo estado reológico da crosta durante a ascensão magmática, cujas características são impressas pela geometria do corpo e a estruturas geradas.

Entre todas as observações geofísicas aplicadas para designar a geometria em profundidade de corpos intrusivos, alguns trabalhos (*e.g.* Améglio & Vigneresse, 1999; Vigneresse et al., 1999) apontam a gravimetria como o método mais adequado, especialmente quando combinada com os dados estruturais (especialmente a técnica ASM), permitindo inferir a geometria e aproveitando os dados estruturais que registram os últimos movimentos do magma antes da cristalização completa, refletindo também a deformação causada na crosta circundante. Améglio & Vigneresse (1999) classificam

grosseiramente a geometria da seção transversal dos maciços, com base no comprimento (L) em relação à sua espessura (T), em dois tipos: o de forma plana (“*flat-floored*”) e o em forma de cunha (“*wedge-shaped*”). A primeira classe é composta por plútons ($L/T > 5$) que geralmente são menos espessos do que 2-3 km e podem se estender até 40 km horizontalmente, os quais apresentam uma estruturação interna subhorizontal com várias zonas alimentadoras de magma. Por outro lado, os plútons em forma de cunha ($L/T < 5$) são usualmente mais espessos do que 10 km e alongados quando visualizados em mapa, enquanto mostram a forma de V assimétrica quando em corte transversal resultante de uma única (ou poucas) zona de alimentação magmática.

Plútons também podem experimentar deformação tardia causada por afundamento impulsionado pela gravidade em uma crosta enfraquecida/dúctil (Glazner, 1994; Glazner & Miller, 1997). Usualmente, os magmas ricos em olivina, mais densos, tendem a permanecer no limite crosta-manto (Cox, 1980), enquanto que magmas de composição basáltica podem ascender até a crosta média (Figura 1.A), onde sofrem e/ou induzem processos de fusão crustal, cristalização fracionada e hibridização (Figura 1.B), dessa forma, o material máfico por ser mais denso tende a afundar, podendo alcançar o limite crosta-manto enquanto, enquanto o material félsico tende a ascender na crosta (Figura 1.C). As observações de Lipman (1992) onde em regiões de afloramento de crosta média, tais como crátons e faixas móveis, os plútons são comumente ácidos a intermediários acabam corroborando essa hipótese.

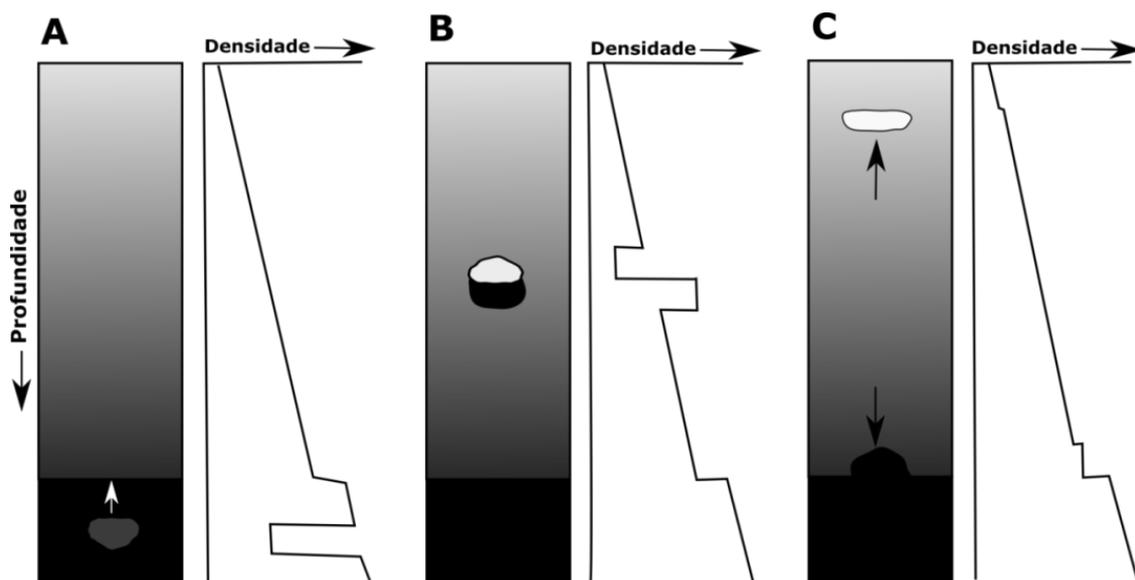


Figura 1: Diagrama esquemático de uma possível evolução crustal se os processos de flutuabilidade das rochas forem considerados. **A)** o magma basáltico originado no manto, devido a sua densidade ser menor que as rochas ao seu redor, ascende na crosta até atingir a flutuabilidade neutra ou ser aprisionado. **B)** o magma máfico funde a crosta ao seu redor, fraciona e se cristaliza. O plúton cristalizado e os restitos são significativamente mais densos que as rochas encaixantes, enquanto a fusão parcial e o magma fracionado são menos densos que as mesmas. **C)** Diapirismo normal e reverso faz com que os corpos sigam caminhos diferentes, o material félsico ascende (se for mecanicamente possível), enquanto o plúton máfico (e restitos) afundam até o nível de flutuabilidade negativa, no caso, o limite manto-crosta. Modificado de Glazner (1994).

De acordo com Glazner & Miller (1997) a ascensão do magma pode promover feições côncavas na encaixante (Figura 2.A), mas à medida que ele resfria e se torna mais viscoso, sua densidade aumenta até que se equipara à densidade da encaixante. Quando completamente cristalizados alguns corpos intrusivos se tornam mais densos que as rochas ao seu redor. Então, o plúton descende se a auréola, formada na encaixante pelo calor transferido pelo magma e pela liberação de fluidos, for dúctil o suficiente para permitir a movimentação do corpo. Esse movimento deforma a encaixante gerando feições estruturais convexas e o processo se encerra quando a auréola resfria, quando o corpo alcança um nível em que atinge o equilíbrio de flutuabilidade, ou quando atinge rochas mais densas e/ou mais resistentes. Essas proposições permitem considerar ainda que quando a rocha encaixante é mais densa que o plúton cristalizado ou que a auréola

não atinge uma temperatura suficiente para se comportar como um material dúctil, o corpo dificilmente afundará. Em contrapartida, no caso em corpo com fluviabilidade negativa em que ocorre o diapirismo reverso (Figura 2.B), como a temperatura aumenta com a profundidade a encaixante é mais susceptível às condições dúcteis, e por isso o plúton tende a permanecer afundando. Por outro lado, como a densidade aumenta com a profundidade, a variação de densidade entre o corpo intrusivo e a rocha encaixante se torna mínima. Em função disso, o movimento descendente do plúton é interrompido. Um plúton que intrude rochas encaixantes muito frias para se deformar ductilmente, poderá afundar caso tenha energia térmica suficiente para aquecê-la (Glazner & Miller, 1997).

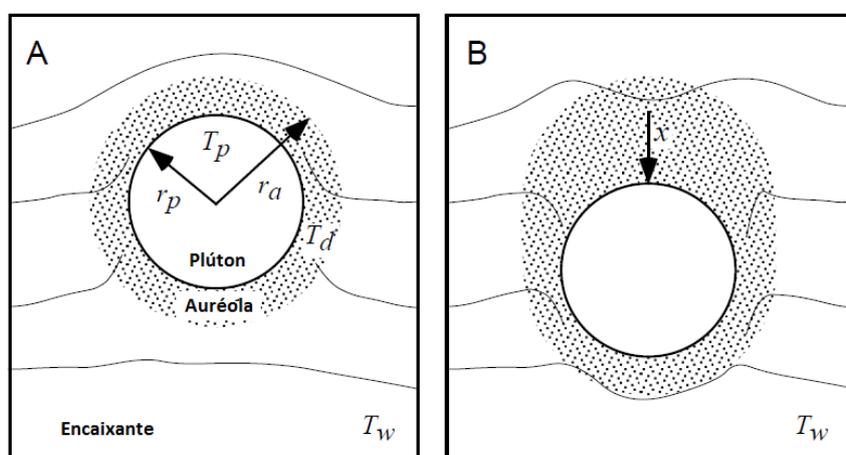


Figura 2: Esquematização simplificada do processo de diapirismo reverso. Em (A) tem-se a simulação de um plúton de raio " r_p " e temperatura inicial " T_p " aquece uma auréola de raio " r_a " de uma temperatura ambiente " T_w " até uma temperatura dúctil " T_d ". Já em (B) o enfraquecimento da encaixante na região da auréola produz uma movimentação dada por " x ", que representa a profundidade máxima que o plúton é capaz de afundar em função desses parâmetros (Glazner & Miller, 1997).

1.1 Justificativa e Objetivo

O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) é um corpo ígneo com zoneamento concêntrico inverso, com margens ácidas gradando para dois núcleos gabróticos de textura média a grossa, localizado geograficamente no sul do Espírito Santo (Figura 3) e tectonicamente na porção sul do Orógeno Araçuaí, consiste em uma intrusão de forma

ovalada NE-SW de 200 km² com idades U-Pb em zircão de 506 ± 3 Ma para a sua borda félsica e de 498 ± 5 Ma para o seu núcleo máfico. Os dados geoquímicos e geocronológico permitem associá-lo à Supersuíte G5 (cf. Pedrosa-Soares et al., 2011; Wiedemann-Leonardos et al., 2000). Ele tem sido descrito como tipicamente isotrópico, portanto livre de deformação regional (Bayer et al., 1987; Wiedemann-Leonardos et al., 2000). Entretanto, segundo estudos recentes (Temporim et al., 2020a; Zanon et al., 2015), o CISA apresenta muitas feições de deformação em estado sólido, nas bordas graníticas e também na parte central do maciço, incluindo uma zona de cisalhamento NNW que separa os dois núcleos máficos.

O objetivo do presente projeto consiste em elaborar um modelo de colocação para o CISA. Essa análise será associada com a geometria em profundidade do complexo intrusivo que será obtida a partir da gravimetria, como proposto por Améglio & Vigneresse (1999), com os modelos da forma do corpo intrusivo atrelados com uma detalhada análise estrutural usando ASM. Para tal, uma amostragem prévia do corpo intrusivo efetuada por Temporim et al. (2020a) foi complementada pela amostragem das encaixantes e das bordas cisalhadas do CISA (Figura 3). O modelo proposto após o estudo permitirá contribuir para o melhor entendimento dos processos tectônicos e magmáticos e as condições reológicas relacionadas às fases finais da edificação do Orógeno Araçuaí.

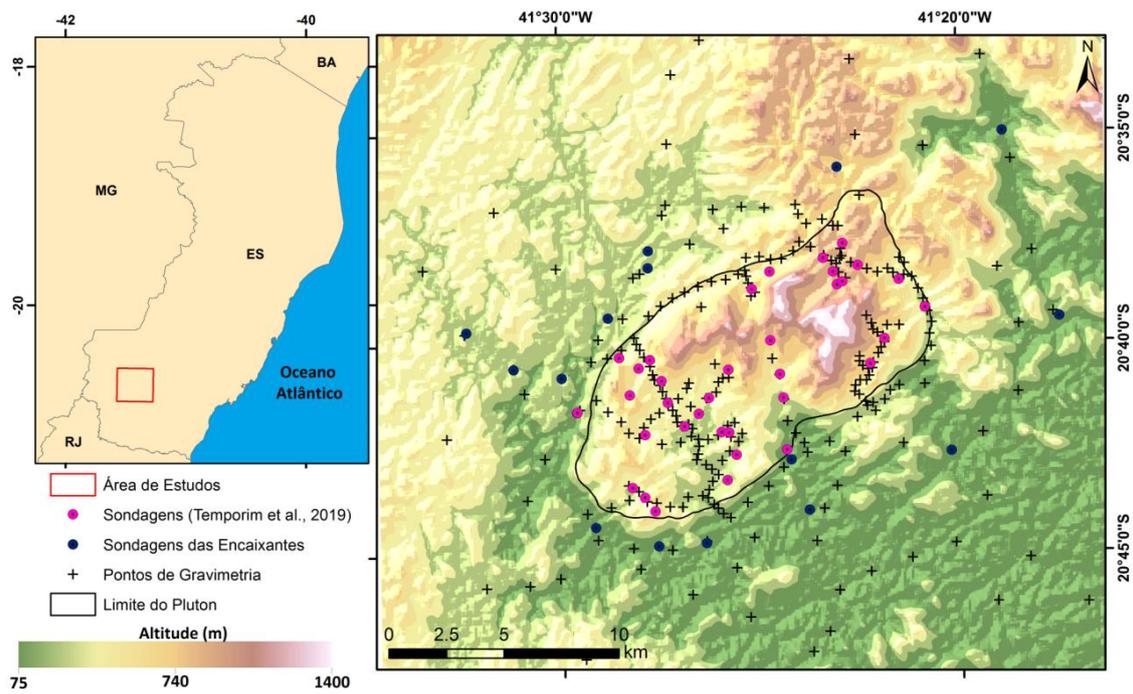


Figura 3: Localização do Complexo Intrusivo Santa Angélica e representação dos dados coletados e pré-existentes para elaboração do presente trabalho.

Capítulo II - Contextualização Geológica

A área estudada encontra-se na porção Sul do estado do Espírito Santo situando-se geotectonicamente na Província Mantiqueira, mais precisamente em sua porção setentrional conhecida como Orógeno Araçuaí e amplamente estudado nas últimas três décadas.

2.1 - Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira se estende por cerca de 3.000 km e cobre uma área em torno de 700.000 km², com orientação NNE-SSW ao longo da costa Atlântica, faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, à leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Heilbron et al., 2004). Trata-se de uma província estruturalmente complexa formada durante o Ciclo Brasileiro Pan-Africano (900 - 480 Ma) e juntamente da extremidade meridional da Província Tocantins, constitui o arcabouço Neoproterozóico do Sudeste brasileiro (Almeida et al., 1981).

2.1.1 - Orógeno Araçuaí

O Orógeno Araçuaí representa a contraparte brasileira do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo e se situa na porção nordeste da Província Mantiqueira possuindo um *trend* estrutural N-S (Pedrosa-Soares et al., 2008a), sendo um cinturão de dobramentos edificado paralelamente à margem Sudeste do Cráton do São Francisco entre os paralelos de 15° e 21° S, onde observa-se uma mudança *trend* estrutural para NE-SW marcando a transição entre os orógenos Araçuaí e Ribeira (Heilbron et al., 2004), os quais definem o Sistema Orogênico Araçuaí-Ribeira (AROS). A estruturação desse sistema foi gerada essencialmente por cavalgamentos, seguidos por transcorrências em condições dúcteis a dúctil-rúpteis (Pedrosa-Soares et al., 2001).

A evolução do Orógeno Araçuai apresenta uma peculiaridade relacionada a sua posição confinada numa reentrância entre os crátons São Francisco e Congo (Figura 4). Baseado em evidências: (i) paleomagnéticas, em que evidenciam paleopolos pré-Neoproterozóicos praticamente coincidentes para ambos os crátons (D'Agrella-Filho et al., 1990, 2004; McWilliams, 1981; Renne et al., 1990); (ii) falta de deformação Neoproterozóica ao longo da costas da Bahia e de Gabão, além da (iii) largura estreita da margem nas mesmas, Alkmim et al. (2006) levantam a teoria de que ambos crátons permaneceram parcialmente ligados durante a tafrogênese do Toniano (possivelmente desde 2 Ga) por uma ponte cratônica denominada de Ponte Bahia-Gabão, que, por sua vez, foi rompida apenas durante a abertura do Oceano Atlântico durante o Mesozoico-Cenozoico. Dessa forma, a bacia precursora formaria um golfo parcialmente oceanizado que desembocaria no Oceano Adamastor (Alkmim et al., 2006; Pedrosa-Soares et al., 2007). E segundo os mesmos autores o estágio evolutivo seguinte relacionado à formação do orógeno seria similar ao fechamento de um quebra-nozes, ou seja, a península São Francisco rotacionaria no sentido anti-horário, contra o continente do Congo, levando a bacia Macaúbas a uma compressão generalizada e ao consumo de sua litosfera oceânica, sendo um evento catalisado por outras colisões à distância (Alkmim et al., 2006, 2007).

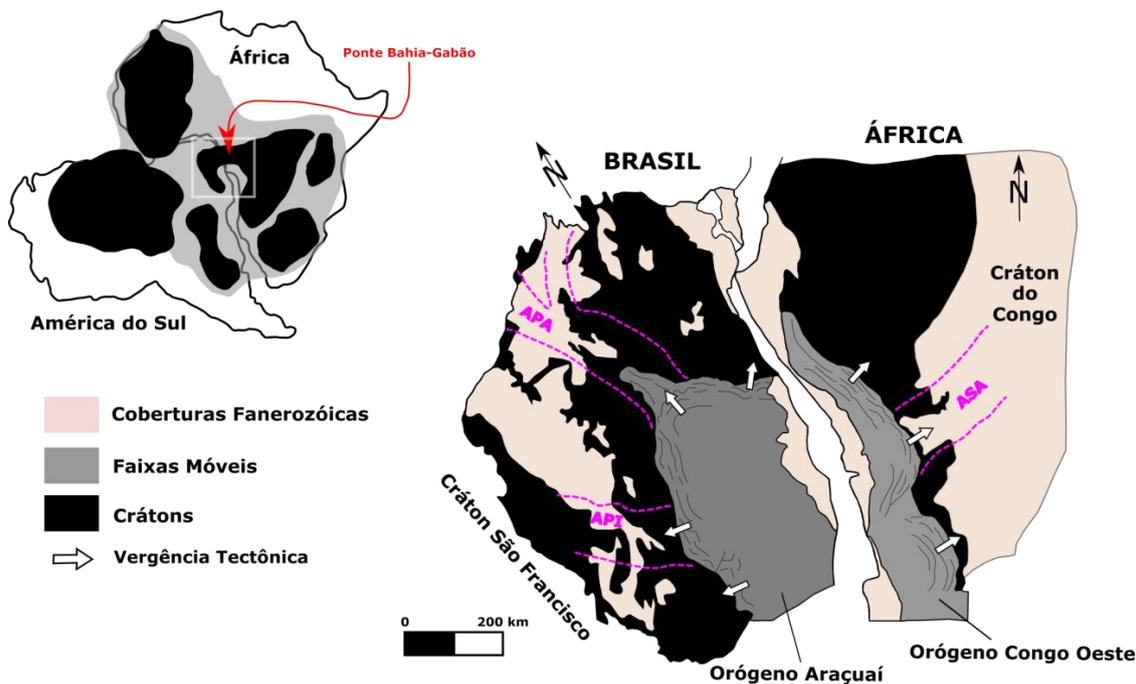


Figura 4: Contexto do Gondwana Ocidental com ênfase na posição confinada do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo entre os crátons São Francisco e do Congo, API = Aulacógeno Pirapora, APA = Aulacógeno Paramirim, ASA = Aulacógeno Sanga. Modificado de Alkmim et al. (2006).

2.1.1.1 Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí – modelo de subducção

A primeira fase é a do *rift* e está associada ao momento da quebra do continente que gerou magmatismo bimodal anorogênico expressos diques máficos da Suíte Pedro Lessa (906 ± 2 Ma, U-Pb TIMS em zircão e baddeleyita, Machado et al., 1989) e pelos granitos alcalinos da Suíte Salto Divisa (875 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP em zircão, Silva et al., 2008), estes por sua vez definem o início do rifteamento entre 906 e 875 Ma. Já as fases seguintes culminaram na abertura da bacia precursora com a formação de litosfera oceânica e neste estágio a Bacia Precursora ou Macaúbas evoluiria para duas margens passivas, conectadas pela ponte cratônica Bahia-Gabão (Alkmim et al., 2007) (Figura 5.A, B).

As suítes magmáticas dentro do AROS são interpretadas como amplamente episódicas, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), com base em dados

geoquímicos e isotópicos, estruturais e idades U-Pb dos litotipos envolvidos, agrupando todas as diferentes rochas plutônicas em cinco suítes, com idades variando entre o início de Ediacarano e o período Cambriano-Ordoviciano (630 a 480 Ma). A arquitetura do orógeno foi dividida em quatro estágios tectônicos: pré-colisional (630-580 Ma), sin-colisional (580-560 Ma), tardi-colisional (560-530 Ma) e pós-colisional (530-490 Ma), com etapas representadas e marcadas por essas granitogêneses distintas (supersuítes G1 a G5).

No estágio pré-colisional ocorreu a orogenia acrescionária na qual se edificou o arco magmático Rio Doce, é marcado pelo magmatismo calcioalcalino da Supersuíte G1 associado com a subducção de crosta oceânica e convergência da placa do São Francisco (cavalgada) contra a placa do Congo (Pedrosa-Soares et al., 2011, 2008b). A Supersuíte G1 compõe corpos de batólitos a *stocks* que exibem em quase toda a sua extensão a foliação regional (às vezes, milonitizados), é formada primordialmente por tonalitos e granodioritos, com fácies e autólitos dioríticos e máficos, e ainda possuindo xenólitos de rochas paraderivadas (Pedrosa-Soares et al., 2001).

O estágio sin-colisional é fortemente marcado pelo metamorfismo regional das unidades pré-existentes e pelo extenso magmatismo do tipo S, cujas rochas foram agrupadas na Supersuíte G2 que contém granitos peraluminosos e subordinadamente granito a duas micas e granodiorito granatífero, na forma de batólitos, corpos tabulares ou *stocks*, que registram foliação regional, às vezes, milonítica (Pedrosa-Soares et al., 2001). Acredita-se que o pico metamórfico ocorreu entre 575 e 560 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2011; Richter et al., 2016). No estágio tardi-colisional, (Alkmim et al., 2007) descreve a ocorrência do escape lateral para sul, ocasionado pela máxima aproximação entre o extremo sul do bloco São Francisco e a margem do bloco do Congo, cujo qual originou pelo menos quatro zonas transcorrentes dextrais, entre elas a Zona de Cisalhamento Guaçuí (ZCGu) de grande influência na região de estudos (Teixeira-Silva, 2010).

Finalmente, no estágio pós-colisional a delaminação mantélica e esforços tectônicos provocados pela gravidade causaram o colapso extensional do orógeno marcado principalmente pela Supersuíte G5, que por sua vez, compreende o magmatismo do tipo I e A2 calcioalcalino rico em potássio e ferro (Aranda et al., 2020; Araujo et al., 2020; De Campos et al., 2004, 2016; Mendes & De Campos, 2012; Serrano et al., 2018; Wiedemann et al., 2002). Durante o colapso a ascensão do magma mantélico através de zonas de fraquezas promoveu a fusão da crosta profunda gerando a mistura de magmas evidentes nos plútons gerados (Pedrosa-Soares et al., 2001), as rochas em geral possuem composição predominantemente granítica e charnockítica com termos enderbíticos e mais básicos subordinados (Pedrosa-Soares et al., 2007). Segundo os mesmos autores dois grandes sistemas de fraturas NW e NE teriam surgido pelo colapso e ainda seriam responsáveis por conduzir e alojar as intrusões da Supersuíte, e estas ainda estão livres de foliação regional podendo apresentar fluxo ígneo bem marcado, ainda que embora esse fluxo, bem como a foliação de bordas, possa ser localmente concordante com a foliação regional (NE-SW), sendo circunscritas pela mesma, e no caso do contato com a encaixante, o magma foi injetado concordante com a foliação metamórfica gerando a foliação de borda paralela a mesma.

Na porção sul do orógeno Araçuáí, a Supersuíte G5 é representada por pequenos plútons semelhantes a balões com zoneamento inverso (Figura 5.C), compostos principalmente de rochas graníticas-charnockíticas nas bordas e rochas gabronoríticas nos núcleos, e extensas feições de mistura de magma entre eles (De Campos et al., 2004, 2016). No entanto, no norte do orógeno aflora uma porção da crosta mais rasa do que no sul, em que a Supersuíte G5 expõe intrusões de batólitos muito maiores (Figura 5.C) constituídas por rochas granítico-charnockíticas (Pedrosa-Soares et al., 2011; Serrano et al., 2018). A área de estudo está localizada ao sul de orógeno Araçuáí, que contém o afloramento do Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) nas proximidades da zona de cisalhamento de Guaçuí (ZCGu).

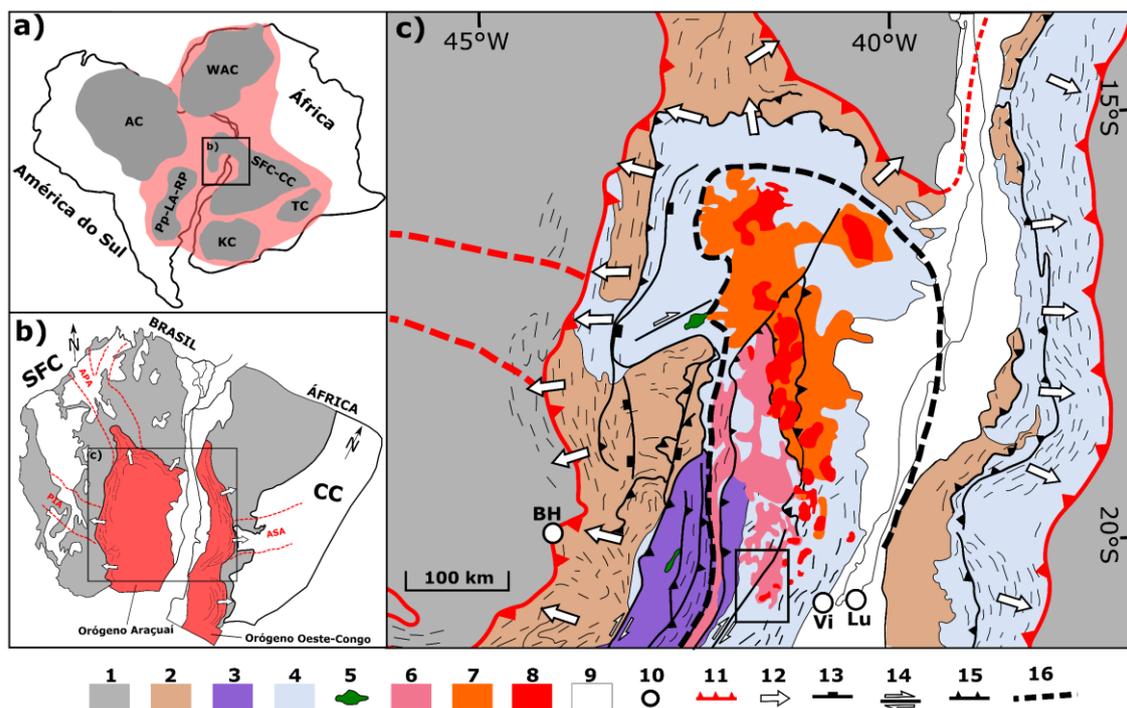


Figura 5: Contextualização regional e configuração geológica geral do orógeno Araçuaí-Oeste Congo (AWCO). (a) Reconstrução paleogeográfica do Gondwana Ocidental formado pela colisão dos seguintes crátos: AC - Amazônico; WAC - Oeste Africano; TC - tanzaniano; KC - Kalahari; Pp-LA-RP - Paranapanema, Luiz Alvez e Rio de la Plata; SFC - São Francisco; e CC - Congo (baseado em Alkmim et al. 2006). (b) Ênfase na configuração tectônica e na convergência do orógeno Araçuaí-Oeste Congo (AWCO) entre o SFC e o CC (baseado em Alkmim et al. 2006), mostrando também os principais aulacógenos: PIA - Pirapora; APA - Paramirim; e ASA - Sangha. (c) Mapa geológico simplificado do AWCO (modificado de Da Silva et al. 2005) com destaque, o quadrado delimita a área de estudo do CISA. Unidades geológicas e estruturais: 1 - cratônios; 2 - embasamento remobilizado (Arqueano - Proterozóico); 3 - terreno alóctone; 4 - rochas metassedimentares (1,0 - 0,6 Ga); 5 - ofiolito; 6 - magmatismo pré-colisional (Supersuíte G1); 7 - magmatismo sinorogênico (supersuítas G2 e G3); 8 - magmatismo pós-colisional (supersuítas G4 e G5); 9 - sedimentos fanerozóicos; 10 - cidades (Vi - Vitória, Lu - Luanda e BH - Belo Horizonte); 11 - limites cratônicos; 12 - vergência tectônica; 13 - falhas normais / zonas de cisalhamento; 14 - zonas de cisalhamento dextral transcorrentes; 15 - falhas reversas / zonas de cisalhamento; e 16 - limite do núcleo cristalino orogênico (Alkmim et al., 2006), também coincidentemente com o limite do interior de alta temperatura (núcleo orogênico quente) (Fossen et al., 2017).

2.1.1.2 Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí – modelo intracontinental

Muitos autores (*e.g.*, Cavalcante et al., 2019; Fossen et al., 2017, 2020; Kröner & Cordani, 2003; Meira et al., 2015; Neves Brito & Cordani, 1991; Torquato & Cordani, 1981; Trompette, 1994, 1997) consideram a formação de crosta oceânica como muito limitada ou mesmo ausente devido a configuração confinada do orógeno numa

reentrância entre os crátons do São Francisco e do Congo. O modelo intracontinental ou ensiálico implica na formação de um sistema de rifte Neoproterozoico, possivelmente de crosta hiperextendida, formando a bacia sedimentar de Macaúbas, a qual representa um pacote sedimentar de pelo menos 10 km de espessura, esse sistema sofreu encurtamento durante o Ediacarano, provocado pelo movimento de convergência entre os crátons do São Francisco e do Congo (Figura 6), que culminou na construção do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Cavalcante et al., 2019).

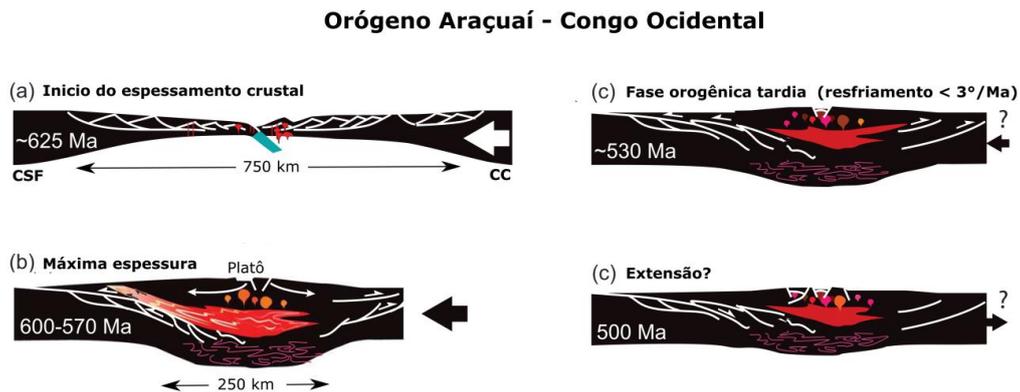


Figura 6: Esquematização do processo de arquitetura do Orógeno Araçuaí segundo o modelo intracontinental. Modificado de: Fossen et al. (2017, 2020).

Recentemente muitas discussões são levantadas quanto à estrutura térmica do orógeno. Dessa forma, o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental tem sido interpretado como um exemplo Neoproterozoico de orógeno quente (Cavalcante et al., 2018; Fossen et al., 2017; Vauchez et al., 2007), e composto por dois domínios: externo e interno (Figura 7). Vauchez et al. (2007) enfatiza que estes domínios estão separados entre si por uma zona milonítica, de alta temperatura e baixa pressão, com de 5 km de espessura e vergência para o domínio externo. O cinturão externo (*foreland*) é dominado por dobramentos e cavalgamentos com vergência para a região cratônica. Enquanto o domínio interno (*hinterland*) é amplo e dominado por fusão parcial e magmatismo que definem então o núcleo quente ($> 700^{\circ}\text{C}$, Fossen et al., 2017) (Figura 5) do orógeno formado por um expressivo volume de rochas magmáticas e anatéticas que foram cristalizadas entre de

630 até 480 Ma. O magmatismo volumetricamente extenso ativo por um longo período de tempo (resfriamento $< 3^\circ/\text{Ma}$ até 500 Ma, Vauchez et al., 2019) sugere um período sustentado de altos gradientes geotérmicos (Cavalcante et al., 2018; Munhá et al., 2005; Petitgirard et al., 2009).

2.2 - Complexo Intrusivo Santa Angélica – CISA

O CISA é um exemplo marcante do magmatismo da Supersuíte G5 do sul da Faixa Araçuai, sendo caracterizado por uma intrusão elíptica alongada seguindo um eixo NE-SW, acomodado ao longo uma estrutura antiformal cujo eixo segue a mesma direção. Tem aproximadamente 200 km² de rochas aflorantes e apresenta zoneamento composicional inverso, ou seja, há a ocorrência de magmas ácidos nas bordas que gradam para dois núcleos máficos ao centro (Wiedemann-Leonardos et al., 2000). O contato entre essas rochas é definido por uma extensa zona de mistura de magmas (Bayer et al., 1987; Wiedemann-Leonardos et al., 2000). A mistura entre monzogabros e os granitóides pode ser observada em toda a intrusão (Bayer et al., 1987; Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987), formando grandes zonas misturadas de enxames de enclaves em diferentes graus de hibridação.

Biotita monzogabro e quarto-monzodiorito de textura porfirítica com fenocristais orientados, indicativos de fluxo magmático, estão presentes nos núcleos do plúton. Na porção mais externa é encontrado predominantemente quartzo monzonito com granulação de média à grossa, com textura porfirítica e presença de minerais como a alanita e a titanita (Bayer et al., 1987). As rochas félsicas são informalmente divididas em dois tipos: “Tipo I” e “Tipo II”. O primeiro tipo é referente às rochas de textura porfirítica com alanita abundante como uma fase acessória característica; enquanto os granitóides do “Tipo II” têm granulação mais fina e titanita como uma fase acessória proeminente. O granito “Tipo I” é foliado paralelamente ao contato da rocha encaixante em praticamente toda a borda do plúton. As lineações de fluxo magmático mergulham sub-horizontalmente na parte central da intrusão, mas nas proximidades com a encaixante ela se verticaliza (Temporim et al., 2020a; Wiedemann-Leonardos et al., 2000). A principal zona de

cisalhamento interno do NNW-SSE separa os dois núcleos gabróticos (Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987; Temporim et. al., , 2020a).

Temporim et al. (2020a), através de análises microestruturais e de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), reinterpretam o CISA como sendo, na verdade, dois plútons gêmeos, lóbulos Sudoeste e Nordeste, que são separados entre si por uma zona de cisalhamento interna. Cada lóbulo possui uma concentricidade própria ao redor de seu núcleo máfico, mas ambos apresentam evidências de deformação em estado submagmático (porções centrais) e em estado sólido (zona de borda). A zona de cisalhamento interna evidencia deformação em estado sólido (Figura 7), em um *trend* NNW-SSE com mergulho relativamente alto para NE. Os mesmos autores também se baseiam na trama da ASM para concluir que os lóbulos afloram diferentes seções da intrusão; enquanto o Lóbulo Sudoeste representa uma porção mais superficial da intrusão, o Lóbulo Nordeste representa uma porção mais profunda, marcada pelos altos mergulhos de sua foliação e lineação magnéticas. Tal diferença pode ser decorrente do estágio final de acomodação dos plútons que formou a zona de cisalhamento interna.

As rochas encaixantes são rochas metamórficas de alto grau, compreendendo paragneisses compostos por biotita-granada-silimanita e/ou cordierita, enquanto os ortogneisses, pertencentes à Supersuíte G1 são compostos por biotita-hornblenda-titanita metagranodioritos a metatonalitos (Wiedemann-Leonardos et al., 2000). Segundo Bayer et al. (1987) nas proximidades do contato com a intrusão a foliação da encaixante se verticaliza e envolve o plúton como um envelope que mergulha em direção a intrusão. Porém, em distâncias superiores a 1-2 km desse contato, a foliação da encaixante assume um *trend* NNE-SSW típico de todo o Orógeno Araçuá (Bayer et al., 1987), ou segue o *trend* NE-SW na zona de influência da Zona de Cisalhamento de Guaçuí (ZCGu), que, por sua vez, é definida por suas foliações miloníticas verticais a subverticais formadas sob deformação transpressiva e dextral (Figura 7) (Alkmim et al., 2007; Pedrosa-Soares et al., 2008b; Teixeira-Silva, 2010; Wiedemann-Leonardos et al., 2000).

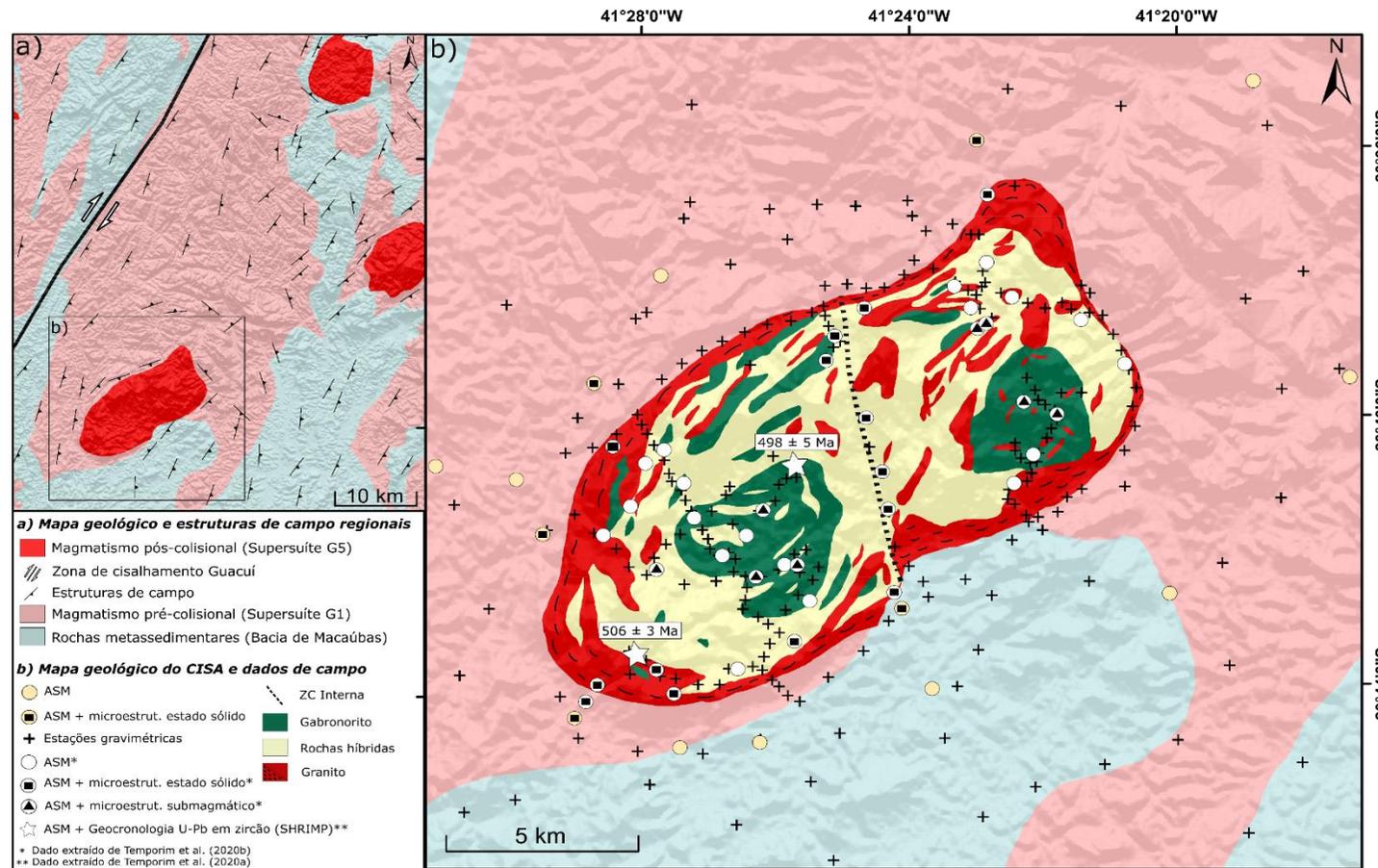


Figura 7: (A) Mapa geológico regional, modificado de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000). (B) Mapa geológico do CISA com as distribuições litológicas do CISA, e de suas encaixantes (modificado de: Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987; Temporim et al., 2020)

Capítulo III – Gravimetria e Modelagem Direta

3.1 Princípios da Gravimetria

O princípio do método se baseia na Lei da Gravitação Universal de Newton, segundo a qual partículas de matéria se atraem com uma força diretamente proporcional ao produto de suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância que separa os seus centros de massas:

$$F = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{r^2}$$

onde, o módulo da força de atração gravitacional entre os corpos é representado por F , G é a constante de gravitação universal ($G = 6.67E-11 \text{ N} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-2}$), m_1 e m_2 são as massas desses corpos, e r é a distância entre ambos. Considerando R e M como respectivos raio e massa da Terra esférica, tem-se:

$$F = \frac{G \cdot m \cdot M}{R^2}$$

De acordo com a segunda lei de Newton, a força é o produto da massa pela aceleração ($F = m \cdot a$). Neste caso, observa-se que a aceleração gravitacional (g) é dada por:

$$g = \frac{G \cdot M}{R^2}$$

dessa forma, o campo gravitacional da Terra pode ser expresso pelos valores de aceleração de g , cujo valor médio é cerca de $9,80 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ (SI). A unidade utilizada em gravimetria é o *Gal* que equivale a $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, porém, sua subdivisão *miligal* ($10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) é a mais utilizada em virtude das variações nas densidades das rochas provocarem alterações muito pequenas em g (Kearey et al., 2009).

3.2 Correções Gravimétricas

A aceleração gravitacional varia sobre toda a superfície terrestre. Tal variação tem origem em diversas causas, como a rotação e o achatamento da Terra, o efeito da atração da Lua e do Sol, diferenças de altitude e os efeitos associados à estrutura interna profunda do planeta. É necessário eliminar todas essas variações quando se tem como objetivo observar a diferença de densidade de corpos e estruturas presentes na crosta. O processo para remoção de tais efeitos é denominado correção gravimétrica e o produto gerado é denominado anomalia gravimétrica (Marangoni, 2014). Para as variáveis presentes nas fórmulas das correções são sempre atribuídos valores no Sistema Internacional de Unidades (SI).

3.2.1 Correção de Latitude

A maior contribuição do campo gravitacional da Terra é causada pelo *Gravity Reference Field*, que é um modelo matemático para a gravidade em todo o planeta. Essa fórmula é conhecida por Gravidade Teórica, entretanto é amplamente conhecida como correção de latitude e expressa a gravidade esperada (g_{teor}) na superfície do elipsoide de revolução e varia com a latitude (λ). O modelo de referência de 1967 é dado por:

$$g_{1967} = 978031,8 (1 + 0,0053024 \cdot \sin^2(\lambda) - 0,0000059 \cdot \sin^2(2\lambda)) \text{ mGal}$$

Essa fórmula considera dois fenômenos principais que afetam a gravidade: (i) a rotação da Terra em diferentes velocidades angulares em diferentes latitudes, o que produz uma aceleração centrífuga em um referencial não inercial (Figura 8.A); (ii) a forma elipsoidal da Terra gerada pelo seu movimento de rotação (Figura 8.B) (Chapin, 1996). Por causa desses efeitos, e considerando um mesmo referencial, a gravidade pode variar consideravelmente, cerca de 978000 *mGal* no equador até cerca de 983000 *mGal* nos polos (Figura 8.C).

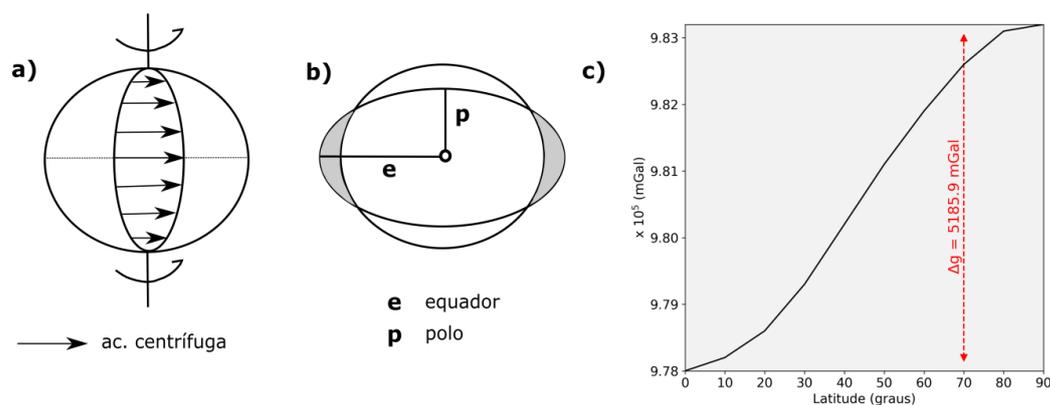


Figura 8: Os principais fatores que influenciam a variação por latitude (a) aceleração centrífuga provocada pelo movimento de rotação e (b) o grau de excentricidade da Terra, que altera a distância da superfície até o centro de massa. (c) Essa variação é da ordem de 5000 *mGal*. Adaptado de Chapin (1996).

3.2.2 Correção de Ar-livre

Este ajuste leva em consideração o fato de que as medidas não foram feitas no nível do mar (nível de referência do geóide), já que o modelo da gravidade terrestre assume o valor da gravidade teórica no nível do mar, baseado na relação do inverso do quadrado da distância de Newton ($g = GM/R^2$). Entretanto, esta fórmula considera a forma da Terra como esférica, então é possível considerar este efeito da variação da forma aplicando o gradiente de gravidade de Ar-livre, derivando g em relação à altura h (Chapin, 1996), que pode ser expresso por:

$$\frac{dg}{dh} = \frac{2 \cdot g \cdot h}{R} - \frac{3 \cdot g \cdot h^2}{R^2}$$

Apesar dessa correção variar com a latitude, pois o raio da Terra R varia de acordo com a forma do elipsoide, na prática, a Correção de Ar-livre (Ca) é realizada utilizando um termo linear, em função da altitude ortométrica h , calculado na latitude de 45° e expresso por:

$$Ca = 0,3086 \cdot h \text{ mGal}$$

A Correção de Ar-livre assume que existe apenas ar entre o ponto de observação e o nível de referência. Dessa forma, supre os efeitos causados pela elevação (h), ou seja, do

afastamento em relação ao centro de massa da superfície física onde foi efetuada a medida com relação ao geoide (Marangoni, 2014).

3.2.3 Correção de Bouguer

A correção de Bouguer (C_b) considera o efeito gravimétrico causado pelas massas que preenchem a diferença de altitude entre o nível de referência e o ponto da superfície terrestre onde a medida gravimétrica foi efetuada, em outras palavras, essa etapa substitui o ar da Correção de Ar-livre por rocha (Chapin, 1996). Isto porque pela Lei da Gravitação Universal espera-se uma aceleração gravitacional maior sobre grandes massas rochosas, sendo então a correção expressa não somente em função da altitude ortométrica h , como também em função da densidade da rocha ρ (g/cm^3 , única variável que não está em SI) que preenche esse espaço:

$$C_b = - 0,04193 \cdot h \cdot \rho \text{ mGal}$$

A correção assume que a diferença na elevação entre o ponto de observação e o nível de referência pode ser preenchida por um platô de comprimento infinito com uma distribuição de densidade regular (Lowrie, 1997; Marangoni, 2014). Porém, essa presunção pode ocasionar erros em áreas com desníveis topográficos muito acentuados e/ou quando a escolha da densidade da placa é feita de maneira errônea (Chapin, 1996). Ao final dessa etapa tem-se o produto denominado Anomalia Bouguer Simples.

3.2.4 Correção de Terreno e Correção de Curvatura

A Correção de Terreno e Correção de Curvatura são, simplesmente, tentativas que visam tornar o Platô Bouguer mais realístico (Chapin, 1996). A Correção de Terreno leva em consideração os desvios locais de topografia, como a presença de picos e vales, já que tais efeitos variam com o quadrado da distância e podem, portanto, ser importantes em casos onde há grandes variações entre o platô de Bouguer e a topografia real. São aplicadas técnicas numéricas e mapas digitais de topografia para efetuar a Correção de Terreno e seu resultado é denominado Anomalia de Bouguer Completa (Lowrie, 1997; Marangoni, 2014).

A Correção de Curvatura em sua essência provoca uma envergadura no Platô Bouguer numa tentativa de acompanhar a forma da Terra. Não surpreendentemente ela é pouco utilizada, pois a variação provocada é geralmente muito pequena (Chapin, 1996).

3.2.5 Correção de Maré

A variação da posição do Sol e da Lua em relação à Terra causa perturbações observáveis e de magnitudes consideráveis em levantamentos gravimétricos de alta precisão, embora assumindo valores muito pequenos, não excedendo 0.3 mGal , esta correção deve ser feita em estudos detalhados por poder atingir a ordem de grandeza das anomalias esperadas, sendo este efeito dependente tanto da latitude quanto do tempo, tendo maior efeito em baixas latitudes e com uma forte componente periódica na ordem de 12 horas (Blakely, 1996). Felizmente, essa variação periódica é facilmente removível através de fórmulas e/ou valores tabelados.

3.2.6 Correção da Variação Instrumental

Basicamente existem dois tipos de variação instrumental: a deriva estática e a deriva dinâmica. A primeira é resultado da fadiga dos componentes internos do gravímetro, em especial a mola, e pode ser corrigida através de uma boa calibração prévia ao levantamento. A deriva dinâmica pode ser entendida como os diferentes valores de gravidade obtidos para um mesmo ponto em períodos diferentes, perturbações causadas por vários fatores como, por exemplo, temperatura e pressão atmosférica. Essa variação pode ser corrigida através de medidas repetitivas sobre o mesmo ponto. No caso, admite-se que as medidas são em função do tempo (do levantamento) e que essa deriva é linear entre as leituras (Telford et al., 1990).

3.3 A Anomalia Bouguer

O resultado final das correções, denominado Anomalia Bouguer, é a resposta da distribuição anômala de densidades em subsuperfície em virtude da geologia local (Lowrie, 1997). A gravidade observada (g_{obs}), em geral, considera que os efeitos da variação temporal, Eötvös e deriva de equipamento já tenham sido corrigidos. A Anomalia Bouguer simples (Ab)

é obtida pela diferença da gravidade medida (g_{obs}) pela teórica (g_{teor}) e aplicação das correções citadas (Ca e Cb):

$$Ab = g_{obs} - g_{teor} + Ca + Cb \quad mGal$$

3.4 Levantamento Gravimétrico

O levantamento gravimétrico em corpos intrusivos deve ser realizado de forma a atingir idealmente uma distribuição homogênea de dados na área estudada e estendendo alguns quilômetros além do contato entre a encaixante e a intrusão, com o intuito de investigar a forma desse contato (Vigneresse, 1990). Dos dados gravimétricos utilizados no presente trabalho a parte majoritária foi obtida durante o levantamento gravimétrico ocorrido entre os dias 03 de dezembro e 17 de dezembro de 2019, totalizando quatorze dias de campo o qual foi financiado pelo Projeto Temático “O Sistema Terra e a Evolução da Vida durante o Neoproterozoico” (2016/06114-6) da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP.

Foram utilizados dois conjuntos de dados gravimétricos diferentes. O primeiro pertencente ao Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG) com cerca de 400 estações e cobertura de uma estação a cada 3 km ao longo das principais estradas da zona de estudo (Figura 9.A). O segundo conjunto de dados compreende 227 novas estações de dados gravimétricos coletados durante o levantamento de campo (Figura 9.B) em 2019 usando um gravímetro diferencial (Lacoste e Romberg, modelo G com precisão de $\pm 0,01$ mGal). As elevações foram adquiridas usando um equipamento DGPS (*Differential Global Positioning System*) de precisão ($\pm 0,3$ m), cuja aquisição de dados será melhor descrita posteriormente. A cobertura de dados gravimétricos varia de uma estação por 0,3 km dentro de três seções transversais selecionadas no CISA, sendo que duas delas seccionam cada um dos lóbulos (seções A e B, Figura 9.B) e a outra está localizada ao longo da zona de cisalhamento interno, enquanto nas rochas encaixantes a cobertura foi de cerca de uma estação por 4 km para complementar o conjunto preexistente de dados gravimétricos regionais.

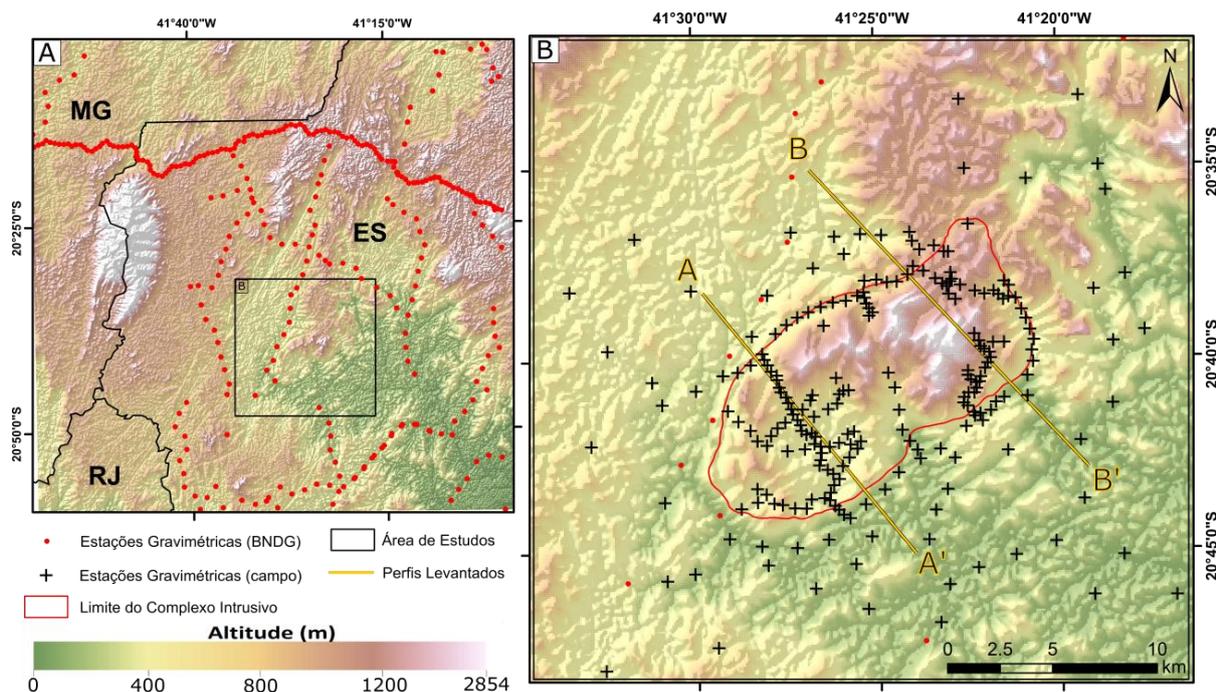


Figura 9: (A) malha de estações gravimétricas regionais (BNDG). (B) disposição das estações gravimétricas amostradas durante o campo, com ênfase para os dois perfis (A-A' e B-B') que possuem a maior densidade linear de pontos, representa confiabilidade para o modelo.

3.4.1 Equipamentos utilizados

Durante o trabalho de campo foram utilizados dois gravímetros diferenciais LaCoste & Romberg (Figura 10), modelo G (números de série 965 e 996) com resolução de 0,1 *mGal*. Estes equipamentos são denominados diferenciais por medir a variação de gravidade entre dois pontos. Os gravímetros LaCoste & Romberg são feitos com partes de metais e por isso, são mais robustos do que aqueles feitos com quartzo fundido pelo fato da expansão/contração térmica de metais serem maiores do que do quartzo, sendo então necessário manter a temperatura interna do equipamento constante durante as medidas (Lacoste & Romberg, 2004). Por esse motivo, tais gravímetros são dotados de termostatos para o devido controle de temperatura durante a amostragem. O princípio dos gravímetros diferenciais reside em um sistema de massa-mola e a deformação desse sistema é em resposta a uma força gravitacional (*g*). Quando levado a um segundo ponto de amostragem, a alteração na força gravitacional é

proporcional à variação do comprimento da mola, que por sua vez pode ser observado e quantificado.



Figura 10: Gravímetro diferencial LaCoste & Romberg modelo G (número de série 965) utilizado em campo.

Dessa forma, dado o valor de gravidade em um ponto conhecido (g_0) é possível obter o valor da aceleração gravitacional (g) em outro ponto por intermédio de um fator de conversão (Z) específico do gravímetro utilizado, multiplicado pela variação no comprimento da mola (ΔL), que é proporcional à variação de gravidade entre os dois pontos (Δg) (Molina, 2001):

$$g = g_0 + \Delta g$$

$$g = g_0 + (Z \cdot \Delta L)$$

Durante o levantamento é necessário determinar a posição precisa das estações de medida, uma vez que boa parte das correções gravimétricas realizadas depende da localização geográfica e da altitude da estação. Neste trabalho optou-se pela utilização de receptor DGPS de precisão geodésica com a possibilidade de correções diferenciais em uma etapa de pós-processamentos dos dados obtidos em campo, dessa forma reduzindo os erros de medidas e obtendo alta precisão tanto em coordenadas planas quanto em altimetria.

O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas fornece o serviço de posicionamento por ponto preciso (IBGE-PPP), que é online e gratuito, para a realização de correções diferenciais em pós-processamento de dados GNSS (*Global Navigation Satellite System*) fazendo uso do programa CSRS-PPP (*GPS Precise Point Positioning*) desenvolvido pela *Geodetic Survey Division of Natural Resources of Canada* (NRCan). Dessa forma, o usuário consegue fazer o *upload* dos dados brutos obtidos em campo. Neste trabalho foi utilizado o formato RINEX, e o programa retorna os resultados processados, referenciados ao Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS 2000), na forma de relatórios contendo dados de coordenadas planas e de altitude com alta precisão, desvio padrão do processamento e altitude ortométrica, entre outros.

Durante o levantamento gravimétrico foi utilizado o receptor DGPS Leica GX 1220 (Figura 11.A) com uma base fixa mais próxima da área de estudos localizada no município de Vitória-ES. A correção diferencial de pós-processamento foi realizada nos dados brutos adquiridos durante um período de tempo de 15 minutos sob uma constelação de pelo menos 8 satélites. Esses dados pós-processados obtiveram precisão de medida extremamente satisfatória tanto das coordenadas planas quanto da altitude ortométrica, em especial esta última, onde o desvio padrão, que representa a qualidade interna do processamento, não superou 0,7 metros e destes, mais de 90% dos pontos amostrados tiveram desvio padrão inferior a 0,3 metros, como pode ser observado na Figura 11.B. Vignerresse (1990) enfatiza que a precisão para a elevação deve ser entre 0 e 5 metros para garantir um erro de 0 até 1 mGal.

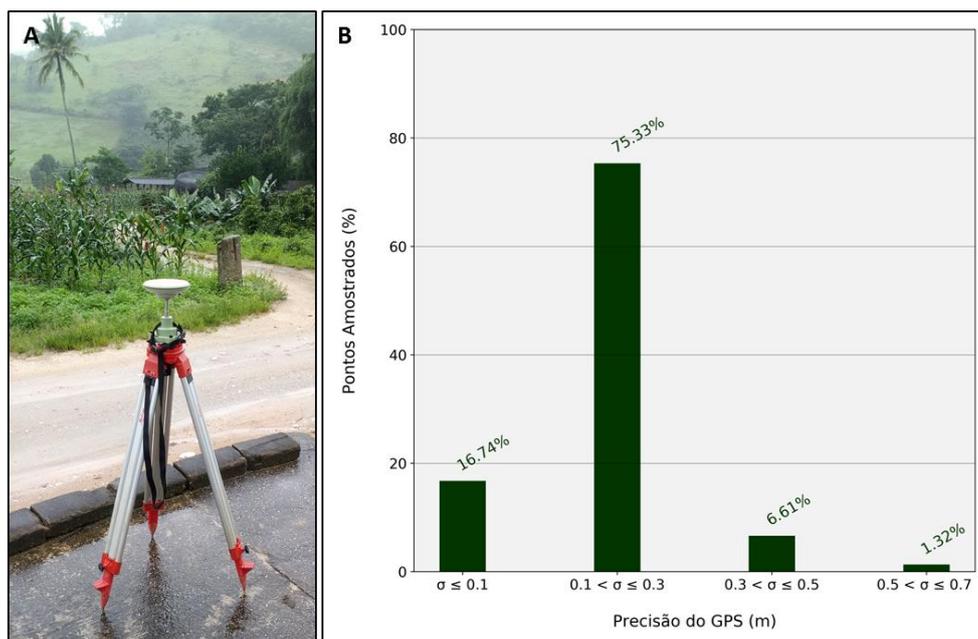


Figura 11: (A) DGPS de precisão Leica GX 1220 realizando a aquisição das coordenadas geográficas. (B) disposição gráfica da precisão vertical das aquisições do DGPS.

3.4.2 Estação geodésica base

Como citado anteriormente, o gravímetro utilizado faz medidas relativas e, portanto, calcula a diferença de gravidade entre dois pontos. No início de cada dia do levantamento gravimétrico é necessário realizar a primeira medida de gravidade em um ponto onde esta última seja conhecida, ou seja, uma estação geodésica com valor de gravidade conhecido. Dessa forma, é possível, a partir de conversões, obter o valor da aceleração gravitacional nos pontos amostrados. Outro ponto importante reside no fato de que o último ponto amostrado seja nessa mesma estação base para que sejam realizadas ambas as correções de deriva instrumental e a correção de marés.

Numa etapa prévia de planejamento de campo uma estação geodésica do IBGE foi selecionada como estação base, principalmente por sua localização acessível, onde seus dados essenciais são representados na Tabela 1. Essa estação utilizada durante o levantamento gravimétrico do Complexo Intrusivo Santa Angélica se localiza no Município de Alegre - ES, estando situada no segundo degrau da Igreja Matriz de Nossa Senhora da Penha (Figura 12).

Tabela 1: Dados referentes à estação geodésica utilizada como base (sistema geográfico SIRGAS 2000).

N° da Estação	Latitude	Longitude	Altitude Ortométrica (m)	Gravidade (mGal)
8114316	20° 45' 46'' S	41° 31' 57'' W	250,59	978.574,83

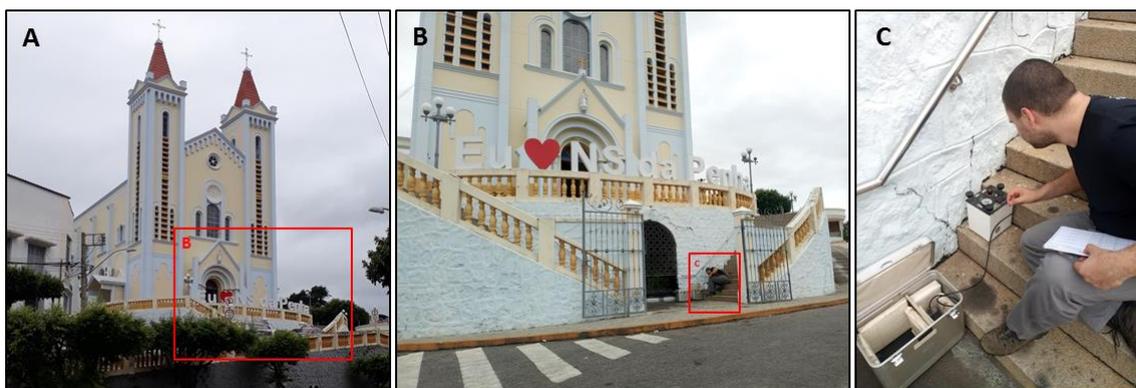


Figura 12: Localização da estação geodésica da estação base.

3.5 Geração da Malha

É importante ter em mente que métodos de interpolação serão utilizados ao se trabalhar com dados geofísicos para obtenção de um mapa. A interpolação é basicamente uma estimativa da distribuição de valores com base nos valores existentes, dessa forma criando uma malha, conjunto de células de igual espaçamento. Não existe um método de interpolação específico para determinado estudo, entretanto existe o método mais adequado para cada caso (Yang et al., 2004). Neste trabalho foram testados os métodos de interpolação por krigagem, inverso da distância e mínima curvatura. Este último apresentou os melhores resultados e, por isso, foi utilizado na geração da malha, que por sua vez possui células de dimensões 125 x 125 metros.

3.5.1 Método da mínima curvatura

Segundo Ribeiro & Mantovani (2011) esse método ajusta os dados gravimétricos observados em uma superfície linear e elástica de menor curvatura possível no espaço Euclidiano, e se mantém fiel aos valores observados em cada estação levantada. Desenvolvido

por Briggs (1974) o método da mínima curvatura é bastante utilizado na área de geociências devido a sua velocidade de processamento. A superfície elástica é dobrada pela força atuante nos pontos até que este seja igual ao valor observado, onde o deslocamento (u) dependente das coordenadas x e y satisfazendo a equação abaixo em dados bidimensionais. Todavia a equação não se aplica sobre os pontos amostrados, pois, estes se mantêm com os mesmos valores.

$$\frac{\partial^4 u}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 u}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 u}{\partial y^4} = 0$$

3.5.2 Mapa de anomalia Bouguer para o CISA

A anomalia gravimétrica, com as correções de deriva e de marés aplicadas, foi reduzida ao elipsoide de referência de 1967 e a anomalia de Bouguer foi obtida após a realização da correção ao ar livre. Chapin (1996) afirma que a densidade do platô Bouguer deve ser escolhida com cuidado para evitar valores subestimados ou superestimados. Para isso foi utilizada a densidade média calculada das rochas encaixantes (2670 kg/m^3). Após a aplicação da correção Bouguer tem-se o mapa de anomalia Bouguer obtido para o CISA (Figura 13). A Anomalia Bouguer é resultado do contraste lateral de densidade entre as rochas (Améglio et al., 1997). Entretanto, as anomalias de grandes comprimentos de onda são causadas pelo efeito de contrastes de densidade mais profundos e são chamadas de anomalias regionais (Telford et al., 1990). Por outro lado, anomalias de curto comprimento de onda, denominadas anomalias residuais, são provocadas por distribuição anômala de massas em crosta rasa e são empregadas para o estudo das mesmas (Lowrie, 1997). Dessa forma, é possível discernir uma forte contribuição dos núcleos máficos do complexo intrusivo no dado de Bouguer, mas como esse produto não é ideal para o estudo de um corpo com uma área mais restrita se faz necessário a aplicação do método de separação regional-residual para isolar o efeito do corpo intrusivo e dar seguimento ao estudo gravimétrico.

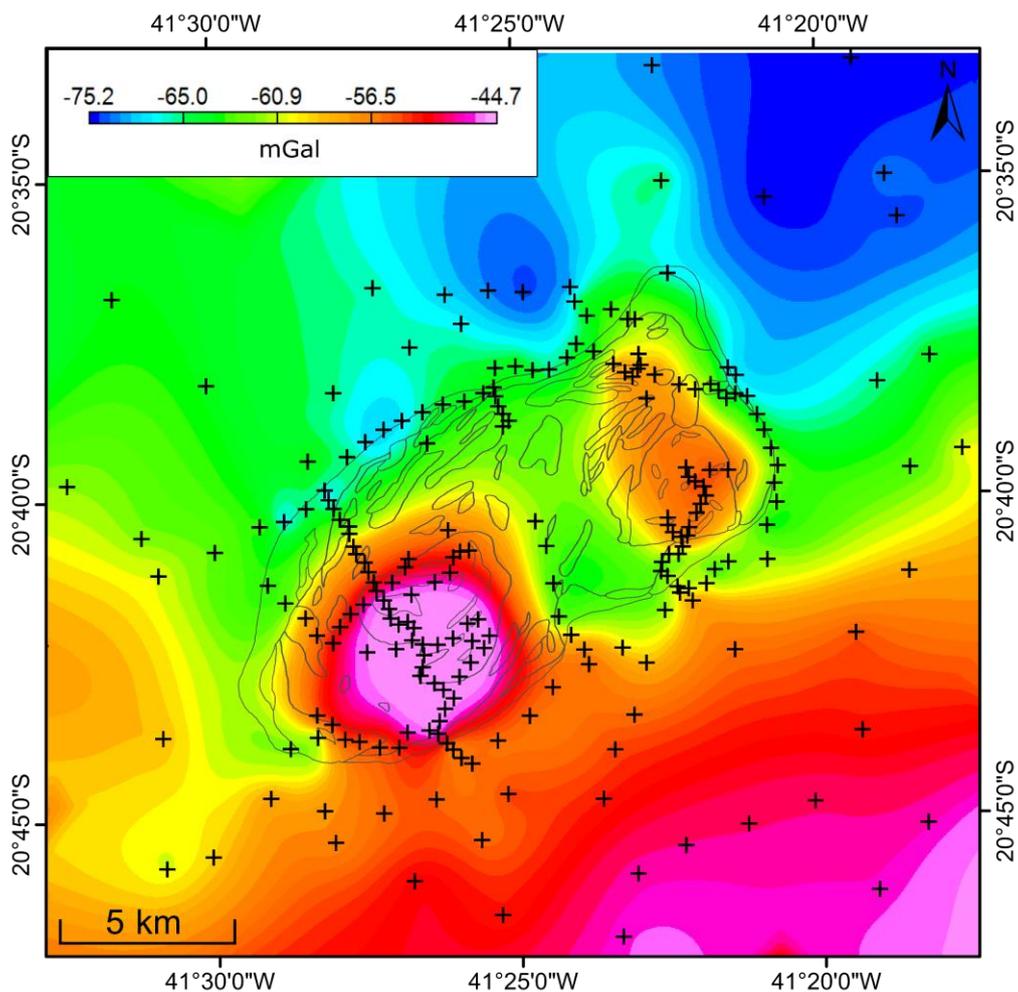


Figura 13: Anomalia Bouguer da área em estudos obtida com a combinação das estações regionais (BNDG) e as locais (campo). As linhas pretas contínuas correspondem aos limites geológicos.

3.6 Separação Regional-Residual

No caso do estudo de corpos ígneos se faz necessário o isolamento da resposta gravimétrica do corpo estudado. Esse processo é denominado separação regional-residual (Lowrie, 1997). O mapa de anomalia regional usualmente é obtido através de inspeção visual, ajustes matemáticos em perfis ou mapas usando polinômios, por análise de Fourier, ou aplicando filtros convenientes (Marangoni, 2014). A anomalia residual é então obtida através da diferença entre a anomalia de Bouguer e a anomalia regional, como visto na Figura 14.

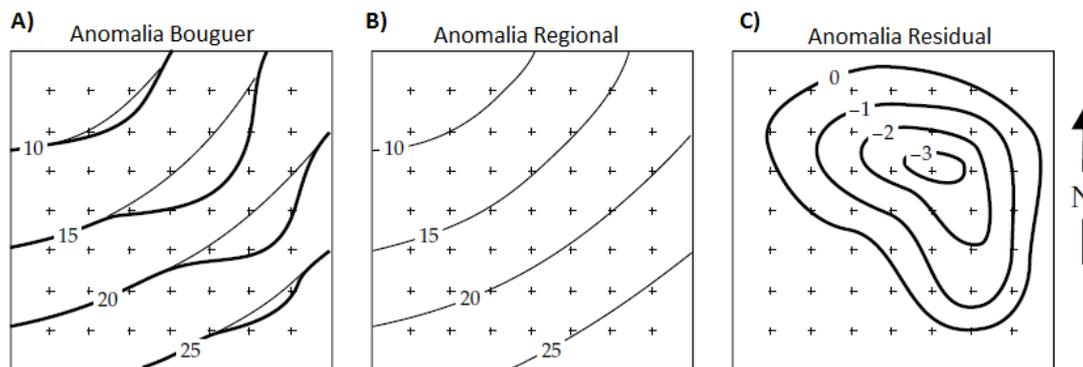


Figura 14: Esquemática do processo de separação regional-residual (adaptado de Lowrie 1997).

O mapa de anomalia residual é uma resposta direta da variação entre as densidades das rochas na região de interesse com sua(s) encaixante(s). A densidade em materiais geológicos depende principalmente da composição e da porosidade. A porosidade é a principal causa da variação na densidade das rochas sedimentares, já nas rochas ígneas e metamórficas, em geral, a densidade depende da composição. No contexto das rochas ígneas, as rochas máficas têm maior densidade que as félsicas (Lowrie, 1997; Marangoni, 2014).

3.6.1 Método da Omissão

O método de separação regional-residual denominado de Método da Omissão caracteriza-se pela remoção das estações gravimétricas sobre a área de interesse e re-interpolação das estações restantes respeitando tanto o método de interpolação da malha quanto o tamanho das células utilizado (Ribeiro & Mantovani, 2011). Em outras palavras, o campo gravimétrico gerado pela anomalia estudada é removido da base de dados, restando apenas a componente gravimétrica regional. A escolha desse método se deu devido à existência de anomalias gravimétricas de baixo comprimento de onda nas encaixantes o que fez com que os outros métodos de separação (polinomial, continuação para cima, entre outros) fossem menos eficazes. Após subtrair a tendência regional do mapa de anomalia de Bouguer, o resultado será um mapa residual contendo apenas a anomalia gravimétrica relacionada ao corpo, destacando sua resposta gravimétrica. Ribeiro & Mantovani (2011) comprovaram a eficácia desse método quando aplicado em corpos com contraste abrupto de densidade lateral, como os plútons.

Para aplicação do Método da Omissão no Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) foi utilizado como área de exclusão de pontos o limite externo do plúton e os pontos imediatamente próximos ao contato. Aplicando a interpolação pelo método da mínima curvatura obtém-se o mapa da anomalia regional que, por sua vez, equivale à resposta gravimétrica de todos os componentes da geologia da região, exceto do CISA (Figura 15). Neste contexto, fica evidente a diferença entre as repostas gravitacionais das encaixantes, onde os ortognaisses, de composições mais félsicas e aflorantes na porção norte, representam médios a baixos gravimétricos, em especial o Ortognaisse Estrela, na porção nordeste, que representa um marcante um baixo regional provavelmente em virtude de sua composição mais félsica, e conseqüentemente de densidade inferior quando comparado às rochas de alto grau metamórfico encontradas nos arredores da zona de cisalhamento Guaçuí e ao sudoeste da área estudada.

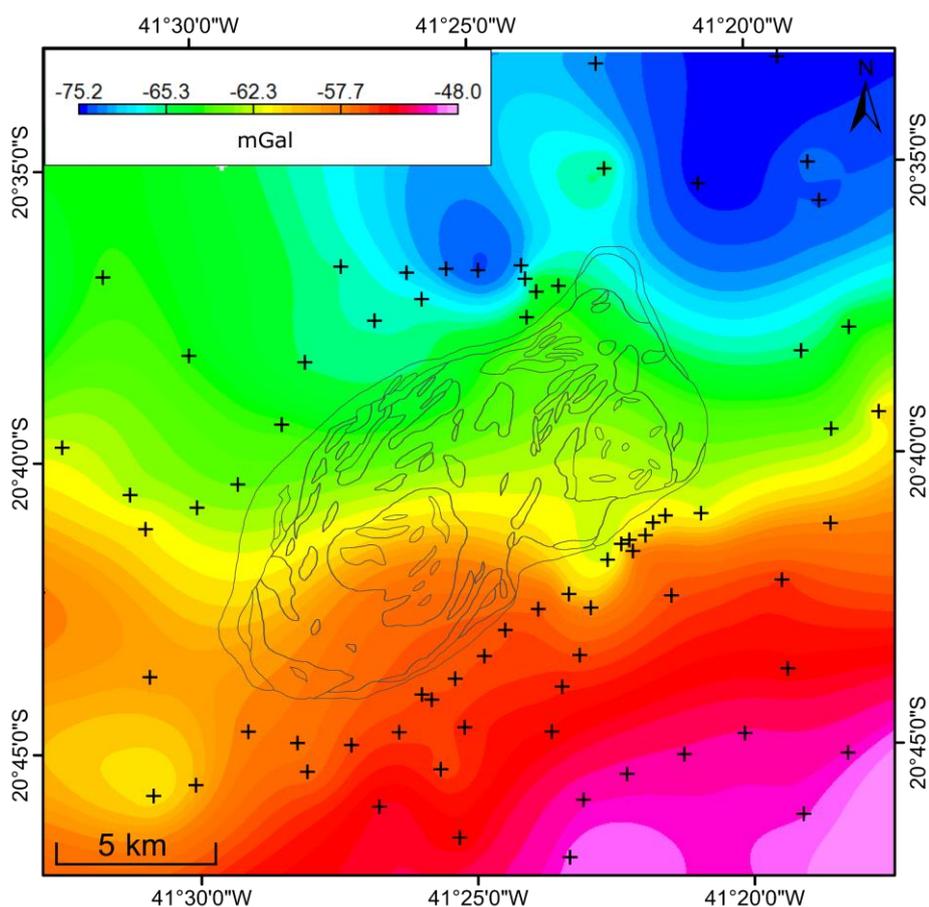


Figura 15: Anomalia regional após a aplicação do método de separação regional-residual de omissão de pontos. As linhas pretas contínuas correspondem aos limites geológicos.

A Anomalia Residual, como já mencionado, é calculada a partir do mapa de Anomalia Bouguer, sendo determinada a partir da eliminação do efeito regional. De acordo com Vigneresse (1990), uma separação residual-regional é dita conveniente quando o mapa residual obtido possui o contorno dos valores de zero coincidente com os limites externos do corpo intrusivo em estudo.

No mapa de anomalia Residual do CISA, representado na Figura 16, as anomalias gravimétricas residuais podem ser diretamente relacionadas com as feições geológicas do complexo intrusivo. A anomalia residual migra de picos negativos nas bordas do CISA para picos positivos nos núcleos combinando com a descrição zoneamento inverso. A anomalia negativa ocorre nas bordas onde afloram as rochas graníticas, principalmente no Lóbulo Sudoeste, e torna-se positiva no contato com a zona de mistura, assumindo então os picos de valores positivos próximos à área de exposição dos núcleos máficos. O mapa residual também revela uma separação clara entre os dois lóbulos, possivelmente fornecendo informações sobre a presença da zona de cisalhamento interna e/ou a diferença de nível de profundidade das intrusões. Este último também pode ser observado pela diferença entre as amplitudes das anomalias, o Lóbulo Nordeste amplitude máxima da anomalia quase tem três vezes menos que o do Sudoeste, como ambos os núcleos estão expostos, logo a explicação óbvia seria uma diferença na profundidade. É importante notar que as anomalias positivas estão ligeiramente deslocadas quando comparadas com o mapa geológico, indicando possivelmente um alto mergulho na direção sul para o núcleo máfico do Lóbulo Sudoeste, e um mergulho na direção oeste para o núcleo do Lóbulo Nordeste.

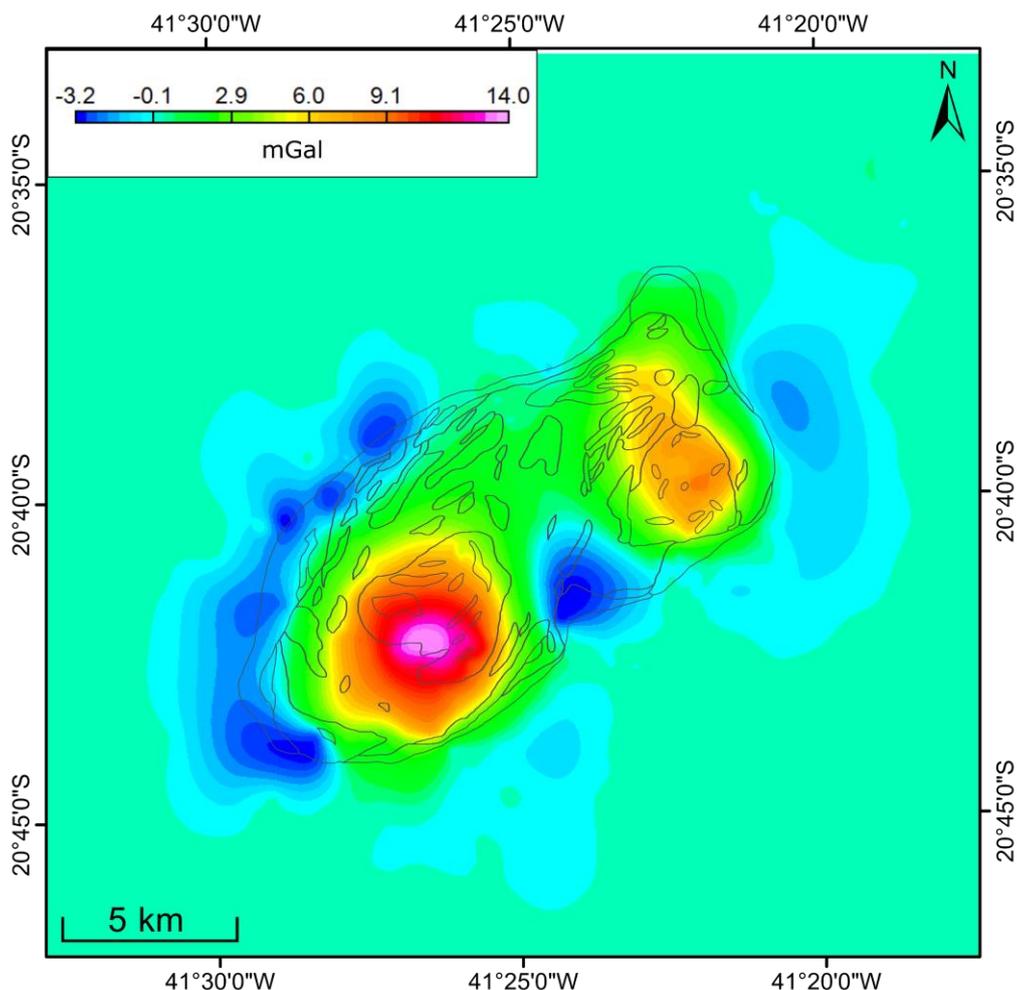


Figura 16: Anomalia residual do Complexo Intrusivo Santa Angélica, a gradação de valores de anomalia gravimétrica mais altos no centro para menores nas bordas reflete a geologia do plúton. As linhas pretas contínuas correspondem aos limites geológicos.

Outro filtro que pode ser utilizado para tentar discernir os contornos dos lóbulos é o denominado gradiente horizontal, segundo Cordell & Grauch (1982) a amplitude do gradiente horizontal (GH), obtido pela primeira derivada do dado gravimétrico em x e y , é expressa por:

$$GH = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}$$

Blakely (1996) afirma que no gradiente horizontal a anomalia de gravidade causada por um corpo tende a se sobrepor seus limites, obtendo-se assim um delineamento robusto, raso ou

profundo, o que é útil apenas para as estruturas mais rasas. Tais características tornam a aplicação desse filtro ideal para a área de estudos. O produto da aplicação do filtro de gradiente horizontal na anomalia residual do CISA (Figura 17) tem como resultado uma anomalia contornada sobre os limites geológicos, assim como permite a observação de ambos os lóbulos separados entre si pela área previamente delimitada como pertencente a zona de cisalhamento interna.

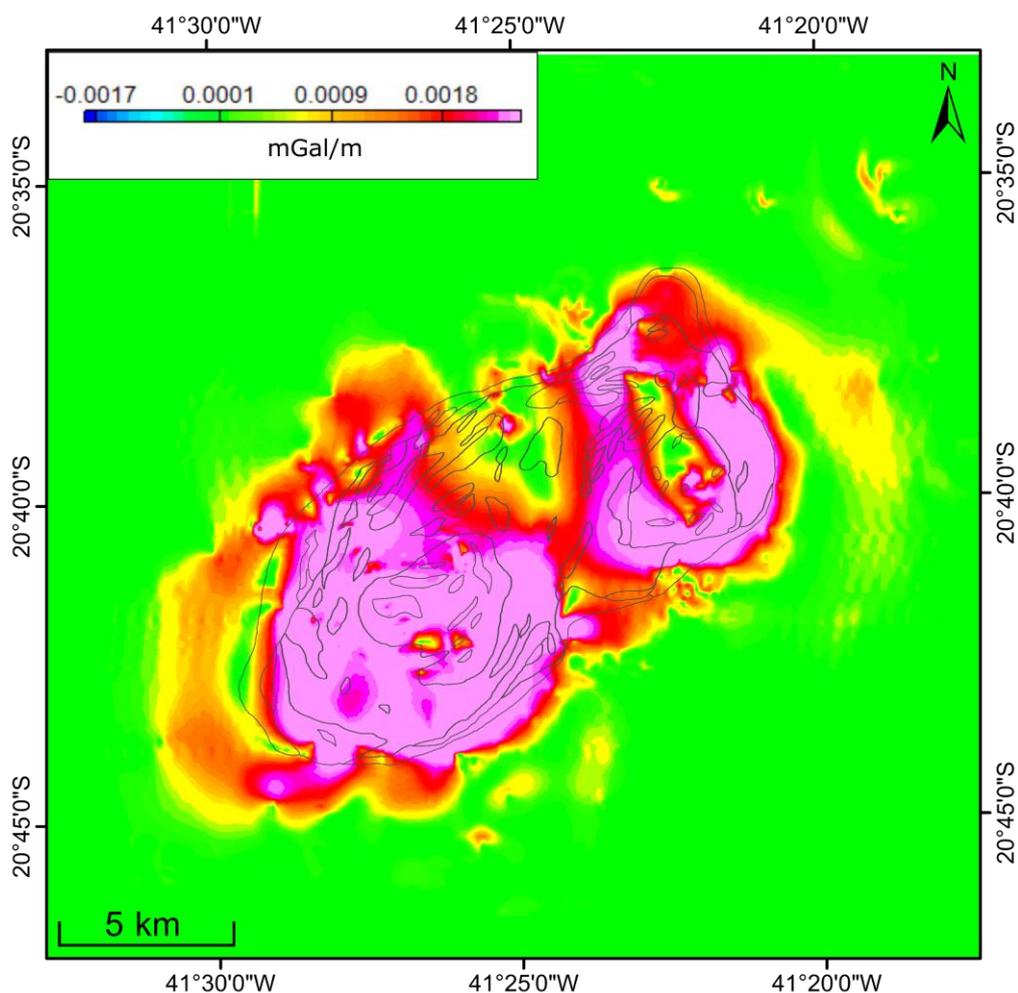


Figura 17: Mapa de gradiente horizontal aplicado sobre a anomalia gravimétrica residual do CISA. As linhas pretas contínuas correspondem aos limites geológicos.

3.7 Modelagem Gravimétrica

Completada a pesquisa gravimétrica, dados processados e tendências regionais removidas, agora começa o grande desafio da interpretação. Segundo Blakely (1996) este problema é encontrar os parâmetros das fontes das anomalias observadas e, ao mesmo tempo, incorporar todas as informações geológicas disponíveis para a área. Os dois mais importantes métodos de modelagem aplicados são: método direto e o método inverso. Este trabalho se baseia única e exclusivamente no modelo direto.

3.7.1 Método direto

Neste método, um modelo inicial é construído para o corpo fonte da anomalia baseado em dados geológicos e/ou geofísicos. A anomalia gravimétrica deste modelo é então calculada e comparada com a anomalia observada (obtida com os dados de campo) então, os parâmetros do modelo são ajustados de forma a melhorar o “encaixe” entre essas duas curvas de anomalias. Estas três etapas de ajuste do corpo fonte, cálculo da anomalia e comparação entre anomalias são repetidas até que a diferença entre as respostas calculadas e observadas seja a mínima possível (Blakely, 1996; Lowrie, 1997), como observado na Figura 18.

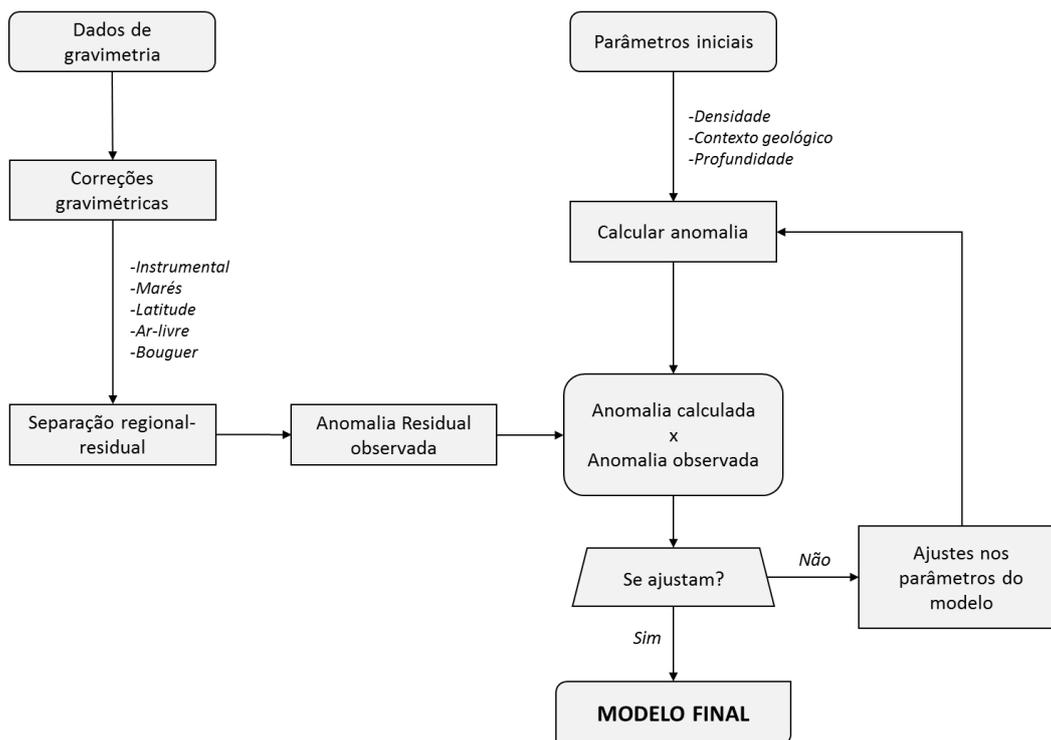


Figura 18: Fluxograma das etapas adotadas na metodologia de modelagem direta (adaptado de Blakely, 1996).

3.7.1.1 Formulação do modelo direto 2D

Conforme Blakely (1996) estruturas e corpos geológicos, muito frequentemente, possuem comprimento maior que a sua largura. Se as anomalias são “significativamente lineares” é possível assumir que o corpo fonte dessa variação gravimétrica como completamente invariante na direção paralela ao eixo de maior comprimento. O eixo y é paralelo a essa direção invariante deixando apenas os eixos x e z a serem considerados, sendo então considerado um corpo em duas dimensões, dessa forma a densidade $\rho(x, y, z)$ é equivalente a $\rho(x, z)$. Entretanto, o mesmo autor aponta que “suficiente linear” é muito subjetivo para se considerar um corpo como bidimensional, e por isso, correções finais no cálculo são adicionadas para permitir a modelagem de corpos que não são idealmente em duas dimensões, tal como o complexo intrusivo abordado neste trabalho.

Fontes bidimensionais são mais fáceis de modelar do que suas contrapartes tridimensionais, logo existe uma grande vantagem na utilização do modelo 2D tanto no tempo

quanto no custo computacional. Talwani et al. (1959) foram os primeiros a desenvolver um método de modelagem de corpos 2D aplicável para algoritmos utilizando polígonos simplificados de seções transversais do corpo modelado (Figura 19).

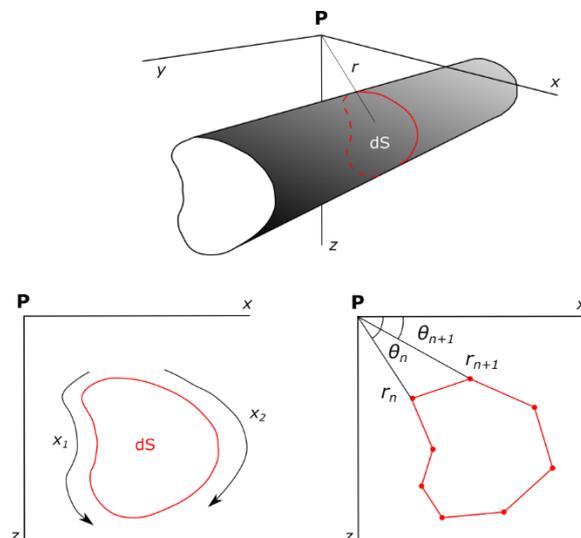


Figura 19: Aproximação de um corpo bidimensional utilizando um polígono de N lados (Adaptado de Blakely, 1996).

Blakely (1996) apresenta a formulação para a modelagem direta 2D baseada no trabalho de Talwani et al. (1959), os quais demonstram que o potencial gravitacional (U) de um corpo bidimensional de densidade $\rho(x, z)$ é dado por:

$$U = 2G \int_S \rho(S) \log \frac{1}{r} dS$$

Onde a integração sobre a superfície da seção transversal "S"; "G" é a constante da gravitação universal; e "r" é a distância perpendicular do ponto de observação até um vértice do corpo, dada por:

$$r = \sqrt{(x - x')^2 + (z - z')^2}$$

Para simplificar os cálculos, o ponto de observação (P) é movido para a origem e a densidade é dita constante. A atração vertical da gravidade pode então ser escrita como:

$$g(P) = \frac{\partial U}{\partial z} = 2G\rho \iint \frac{z' dx' dz'}{x'^2 + z'^2}$$

Uma integração em x' produz:

$$g = 2G\rho \int \left[\arctan \frac{x'_2}{z'} - \arctan \frac{x'_1}{z'} \right] dz$$

Onde ambos x'_1 e x'_2 estão em função de z' e, como visto na Figura 19, representam caminhos separados ao redor de parte do perímetro da área da seção transversal.

Esses dois caminhos parciais, quando aplicados juntos e considerando a mudança de sinal, equivalem a uma única integração no sentido horário ao redor do perímetro, a qual é escrita pela Equação 1:

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+1}} \arctan \frac{x'}{z'} dz', \text{ (Equação 1)}$$

Onde z_n e z_{n+1} são as coordenadas z dos dois pontos finais de n . Ainda, o termo x' pode ser escrito em função de z' , dado pela Equação 2:

$$x' = \alpha_n z' + \beta_n, \text{ (Equação 2)}$$

Onde

$$\alpha_n = \frac{x_{n+1} - x_n}{z_{n+1} - z_n}$$

$$\beta_n = x_n - \alpha_n z_n$$

Substituindo a Equação 2 dentro da Equação 1 temos:

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \int_{z_n}^{z_{n+1}} \arctan \left(\frac{\alpha_n z' + \beta_n}{z_n} \right) dz'$$

Logo,

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \left\{ \frac{\pi}{2} (z_{n+1} - z_n) + \left(z_n \arctan \frac{z_n}{x_n} - z_{n+1} \arctan \frac{z_{n+1}}{x_{n+1}} \right) + \frac{\beta_n}{1 + \alpha_n^2} \left[\log \frac{\sqrt{x_{n+1}^2 + z_{n+1}^2}}{\sqrt{x_n^2 + z_n^2}} - \alpha_n \left(\arctan \frac{z_{n+1}}{x_{n+1}} - \arctan \frac{z_n}{x_n} \right) \right] \right\}$$

Dado o fato que os dois primeiros termos dentro do somatório são equivalentes à zero em torno de um polígono fechado logo, a equação anterior pode ser simplificada pela Equação 3:

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1 + \alpha_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1}}{r_n} - \alpha_n (\theta_{n+1} - \theta_n) \right], \text{ (Equação 3)}$$

A Equação 3 é a base para a modelagem da aceleração gravitacional em corpos bidimensionais, onde “ r_{n+1} ”, “ r_n ”, “ θ_{n+1} ” e “ θ_n ” são definidos de acordo com a representação na Figura 19.

3.7.2 Determinação da geometria do corpo

A determinação da geometria do Complexo Intrusivo Santa Angélica foi realizada utilizando os mapas geológicos de detalhe disponíveis na região, porém o nível de detalhe do levantamento gravimétrico não foi suficiente para abordar toda a complexidade da variação faciológica presente na intrusão. Então, foi necessária uma simplificação dos polígonos apresentados, e assim, foram definidos quatro polígonos para os litotipos da intrusão, sendo eles: granito de borda, zona de mistura de magmas e dois núcleos máficos gabronoríticos. Ao passo que as encaixantes foram unificadas em um único polígono devido à baixa variação observada em suas densidades, com exceção de alguns *outliers*.

3.7.3 Determinação das densidades

Observações geológicas revelam que rochas intrusivas são heterogêneas, as fácies podem variar de ácidas para básicas em composição dependendo do grau da diferenciação magmática, tais corpos podem inclusive serem resultantes de diversos pulsos magmáticos e essa variação composicional é refletida em mudança mineralógica e, portanto, uma variação de densidades (Vignerresse, 1990). Como já mencionado anteriormente, anomalias gravimétricas

observados no mapa de Anomalia Bouguer surgem a partir de variação de densidade lateral entre as rochas.

A amostragem e preparação para análise da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), que será abordada posteriormente, consiste na obtenção de discos cilíndricos (Figura 20.A), estes, por sua vez, possuem preferencialmente formas regulares e por isso, seu volume (V_c) pode ser obtido com a aplicação da fórmula de volume para cilindro a partir de seu diâmetro (d) e altura (h), obtidos com o auxílio de um paquímetro (Figura 20.B), dado por:

$$V_c = \pi (d/2)^2 h$$

Foi utilizada uma balança de precisão da marca Marte ($\pm 0,001$ g - Figura 20.C) para a obtenção da massa do cilindro (m_c), que posteriormente foi utilizada para o cálculo da densidade (ρ_c) dado pela equação abaixo:

$$\rho_c = \frac{m_c}{V_c}$$

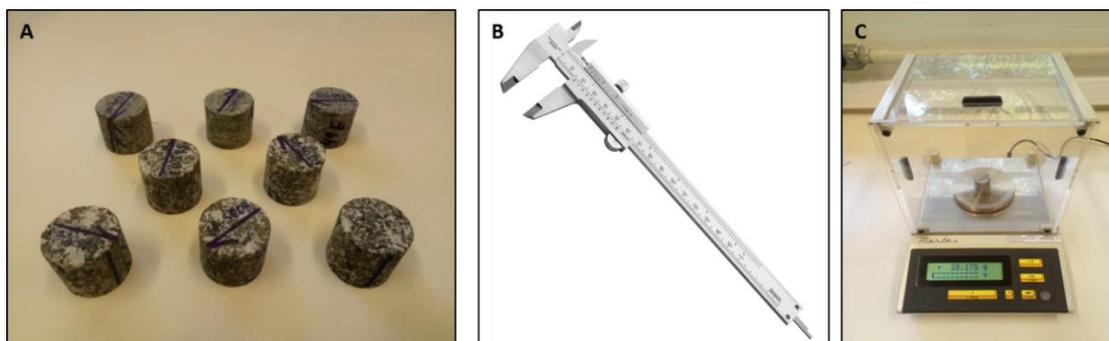


Figura 20: (A) discos serrados em formatos de cilindros para análises magnéticas, cilindros com 2,5 cm diâmetro x 2,2 cm de altura. (B) paquímetro utilizado na medição das dimensões das amostras. (C) balança de precisão utilizada na aquisição da massa as amostras.

A metodologia para o cálculo de densidades foi realizada em todos os litotipos presentes na área de estudos, tanto da encaixante quanto das rochas dentro do Complexo Intrusivo Santa Angélica, sabendo que as alterações que acontecem em condições superficiais provocadas por agentes intempéricos podem facilmente alterar o valor de densidade do material e, por isso, foram utilizados preferencialmente os discos cilíndricos mais profundos das amostras obtidas

para contornar esse efeito. O resultado estatístico dos valores de densidades obtidos está representado na Tabela 2.

Tabela 2: Análise estatística aplicada na aquisição das densidades médias preliminares dos litotipos.

Litologias	N° Amostras	Densidade (x10 ³ kg/m ³)			
		Mínima	Máxima	Média	Desvio Padrão
Granito de borda	57	2,522	2,670	2,600	0,0321
Zona de mistura	110	2,436	2,946	2,784	0,0765
Núcleos máficos	44	2,853	3,022	2,899	0,0269
Encaixantes ortoderivadas	124	2,512	2,870	2,670	0,0727
Encaixantes paraderivadas	28	2,589	2,820	2,659	0,0548

A densidade do material é um dos principais parâmetros de modelagem, entretanto, sabe-se que com o aumento da profundidade há um aumento de temperatura e de pressão, a primeira tende a reduzir o valor da densidade com o efeito da expansão térmica, já a pressão tende a aumentar a densidade devido à compressão e maior empacotamento das rochas. Améglio et al. (1997) observam que a densidade das rochas aumenta 1.0 a 1.5 10⁻³ kg · m⁻³ por quilômetro de profundidade, e que tal incremento é basicamente similar para diferentes tipos de rochas cristalinas, como observado em rochas graníticas e as suas encaixantes. É importante salientar que a obtenção da densidade padrão (ρ_p) é realizada sob as condições da superfície, ou seja, em temperatura (T_p) e pressão (P_p) padrão. Conforme descrito por Gerya (2010), as variações na densidade de minerais e consequentemente de rochas com a temperatura (T) e a pressão (P) são, respectivamente, caracterizados por sua expansão térmica (α) e por sua compressibilidade (β), a densidade (ρ) então pode ser obtida em função da pressão e da temperatura atuante na rocha por:

$$\rho_{(T,P)} = \rho_p [1 - \alpha(T - T_p) (1 + \beta(P - P_p))]$$

Dados esses fatos, a grande vantagem da utilização da anomalia residual para modelagem reside no fato de: (i) isolar a influência gravimétrica do corpo de interesse; e (ii) utilizar a variação de densidades para o cálculo da anomalia, pois conforme Améglio et al. (1997) a variação de densidade ($\Delta\rho$) praticamente não muda conforme aumenta a profundidade o que, por sua vez, garante mais confiabilidade ao modelo gerado. Na distribuição da densidade usando box-plots (Figura 21.A), é reconhecido um comportamento semelhante para as rochas encaixantes. Por outro lado, o mesmo gráfico revela uma distribuição diferente de densidade dentro das rochas CISA. Assim, para simplificar o processo de modelagem, as rochas encaixantes foram consideradas como uma única entidade (com densidade média $2670 \text{ kg/m}^3 \pm 68,6 \text{ kg/m}^3$) e a geologia CISA foi simplificada em dois núcleos de gabróticos, uma borda granítica e uma zona híbrida entre eles. A Figura 21.B representa a distribuição de densidades dos litotipos presentes na área de estudos, enquanto a Figura 21.C representa o contraste lateral de densidades utilizada na modelagem gravimétrica do complexo intrusivo.

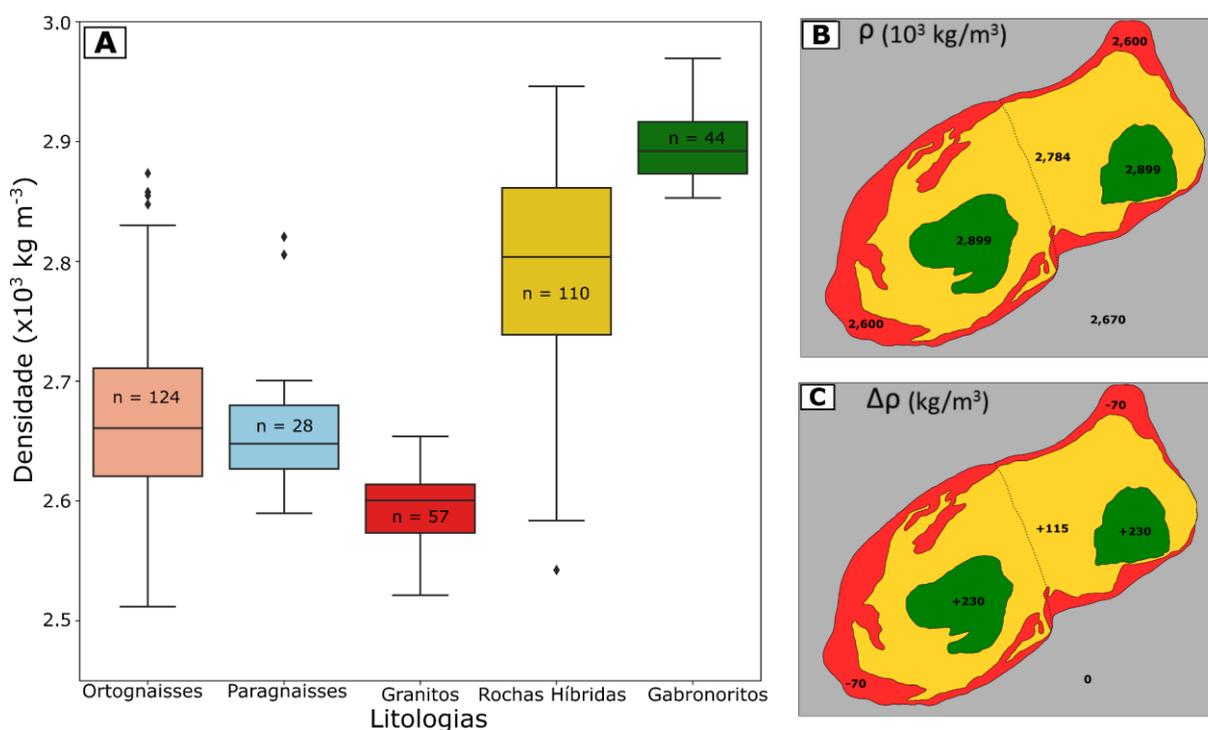


Figura 21: (A) Distribuição de densidade das rochas, são reconhecidos quatro aglomerados de densidade: (i) rochas encaixantes; (ii) rochas graníticas; (iii) rochas híbridas; e (iv) núcleos de gabróticos. (B) distribuição das densidades médias preliminares dos litotipos simplificados presentes dentro do complexo intrusivo e em suas encaixantes. (C) Contraste lateral de densidade utilizada para a modelagem direta.

3.8 Perfis Modelados

Como já mencionado anteriormente, a modelagem direta 2D apresenta uma série de vantagens computacionais, em especial quanto à sua velocidade de processamento. Sabe-se que um corpo intrusivo, em geral, não possui as razões entre suas dimensões necessárias para ser considerado um corpo bidimensional ideal. Todavia, os *softwares* de modelagem atualmente contornam esse problema, dessa forma uma alternativa mais atrativa é construção de vários perfis 2D, que se interceptam, para a obtenção indireta de comportamento 3D da anomalia.

Uma vez que apenas a anomalia gravimétrica do CISA foi isolada utilizando o método da omissão, a densidade usada durante a modelagem foi calculada subtraindo a densidade média da rocha encaixante da densidade das rochas do CISA. A fim de estimar a profundidade do plúton com mais precisão, cinco perfis foram construídos (Figura 22), três deles cortando obliquamente o CISA e os outros dois cortando-o longitudinalmente. A modelagem direta da gravidade foi realizada usando o GM-SYS (*software* Oasis Montaj) baseado na formulação 2D de Talwani et al. (1959).

Os modelos 2D foram realizados usando as seções transversais selecionadas em relação ao nível atual de erosão e sem exagero vertical. Foram traçadas paralelas e perpendiculares ao eixo horizontal alongado do CISA (Figura 22). Os perfis de tendência NW-SE (A-A', B-B' e C-C') são perpendiculares à direção alongada do SAIC e foram construídos na maior densidade de estação gravimétrica possível, sendo, portanto, mais confiáveis. O Perfil A mostra a geometria do Lóbulo Sudoeste, onde é perceptível a espessura máxima em torno de 4 km e o mergulho para sudoeste ($> 80^\circ$) do núcleo máfico, bem como a anomalia positiva do pico correspondente à posição com este núcleo. No perfil B nota-se a redução expressiva da espessura em relação ao perfil anterior, mas também proporcionando uma redução na espessura ao se aproximar da borda SE, que poderia ser o contato entre os dois lóbulos. O perfil C fornece a geometria do Lóbulo Nordeste e menos de 2 km de espessura máxima, sua amplitude máxima de anomalia menor que a de seu plúton gêmeo e, portanto, essa observação pode ser transcrita na diferença de espessura entre eles.

Os perfis de tendência NE-SW (D-D' e E-E') foram construídos paralelamente à direção alongada do CISA e modelados a fim de restringir e respeitar a geometria dos perfis

apresentados anteriormente, uma vez que sua quantidade de dados é menos confiável. O perfil D fornece uma comparação geral da diferença de geometria e profundidade entre os dois lóbulos, bem como no perfil E, porém, apresentando uma posição diferente sem os núcleos máficos. Ressalta-se que a espessura mínima, em ambos os casos, ocorre na localização da zona de cisalhamento interna, o que pode oferecer algumas ideias sobre o modelo de colocação.

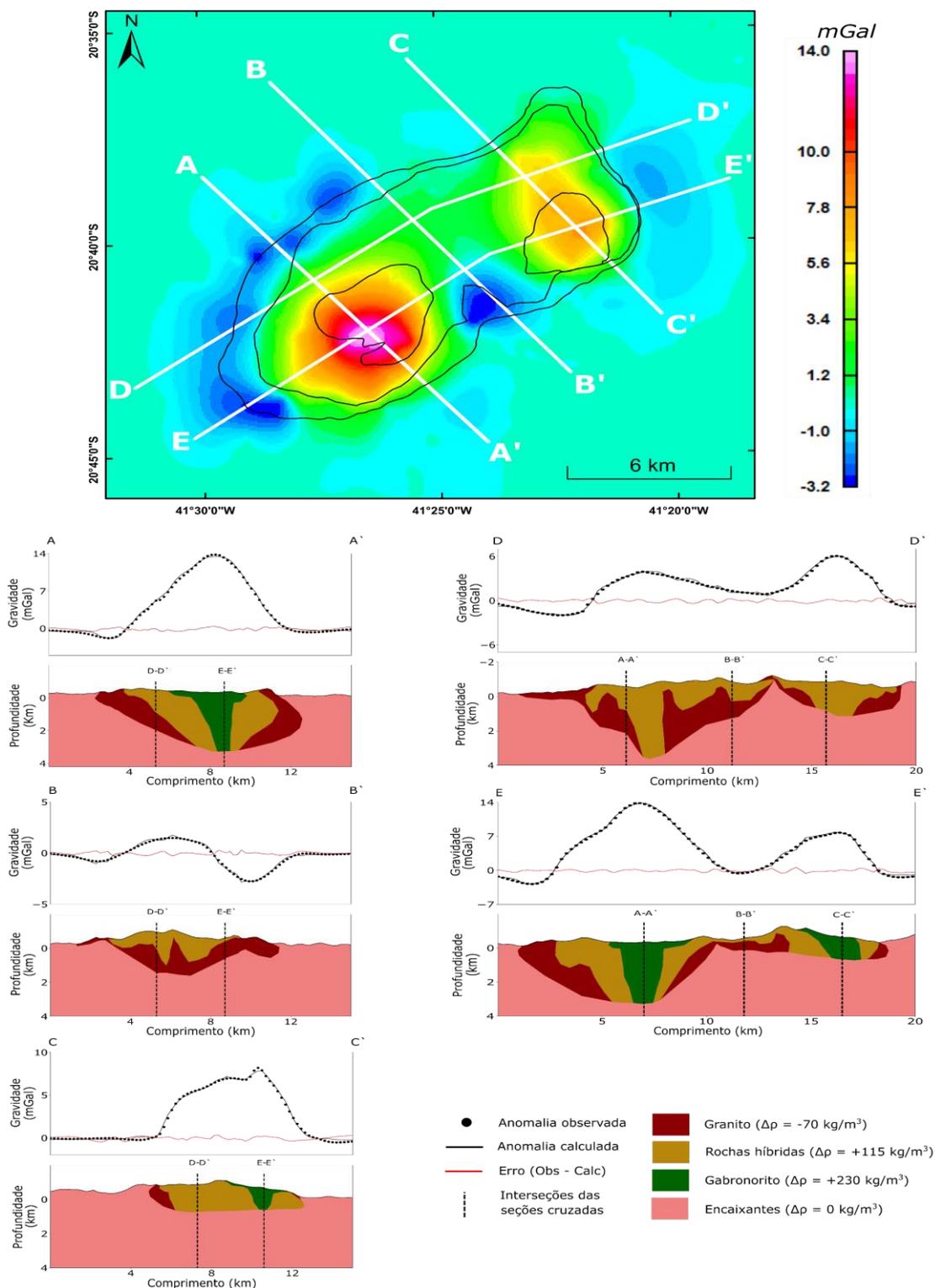


Figura 22: Mapa de anomalia gravimétrica Bouguer residual para a área de estudo e perfis interpretados de anomalias gravimétricas Bouguer (linhas brancas), as linhas pretas grossas delimitam os polígonos do mapa geológico simplificado.

Capítulo IV – Magnetismo de Rochas

O comportamento magnético de qualquer material depende dos momentos magnéticos dos átomos e/ou íons que o compõem, na presença ou não de campo indutor externo (Figura 23.A). A magnetização (M) é descrita como o somatório de todos os momentos magnéticos dividido pelo volume analisado (Figura 23.B) (Lowrie, 1997).

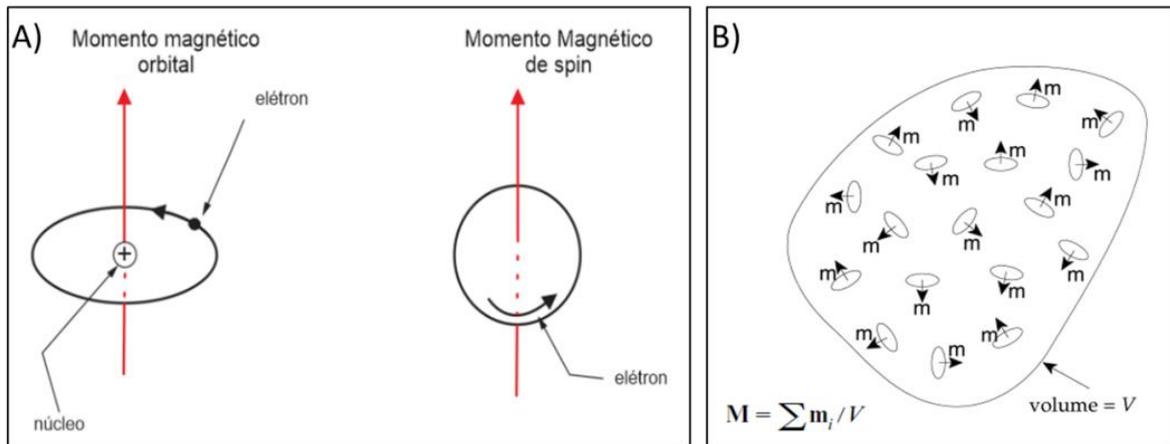


Figura 23: (A) origem atômica dos momentos magnéticos e (B) a magnetização é dada pelo somatório desses momentos dividido pelo volume de matéria (modificado de Lowrie, 1997).

A suscetibilidade magnética (k), é adimensional no Sistema Internacional de Unidades (SI). Trata-se de uma propriedade intrínseca do material que pode ser definida como a sua capacidade em adquirir magnetização (M) quando submetido a um campo magnético (H) induzido. O k é representado como o coeficiente de proporcionalidade entre magnetização e campo induzido, dado por:

$$\vec{M} = \hat{k} \cdot \vec{H}$$

4.1 Classificação dos Materiais Magnéticos

Os materiais podem ser classificados de acordo com suas propriedades magnéticas em diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos (*sensu latu*).

Materiais diamagnéticos são aqueles que possuem sua camada de elétrons completamente preenchida e na presença de um campo magnético adquirem magnetização fraca, de direção oposta ao campo (negativa e antiparalela), mas esse alinhamento precursor dos *spins* retorna ao normal assim que o campo é removido, ou seja, a magnetização adquirida é perdida (Figura 24.A). A suscetibilidade magnética desse tipo de material é negativa (-10^{-5} SI) e não varia com a temperatura, apesar de toda a matéria possuir esse comportamento magnético, sua contribuição para a suscetibilidade total das rochas é mascarada pela presença de minerais para e ferromagnéticos (Dunlop & Özdemir, 1997; Tarling & Hrouda, 1993). São exemplos de minerais diamagnéticos: quartzo, feldspato, calcita.

Materiais paramagnéticos, por outro lado, quando são submetidos a um campo magnético adquirem magnetização positiva e paralela ao campo induzido. Esse efeito é causado, pois as camadas eletrônicas de seus átomos não estão completas e, portanto, há presença de momentos de dipolo magnético, mas que estão orientados aleatoriamente e resultando numa magnetização nula. Todavia, quando um campo magnético é aplicado esses momentos sofrem um torque e tendem a ser alinhados na mesma direção do campo originando uma magnetização, esta última desaparece quando o campo externo é removido (Figura 24.B). Sua suscetibilidade magnética desses materiais é positiva ($10^{-4} - 10^{-2}$ SI) e varia com a temperatura (Dunlop & Özdemir, 1997; Tarling & Hrouda, 1993). São exemplos de minerais paramagnéticos: Fe-olivina (Fayalita), piroxênios (principalmente de Fe), biotita.

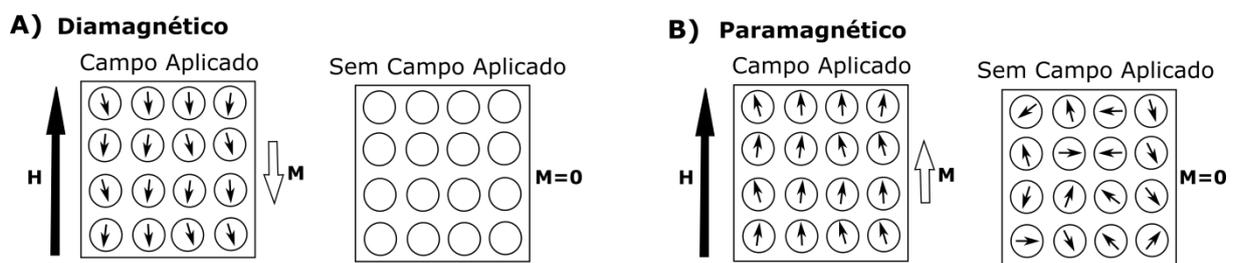


Figura 24: Respectivamente (A) e (B) representação da magnetização (M), consequentemente da suscetibilidade magnética, dos materiais dia e paramagnéticos quando submetidos a um campo aplicado (H). Modificado de Tarling & Hrouda (1993). Dada a baixa suscetibilidade magnética desses materiais, a total orientação dos momentos magnéticos só ocorre em campos magnéticos exorbitantemente altos.

Materiais ferromagnéticos (*sensu latu*), ao contrário dos outros apresentados anteriormente, não possuem magnetização temporária devido ao seu forte campo molecular (interações interatômicas) que originam espontaneamente uma magnetização, a qual existe mesmo na ausência de campo externo, sendo conhecida como magnetização espontânea ou remanente (Tauxe et al., 2018). Essa magnetização também é oriunda dos momentos de dipolos, porém, neste caso, a interação é muito mais forte e por isso, este efeito é denominado energia de troca. Esses materiais podem ser subdivididos em: ferromagnético (*sensu strictu*), ferrimagnético, antiferromagnético e ferromagnético parasítico.

Ferromagnético (*sensu strictu*) - sua intensa energia de troca faz com que seus momentos magnéticos se alinhem paralelamente gerando uma forte magnetização espontânea (Lowrie, 1997) (Figura 25.A). Não existem naturalmente, mas ligas de ferro, níquel e cobalto possuem tal propriedade.

Antiferromagnético - essa propriedade é dada pelo ordenamento de momentos magnéticos antiparalelos e de mesma intensidade, dessa forma a magnetização espontânea é nula, mas na presença de um campo indutor a magnetização adquirida se torna paralela ao mesmo (Lowrie, 1997) (Figura 25.B). São exemplos de materiais antiferromagnéticos as pirrotita hexagonais (Fe_9S_{10} e $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$) e a ilmenita (FeTiO_3).

Ferrimagnético – também são interações de momentos antiparalelos, porém com intensidades diferentes, logo há uma componente resultante e conseqüentemente uma magnetização espontânea (Lowrie, 1997) (Figura 25.C). São exemplos desses materiais a magnetita (Fe_3O_4) e a pirrotita monoclinica (Fe_7S_8).

Ferromagnético parasítico – são materiais que possuem momentos magnéticos vizinhos opostos e de mesma intensidade, porém, estão ligeiramente desviados do paralelismo, o que por sua vez gera uma resultante que culmina numa fraca magnetização espontânea (Lowrie, 1997) (Figura 25.D). A hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) é um exemplo desse material.

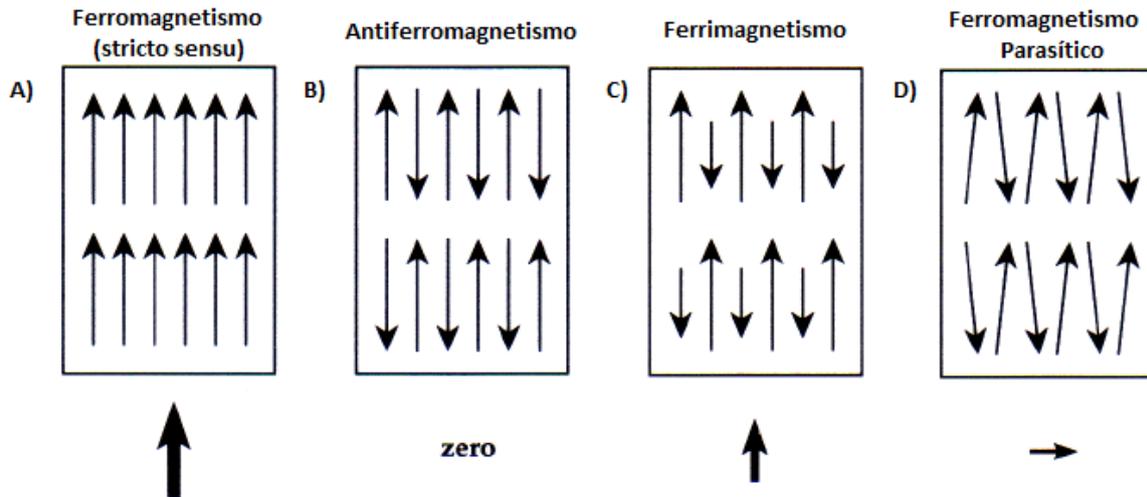


Figura 25: Esquematização dos quatro tipos de comportamento ferromagnético (*sensu lato*). Adaptado de Lowrie (1997).

4.2 Caracterização Magnética das Rochas

Os fatores mais importantes que contribuem no magnetismo das rochas são: o tipo de mineral magnético, o tamanho do grão (estado de domínio magnético) e suas anisotropias magnéticas.

4.2.1 Mineralogia magnética

4.2.1.1 Minerais diamagnéticos e paramagnéticos

Rochas são definidas como agregados, usualmente heterogêneos, de minerais. A matriz mineral é principalmente composta por silicatos ou carbonatos, que, por sua vez, são em maioria diamagnéticos caracterizados por sua negativa e baixa susceptibilidade magnética invariante com a temperatura (curva azul, Figura 26.A, B)(Dunlop & Özdemir, 1997). Entretanto, quando há a presença de íons de ferro na composição química dos minerais, estes começam a assumir um comportamento paramagnético, sendo assim a susceptibilidade magnética passa a ser positiva, além de se tornar inversamente proporcional a temperatura (curva vermelha, Figura 26.A, B), comportamento ao qual pode ser atribuído principalmente aos silicatos ferromagnesianos, como micas, anfibólios e piroxênios (Bouchez, 1997).

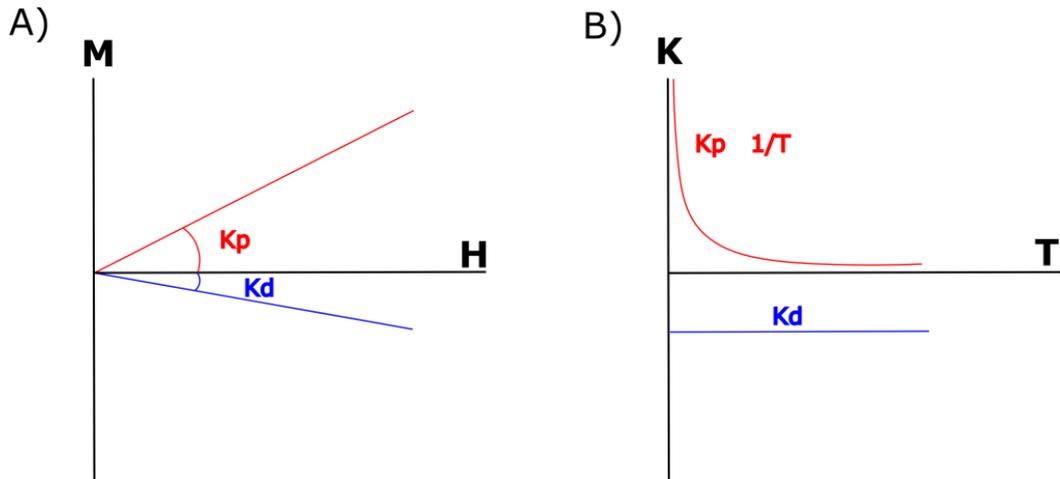


Figura 26: A) Variações de magnetização M com campo magnético aplicado H em materiais paramagnéticos (linha vermelha) e diamagnéticos (linha azul); (B) a variação de susceptibilidade com temperatura em materiais paramagnéticos e diamagnéticos (linhas vermelha e azul, respectivamente). Modificado de Tauxe et al. (2018).

4.2.1.2 Minerais ferromagnéticos (*sensu lato*)

Os minerais ferromagnéticos mais importantes encontrados nas rochas são compostos de óxidos de ferro (Fe^{3+} e Fe^{2+}) e titânio (Ti^{+4}), a proporção relativa destes íons que compõe, e conseqüentemente o estado de oxidação, na rede cristalina determina as propriedades magnéticas assumidas pelo mineral, cujas composições podem ser observadas no diagrama $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ da Figura 27 (Lindsley, 1976). A série das titanomagnetitas tem o mais importante papel no magnetismo de rochas e no paleomagnetismo (Banerjee, 1991; O'Reilly, 1984).

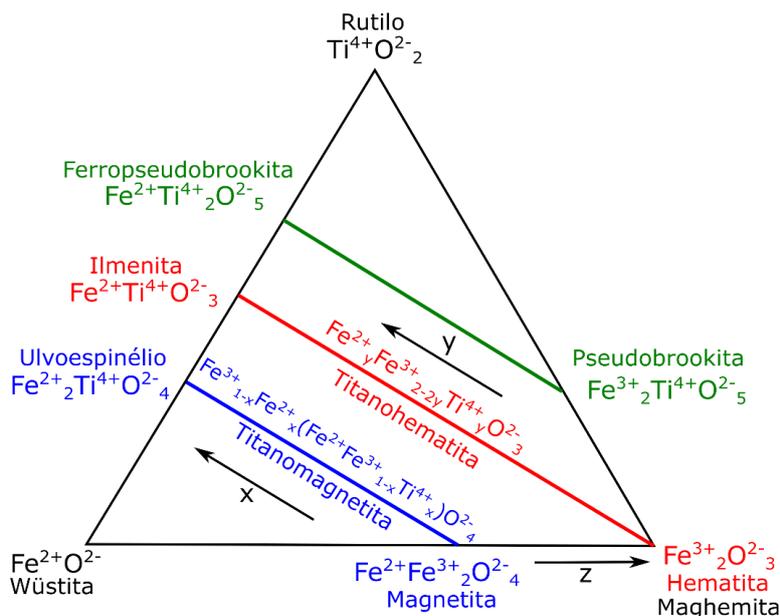


Figura 27: Diagrama ternário (Ti^{4+} , Fe^{2+} e Fe^{3+}) para óxidos de ferro (em % relativa de cátion). As linhas coloridas representam as séries de soluções sólidas com concentração crescente de titânio, onde o fator composicional x representa a concentração de titânio na composição química das titanomagnetitas ($0 \leq x \leq 1$), o fator composicional y representa a concentração de titânio na composição química das titanohematitas ($0 \leq y \leq 1$) e o fator z representa a porcentagem de oxidação mineral fator composicional x representa a concentração de titânio na composição química das titanomagnetitas ($0 \leq z \leq 1$). Modificado de Butler (1992).

As titanomagnetitas têm estrutura em espinélio invertido com 32 oxigênios por célula unitária dispostos em camadas cúbicas formando planos cristalográficos (1,1,1) de uma rede cúbica de face centrada definindo dois sítios catiônicos distintos. A fórmula geral pode ser escrita como $\text{A}_8\text{B}_{16}\text{O}_{32}$, onde A é um sítio tetraédrico (um cátion coordena 4 oxigênios) e B é um sítio octaédrico (um cátion coordena 6 oxigênios) (O'Reilly, 1984). As titanomagnetitas formam uma série de solução sólida de magnetita ($x=0$) e ulvoespínélio ($x=1$), em que na sub-rede cristalina B o Fe^{3+} é substituído pelo Ti^{4+} , concomitantemente com a conversão de Fe^{3+} para Fe^{2+} no sub-rede A, para manter o equilíbrio de cargas. Os dois sítios de cátions se orientam anti-paralelamente entre si na estrutura e formam duas sub-redes magnéticas e o arranjo de spin pode ser escrito como $(\downarrow\text{Fe}^{3+})_A(\uparrow\text{Fe}^{3+} \uparrow\text{Fe}^{2+})_B\text{O}^{2-}_4$ (Cornell & Schwertmann, 2006). Com as contribuições magnéticas dos cátions Fe^{3+} anti-paralelos os momentos magnéticos de spin, causado por eles, se cancelam nos sítios A e B, consequentemente o ferrimagnetismo da magnetita é resultante do Fe^{2+} presente na sub-rede cristalográfica B. Entretanto, no membro

extremo ulvoespínélio, com uma fórmula de $(\downarrow\text{Fe}^{2+})_A(\uparrow\text{Fe}^{2+})_B\text{Ti}^{4+}\text{O}^{2-}_4$, a estrutura magnética é perfeitamente antiferromagnética em baixas temperaturas e seu comportamento é paramagnético em temperatura ambiente, de todo modo que a magnetização resultante esperada será zero (Cornell & Schwertmann, 2006; Lowrie, 1997).

Os minerais ferromagnéticos (*sensu latu*) possuem sua suscetibilidade magnética, e consequentemente a magnetização, variante com a temperatura, a qual atinge valor nulo em sua temperatura de Curie (T_c). Com o aumento da energia térmica as distâncias entre os átomos aumentam e por consequência a energia de troca é drasticamente reduzida, assim como a magnetização espontânea. Se o material é aquecido acima de sua temperatura de Curie, a energia de troca é superada pela energia térmica e o material se comporta paramagneticamente (Dunlop & Özdemir, 1997). Conhecidas essas intrínsecas transições nas propriedades magnéticas dos minerais pode-se definir a fase ferromagnética (*sensu latu*) presente na rocha.

A magnetita, como já mencionado anteriormente, é ferrimagnética à temperatura ambiente, entretanto variando a temperatura seu comportamento magnético muda consideravelmente, dessa forma esse mineral possui duas importantes transições magnéticas. A primeira transição é observada em aproximadamente $-150\text{ }^\circ\text{C}$ ($\sim 120\text{ K}$), abaixo dessa temperatura a célula unitária é distorcida da simetria cúbica e passa para o sistema monoclinico, sendo esta denominada de transição de Verwey (TV), cerca de $15\text{ }^\circ\text{C}$ acima dessa transição ocorre o ponto isotrópico, que consiste no ponto de mudança de sinal da constante de anisotropia magnetocristalina ($K_u = -1,35\text{E}4\text{ J/m}^3$ em temperatura ambiente e $K_u = 0$ em $\sim 135\text{ K}$) (Dunlop & Özdemir, 1997). Logo, a susceptibilidade magnética, dependente de K_u , muda abruptamente em torno da TV (Figura 28.A). A segunda transição é observada a $\sim 580\text{ }^\circ\text{C}$ em que é atingida a temperatura de Curie da magnetita (TCM) e o mineral passa a se comportar paramagneticamente logo, a susceptibilidade magnética se torna nula (Figura 28.A). Contudo, o aumento da concentração dos íons Ti^{4+} na estrutura cristalina reduz o acoplamento catiônico, de forma a reduzir a interação atômica, isso pode ser observado pela temperatura de Curie das titanomagnetitas (TCTM) continuamente decrescente com o aumento do fator composicional x através da série de solução sólida (Figura 28.B) (Akimoto, 1954), a transição de Verwey também é expressivamente suprimida com o aumento da proporção de Ti^{4+} .

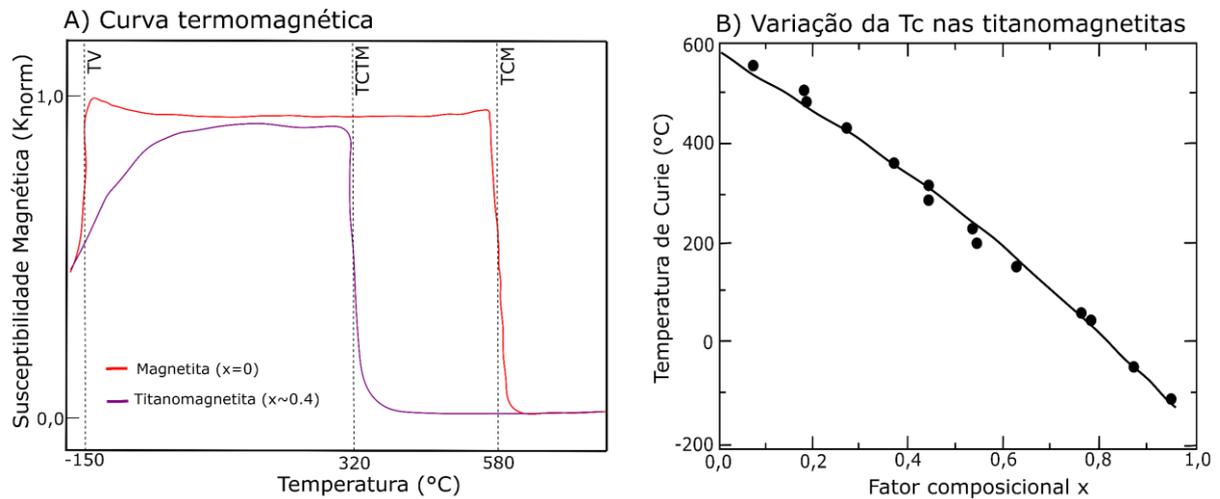


Figura 28: A) Efeito da variação na susceptibilidade magnética com a temperatura e transições magnéticas. B) temperaturas de Curie para amostras sintéticas da série de soluções sólidas das titanomagnetitas. Modificado de Dunlop & Özdemir (1997).

4.2.2 Estado de domínio magnético

A teoria da energia de troca magnética explica o ordenamento magnético microscópico em sólidos e propriedades como temperaturas de Curie e magnetização espontânea. Entretanto, não explica as propriedades macroscópicas ou aquelas sensíveis à estrutura, como remanência magnética, coercividade ou a forma de um ciclo de histerese magnética. Os materiais ferromagnéticos (*sensu lato*) contêm numerosas estruturas micromagnéticas internas com magnetização uniforme, muito pequenas 1–100 μm , chamadas de domínios magnéticos e limitados entre si pelas chamadas paredes de domínio (largura < 500 nm). Cada domínio é magnetizado espontaneamente sob a influência de interações de troca, porém o vetor de magnetização varia de um domínio para outro, onde as mudanças na magnetização são acomodadas pelo rearranjo dos domínios magnéticos (Moskowitz et al., 2015).

Os processos magnéticos associados à remanência, coercividade e histerese são fortemente afetados pelo número de domínios dentro de um grão. Os estados de domínios micromagnéticos das partículas ferromagnéticas (*sensu lato*) surgem como uma forma de

reduzir a energia interna do sistema e são fortemente dependentes do tamanho e composição das partículas (Figura 29). O estado de domínio pode ser dividido em quatro classes:

- Partículas superparamagnéticas (SP): partículas uniformemente magnetizadas com volumes de partículas tão pequenos (Figura 29) que a magnetização é instável e espontaneamente perde sua direção com tempos de relaxação < 100 s, o qual é o tempo estatisticamente estimado para que a energia térmica supere a energia magnética. Dessa forma, os grãos SP têm remanência e coercividade nulas, mas a suscetibilidade permanece alta (Moskowitz et al., 2015).

- Partículas de monodomínio (SD): é restrito a uma gama limitada de tamanhos de grãos uniformemente magnetizados (Figura 29) (Lowrie, 1997), logo apresentando apenas um domínio, com tempos de relaxação da ordem de idade do sistema solar, em outras palavras podem reter de forma estável (alta coercividade) a memória ao longo do tempo geológico (Moskowitz et al., 2015).

- Partículas de multidomínios (MD): quando um grão é grande o suficiente (Figura 29), a energia magnética associada à sua magnetização torna-se muito grande para que a magnetização permaneça uniforme pois, o campo de desmagnetização gerado de um grão uniformemente magnetizado interage com a magnetização espontânea e gera uma energia magnetostática (ou auto-desmagnetizante). Essa energia faz com que a magnetização se subdivida em unidades menores uniformemente magnetizadas (Lowrie, 1997). A susceptibilidade magnética é alta, mas a remanência e a coercividade são baixas logo, a remanência dessas partículas pode ser facilmente remagnetizada na natureza, o que as tornam registradores ineficientes do campo geomagnético (Moskowitz et al., 2015).

- Partículas de pseudo-monodomínio (PSD): são partículas pequenas de MD que contêm apenas alguns domínios ou partículas com estruturas de magnetização em vórtices (Figura 29), mas exibem propriedades semelhantes a SD de altas remanência e coercividades e longos tempos de relaxação (Moskowitz et al., 2015).

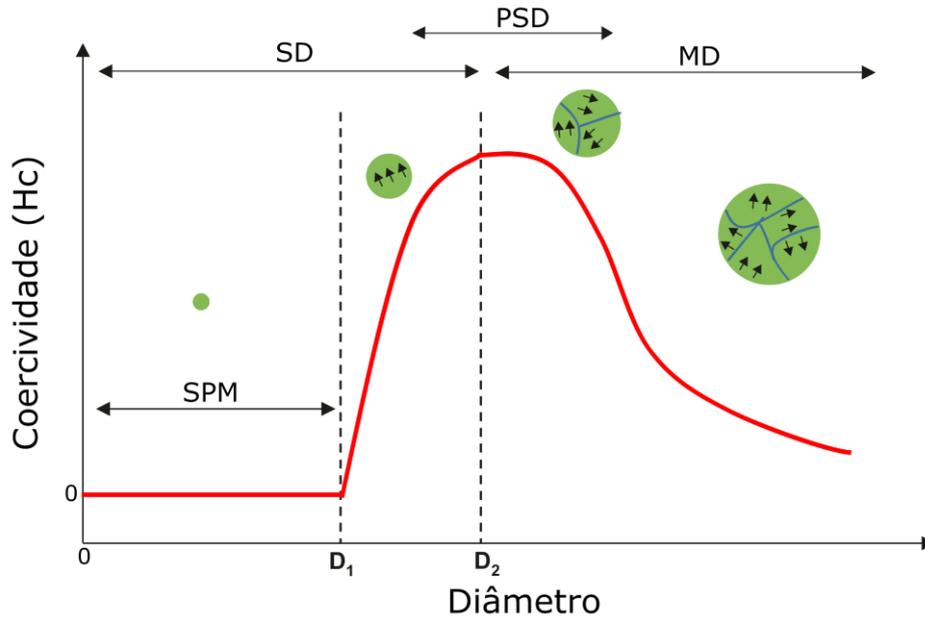


Figura 29: Representação esquemática da mudança na coercividade com o tamanho da partícula e consequentemente o tipo de domínio magnético, onde D_1 representa o diâmetro crítico em que a partícula passa a ter magnetização estável e D_2 é o diâmetro máximo em que tal material consegue manter um único domínio magnético, acima desta a energia desmagnetizante divide o grão em domínios menores, preservando a menor energia. Modificado de Sahu et al. (2018).

4.2.2.1 Curvas de histerese

Uma importante característica dos materiais ferromagnéticos (*sensu latu*) é a sua curva de magnetização $M(H)$, que como citado anteriormente, é a magnetização induzida (M) gerada em respostas a campos aplicados (H) em uma temperatura constante. Ao contrário dos outros de materiais dia e paramagnéticos (ver a Figura 26), a curva gerada pelos materiais ferromagnéticos (*sensu latu*) é irreversível, não linear (Figura 30.A) e saturam em campos muito menores, já que estes possuem susceptibilidade magnética em muitas ordens superiores. Quando o campo é alternado em um determinado valor de H , as curvas $M(H)$ forma um *loop* fechado, denominado loop de histerese (Lowrie, 1997). Vários parâmetros magnéticos são obtidos a partir do loop de histerese quando o campo H é grande o suficiente para atingir a saturação da magnetização induzida. A magnetização de saturação (M_s) corresponde ao alinhamento de todos os momentos magnéticos na direção do campo, além desse valor, nenhum aumento na magnetização é observado. Reduzindo o campo aplicado a zero, a magnetização

não se torna nula e mantém uma magnetização remanente de saturação (M_{rs}). Aumentando o campo na direção oposta, a magnetização se torna zero em um campo chamado de coercividade ou força coerciva (H_c), ao continuar aumentando o campo outro parâmetro relacionado pode ser obtido, sendo esse a coercividade de remanência (H_{cr}), que é o campo reverso necessário para reduzir a remanência de saturação a zero (sempre $H_{cr} > H_c$). Por fim, ao prosseguir o aumento do campo provoca-se a saturação na direção negativa ($-M_s$), aplicando novamente o campo na direção positiva o ciclo do campo de volta para a saturação positiva sem passar pela origem, dessa forma tem-se o ciclo de histerese principal (Lowrie, 1997). O *loop* de histerese fornece informações sobre uma propriedade magnética intrínseca do material (M_s) que depende da composição e várias propriedades extrínsecas (M_r , H_c , H_{cr} e k), que dependem do tamanho (Figura 30.B), forma e arranjo geométrico das partículas, interações entre partículas, microestruturas e defeitos de cristal, por sua vez, as propriedades de histerese dependem da temperatura, por isso, são realizadas em temperaturas constantes e seus valores se aproximam de zero a medida que a temperatura, durante a medida, se aproxima da temperatura de Curie do material estudado (Krása & Fabian, 2007).

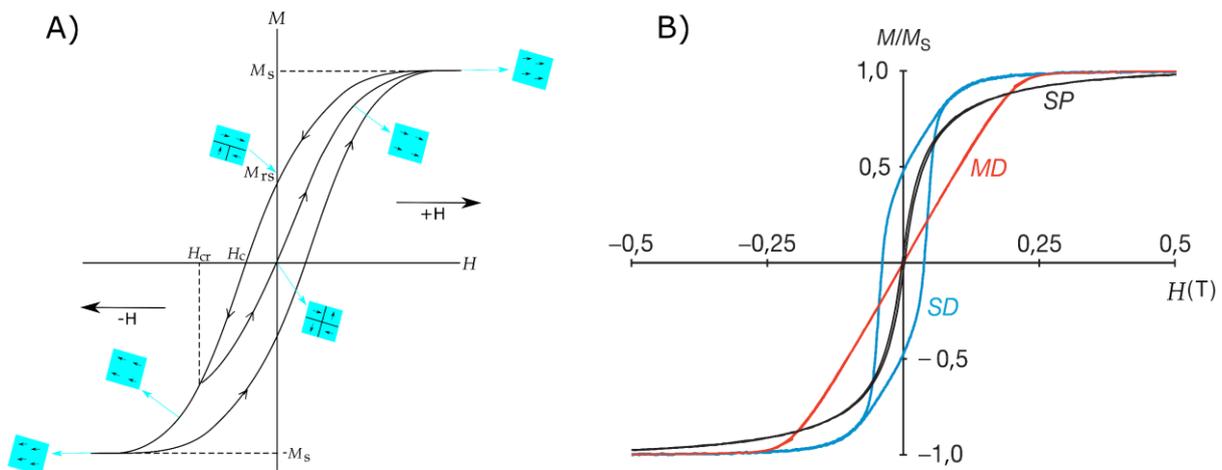


Figura 30: A) O ciclo de magnetização de um material ferromagnético (*sensu latu*) arbitrário com esquematização do torque sofrido pelos momentos magnéticos (Lowrie, 1997). B) Exemplos de *loops* de histerese para os domínios SD, SP e MD para a magnetita (modificado de Moskowitz et al., 2015). A amostra SD contém cadeias de magnetita biogênica de ~50 nm de bactérias magnetotáticas, dispersas em uma matriz não magnética; a amostra SP contém magnetita biogênica de ~10 nm de bactérias redutoras de ferro, e a amostra MD é de um único cristal sintético de magnetita esférica de ~3 mm de diâmetro.

4.2.2.2 Diagramas FORC

A identificação do estado de domínio magnético é mais complicada do que a de mineralogia magnética pois, o método convencional da histerese magnética pode apresentar resultados ambíguos devido a uma combinação de vários fatores como composição mineral e tamanho do grão magnético, além das interações entre grãos que também pode produzir a mesma ambiguidade de comportamento magnético. Para reduzir essa ambiguidade dos métodos convencionais de histerese magnética Pike et al. (1999) e Roberts et al. (2000) desenvolveram um método de determinação do estado de domínio magnético usando um tipo de curva de histerese denominada de *first-order reversal curves* (FORC). A aquisição de um conjunto de curvas FORC fornece informações detalhadas que permite a determinação da distribuição de campos de comutação e campos de interação para todas as partículas que contribuem para o ciclo de histerese (Muxworthy & Roberts, 2007).

Um FORC é medido saturando progressivamente uma amostra em um campo H_{SAT} , diminuindo o campo por um valor H_A , invertendo o campo e varrendo-o de volta para H_{SAT} em uma série de etapas de campo regulares (H_B) (Figura 31.A). Este processo é repetido múltiplas vezes com vários valores H_A , o que produz uma série de FORCs, e então a magnetização $M(H_A, H_B)$ medida em cada etapa é dada uma função de H_A e H_B (Figura 31.B). Essa magnetização pode então ser plotado como uma função de H_A e H_B no espaço de campo (Figura 31.C). A distribuição bruta dos dados de FORC $\rho(H_A, H_B)$ é definida como a segunda derivada mista da superfície mostrada Figura 31.C:

$$\rho(H_A, H_B) \equiv - \frac{\partial^2 M(H_A, H_B)}{\partial H_A \partial H_B}$$

Quando o *plot* $\rho(H_A, H_B)$ é traçado como um gráfico de contorno, tem-se o diagrama de FORC, Figura 31.D), por conveniência os eixos de coordenadas são rotacionados de (H_A, H_B) para $H_C = (H_B - H_A)/2$ e $H_U = (H_B + H_A)/2$, e os dados experimentais são corrigidos visando a redução do efeito do ruído nas distribuições do diagrama obtido. Sendo assim, a distribuição de FORC é determinada em cada ponto ajustando um polinômio de segunda ordem misto na forma $a_1 + a_2H_A + a_3H_A^2 + a_4H_B + a_5H_B^2 + a_6H_AH_B$.

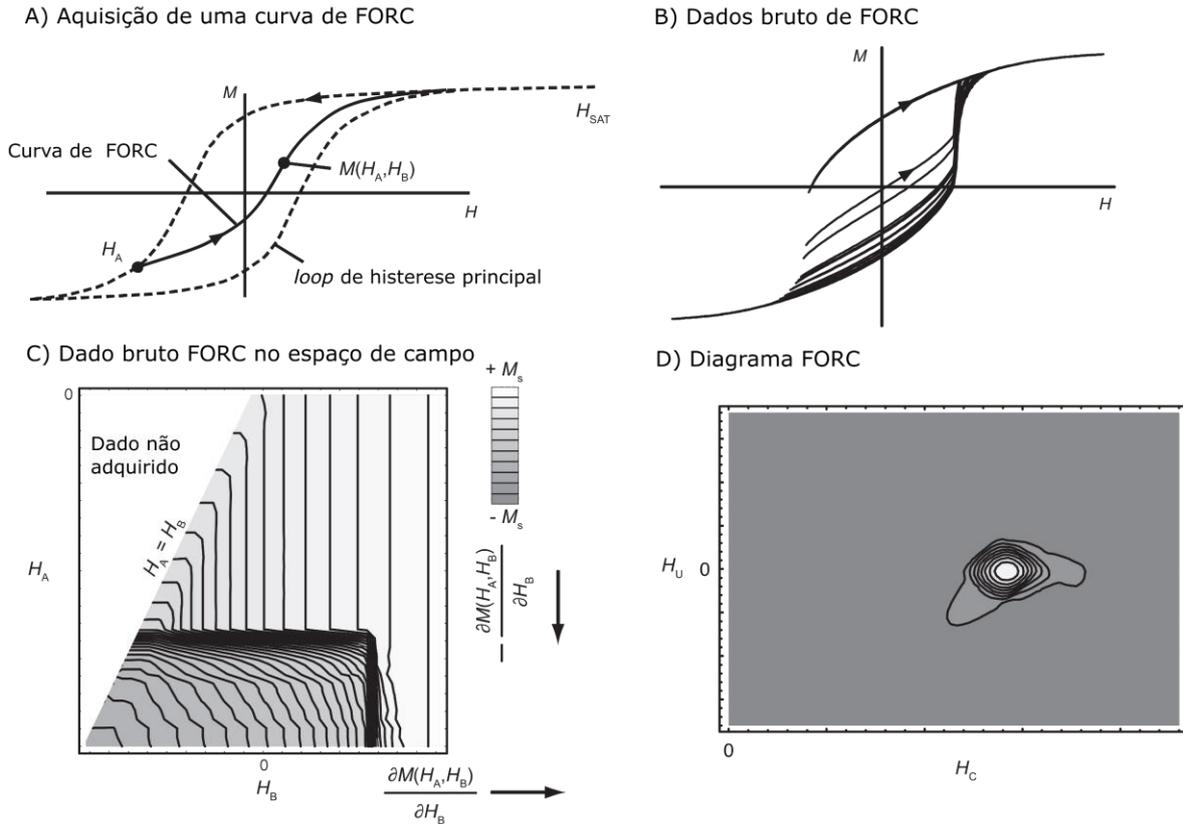


Figura 31: Etapas da construção de diagramas FORC (Modificado de Muxworthy & Roberts, 2007). (A) Depois da saturação positiva no campo H_{SAT} , o campo é revertido para H_A e então é progressivamente aumentado em passos de valores H_B até H_{SAT} . (B) Um conjunto de curvas FORCs consecutivas. (C) A superfície $M(H_A, H_B)$ plotada em espaço de campo não girado (H_A, H_B). (D) O diagrama FORC resultante para os dados mostrados em (B) e (C), cujos dados pertencem ao modelo numérico de grãos SD uniaxiais orientados aleatoriamente. $H_C = (H_B - H_A)/2$ e $H_U = (H_B + H_A)/2$.

A interpretação qualitativa básica da distribuição de um diagrama FORC é associada ao comportamento do tipo de domínio magnético presente na amostra estudada (ver a interpretação completa em Muxworthy & Roberts, 2007), sendo as principais: SD não-interativo, SD interativo, MD e PSD.

As partículas com comportamento SD não-interativo, em amostras naturais, usualmente tendem a se dispersar na direção de H_C (eixo da coercividade), mas permanecendo próximo de valores $H_U = 0$ (Figura 32.A). Por outro lado, as partículas com comportamento SD interativo cujas interações entre os grãos provocarão uma um espalhamento vertical ao longo do eixo H_U (eixo das interações) (Figura 32.B). Os diagramas FORC para grandes grãos MD produzem

contornos que ocorrem dispersos paralelos, ou quase paralelos, ao eixo H_U e com valores de H_C próximos de zero (Figura 32.C), este espalhamento vertical é similar ao observado para o comportamento SD interativo, porém é causado pelo campo de desmagnetização interna. Por fim, os grãos de pseudo-monodomínio (PSD) exibem comportamento intermediário entre o comportamento MD e o SD não-interativo (Figura 32.D).

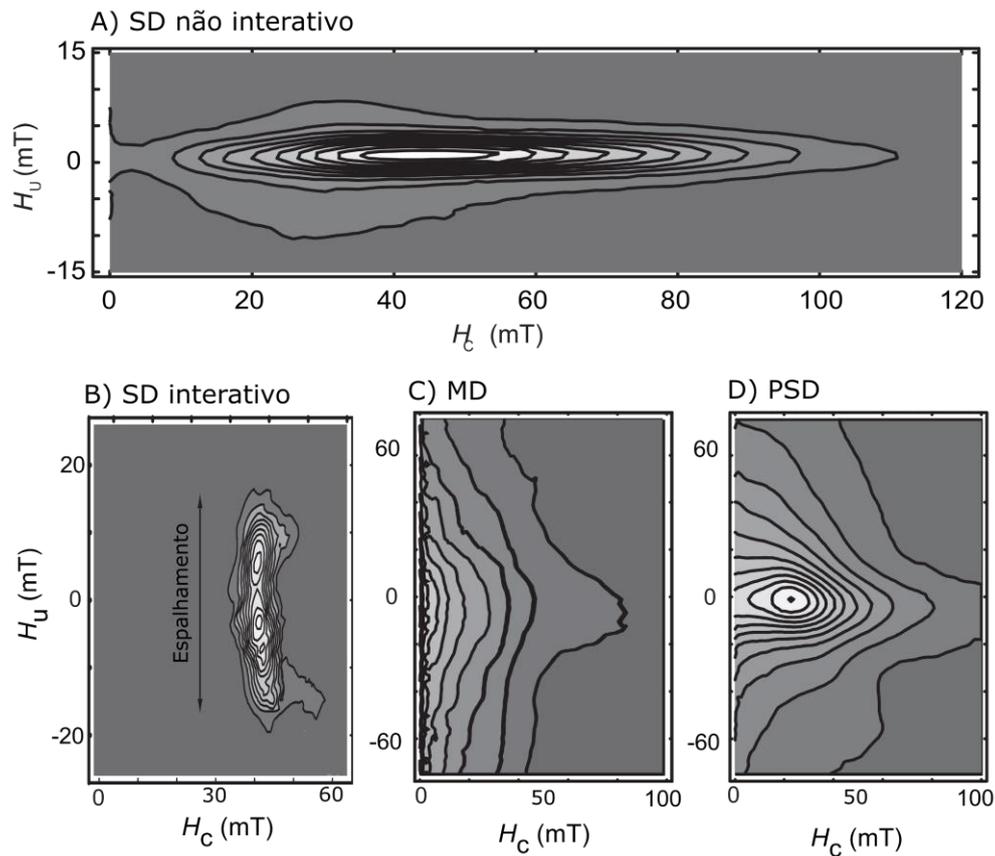


Figura 32: Exemplos de diagramas FORC (Modificado de Muxworthy & Roberts, 2007). A) para um conjunto de grãos SD ideais não interagentes para uma amostra de tufo de Yucca Mountain, Nevada (dados de Roberts et al., 2000). B) Simulação numérica para um conjunto de 1000 grãos uniformemente espaçados de magnetita como SD interativa. C) Diagrama FORC para uma amostra de magnetita MD (diâmetro $\sim 76 \mu\text{m}$). D) Diagrama FORC para uma amostra de magnetita PSD (diâmetro $\sim 1,7 \mu\text{m}$).

4.2.3 Anisotropias magnéticas

Anisotropia por definição é uma tendência direcional de uma propriedade física do material. Se a suscetibilidade magnética não varia quando medida ao longo de três eixos perpendiculares entre si, então a amostra é dita isotrópica em relação a essa propriedade. Caso

contrário, existe uma anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM). O mesmo fenômeno observado em diversos casos natureza em que tudo tente ao mínimo de energia possível, ocorre com a magnetização dos materiais, sendo assim a direção de magnetização que exige o mínimo de energia magnética para sua saturação é conhecido como “eixo fácil de magnetização” (*easy axis*), ao passo que a direção em que sua saturação exige a maior energia magnética possível é denominada “eixo difícil de magnetização” (*hard axis*) (Chuang, 1994). A anisotropia é definida pela diferença de energia de saturação entre esses eixos, podendo ser provocada por propriedades intrínsecas do material, seu estado de deformação e sua forma nomeadas, respectivamente, de (i) anisotropia magnetocristalina, (ii) anisotropia magnetoelástica e (iii) anisotropia magnetostática (Lowrie, 1997).

Na anisotropia magnetocristalina a energia livre de um cristal depende da orientação da magnetização M com relação aos eixos cristalográficos do mesmo, refletindo a simetria da estrutura cristalina do material, ou seja, a orientação da magnetização espontânea não é ao acaso (Lowrie, 1997). A origem física dessa anisotropia na interação spin-orbital (*spin-orbit coupling*) que tende a alinhar o momento magnético com o momento orbital (Dunlop & Özdemir, 1997), o que está associado a orientação preferencial dos íons ferromagnéticos (principalmente Fe^{+2} e Fe^{+3}) na rede cristalográfica, como visto na magnetita. Logo, desconsiderando as outras fontes de anisotropias, a magnetização espontânea de minerais ferromagnéticos (*sensu lato*) ocorrerá ao longo do eixo fácil (ex. magnetita – eixo $\langle 1,1,1 \rangle$) (Dunlop & Özdemir, 1997).

A anisotropia magnetoelástica é provocada pela relação entre deformação e comportamento magnético, apesar disso também está relacionada a interação spin-orbital, na qual uma deformação sofrida pelo material pode alterar a simetria local dos átomos e, conseqüentemente, alterando o seu comportamento magnético (Chuang, 1994; Tauxe et al., 2018). O oposto também ocorre, em que quando um material ferromagnético é submetido a um campo magnético suas dimensões são alteradas.

A anisotropia magnetostática, também conhecida como anisotropia de forma, surge da interação de dipolos nas superfícies. Dessa forma, considerando apenas a anisotropia magnetostática, um material se magnetizará na direção em que serão formados o menor número de polos possível (Chuang, 1994; Dunlop & Özdemir, 1997). Uma partícula perfeitamente

esférica não tem anisotropia de forma, ao passo que, uma não-esférica se magnetizará preferencialmente na direção do eixo mais longo formando um dipolo (Lowrie, 1997). Na magnetita uma diferença maior que 10% entre os eixos longo e curto já é suficiente para que essa anisotropia mascare as outras (Dunlop & Özdemir, 1997).

4.2.3.1 A anisotropia de susceptibilidade magnética

Susceptibilidade magnética é uma propriedade física que, quando há anisotropia, varia de acordo com a direção em que é medida. Dessa forma, k_{ij} define o tensor de susceptibilidade magnética que representa a relação de proporção entre a magnetização M_j na direção j e o campo indutor H_i na direção i , como observado na seguinte equação:

$$M_j = k_{ij} \cdot H_i$$

A ASM então é dada pelo tensor simétrico de segunda ordem (Tarling & Hrouda, 1993), cujas componentes ortogonais de magnetização induzida são dadas por:

$$\begin{aligned} M_1 &= k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3 \\ M_2 &= k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3 \\ M_3 &= k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3 \end{aligned}$$

Dessa forma, conhecendo a direção e intensidade (A/m em SI) de M_j e H_i , o termo k_{ij} pode ser obtido pela matriz simétrica:

$$\hat{k} = \begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{13} & k_{23} & k_{33} \end{pmatrix} \quad \left\{ \begin{array}{l} k_{ij} = k_{ji} \\ i, j = 1, 2, 3 \end{array} \right.$$

Geralmente, no sistema cartesiano, os elementos fora da diagonal principal se anulam restando apenas k_{11} , k_{22} e k_{33} , que são posteriormente simplificados, como mostrado a seguir:

$$\hat{k} = \begin{pmatrix} k_1 & 0 & 0 \\ 0 & k_2 & 0 \\ 0 & 0 & k_3 \end{pmatrix}$$

Os autovalores (*eigenvalues*) $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ (ou $k_{\max} \geq k_{\text{int}} \geq k_{\min}$) são chamados de eixos susceptibilidades principais e seus vetores de direção (*eigenvectors*) são seus respectivos eixos principais de susceptibilidade (Tarling & Hrouda, 1993; Tauxe et al., 2018).

A ASM é geralmente expressa geometricamente por um elipsoide de dimensão proporcional a magnitude dos autovalores da susceptibilidade medida em cada uma das direções dos autovetores (Tarling & Hrouda, 1993), nesse caso tem-se as seguintes situações:

- $k_1 \gg k_2 \approx k_3$, o elipsoide ASM tem a forma de um prolato (Figura 33.A);
- $k_3 \ll k_2 \approx k_1$, o elipsoide ASM tem a forma oblata (Figura 33.B);
- $k_1 > k_2 > k_3$, o elipsoide ASM é triaxial (Figura 33.C);
- $k_1 \approx k_2 \approx k_3$, a susceptibilidade é isotrópica, sendo então representada pela forma esférica.

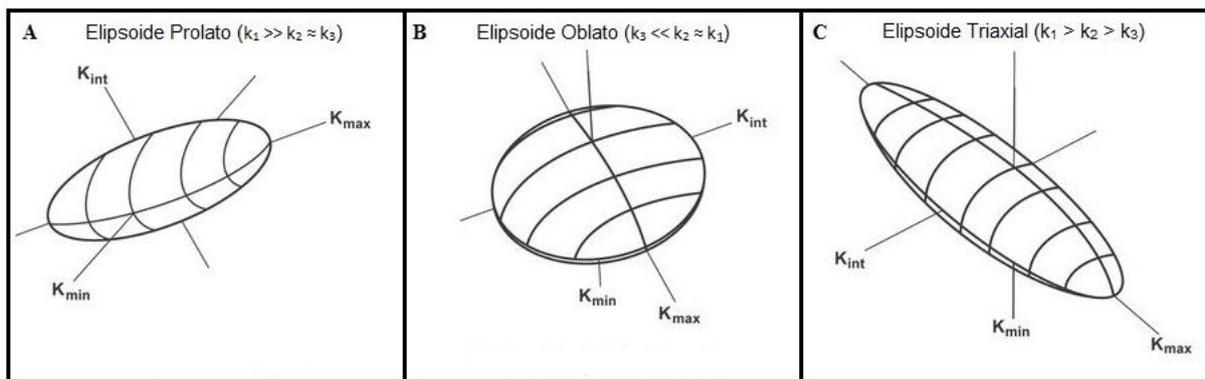


Figura 33: Elipsoides de ASM. Modificado de Tarling & Hrouda (1993).

Nesse caso, k_1 representa o eixo de máxima susceptibilidade, ou seja, a lineação magnética, já k_2 representa o eixo intermediário, enquanto k_3 é o eixo de mínima susceptibilidade e dessa forma coincidindo com o polo da foliação magnética, definida pelo plano k_1 - k_2 (Archanjo et al., 1995; Bouchez, 1997), similar à interpretação do elipsoide de deformação a qual a foliação definida por minerais planares e tabulares, como a biotita e o plagioclásio, respectivamente, são coincidentes com a foliação magnética, bem como a lineação observadas paralelas ao eixo cristalográfico de maior alongação (eixo c) minerais prismáticos e tabulares (Figura 34).

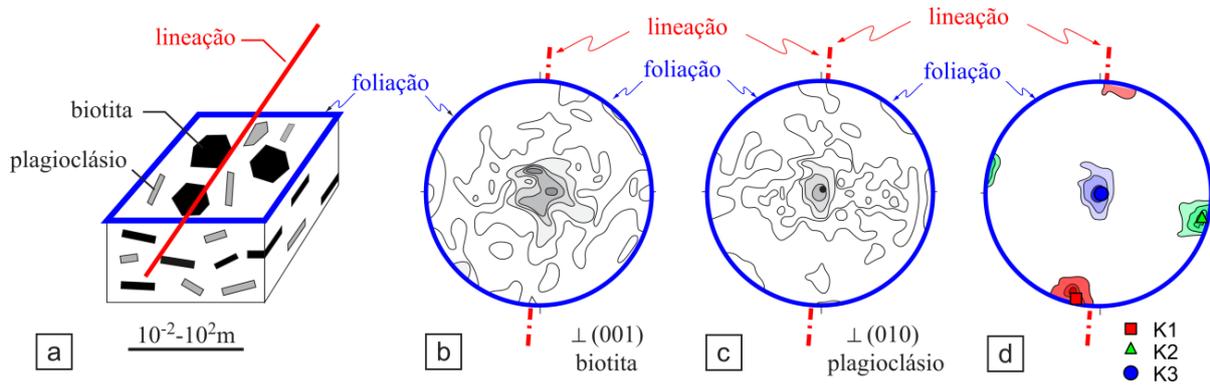


Figura 34: Relação entre a trama estrutural (plano de foliação e lineação de estiramento) definida pela fábrica mineralógica (a, b e c) e as direções médias da trama obtida com a ASM (d), sendo equivalentes na maior parte dos casos. Modificado de Bouchez (1997).

Outros importantes parâmetros da ASM podem ser definidos utilizando k_1 , k_2 e k_3 como listado na Tabela 3, dentre eles os principais e mais discutidos são os parâmetros de forma (T) e o de grau de anisotropia (P).

Tabela 3: Principais parâmetros anisotrópicos (Tarling & Hrouda, 1993).

Nome	Símbolo	Fórmula	Autor
Susceptibilidade Média	k_m	$(k_1 + k_2 + k_3)/3$	Jelinek (1981)
Lineação Magnética	L	k_1/k_2	Balsley & Buddington (1960)
Foliação Magnética	F	k_2/k_3	Stacey et al. (1960)
Grau de Anisotropia	P	k_1/k_3	Nagata (1961)
Parâmetro de Forma	T	$((2\eta_2 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)) - 1$	Hrouda (1982)
$\eta_1 = \ln(k_1), \quad \eta_2 = \ln(k_2), \quad \eta_3 = \ln(k_3), \quad \eta_m = (\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3)^{1/3}$			Jelinek (1981)

4.3 Análise Magnética do Complexo Intrusivo Santa Angélica e suas Encaixantes

4.3.1 Mineralogia magnética das rochas encaixantes

Para investigar a mineralogia magnética das encaixantes, experimentos termomagnéticos foram realizados em quatro sítios: SAG1, SAG3, SAG8 e SAG12. Para isso, as amostras foram esmagadas em pó usando um almofariz de ágata e as medidas foram feitas usando o Agico Kappabride KLY 4 CS, Figura 35.A, em ambos os ciclos de baixa e alta temperatura. O ciclo de baixa temperatura foi executado com o auxílio do aparelho criostato CS-L, aplicando nitrogênio líquido até que a amostra atingisse $-192\text{ }^{\circ}\text{C}$. Os dados de susceptibilidade magnética *vs* temperatura foram medidos, automática e continuamente, durante este ciclo à medida que a amostra atingiu espontaneamente a temperatura ambiente ($20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Utilizando as mesmas amostras, o ciclo de alta temperatura foi conduzido com o auxílio do aparato *furnace* CS4 aquecendo a amostra da temperatura ambiente até cerca de $710\text{ }^{\circ}\text{C}$ e então resfriada até $100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Durante todo o processo, os dados de susceptibilidade magnética *vs* temperatura foram adquiridos, assim como no ciclo de baixa temperatura, neste caso a amostras foram medidas em atmosfera de argônio para evitar oxidação/transformação mineral excessiva. Para definir mais precisamente as transições magnéticas principais, a primeira derivada foi aplicada nas curvas de aquecimento ($\partial k/\partial T$). Para completar a investigação de mineralogia magnética, curvas de magnetização remanente isotérmica (IRM), curvas de histerese magnética e FORCs foram adquiridas usando um magnetômetro de amostra vibrante MicroMag 3900 (VSM), Figura 35.B, para investigar o estado do domínio magnético das mesmas.

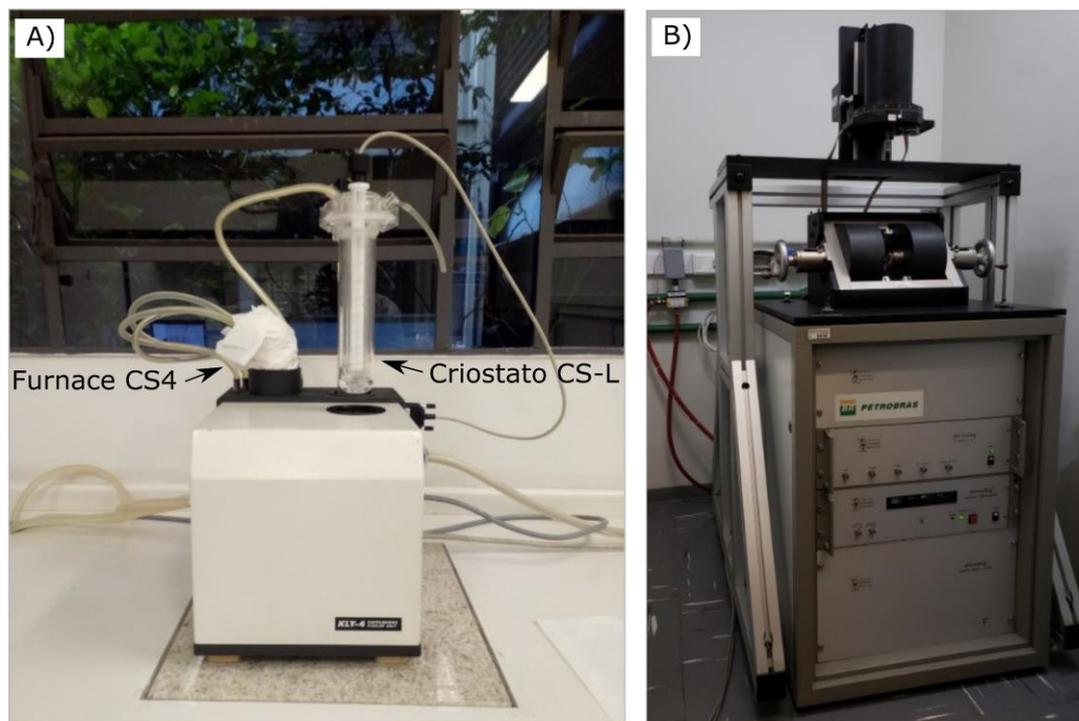


Figura 35: Equipamentos utilizados para a aquisição da mineralogia magnética. A) Agico Kappabridge KLY 4 CS com o Criostato CS-L (acoplado) e o *Furnace* CS4 (desacoplado). B) Magnetômetro de amostra vibrante (VSM MicroMag 3900).

As curvas termomagnéticas com as menores susceptibilidade magnética (Figura 36.a, b) mostram respostas semelhantes, tanto durante os ciclos de aquecimento ($-192\text{ °C} - 710\text{ °C}$, a linha vermelha) quanto nos de resfriamento ($710\text{ °C} - 100\text{ °C}$, a azul linha). O que é um comportamento mais próximo ao paramagnético com transições observadas em temperaturas por volta de -157 °C (porém, são mais visível nas curvas derivadas, linhas pretas tracejadas) e acima de 580 °C , coincidente com a transição de Verwey e a temperatura de Curie para a magnetita (fator composicional $x \cong 0$), respectivamente. Indicando alguma contribuição desta última na fábrica mineral. A única curva termomagnética realizada em amostra de rocha paraderivada (Figura 36.c) revela uma queda acentuada da suscetibilidade magnética em torno de 320 °C na curva de aquecimento e um aumento na suscetibilidade magnética na temperatura de 580 °C durante o ciclo de resfriamento. Nós o interpretamos como uma fábrica magnética inicialmente composta por grãos de pirrotita convertidos em magnetita durante o ciclo de aquecimento. A Figura 36.d mostra uma curva termomagnética clássica dominada pela

magnetita com ambas as transições de Verwey e temperatura de Curie bem marcadas, $-153\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $580\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

Os *loops* de histerese (Figura 36.e-h) e a técnica IRM (Figura 36.i) foram aplicados para investigar os estados de domínio da rocha encaixante e mostram uma interessante relação entre rochas cisalhadas e a coercividade. Os locais com evidências de cisalhamento (SAG01, veja seção 5.4.1) refletem loops de histerese com maior coercividade e classificados como pseudo-monodomínio (PSD), ou estado de vórtice, usando os valores de M_{sr}/M_s e H_{cr}/H_c (Day et al., 1977) e este comportamento pode ser confirmado com o diagrama FORC (Figura 36.j). Enquanto rochas sem evidências de cisalhamento, geralmente locais distantes do contato, apresentam loops de histerese com coercividade muito menor e classificados como multidomínios (MD), cujo estado de domínio também confirmado pela análise qualitativa no diagrama FORC (Figura 36.k).

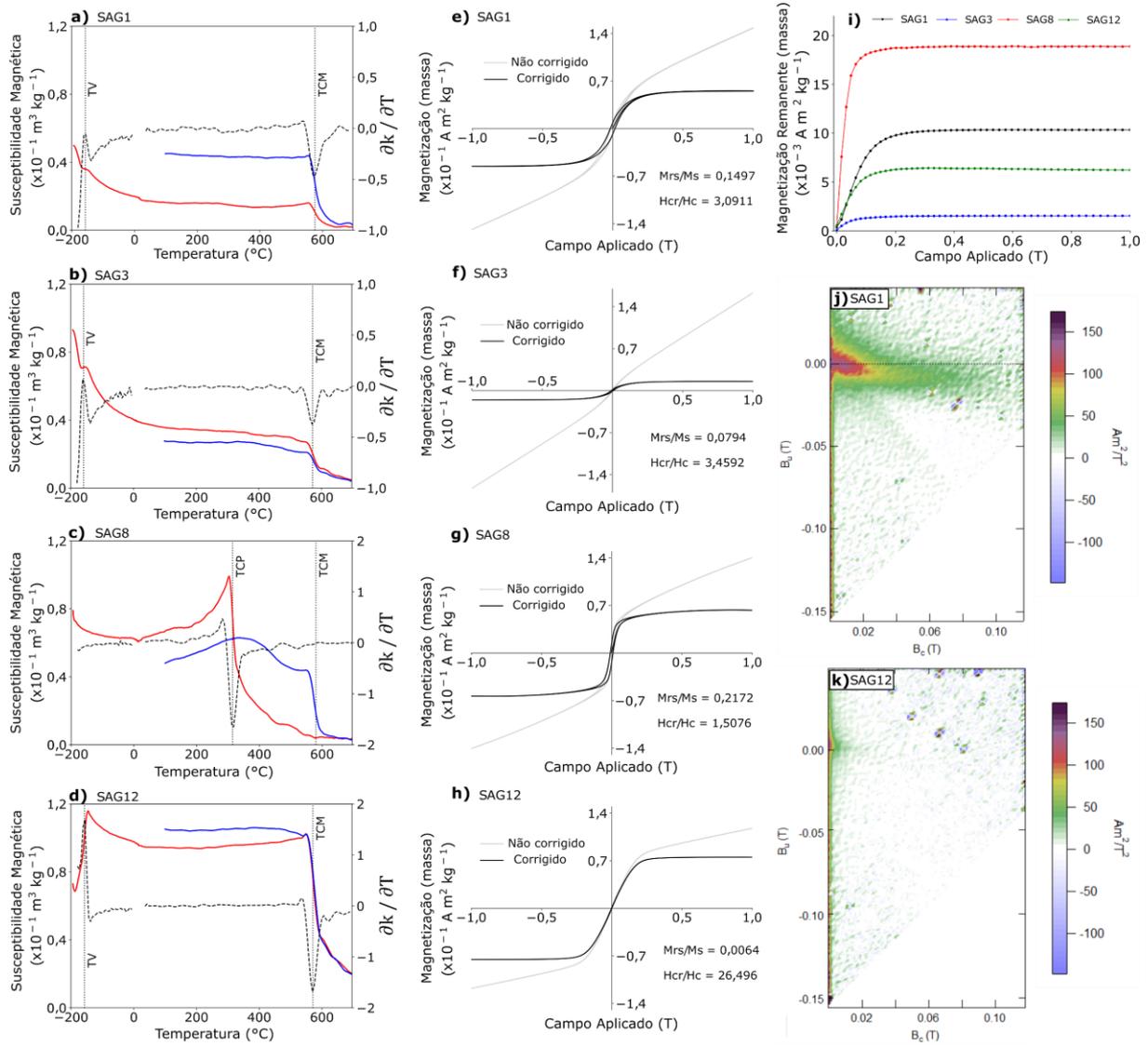


Figura 36: Análises de mineralogia magnética representativas das rochas encaixantes. Curvas termomagnéticas (a-d), o eixo y é a maior parte da susceptibilidade magnética normalizada pela densidade aparente. As linhas vermelhas representam o ciclo de aquecimento e as linhas azuis representam o ciclo de resfriamento. Curvas de histerese (e-h) e aquisição de IRM (i) para os mesmos sítios, o momento magnético foi normalizado pela massa gerando a magnetização por massa. Os diagramas do FORC aplicados para um local próximo ao contato com o CISA (j) e um relativamente longe deste último (k). TV = transição de Verwey, TCM = temperatura de Curie de magnetita e TCP = temperatura de Curie de pirrotita.

4.3.2 Anisotropia de susceptibilidade magnética no CISA e encaixante

O presente trabalho apresenta os estudos magnéticos referentes às encaixantes do CISA de forma a completar o banco de dados já confeccionado por (Temporim et al., 2020b). A susceptibilidade magnética k é basicamente descrita como a quantidade de magnetização que um material adquire quando um campo é aplicado, apesar de que em minerais ferromagnéticos (*sensu latu*) essa propriedade é não linear enquanto em um campo magnético baixo ela é reversível e linear. Dessa forma, a anisotropia pode ser determinada e geometricamente representada como um elipsoide triaxial (k_1 , k_2 e k_3) apresentando um tensor de segunda ordem (Collinson, 1983). A técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética (AMS) foi aplicada para investigar as principais direções de foliação magnética (k_1 - k_2 , o plano ortogonal a k_3) e lineação magnética (k_1) presentes nas rochas encaixantes. Para tal objetivo, testemunhos foram amostrados (Figura 37.A) em 15 sítios ao redor do CISA com diferentes distâncias do contato, as amostras foram extraídas com o auxílio de uma furadeira portátil à gasolina equipada com uma broca de diamante e refrigerada a água. Em cada local foram extraídos, de em posições aleatórias no afloramento, pelo menos 8 furos com comprimento aproximado de 15 cm e 2,5 cm de diâmetro. Os quais foram orientados com o auxílio de um orientador obtendo-se as orientações solares e magnéticas. Essas amostras foram posteriormente devidamente marcadas e serradas em discos cilíndricos de 2,2 cm de comprimento (Figura 37.B), dimensões mais próximas possíveis de uma esfera para evitar a anisotropia de forma dos espécimes, gerando um total de 163 amostras para análise magnética e cálculo da densidade das rochas.

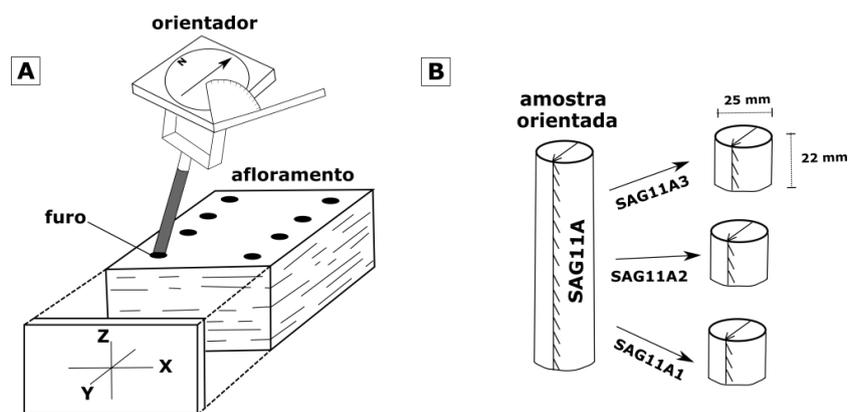


Figura 37: (A) esquematização da orientação dos furos de sondagem e em (B) a preparação para análises magnéticas que, por sua vez, envolve a marcação e posteriormente o corte em espécimes de formato cilíndrico. Modificado de Bouchez (1997).

A ASM à campos baixos foi medida com o equipamento multifuncional Kappabridge MFK1-FA (AGICO, 300 A/m e campo alternado a 970 Hz), Figura 38, localizado no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) e os dados foram processados no *software* Anisoft5 (AGICO). As direções médias dos três eixos do ASM (K_1 , K_2 e K_3) foram obtidas, bem como os demais parâmetros anisotrópicos definidos pela Tabela 3, como K_m (susceptibilidade magnética média), P (grau de anisotropia) e T (forma). Além disso, obteve-se a dispersão interna para cada eixo do AMS (ϵ_{12} , ϵ_{23} e ϵ_{31}) (Jelinek, 1981). Com os resultados obtidos, foi feita a média dos parâmetros anisotrópicos em cada sítio amostrado nas encaixantes que, por sua vez, foram compilados aos resultados pré-existentes de anisotropia das rochas do CISA (extraídos de Temporim et al. 2020b), e ambos estão dispostos na Tabela 4:



Figura 38: Equipamento multifuncional Kappabridge MFK1-FA utilizado para aquisição da ASM.

Tabela 4: Compilação dos parâmetros e direções obtidas com ASM para as rochas intrusivas do CISA e suas encaixantes.

Sítio (n)	N	Coordenadas Geográficas		Dado Escalar			Direção dos Eixos Principais					
		Latitude (S)	Longitude (O)	$K_m (10^{-3}SI)$	P	T	K_1	$\epsilon_{12} (K_1)$	K_2	$\epsilon_{23} (K_2)$	K_3	$\epsilon_{31} (K_3)$
CISA (Retirado de Temporim et al. 2020b)												
Gabronorito												
SA23	20	41° 26' 54,866''	20° 41' 57,902''	98,2	1,355	0,210	67/ 27	8/2,8	158/2	8/3,9	252/63	4,1/2,8
SA40	25	41° 25' 59,143''	20° 42' 06,591''	28,9	1,102	0,172	31/9	12,1/3,1	293/39	11,6/3,6	132/49	6,4/3,9
SA41	12	41° 25' 47,821''	20° 42' 07,206''	89,1	1,175	0,490	327/30	15,1/2,8	230/12	15,2/3,1	121/57	5,2/2,0
SA42	18	41° 26' 32,991''	20° 41' 40,204''	112,5	1,230	0,666	173/3	13,3/2,7	82/6	13,2/2,1	292/83	3,3/2,1
SA43	21	41° 25' 47,953''	20° 40' 37,939''	61,4	1,266	0,252	17/6	9,4/1,7	107/3	9,7/2,5	221/83	3,6/1,8
SA44	16	41° 27' 45,769''	20° 40' 22,646''	42,1	1,261	0,426	48/8	7,1/4,6	146/45	6,9/3,3	310/43	5,2/2,8
SA45	15	41° 27' 28,499''	20° 40' 52,669''	102,7	1,464	0,774	144/16	2,1/5,2	236/5	20,6/3,1	341/73	7,5/2,2
SA49	16	41° 21' 52,343''	20° 39' 55,802''	82,0	1,277	0,866	309/44	18,4/7,5	211/8	18/7,1	113/44	10,4/4,2
SA61	14	41° 25' 18,916''	20° 39' 05,051''	36,9	1,201	0,047	66/55	8,3/7,6	171/10	10,0/5,6	268/33	9,3/6,8
Mistura de Magmas												
SA26	19	41° 26' 17,640'	20° 41' 17,796''	52,3	1,419	0,721	50/6	16,6/2,4	319/3	16,5/5,8	204/83	6,0/3,5
SA28	16	41° 24' 30,068''	20° 40' 44,949''	56,1	1,340	0,399	68/41	19/7	159/1	20/85	250/49	14,5/10,4
SA29	12	41° 24' 25,520''	20° 41' 18,496''	47,2	1,759	0,111	7/40	14,6/2,6	100/3	14,7/1,9	195/50	7,5/2,1
SA31	21	41° 28' 14,073''	20° 43' 24,733''	68,3	2,049	-0,427	51/85	2,6/2	315/1	7,5/2,6	225/5	7,5/2,1
SA36	18	41° 25' 51,291''	20° 43' 15,260''	46,0	1,245	0,384	315/46	9,9/5	222/3	11,3/2,8	130/44	6,7/5,4
SA37	10	41° 25' 37,141''	20° 42' 39,409''	30,7	1,263	0,102	187/60	4,3/4	334/25	4,3/3,3	71/14	4,4/2,7
SA54	18	41° 22' 31,193''	20° 38' 10,851''	42,5	1,553	-0,213	94/77	1,9/0,9	299/12	3,7/1,8	208/5	3,7/1,1

SA55	12	41° 23' 8,249"	20° 38' 19,800"	39,1	1,274	-0,282	91/79	4,1/2,0	248/10	13,4/2,7	339/4	13,1/2,0
SA56	9	41° 23' 2,494"	20° 38' 38,344"	42,6	1,260	-0,149	111/67	15,4/6,8	205/1	13,9/9,4	295/23	14,4/9,2
SA57	16	41° 22' 54,691"	20° 38' 33,998"	37,3	1,291	0,044	133/65	9,0/6,4	230/3	11,1/8,0	321/25	10,5/6,7
SA58	13	41° 23' 22,968"	20° 38' 00,384"	76,6	1,746	-0,243	135/57	7,9/2,6	274/26	9,0/4,0	14/18	9,2/2,6
SA59	15	41° 24' 43,889"	20° 38' 18,665"	2,2	1,249	-0,008	54/34	5,2/1,8	169/32	3,2/2,1	290/39	5,0/2,4
SA66	16	41° 22' 53,633"	20° 37' 39,366"	3,1	1,306	-0,711	123/61	13,7/3,4	228/8	42,0/5,8	322/27	42,4/5,2
Granito												
SA24	20	41° 27' 54,268"	20° 42' 09,602"	25,8	1,568	-0,701	103/46	6,1/4,1	256/41	18,4/4,1	358/14	18,4/6,0
SA25	25	41° 27' 19,640"	20° 41' 23,839"	7,1	1,189	0,753	90/47	29,9/5,0	191/11	29,7/6,3	291/41	8,3/4,6
SA27	22	41° 24' 21,061"	20° 42' 32,806"	21,2	1,581	0,114	170/79	9,7/3,7	32/8	15,2/6,3	300/7	14,4/5,3
SA32	17	41° 27' 55,747"	20° 43' 38,877"	47,9	1,794	-0,322	113/72	6,8/4,8	273/17	9,4/6,7	4/6	9,4/4,9
SA33	15	41° 26' 54,195"	19° 55' 15,506"	56,3	1,414	-0,158	15/68	8,3/4,1	273/5	9,3/4,3	181/21	10/7,3
SA34	9	41° 26' 42,743"	20° 43' 39,204"	21,0	1,170	0,166	51/22	25/3,3	320/3	24,9/3,3	223/68	5,6/2,4
SA47	17	41° 24' 43,815"	20° 39' 56,775"	66,3	1,581	-0,049	65/39	10,6/6,5	164/11	6,9/5,6	267/49	10,6/5,3
SA50	9	41° 22' 22,077"	20° 39' 44,341"	52,5	1,041	0,453	20/82	26,0/9,0	200/7	26,0/8,5	110/0	10,7/7,1
SA51	14	41° 22' 14,207"	20° 40' 31,424"	16,8	1,040	-0,267	241/11	29,8/22,7	142/40	62,8/27,0	343/48	62,8/21,9
SA52	18	41° 20' 50,907"	20° 39' 11,617"	12,8	1,650	-0,145	196/90	7,2/4,5	322/0	12,9/4,4	52/0	13,6/5,0
SA53	18	41° 21' 29,632"	20° 38' 31,818"	12,9	1,466	0,302	203/46	14,3/8,4	313/18	16,3/6,4	59/38	14,2/6,6
SA60	21	41° 25' 10,870"	20° 38' 43,286"	60,0	1,802	0,104	54/35	7,9/3,0	197/49	7,8/3,0	310/19	9,1/3,0
SA62	9	41° 28' 31,721"	20° 40' 19,192"	10,4	1,858	0,394	125/69	5,0/4,2	27/3	9,4/4,5	295/21	9,7/2,5
SA64	10	41° 28' 02,715"	20° 40' 34,626"	11,6	1,636	0,197	123/43	5,5/4,7	22/11	5,5/3,5	281/44	6,4/2,6
SA65	10	41° 28' 16,629"	20° 41' 12,622"	36,7	1,602	-0,498	159/59	4,6/3,2	395/30	10,1/3,2	257/5	9,5/3,2
Granito Foliado												
SA22	10	41° 28' 59,671"	20° 44' 06,497"	106,1	1,076	0,756	160/74	40,3/7,0	307/13	40,1/6,5	39/8	9,9/4,2
SA30	13	41° 28' 49,131"	20° 43' 51,599"	4,6	1,214	-0,289	140/83	6,5/3,8	335/6	8,3/4,8	245/2	7,9/5,1
SA38	10	41° 26' 25,051"	20° 42' 17,245"	77,0	1,155	-0,364	43/43	12/4,0	258/41	17/5,0	151/18	14,1/5

SA46	10	41° 28' 41,535"	20° 41' 38,140"	9,3	1,347	0,169	53/61	3,2/2,3	173/15	3,4/1,5	270/24	2,4/1,6
SA48	13	41° 22' 31,978"	20° 40' 56,861"	41,0	1,296	-0,058	82/75	7/5,0	273/15	11,7/6,3	182/3	11,7/4,8
SA67	6	41° 22' 51,762"	20° 36' 39,056"	16,9	1,716	-0,332	160/77	10,7/2,6	289/8	9,7/5,1	20,0/10	8,3/4,3
Encaixantes												
SAG01*	18	20° 44' 20,975"	41° 29' 10,032"	10,520	1,435	0,007	49,1/72,2	6,3/4,4	145,9/2,2	10,1/5,9	236,6/17,6	10,1/3,9
SAG02*	11	20° 41' 36,640"	41° 29' 35,849"	0,1029	1,181	0,547	50,0/44,7	11,7/3,9	189,0/37,4	17,5/9,3	296,7/21,8	16,2/3,5
SAG03*	8	20° 39' 22,563"	41° 28' 47,726"	1,4090	1,206	0,055	45,2/34,3	8,7/2,9	148,8/19,0	6,1/4,1	262,5/49,4	9,6/3,6
SAG05*	10	20° 37' 47,193"	41° 27' 46,096"	4,1780	1,460	-0,092	89,4/47,4	17,4/10,2	317,5/31,6	21,7/14,4	210,5/25,4	19,8/9,9
SAG06**	10	20° 44' 48,565"	41° 27' 35,763"	0,9763	1,315	0,448	88,6/37,8	12,5/9,4	289,6/50,3	10,6/6,6	186,8/10,4	12,7/6,0
SAG07**	10	20° 44' 44,973"	41° 26' 23,895"	0,1896	1,143	0,155	86,4/34,6	13,9/7,5	299,3/50,6	8,8/7,1	188,2/16,5	13,3/7,4
SAG08**	10	20° 42' 47,169"	41° 24' 14,482"	0,3806	1,044	0,099	32,0/37,7	12,3/9,6	249,0/46,0	20,1/8,4	137,7/19,3	19,0/11,1
SAG09*	10	20° 42' 36,897"	41° 20' 13,710"	0,1678	1,144	0,505	51,9/25,9	9,5/3,9	147,8/11,9	12,5/6,7	260,2/61,1	10,9/4,2
SAG10*	11	20° 39' 26,133"	41° 17' 29,040"	7,7600	1,325	-0,351	30,7/51,9	14,8/13,3	122,1/1,1	17,4/13,7	212,9/38,1	17,0/13,9
SAG11*	8	20° 35' 00,757"	41° 18' 51,722"	11,100	1,419	-0,118	95,7/54,7	13,5/8,4	291,3/34,3	17,6/12,3	196,2/7,4	17,7/9,5
SAG12*	7	20° 35' 50,463"	41° 23' 00,674"	2,3140	1,307	-0,098	100,0/64,2	12,8/5,9	258,7/24,3	16,9/4,7	352,5/8,3	18,4/9,0
SAG13*	10	20° 43' 59,181"	41° 23' 48,320"	0,1778	1,166	0,593	66,2/18,7	11,6/1,4	320,0/39,5	13,8/3,9	175,7/44,6	10,4/2,6
SAG14*	10	20° 40' 47,386"	41° 29' 58,773"	0,321.8	1,169	0,655	99,5/50,5	7,8/1,7	359,0/8,6	8,4/1,8	262,1/38,2	4,5/1,5
SAG15*	10	20° 40' 34,340"	41° 31' 10,956"	0,324.2	1,119	0,426	68,5/41,8	6,7/2,9	172,5/15,2	6,8/6,3	277,8/44,3	6,4/2,8
SAG16*	10	20° 39' 40,848"	41° 32' 21,010"	0,180.8	1,183	0,586	101,1/49,9	7,7/2,8	1,4/8,0	10,8/5,2	264,9/38,9	9,2/2,7

* Ortoganisses; ** Paragnaises

As rochas ígneas do CISA possuem o grau de anisotropia magnética P (Nagata, 1961) em geral de altos valores, variando entre 1,076 e 2,049 (Tabela 4), com valor médio de 1,436. Todavia, ao agrupar os valores P de acordo com seu posicionamento dentro do complexo intrusivo nota-se que existe uma correlação direta entre a posição dos sítios e o P (Figura 39.A), enquanto que os pontos amostrados nos granitos de bordas e dentro da zona de cisalhamento interna possuem, respectivamente, o parâmetro anisotrópico médio de 1,623 e 1,678. Já as rochas presentes nas porções centrais dos lóbulos possuem um grau anisotrópico médio de 1,341. Apesar de P não refletir diretamente o grau de deformação sofrido pelas rochas, esse parâmetro assume valores muito mais elevados nas rochas em que há evidências da deformação em estado sólido. Já nos sítios presentes na encaixante os valores de P são menores do que aqueles observados dentro do plúton, variando entre 1,044 e 1,435 (Tabela 4), com uma média de 1,244. De acordo com Bouchez (1997) e Rochette et al. (1992) o valor do parâmetro anisotrópico é dependente da quantidade de magnetita na fábrica mineral da rocha e, portanto, é natural que os valores de P para a encaixante, cujo é típico de material para magnético (K_m na ordem de 10^{-5}), sejam inferiores aos valores apresentados pelas rochas de comportamento ferromagnético (*latu sensu*) do complexo intrusivo (K_m de ordem 10^{-3}).

O parâmetro T (Hrouda, 1982) é utilizado para caracterizar a forma do elipsoide de ASM e dessa forma, o tipo de fábrica, no qual valores negativos indicam uma trama prolata, enquanto valores positivos revelam uma trama oblata. No complexo intrusivo são observados valores de T variando entre -0,711 e 0,866, já na encaixante os valores de T variam entre -0,118 e 0,655 (Figura 39.B, Tabela 4). O gráfico P x T (Figura 39.C) indica que o elipsoide ASM das amostras são do CISA e da encaixante podem transitar entre prolatos e oblatos, entretanto para valores negativos de T (fábrica prolata) a anisotropia magnética (P) tende a ser maior, ao passo que valores positivos de T (fábrica oblata) tendem a demonstrar menores valores de anisotropia.

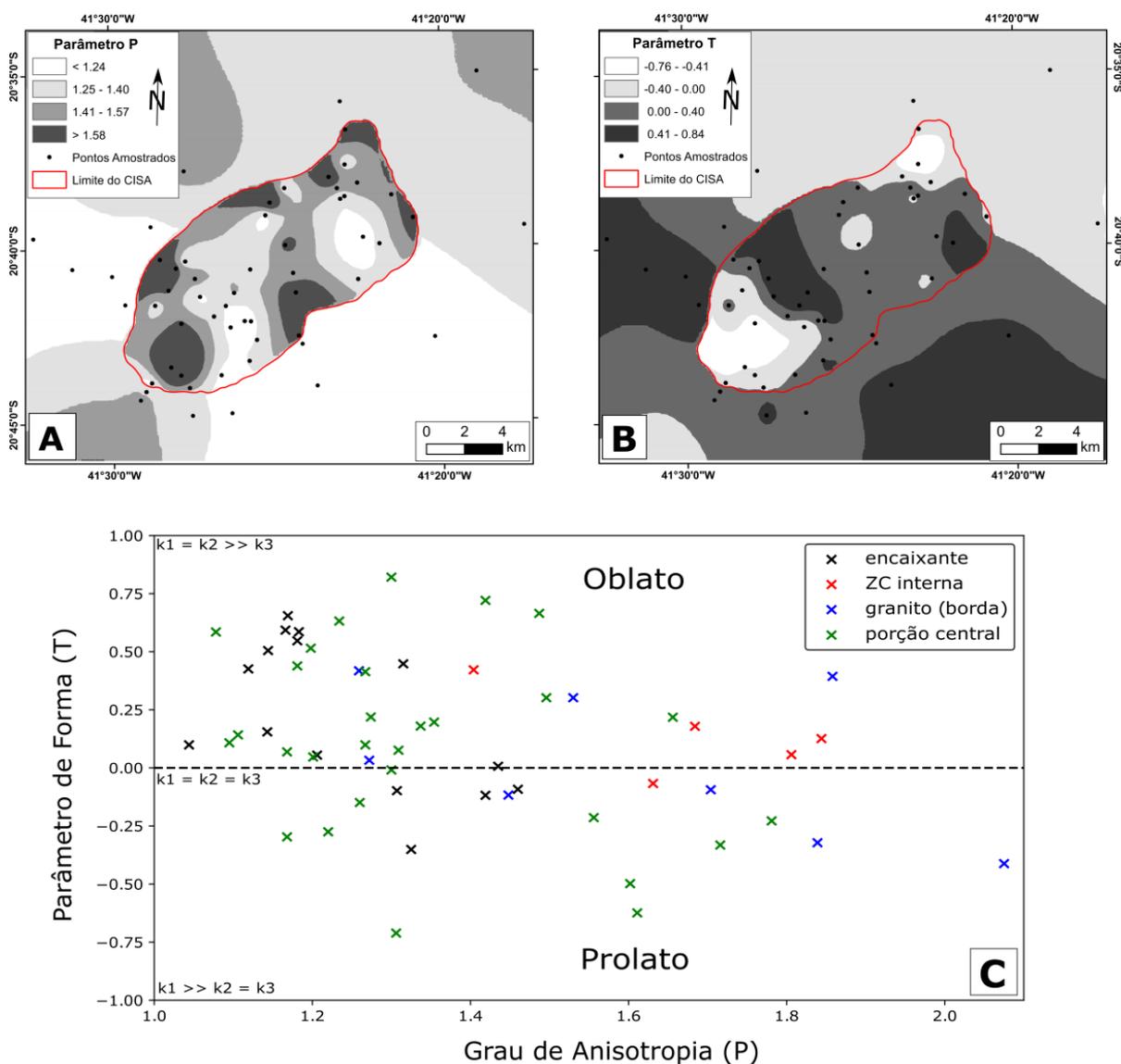


Figura 39: (A) e (B) respectivas distribuições geográficas dos parâmetros de grau de anisotropia e de forma, interpolados (plúton separadamente da encaixante) pelo método da mínima curvatura. Em (C) o *plot* P x T mostrando a distribuição da fábrica magnética para as rochas do plúton e da encaixante.

A distribuição dos dados de ASM de todo o CISA e de suas encaixantes pode ser observado na Figura 40.a. A foliação e a lineação magnética (Figura 40.b e Figura 40.c, respectivamente), assim como o parâmetro P, apresentam grande variação de acordo com a sua posição dentro do CISA. Numa análise nos grupos separadamente observa-se que nos granitos da borda ambas, foliação e lineação, tende a ser verticalizadas e ao mesmo

tempo circundam o contato, muito provavelmente provocado por seu evento de colocação, o qual foi responsável pela foliação de borda. Na porção central dos lóbulos é notável a diferença descrita por Temporim et al. (2020a) na qual, o Lóbulo Sudoeste apresenta foliações e lineações magnéticas muito mais horizontalizadas do que aquelas observadas no Lóbulo Nordeste com foliações e lineações muito mais verticalizadas. Contudo, em ambos os lóbulos a tendência é concêntrica com mergulho em direção ao núcleo máfico (Figura 40.b, c). A zona de cisalhamento interna possui foliação magnética majoritariamente na direção NNW-SSE com mergulhos em ângulos relativamente altos relativamente ($>50^\circ$) para a direção ENE, nota-se que a lineação magnética se situa mesma direção do mergulho, indicando que o estiramento mineral ocorre na direção do mergulho verdadeiro do plano (cinemática do tipo *dip-slip*). Por outro lado, na encaixante ocorre uma dualidade no comportamento, pois, uma vez que próxima à região de contato com o plúton ambas, foliação e lineação, tendem a uma verticalização e a mergulhar para a direção do contato, similar ao que ocorre com o granito de borda concordante com o modelo de colocação de diapirismo proposto por (Bayer et al., 1987). Entretanto, ao se afastar desse contato é notável que a direção retoma ao comportamento regional do orógeno Araçuaí (*trend* NNE-SSW) ou para o *trend* da zona de cisalhamento Guaçuí (NE-SW). Apesar disso, até distâncias de aproximadamente 4 km do contato ainda são observadas deflexões na foliação da encaixante provocada pela deformação associada ao processo de colocação do plúton.

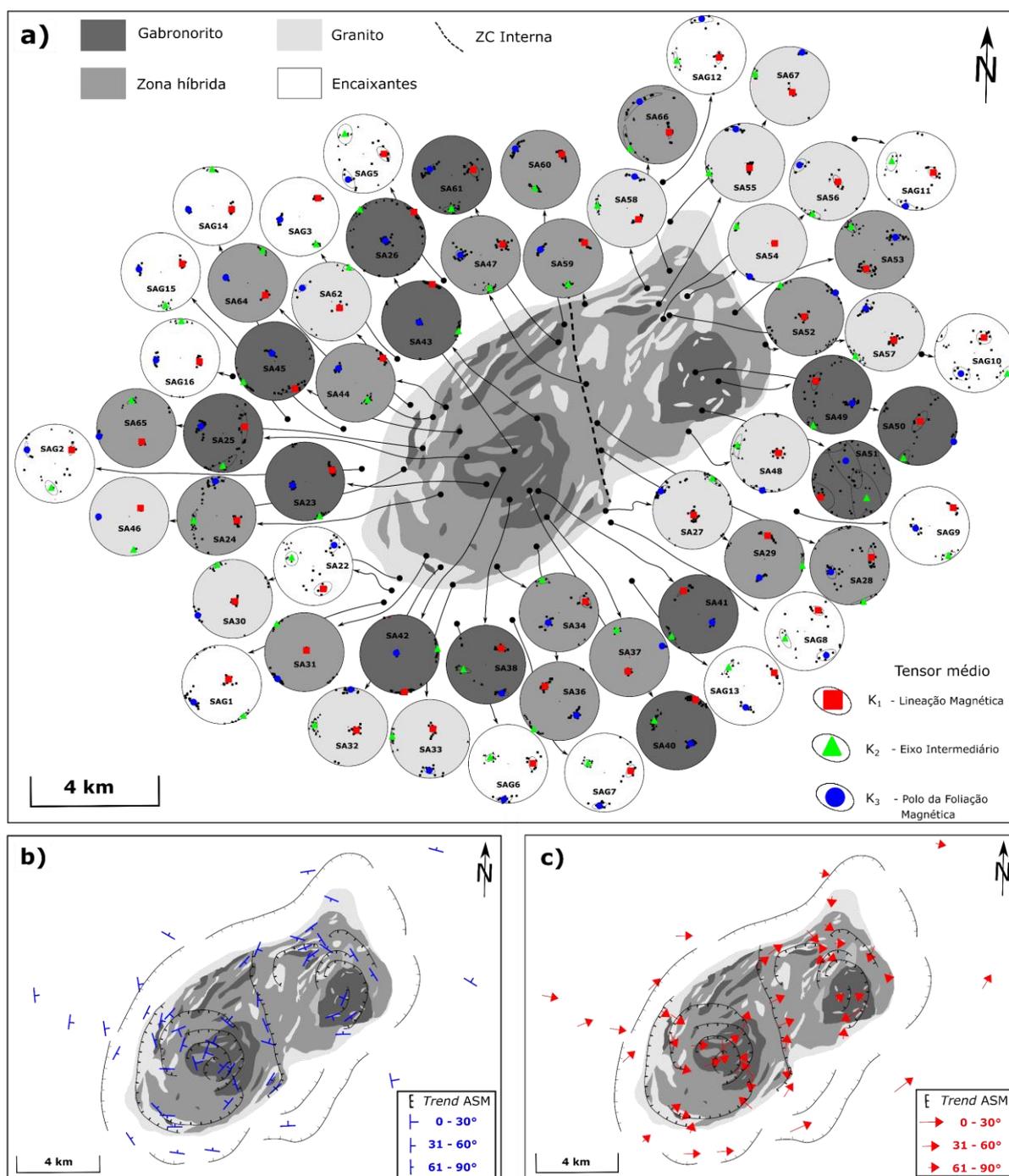


Figura 40: (a) Resultados de anisotropia de suscetibilidade magnética para cada sítio de amostragem no CISA (compilado com os dados de Temporim et al. 2020b) e suas encaixantes. Distribuição das (b) foliações magnéticas médias (plano ortogonal a k_3) e (c) lineações magnéticas médias (k_1) para cada sítio e a tendência estrutural interpretada. As médias foram determinadas usando 7–10 medições por sítio.

4.3.3 Anisotropia de magnetização remanente anisterética das encaixantes

A anisotropia de magnetização remanência anisterética (AMRA) é adquirida ao expor a amostra a um campo magnético alternado. A forma de onda do campo magnético alternado é uma senóide com diminuição linear na magnitude com o tempo. Os instrumentos típicos permitem a desmagnetização em campos alternados de no máximo de 100 mT, geralmente uma análise do espectro de coercividade, campo necessário para que a magnetização seja nula, é feita para identificar a intensidade necessária para desmagnetizar a amostra. A frequência da forma de onda sinusoidal é comumente de 400 Hz, e o tempo de decaimento do campo, do valor máximo para zero, é de aproximadamente 1 minuto, os equipamentos que realizam a técnica possuem em geral estruturas responsáveis por girar a amostra em todas as direções tornando a desmagnetização uniforme (Butler, 1992). O intuito do método é remover a magnetização remanente original. Posteriormente a esse procedimento a amostra é novamente sujeita a um campo magnético constante de intensidade e direção conhecidas.

A AMRA é geralmente medida com o objetivo de isolar a contribuição de minerais que guardam remanência (ferromagnéticos) da matriz dia e paramagnética e, assim como na ASM, também pode ser expressa na forma de tensores $M_1 > M_2 > M_3$ (Jackson, 1991; Trindade et al., 1999). O tensor de ASM é uma resultante da contribuição de todos os minerais (ferro, dia e paramagnéticos) que compõe a rocha, mas como a AMRA isola apenas a contribuição dos minerais ferromagnéticos (*sensu latu*), então, se os tensores obtidos em ambos os métodos forem similares, isto significa que a contribuição da fábrica magnética da rocha é essencialmente ferromagnética (Jackson, 1991; Trindade et al., 2001).

Complementando as medidas de AMS, o método de anisotropia anisterética de magnetização remanescente (AARM) foi aplicado nos sítios: SAG1, SAG3, SAG8 e SAG12 (6 espécimes de cada) para investigar contribuição ferromagnética (*sensu latu*) na trama mineral. Já que minerais paramagnéticos e diamagnéticos são incapazes de reter uma magnetização remanente, como proposto por Jackson (1991). As amostras foram

desmagnetizadas em campo alternado de 100 mT, utilizando o equipamento LDA-3 (AGICO), Figura 41.A, também localizado no Laboratório de Paleomagnetismo, decaindo à zero no período de um minuto. Posteriormente, as amostras foram magnetizadas em um campo contínuo de 50 mT, valor escolhido após uma análise do espectro de magnetização remanente, seguindo o protocolo de 12 posições (6 paralelas e 6 antiparalelas) e, assim, a magnetização remanente de cada posição foi obtida por meio do magnetômetro giratório JR-6, Figura 41.B, com o auxílio do *software* Rema6 (AGICO) e processados, também usando o *software* Anisoft5, para obter as direções médias dos três eixos de magnetização remanentes. Semelhantes ao AMS, os dados AARM podem ser representados geometricamente como um elipsoide triaxial (M_1 , M_2 e M_3). Para uma análise mais detalhada, nos sites SAG1 e SAG12 foram aplicadas etapas adicionais para aquisição de AARM consistindo na magnetização em um campo contínuo de 100 mT seguida pela desmagnetização em um campo alternado de 70 mT em cada posição, portanto, foi possível extrair duas direções parciais, sendo elas as assinaturas de alta e baixa coercividade nesses sites. Os tensores de remanência foram determinados utilizando os parâmetros estatísticos apresentados na Tabela 3.

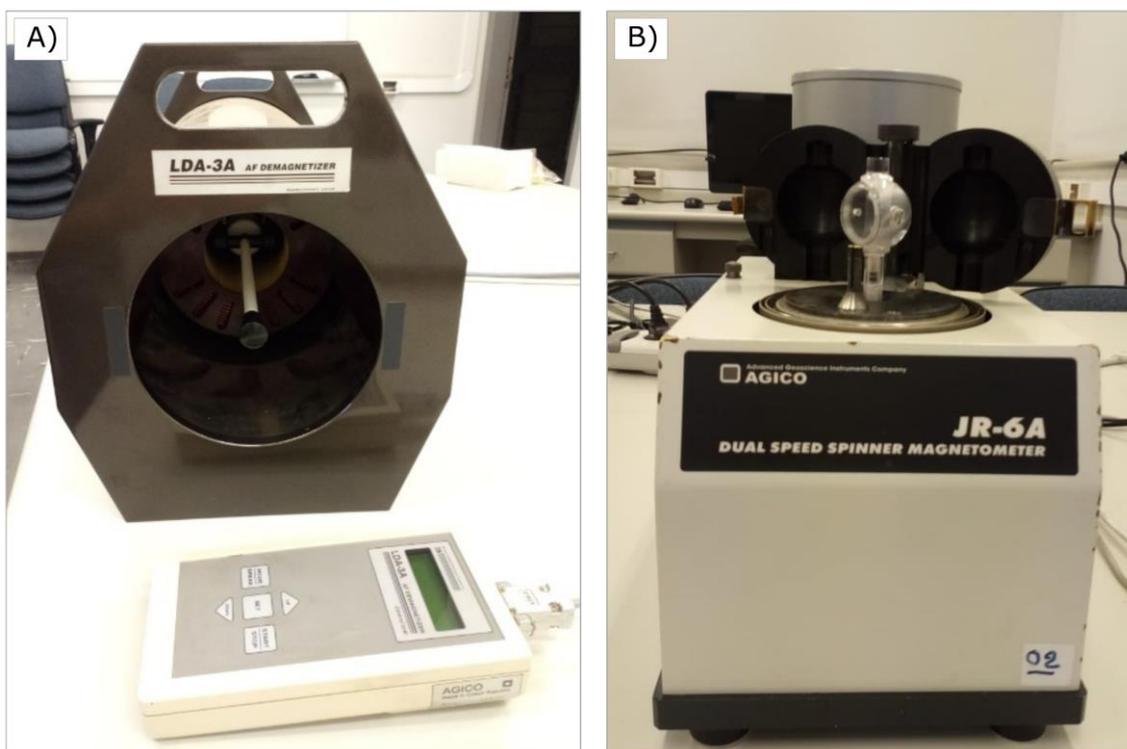


Figura 41: Equipamentos utilizados para a aquisição da AARM. A) Desmagnetizador/magnetizador LDA-3. B) Magnetômetro giratório JR-6.

A Figura 42 mostra os resultados AMS e AARM para as rochas encaixantes. O padrão da fábrica magnética AMS e AARM são coincidentes para todos os espécimes com resposta de magnetização remanente medida entre 0 e 50 mT, atestando o papel dominante dos minerais de domínio MD, principalmente magnetita. Estudos petrográficos das encaixantes revelam minerais opacos anédricos alongados com orientação cristalina preferencial paralela à orientação de biotita, anfibólio e feldspatos, Temporim et al. (2020a) também comprova esse mesmo comportamento para as rochas presentes no CISA. Já a resposta AARM de alta coercividade (>50 mT) também é semelhante ao AMS para o site SAG01 (próximo ao contato com o CISA), enquanto o site SAG12 (mais distante do contato) não mostra nenhuma semelhança entre esses dados. Assim, essa diferença pode ser explicada com a técnica FORC que, por sua vez, mostra que o primeiro sítio possui uma resposta PSD (Figura 36.j). Enquanto, o segundo tem

apenas resposta MD (Figura 36.k) e, conseqüentemente, não pode mostrar uma contribuição de alta coercividade porque não há minerais PSD e/ou SD suficientes.

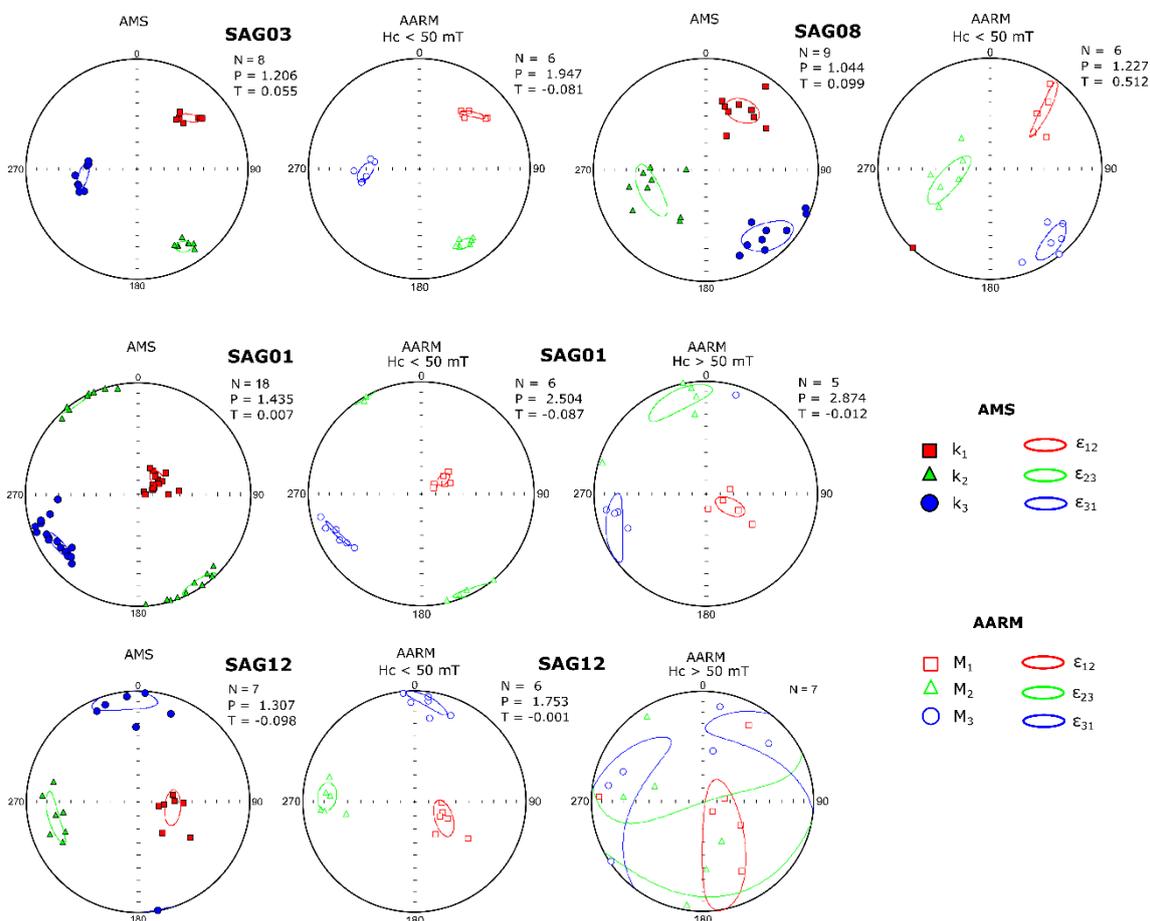


Figura 42: Comparação das direções AARM e AMS para os sites SAG01, SAG03, SAG08 e SAG12. Enquanto ASM é a resposta magnética em massa de todos os minerais (dia, para e ferromagnéticos), a AARM isola a resposta dos minerais capazes de reter magnetização, ou seja, a fase ferromagnética e, neste caso, é quase exclusivamente controlado pela anisotropia de forma da magnetita MD.

Capítulo V – Análise Microestrutural

5.1 Mecanismos de deformação

Na natureza existem múltiplos mecanismos causadores de deformação reversível e permanente em rochas sólidas, tal processo depende, em grande parte das condições como: (i) pressão, (ii) temperatura e (iii) composição mineralógica. A deformação reversível ou elástica ocorre em todo material e não se preserva no registro geológico. Entretanto a deformação se torna permanente quando o limite elástico do material é atingido, sendo que essa deformação se manifesta como estruturas de caráter rúptil ou dúctil, e podem ser facilmente distinguidas em microescala com o auxílio de um microscópio petrográfico (Vernon, 2018).

A deformação rúptil se dá pela formação de fraturas através e/ou entre os cristais, tendo como resultado fragmentos que se movem em relação uns aos outros. Microestruturas rúpteis – como a textura cataclástica, fraturas e falhas – comumente ocorrem na crosta superior (Vernon, 2018) e, portanto, são vistas com mais frequência nos primeiros 10 km de profundidade (temperatura < 300 °C) (Fossen, 2016). Neste intervalo o quartzo, que é o mineral composicionalmente dominante na crosta continental superior tem o comportamento reológico rúptil (Fossen, 2016; Stipp et al., 2002).

Na deformação dúctil, o formato e tamanho dos grãos mudam e a movimentação ocorre sem a presença de fraturamentos ou perda de coesão (Passchier & Trouw, 2005), pelo chamado fluxo em estado sólido. Essas microestruturas predominam em níveis crustais médios superiores a 15 km, onde a temperatura faz com que os minerais formadores de rochas crustais se comportem ductilmente (Fossen, 2016). No intervalo de 10-15 km, chamada de zona de transição rúptil-dúctil, em temperaturas de cerca de ~300-550°C, essa transição se dá principalmente pela dualidade comportamental dos minerais formadores de rochas predominantes, onde o quartzo se encontra em estado dúctil e os feldspatos no estado rúptil (Fossen, 2016).

Dois principais mecanismos controladores da deformação no estado sólido são a recuperação e a recristalização (Vernon, 2018), ambos os processos são prefixados pelo

o termo "dinâmico" que os distingue do termo "estático". Recuperação e recristalização dinâmica podem ocorrer simultaneamente, dessa forma, um cristal (ou parte de um cristal) pode sofrer recuperação enquanto outro (ou outra parte de um mesmo cristal) pode recristalizar (White, 1977). Ambos os processos contribuem para uma redução na energia de deformação intracristalina.

5.1.1 Recuperação

A recuperação inclui todos os processos que tentam retornar um cristal ao seu estado indeformado sem a formação de limites de alto ângulo (alta energia) (Hobbs et al., 1976), sendo assim, responsável pela remoção dos defeitos na estrutura interna cristalina (Figura 43) sem a formação de novos grãos. Estes defeitos são responsáveis pelas evidências de deformação como, por exemplo, a denominada extinção ondulante. Durante a recuperação ocorre o processo de deslocamento dos defeitos cristalinos (*dislocation creep*) ao longo da rede cristalográfica dos minerais, sem a perda de coesão ou fraturamentos. Por outro lado, quando o deslocamento dos defeitos cristalinos ocorre paralelamente aos planos cristalográficos, o mecanismo atuante é denominado *dislocation climb* (Vernon, 2018).

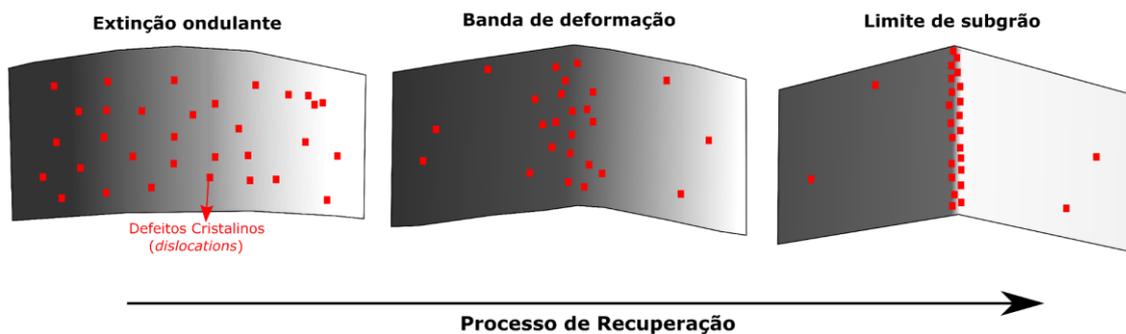


Figura 43: Evolução do processo de recuperação dinâmica (modificado de Passchier & Trouw, 2005).

Quando a deformação atua em baixas temperaturas, as taxas de deslocamentos (formação e movimentação dos defeitos cristalinos) é muito alta para que a recuperação seja eficiente. Entretanto, conforme com que a temperatura aumenta, a recuperação tende a se tornar maior que a produção de deslocações (Stipp et al., 2002) e, logo, os

mecanismos de deslocamento atuam para movimentação/geração de limites dentro dos cristais formando subgrãos (Figura 43). Estes podem ser entendidos como partes de um cristal que são separadas das partes adjacentes por limites discretos e nítidos, mas com uma baixa variação no ângulo ($< 10^\circ$) da orientação ótica (Passchier & Trouw, 2005).

5.1.2 Recristalização

A recristalização é responsável formação de volumes livres de deformação pela criação e/ou movimentação dos limites de um grão em resposta a deformação sob um mesmo mineral e juntamente a recuperação é responsável pela redução na densidade de deslocações em minerais deformados (Passchier & Trouw, 2005). A recristalização dinâmica atua basicamente através de três mecanismos: migração de bordas (*bulging recrystallisation* - BLG); rotação de subgrão (*subgrain rotation* - SGR); e migração de borda de alta temperatura (*high-temperature grain boundary migration* – GBM), sendo a intensidade das condições metamórficas em ordem crescente para tais mecanismos.

Na migração de bordas do tipo *bulging* (BLG) a mobilidade das bordas dos cristais é usualmente localizada. O grão com menos densidade de deslocações tende a se projetar para dentro do outro com maior densidade de deslocações (Figura 44.a) e com o avanço do processo formam-se pequenos cristais independentes (Stipp et al., 2002).

A recristalização por rotação de subgrão (SGR) ocorre em os cristais deformados que sofreram recuperação e formaram subgrãos. As deslocações são continuamente adicionadas à borda do subgrão, provocando mudanças no ângulo de orientação ótica destes até que esta seja diferente daquela apresentada pelo cristal relíquia (Figura 44.b). Esse processo ocorre em temperaturas superiores ao BLG (Stipp et al., 2002).

A recristalização por migração de bordas em alta temperatura (GBM) pode “varrer” todo o cristal e remover tanto deslocações quanto subgrão (Figura 44.c), podendo gerar cristais recristalizados e “livre de evidências deformação”, ou seja, livre de extinção ondulante e subgrão (Stipp et al., 2002). As bordas dos grãos gerados por este mecanismo são lobadas e os contatos com formato ameboide.

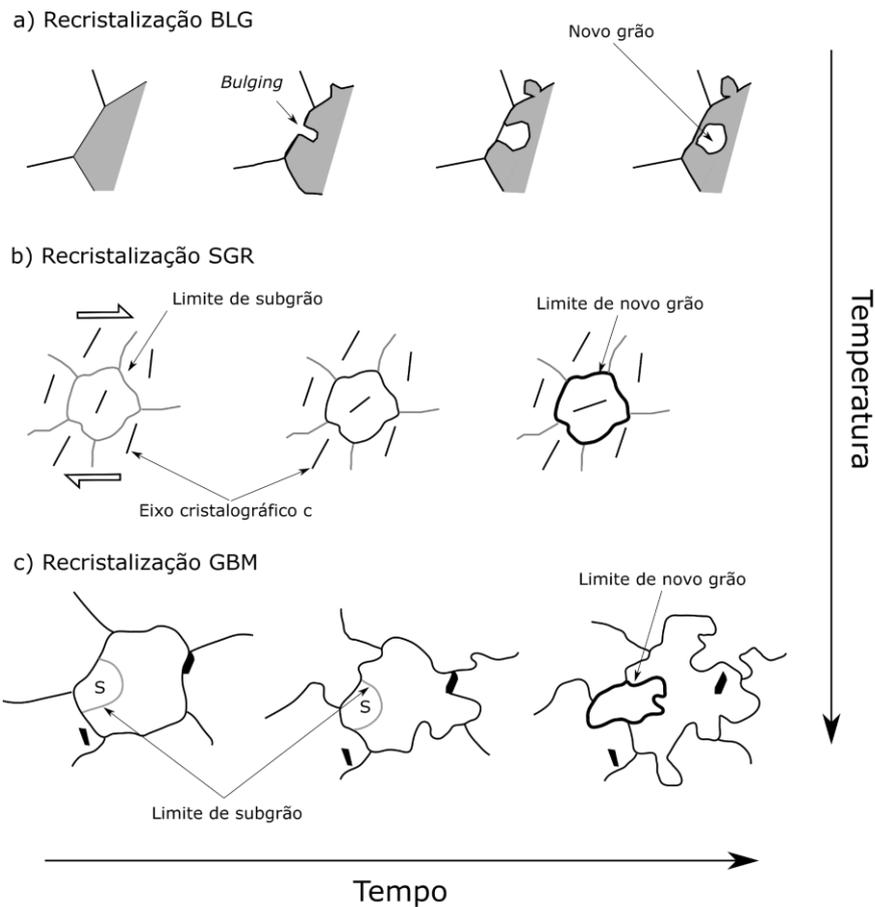


Figura 44: Mecanismos de recristalização dinâmica (modificado de Passchier & Trouw, 2005). a) migração de borda de baixa temperatura (BLG), o cristal representado em cinza é o que possui maior densidade de deslocamentos. b) recristalização por rotação de subgrãos na qual o torque individualiza o subgrão gerando um novo grão recristalizado. c) a recristalização por migração de bordas em altas temperaturas (GBM) oblitera as evidências de deformação prévias como os limites do subgrão representado por S.

5.2 Deformação nos diferentes materiais geológicos

Durante o processo de deformação existem diversos fatores que influenciam o comportamento reológico de um material. Dentre esses pode-se listar (i) a temperatura, (ii) composição mineralógica, (iii) taxa de deformação, (iv) tensão diferencial e (v) a presença de água na rede cristalina afetam no processo deformacional (Passchier & Trouw, 2005). Apesar de não serem os únicos, a temperatura e a composição mineralógica são extremamente importantes na determinação do comportamento do material rochoso durante a deformação. A seguir estão listados os principais comportamentos reológicos

dos minerais formadores de rochas, separados de acordo com o contexto do CISA e associados com a temperatura.

5.2.1 *Quartzo*

O quartzo é um dos minerais mais comuns da crosta terrestre e, quando deformado em condições de baixo grau (< 300 °C), as feições de deformação são rúpteis, ocorrendo por meio fraturamentos (Passchier & Trouw, 2005). Em temperaturas de grau baixo a médio (300 - 400 °C) há geração de uma alta densidade de deslocamentos e a recuperação é ineficiente, dessa forma, os cristais de quartzo então desenvolvem extinção ondulante e/ou bandas de deformação (Passchier & Trouw, 2005). Nessas mesmas condições ocorre a recristalização do tipo BLG (Figura 45.A) (Stipp et al., 2002). Em temperaturas de médio grau (400 - 500 °C) o mecanismo de *dislocation creep* é dominante e inicia-se deslocamentos de defeitos cristalinos nos planos basais (<a> *slip*) e a recristalização predominante será a SGR (Figura 45.B) (Stipp et al., 2002). Em condições de alto grau (500 - 700 °C), a recristalização é principalmente por GBM, gerando limites lobados nos grãos (Stipp et al., 2002). Acima de 700 °C, os processos de recristalização e recuperação são eficientes, fazendo com que a maior parte sejam “livres de deformação”, gerando contatos lobados ou ameboides (Figura 45.C) (Passchier & Trouw, 2005; Stipp et al., 2002). Os deslocamentos de defeitos cristalinos nos planos prismáticos (<c> *slip*) se tornam mais importantes pois, quando combinados com os deslocamentos basais (<a> *slip*) geram um tipo especial de microestrutura chamada “padrão tabuleiro de xadrez” (*chessboard extinction*) (Figura 45.D) (Vernon, 2018). Sob essas condições metamórficas, podem se formar fitas monominerálicas de quartzo “livres de deformação” (Passchier & Trouw, 2005).

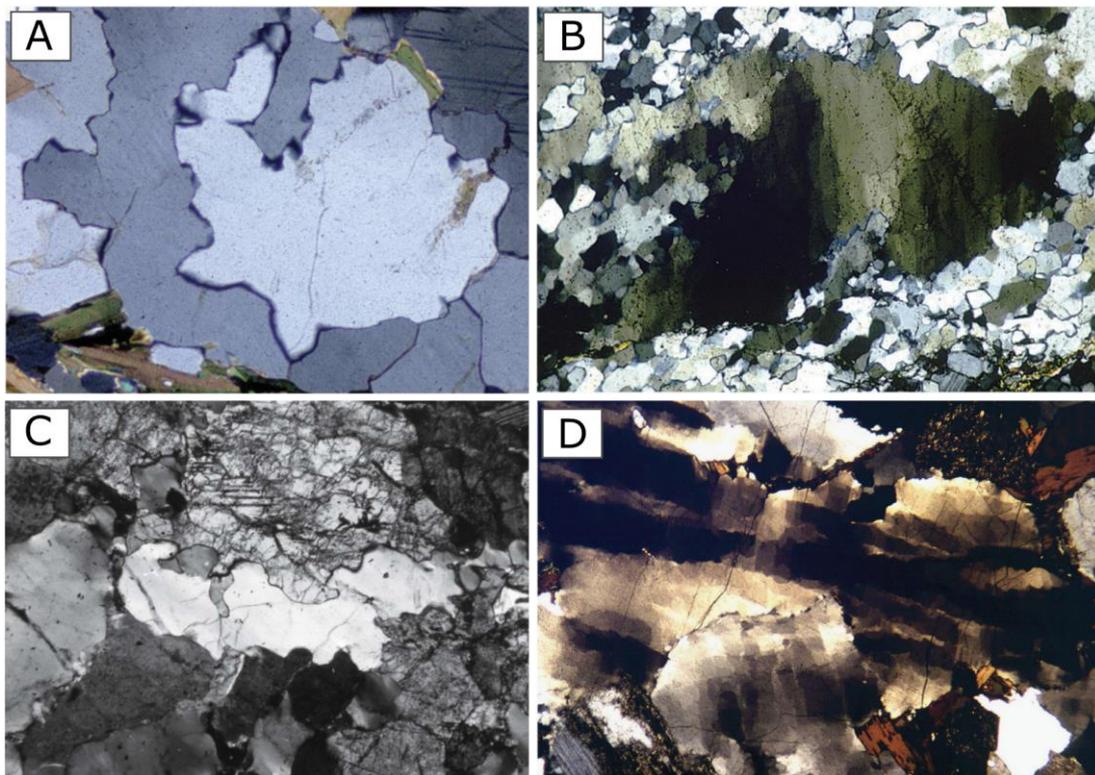


Figura 45: Principais microestruturas em estado sólido para o quartzo em nícois cruzados. A) limites suturados formados por protuberâncias (*bulging*) (base da foto 3 mm, extraído de Vernon, 2018). B) Subgrãos alongados em uma relíquia de quartzo deformado cercado por novos grãos recristalizados (base da foto 1,75 mm, extraído de Vernon, 2018). C) rocha gnaissica com limites de grão lobados, especialmente entre o quartzo e o feldspato, deformada em condições metamórficas de alto grau e a recristalização de GBM (base da foto 4 mm, extraído de Passchier & Trouw, 2005). D) subgrãos em padrão de tabuleiro de xadrez em quartzo deformado (base da foto 4 mm, extraído de Vernon, 2018).

5.2.2 Feldspatos

O comportamento deformacional dos feldspatos (K-feldspato e plagioclásios) é muito similar e, por isso, são considerados na mesma categoria. Quando deformados em condições de grau baixo ($< 400\text{ }^{\circ}\text{C}$) a principal forma de deformação é o fraturamento rúptil (Figura 46.A) e o fluxo cataclástico (Passchier & Trouw, 2005). Em condições de baixo a médio grau metamórfico ($400 - 500\text{ }^{\circ}\text{C}$) pode ocorrer recristalização do tipo BLG, mas o feldspato ainda se deforma principalmente por microfraturamento interno que é auxiliado por processos de deslocamento de defeitos, podendo apresentar, além da extinção ondulante, maclas deformadas (Passchier & Trouw, 2005). Em condições de grau médio ($450 - 600\text{ }^{\circ}\text{C}$), o mecanismo de *dislocation climb* se torna atuante e a

recristalização (ainda do tipo BLG) começa a se tornar importante, principalmente porque causa nucleação e crescimento de novos grãos que são visíveis em seção delgada pelo desenvolvimento de “mantos” de feldspato recristalizados e de granulação fina com uma fronteira nítida em torno dos “núcleos” de grãos relíquias mais antigos (Figura 46.B), cuja textura é denominada “núcleo-manto” (*core-and-mantle*) (Passchier & Trouw, 2005). Em condições de alto grau (> 600 °C) ocorre recristalização tanto do tipo SGR quanto do tipo BLG, o mecanismo de *dislocation climb* ainda é atuante e a recuperação se torna mais eficiente. Estruturas “núcleo-manto” ainda ocorrem, mas o limite entre o manto recristalizado e o núcleo reliquiar é menos pronunciado (Passchier & Trouw, 2005). Por fim, em condições de ultra alto grau (> 850 °C) ocorre a recristalização de GBM para plagioclásio, na presença de uma fase fundida, gerando grãos “livres de deformação” com contatos interlobados (Passchier & Trouw, 2005).

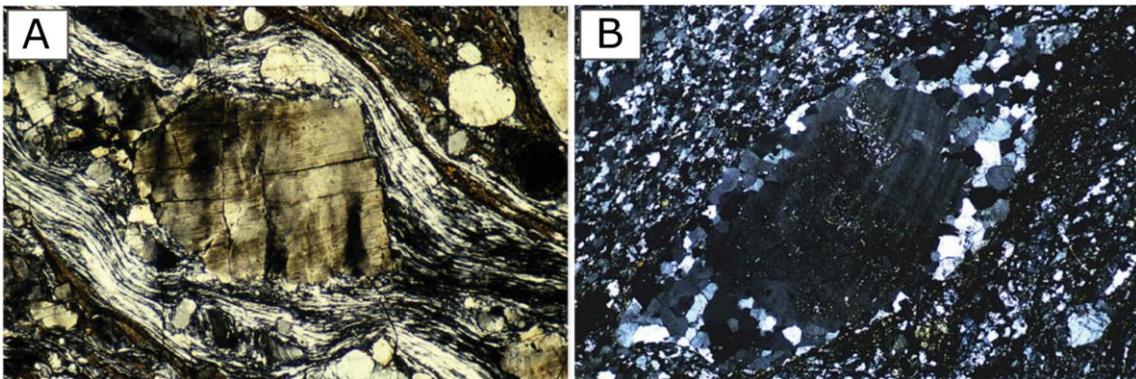


Figura 46: Exemplos de microestruturas de feldspatos. A) rocha milonítica mostrando marcante contraste entre o quartzo, que fluiu plasticamente e recristalizou em agregados de granulação fina com microestrutura em "fita" e plagioclásio, que mostra evidências de menor deformação plástica e extenso fraturamento e fragmentação (base da foto 1,4 cm, extraído de Vernon, 2000). B) Porfiroclasto de plagioclásio (núcleo reliquiar) com 'caudas' recristalizadas em milonito (base da foto 4,4 mm, extraído de Vernon, 2018).

5.2.3 Biotita e Anfibólio

No domínio rúptil, a biotita pode apresentar *kinking bands*, deslizamentos paralelos aos planos de clivagem e mica *fish*, porém em temperaturas acima de 250 °C, a biotita se comporta de forma dúctil. Já o anfibólio (principalmente a hornblenda) se comporta rúptilmente em temperaturas inferiores a 650 - 700 °C, gerando agregados de

granulação fina formados muito provavelmente por fraturamento (Passchier & Trouw, 2005).

5.3 Estudo da trama em rochas ígneas

O estudo da trama mineral em rochas plutônicas requer, necessariamente, a distinção entre as estruturas magmáticas (e submagmáticas) e as microestruturas de estado sólido, usando os critérios apresentados em trabalhos prévios (Blumenfeld & Bouchez, 1988; Bouchez et al., 1990; Paterson et al., 1989; Vernon, 2000, entre outros).

O fluxo magmático pode ser definido como uma deformação provocada pelo deslocamento do magma, com conseqüente rotação rígida de cristais, sem interferência suficiente entre os cristais para causar deformação plástica (Paterson et al., 1998). As microestruturas formadas dependem da reologia do magma. Segundo (Arzi, 1978), as estruturas magmáticas ocorrem quando o magma não possui partículas sólidas suficientes, menos de 60%, e a fase fundida impediria qualquer interação entre os cristais, permitindo a rotação livre. Segundo Paterson et al. (1998) e Vernon (2000), dentre as principais microestruturas típicas de deformação em estado magmático estão: (1) orientação preferencial de minerais ígneos euédricos primários (Figura 47.A) que não apresentam evidências de deformação plástica interna ou recristalização (Figura 47.B); (2) imbricação ("*tiling*") de cristais euédricos alongados sem deformação interna; (3) mínima deformação em estado sólido nos interstícios entre cristais euédricos alinhados ou imbricados; (4) alongamento de autólitos microgranitóides sem deformação plástica; e (5) foliações de fluxo magmático.

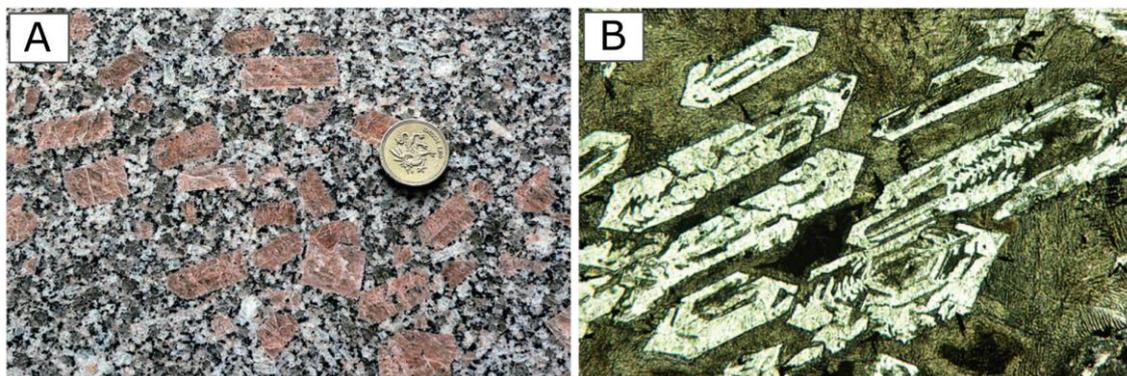


Figura 47: A) evidência em mesoescala de fenocristais euédricos de feldspato K com algum alinhamento de fluxo magmático (extraído de Vernon, 2012). B) fenocristais esqueléticos de olivina euédrica (pseudomorfos por serpentina de baixa temperatura) alinhados por fluxo magmático em uma rocha komatiita (base da foto 3,5 mm vista sob nicóis cruzados, extraído de Vernon, 2012).

As estruturas magmáticas e as de estado sólido geralmente são facilmente discerníveis, entretanto o critério para a transição entre ambas pode ser mais complexo (Vernon, 2000). As estruturas submagmáticas ocorrem quando a fração sólida aumenta o suficiente para fazer o magma começar a se comportar parcialmente como um sólido, de onde a quantidade de *melt* (material fundido) é muito pequena para permitir o fluxo puramente magmático (Bouchez et al., 1992; Paterson et al., 1989). A mudança de fluxo sustentado por grãos para fluxo em suspensão normalmente ocorre em magmas entre 20% e 40% de *melt*. Já menores quantidades *melts* presentes, a deformação em minerais começa a apresentar sinais de deformação cristalina, sendo rúptil ou plasticidade intracristalina, variando de acordo com a reologia dos minerais (Paterson et al., 1998). Alguns critérios apresentados por Vernon (2000) parecem ser potenciais indicadores de fluxo submagmático, embora muitos não sejam suficientemente aplicáveis separadamente, sendo esses: (1) feldspato recristalizado sugere temperaturas acima de 450 °C (em taxas de deformação natural); (2) K-feldspato recristalizado com lamelas de exsolução; (3) temperaturas acima do *solidus* (saturado com água); (4) plagioclásio relativamente cálcico com mirmequita substituindo K-feldspato; (5) Evidências de <c> slip (padrão tabuleiro de xadrez em quartzo); (6) foliação S-C com a mesma orientação e sentido de cisalhamento que a imbricação magmática inferida dos mesmos minerais na mesma rocha sugere que a deformação foi contínua do estado magmático para o sólido;

(7) Evidência de recristalização em hornblenda (condições de temperatura entre 650 – 950 °C); (8) Minerais magmáticos tardios em sombras de pressão ou em zonas entre grãos primários fragmentados indicam deformação em estado sólido na presença de material fundido (Figura 48.A, B).

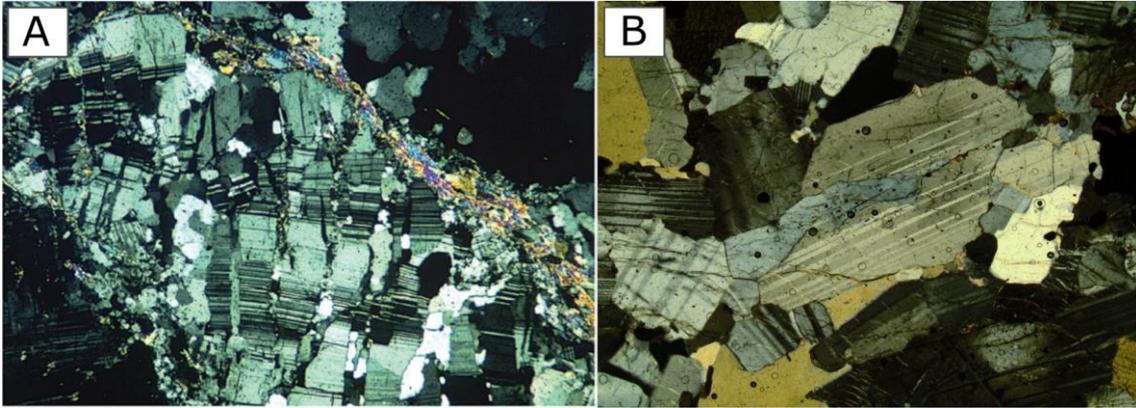


Figura 48: Exemplo de microestrutura submagmática em nícois cruzados. A) Grão de plagioclásio fragmentado com quartzo e K-feldspato preenchendo os espaços entre os fragmentos (base da foto 3,5 mm, extraído de Vernon, 2018). B) Cristal de plagioclásio intersticial com fraturas preenchidas por material félsico tardio na porção central do CISA (base da foto 2,5 mm, extraído de Temporim et al. 2020a).

A deformação em estado sólido que ocorre em rochas plutônicas quase totalmente cristalizadas, abaixo do percentual crítico para que ocorra fluxo submagmático, estando mais relacionada aos processos metamórficos do que aos magmáticos, e pode ser caracterizada na faixa de microestruturas miloníticas que incluem: (1) fitas de quartzo (Figura 49.A), (2) bandas de cisalhamento, (3) redução no tamanho da granulação (cominuição), (4) caudas recristalizadas em grãos deformados (ex. caudas quartzo-feldspáticas em porfiroclastos feldspáticos deformados, Figura 49.B); (5) assembleia mineral retrógrada; (6) alongação de agregados recristalizados (ex. quartzo e micas); (7) deformação interna e recristalização de grãos (ex. estruturas “núcleo-manto” e núcleo mineral reliquiar deformado envolto em matriz recristalizada, Figura 49.C); (8) foliação de granulação fina anastomosada ao redor de grãos relíquia menos deformados (Figura 49.D), entre outras (Vernon, 1988, 2000; Vernon et al., 1983).

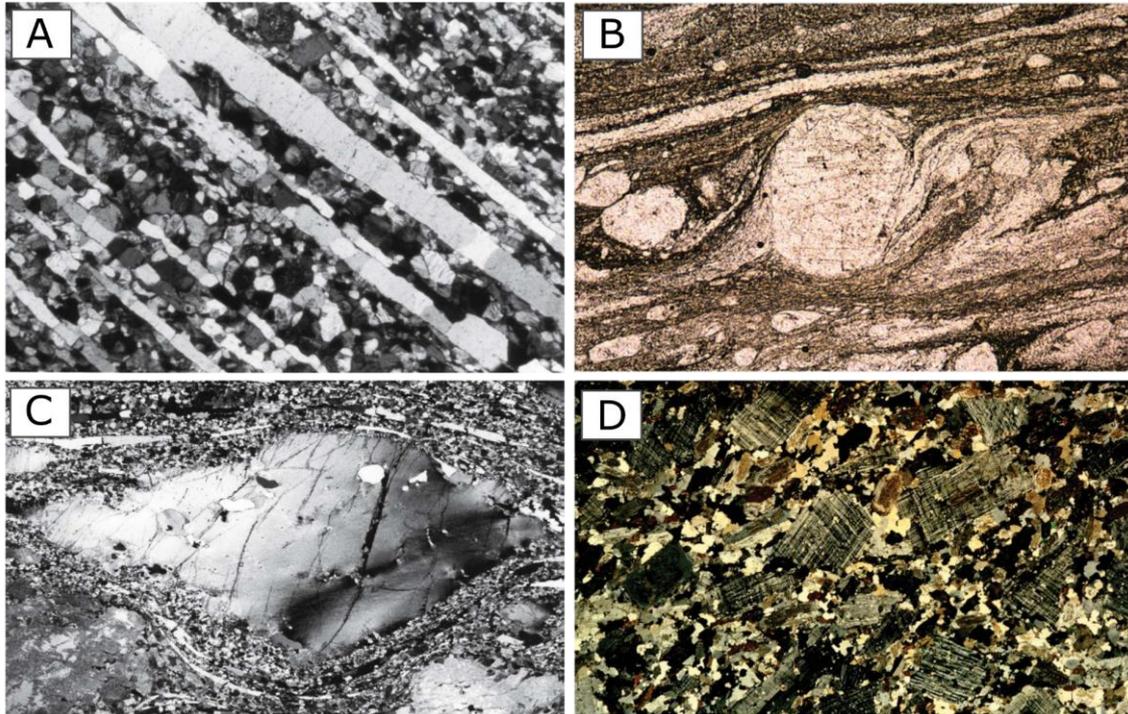


Figura 49: Exemplos de microestruturas em estado sólido sob nícois cruzados A) Gnaisse composto por camadas alternadas de feldspato recristalizado e “fitas” de quartzo, algumas das fitas de quartzo contêm cristais únicos fortemente alongados (base da foto 2,3 mm, extraído de Passchier & Trouw, 2005). B) Porfiroclasto de K-feldspato com caudas recristalizadas em (base da foto 4 mm, extraído de Vernon, 2018). C) Porfiroclasto de K-feldspato com extinção ondulante e um manto de feldspato recristalizado com fitas de quartzo policristalino isoladas envolve o porfiroclasto. Observe os monocristais de quartzo fortemente alongados nas fitas (vase da foto 10 mm, extraído de Passchier & Trouw, 2005). D) Granito deformado mostrando quartzo recristalizado intercalado com relíquias (em grande parte euédricas) de microclina, que resistiram à deformação (base da foto 3 cm, extraído de (Vernon, 2018).

5.4 Análise estrutural em meso e microescalas do CISA e suas encaixantes

5.4.1 – Análise em mesoescala

As rochas encaixantes, como já mencionado, sofreram deformação e metamorfismo de médio a alto grau (por vezes milonitizadas) e, por isso, apresentam foliação metamórfica bem marcada. Entretanto, nas proximidades do contato com o CISA, essas rochas apresentam essas mesmas feições de deformação, porém dispostas paralelamente a direção de contato e, caracterizadas por foliações verticalizadas bem marcadas (Figura 50.a) e fortes evidências de cisalhamento (Figura 50.b). O mesmo

comportamento se estende às rochas graníticas das bordas que, quando em proximidades do contato, assumem foliações fortemente marcadas e verticalizadas (Figura 50.c).

Nas porções mais centrais do complexo as rochas da zona de mistura variam amplamente, de acordo com as características do magma: quando o contraste de viscosidade é baixo, geralmente ocorre uma mistura quase homogênea e evidências de fluxo magmático marcada pela orientação de fenocristais de K-feldspato ocelares (forma de olho) como resultado da corrosão das bordas desses minerais em virtude da mistura de magma (Figura 50.d). Por outro lado, o aumento no contraste de viscosidade dos magmas pode produzir misturas não homogêneas (Figura 50.e) ou, em casos de diferenças de viscosidades mais altas, eles não misturam, gerando enclaves com contatos abruptos (Figura 50.f).

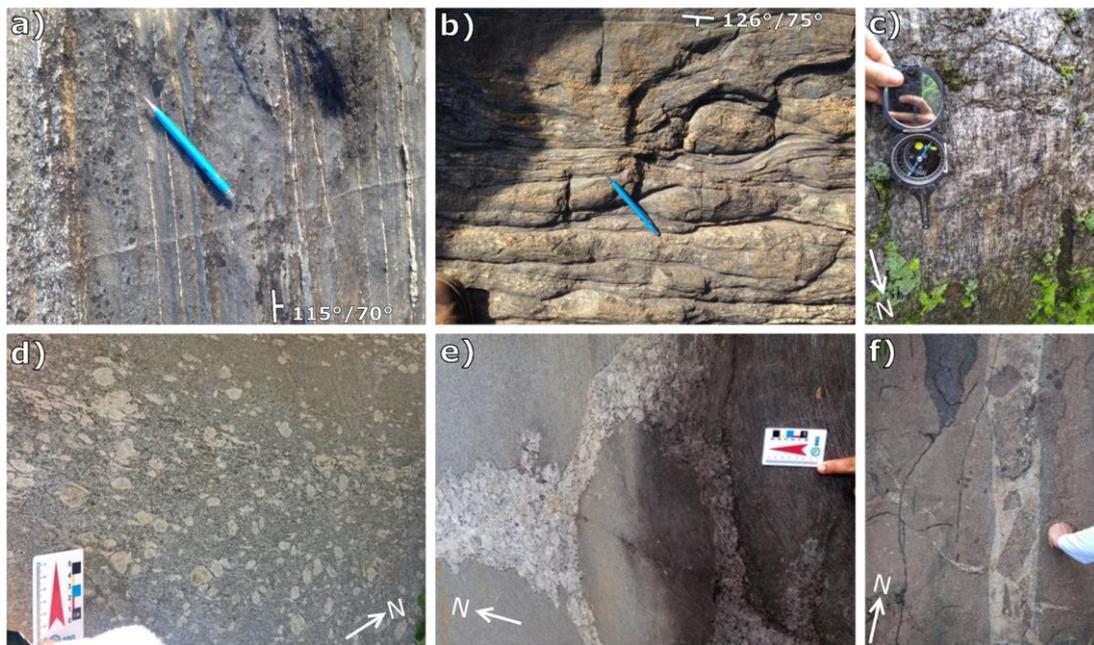


Figura 50: Imagens das principais características das rochas observadas durante o trabalho de campo. (a) as rochas encaixantes mostram forte foliação verticalizadas, embora (b) ao se aproximarem do CISA, elas tenham estruturas de cisalhamento claras com a mesma direção do contato e cinemática dextral (SAG01), (c) os granitos nas bordas são visivelmente deformados. As rochas da zona de mistura variam amplamente de acordo com as características do magma, quando o contraste de viscosidade é baixo, geralmente ocorre uma mistura quase homogênea e evidências de fluxo magmático (d), o aumento neste contraste produz misturas não homogêneas (e) ou com a alta diferença de viscosidade eles não se misturam (f).

5.4.2 Análise em microescala

Desde os anos sessenta (por exemplo, Ramsay, 1980; Zwart, 1962, 1964), o procedimento usual para a análise cinemática é estudar a seção delgada amostrada perpendicular à foliação principal (plano XY) e paralela à lineação mineral (X). Esse bom senso tem sido muito útil no entendimento de microestruturas e cinemática em zonas de deformação 2D. Determinar os eixos do elipsoide de deformação não é uma tarefa simples, especialmente em casos de rochas plutônicas, onde esses eixos normalmente têm baixa assimetria entre si. A anisotropia de suscetibilidade magnética tem se tornado uma metodologia fundamental na determinação da trama ígneo por sua extrema sensibilidade, possibilitando assim a determinação dos eixos de deformação ($X > Y > Z$), pois são, em uma situação de fábrica magnética normal, análogos aos eixos obtidos com a técnica ASM ($k_1 > k_2 > k_3$, respectivamente). Neste caso k_3 é o eixo de susceptibilidade mínima e, portanto, coincide com o polo de foliação magnética, definido pelo plano k_1 - k_2 (Archanjo et al., 1995). O que é semelhante à interpretação do elipsoide de deformação, em que a foliação (definida por minerais planares e tabulares, como biotita e plagioclásio, respectivamente) coincidem com a foliação magnética. Já a lineação magnética (k_1) observada é paralela ao eixo cristalográfico de maior alongamento (eixo c) de minerais prismáticos e tabulares (Bouchez, 1997). Com os parâmetros de orientação AMS dos discos cilíndricos, foram produzidas doze amostras de seção delgada paralelas ao plano k_1 - k_3 , já que este contempla os eixos X e Z (eixo de estiramento máximo e eixo de encurtamento máximo, respectivamente) e, portanto, a máxima assimetria de deformação possível para uma análise microestrutural e cinemática completa. Dessas amostras, cinco são pertencentes das regiões de borda do CISA, três seções da zona de cisalhamento interna e as outras quatro da rocha encaixante próxima ao contato. Por fim, as lâminas delgadas foram analisadas com o auxílio de um microscópio petrográfico.

5.4.2.1 Análise microestrutural das rochas estudadas

Para as rochas do CISA, Temporim et al. (2020a) apontam a existência de texturas submagmáticas e de estado sólido. A primeira ocorrendo tipicamente nas partes centrais

dos lóbulos gêmeos, enquanto a deformação sólida está localizada nas regiões de bordas e na zona de cisalhamento interna. Dessa forma, o procedimento de análise microestrutural em seções delgadas orientadas foi realizado de acordo com as três regiões alvo da área de estudos: (1) rochas encaixantes; (2) bordas graníticas; e (3) zona de cisalhamento interna.

As rochas encaixantes apresentam expressiva quantidade de deformação no estado sólido, como esperado para as rochas anteriores ao evento colisional do Orógeno Araçuaí. Porém, na auréola deformacional formada em resposta à colocação do complexo intrusivo ocorre a deflexão da foliação regional paralela ao contato, com estruturas de estado sólido relativas ao evento de colocação do CISA, sendo essa uma foliação bem marcada especialmente pelos cristais de biotita e anfibólio (textura nematolepidoblástica, Figura 51.a). Para as regiões onde a proximidade do contato é maior são observados cristais de quartzo com subgrão no padrão tabuleiro de xadrez (Figura 51.b), sendo tais microestruturas características de temperaturas mais elevadas (500 – 700 °C), ou seja, maior grau metamórfico. Entretanto, as mesmas amostras que apresentam essa microestrutura de maior temperatura são superpostas com estruturas de menor temperatura como, por exemplo, quartzo com recristalização BGL (300 – 400 °C), Figura 51.c, e extinção ondulante. Outra estrutura de menor grau metamórfico é a existência de cristais clorita recristalizada que, por sua vez, apresentam evidências de recristalização dinâmica marcada por formas de *boudins* (Figura 51.d) paralelos à foliação defletida. Essa superposição por microestruturas de mais baixo grau sugere que a deformação ocorreu de forma contínua durante o resfriamento.

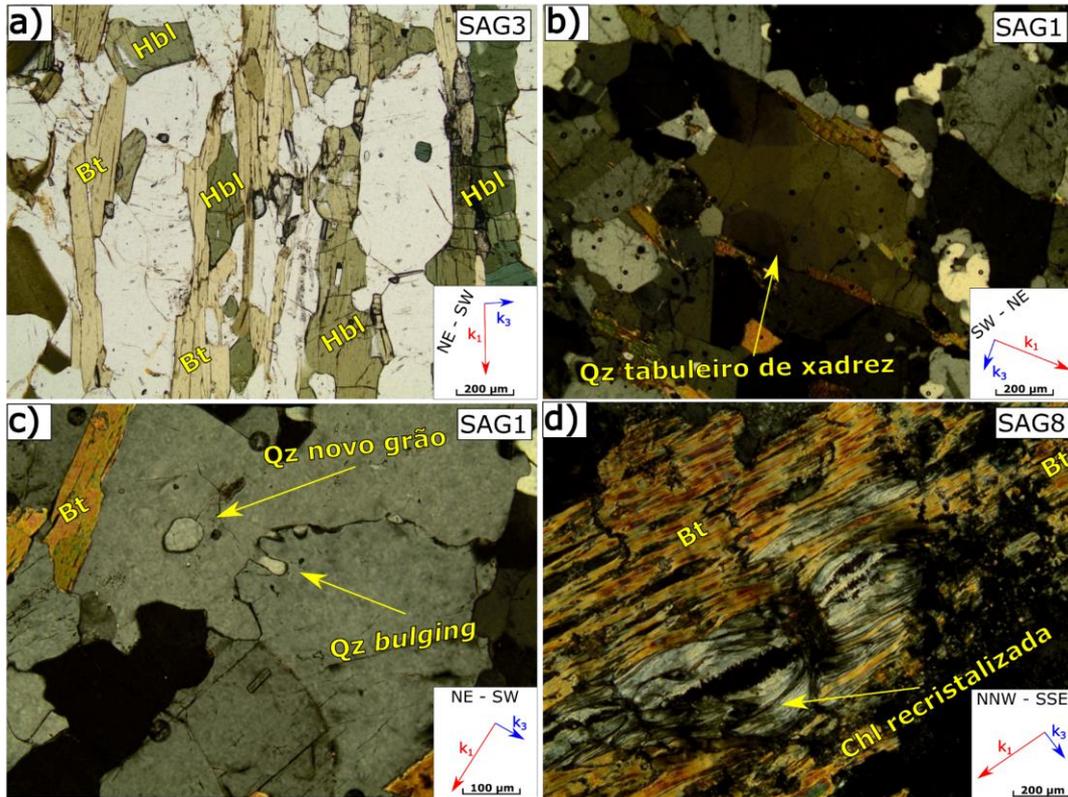


Figura 51: Microestruturas observadas nas encaixantes. a) Textura nematolepidoblástica marcada pelos cristais lamelares de biotita e prismáticos de hornblenda, sob nicóis descruzados. b) Quartzo com subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez (sobreposição de $\langle a \rangle$ slip e $\langle c \rangle$ slip) sob nicóis cruzados. c) Recristalização BLG em quartzo com presença de novos grãos recristalizados sob nicóis cruzados. d) Clorita recristalizada com evidências de deformação dinâmica nas estruturas *boudin*, sob nicóis cruzados.

As regiões de bordas geralmente apresentam uma foliação bem marcada, especialmente pelos cristais de biotita e anfibólio (textura nematolepidoblástica) (Figura 52.a), com uma matriz de cominuição composta por grãos máficos fraturados e anédricos, especialmente hornblenda (temperaturas $< 650 - 700$ °C) e agregados félsicos. Os megacristais são comumente plagioclásio com extinção ondulante (Figura 52.b) e/ou quartzo com extinção no padrão de tabuleiro de xadrez (Figura 52.c). Os cristais de quartzo menores podem ainda estar estirados em fitas (evidência de dinamismo, Figura 52.d), apresentar extinção ondulante forte (Figura 52.e) ou sinais de recristalização BLG com migração de bordas e formação de novos grãos (Figura 52.f). Assim como na região das encaixantes, as bordas apresentam estruturas que sugerem deformação contínua, como cristais de quartzo com padrão tabuleiro de xadrez cujas origens requerem maiores

temperaturas (500 - 700 °C), ao passo que alguns cristais do mesmo mineral, especialmente os menores, apresentam forte extinção ondulante sugerindo menores temperaturas e recristalização BLG (300 - 400 °C). Essas feições apontam para uma atuação menos efetiva do mecanismo de recuperação na remoção de defeitos cristalinos em virtude da redução da temperatura.

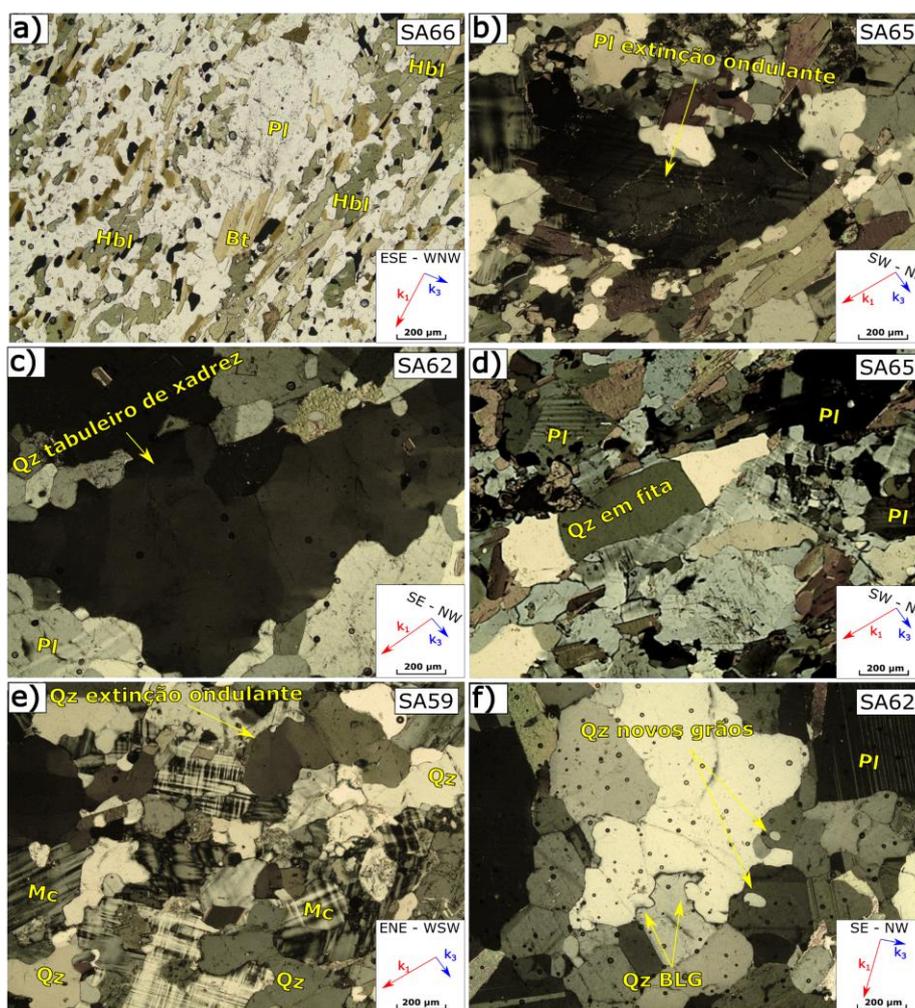


Figura 52: Microestruturas encontradas nas regiões de bordas. a) Foliação marcada pela orientação preferencial das lamelas de biotita e fragmentos do anfibólio hornblenda, sob nicóis descruzados. b) Plagioclásio com extinção ondulante e maclas descontínuadas, sob nicóis cruzados. c) Quartzo com subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez (sobreposição de $\langle a \rangle$ *slip* e $\langle c \rangle$ *slip*) sob nicóis cruzados. d) Quartzo estirado dinamicamente em fitas com evidentes limites de subgrãos, sob nicóis cruzados. e) Quartzo com extinção ondulante evoluindo para formação de subgrãos, sob nicóis cruzados. f) Recristalização BLG em quartzo com presença de novos grãos recristalizados sob nicóis cruzados.

A zona de cisalhamento interna é fortemente foliada e apresenta as microestruturas de maior temperatura do complexo intrusivo, sendo elas: (i) fitas monominerálicas de quartzo (Figura 53.a), (ii) quartzo com padrão tabuleiro de xadrez, com bordas ameboides resultantes de recristalização GBM (Figura 53.b) e (iii) porfiroclastos de K-feldspato com estrutura núcleo-manto (Figura 53.c). Os megacrístais de feldspato com núcleo reliquiar – envolto em um manto de feldspato recristalizado dinamicamente (microestrutura que ocorre tanto em condições de médio quanto de alto grau, 450 - 850 °C) – atuam como porfiroclastos, possuindo ainda uma sombra de pressão composta de minerais agregados félsicos e fitas de quartzo bem desenvolvidas (> 700 °C) que se comportam como um único cristal e demarcam a foliação S. Juntamente com a orientação ASM, o uso da foliação S permitiu uma completa análise cinemática. Diferentemente das duas outras porções descritas, a microestruturas da zona de cisalhamento interna sugerem que a deformação tem início e fim sob condições de altas temperaturas, muito provavelmente por um processo contínuo do estado submagmático para o sólido. Essas altas temperaturas fazem com que os mecanismos de recuperação e recristalização dinâmica (GBM) sejam eficientes na remoção dos defeitos cristalinos, o que é evidenciado pelas fitas bem desenvolvidas (Figura 53.a, c) de quartzo e quartzo com bordas ameboides “livre de deformações” (Figura 53.b), respectivamente.

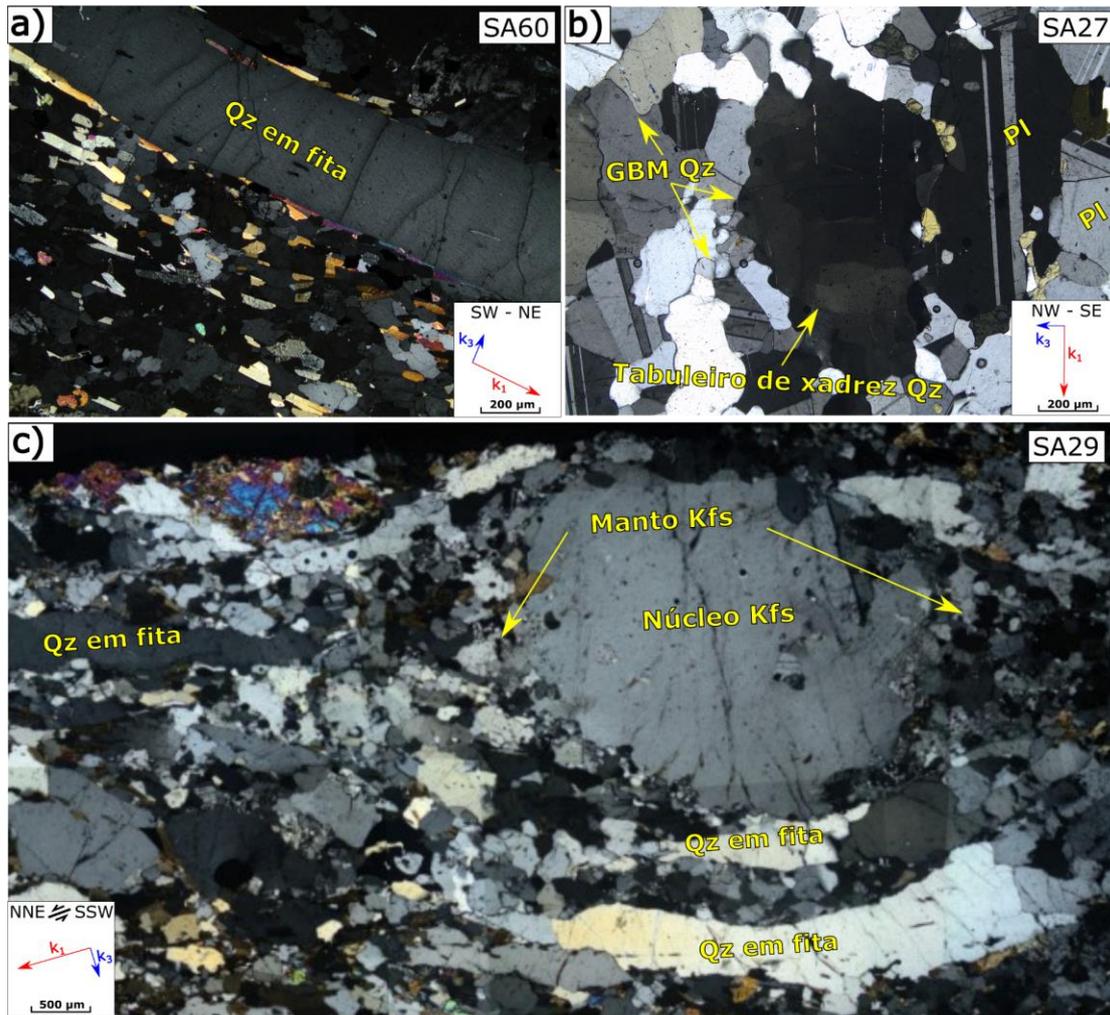


Figura 53: Microestruturas observadas na zona de cisalhamento interna. a) Fita monominerálica de quartzo formada por recuperação eficiente em alta temperatura, sob nicóis cruzados. b) Quartzo com subgrãos no padrão tabuleiro de xadrez (sobreposição de $\langle a \rangle$ slip e $\langle c \rangle$ slip), sob nicóis cruzados. c) fotomosaico com inúmeras evidências de estruturas de alta temperatura e dinamismo como porfiroclastos assimétrico de k-feldspato com microestrutura núcleo-e-manto, fitas monominerálicas de quartzo defletidas na foliação S e agregados recristalizados félsicos, sob nicóis cruzados.

Capítulo VI – Integração de Dados e Discussões

6.1 Significância da trama magnética e modelagem gravimétrica

Nas rochas encaixantes, as curvas termomagnéticas e de histerese demonstram a presença de minerais ferrimagnéticos, principalmente magnetita, em todas as amostras analisadas (Figura 36.a-d), com estrutura de domínio MD confirmada por FORCs característicos (Figura 36.j). A geometria dos eixos de ASM coincide com os eixos obtidos com AARM em medições de baixa coercividade (Figura 42), com ambas as técnicas produzindo orientações muito semelhantes. Conforme afirmado por Temporim et al. (2020a), o mesmo comportamento ocorre dentro do CISA. O tamanho do grão da matriz mineral, observado na seção delgada e nos diagramas FORC (Figura 36.j, k), parece se tornar menor quando próximo do contato entre o CISA e suas encaixantes, neste caso também com a evidência de campo de rochas cisalhadas (Figura 50.a, b).

A evidência microestrutural encontrada na borda granítica e na zona de cisalhamento interna não só mostra deformação dinâmica de estado sólido (Figura 53), como também, nessas áreas o alongamento mineral é compatível com a direção do mergulho, o que pode significar que o movimento é quase puramente nessa mesma direção (*dip-slip*) (Figura 41). Embora o grau de anisotropia (P) não reflita diretamente o grau de deformação sofrido pelas rochas, este parâmetro assume valores muito mais elevados em rochas onde há evidências de deformação no estado sólido. As rochas encaixantes, como esperado para uma rocha metamórfica de alto grau, apresentam um grande número de texturas de estado sólido, mas seu parâmetro P é muito inferior aos encontrados nas rochas CISA. Isso pode ser explicado pela quantidade de magnetita significativamente maior na intrusão, já que esse parâmetro é fortemente influenciado pela presença de magnetita, cujo grau de anisotropia depende de seu parâmetro de forma.

De acordo com Temporim et al. (2020a), a foliação e a lineação magnéticas dentro dos plútons gêmeos é concêntrica ao redor do núcleo máfico, mas o Lóbulo Nordeste tem lineações magnéticas mais verticalizadas quando comparadas ao Lóbulo Sudeste (Figura 41), o que levou a uma interpretação do lóbulo Nordeste como estando mais próximo da zona alimentadora de magma (raiz do plúton), enquanto o Lóbulo Sudoeste estaria mais distante da raiz e, portanto, representaria uma porção mais rasa. Essa percepção é confirmada pela diferença de profundidade entre os lóbulos gêmeos obtida com a

modelagem gravimétrica direta (Figura 22), mostrando o Lóbulo Nordeste com espessura máxima menor que a metade do Sudoeste. Também é possível observar que a área da zona de cisalhamento interna corresponde ao limite entre os lóbulos.

A geometria em forma de cunha dos lóbulos observada nos perfis, onde a espessura máxima ocorre próximo da região dos núcleos máficos, e os padrões concêntricos da estrutura interna do complexo intrusivo são características compatíveis com um magmatismo desacoplado da estruturação regional (Petford et al., 2000). Portanto, é presumível que a principal força responsável pela sua colocação foi a fluatibilidade do magma e os lóbulos separadamente mostram a forma de balão na visualização do mapa que é compatível com a expansão e colocação sob campo de tensão primordialmente gravitacional (Fowler & Paterson, 1997). A foliação das rochas encaixantes próximo ao contato com o CISA, conforme descrito por Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach (1987), é acentuada e tende a envelopar o complexo intrusivo, isto também é observado na foliação magnética, sendo assim, compatível com o modelo de colocação diapírica proposto por Bayer et al. (1987) causando a foliação concêntrica que sobrepõe as estruturas regionais. No entanto, ao invés da auréola de deformação de 1-2 quilômetros proposta em torno do CISA, os dados de anisotropia magnética mostram uma auréola muito maior (de até 4 km), onde o efeito de sobreposição e deflexão desaparece ao aumentar a distância do contato, ao passo que os *trends* regionais reaparecem.

6.2 Colocação de plútons pós-colisionais *versus* reologia da crosta

O método da geotermobarometria tem sido amplamente utilizado nos plútons pós-colisionais para investigar as suas condições de colocação. Segundo alguns autores (Aranda et al., 2020; Ludka & Wiedemann-Leonardos, 2000; Medeiros et al., 2001; Melo et al., 2020; Mendes et al., 1999; Mendes & De Campos, 2012; Wiedemann et al., 2002) os plútons G5 do sul do Orógeno Araçuaí (AO) intrudiram a pressões correspondentes aos níveis de crosta média a inferior (~19 - 30 km). É importante ressaltar que os dados geofísicos apresentados por Assumpção et al. (2013) apontam que a porção sul do orógeno Araçuaí possui uma crosta de aproximadamente 40 km de espessura. Dessa forma a espessura total do orógeno superava os 60 km no período de colocação desses corpos.

Na profundidade de colocação do CISA, o quartzo se deforma plasticamente (Passchier & Trouw, 2005), portanto, rochas com esse mineral dominante em sua composição, como as rochas encaixantes, tendem a se deformar mais facilmente quando aplicada uma força diferencial, mesmo a força associada à fluabilidade do magma. Especialmente no caso da AO cujo qual tem sido interpretado como um exemplo Neoproterozóico de um orógeno quente (Cavalcante et al., 2018; Munhá et al., 2005; Petitgirard et al., 2009, Fossen et al., 2017; Vauchez et al., 2007), onde a crosta inferior e, principalmente, a crosta média estão quentes e tendem a se deformar facilmente. Vauchez et al. (2019) afirmaram que devido à taxa de resfriamento lenta do AO, a temperatura da crosta média estava em torno de 500 °C durante o período de colocação de CISA (~ 510 - 500 Ma). Como resultado, a ascensão do magma através dos níveis profundos da crosta ocorre inteiramente em um campo dúctil. Portanto, o mecanismo diapírico, associado à canalização na crosta profunda enfraquecida através de estruturas regionais (Figura 54.a) proposto por Bayer et al. (1987) é considerado adequado para a ascensão do magma do CISA e sua colocação em uma crosta dúctil.

Enquanto a colocação do magma pelo mecanismo diapírico é limitada pelas condições dúcteis favoráveis, a força hidrodinâmica causada pela fluabilidade do magma é insuficiente para fraturar a crosta superior frágil devido à sua temperatura mais fria e sua alta resistência ao escoamento (Vigneresse, 1995). Incapaz de continuar ascendendo, o magma espalha-se lateralmente na transição rúptil-dúctil (10 - 15 km de profundidade). Portanto, a geometria esperada neste caso seria um plúton plano (*flat-floored*), pouco espesso com grande extensão horizontal. Os plútons G5 da região norte do AO podem ter experimentado esse mecanismo de colocação dadas algumas características publicadas sobre alguns deles, como grandes dimensões horizontais, dados de geotermobarometria compatíveis com a transição rúptil-dúctil da crosta (2,4 - 3,5 Kbar, Serrano et al., 2018) e foliação e lineação quase horizontalizadas (Angelo et al., 2020).

No que diz respeito à variação composicional dos plútons da Supersuíte G5 no AO, as intrusões setentrionais têm composição mais félsica e raramente ocorrem corpos intrusivos máficos, ao passo que a porção sul concentra corpos ígneos com zonamento composicional inverso com núcleos gabronoríticos densos. Considerando a fluabilidade do magma e as condições dúcteis da crosta como importantes parâmetros para atuação do

mecanismo de diapirismo, têm-se que a crosta pode atuar como um filtro natural de densidade para intrusões diapíricas, em que magmas mais máficos mesmo a altas temperaturas não teriam fluabilidade suficiente que permitisse a ascensão por uma crosta deformada ductilmente (área verde, Figura 54.b). Por outro lado, um magma de origem félsica teria a fluabilidade necessária para ascender até as porções menos densas da crosta (área vermelha, Figura 54.b), entretanto é barrado pelo limite rígido e frio oferecido pela crosta superior, onde o mecanismo diapírico é impraticável.

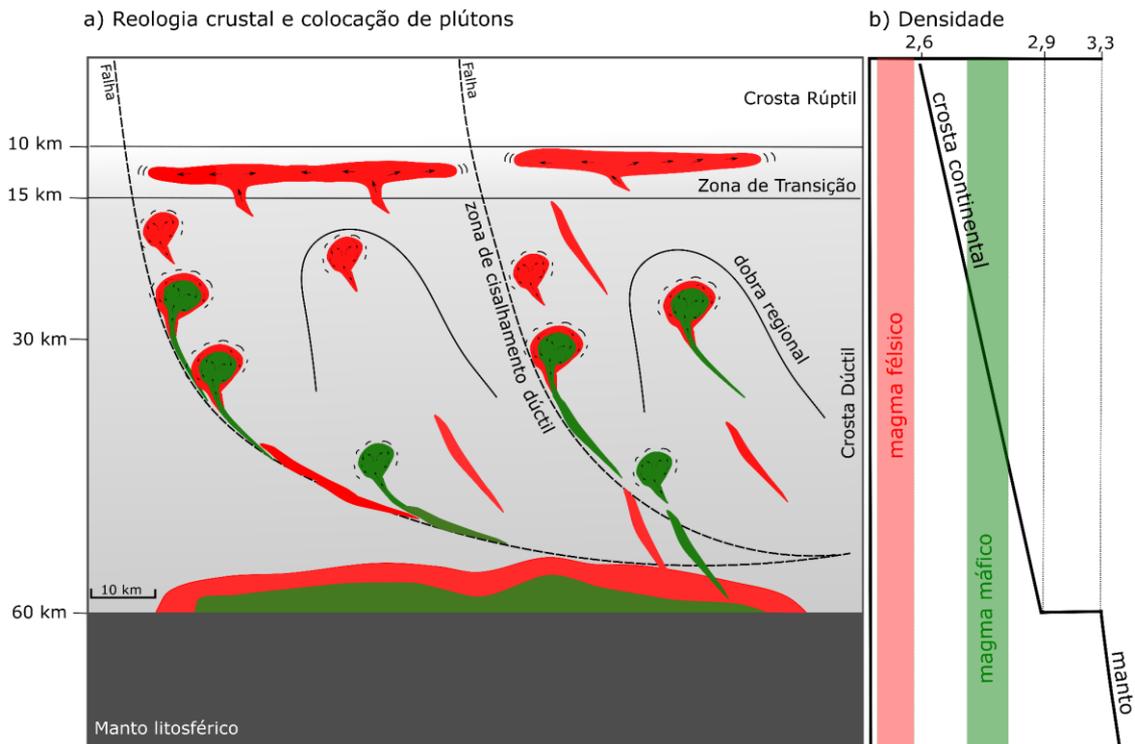


Figura 54: a) Esquema simplificado mostrando a colocação dos corpos da Supersuíte G5 de acordo com a reologia crustal. As porções verdes representam o magma máfico e as vermelhas, os félsicos. Os traços pretos ao redor das intrusões em forma de balão na crosta dúctil refletem a deformação transmitida às rochas do encaixante. As setas pretas representam o fluxo de magma. b) Variação na densidade das rochas crustais e mantélicas, bem como nos intervalos de densidade dos magmas félsico e máfico.

6.3 Deformação tardia durante a colocação do CISA

As condições físicas durante a deformação do estágio final do CISA podem ser inferidas por suas microestruturas e texturas. A distribuição dessas microestruturas aponta para um processo deformacional contínuo desde da colocação diapírica até o resfriamento do complexo intrusivo.

Nas regiões centrais do complexo, onde ocorre a zona de cisalhamento interna, as microestruturas em estado submagmático são sobrepostas por estruturas de estado sólido de alta temperatura como: (1) fitas de quartzo monominerálicas (Stipp et al., 2002); (2) recristalização GBM em quartzo com formação de grãos “livres de deformação” (Stipp et al., 2002) pelo efetivo processo de remoção de defeitos cristalinos (recuperação e recristalização); (3) microestrutura núcleo-e-manto em feldspato; e (4) quartzo com subgrãos no padrão (combinação de $\langle a \rangle$ *slip* e $\langle c \rangle$ *slip*), sendo muito comum em granitos deformados perto de suas temperaturas de *solidus* (e.g., Paterson et al., 1989; Vernon, 2000). Não há evidências de deformação no estado sólido de mais baixa temperatura sobrepondo as microestruturas citadas anteriormente. Isso pode ser um indicador de que a deformação finda com a porção central do CISA ainda quente, temperatura ~600-650 °C, não superando esse intervalo devido à ausência de forte deformação dúctil no anfibólio (hornblenda) cuja ocorrência exige maiores temperaturas (Passchier & Trouw, 2005).

As bordas graníticas possuem em geral as mesmas microestruturas de altas temperaturas citadas para a porção central do CISA. Entretanto, há fortes evidências de sobreposição das mesmas por microestruturas de mais baixas temperaturas, descritas por Stipp et al. (2002), como: (1) recristalização BGL em quartzo; (2) forte extinção ondulante em cristais de quartzo, ou seja, baixa eficiência na remoção de defeitos cristalinos; (3) fitas de quartzo com clara separação de subgrãos, mostrando um processo de recuperação intermediariamente eficiente. Essas microestruturas apontam para uma temperatura final de deformação nessas regiões entre ~400 - 500 °C.

Finalmente, as encaixantes possuem, em suas tramas minerais defletidas pela intrusão do CISA, as mesmas evidências de altas temperaturas do que a borda granítica, mas o diferencial está na sobreposição de estruturas de ainda mais baixas temperaturas como: (1) recristalização do tipo BLG em quartzo (Stipp et al., 2002), sem evidências de formação de subgrãos apenas extinção ondulante; e (2) recristalização de clorita, a partir de cristais de biotita, com evidência de dinamismo pela estrutura tipo *boudin*, também concordante com a foliação envolvente. A faixa de temperatura de ~ 350-400 °C foi inferida usando essas texturas anteriores.

Conforme o magma se cristaliza, a proporção de cristal na fusão aumenta, de modo que o magma muda de uma suspensão de cristal para uma estrutura de cristal com uma rede interconectada de poros preenchidos por fusão. O fluxo submagmático neste estágio de cristalização envolve um “fluxo sustentado por grãos” em oposição ao fluxo magmático, que envolve “fluxo de suspensão de grãos” (Vernon, 2018). Em outras palavras, o fluxo submagmático envolve a deformação dos minerais sólidos, bem como o fluxo de uma pequena quantidade de *melt* (Vernon, 2000). É muito comum que ocorram transições do fluxo submagmático para o estado sólido durante o resfriamento de corpos ígneos durante a deformação regional (Vernon, 2018). Entretanto, as evidências apresentadas por Temporim et al. (2020a) e pelo presente trabalho, como: (1) datação U-Pb SHRIMP em zircão coincidente com o período pós-colisional; (2) o total desacoplamento da estrutura interna do complexo intrusivo em relação a geologia estrutural regional; e (3) sobreposição das estruturas defletidas da auréola deformacional na encaixante apontam para a colocação do CISA dominada pelos esforços gravitacionais em relação aos esforços tectônicos regionais.

Segundo Miller & Paterson (1994) e Paterson & Tobisch (1988), a deformação contínua durante o processo de resfriamento do plúton ocorre quando ele intrude em níveis crustais que permitem que o resfriamento do magma ocorra de forma lenta. Tal taxa de resfriamento lento é descrita para o AO por Vauchez et al, (2019). Esse processo termina quando a auréola esfria ou quando o corpo atinge um nível com rochas mais densas e/ou mais resistentes.

Há pelo menos duas hipóteses para explicar a deformação em estado sólido concentrada no CISA. Uma primeira hipótese para explicar a configuração esperada é que a deformação em estado sólido nas bordas do corpo e nas encaixantes reflita o particionamento tardio da deformação quando o corpo ígneo estava praticamente cristalizado. Neste caso, a deformação migraria da porção central do corpo para suas bordas e em seguida para as encaixantes. Neste cenário, espera-se uma cinemática ao longo das bordas do corpo compatível com aquela observada nas estruturas regionais. Uma segunda hipótese é que se trata de um caso de diapirismo reverso, como aquele descrito por Glazner (1994) e Glazner & Miller (1997). À medida em que o magma máfico esfria e cristaliza torna-se mais denso, do que as rochas circundantes. Assim, o

plúton afunda na crosta se a auréola que se forma nas rochas do encaixantes, pelo calor emanado durante o processo de cristalização e fluidos liberados, for dúctil o suficiente para permitir que o corpo se mova. Neste caso, a cinemática a ser observada nas encaixantes deve indicar que todo o corpo intrusivo "desce" com relação às suas encaixantes. Infelizmente não temos indicadores cinemáticos seguros para escolher entre estes dois cenários, seria necessário um estudo mais aprofundado e possivelmente a aplicação uma técnica quantitativa (e.g., *Electron Backscatter Diffraction* -EBSD) para observar o comportamento cinemático do complexo intrusivo e confirmar o processo de colocação do mesmo.

Capítulo VII – Conclusões

O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA) é um dos corpos mais representativos da Supersuíte G5 (530 – 480 Ma). Aflorante na porção sul, e mais profunda, do Orógeno Araçuaí o CISA, assim outras intrusões contemporâneas da mesma região, apresenta zoneamento inverso com rochas máficas na porção central gradando para rochas mais félsicas nas bordas. Entretanto, diferentemente dos outros corpos meridionais o CISA possui fortes evidências de deformação em estado sólido presentes em toda sua borda, composta por rocha granítica foliada, e particularmente em sua zona de cisalhamento interna. As bordas do CISA e suas encaixantes registram características de deformação em estado sólido (de altas a baixas temperaturas), enquanto a zona de cisalhamento interna registra apenas características deformacionais de estado sólido de alta temperatura. Essa distribuição revela que a deformação cessa com as porções centrais do complexo intrusivo ainda quentes (~600 – 650 °C), enquanto a auréola deformacional das encaixantes já se encontravam mais frias (~300 – 350 °C).

Quanto à caracterização magnética das rochas encaixantes pode-se concluir que a anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é dominada pela magnetita multidomínio (MD) nas rochas ortoderivadas, enquanto as paraderivadas apresentam pirrotita em sua fábrica mineral, como observado pelas transições nas curvas termomagnéticas integrada da anisotropia anisterética de magnetização remanente (AARM) e os diagramas de FORC. Entretanto a diminuição mineral associada ao cisalhamento das rochas pode produzir assinaturas pseudo-monodomínio (PSD) na trama ferromagnética (*latu sensu*). A trama magnética das rochas encaixantes presentes nas bordas é paralela à direção de contato e sobrepõe o *trend* da foliação regional do Orógeno Araçuaí (NNE-SSW) e da área de influência da Zona de Cisalhamento Guaçuí (NE-SW), dessa forma sendo compatível com o modelo de colocação por diapirismo.

Quanto ao estudo gravimétrico tem-se que: (1) o método de separação região-residual pela omissão de pontos é eficaz quando aplicados, neste caso, em rochas intrusivas com alto contraste lateral de densidade e contato abrupto com as encaixantes; (2) a modelagem gravimétrica 2D aplicada sobre o mapa residual obtido pela omissão de pontos é simplificada pelo fato do método, de vínculo forte com dado de campo, remover praticamente todos as outras respostas gravimétricas indesejadas da crosta, isolando

assim apenas o corpo de estudos; (3) a anomalia Bouguer residual do CISA reflete satisfatoriamente a sua variação geológica, bem como individualiza ambos os lóbulos Sudeste e Nordeste e, conseqüentemente, a zona de cisalhamento entre eles; (4) o mesmo resultado descrito em (3) também é observado ao aplicar o gradiente horizontal no dado de anomalia residual, reforçando a sua eficiência quando aplicado sobre anomalias de corpos aflorantes; (5) as distribuições de profundidades dos lóbulos do CISA corroboram com os dados de ASM em que o Lóbulo Nordeste é mais próximo da fonte alimentadora de magma do que o Lóbulo Sudoeste, assim como pode-se observar a mínima espessura de rochas do complexo ocorrendo na zona de cisalhamento interna, ou seja, a mesma é o contato entre os lóbulos gêmeos.

Referências

- Akimoto, S. (1954). Magnetic Properties of FeO-Fe₂O₃-TiO₂ System as a Basis of Rock Magnetism. *Journal of the Physical Society of Japan*, 17(Supplement B-1), 706–710.
- Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres, G. G., Cruz, S. C. P., & Whittington, A. (2006). Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149(1–2), 43–64. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.007>
- Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., & Cruz, S. C. P. (2007). SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO ARAÇUAÍ-CONGO OCIDENTAL. *Geonomos*, 15, 25–43. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.105>
- Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y., & Brito Neves, B. B. de. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science*, 17, 1–29. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012825281900039>
- Améglio, L., & Vigneresse, J. L. (1999). Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: A review. *Geological Society Special Publication*, 168(1), 39–54. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.04>
- Améglio, Laurent, Vigneresse, J. L., & Bouchez, J. L. (1997). Granite Pluton Geometry and Emplacement Mode Inferred from Combined Fabric and Gravity Data. In *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (Vol. 8, pp. 199–214). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_13
- Angelo, T. V., Egydio-Silva, M., Temporim, F. A., & Seraine, M. (2020). Midcrust deformation regime variations across the Neoproterozoic Araçuaí hot orogen (SE Brazil): Insights from structural and magnetic fabric analyses. *Journal of Structural Geology*, 134, 104007. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104007>
- Aranda, R. de O., Horn, A. H., Medeiros Júnior, E. B. de, & Venturini Junior, R. (2020). Geothermobarometry of igneous rocks from Afonso Cláudio Intrusive Complex (Espírito Santo state, Southeastern Brazil), Araçuaí-West Congo Orogen: Further evidence for deep emplacement levels. *Journal of South American Earth Sciences*, 16. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103016>
- Araujo, C., Pedrosa-Soares, A., Lana, C., Dussin, I., Queiroga, G., Serrano, P., & Medeiros-Júnior, E. (2020). Zircon in emplacement borders of post-collisional plutons compared to country rocks: A study on morphology, internal texture, U–Th–Pb geochronology and Hf isotopes (Araçuaí orogen, SE Brazil). *Lithos*, 352–353, 105252. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105252>
- Archanjo, C. J., Launeau, P., & Bouchez, J. L. (1995). Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89(1–2), 63–75. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)02997-P](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)02997-P)
- Arzi, A. A. (1978). Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44(1–4), 173–184. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90069-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90069-0)
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F. L., Sand França, G., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C. G., Albuquerque, D. F., & Lopes, A. E. V. (2013). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>
- Balsley, J. R., & Buddington, A. F. (1960). Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *American Journal of Science*, 258(A), 6–20.
- Banerjee, S. K. (1991). Magnetic properties of Fe-Ti oxides. In Donald H. Lindsley (Ed.), *Oxide Minerals* (pp. 107–128). De Gruyter. <https://doi.org/10.1515/9781501508684-007>
- Bayer, P., Schmidt-Thomé, R., Weber-Diefenbach, K., & Horn, H. A. (1987). Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: The Santa Angélica Pluton - an example. *Geologische Rundschau*, 76(2), 357–371. <https://doi.org/10.1007/BF01821080>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Blumenfeld, P., & Bouchez, J. L. (1988). Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, 10(4), 361–372. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90014-](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90014-)

- Bouchez, J. L. (1997). Granite is Never Isotropic: An Introduction to AMS Studies of Granitic Rocks. In J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, & W. E. Stephens (Eds.), *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics* (pp. 95–112). Dordrecht : Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_6
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A., & Cuney, M. (1992). Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, *20*(1), 35–38. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0035:SMIG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0035:SMIG>2.3.CO;2)
- Bouchez, Jean Luc, Gleizes, G., Djouadi, T., & Rochette, P. (1990). Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the foix pluton (French pyrenees). *Tectonophysics*, *184*(2), 157–171. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90051-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90051-9)
- Briggs, I. C. (1974). Machine Contouring Using Minimum Curvature. *Geophysics*, *39*(1), 39–48. <https://doi.org/10.1190/1.1440410>
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Cavalcante, C., Fossen, H., Almeida, R. P., Hollanda, M. H. B. M., & Egydio-Silva, M. (2019). Reviewing the puzzling intracontinental termination of the Araçuaí-West Congo orogenic belt and its implications for orogenic development. *Precambrian Research*, *322*, 85–98. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.12.025>
- Cavalcante, C., Hollanda, M. H., Vauchez, A., & Kawata, M. (2018). How long can the middle crust remain partially molten during orogeny? *Geology*, *46*(10), 839–842. <https://doi.org/10.1130/G45126.1>
- Chapin, D. A. (1996). The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial. *Leading Edge (Tulsa, OK)*, *15*(5), 361. <https://doi.org/10.1190/1.1437341>
- Chuang, D. S. (1994). *Magnetic Anisotropy in Ultrathin Epitaxial Films Grown on Surfaces Vicinal to Cu(001)*. Massachusetts Institute of Technology.
- Collinson, D. W. (1983). *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and instrumentation*. London: Chapman & Hall.
- Cordell, L., & Grauch, V. I. S. (1982). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the san juan basin, New Mexico. *1982 SEG Annual Meeting, SEG 1982*, 246–247. <https://doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16>
- Cornell, R. M., & Schwertmann, U. (2006). *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses* (2nd ed.). John Wiley & Sons, 2006.
- Cox, K. G. (1980). A Model for Flood Basalt Vulcanism. *Journal of Petrology*, *21*, 629–650.
- D’Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. G., Renne, P. R., Onstott, T. C., & Teixeira, W. (1990). Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in southeastern Bahia State-São Francisco Craton, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, *101*(2–4), 332–348. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90164-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90164-S)
- D’Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. I. G., Trindade, R. I. F., Teixeira, W., Raposo, M. I. B., & Onstott, T. C. (2004). Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): New constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, *132*(1–2), 55–77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.02.003>
- Da Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., & Fletcher, I. R. (2005). The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, *136*(3–4), 203–240. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.004>
- De Campos, C. M., Mendes, J. C., & Ludka, I. P. (2004). A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *J. Virtual Explor.*, *17*, 1–39. <https://doi.org/https://doi.org/10.3809/jvirtex.2004.00106>
- De Campos, C. P., de Medeiros, S. R., Mendes, J. C., Pedrosa-Soares, A. C., Dussin, I., Ludka, I. P., & Dantas, E. L. (2016). Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, *68*, 248–268.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.016>

- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (1997). Rock Magnetism Fundamentals and Frontiers. In *Rock Magnetism*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511612794>
- Eichelberger, J. C. (1978). Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275(5675), 21–27. <https://doi.org/10.1038/275021a0>
- Fossen, H., Cavalcante, G. C., & Almeida, R. P. (2017). Hot Versus Cold Orogenic Behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian Orogens. *Tectonics*, 36(10), 2159–2178. <https://doi.org/10.1002/2017TC004743>
- Fossen, H., Cavalcante, G. C., Konopásek, J., Meira, V. T., Almeida, R. P., Hollanda, M. H. B. M., & Trompette, R. (2020). A critical discussion of the subduction-collision model for the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Precambrian Research*, 343, 20. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105715>
- Fossen, Haakon. (2016). *Structural Geology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781107415096>
- Fowler, T. K., & Paterson, S. R. (1997). Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stope blocks. *Journal of Structural Geology*, 19(2), 209–224. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00058-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00058-2)
- Gerya, T. (2010). *Introduction to numerical geodynamic modelling*. Cambridge University Press. www.cambridge.org/9780521887540
- Glazner, A. F. (1994). Foundering of mafic plutons and density stratification of continental crust. *Geology*, 22(5), 435–438. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0435:FOMPAD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0435:FOMPAD>2.3.CO;2)
- Glazner, A. F., & Miller, D. M. (1997). Late-stage sinking of plutons. *Geology*, 25(12), 1099–1102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<1099:LSSOP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<1099:LSSOP>2.3.CO;2)
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Neto, M. da C. C., Silva, L. C. da, Trouw, R. A. J., & Janasi, V. de A. (2004). Província Mantiqueira. In V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, & B. B. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (1st ed., pp. 203–234). Beca. <https://www.researchgate.net/publication/284672209>
- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10153–10192. [https://doi.org/10.1029/JB086IB11P10153@10.1002/\(ISSN\)2169-9356.GANDR1](https://doi.org/10.1029/JB086IB11P10153@10.1002/(ISSN)2169-9356.GANDR1)
- Hobbs, B. F., Means, W. D., & Williams, P. . (1976). *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons Inc.
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1), 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Jackson, M. (1991). Anisotropy of magnetic remanence: A brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics*, 136(1), 1–28. <https://doi.org/10.1007/BF00878885>
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3–4), T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2009). *An Introduction to Geophysical Exploration* (3rd ed.). Wiley.
- Krásá, D., & Fabian, K. (2007). Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. In D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 874–883). Netherlands: Springer.
- Kröner, A., & Cordani, U. (2003). African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: Evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375(1–4), 325–352. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00344-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00344-5)
- Lacoste & Romberg. (2004). *Instruction manual Model G&D gravity meters*.
- Lindsley, D.H. (1976). The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. *Mineralogical Society of America*, 3(L1), 60.
- Lipman, P. W. (1992). Cordilleran magmatism: Problems and progress. In *researchgate.net* (Vol. 3).
- Lowrie, W. (1997). *Fundamental of Geophysics Cambridge University Press*.

- Ludka, I. P., & Wiedemann-Leonardos, C. M. (2000). Further signs of an enriched mantle source under the neoproterozoic Araçuaí-Ribeira Mobile Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 95–98.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F. R., & Knauer, L. G. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia* (Vol. 10, pp. 171–174).
- Marangoni, Y. R. (2014). *O Campo Gravimétrico Conceitos e aplicações em Geofísica* (p. 45).
- McWilliams, M. O. (1981). Palaeomagnetism and precambrian tectonic evolution of gondwana. *Developments in Precambrian Geology*, 4(C), 649–687. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70031-8](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70031-8)
- Medeiros, S. R., Wiedemann-Leonardos, C. M., & Vriend, S. (2001). Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: The example of Várzea Alegre, in the Ribeira Mobile Belt, Espírito Santo, Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 73(1), 99–119. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652001000100009>
- Meira, V. T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R. P., & Schorscher, J. H. D. (2015). The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: Insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova*, 27(3), 206–217. <https://doi.org/10.1111/ter.12149>
- Melo, M. G. de, Lana, C., Stevens, G., Hartwig, M. E., Pimenta, M. S., & Nalini, H. A. (2020). Deciphering the source of multiple U–Pb ages and complex Hf isotope composition in zircon from post-collisional charnockite-granite associations from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102792. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102792>
- Mendes, Júlio C., Wiedemann, C. M., & McReath, I. (1999). Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 47–57. <https://doi.org/https://doi.org/10.25249/0375-7536.1999294754>
- Mendes, Julio Cezar, & De Campos, C. M. P. (2012). Norite and charnockites from the Venda Nova Pluton, SE Brazil: Intensive parameters and some petrogenetic constraints. *Geoscience Frontiers*, 3(6), 789–800. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.05.009>
- Miller, R. B., & Paterson, S. R. (1994). The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, 16(6), 853–865. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90150-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90150-3)
- Molina, E. C. (2001). *Gravimetria: Fundamentos e Aplicações - Módulo 2* (p. 22). https://www.iag.usp.br/~eder/agg0333/grav_b.pdf
- Moskowitz, B. M., Jackson, M. J., & Chandler, V. W. (2015). Geophysical Properties of the Near Surface Earth: Magnetic. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (2nd ed., Vol. 11, pp. 139–174). Elsevier.
- Munhá, J. M. U., Cordani, U., Tassinari, C. C. G., & Palácios, T. (2005). Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 123–134. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/viewFile/9774/9711>
- Muxworthy, A. R., & Roberts, A. P. (2007). First-order reversal curve (FORC) diagrams. In D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 266–272). Springer.
- Nagata, T. (1961). *Rock Magnetism*. Tokyo: Maruzen.
- Neves Brito, B. B., & Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23–40. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/030192689190004T>
- O'Reilly, W. (1984). Applications of rock and mineral magnetism. In *Rock and Mineral Magnetism* (pp. 194–212). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8468-7_9
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). Microtectonics. In C. W. Passchier & R. A. J. Trouw (Eds.), *Microtectonics* (2nd ed.). Springer. https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0_3
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., & Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44(1–2), 53–82. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Paterson, S. R., & Tobisch, O. T. (1988). Using pluton ages to date regional deformations: Problems with commonly used criteria. *Geology*, 16(12), 1108–1111. <https://doi.org/10.1130/0091->

7613(1988)016<1108:UPATDR>2.3.CO;2

- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 349–363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., Tack, L., Noce, C. M., Babinski, M., Silva, L. C., & Martins-Neto, M. A. (2008a). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Geological Society Special Publication*, 294, 153–172. <https://doi.org/10.1144/SP294.9>
- Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., Tack, L., Noce, C. M., Babinski, M., Silva, L. C., & Martins-Neto, M. A. (2008b). Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Geological Society Special Publication*, 294(1), 153–172. <https://doi.org/10.1144/SP294.9>
- Pedrosa-Soares, A. C., de Campos, C. P., Noce, C., Silva, L. C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., & Alkmim, F. (2011). Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society Special Publication*, 350(1), 25–51. <https://doi.org/10.1144/SP350.3>
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmim, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., & Castañeda, C. (2007). Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15, 1–16. <https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.103>
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., & Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307–323. www.elsevier.com/locate/precamres
- Pedrosa-Soares, A. C., & Wiedemann-Leonardos, C. M. (2000). Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.) *Tectonic Evolution of South America* (pp. 265–285). SBG. https://www.researchgate.net/publication/303241376_Evolution_of_the_Aracuai_Belt_and_its_connection_to_the_Ribeira_Belt_Eastern_Brazil
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., & Vigneresse, J. L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408(6813), 669–673. <https://doi.org/10.1038/35047000>
- Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Bruguier, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M., & Mondou, M. (2009). Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted “hot” orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, 477(3–4), 174–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.039>
- Pike, C. R., Roberts, A. P., & Verosub, K. L. (1999). Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves. *Journal of Applied Physics*, 85(9), 6660–6667. <https://doi.org/10.1063/1.370176>
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2), 83–99. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90038-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90038-3)
- Renne, P. R., Onstott, T. C., D'Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. G., & Teixeira, W. (1990). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of 1.0–1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 101(2–4), 349–366. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90165-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90165-T)
- Ribeiro, V. B., & Mantovani, M. S. M. (2011). Campo gravimétrico do complexo alcalino de tapira (MG): Comparação entre técnicas de interpolação e de separação regional-residual. *Revista Brasileira de Geofísica*, 29(3), 463–485. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v29i3.93>
- Richter, F., Lana, C., Stevens, G., Buick, I., Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., & Cutts, K. (2016). Sedimentation, metamorphism and granite generation in a back-arc region: Records from the Ediacaran Nova Venécia Complex (Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 272, 78–100. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.10.012>

- Roberts, A. P., Pike, C. R., & Verosub, K. L. (2000). First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), 28461–28475. <https://doi.org/10.1029/2000JB900326>
- Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3), 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Sahu, R. P., Abdalla, A. M., Fattah, A. R. A., Ghosh, S., & Puri, I. K. (2018). Synthesis, Characterization, and Applications of Carbon Nanotubes Functionalized with Magnetic Nanoparticles. In G. Balasubramanian (Ed.), *Advances in Nanomaterials* (pp. 37–57). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-64717-3_2
- Schmidt-Thomé, R., & Weber-Diefenbach, K. (1987). Evidence for "frozen-in" magma mixing in Brasiliano calc-alkaline intrusions: The Santa Angelica pluton, southern Espírito Santo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4), 498–506. <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11962>
- Serrano, P., Pedrosa-Soares, A., Medeiros-Júnior, E., Fonte-Boa, T., Araujo, C., Dussin, I., Queiroga, G., & Lana, C. (2018). A-type Medina batholith and post-collisional anatexis in the Araçuaí orogen (SE Brazil). *Lithos*, 320–321, 515–536. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.009>
- Silva, L. C., Pedrosa-Soares, A. C., Teixeira, L. R., & Armstrong, R. (2008). Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco-Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, 13(4), 527–537. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.06.002>
- Stacey, F. D., Joplin, G., & Lindsay, J. (1960). Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia. *Geofisica Pura e Applicata*, 47(1), 30–40. <https://doi.org/10.1007/BF01992481>
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: A “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861–1884. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)
- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49–59. <https://doi.org/10.1029/jz064i001p00049>
- Tarling, D., & Hrouda, F. (1993). *Magnetic Anisotropy of Rocks* (1st ed.). Springer Netherlands.
- Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., & Van der Voo, R. (2018). *tauxe Essentials of Paleomagnetism: Fifth Web Edition*.
- Teixeira-Silva, C. M. (2010). *O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: geometria e significado tectônico* [Universidade Federal de Ouro Preto]. http://bdtd.ibict.br/vufind/Record/UFOP_62f7b85efa2daa16f6cf1fefe351af15
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics. In *Cambridge University Press, UK* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Temporim, F. A., Trindade, R. I. F., Tohver, E., Soares, C. C., Gouvêa, L. P., Egydio-Silva, M., Amaral, C. A. D., & Souza Junior, G. F. (2020). Magnetic Fabric and Geochronology of a Cambrian “Isotropic” Pluton in the Neoproterozoic Araçuaí Orogen. *Tectonics*, 39(6). <https://doi.org/10.1029/2019TC005877>
- Temporim, F. A., Trindade, R., Tohver, E., Soares, C., Gouvêa, L. P., Egydio-Silva, M., Amaral, C., & Souza Jr., G. (2020). *AMS data of the Santa Angélica pluton. 2*. <https://doi.org/10.17632/3XTH2S5CP9.2>
- Torquato, J. R., & Cordani, U. G. (1981). Brazil-Africa geological links. *Earth Science Reviews*, 17(1–2), 155–176. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90010-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90010-6)
- Trindade, R. I. F., Bouchez, J. L., Bolle, O., Nédélec, A., Peschler, A., & Poitrasson, F. (2001). Secondary fabrics revealed by remanence anisotropy: Methodological study and examples from plutonic rocks. *Geophysical Journal International*, 147(2), 310–318. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2001.01529.x>
- Trindade, R. I. F., Raposo, M. I. B., Ernesto, M., & Siqueira, R. (1999). Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*, 314(4), 443–468. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00220-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00220-6)
- Trompette, R. (1994). Geology of western Gondwana (2000–500 Ma): Pan-Africa-Brasiliano aggregation of

- South America and Africa. *Balkema Press*. <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=FCL.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mnf=003666>
- Trompette, R. (1997). Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: A tentative scenario. *Precambrian Research*, 82(1–2), 101–112. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00045-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00045-9)
- Vaucher, A., Hollanda, M. H. B. M., Monié, P., Mondou, M., & Egydio-Silva, M. (2019). Slow cooling and crystallization of the roots of the Neoproterozoic Araçuaí hot orogen (SE Brazil): Implications for rheology, strain distribution, and deformation analysis. *Tectonophysics*, 766, 500–518. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.013>
- Vaucher, Alain, Egydio-Silva, M., Babinski, M., Tommasi, A., Uhlein, A., & Liu, D. (2007). Deformation of a pervasively molten middle crust: Insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, 19(4), 278–286. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00747.x>
- Vernon, R. H. (1988). Microstructural evidence of rotation and non-rotation of mica porphyroblasts. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(5), 595–601. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00442.x>
- Vernon, R. H. (2000). Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Electronic Geosciences*, 5(2), 1–23. <https://doi.org/10.1007/s10069-000-0002-3>
- Vernon, R. H. (2012). Microstructures of Igneous Rocks. In *A Practical Guide to Rock Microstructure* (pp. 43–168). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511807206.004>
- Vernon, R. H. (2018). Microstructures of Deformed Rocks. In *A Practical Guide to Rock Microstructure* (Issues 8–9, pp. 228–352). Cambridge University Press. <https://doi.org/doi:10.1017/9781108654609.007>
- Vernon, R. H., Williams, V. A., & D'arcy, W. F. (1983). Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid Batholith. *Tectonophysics*, 92(1–3), 123–145. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90087-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90087-2)
- Vignerresse, J. L. (1990). Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal*, 25(3–4), 249–260. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250308>
- Vignerresse, J. L. (1995). Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249(3–4), 187–202. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00005-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00005-8)
- Vignerresse, J. L., Tikoff, B., & Améglio, L. (1999). Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302(3–4), 203–224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)
- White, S. (1977). Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39(1–3), 143–170. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90093-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90093-2)
- Wiedemann-Leonardos, C. M., Ludka, I. P., De Medeiros, S. R., Mendes, J. C., & Costa-De-Moura, J. (2000). Arquitetura de plutons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*, 15(1), 25–38.
- Wiedemann, C. M., De Medeiros, S. R., Ludka, I. P., Mendes, J. C., & Costa-de-Moura, J. (2002). Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5(2), 381–399. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70730-9](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70730-9)
- Winkler, A., Alfonsi, L., Florindo, F., Sagnotti, L., & Speranza, F. (1997). The Magnetic Anisotropy of Rocks: Principles, Techniques and Geodynamic Applications in the Italian Peninsula. *Annali Di Geofisica*, 40(3), 729–740. <https://doi.org/10.4401/ag-3899>
- Yang, C.-S., Kao, S.-P., Lee, F.-B., & Hung, P.-S. (2004). Twelve different interpolation methods: a case study of surfer 8.0. *Geo-Imagery Bridging Continents, 20th ISPRS Congress*, 8. <http://www.isprs.org/proceedings/XXXV/congress/comm2/papers/231.pdf>
- Zanon, M., Chaves, A., ... C. R.-B. J. of, & 2015, U. (2015). Os aspectos geológicos do Maciço Santa Angélica (ES): uma nova abordagem. *Brazilian Journal Of Geology*.
- Zwart, H. J. (1962). On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52(1), 38–65. <https://doi.org/10.1007/BF01840064>
- Zwart, H. J. (1964). The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 53(1), 170–205. <https://doi.org/10.1007/BF02040746>