



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL E MAPEAMENTO
GEOLÓGICO DO COMPLEXO SANTA FILOMENA, FAIXA
RIACHO DO PONTAL, REGIÃO DE BETÂNIA DO PIAUÍ - PI**

Daniel Francisco Martins de Sousa

Orientador: Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral

**Campinas-SP
Janeiro de 2015**



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL E MAPEAMENTO
GEOLÓGICO DO COMPLEXO SANTA FILOMENA, FAIXA
RIACHO DO PONTAL, REGIÃO DE BETÂNIA DO PIAUÍ - PI**

Daniel Francisco Martins de Sousa

Trabalho de conclusão de curso
apresentado em 09 de Janeiro de
2015 para obtenção do título de
Bacharel em Geologia pelo Instituto
de Geociências da UNICAMP.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral (Orientador)
Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos
Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço

*Este trabalho é dedicado às minhas
famílias, ao nordestino e ao samba.*

Somos muitos Severinos
iguais em tudo na vida:
na mesma **cabeça grande**
que a custo é que se equilibra,
no mesmo ventre crescido
sobre as mesmas pernas finas,
e iguais também porque o sangue
que usamos tem pouca tinta.
E se somos Severinos
iguais em tudo na vida,
morremos de morte igual,
mesma morte severina:
que é a morte de que se morre
de velhice antes dos trinta,
de emboscada antes dos vinte,
de fome um pouco por dia
(de fraqueza e de doença
é que a morte Severina
ataca em qualquer idade,
e até gente não nascida).
Somos muitos Severinos
iguais em tudo e na sina:
a de abrandar estas pedras
suando-se muito em cima,
a de tentar despertar
terra sempre mais extinta,
a de querer arrancar
algum roçado da cinza.

(Trecho de “Morte e Vida Severina” - João Cabral de Melo Neto)

AGRADECIMENTOS

O caminho é longo, a missão é árdua e para que vem de baixo é ainda mais difícil mas agora, perto de concluir esta etapa fica claro que com a 'equipe de apoio' que tive seria impossível dar algum erro. Então como nada aqui é 'só meu' peço licença para agradecer a todos os co-autores.

Agradeço a Deus, a todos os Orixás, a Santos Reis e a todas as boas energias, sejam em pensamento, orações, palavras ou em um abraço.

Obrigado família. Pai, obrigado pela casca grossa, obrigado por ter valores de um guerreiro. Reafirmo o que já te disse em outro momento: me orgulho em dizer que hoje, com quase 30, tenho muito mais do meu pai em mim do que pensei ter um dia. Mãe, obrigado pelo amor incondicional, pela torcida emocionada. Você é o motivo de tudo! Irmão, obrigado pela proteção e pela torcida incansável. Cunhada, obrigado pela cumplicidade. A toda família Martins, toda família Sousa. Nós conseguimos!

Valeu madrinha. Portuga arretada! Filha de Iemanjá. Nunca vou poder expressar minha gratidão. Obrigado por ser mãe.

A quem acreditou e torceu antes do começo, no começo, no meio e no fim.

Impossível não agradecer ao samba, pois, com ele encontrei novos valores.

Família do samba: Bateria Alcalina, Bloco Cultural União Altaneira, galera do Bloco do Souza, Projeto de Samba Sibipiruna: Impossível pensar em vocês e não me emocionar. Minha porta para o maior amor que já vivi. Obrigado pela música!

'Meu pavilhão, azul e branco...', mais um grande amor. Obrigado G.R.E.S. Nenê de Vila Matilde por todas as noites de domingo cheias de axé, cheias de cura. As semanas foram melhores e com mais amor.

Queilinha... morena... Obrigado. Não somos fáceis, a gente sabe, mas o amor é verdadeiro e não acaba. Doni Bueno, irmãozinho, obrigado por acreditar. Leandro R.P., meu irmão de coração grande, meu mestre. Obrigado por correr junto. 'Fessor' Beto, axé! Julião, valeu o salve absurdo nas fotos. Amigos geniais que me enxem de orgulho e inspiração.

À Unicamp. Aos moradores e funcionários da Moradia pelos 5 anos especiais.

Obrigado aos amigos do Laboratório de Geofísica Computacional: Dona Fátima, uma mãe para todo universitário em apuros; Alber, João, Fabrício, Alcides. Vocês não imaginam o quanto me ensinaram. Obrigado pelos anos de amizade e momentos leves quando o que mais precisava era serenidade.

Agradeço a quase todos os professores e a todos os funcionários do Instituto de Geociências da UNICAMP. E

Ao Zé Henrique e Thiaguinho Mizuno por me apresentarem a geologia.

Valeu turma 07, geografia noturno, Lau, Léo – do começo ao fim juntos!; turma 08

geologia, meus cúmplices Lemão, Saulito, Portuga e Armário. Tais, Verô e Julinha, obrigado por todo carinho! Valeu família M1, Johann, Gediel, Lucão, Andrei, Toko, Gui e Marcão que além de família, é amigo, é problema e é entusiasta desse trabalho que tanto me proporcionou momentos felizes de reflexão, vivência e aprendizado.

Obrigado professor Dr. Wagner da Silva Amaral. Chefe... desde já, desculpa qualquer coisa. (rs) Maior respeito pela patente mas queria te dizer que dever para orientador é complicado, mas dever para amigo é muito pior, então tentei fazer com atenção e capricho. Muito obrigado por confiar, por cobrar, por ser presente. Um grande futuro a você.

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos e prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço, obrigado pelos conhecimentos compartilhados por esse caminho e pela disposição em ler o trabalho.

Professora Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro, muito obrigado. Alguns professores não imaginam o quanto nos inspiram e nos mostram força em momentos cruciais.

E por último, muito obrigado ao povo guerreiro e hospitaleiro de Betânia do Piauí. Em uma época de discursos políticos oscilando entre perigosos e imbecis, tive o prazer de estar um tempo ao lado de vocês e é impossível não se envolver. Eu vi sua terra seca, seus rostos cansados, as mãos calejadas e a esperança mostrada em cada gesto. Obrigado pelos dedos de proza à beira da estrada, pela curiosidade geológica, pela ajuda com as porteiras, pelo copo d'água 'salobra' fresca dada de bom coração. Cada dado apresentado nesse trabalho foi tratado com muito carinho em respeito a vocês. Somos todos irmãos e o amor precisa nos unir.

Betanhense, dá licença pra eu falar da sua terra.

Resumo

A região de estudo localiza-se no domínio geotectônico da Província Borborema, porção sul, inserida no contexto das faixas móveis, mais precisamente na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal que delimita a Província e o Cráton do São Francisco. A área mapeada possui 150 km², onde foram caracterizadas rochas metavulcanossedimentares individualizadas em seis unidades: Unidade I – ortognaisses migmatizados de composição sieno a monzogranítica com diques básicos; Unidade II - clorita-cianita-granada-biotita xisto com associações de *metacherts*; Unidade III – clorita-estaurolita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto; Unidade IV – cianita-clorita-granada-biotita xisto; Unidade V – ortognaisse a duas micas de composição sieno a monzogranítica com diques de composição riolítica; Unidade VI – granitoide de composição sienogranítica. De acordo com a literatura e observações de campo, a estruturação da área está relacionada ao Ciclo Brasileiro tardio com distinção de cinco eventos deformacionais (Dn-1, Dn, Dn+1 – regime compressivo; Dn+2 – regime transpressivo; Dn+3 – regime dúctil-rúptil tardio). O evento Dn-1 é responsável pela geração de Sn-1 incipiente; Dn é o evento de maior expressão com estabelecimento de cavalgamentos com transporte para N, NE e E o que gerou uma foliação Sn e lineação de estiramento mineral Lx comum a todas as unidades; Dn+1 refere-se a evolução de Dn e origina localmente uma clivagem de crenulação Sn+1 incipiente. O evento Dn+2, de expressão local, ocorre durante o estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste de direção E-W e cinemática destal, responsável pela formação de Sn+2 verticalizada e milonítica. O evento deformacional Dn+3 ocorreu sob regime dúctil-rúptil com formação de fraturas rúpteis em nível crustal mais raso. Com relação ao metamorfismo, foram identificados três fases: Mn, Mn+1 e Mn+2. Durante o evento Mn, associado a Dn-1, Dn e Dn+1, ocorre metamorfismo regional dinâmico com paragênese mineral sugerindo *fácies* anfibolito médio/alto evidenciado por cianita, granada e estaurolita. Mn+1 refere-se a retrometamorfismo em *fácies* xisto verde relacionado a alívio de pressão litostática concomitante a fase final de Dn+1 com formação de clorita na borda de granada e biotita. O evento metamórfico Mn+2 é de expressão local, relaciona-se ao estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste durante o evento deformacional Dn+2 e ao desenvolvimento de milonitos que nos xistos do Complexo Santa Filomena é evidenciado também pela formação de sillimanita indicando metamorfismo em *fácies* anfibolito alto.

Palavras-chave: Província Borborema, Faixa Riacho do Pontal, Complexo Santa Filomena

ABSTRACT

The study area is located in the tectonic domain of Borborema Province, southern portion, set in the mobil belts context, specifically the Internal Zone of Riacho do Pontal line, which delimits the Province and the Craton of São Francisco. The mapped area consists of metavolcano-sedimentary rocks that were individualized in 6 units: Unit I - migmatites orthogneiss with composition varying from sienite to monzogranitic, and amphibolite dikes associated; Unit II - chlorite- kyanite- garnet-biotite schist with metabasalt intrusion; Unit III - chlorite-staurolite garnet-biotite-muscovite-quartz schist; Unit IV - kyanite-chlorite-garnet-biotite schist; Unit V - orthogneiss to two-mica composition of sienite to monzogranitic with dikes of rhyolite composition; Unit VI - granitoid of sienogranite composition. The structuring of the area occurred during the late Brazilian Cycle with five deformational events distinction (Dn-1, Dn, Dn + 1 - compressive regime; Dn + 2 - transpressive regime; Dn + 3 - late ductile-brittle regime). The Dn-1 event is responsible for S_n-1 incipient generation; Dn is the greatest expression event with thrusting establishment with transport to N, NE and E which generated a foliation S_n and mineral stretch lineation L_x, common to all units; Dn + 1 refers to Dn evolution and locally produces the crenulation cleavage S_n + 1 incipient. The Dn + 2 event, local expression, occurs during the establishment of the West Pernambuco Shear Zone with direction E-W and dextral kinematics, responsible for vertical and mylonitic S_n + 2 formation. The Dn + 3 deformational event occurred under ductile-brittle regime with brittle fractures formation in more shallow crustal level. The metamorphism evolution occurred in three phases: Mn, Mn + 1 and Mn + 2. During the Mn event, which was associated with Dn-1, Dn and Dn + 1, occurs dynamic regional metamorphism with mineral paragenesis suggesting medium/high amphibolite facies. Mn + 1 refers to a retro-metamorphism in greenschists facies related to a lithostatic pressure relief concurrently with Dn + 1 final stage. The Mn + 1 metamorphic event has a local expression, and is related to Dn + 2 and has indicative mineral paragenesis of high amphibolite facies.

Keywords: Borborema Province, Riacho do Pontal Fold, Santa Filomena Complex

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
SUMÁRIO	IX
LISTA DE FIGURAS	XI
 1 – APRESENTAÇÃO	 15
1.1 - Introdução	15
1.2 - Justificativa/Objetivos	16
1.3 - Localização e Vias de Acesso	17
1.4 - Aspectos Fisiográficos Gerais	17
 2 – MATERIAIS E MÉTODOS	 20
2.1 Etapa Pré-Campo	20
2.1.1 - Base Cartográfica	20
2.2 - Etapa de Campo	24
2.2.1 - Coleta de dados em campo	24
2.2.2 - Tratamento de dados diários	25
2.3 - Etapa Pós-Campo	25
2.3.1 - Elaboração dos perfis geológicos	25
 3 – GEOLOGIA REGIONAL	 27
3.1 - A Província Borborema	27
3.2 - A Faixa Riacho do Pontal	30
3.2.1 – Embasamento	30
3.2.2 - Zona Interna	31
3.2.2.1 - Complexo Santa Filomena	31
3.2.2.2 - Complexo Paulistana	33
3.2.3 - Zona Central	33
3.2.4 - Granitoides Brasileiros	34
3.2.4.1 - Magmatismo sin-colisional: Suíte Rajada	34
3.2.4.2 - Magmatismo tardi- a pós-colisional: Suíte Serra da Aldeia, Caboclo e Diápiro da Fazenda Maxixeiro	35
3.3 - Contexto Estrutural e Metamórfico	35
 4 – GEOLOGIA LOCAL	 37
4.1 - UNIDADE I - Ortognaisses migmatizados e diques Básicos (A/Py)	40
4.2 - UNIDADE II - Rochas metassedimentares correlacionáveis ao Complexo Monte Orebe (Nxtqzxt).....	44
4.3 - Rochas metassedimentares do Complexo Santa Filomena	45
4.3.1 - UNIDADE III - Unidade Transicional (Nxtqt)	45
4.3.2 - UNIDADE IV - Metapelitos correlacionáveis ao Complexo Santa Filomena (Nxt)	46
4.4 - UNIDADE V - Ortognaisse correlacionável ao ortognaisse a duas micas tipo Rajada (Ny1A)	51
4.5 - UNIDADE VI - Granitoide correlacionável ao Diápiro da fazenda Maxi-xeiro (Nsy2C)	51
4.6 - UNIDADE VII - Coberturas coluvionares	52

5 – PETROGRAFIA	56
5.1 - UNIDADE I - Ortognaisses migmatizados com diques básicos (A/Py)	56
5.1.1 - Ortognaisses de Composição Sienogranítica	56
5.1.2 - Diques Básicos	57
5.1.3 - Unidade Isotrópica de Composição Monzogranítica	57
5.2 - UNIDADE II - Rochas metassedimentares correlacionáveis ao Complexo Monte Orebe - Clorita-cianita-granada-biotita xisto (Nxtqzxt)	62
5.3 - Rochas metassedimentares do Complexo Santa Filomena	63
5.3.1 - UNIDADE III - Unidade Transicional - Clorita-estaurolita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto (Nxtqt)	63
5.3.2 - UNIDADE IV - Metapelitos correlacionáveis ao Complexo Santa Filomena - Cianita-clorita-granada-biotita xisto (Nxt)	64
5.4 - UNIDADE V - Ortognaisse correlacionável ao ortognaisse a duas micas tipo Rajada de composição sieno a monzogranítica e dique riolítico (Ny1A)	70
5.4.1 - Dique riolítico	70
5.5 - UNIDADE VI - Granitoide de composição sienogranítica correlacionável ao Diápiro da Fazenda Maxixeiro (Nsy2C)	72
6 - CONTEXTO ESTRUTURAL E METAMÓRFICO	75
6.1 - Eventos Deformacionais e Metamórficos	77
6.1.1 - Evento Deformacional Dn-1	77
6.1.2 - Evento Deformacional Dn	78
6.1.3 - Evento Deformacional Dn+1	79
6.1.4 - Evento Deformacional Dn+2	79
6.1.5 - Evento Deformacional Dn+3	80
6.2 - Aspectos Microestruturais	86
6.2.1 – Defeitos reticulares e propagação de discordâncias	86
6.3 - Metamorfismo	89
7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

ANEXOS:

ANEXO I – Mapa Geológico em escala 1:25000 da Região de Betânia do Piauí – PI

ANEXO II - Mapa de Pontos em escala 1:25000 da Região de Betânia do Piauí – PI

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa com principais acessos rodoviários a área de estudo	17
Figura 1.2 – a) Localização do estado do Piauí na região Nordeste do Brasil; b) Localização da cidade de Betânia do Piauí no estado do Piauí; c) Localização da área de estudo no município de Betânia do Piauí; d) Mapa topográfico com estradas e mancha urbana da área de estudo	19
Figura 2.1 - Imagem SRTM - Modelo Digital de Elevação da Região de Betânia do Piauí – PI ..	21
Figura 2.2 – (a) Mapa topográfico com estradas e caminhos da região de Betânia do Piauí-PI ..	22
(b) Mapa litogeofísico de interpretação gamaespectrométrica da região de Betânia do Piauí-PI	23
(c) Mapa gamaespectrométrico da região de Betânia do Piauí-PI	23
Figura 2.3 – (a) Moto utilizada para coleta de dados de campo; (b) Carro utilizado para coleta de dados de campo; (c) Detalhe GPS Oregon Garmin 650 acoplado nos meios de transporte	24
Figura 2.4 – Trecho SW do perfil topográfico A-A' ilustrando as etapas de construção. A linha vermelha é guia para o traçado topográfico e a linha amarela é guia para a disposição das unidades. As pequenas linhas verdes com diferentes ângulos, centralizadas na superfície do relevo, expressam a disposição estrutural das unidades. O pontilhado vermelho refere-se a variação da altitude e o pontilhado azul intercepta a curva de nível com a linha mestra do perfil. MO - Monte Orebe, MC – Metachert. MX – Granitoide Maxixeiro	26
Figura 3.1 - Mapa geotectônico esquemático de parte do nordeste brasileiro. A localização da Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal encontra-se em traço-ponto. Sub-domínios da Província Borborema: PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Cappibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central. ZCPeO e ZCPeL = Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos. (Adaptado de Caxito, 2013)	28
Figura 3.2 – Reconstrução de parte do Gondwana Oeste com as principais massas cratônicas em cinza e as faixas móveis em marrom. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas tracejadas. (Modificado de Amaral, 2010)	29
Figura 3.3 - Mapa geológico simplificado da Faixa Riacho do Pontal. (Modificado de Caxito, 2013)	32
Figura 4.1 – Legenda com unidades individualizadas e descritas	37
Figura 4.2 – Miniatura do mapa geológico da área de estudo (fora de escala)	38
Figura 4.3 – Miniatura mapa geofísico de aquisição gamaespectrométrica	39
Figura 4.4 – a) Visão geral da área de ocorrência da unidade; b,c) ortognaisse com intrusão pegmatítica rósea; d) amostra com bandamento gnáissico; e, f) amostras com diferentes níveis de deformação e concentração de biotita	41
Figura 4.5 – a) Visão geral de afloramento de dique anfibolítico dentro de drenagem; b) dique anfibolítico perpendicular a estrada, concordante a Sn (cabo do martelo indica o norte); c) afloramento com grande quantidade de veios de quartzo; d) cristais tabulares de anfibólio;	

Figura 4.6 – a) Visão geral da área de ocorrência do litotipo e afloramento; b) blocos com porfiroblastos centimétricos de magnetita em destaque; c) *cluster* de anfibólios; d,e) amostras de mão com grande quantidade de porfiroblastos de magnetita idioblástica 43

Figura 4.7 – a) Visão panorâmica geral da área onde afloram xistos correlacionáveis ao Complexo Monte Orebe com intrusão de quartzo decamétrica sustentando pequena elevação em destaque; b) diferença de coloração do solo evidenciando variação na composição dos litotipos da unidade; c) Visão geral de área com intercalação de granitoide em contato tectônico. É possível visualizar intrusões de quartzo paralelas a crista dos morros; d) perfil em drenagem com horizonte coluvionar recoberto o xisto; e) área em morro levemente arredondado coberto por material coluvionar 47

Figura 4.8 – a,b) afloramento com porfiroblastos de granada centimétrica; c) porfiroblasto de granada (grt) com crescimento de cianita (ky) radial; d) porfiroblastos tabulares de cianita em xisto; e) porfiroblastos de granada e estauroлита (st) em contato; f) porfiroblastos de estauroлита em xisto 48

Figura 4.9 – a) Visão geral da área de ocorrência da unidade transicional com morro testemunho onde localiza-se o ponto [RPD127](#); b) afloramentos comuns à unidade; c) blocos de muscovita(ms)-quartzo (qz) xisto com veio de quartzo concordante a Sn; d,e) amostra intensamente caulinizada com formação de granada (grt) a partir de cumulos de biotita (bt); f,g) cristais idioblásticos de granada e turmalina (tur) em ms-qtz xisto; h) plano XZ da amostra orientada [RPD060](#); i) plano YZ da amostra [RPD060](#) com ocorrência de *ribbons* de quartzo 49

Figura 4.10 – a) Visão geral da área de ocorrência do Complexo Santa Filomena com a Bacia do Araripe ao fundo; b) visão geral de extensa área aplainada próxima a contato tectônico com o Complexo Monte Orebe; c,d) visão geral de afloramento do Complexo Santa Filomena, sendo que em 'c' encontra-se em contato com unidade correlacionável ao granitoide Rajada; e) intercalação entre xisto do Complexo Santa Filomena e granitoide correlacionável ao Rajada; f,g) veios de quartzo concordantes e discordantes dos metapelitos; h,i) amostras de mão com diferentes granulações e distitos níveis de deformação 50

Figura 4.11 – a) Visão geral da área de ocorrência de granitoide deformado; b) visão geral da área de ocorrência do granitoide intercalado aos xistos do Complexo Santa Filomena; c) visão geral da área de afloramento em forma de lajedo. Porção menos deformada; d,e) granada (grt) milimétrica em intercalação com xisto; f) amostra com avançado nível de deformação com grande quantidade de *ribbons* de quartzo; g) amostra com maior concentração de biotita 53

Figura 4.12 – a) Intercalação entre granitoide e xisto; b) intercalação entre xisto e granito foliado (*Sheet granite*) com visualização 3D das camadas; c) intercalações com xisto e injeções deformadas do granitoide; d,e) dique vulcânico de composição riolítica; f) variação composicional evidenciando processo de anatexia dos metassedimentos para a formação do granitoide; g) amostra de dique vulcânico de composição riolítica com textura lepidoblástica 54

Figura 4.13 – a) Visão geral da área da unidade com afloramento tabular deformado; b,c) migmatitos de injeção deformados com dique decimétrico mais competente detalhado em 'c'; d) granitoide com camada sub-centimétrica de xisto intercalado; e,f) amostras com distintas concentrações de biotita que definem foliação penetrativa 55

Figura 5.1 – Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas com paragênese de composição sienogranítica. Lâmina [RPD-063](#) 58

Figura 5.2 – Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas com paragênese de

composição monzogranítica. Lâmina RPD-118	58
Figura 5.3 – a, b) Assembleia da rocha mostrando biotita (bt) com pleocroísmo verde, feldspato potássico (kfs), quartzo (qz) com extinção ondulante, e textura mirmequítica destacada em verde com zoom em (c) e microclina ('kfs' vermelho) em contato com textura mirmequítica; d, e) biotita com pleocroísmo verde marcando textura lepidoblástica e cristais sub-idioblásticos crescendo em interstícios e alterando cristais de feldspato potássico	59
Figura 5.4 – a, b) Porções com diferentes granulações de anfibólios (amp); c, d) lâmina de enclave com ocorrência de clinopiroxênio (cpx); e, f, g) assembleia com destaque para ocorrências de apatita (ap)	60
Figura 5.5 – a, b) Quartzo (qz), feldspatos (kfs e pl) e anfibólio (amp) com formação de alanita (aln) intersticial ou inclusões de granulação fina; c, d) cristais sub-idioblásticos de anfibólio (arfvedsonita) com numerosas inclusões de alanita (aln)	61
Figura 5.6 – a, b) Granada (grt) rica em inclusões de quartzo, com sombra de pressão perpendicular a foliação destacada pela biotita (bt) e monazita (mnz) inclusa em lamela de biotita; c, c.1, d,) porfiroblasto de granada com evidência de crescimento sob foliação prévia, clinocloro (chl), feldspatos (pl) e (kfs) com detalhe em (e); f, g, h) assembleia com crescimento de apatita idioblástica	65
Figura 5.7 – a, b) Assembleia típica com cianita (ky) sub-idioblástica, biotita (bt) e turmalina (tur) orientadas segundo foliação; c, d) porfiroblasto idioblástico de cianita com macla característica orientado segundo foliação, muscovita (ms) e biotita evidenciando textura lepidoblástica; e, f) cristais de biotita sendo alterado para formação de clinocloro (chl). Ocorre variação sericítica da muscovita; g, h) porfiroblastos de ky evidenciando textura poiquiloblástica com titanita (tn) e turmalina (tur)	66
Figura 5.8 – a, b) Biotita (bt) sendo consumida para formação de granada (grt); c, d) assembleia típica com granada, estaurolita (st), K-feldspato (kfs) sendo alterado por muscovita (ms); e, f) Detalhe da textura poiquiloblástica da estaurolita (st) com muscovita fina e clorita (chl) nos limites	68
Figura 5.9 – a, b) Visão geral lâmina com <i>ribbons</i> de quartzo (qz), porfiroblastos de granada (grt) rotacionados e biotita lepidoblástica; c, d) porfiroblasto de granada com evidência de foliação anterior e formação de clinocloro no detalhe (e) e (f); g, h) cristais idioblásticos de granada de formação sin-Sn e zircão (zrn) incluso em lamela de biotita; i, j) cianita (ky), biotita (bt) e turmalina (tur) paralelas a Sn	69
Figura 5.10 – Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas com paragênese de composição monzogranítica. Lâmina RPD082	71
Figura 5.11 – Diagrama QAP de classificação de rochas vulcânicas com paragênese de composição riolítica. Lâmina RPD090.1	71
Figura 5.12 - Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas com paragênese de composição sienogranítica. Lâmina RPD036.3	72
Figura 5.13 – a, b) Assembleia com biotita (bt), plagioclásio (pl), K-feldspato (kfs) sob alteração sericítica (ms); c, d) biotita sendo consumida e formando granada (grt) e alteração sericítica pervasiva em feldspato; e, f) assembleia com cristal idioblástico de magnetita (mag)	73
Figura 5.14 – a, b, c, d) Assembleias com biotita (bt), plagioclásio (pl), K-feldspato (kfs) sob distintas intensidades de alteração sericítica (ms); e, f) detalhe mostrando alteração sericítica	

intersticial em biotita e feldspato potássico	74
Figura 6.1 – Esboço tectonoestratigráfico com as províncias estruturais da Folha Aracaju NW (Modificado de Angelim, 2001)	76
Figura 6.2 – Diagramas de frequência para foliação Sn, projeção de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior com projeção de planos e contrastes de vermelho evidenciando concentração dos pólos dos planos para as regiões a) embasamento, b) Complexo Monte Orebe e unidade correlacionável ao granitoide Maxixeiro, c) Complexo Santa Filomena e correlacionável ao granitoide Rajada ...	80
Figura 6.3 - Diagramas de frequência para lineação Lx, relacionada ao evento Dn, projeção de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior com contrastes de azul evidenciando concentração das linhas para as regiões a) embasamento, b) Complexo Monte Orebe e unidade correlacionável ao granitoide Maxixeiro, c) Complexo Santa Filomena e correlacionável ao granitoide Rajada	80
Figura 6.4 - Diagramas de frequência para estruturas rúpteis tardias (Dn+3), projeção de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior com contrastes de vermelho evidenciando concentração dos polos dos planos em: a) veios de quartzo tardio; b) fraturas rúpteis	81
Figura 6.5 – Perfil geológico A-A' (sem escala) mostrando estruturas relacionadas ao evento compressivo: a) migmatitos estromáticos com dobras ptigmáticas em xisto do Complexo Monte Orebe; b) veio de quartzo deformado em plano xz de afloramento indicando movimento dextral; c) dobra em <i>chevron</i> próximo a contato tectônico da unidade transicional do Complexo Santa Filomena; d) estrutura S-C em xisto rico em de quartzo e dobra em “z” em veio de quartzo; e) lineação de estiramento mineral em ortogneiss do embasamento	82
Figura 6.6 – Perfil geológico B-B' (sem escala) mostrando estruturas relacionadas ao evento compressivo: a) eixo de crenulação relacionado a Dn+1; b) lineação de estiramento mineral bem marcada em granitoide correlacionável ao Rajada próximo a contato com xisto; d) dobra em bainha em granitoide correlacionável ao Rajada em contato com xisto do Complexo Santa Filomena; c) afloramento em lajedo do granitoide correlacionável ao Rajada na porção interna do corpo evidenciando estruturas rúpteis da fase de deformação Dn+3	83
Figura 6.7 – a) Diagrama de frequência com dados estruturais de plano de foliação Sn (330/15), lineação de estiramento Lx (360/12) e lineação de crenulação Lb (245/02) do ponto RPD093 que foram utilizados como exemplo para desenhar o bloco diagrama ilustrando estruturas das fases de deformação dúctil em granitoide Rajada e xisto do Complexo Santa Filomena: b) lineação de estiramento mineral; c) <i>boudins</i> de quartzo; d) dobra em bainha; e) sigmoide em porfiroblasto de granada indicando cinemática dextral; f) dobra intrafolial em “z” indicando cinemática dextral	84
Figura 6.8 – a) <i>Kink-bands</i> em muscovita quartzo xisto; b) poço de prospecção sobre a Zona de Cisalhamento Pernambuco com foliação milonítica vertical no perfil; c) bloco de quartzo com porfiroblastos de cianita; d) amostra de mão e; e) croqui do RPD100 evidenciando milonitização próximo ao contato tectônico; f), g) fotomicrografia de xisto do Complexo Monte Orebe com desenvolvimento de Sn+1 definido por biotita	85
Figura 6.9 – a) trio de fotomicrografias de quartzo com extinção ondulante; b) fotomicrografias de cristal de quartzo com formação de subgrãos; c) fotomicrografias de cristais de quartzo com evidência de recristalização dinâmica com junções triplíceis	88
Figura 6.10 – Diagrama AFM com paragênese metamórfica de <i>fácies</i> anfibolito médio, zona da cianita	89

1.1 – Introdução

A Faixa Riacho do Pontal, descrita por [Brito Neves \(1975\)](#), está inserida no domínio sul da Província Borborema localizada entre o Lineamento Pernambuco (limite norte) e a margem norte do Cráton do São Francisco (limite sul) e nos limites políticos de Bahia, Pernambuco e Piauí. A evolução ocorreu entre o Neoproterozoico e o Cambriano, durante a Orogênese Brasileira / Pan-Africana.

O embasamento é constituído por ortognaisses do tipo TTG de composição tonalítica a granodiorítica variavelmente migmatizados formados entre o Arqueano e o Paleoproterozoico. As rochas supracrustais são unidades metavulcanossedimentares de ambiente deposicional marinho raso a profundo (muscovita-biotita xisto, granada-mica xisto, metabásicas e metaultrabásicas) metamorizadas em *fácies* xisto verde médio a anfibolito alto e múltiplas gerações de suítes graníticas a sieníticas, sin a pós-colisionais ([Santos & Brito Neves 1984](#); [Bizzi et al., 2007](#); [Uhlein et al., 2011](#)).

[Oliveira \(1998\)](#) propõe, utilizando dados geofísicos e de campo, baseado nas características dos litotipos e estruturais, a subdivisão da Faixa Riacho do Pontal em três domínios ou zonas, de sul para norte: Zona Externa, com predomínio de rochas metassedimentares clásticas (mica xistos, filitos acinzentados, muscovita quartzitos, e intercalações de mármore calcítico) do Grupo Casa Nova ([Souza et al. 1979](#), [Santos & Silva Filho 1990](#), [Figueirôa & Silva Filho 1990](#), [Bizzi et al. 2007](#)), estruturadas sob a forma de *nappes* com vergência para sul em direção ao Cráton do São Francisco; Zona Central, composta por metavulcanossedimentares (xistos-verdes com actinolita, anfibolitos, metatufos, metacherts, granada-mica xisto, grauvaca e quartzo-xisto) do Complexo Monte Orebe de idade neoproterozoica (960 – 700 Ma) obtida por datação U-Pb em poucos zircões de metatufo ([Brito Neves & Van Schmus in Brito Neves & Pedreira, 2008](#)) sob complexa deformação com predominância de empurrões para sul e zonas de cisalhamento transcorrentes E-W; e Zona Interna, onde está inserida a área de estudo deste trabalho, caracterizada por distintos episódios de plutonismo que originou granitos porfíricos e *augen*-gnaisses (Suíte Afeição), porções do embasamento migmatítico retrabalhado e sequências metavulcanossedimentares (muscovita-biotita xisto, mármore calcítico, tremolita-actinolita xisto, sillimanita-granada-biotita xisto, muscovita quartzito, granada-mica xisto, talco xistos, clorita xisto, tremolititos e camadas de metachert) representadas pelos complexos Paulistana e Santa Filomena ([Gomes & Vasconcelos, 1991](#); [Angelim, 1988](#)).

O conjunto de rochas supracrustais da faixa foram agrupadas por [Souza et al. \(1979\)](#) sob a denominação Complexo Casa Nova, porém, [Angelim \(1988\)](#) e [Angelim & Kosin \(2001\)](#) individualizaram as unidades metavulcanossedimentares da porção norte da faixa por estarem

intrudidas pelos *augen-gnaisses* da Suíte Afeição, propondo a denominação de Complexo Santa Filomena, de idade mesoproterozoica, enquanto o Grupo Casa Nova, a sul, seria de idade neoproterozoica. Datação em granito por método U-Pb em zircão confere idade de cristalização toniana (1Ga) à Suíte Afeição, e idade relativa igual ou maior para o Complexo Santa Filomena (Jardim de Sá *et al.* 1988, Van Schmus *et al.* 1995, Freitas & Sachs 2012).

A compreensão da geologia regional tem evoluído nas últimas décadas, desde a realização do programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil em escala 1:100.000 da CPRM (Angelim 1988) até estudos recém publicados discutindo a geotectônica, evolução crustal e potencial metalogenético da faixa (Caxito 2013; Salgado 2014), porém, a área ainda é carente de trabalhos básicos de mapeamento de superfície em escala de detalhe com descrições petrográficas e relações de contato entre os litotipos, imprescindíveis para melhor entendimento da história evolutiva da Faixa Riacho do Pontal.

1.2 – Justificativa/Objetivos

A elaboração do trabalho justifica-se pela necessidade de: a) confirmação de diversas relações crono-estratigráficas ainda pouco descritas em trabalhos publicados; b) aquisição e ampliação dos dados detalhados de campo (atitudes, lineações, indicadores cinemáticos, estruturas); c) destacar possíveis áreas de interesse para estudos metalogenéticos posteriores, tendo em vista a crescente importância de depósitos de Ni, Cu, Fe, Au e EGP na Faixa Riacho do Pontal.

Objetivos:

- i) Identificar estruturas geológicas regionais ainda não mapeadas empregando processamento de imagem SRTM, recente aquisição geofísica (Gamaespectrometria) e imagens de satélites disponíveis gratuitamente no Google *Earth*;
- ii) Realizar mapeamento da área em escala de detalhe (1:25.000) com enfoque na caracterização das sequências metapelíticas com paragêneses de médio/alto grau, apresentando novos elementos referentes a metamorfismo e estruturação dos litotipos;
- iii) Descrição petrográfica de vinte lâminas em seção delgada utilizando microscópio ótico;
- iv) Integrar e interpretar por meio de Sistemas de Informações Georreferenciadas os dados litoestruturais obtidos;
- v) Situar a área no contexto tectônico do Domínio Interno da Faixa Riacho do Pontal e caracterizar sua evolução durante as orogêneses Cariris Velho e Brasileira / Pan-Africana.

1.3 – Localização e Vias de Acesso

A área está inserida na Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal e corresponde a porção NW da folha SC.24-V-A-III - Santa Filomena, escala 1:100.000 localizada entre as coordenadas geográficas (Datum WGS-84, Zona 24 S) 8°06'18" e 8°13'26.4", norte e sul, e 40°44'27.6' e

40°50'16.8", leste e oeste, respectivamente, limitando uma área de aproximadamente 150 km² (Figura 1.2).

A partir de Petrolina – PE, o melhor acesso a área é realizado pela BR 407, percorrendo 185 km na direção noroeste, até Paulistana – PI, seguindo por 40 km na direção leste até o limite oeste da área, em Betânia do Piauí – PI (Figura 1.1). O limite sul está a 2,5 km da divisa estadual com Pernambuco na estrada entre Monte Orebe – PE e Betânia do Piauí. Este pode ser alcançado também pela BR407, porém, em Afrânio – PE, a 130 km de Petrolina, deve-se seguir 34 km para Leste até Dormentes – PE, depois, em estrada sem pavimentação, 34 km para o norte passando por Monte Orebe e pela divisa estadual, até o limite sul da área.

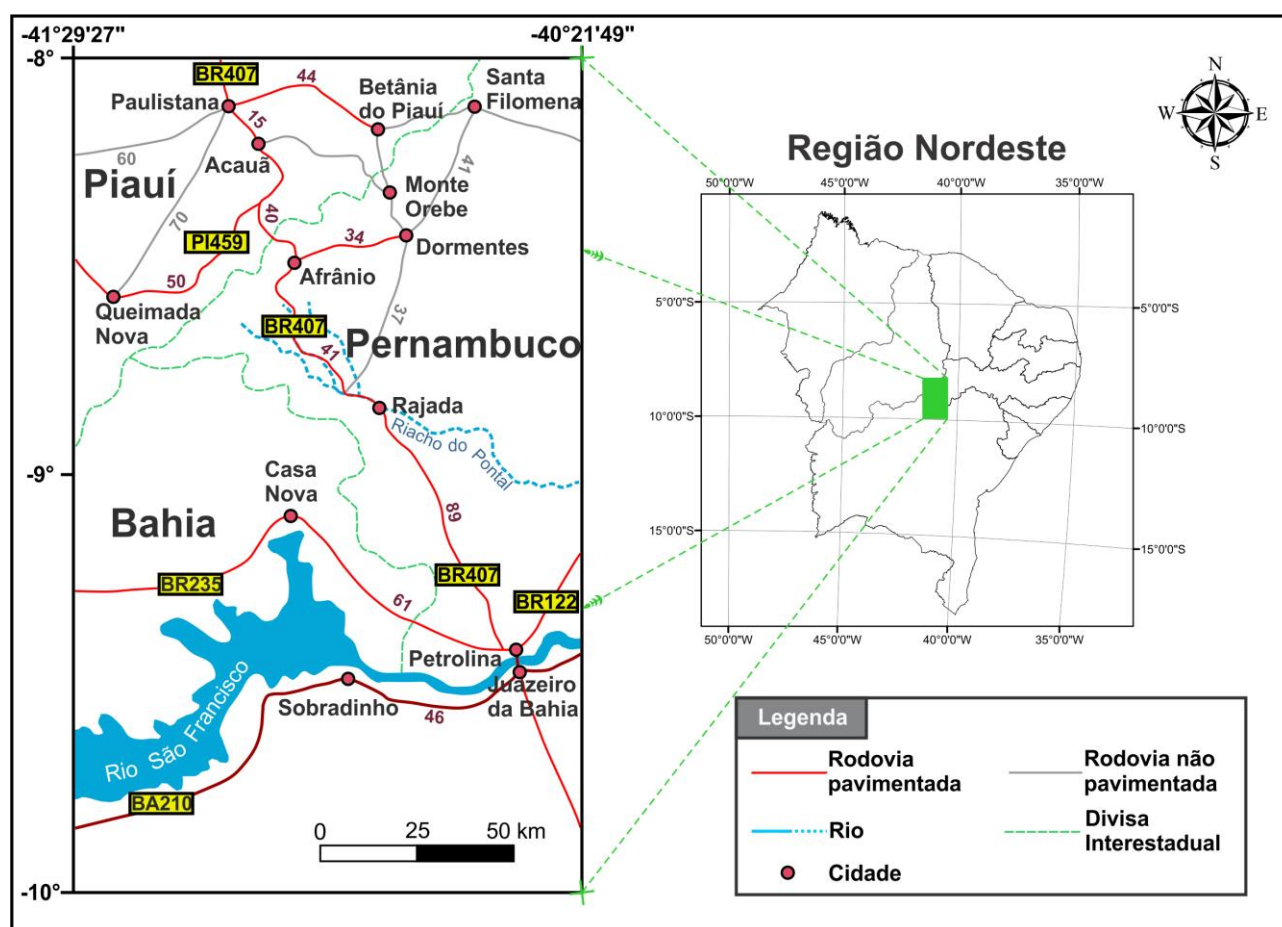


Figura 1.1 – Mapa com principais acessos rodoviários a área de estudo

1.4 – Aspectos Fisiográficos Gerais

Localizada a 500 km da capital Teresina e a 225 km de Petrolina – PE, Betânia do Piauí insere-se na região do Polígono das Secas, com clima semi-árido e temperaturas entre 18°C e 36°C. A pluviosidade anual média é de 548 mm e a vegetação é do tipo transicional compreendendo formas de floresta sub-caducifólias a caatinga e cerrado.

O relevo da área de estudo é suave com cotas altimétricas entre 150 e 500 metros. É composto por: superfícies tabulares reelaboradas (chapadas baixas) e relevo plano com áreas

suavemente onduladas nas porções a leste, sul e sudeste do perímetro urbano de Betânia do Piauí; superfícies tabulares de cimeira (chapadas altas), com relevo plano a norte da cidade; e superfícies onduladas de relevo movimentado, encostas de vales em forma de serras, morros e colinas a sudoeste ([Jacomine et al., 1986](#)).

O solo pouco espesso é originado da alteração de rochas metavulcanossedimentares e numerosas intrusões de quartzo que além de sustentarem as porções acentuadas do relevo originaram grandes áreas coluvionares bastante pedregosas.

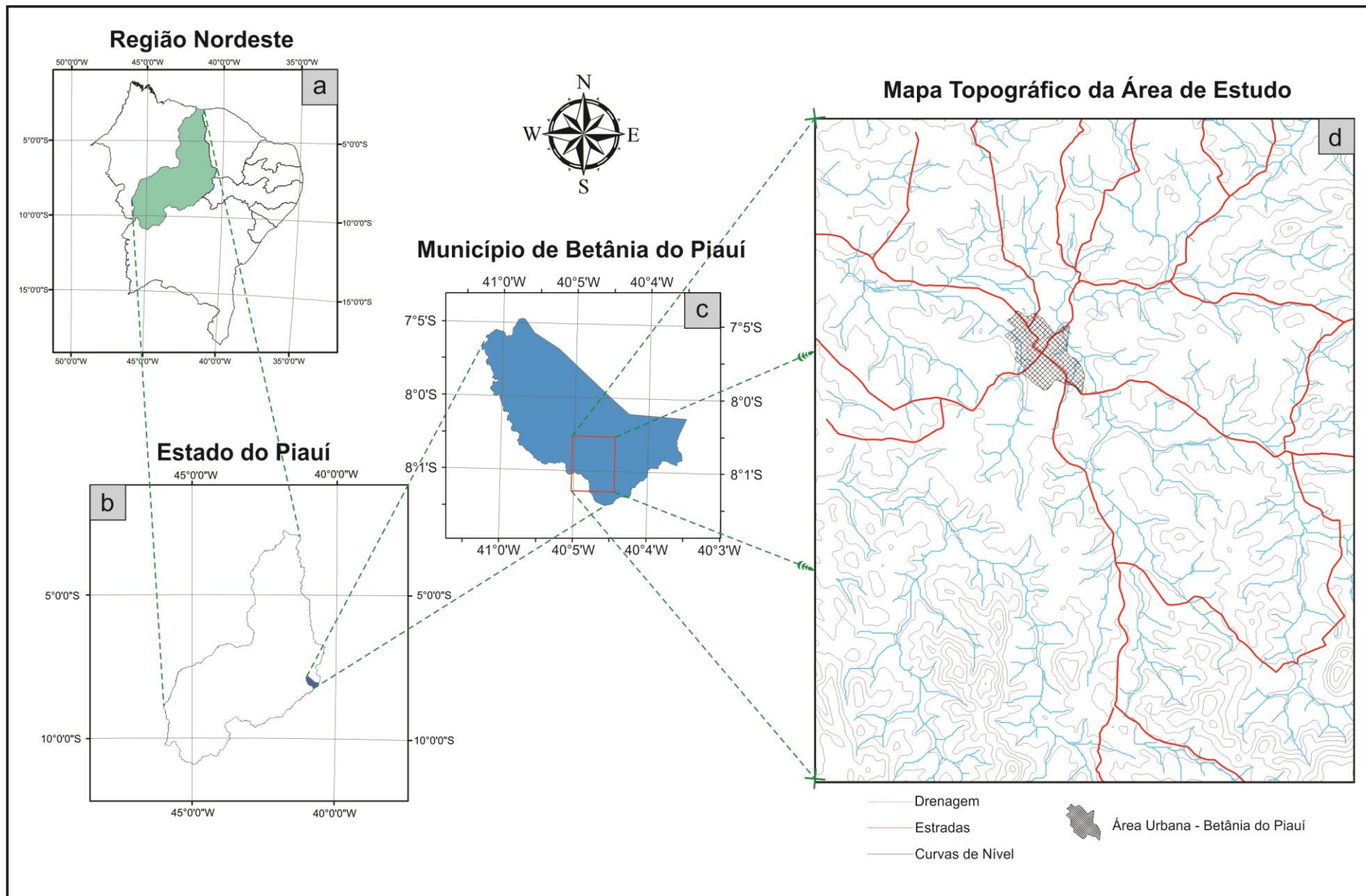


Figura 1.2 – a) Localização do estado do Piauí na região Nordeste do Brasil; b) Localização da cidade de Betânia do Piauí no estado do Piauí; c) Localização da área de estudo no município de Betânia do Piauí; d) Mapa topográfico com estradas e mancha urbana da área de estudo.

A metodologia utilizada no presente trabalho foi dividida em três etapas distintas, porém, complementares: uma etapa preliminar (pré-campo) de familiarização com a região e a área de estudo, uma etapa de campo envolvendo descrição, coleta de dados e amostras (etapa de campo) e uma terceira etapa (pós-campo) consistida em análises laboratoriais e tratamento de dados.

2.1 - Etapa Pré-Campo.

Esta etapa envolveu, inicialmente, a familiarização com a bibliografia e preparação para as atividades de campo. Foram confeccionados de produtos cartográficos a partir da interpretação de imagens areogeofísicas (gamaespectrometria) e de sensores remotos.

2.1.1- Base Cartográfica.

O primeiro passo na criação da base cartográfica para as coletas de campo consistiu na escolha da área analisando-se a Folha SC.24-V-A-III Santa Filomena, levantamento 1:100.000 da CPRM ([Angelim 1988](#)) e da imagem de aquisição gamaespectrométrica da Faixa Riacho do Pontal. Foi definida uma área de 150 km² levando-se em consideração a carência de informações básicas relativas a região, características das anomalias do ternário gamaespectrométrico e logística.

Utilizando-se dados topográficos do SRTM com auxílio da ferramenta *Topographic Modeling* da plataforma ENVI, foi selecionada a banda 1 da imagem e o *Shaded Relief* como medida topográfica a ser computada na imagem. Para elevação do sol e azimuth foi escolhido o ângulo de 45°, a imagem obtida retrata o relevo da área e serviu como base para a extração de grandes estruturas regionais e drenagens ([Figura 2.1](#)).

Com o objetivo de facilitar o planejamento das tarefas diárias foi realizada minuciosa extração de estradas, caminhos, picadas e perímetro urbano nos arredores do município de Betânia do Piauí utilizando as imagens disponíveis gratuitamente no Google *Earth*[®], salvas em extensão *.kml, compatível com plataformas SIG. Com a extração concluída os arquivos “.kml” foram convertidos em um único shape ([Figura 2.2 a](#)) empregando-se a ferramenta *Conversion Tools – To Shapefile – From kml* contida no *Arctoolbox* do software ArcGis 10.1.

A partir de processamentos utilizando as ferramentas disponíveis no *Arc Tool Box* do software Arc Gis 10.1 foi realizada a extração de drenagens e curvas de nível da área. Todo o processamento e criação da base georreferenciada foi realizada no Laboratório de Processamento de Informações Georreferenciadas - LAPIG do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP.

Com base na imagem aerogeofísica RGB de gamaespectrometria disponibilizada pela

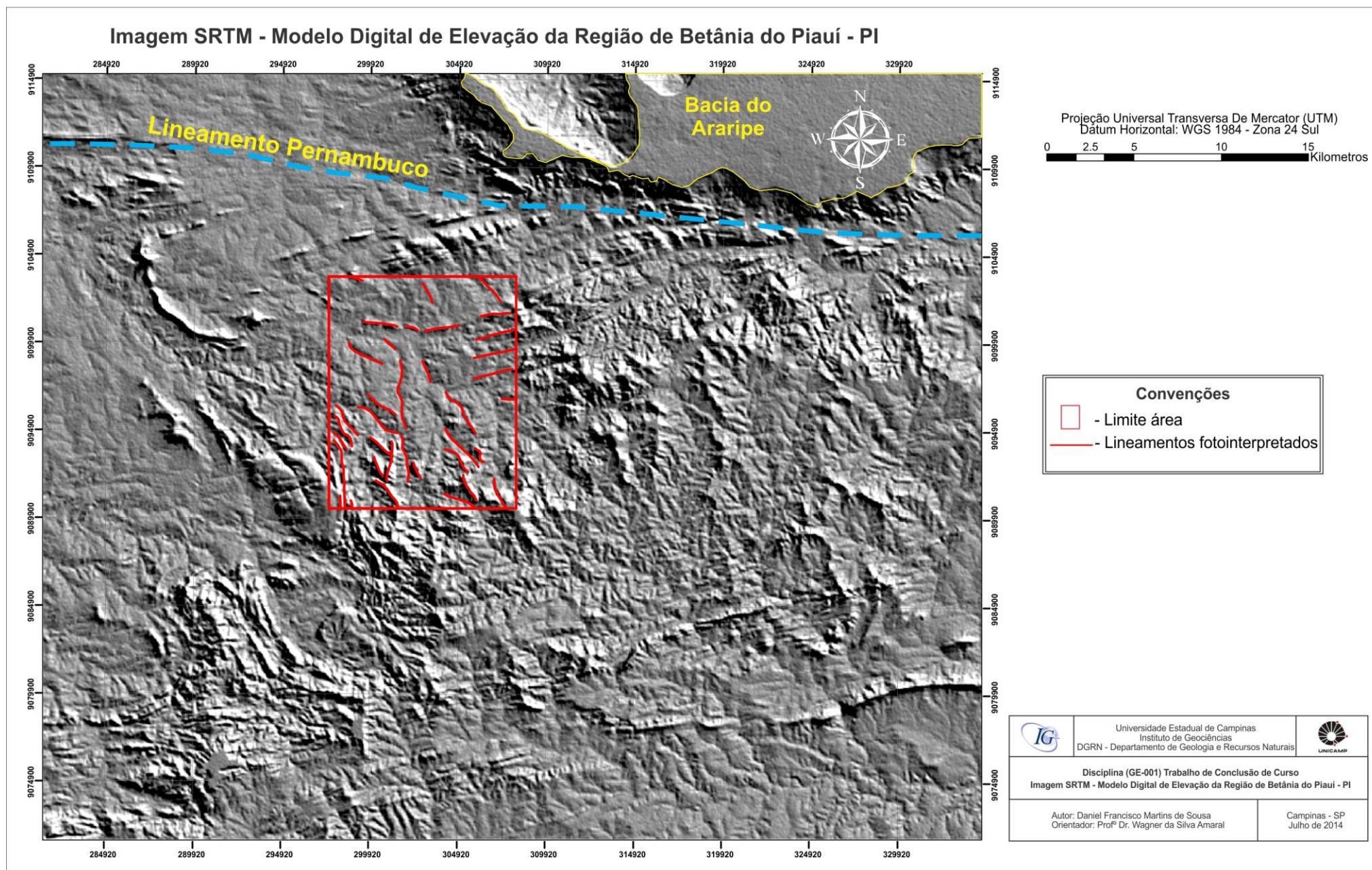


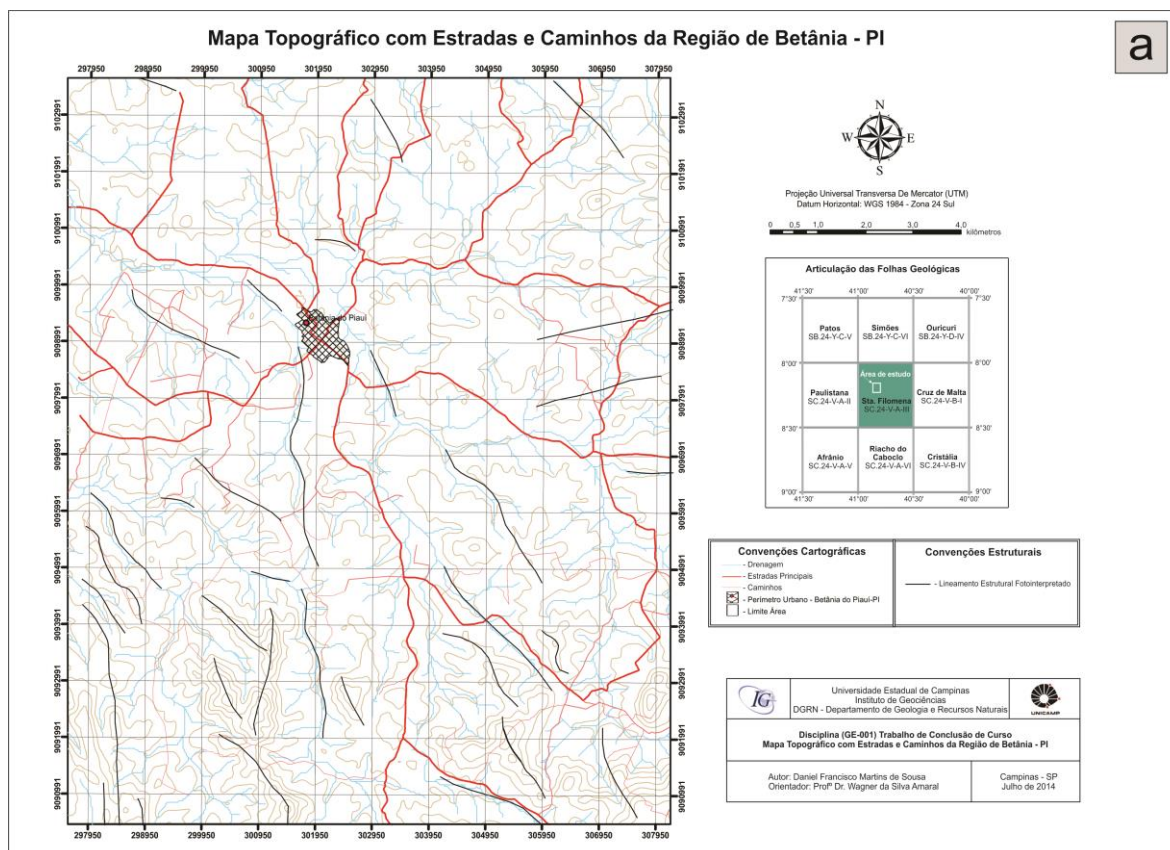
Figura 2.1 - Imagem SRTM - Modelo Digital de Elevação da Região de Betânia do Piauí – PI

CPRM, foram individualizadas quatro unidades com diferentes proporções dos radioelementos (K,Th,U), classificadas em Alto, Baixo ou Médio nível de emissão radioativa dos três elementos (Figura 2.2 c).

A fusão dos dados processados foram conjugados no *software* ArcGis gerando a base georreferenciada para a etapa de campo (Figura 2.2 a, b, c).

Como produtos diretos desta etapa pré campo foram gerados os seguintes mapas temáticos:

- 1. Mapa de pontos para campo em escala 1:50.000 com estradas, caminhos, picadas, drenagens, curvas de nível e grandes estruturas regionais fotointerpretadas (Figura 2.2 a);
- 2. Mapa litogeofísico de interpretação gamaespectrométrica para campo em escala 1:50.000 com estradas, caminhos, picadas e grandes estruturas regionais fotointerpretadas (Figura 2.2 b);
- 3. Mapa gamaespectrométrico para campo em escala 1:50.000 com estradas, caminhos, picadas e grandes estruturas regionais fotointerpretadas (Figura 2.2 c);
- 4. Mapa de pontos em escala 1:25.000 com estradas, caminhos, picadas, drenagens, curvas de nível e grandes estruturas regionais fotointerpretadas (Figura 2.2 a);
- 5. Mapa litogeofísico de interpretação gamaespectrométrica em escala 1:25.000 com estradas, caminhos, picadas e grandes estruturas regionais fotointerpretadas (Figura 2.2 c).



2.2 - Etapa de Campo.

A etapa de trabalhos de campo foi realizada em 10 dias de coleta de dados. Para o acesso aos pontos foi utilizando carro e moto. Os materiais utilizados, além da base cartográfica criada, foram: Martelo Estwing, bússola Clar, caderneta de campo, ímã, ácido clorídrico 10%, câmera fotográfica *Cyber-Shot* DSC-W620 e GPS Oregon Garmin 650.

A coleta de dados consistiu na descrição de 151 pontos buscando identificar litotipos, estruturas, foliações, lineações, indicadores cinemáticos e coleta de 70 Kg de amostras para realização de estudos petrográficos em escala mesoscópica e microscópica.

2.2.1 – Coleta de dados em campo.

A coleta de dados foi realizada entre os dias 24/7 a 02/08 sendo que durante 05 dias foi utilizada motocicleta ([Figura 2.3 a](#)) e nos dias restantes utilizou-se carro ([Figura 2.3 b](#)).

O GPS Oregon Garmin 650 ([Figura 2.3 c](#)) aperfeiçoou a orientação em campo devido a seu sistema permitir a inserção de mapas convertidos em extensão *.kml em sua tela *touch-screen*, o que possibilitou durante a coleta de dados observar o deslocamento sobre as anomalias do mapa gamaespectrométrico e as curvas de nível da área.



Figura 2.3 – (a) Moto utilizada para coleta de dados de campo; (b) Carro utilizado para coleta de dados de campo; (c) Detalhe GPS Oregon Garmin 650 acoplado nos meios de transporte.

2.2.2 – Tratamento dos dados diários.

Durante os dias de campo, ao retornar das coletas, todos os dados eram devidamente revisados, organizados e transferidos para uma planilha do *software* Excel, os pontos do mapa de campo transferidos para o mapa de pontos 1:25.000 onde esboçava-se o mapa geológico da área, também observando-se as unidades individualizadas no mapa litogeofísico de interpretação gamaespectrométrica em escala 1:25.000 e o mapa gamaespectrométrico para campo em escala 1:50.000.

2.3 – Etapa Pós-Campo.

Nesta fase buscou-se integração entre as informações de campo e dados pré-existent na literatura para atualizar e detalhar pontos controversos constatados em campo.

Foram confeccionadas 20 lâminas delgadas polidas de amostras, com representação de todos os litotipos mapeados, para estudo petrográfico buscando identificação de assembleias minerais, paragêneses, microestruturas e texturas para embasar a evolução estrutural, deformacional e metamórfica da área. Para a classificação das rochas de origem ígnea foi realizada contagem modal em lâmina com direção perpendicular a foliação e espaçamento de 3 mm entre as linhas de contagem e o resultado plotado no respectivo diagrama QAP.

As fotos e imagens coletadas em campo foram tratadas no *software* Corel Draw X7, e os dados estruturais no StereoNet 9.0.

A integração entre os dados disponíveis e aqueles coletados em campo gerou um mapa geológico e um mapa de pontos em escala 1:25.000 da área de 150 Km² além das informações contidas no presente trabalho e em seus apêndices.

2.3.1 – Elaboração dos perfis geológicos

A construção de perfis geológicos para grandes mapas muitas vezes mostra-se uma tarefa complicada para alunos de graduação. Para o presente trabalho foram confeccionados dois perfis apresentados no mapa geológico ([Anexo I](#)). O método de construção utilizado é simples, similar a construção em papel, e o registro do procedimento de elaboração vale por servir como orientação para ser reproduzida em outros trabalhos. Para a execução foi utilizado o *software* Corel Draw X7.

O primeiro passo refere-se a construção da topografia do terreno:

Com o mapa geológico pronto e aberto no Corel Draw determina-se a linha base do corte para construção do perfil (A-A' e B-B' – [Anexo I](#)). Para essa etapa aconselha-se o bloqueio de todo o mapa para que alterações involuntárias não ocorram: selecione toda a imagem e com o botão direito do mouse clique em *lock object*. A imagem permanecerá visível, porém, não editável.

Com a ferramenta *polyline* desenhe uma segunda linha com o tamanho exato da linha mestre do perfil. Essa linha será sua base para a topografia ([Figura 2.4](#) – linha vermelha). Com

pequenos traços faça marcações nos cruzamentos entre a linha mestre e as curvas de nível e anote a cota altimétrica de cada cruzamento. Extraia também as drenagens com uma marcação específica. Selecione a linha mestre da topografia, todas as marcações, agrupe-as e horizontalize-a.

Utilizando a régua horizontal do *software* gráfico coloque linhas base com espaçamento vertical determinado pela escala escolhida para o perfil (Figura 2.4 – pontilhado vermelho). Com o auxílio da régua vertical marque quantas intersecções entre linha base e cota altimétrica forem necessárias (Figura 2.4 – pontilhado azul) e trace o perfil topográfico utilizando a ferramenta *polilyne*. Atente-se para variações topográficas de menor escala entre duas curvas de nível.

O procedimento para a divisão das unidades é similar. Desenha-se uma linha mestre para os litotipos (Figura 2.4 – linha amarela) e marca-se com pequenas linhas perpendiculares à linha mestre os pontos de intersecção com os contatos das unidades. Agrupe as linhas de intersecção e a linha base e horizontalize.

Projete as pequenas linhas verticais no desenho do relevo desenhando-as novamente. O principal detalhe a ser observado é que o centro dessas linhas verticais guias devem estar exatamente sobre a linha da topografia para que possa plotar corretamente a inclinação das unidades.

Para a projeção dos mergulhos de cada unidade deve-se selecionar a linha guia vertical correspondente que está em contato com a topografia e com a ferramenta de rotação de imagens do *Corel Draw* incliná-la de acordo com o caimento de cada camada. Observe que dependendo do corte do perfil conversões para mergulhos aparente serão necessárias.

O produto final será o traçado da topografia com a indicação das unidades (Figura 2.4)

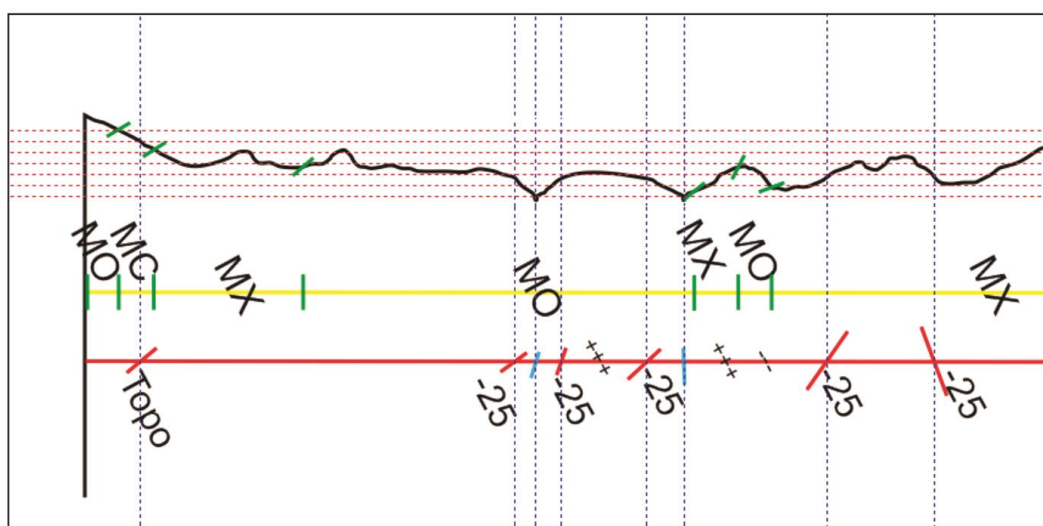


Figura 2.4 – Trecho SW do perfil topográfico A-A' ilustrando as etapas de construção. A linha vermelha é guia para o traçado topográfico e a linha amarela é guia para a disposição das unidades. As pequenas linhas verdes com diferentes ângulos, centralizadas na superfície do relevo, expressam a disposição estrutural das unidades. O pontilhado vermelho refere-se a variação da altitude e o pontilhado azul intercepta a curva de nível com a linha mestra do perfil. MO - Monte Orebe, MC – Metachert. MX – Granitoide Maxixeiro.

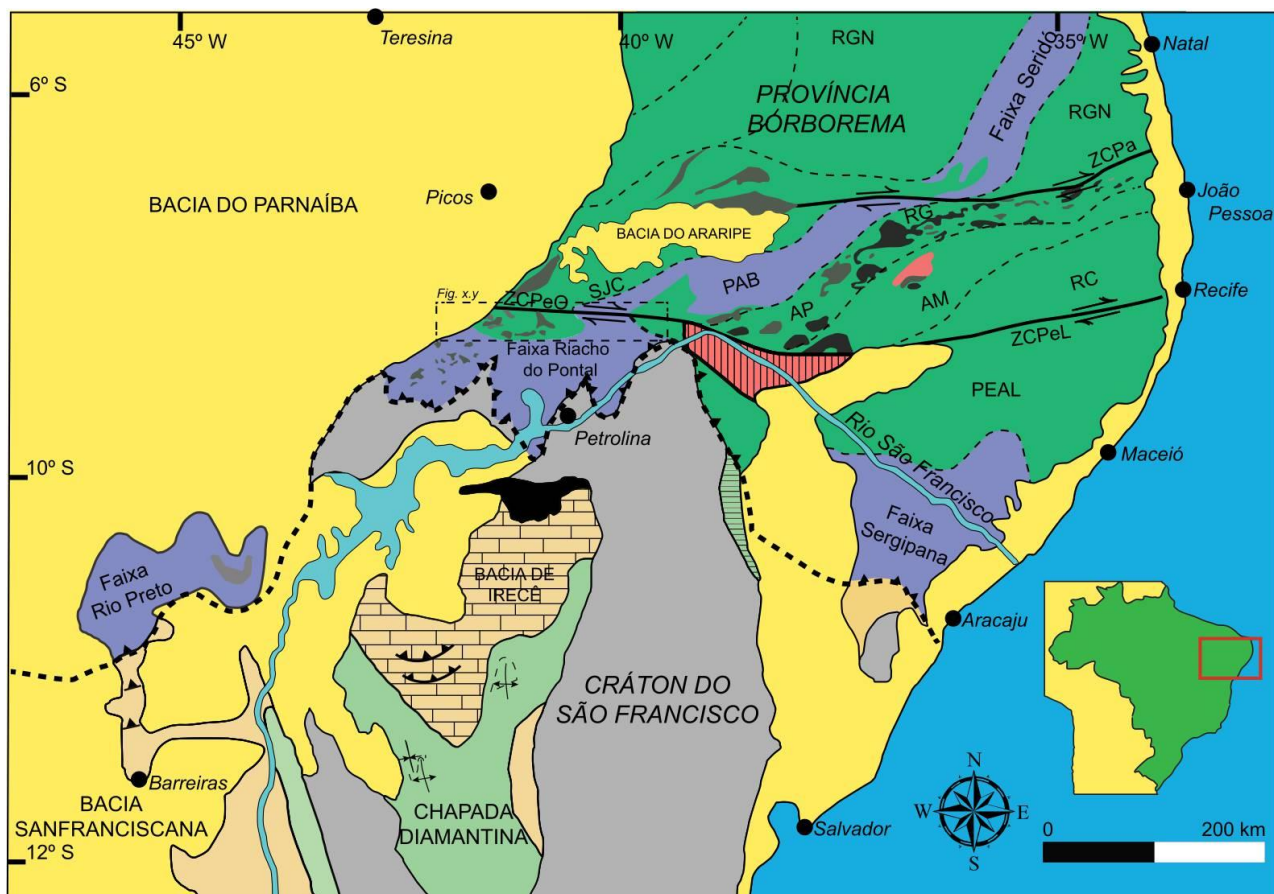
3.1 – A Província Borborema.

A área de estudo insere-se no domínio tectonoestrutural da Província Borborema (Ebert 1970, Almeida *et al.* 1981). O domínio ocupa boa parte da região nordeste do país e possui evolução com grande complexidade estrutural, superposição de diferentes eventos tectono-magmáticos e estruturação final tardi- Orogênese Brasileira (~630-500 Ma).

Os modelos mais aceitos para a compartimentação da Província Borborema baseiam-se na individualização de diferentes domínios ou terrenos tectono-estratigráficos (Capítulo 6 – Figura 6.1), separados por zonas de cisalhamento de grande extensão (Almeida *et al.* 1977, Brito Neves 1983, Santos & Brito Neves 1984, Jardim de Sá 1994, Santos 1996, Santos *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2000). Santos (1996) utiliza o conceito de terrenos alóctones de Coney *et al.* (1980) para propor que a Província Borborema foi originada pela aglutinação de fragmentos crustais alóctones durante a Orogênese Cariris Velhos (~1,1-0,92 Ga) e Brasileira (~630-500 Ma). Ainda segundo Coney *et al.* (1980); Coney (1989); Howell (1989 e 1995) muitos terrenos são *nappes* sem raiz destacadas da litosfera original ou de um embasamento desconhecido e os limites são sempre descontinuidades profundas: empurrões de alto ângulo, sub-horizontais, falhas de rejeito direcional.

A Província Borborema pode ser subdividida em cinco domínios tectônicos, de norte para sul: Domínio Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal, Domínio Sul ou Externo. (Figura 3.1). Os domínios são limitados pelas grandes zonas de cisalhamento de Patos e Pernambuco, com direção aproximada E-W. As ZC NE-SW que irradiam das ZC E-W subdividem os domínios em terrenos ou faixas.

O arcabouço geológico da Província Borborema é composto por: i) Embasamento Arqueano a Paleoproterozoico (~2.35-2.0 Ga) formado por ortognaisses do tipo TTG, paragneisses e xistos; ii) Sequências metavulcanossedimentares paleo-mesoproterozoicas de ambiente tipo rift; iii) Magmatismo e sedimentação durante Orogênese Cariris-Velhos (1 Ga-920 Ma) (Campos Neto *et al.* 1994, Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995, 2011, Kozuch 2003, Santos *et al.* 2010). Augen-gnaisses da Suíte Afeição, norte da Faixa Riacho do Pontal; iv) Formação de bacias tipo *rifte* de margem passiva que evoluem para bacias de margem ativa no Neoproterozoico tardio (~630-500 Ma). Durante Orogênese Brasileira enquanto ocorre magmatismo granítico essas bacias são invertidas, deformadas e sofrem metamorfismo. Zircão detrítico e intercalações de metavulcânicas apresentam idades similares (~650 Ma) (Medeiros 2004, Van Schmus *et al.* 2003, Neves *et al.* 2006, 2009, Oliveira *et al.* 2010, Araújo *et al.* 2012a); v) Estabelecimento pervasivo de grande quantidade de plutons graníticos entre ~640-530 Ma (Almeida *et al.* 1967, Sial 1986, Ferreira V.P. *et al.* 1998, 2004, Santos & Medeiros 1999, Brito Neves *et al.* 2003, Van Schmus *et al.* 2011)



Legenda:

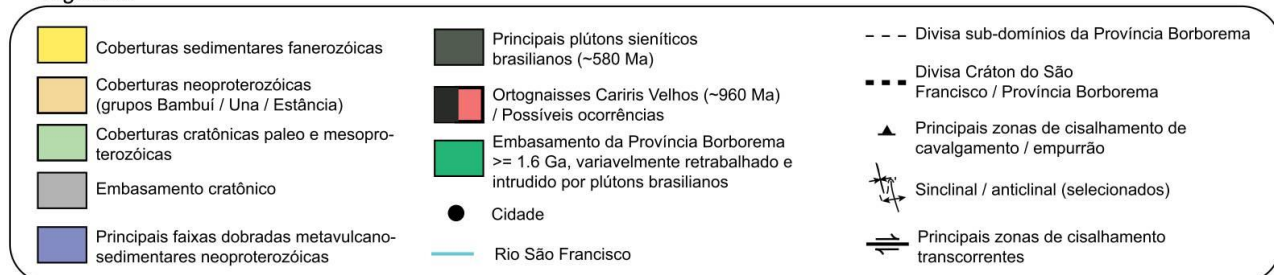


Figura 3.1 - Mapa geotectônico esquemático de parte do nordeste brasileiro. A localização da Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal encontra-se em traço-ponto. Sub-domínios da Província Borborema: PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Cappibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central. ZCPeO e ZCPeL = Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Leste, respectivamente; ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos. (Adaptado de [Caxito, 2013](#))

Nas fases finais da Orogênese Brasileira ocorre desenvolvimento de extensa rede de zonas de cisalhamento em leque caracterizando o arcabouço estrutural da Província Borborema ([Ebert 1964](#), [Brito Neves 1975](#), [Almeida et al. 1981](#), [Santos & Brito Neves 1984](#), [Vauchez et al. 1995](#), [Brito Neves et al. 2000](#)). Observa-se que as zonas de cisalhamento possuem ligação espacial e temporal a plutons graníticos dispersos em toda a província ([Corsini et al. 1991](#), [Vauchez & Egydio-Silva 1992](#), [Vauchez et al. 1995](#), [Neves et al. 1996](#), [Neves & Mariano 1999](#), [Archanjo et al. 1999, 2008](#), [Hollanda et al. 2010](#)).

Durante a colisão para a formação do paleocontinente Gondwana a Província Borborema

estruturou-se na região compreendida pelos crátons do Oeste Africano-São Luis e do São Francisco-Congo ([Figura 3.2](#)) com inserção de fragmentos litosféricos menores entre eles (terrenos alóctones). A província possui terrenos correlatos no centro-oeste da África com extensão, inclusive, de zonas de cisalhamento ([Trompette 1994](#), [Brito Neves *et al.* 2002](#), [Oliveira *et al.* 2006](#), [Van Schmus *et al.* 2008](#), [Arthaud *et al.* 2008](#), [Santos *et al.* 2008](#)).



Figura 3.2 – Reconstrução de parte do Gondwana Oeste com as principais massas cratônicas em cinza e as faixas móveis em marrom. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas tracejadas. (Modificado de [Amaral, 2010](#)).

Entre os diferentes modelos para a evolução geodinâmica da Província Borborema [Neves 2003](#), [Neves *et al.* 2006, 2009](#) utilizam datação U-Pb em zircão detrítico para sugerir que a região pertenceria a um grande bloco estabilizado a cerca de 2,0 Ga sendo que, além dos já citados, envolveria também o cráton Amazônico, no chamado Supercontinente Atlântica. A idade dos zircões são semelhantes para diversas sequências metassedimentares neoproterozoicas. Nesse contexto os autores sugerem que todas as sequências foram depositadas sobre um embasamento contínuo submetido a estiramento exclusivamente intracontinental pouco antes da deformação brasileira.

Já [Trindade *et al.* 2003, 2006](#), [Tohver *et al.* 2006](#), embasam seu modelo evolutivo em

dados paleomagnéticos e são avaliados por [Santos et al. 2009](#) e [Amaral 2010](#) com base em estudo de ocorrência de rochas típicas de zonas de sutura e resquícios de arcos magmáticos neoproterozoicos para sugerir que entre 1.080 e 525 Ma atrás, os crátons do São Francisco/Congo e o Supercontinente Rodínia (incluindo os crátons Amazônico e São Luís/Oeste Africano) eram separados por um grande oceano. Nesse contexto a formação da Província Borborema entre os crátons teria ocorrido com a acreção progressiva de terrenos entre as duas paleoplacas durante o Neoproterozoico.

Durante o Paleozoico ocorre na província a sinéclise da Bacia do Parnaíba e no Mesozoico, com a fragmentação da Pangea, formam-se as bacias interiores e marginais. Durante o Cenozoico ocorre o vulcanismo Macau ([Sial 1976](#), [Misusaki et al. 2002](#)) e o soerguimento do Planalto da Borborema ([Ab'Saber 1953](#)).

3.2 - A Faixa Riacho do Pontal

Localizada a SW na Província Borborema, a Faixa Riacho do Pontal encontra-se inserida no domínio sul, em contato com o limite norte do Cráton do São Francisco e os limites políticos de Bahia, Pernambuco e Piauí ([Figura 3.3](#)). Sua evolução ocorre entre ~630-500 Ma (Neoproterozoico a Cambriano) pautada por vulcanismo, plutonismo, metamorfismo e intensa deformação. A Faixa Riacho do Pontal é uma das menos estudadas regiões no contexto das faixas móveis, carecendo inclusive de estudos geológicos básicos, o que tornou-se uma das motivações para a realização deste trabalho.

[Oliveira, 1998](#) propõe, de norte para sul, a subdivisão da Faixa Riacho do Pontal em três domínios ou zonas: Zona Interna, Zona Externa e Zona Central baseados nas características dos litotipos e estruturais utilizando dados geofísicos e de campo. A área de estudo encontra-se inserida principalmente na Zona Interna da Faixa, porém, à SW aflora unidade correlacionável a Zona Central.

3.2.1 – Embasamento

No Domínio Externo é representado pelo bloco Sobradinho com Ortognaisses de assinatura tipo TTG e no Domínio Interno e Central ocorrem migmatitos imbricados tectonicamente às rochas supracrustais da faixa.

Referente ao embasamento na Zona Interna observa-se o Complexo Morro do Estreito ([Kosin et al. 2004](#)) que aflora entre Afrânio e Paulistana e é composto por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, parcialmente migmatizados, com intercalações locais de supracrustais, tais como xistos com granada e cordierita. A norte de Betânia (PI) ocorre unidade de biotita-hornblenda ortognaisse, com forte bandamento, composição tonalítica a sienogranítica, enclaves máficos deformados e intercalações locais de supracrustais. Análise Rb-Sr indica idade de 1.9 Ga para porção do complexo a NW de Santa Filomena ([Gava et. al., 1984](#)).

3.2.2 – Zona Interna

Composta por sequências metavulcanossedimentares intrudidas por várias gerações de suítes ígneas e contatos tectônicos compressionais, o Domínio Interno da Faixa Riacho do Pontal foi dividido em dois complexos de acordo com características estratigráficas, estruturais e metamórficas, são eles: Complexo Santa Filomena e Complexo Paulistana (Figura 3.3).

Angelim (1988) considerava todas as unidades como pertencentes ao Complexo Casa Nova, porém, Gomes & Vasconcelos (1991) e Angelim & Kosin (2001) propõe a separação nas duas unidades citadas. As características comuns aos dois complexos são: metamorfismo em *fácies* xisto verde médio a anfibolito alto, padrão estrutural complexo, duas foliações secundárias e dobramentos apertados a isoclinais. A diferença é a ocorrência de rochas metaígneas: alta no Complexo Paulistana e esporádica no Complexo Santa Filomena. Baseados nas idades U-Pb e Rb-Sr do augen-gnaiss Afeição, Jardim de Sá *et al.* (1988); Van Schmus *et al.* (1995), Angelim & Kosin (2001) estimam idade mesoproterozoica de 1.0 – 0.9 Ga para sedimentação e magmatismo dos complexos.

3.2.2.1 – Complexo Santa Filomena

Composto principalmente por muscovita-biotita xistos, com frequentes veios e *ribbons* de quartzo, porfiroblastos de granada, cianita, estauroлита, cordierita, sillimanita e oligoclásio. Intercalações de mármore calcítico gradando para calco-xisto. Localmente ocorre lentes de tremolita-actinolita xistos, por vezes ricos em granada. Na região oeste da Zona de Cisalhamento Pernambuco ocorre sillimanita-biotita-granada xistos com agregados de sillimanita fibrosa orientados na direção E-W evidenciando a grande influência da zona de cisalhamento e sugerindo transcorrência nesses xistos miloníticos de média a alta temperatura.

Em contato com o embasamento (Complexo Morro do Estreito) a norte de Betânia, ocorre muscovita-quartzito com turmalina e feldspatos caulinizados, fortemente lineado, sustentando pequenos morros como o do Torto e Boqueirão na estrada Paulistana-Betânia e na porção oeste assume aspecto mais xistoso, com intensa deformação, recristalização de quartzo em *ribbons* milimétricos alternados por níveis mais micáceos e com feldspato alterado disposto preferencialmente em nódulos associados ao quartzo.

Acima ocorre a sequência metassedimentar que predomina no Complexo Santa Filomena. Trata-se de xistos de granulação média a grossa, porfiroblastos de granada centimétrico, oligoclásio e aluminossilicatos. Localmente ocorre turmalina.

O complexo possui contatos discordantes com o embasamento ou tectônicos com milonitização, compressivo nos contatos com outras unidades e transcorrente nos contatos próximos ao Lineamento Pernambuco.

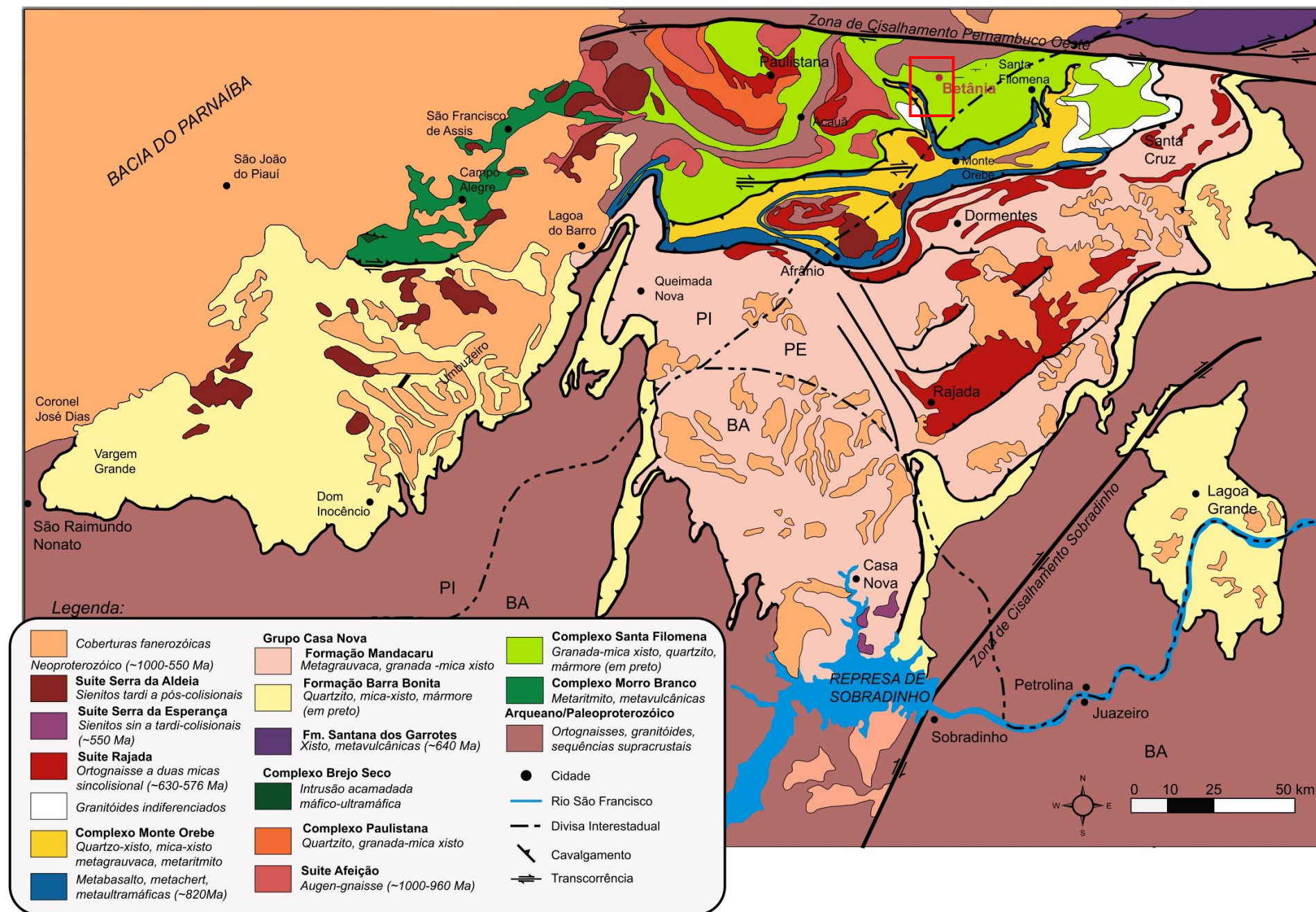


Figura 3.3 - Mapa geológico simplificado da Faixa Riacho do Pontal. (Compilado de Caxito, 2013)

3.2.2.2 – Complexo Paulistana

Sequência metaplutonovulcanossedimentar aflorante no entorno de Paulistana-PI (Gomes & Vasconcelos 1991), nos flancos de um antiforme com um corpo de granito-pórfiro/augen-gnaiss da Suíte Afeição no centro. A estrutura antiformal tem forma hemielipsoidal com direção NW-SE; a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste corta a grande estrutura que deflete na direção NE-SW de acordo com a cinemática dextral da zona de cisalhamento.

Composta por rochas metassedimentares detríticas com predominância de granada-mica xistos, localmente injetados por veios leucocráticos, conferindo um aspecto migmatítico estromático ou estrutura do tipo *lit-par-lit* (Caxito 2013). Ocorre ainda muscovita-quartzo xisto, camadas de muscovita quartzito e camadas de *metachert* com ou sem ferro podendo estar relacionado a lentes de metabásicas e metaultrabásicas.

A seção metaplutonovulcânica ocorre como lentes concordantes de dezenas a centenas de metros de espessura, intercaladas às rochas metassedimentares de maior ocorrência no Complexo Paulistana. Composta por xistos verdes (metabasaltos) e anfibolitos (metagabros) associados com xistos magnesianos, ultramáficos (talco xistos, clorita xistos e tremolititos, às vezes com tremolitas radiais centimétricas)

Anfibolitos e xistos verdes são compostos por actinolita, tremolita, hornblenda e plagioclásio parcialmente epidotizado, com augita, quartzo, esfero, apatita, clorita, biotita e opacos como principais acessórios. Gomes & Vasconcelos (1991) sugerem filiação predominantemente calci-alcalina para os metabasaltos.

Os contatos do Complexo Paulistana com as outras unidades da Zona Interna são primariamente por zonas de cisalhamento contracionais que balizam intrusões de corpos de granitoides da Suíte Rajada. Dessa forma, as zonas de contato do Complexo Paulistana possuem diversas intrusões alongadas e bastante deformadas de granitoides da Suíte Rajada. O complexo é carente de dados geocronológicos.

3.2.3 - Zona Central

A Zona Central é descrita como um sinforme de direção E-W com aproximadamente 100 km de comprimento e 10 a 20 km de largura na região central. A grande estrutura é conhecida como “sinforme de Monte Orebe” (Kreysing *et al.* 1973, Angelim 1988, Moraes 1992, Caxito, 2013) e separa a Zona Interna e a Zona Externa da Faixa Riacho do Pontal.

A sequência metavulcanossedimentar composta por xistos-verdes a actinolita, anfibolitos, metatufos, intercalados a metachert, granada-mica xisto, grauvaca e quartzo-xisto é conhecida na bibliografia como Complexo Monte Orebe.

Santos & Caldasso (1978), Angelim *et al.* (1988), Moraes (1992), Bizzi *et al.* (2007) subdividem o complexo em duas sequências principais (Figura 3.3; Santos & Caldasso, 1978,

Angelim *et al.* 1988, Moraes 1992, Bizzi *et al.* 2007), sendo a primeira composta por metavulcânicas básicas com intercalações de rochas metaultramáficas e metassedimentares, e a segunda dominada por rochas metassedimentares.

Siqueira Filho (1967), Kreysing *et al.* (1973), Santos & Caldasso (1978), Angelim *et al.* (1988), Moraes (1992) descrevem as rochas metavulcânicas básicas, principal litotipo do complexo, como sendo compostas por xistos finos a médios de cor verde brilhante, textura nematoblástica intensamente deformado, localmente milonítico. Pode ocorrer estruturas vesiculares milimétricas em metabasaltos maciços, sugerindo erupção em um ambiente de baixa pressão, raso. São compostas principalmente por anfibólio e plagioclásio, representados por actinolita verde clara e hornblenda, com cristais de 1-5 mm de comprimento. Dados litoquímicos preliminares de elementos maiores e traços sugerem filiação tholeítica, do tipo MORB, para os protólitos ígneos dos xistos verdes (Moraes, 1992).

Localmente ocorrem metaultramáficas de grão fino e coloração cinza a esverdeada como lentes intercaladas à sequência metavulcanossedimentar.

A seção metassedimentar é composta por mica xisto, quartzo-mica xisto, e localmente metagrauvaca com intercalações de metarritmitos. Porfiroblastos de granada, biotita, cianita e estauroлита sugerem metamorfismo em *fácies* xisto verde alto a anfibolito. Todos os contatos com as zonas Interna e Externa são contracionais.

Análises U-Pb SHRIMP em poucos zircões recuperados de um metatufo sugerem magmatismo com idade ~960 e 700 Ma (Brito Neves & Van Schmus *in* Brito Neves & Pedreira, 2008). Geoquímica preliminar do tipo MORB, sugere que o complexo pode conter remanescentes de crosta oceânica neoproterozoica (Moraes 1992, Gomes & Torres 1994, Oliveira 1998, 2008).

3.2.4 - Granitoides Brasileiros

3.2.4.1 - Magmatismo sin-colisional: Suíte Rajada

Encontra-se amplamente distribuído por toda Faixa Riacho do Pontal, geralmente na forma de corpos estratiformes com até quilômetros de extensão, concordantes à foliação regional de baixo ângulo das *nappes* Casa Nova ou como corpos de deformação mais complexa, nas zonas Central e Interna (Caxito 2013). A suíte possui principalmente ortognaisses a duas micas, médios a grossos, mesocráticos, de coloração cinza a esbranquiçada, compostos principalmente por oligoclásio, quartzo, biotita e muscovita, com granada, calcita, epidoto, apatita, esfeno, clorita, zircão e pirita como principais fases acessórias. Textura equigranular e lepidoblástica. Possui foliação penetrativa de baixo ângulo, concordante a das *nappes* de mica xistos, diversas vezes com uma lineação mineral *down-dip* marcada por muscovita e biotita. Veios leucocráticos ou róseos tardios compostos, principalmente, por plagioclásio e quartzo, às vezes turmalina de granulação pegmatoide pode ocorrer intercalada a essa foliação (Caxito 2013).

A composição é essencialmente tonalítica a granodiorítica, com dispersão para os campos dos adamelitos, quartzo monzodioritos e sienogranitos (Angelim, 1988), características composicionais similares a de granitos derivados de fusão crustal. A provável origem do magma é a fusão de rochas dos complexos metassedimentares (Angelim 1988).

Análise de isócronas Rb-Sr em rocha total indicam idades de 743 ± 59 Ma (Jardim de Sá et al. 1988) a 539 ± 25 Ma (Santos & Silva Filho 1990) para intrusão e metamorfismo da Suíte Rajada.

3.2.4.2 - Magmatismo tardi- a pós-colisional: Suíte Serra da Aldeia, Caboclo e Diápiro da Fazenda Maxixeiro

Mais recente atividade magmática na Faixa Riacho do Pontal as suítes Serra da Aldeia e Caboclo ocorrem como um conjunto de plutons ovalados a circulares, principalmente na região noroeste da faixa com direção NE-SW, na borda da margem sul da bacia do Parnaíba (Gava et al. 1984).

É composta por sienitos cinza a róseo de granulação média a grossa e K-feldspato granitos, localmente porfíricos, com diopsídio, aegirina, arfvedsonita, riebeckita, hornblenda e biotita como minerais varietais. Localmente os corpos possuem orientação de fluxo ígneo, porém no geral são isotrópicos. Análises químicas indicam afinidade alcalina, com termos peralcalinos/shoshoníticos/potássicos, do tipo anorogênico (Gava et al. 1984, Plá Cid et al. 2000a). As intrusões ocorrem preferencialmente nos complexos Casa Nova, Morro Branco e Santa Filomena.

O Diápiro da Fazenda Maxixeiro possui forma ovala com maior diâmetro disposto concordante ao *trend* regional NW-SE das rochas supracrustais encaixantes. A rocha possui foliação desenvolvida nas bordas tendendo a isotrópica nas porções centrais do corpo. Possui coloração cinza clara a levemente rosada, granulação fina a média com assembleia mineral mesoscópica composta por quartzo, feldspatos e micas.

Em análise petrográfica revela textura granolepidoblástica algo deformada, com orientação preferencial dos minerais constiuíntes nas bordas do pluton, enquanto no seu interior a tendência é a textura isotrópica ou com sutil orientação das lamelas de mica (Angelim, 1988)

3.3 – Contexto Estrutural e Metamórfico

São destacadas na bibliografia quatro fases de deformação principais para a Faixa Riacho do Pontal: D1, D2, D3 e D4 (Angelim 1988, Gomes F.E.M. 1990, Gomes & Vasconcelos 1991), e sendo que as três primeiras referem-se a um mesmo contexto de compressão e transporte para sul e D4 é decorrente das estruturas transcorrentes do Brasileiro tardio evidenciado pela Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste.

A evolução metamórfica durante D1, D2, D3 é dinâmica progressiva até *fácies* anfibólito

alto com retrometamorfismo em *fácies* xisto verde e em D4 o metamorfismo é de expressão local e atinge *fácies* anfibolito alto com deformação milonítica relacionada ao estabelecimento da zona de cisalhamento E-W.

4 – GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo serão apresentadas e caracterizadas as unidades litológicas descritas na área de estudo e cartografadas no mapa geológico em escala 1:25.000 (Anexo 01; Figura 2.2 – miniatura fora de escala). A área de estudo tem aproximadamente 150 km², onde foram individualizadas sete unidades litológicas além de diques, veios de quartzo, metacherts e depósitos coluvionares.

As unidades são caracterizadas por: embasamento Arqueano a Paleoproterozoico composto por ortognaisses migmatizados ou não de composição sienogranítica a monzogranítica intrudidos por diques básicos; metapelitos correlacionáveis ao Complexo Monte Orebe e Santa Filomena (Angelim 1988; Caxito 2013), além de metavulcânicas a duas micas representadas por ortognaisses correlacionáveis a suíte Rajada (Caxito 2013) e granitoides de composição sienogranítica. Em uma mesma unidade são comuns variações faciológicas devido a interações entre os diferentes litotipos e a diferentes níveis de deformação.

A delimitação das unidades foi realizada com base no mapa geológico 1:100.000 da CPRM (Angelim 1988), dados bibliográfico;s interpretações das imagens de SRTM e aerogeofísica gamaespectrométrica (Figura 4.3) e mapeamento geológico (Figura 4.2). A descrição das unidades é apresentada da mais antiga, na base da Figura 4.1 para a mais nova (no topo).

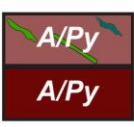
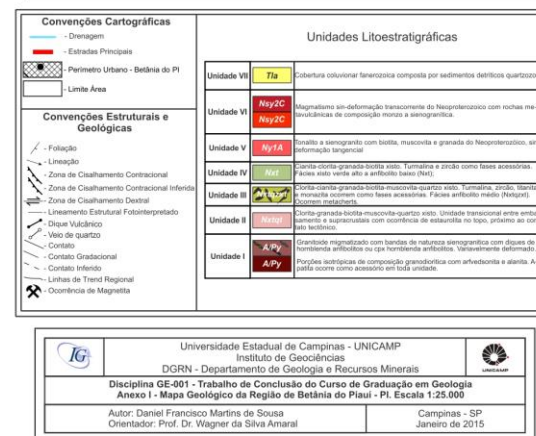
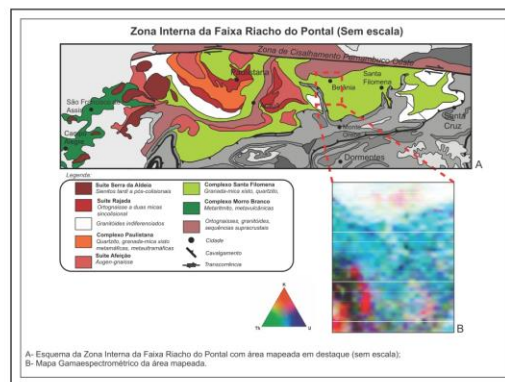
Unidades Litoestratigráficas		
Unidade VII		Cobertura coluvionar fanerozoica composta por sedimentos detríticos quartzozos
Unidade VI		Magmatismo sin-deformação transcorrente do Neoproterozoico com rochas metavulcânicas de composição monzo a sienogranítica.
Unidade V		Tonalito a sienogranito com biotita, muscovita e granada do Neoproterozoico, sin-deformação tangencial
Unidade IV		Cianita-clorita-granada-biotita xisto. Turmalina e zircão como fases acessórias. Fácies xisto verde alto a anfibolito baixo (Nxt);
Unidade III		Clorita-cianita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto. Turmalina, zircão, titanita e monazita ocorrem como fases acessórias. Fácies anfibolito médio (Nxtqzxt). Ocorrem metacherts.
Unidade II		Clorita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto. Unidade transicional entre embasamento e supracrustais com ocorrência de estauroilita no topo, próximo ao contato tectônico.
Unidade I		Granitoide migmatizado com bandas de natureza sienogranítica com diques de hornblenda anfibolitos ou cpx hornblenda anfibolitos. Variavelmente deformado. Porções isotrópicas de composição granodiorítica com arfvedsonita e alanita. Apatita ocorre como acessório em toda unidade.

Figura 4.1 – Legenda com unidades individualizadas e descritas.

This geological map of the São Paulo region displays a complex arrangement of geological units and structural features. The units are color-coded: dark red for the highest units (APY), pink for intermediate units (Hid), yellow for the Tn unit, and red for the Lambari Grande unit. The map is overlaid with a grid of coordinates, with the x-axis ranging from 287500 to 307500 and the y-axis from 297500 to 307500. Key locations labeled include 'Cidade de São Paulo' (indicated by a black dot), 'Chapada do Bonito', 'Plebeia do Silêncio', and 'Lambari Grande'. The map also shows various faults, represented by black lines with arrows indicating the direction of movement, and topographic features like rivers and hills. A scale bar at the bottom indicates distances in kilometers (0, 10, 20, 30).



38

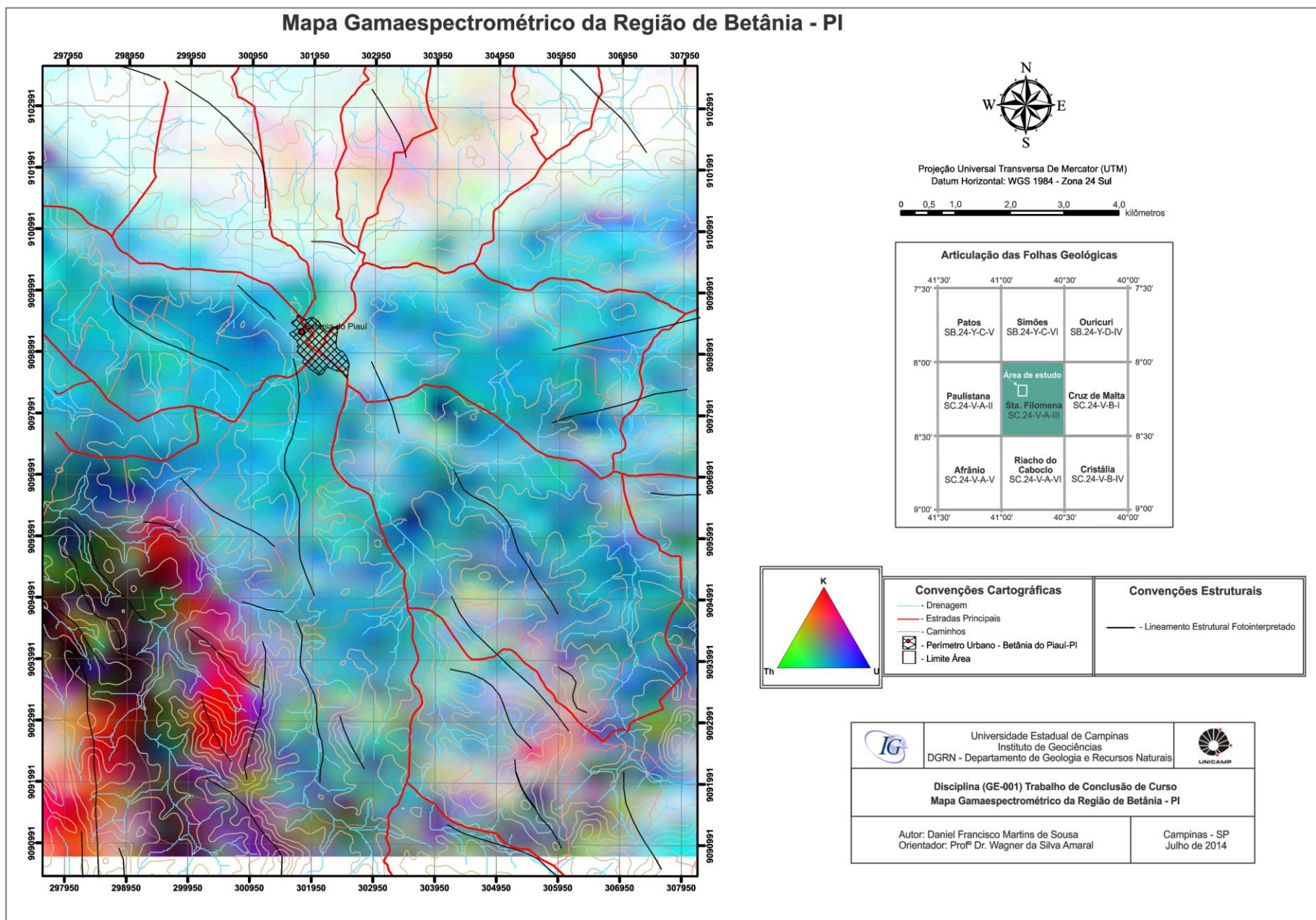


Figura 4.3 – Miniatura mapa geofísico de aquisição gamaespectrométrica RGB.

4.1 – UNIDADE I - Ortognaisses migmatizados e diques Básicos (A/Py)

A unidade é correlata a descrita por [Angelim \(1988\)](#) e [Caxito \(2013\)](#) como sendo um corpo de biotita-hornblenda ortognaisse bandado de composição sienogranítica a monzogranítica contendo enclaves máficos deformados.

Na área de estudo a unidade aflora a norte da zona urbana de Betânia do Piauí, em contato tectônico com as rochas metassedimentares do Complexo Santa Filomena. O relevo é bastante suave formando grandes chapadas levemente arredondadas ([Figura 4.4-a](#)) e localmente extensos bancos de areia. Na imagem gamaespectrométrica a unidade apresenta composição de cores evidenciando altos teores de K, Th e U (área branca a norte na [Figura 4.3](#)).

Os ortognaisses apresentam bandamento gnáissico típico com níveis de espessura sub-centimétrica a centimétrica e direção (*trend*) predominantemente E-W com mergulhos suave a sub-vertical para sul, porém, na porção oeste da área a unidade assume direções NW-SE com mergulho para SW.

A unidade é formada por ortognaisses de coloração cinza a cinza escuro, composição sienogranítica variavelmente deformados, de granulação fina a média e assembleia dada por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, magnetita ([Figura 4.4-d, e, f](#)). Além de ortognaisses, ocorrem intrusões pegmatíticas e diques máficos ([Figura 4.4-b, c](#)).

Distribuídos por toda unidade os pegmatitos róseos são ricos em K-feldspato, com dimensões centimétricas a métricas, concordante com o bandamento gnáissico ([Figura 4.4-b, c](#)) além de veios de quartzo concordantes a foliação Sn e diques básicos.

Os diques básicos são rochas de cor preta, granulação muito fina a fina, com textura nematoblástica composta por quartzo e anfibólio ([Figura 4.5-d, e, f](#)). Os corpos tem dimensão métrica e ocorrem preferencialmente encaixando drenagens ([Figura 4.5-a](#)), sempre concordantes à foliação da unidade ([Figura 4.5-b](#)) com numerosos veios de quartzo milimétricos ([Figura 4.5-c](#)). Apresentam assembleias de minerais distintas podendo ou não ocorrer clinopiroxênio (ver Cap. 5 - Petrografia).

Na porção norte da área ocorre variação da unidade composta por rocha cinza claro de composição monzogranítica, com estrutura isotrópica a gnáissica. O relevo é composto por extensas superfícies aplainadas com raros afloramentos ([Figura 4.6-a](#)). A assembleia é composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, anfibólio e magnetita ([Figura 4.6-b, d, e](#)). A foliação possui direção E-W a NNE-SSW com mergulho entorno de 30° S a W. Localmente ocorrem *clusters* de anfibólio ([Figura 4.6-c](#)) e porfiroblastos de magnetita ([Figura 4.6-b, d, e](#)). Veios de quartzo cortam a unidade em praticamente todas as direções.

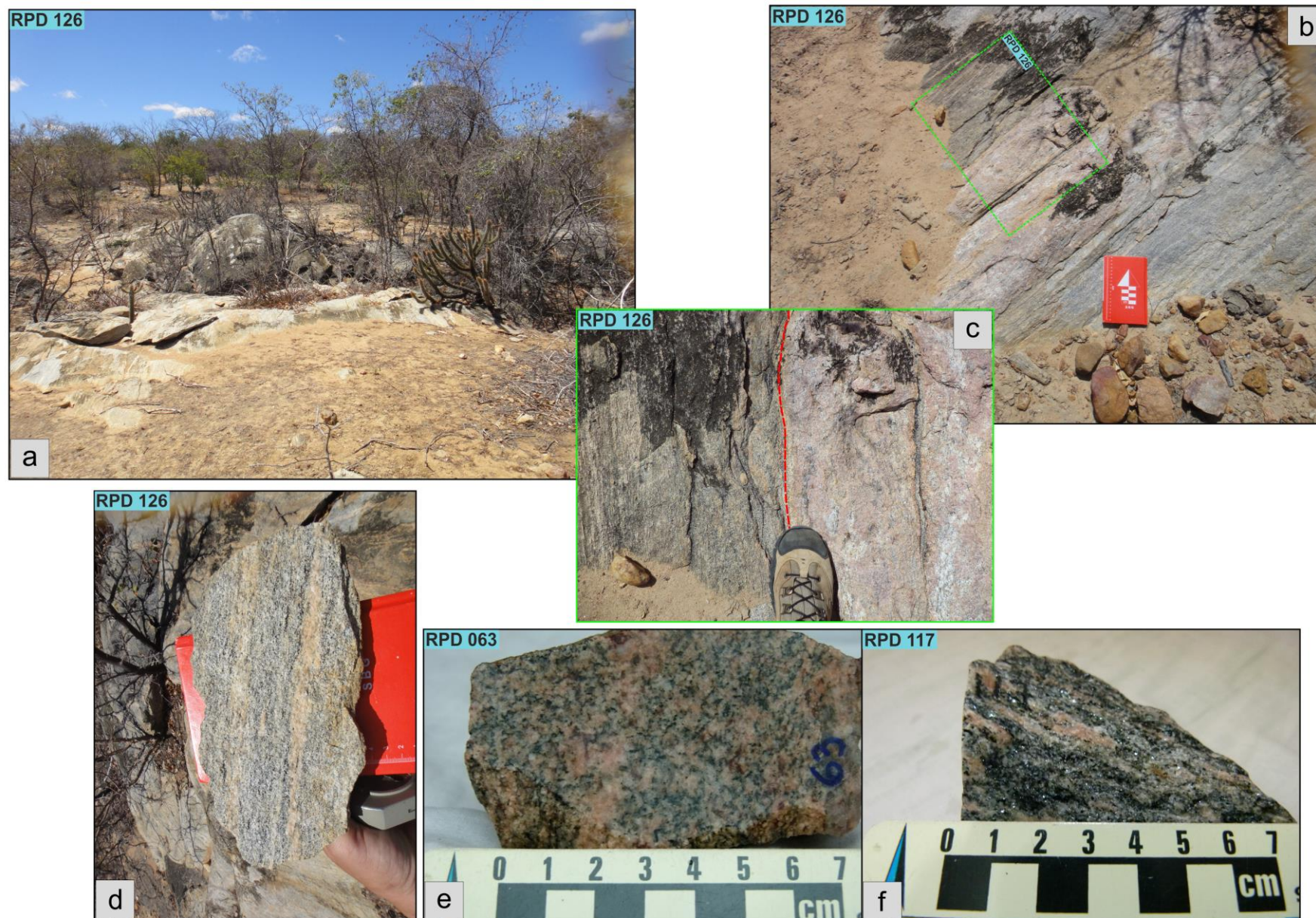


Figura 4.4 – a) Visão geral da área de ocorrência da unidade; b,c) ortogneisse com intrusão pegmatítica rósea; d) amostra com bandamento gnáissico; e, f) amostras com diferentes níveis de deformação e concentração de biotita

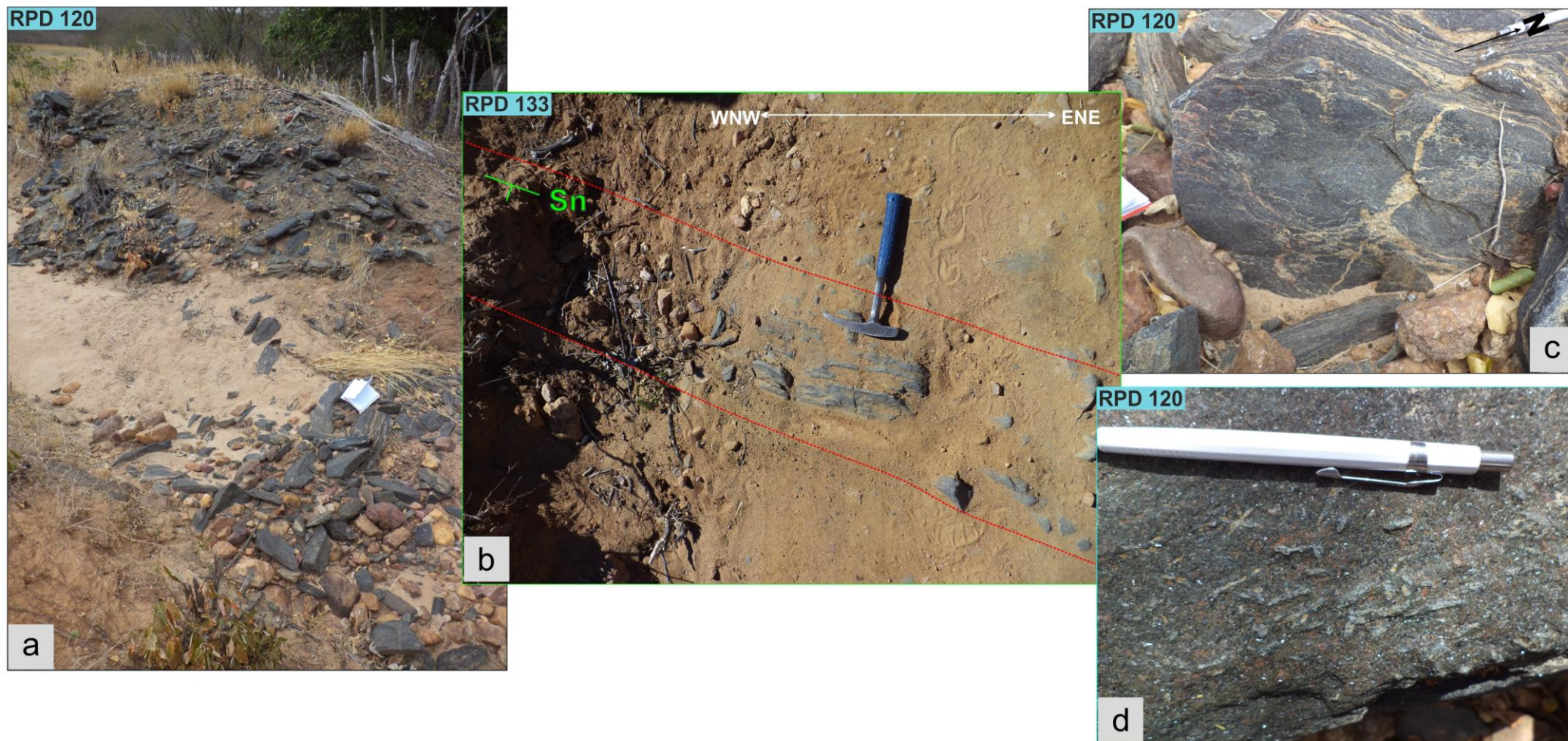


Figura 4.5 – a) Visão geral de afloramento de dique anfibolítico dentro de drenagem; b) dique anfibolítico perpendicular a estrada, concordante a Sn (cabo do martelo indica o norte); c) afloramento com grande quantidade de veios de quartzo; d) cristais tabulares de anfibólio.

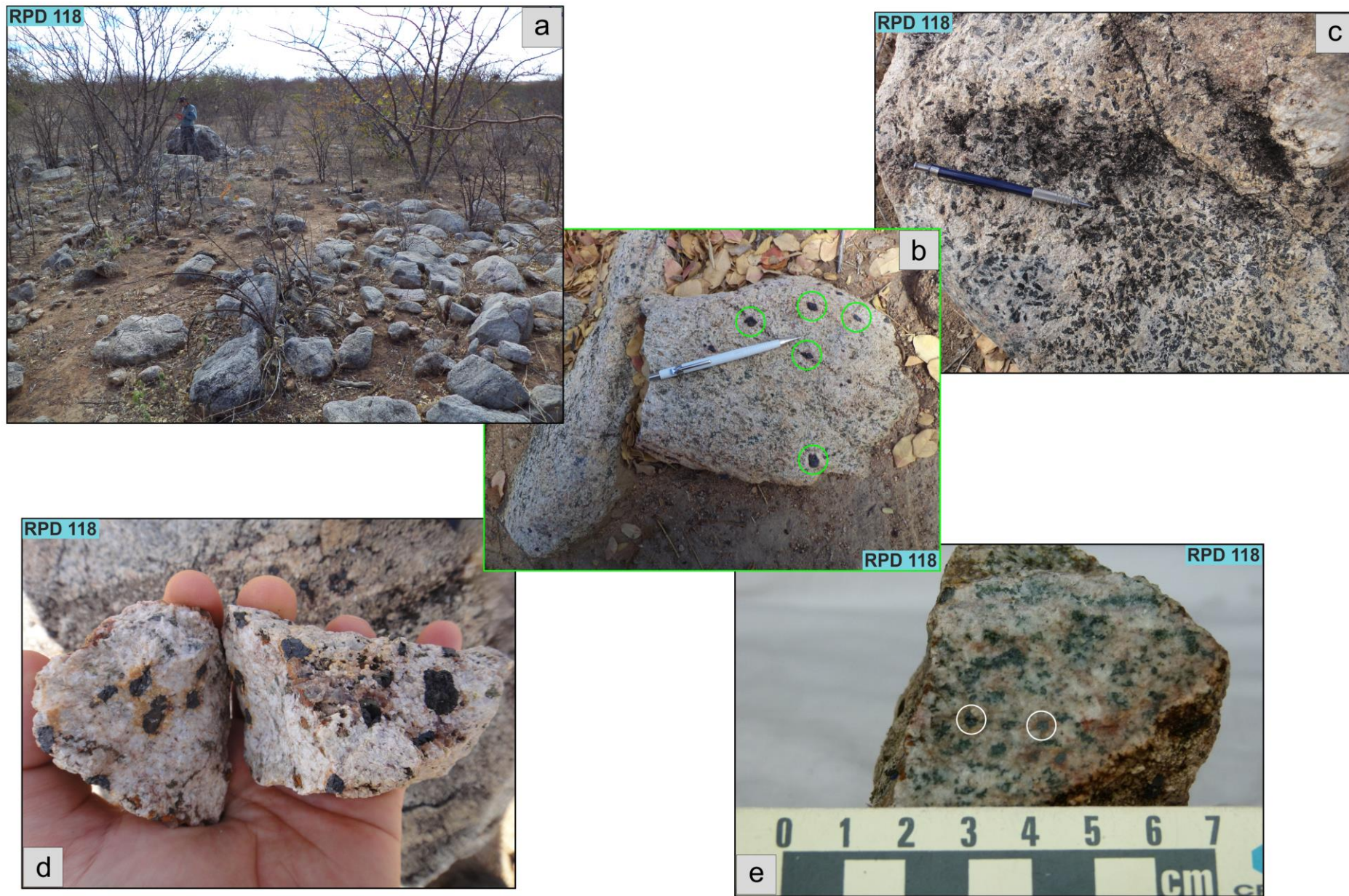


Figura 4.6 – a) Visão geral da área de ocorrência do granitoide de composição monzogranítica e afloramento; b) blocos com porfiroblastos centimétricos de magnetita em destaque; c) *cluster* de anfibólios; d,e) amostras de mão com grande quantidade de porfiroblastos de magnetita idioblástica.

4.2 – UNIDADE II - Rochas metassedimentares correlacionáveis ao Complexo Monte

Orebe (Nxtqzxt)

Angelim (1988) e Caxito (2013) classificam a unidade como Complexo Monte Orebe, composto por duas sequências: a primeira dominada por metavulcânicas básicas, localmente com intercalações de rochas metaultramáficas e metassedimentares (principalmente *metachert*, mica-xistos avermelhados e quartzo-xistos), e a segunda dominada por rochas metassedimentares, tais como quartzo-mica xistos, metarritmitos, metagrauvaca e intercalações calcissilicáticas.

O relevo sustentado pela unidade é variado compreendendo as porções mais acidentadas encontradas na área de estudo, com morros de cristas acentuadas e paralelas, sustentadas por grande quantidade de intrusões de veios de quartzo e *metachert*, com bons afloramentos tabulares esparsos (Figura 4.7-d); até extensos morrotes arredondados com cobertura coluvionar, de menor altitude com veios de quartzo decamétricos sustentando elevações suaves (Figura 4.7-a), com bons afloramentos tabulares; e faixas de área deprimida com leves ondulações, estritamente recobertos por material coluvionar ocorrem nas porções próximas aos fundos de vale, com afloramentos escassos e linhas decimétricas de quartzo em drenagens (Figura 4.7-b, e, f). O solo é coluvionar pouco desenvolvido (Figura 4.7-a) e em toda unidade possui coloração ocre a avermelhada nas áreas com incremento de alteração potássica (solo biotítico vermelho - (Figura 4.7-c). A composição de cores do diagrama ternário de Th-U-Pb (Figura 4.3) indica baixos índices dos elementos radioativos mostrando cores mais escuras na área devido, principalmente as grandes quantidades de intrusões de *metacherts* e veios de quartzo presentes na unidade. É importante ressaltar que, via de regra, os *metacherts* possuem turmalina e óxidos de Fe e Mn.

A direção das cristas correspondem a lineamentos estruturais fotointerpretados durante a fase pré-campo e seguem o *trend* regional da foliação (Figura 4.7-d) que é caracterizada por pequenas variações entre NNW-SSE e NNE-SSW. Morros testemunhos evidenciam a foliação penetrativa.

Os contatos dessa unidade são estritamente tectônicos e foram traçados a partir de feições observadas em campo e interpretação das imagens de sensores remoto e aerogeofísica (Figura 4.7-d). Próximo aos contatos observa-se incremento deformacional podendo apresentar zonas de cisalhamento discretas com formação de milonitos, bandamento gnáissico, intercalações com outras unidades e aumento na quantidade de intrusões de quartzo.

Os litotipos de origem metassedimentar da Unidade II apresentam variações faciológicas determinadas principalmente pela interação com outras unidades ou por proximidade a contatos tectônicos gerando distintas granulações e assembleias minerais (Figura 4.8-h, i).

Trata-se de xistos de coloração cinza com granulação fina a média e textura lepidoblástica. A assembleia mesoscópica é composta basicamente por quartzo (comumente *ribbons*), variáveis concentrações de biotita e muscovita definindo a foliação e marcando lineação de estiramento mineral. Granada sub-milimétrica a porfiroblástica em matriz de granulação média (Figura 4.8-b, c,

d, e, f, g, h, i), localmente cristais idióblásticos de cianita e/ou estaurolita formam-se entorno a granada (Figura 4.8-d, f). Nos veios de quartzo é possível observar duas formas de ocorrência sugerindo formação em momentos distintos: veios paralelos a Sn intensamente deformados evidenciando indicadores cinemáticos (ver Cap. 6 – Contexto Estrutural e Metamórfico) e veios paralelos e/ou discordantes da foliação indeformados (Figura 4.8-f, g).

Ocorrem famílias de fraturas tardias em veios de quartzo e *metacherts* com direção NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW (Figura 4.8-a).

4.3 – Rochas metassedimentares do Complexo Santa Filomena

4.3.1 – UNIDADE III - Unidade Transicional (Nxtqt)

Descrita por Angelim (1988) e Caxito (2013) como uma camada de muscovita-quartzito turmalínífero com feldspatos caulinizados, fortemente estirada, a unidade ocorre na forma de uma faixa transicional entre o embasamento e os metapelitos do Complexo Santa Filomena. Aflora a norte da área de estudo, próximo a estrada Betânia-Paulistana, ao perímetro urbano e à estrada Betânia-Santa Filomena. O relevo é formado por áreas com leves ondulações onde pequenos morros com cristas paralelas à Sn são comuns. Fragmentos mapeáveis dessa unidade formam janelas tectônicas que afloram em meio aos metapelitos predominantes na área (Figura 4.9-a).

Os litotipos afloram como lajedos (Figura 4.9-b, c, d) variavelmente deformados apresentando foliação muito penetrativa com direções ESE-WNW e mergulho variando de suave a 70° para sul. Toda unidade apresenta veios de quartzo tardio oblíquos ou paralelos a foliação (Figura 4.9-d).

Mesoscopicamente as rochas da porção basal tem coloração rósea, granulação fina a média, assembleia mineral formada por quartzo idióblástico ou em *ribbons* (Figura 4.9-j), K-feldspato, plagioclásio, muscovita, biotita e granada próximo à base com incremento de alteração aluminosa originando granada-biotita-muscovita-quartzo xisto próximo ao topo da unidade (Figura 4.9-e, f, g, h, i, j). Em diferentes pontos da unidade ocorrem pequenas aglutinações radiais de biotita originando granada (Figura 4.9-e, f) e grãos idióblásticos do mineral em outras localidades (Figura 4.9-g). Turmalina (Figura 4.9-g, h) e magnetita dispersas nos afloramentos, em concentrações variadas e caulinização dos feldspatos foram observados em toda unidade. A lineação de estiramento mineral é bem marcada principalmente por muscovita e biotita menos expressiva.

4.3.2 – UNIDADE IV - Metapelitos correlacionáveis ao Complexo Santa Filomena (Nxt)

A unidade com maior extensão na área foi descrita por [Angelim \(1988\)](#) como uma sequência metapelítica monótona composta por biotita xistos, muscovita-biotita xistos e menos frequentemente muscovita xistos.

O relevo é formado por pequenos morros suavemente arredondados ou por extensas áreas aplainadas localizadas preferencialmente próximas aos contatos tectônicos com outras unidades ([Figura 4.10-a, b](#)). A unidade possui bons afloramentos tabulares dispersos por toda sua extensão ([Figura 4.10-c, d](#)), porém, tornam-se um pouco raros e mais intemperizados na porção norte da área de estudo. O solo possui coloração avermelhada característica da alteração de biotita.

Os contatos com as unidades paraderivadas que ocorrem a SE e a N da área de estudo são caracterizadas por intercalações centimétricas a decamétricas entre os litotipos ([Figura 4.10-c, e](#)) e variações no conteúdo aluminoso das rochas.

É comum a ocorrência de veios sub-métricos a decamétricos de quartzo e blocos rolados pelas vertentes. Os veios podem ser concordantes ou oblíquos a foliação ([Figura 4.10-f, g](#)) e também definem indicadores cinemáticos.

Ocorrem diferenças faciológicas determinadas principalmente pelas interações com outras unidades ocasionando variações nas assembleias minerais do litotipo. No geral são xistos de cor cinza, granulação fina a média, intensamente deformados, com direções bastante variáveis e compostos basicamente por quartzo, biotita, granada, estaurolita e cianita, além de porções ricas em turmalina e/ou magnetita. Granada, estaurolita e cianita tem tamanhos (milimétricas a centimétricas) e proporções variadas na unidade ([Figura 4.10-h, i](#)). Turmalina ocorre geralmente relacionada a *ribbons* de quartzo.

A lineação de estiramento mineral tem caimento para SW na área próxima ao embasamento e varia entre N-NE-W na porção central e sul da unidade.

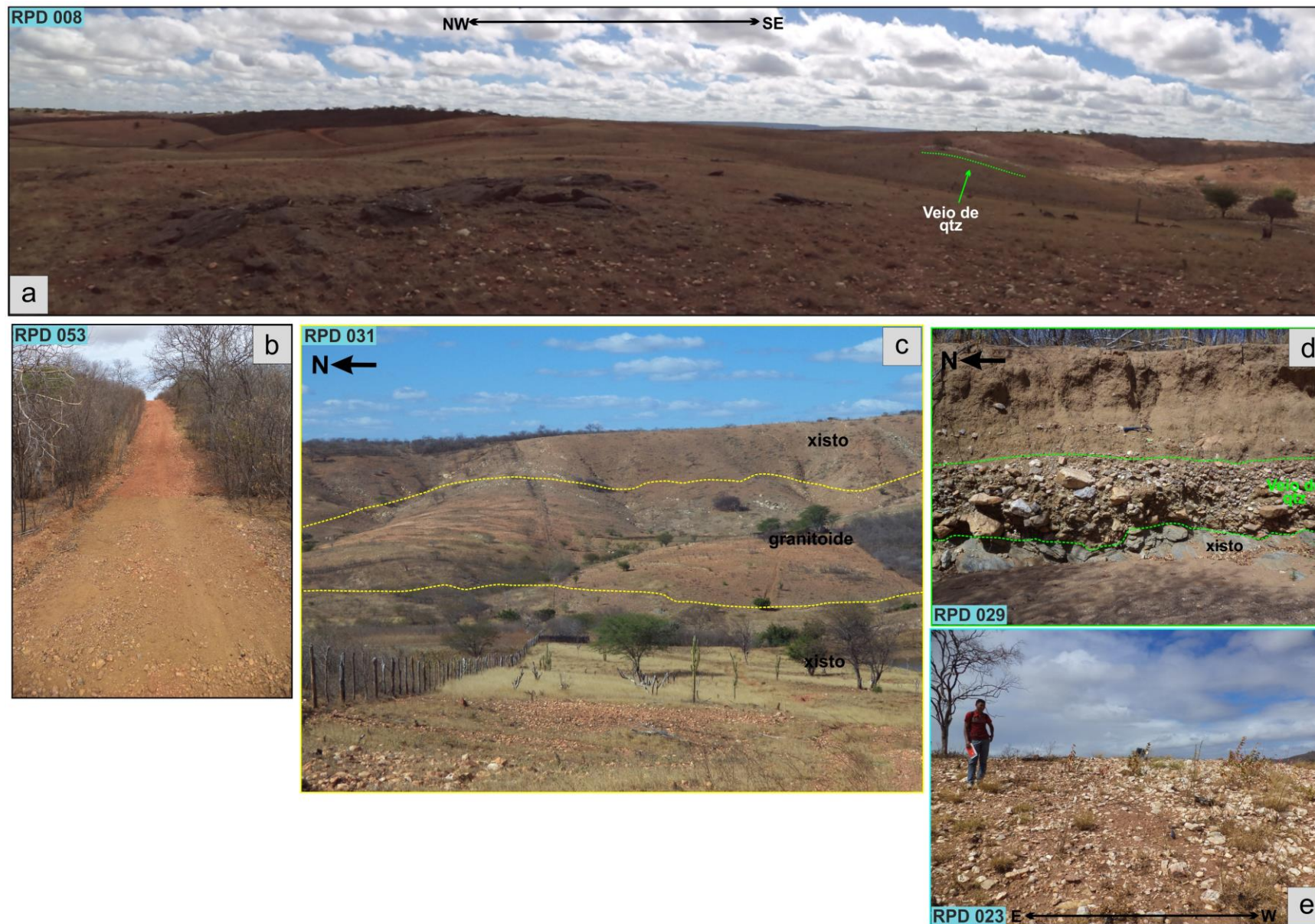


Figura 4.7 – a) Visão panorâmica geral da área onde afloram xistos correlacionáveis ao Complexo Monte Orebe com intrusão de quartzo decamétrica sustentando pequena elevação em destaque; b) diferença de coloração do solo evidenciando variação na composição dos litotipos da unidade; c) Visão geral de área com intercalação de granitoide em contato tectônico. É possível visualizar intrusões de quartzo paralelas a crista dos morros; d) perfil em drenagem com horizonte coluvionar recobrimdo o xisto; e) área em morro levemente arredondado coberto por material coluvionar.

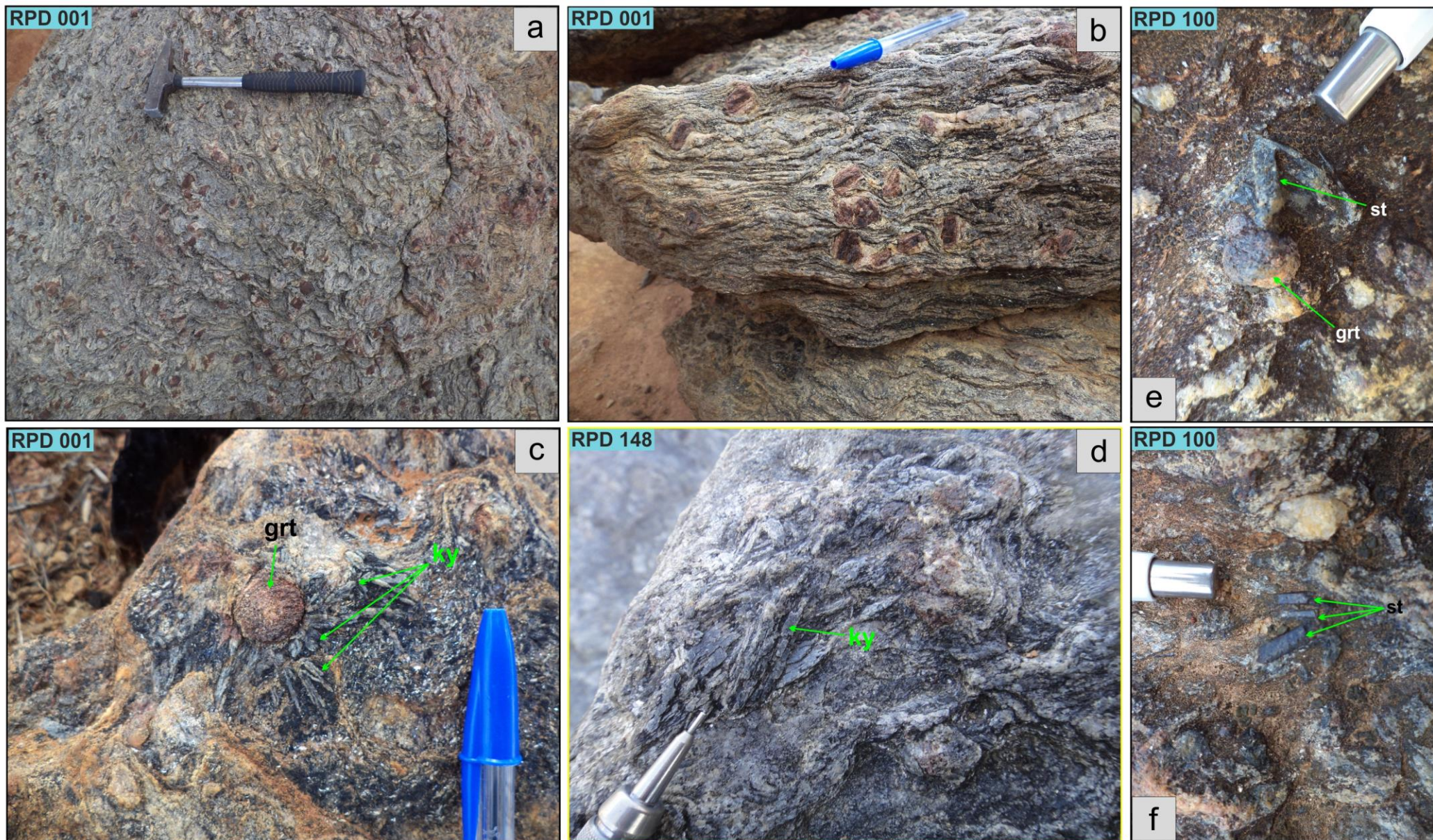


Figura 4.8 – a,b) afloramento de xisto com porfiroblastos de granada centimétrica; c) porfiroblasto de granada (grt) com crescimento de cianita (ky) radial; d) porfiroblastos tabulares de cianita em xisto; e) porfiroblastos de granada e estaurolita (st) em contato; f) porfiroblastos de estaurolita em xisto;.

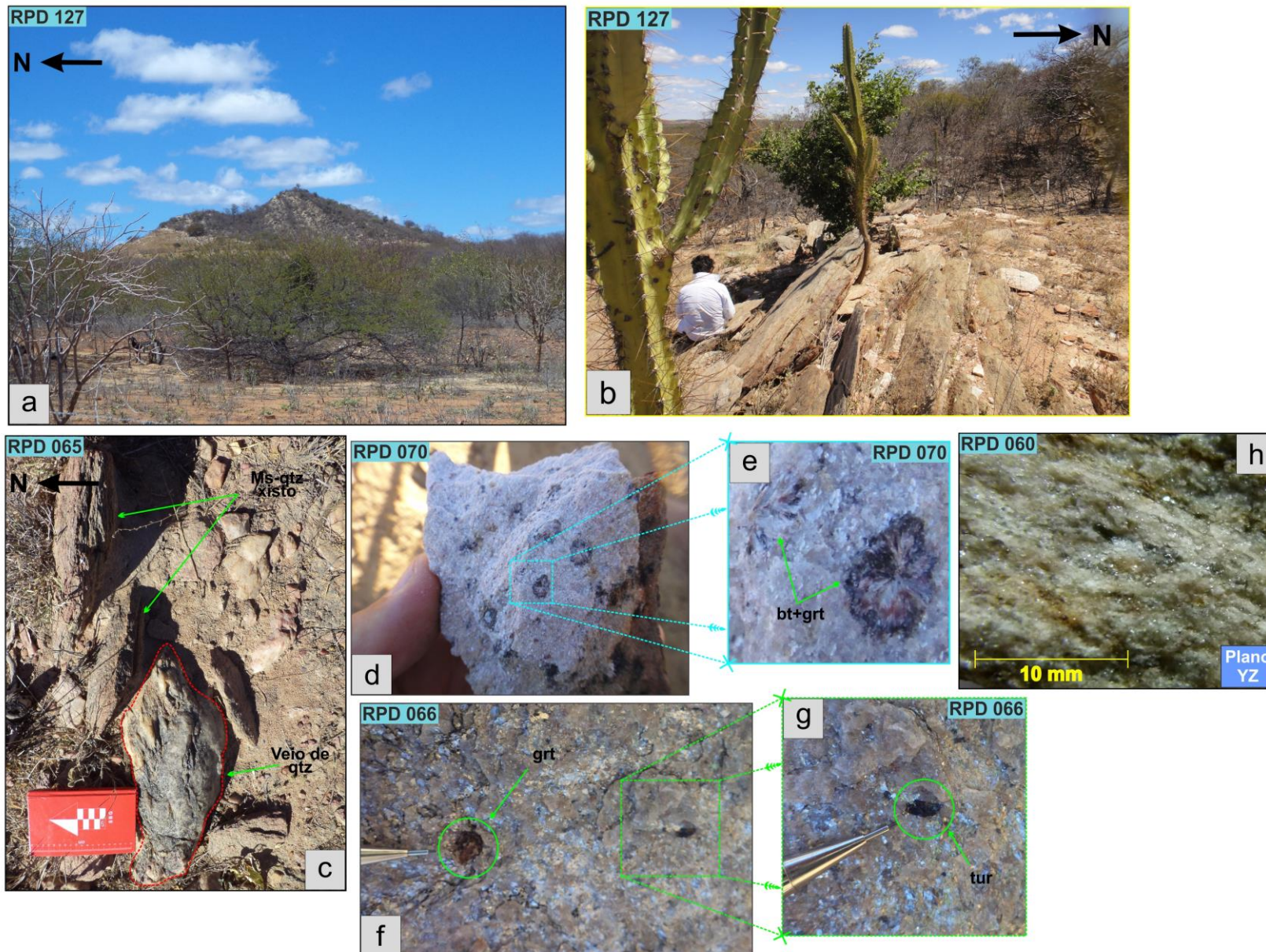


Figura 4.9 – a) Visão geral da área de ocorrência da unidade transicional com morro testemunho onde localiza-se o ponto RPD127; b) afloramentos comuns à unidade; c) blocos de muscovita(ms)-quartzo (qtz) xisto com veio de quartzo concordante a Sn; d,e) amostra intensamente caulinizada com formação de granada (grt) a partir de cumulatos de biotita (bt); f,g) cristais idioblásticos de granada e turmalina (tur) em ms-qtz xisto; i) plano XZ da amostra orientada RPD060; h) plano YZ da amostra RPD060 com ocorrência de *ribbons* de quartzo.

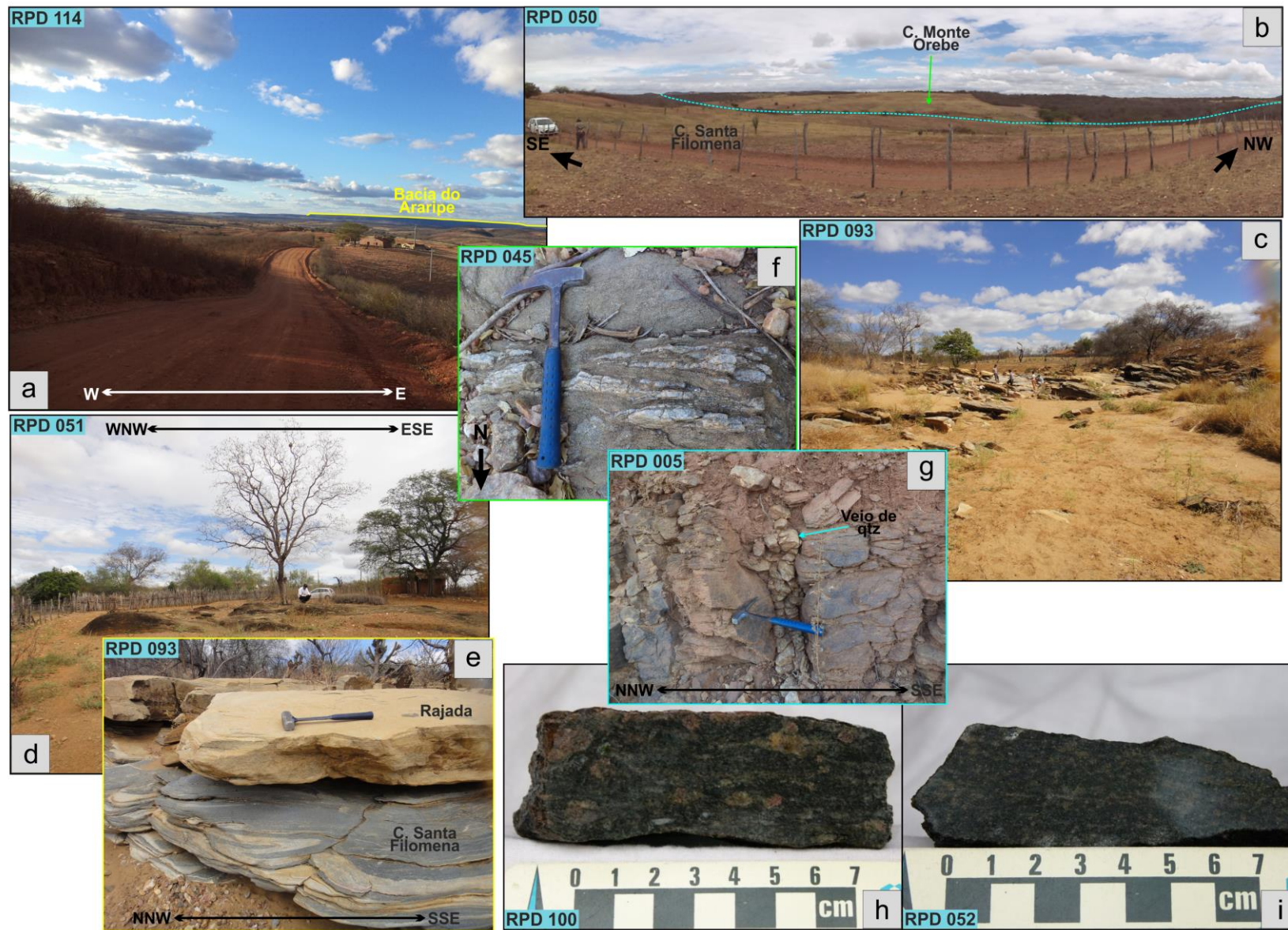


Figura 4.10 – a) Visão geral da área de ocorrência do Complexo Santa Filomena com a Bacia do Araripe ao fundo; b) visão geral de extensa área aplainada próxima a contato tectônico com o Complexo Monte Orebe; c,d) visão geral de afloramento do Complexo Santa Filomena, sendo que em 'c' encontra-se em contato com unidade correlacionável ao granitoide Rajada; e) intercalação entre xisto do Complexo Santa Filomena e granitoide correlacionável ao Rajada; f,g) veios de quartzo concordantes e discordantes dos metapelitos; h,i) amostras de mão com diferentes granulações e distitos níveis de deformação.

4.4 - UNIDADE V - Ortognaisse correlacionável ao ortognaisse a duas micas tipo

Rajada (Ny1A)

São descritos por [Angelim \(1988\)](#) e [Caxito \(2013\)](#) como corpos tabulares, formando camadas centimétricas a batólitos quilométricos de ortognaisses a duas micas, médios a grossos, mesocráticos, de coloração cinza a esbranquiçada.

O relevo é similar ao dos muscovita-biotita xisto, com topografia suave, formada por pequenos morros arredondados ([Figura 4.11-a, b, c](#)) com bons afloramentos tabulares deformados constantemente intercalados ao xisto ([Figura 4.11-b, d](#)) ou em forma de lajedos indeformados nas porções internas dos corpos ([Figura 4.11-c](#)). Na imagem de aquisição geofísica gamaespectrométrica a unidade possui composição de cores evidenciando alto K e médios Th e U (cores vermelha a branca a SE do mapa).

A assembleia mineral é composta principalmente por quartzo estirado ou em *ribbons*, K-feldspato, plagioclásio, variáveis concentrações de muscovita e biotita que conferem textura lepidoblástica a sequência deformada da unidade, granada ([Figura 4.11-d, e](#)), cristais finos de estauroлита restritos aos limites do corpo e magnetita como fase acessória.

Os contatos com a unidade metapelítica são tectônicos, com intercalações de granito *sheet* e xisto ([Figura 4.11-b, d; Figura 4.12-a, b, c](#)) ou gradacionais. As intercalações com xisto variam de camadas decamétricas a centimétricas e localmente, em pontos com contato gradacional, é possível observar localmente o processo de anatexia das rochas metassedimentares ([Figura 4.12-f](#)). Ocorrem veios de quartzo e diques de composição riolítica frequentemente cisalhados ([Figura 4.12-d, e, g](#)) concordantes a Sn.

Variações faciológicas devido a interação com os metapelitos são evidentes em toda unidade, sendo que próximo aos limites dos corpos aumenta-se significativamente a quantidade de muscovita, ([Figura 4.11-f, g](#)). O *trend* da foliação Sn apresenta grande variação que segue a deformação dos metapelitos, apresenta mergulho suave e lineação de estiramento mineral com indicadores cinemáticos que denotam transporte para NNE. As rochas dessa unidade são, no geral, de cor cinza-claro a branca com granulação fina apresentando porções ora com estrutura isotrópica ora com xistosidade bem definida ([Figura 4.11-f, g](#)).

4.5 – UNIDADE VI - Granitoide correlacionável ao Diápiro da fazenda Maxixeiro

(Nsy2C)

[Angelim \(1988\)](#) descreve um diápiro de forma ovalada variavelmente foliado, formado por oligoclásio, quartzo e microclina, além de quantidades subordinadas de biotita. Trata-se de uma unidade ainda pouco estudada.

Aflorante na porção SW da área de estudo sob a forma de um corpo alongado de aproximadamente 4,5 Km, paralelo ao empurrão transpressional do Complexo Monte Orebe sobre os metassedimentos do Complexo Santa Filomena, além de corpos menores intercalados aos

metapelitos do Complexo Monte Orebe. Na aquisição geofísica gamaespectrométrica (Figura 4.3) o litotipo destaca-se por possuir alto K, baixo Th e médio U evidenciados pela cor vermelha.

O relevo é composto por extensas áreas de topografia mais acidentada que a encontrada onde ocorre o Complexo Santa Filomena, com morros arredondados e vertentes íngremes. Possui raros bons afloramentos variavelmente deformados (Figura 4.13-a, b, c), pequenas ocorrências de blocos rolados ou *in situ* (Figura 4.13-d).

O contato do maior corpo da unidade com os xistos do Complexo Monte Orebe é estritamente tectônico com intercalações centimétricas a métricas, concordantes ou não à foliação mais penetrativa do xisto (Figura 4.13-c, d). Grande quantidade de migmatitos de injeção variavelmente deformados, observados próximo a drenagens, ocorrem nos contatos do corpo (Figura 4.13-b, c).

A unidade é composta por rochas plutônicas de cor cinza, granulação fina variavelmente deformadas. A assembleia mineral é composta por quartzo (sub-idioblástico e *ribbons*), distintas concentrações de biotita definindo lineação de estiramento mineral e cristais de feldspato (predominando plagioclásio) (Figura 4.13-e, f). Injeções de veios de quartzo discordantes e concordantes a foliação são comuns e originam grande quantidade de blocos dispersos sobre o colúvio (Figura 4.13-a).

No extremo SW da área ocorre plúton evidenciado na imagem de aquisição geofísica gamaespectrométrica pelas cores vermelho e branco indicando alto K, baixo Th e médio U, a alto K, Th e U. O local é de difícil acesso devido a vegetação e relevo acidentado, porém o padrão visualizado na imagem gamaespectrométrica similar ao corpo mapeado embasou a inferência da unidade.

4.6 – UNIDADE VII - Coberturas coluvionares

No centro e a oeste, na área de estudo ocorrem extensas áreas representadas por morros arredondados de vertente suave com cobertura coluvionar formada por solo biotítico vermelho arenoso, com grande quantidade de blocos de quartzo e raríssimos afloramentos.

Escavações de cacimbas evidenciam rocha fresca com profundidade de até 2 a 3 metros de em alguns pontos.

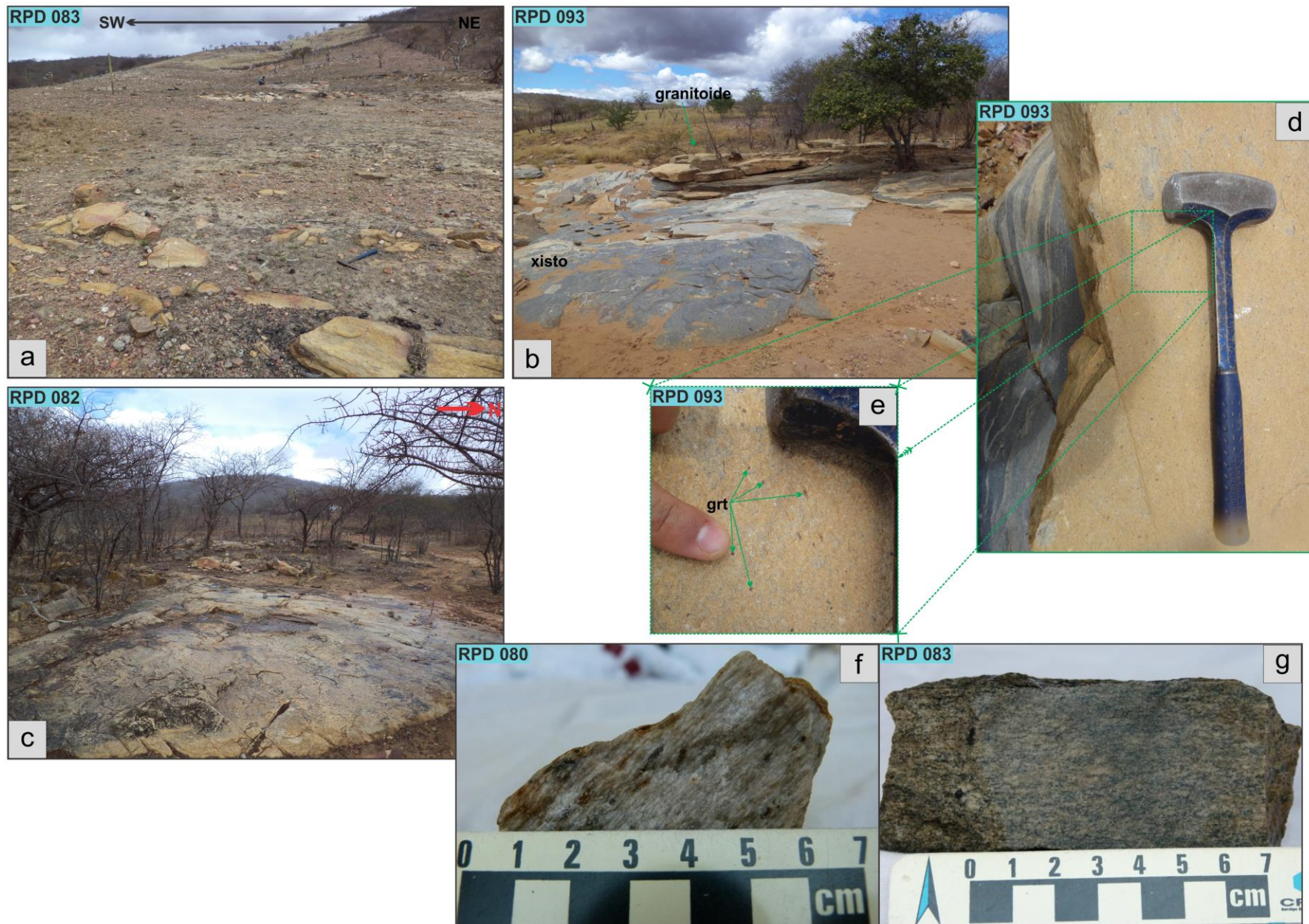


Figura 4.11 – a) visão geral da área de ocorrência de granitoide deformado; b) visão geral da área de ocorrência do granitoide intercalado aos xistos do Complexo Santa Filomena; c) visão geral da área de afloramento em forma de lajedo. Porção menos deformada; d,e) granada (grt) milimétrica em intercalação com xisto; f) amostra com avançado nível de deformação com grande quantidade de *ribbons* de quartzo; g) amostra com maior concentração de biotita.



Figura 4.12 – a) intercalação entre granitoide e xisto; b) intercalação entre xisto e granito foliado (*Sheet granite*) com visualização 3D das camadas; c) intercalações com xisto e injeções deformadas do granitoide; d,e) dique vulcânico de composição riolítica; f) variação composicional evidenciando processo de anatexia dos metassedimentos para a formação do granitoide; g) amostra de dique vulcânico de composição riolítica com textura lepidoblástica.



Figura 4.13 – a) visão geral da área da unidade com afloramento tabular deformado; b,c) migmatitos de injeção deformados com dique decimétrico mais competente detalhado em 'c'; d) granitoide com camada sub-centimétrica de xisto intercalado; e,f) amostras com distintas concentrações de biotita que definem foliação penetrativa.

Neste capítulo são apresentados os dados referentes a descrição de 20 (vinte) lâminas delgadas com representatividade de todas as unidades mapeadas na área de estudo. Foram confeccionadas 05 lâminas referentes as unidades do embasamento, 09 lâminas referentes as unidades metassedimentares, 03 referentes ao granitoide da Unidade V, 01 lâmina referente ao dique vulcânico e 02 lâminas referentes ao granitoide da Unidade VI. As composições modais descritas para as unidades metavulcânicas foram obtidas com contagem em lâmina com direção da contagem perpendicular a foliação e espaçamento de 3 mm entre as linhas de contagem.

5.1 – UNIDADE I - Ortognaisses migmatizados com diques básicos (A/Py)

[Lâminas RPD063, RPD 117, RPD118, RPD 120 e RPD 131](#)

A unidade que aflora na porção norte da área é caracterizada por granitoides migmatizados sendo predominante ortognaisses de composição sienogranítica com característica ocorrência de diques básicos de composição variada. Observa-se incremento de deformação com o aumento da proximidade ao Lineamento Pernambuco.

No extremo norte da área ocorrem porções isotrópicas de composição monzogranítica, granulação média, rica em anfibólio e magnetita.

5.1.1 – Ortognaisses de Composição Sienogranítica

Possui composição sienogranítica ([Figura 5.1](#)) com granulação variando de fina a média com arranjo idioblástico a sub-idioblástico dos cristais, assembleia mineral dada por quartzo (41%), plagioclásio (7,2%), K-feldspato (36,3%), biotita (13,9%), acessórios e opacos (magnetita) (1,6%); e textura lepidoblástica incipiente a bem marcada. As proporções determinantes para a classificação das amostras em diagrama QAP são similares, porém, observa-se em lâmina delgada que os pontos a norte da unidade, mais próximos a área de influência da Zona de Cisalhamento Pernambuco, encontram-se com foliação bem marcada evidenciada por maiores concentrações de biotita.

Quartzo: Grãos com forma idioblástica a sub-idioblástica, textura granoblástica, com evidência de deformação marcada pela ocorrência de cristais com extinção ondulante.

Biotita: Granulação fina a média, com pleocroísmo variando de verde a marrom ([Figura 5.3 a, b](#)), ocorrendo como grãos idioblásticos orientados conferindo textura lepidoblástica incipiente a bem marcada e porções variavelmente mais finas alterando os feldspatos de forma pervasiva ([Figura 5.3 d, e](#)). A concentração de biotita varia de acordo com a distância da Zona de Cisalhamento Pernambuco: quanto mais próximo ao lineamento maior a concentração na amostra e quanto mais a sul, menor a concentração de biotita, menor o nível de alteração pervasiva e menos deformada a rocha.

Feldspatos: Grãos idióblásticos a sub-idióblásticos com textura granoblástica e cristais sob variáveis níveis de alteração que pode ser observada nos limites dos minerais com formação de biotita fina que ocorre também como inclusões e/ou alterando os cristais de forma pervasiva (Figura 5.3 d, e). Em alguns contatos entre o quartzo e K-feldspatos observa-se formação de crescimento vermicular de quartzo (textura mirmequítica - Figura 5.3 b, c). O principal representante dos plagioclásios é o oligoclásio e do feldspato potássico o microclínio.

Opacos e Acessórios: Magnetita e apatita sub-idióblástica ocorrem como acessório.

5.1.2 – Diques Básicos.

Caracterizado por rochas melanocráticas com granulação entre fina a média, com *ribbons* de quartzo. Possui limite entre porções de diferentes tamanhos bem demarcados (Figura 5.4 a, b), anfibólios em seções basais e tabulares caracterizam textura nematoblástica. Análise petrográfica em amostras de distintos enclaves mostrou diferença entre as assembleias minerais caracterizada por ocorrência ou ausência de clinopiroxênio (Figura 5.4 c, d). A composição é dada por quartzo (30%), K-feldspato (7%), plagioclásio (5%), anfibólio (53%), apatita (4%) e opacos (magnetita) (1%); e a variação com clinopiroxênio idióblástico a sub-idióblástico (13%) composta também por quartzo (16%), K-feldspato (14%) plagioclásio representado por oligoclásio (2%), anfibólio (54%), opacos (1%).

Quartzo: Cristais de granulação fina a média com forma idióblástica a sub-idióblástica, *ribbons*, e grãos com extinção ondulante caracterizando deformação dinâmica regional.

Feldspatos: Granulação fina com cristais sub-idióblásticos com altas taxas de alteração. Feldspatos potássicos são em sua maioria ortoclásio e o plagioclásio principal é o oligoclásio (Figura 5.4).

Anfibólio: Representado por hornblenda, possui forma idióblástica com arranjo paralelo dos cristais conferindo textura nematoblástica a rocha. Em geral possui granulação fina com seções basais e tabulares, porém, casos de porções com limites bem marcados compostas por cristais de tamanho médio são observados em lâmina delgada (Figura 5.4 a, b, c, d, e, f).

Apatita ocorre na variação sem clinopiroxênio dos enclaves e geralmente está associada ao quartzo (Figura 5.4 e, f, g).

5.1.3 - Unidade Isotrópica de Composição Monzogranítica.

Rocha isotrópica a levemente deformada de coloração cinza, levemente rósea, de granulação fina a média com cristais idióblásticos a sub-idióblásticos e composição monzogranítica (Figura 5.2). A assembleia mineral é composta por quartzo (23,4%), K-feldspato (22,3%), plagioclásio (16,8%) anfibólio (20,3%), alanita (12,5%), magnetita (até 3,9%) e apatita como acessório (0,8%).

Os cristais de quartzo, feldspatos e principalmente os de anfibólio possuem numerosas e

variáveis concentrações de inclusões de grãos sub-idioblásticos de alanita (Figura 5.5 a, b, c, d). Entre os feldspatos potássicos o principal representante é o microclínio e entre os plagioclásios o oligoclásio, ambos observados sob processo de alteração pervasiva com formação de alanita fina nos interstícios (Figura 5.5 a, b).

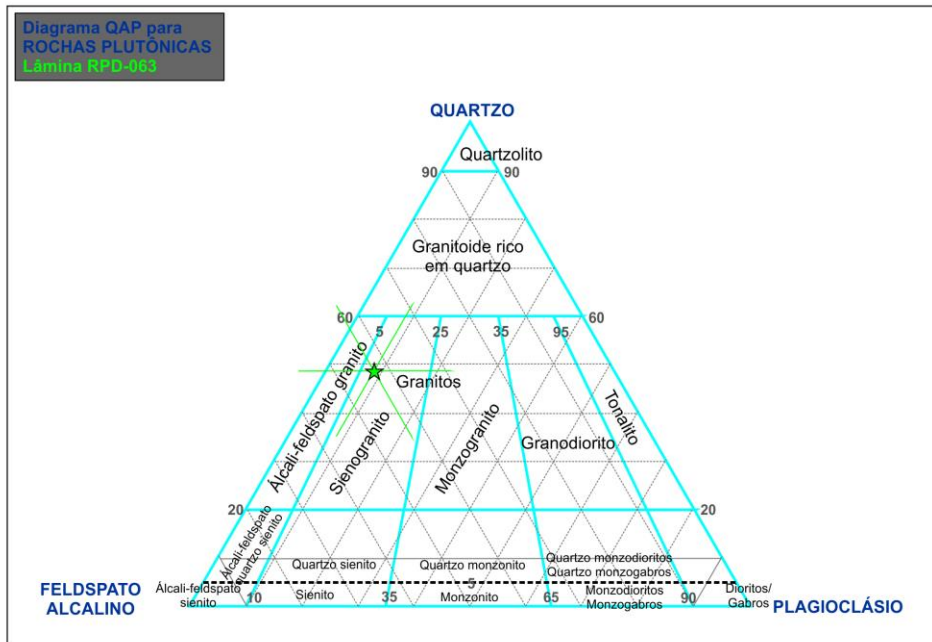


Figura 5.1 – Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas de composição sienogranítica. Lâmina RPD063

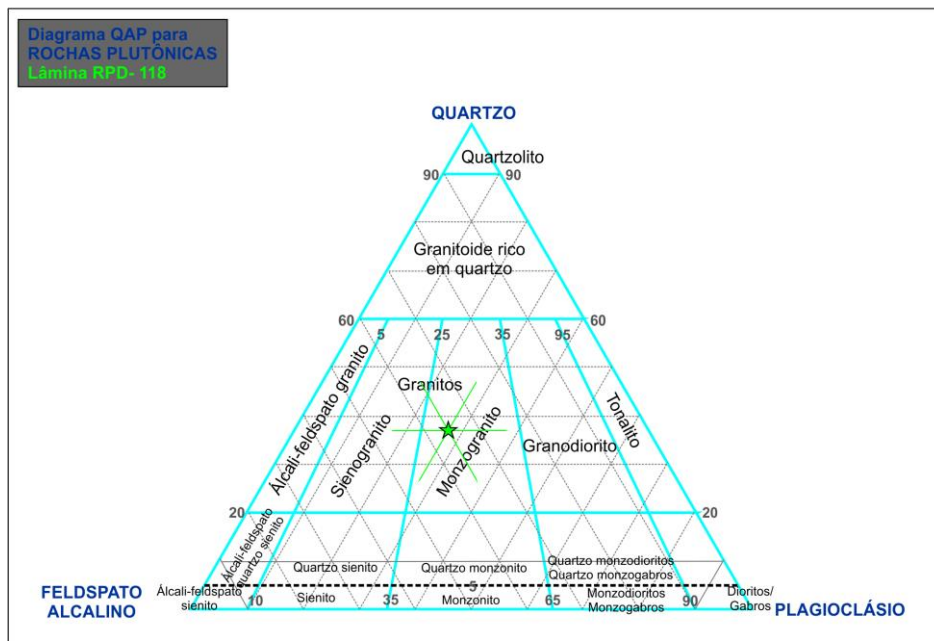


Figura 5.2 – Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas de composição monzogranítica. Lâmina RPD118

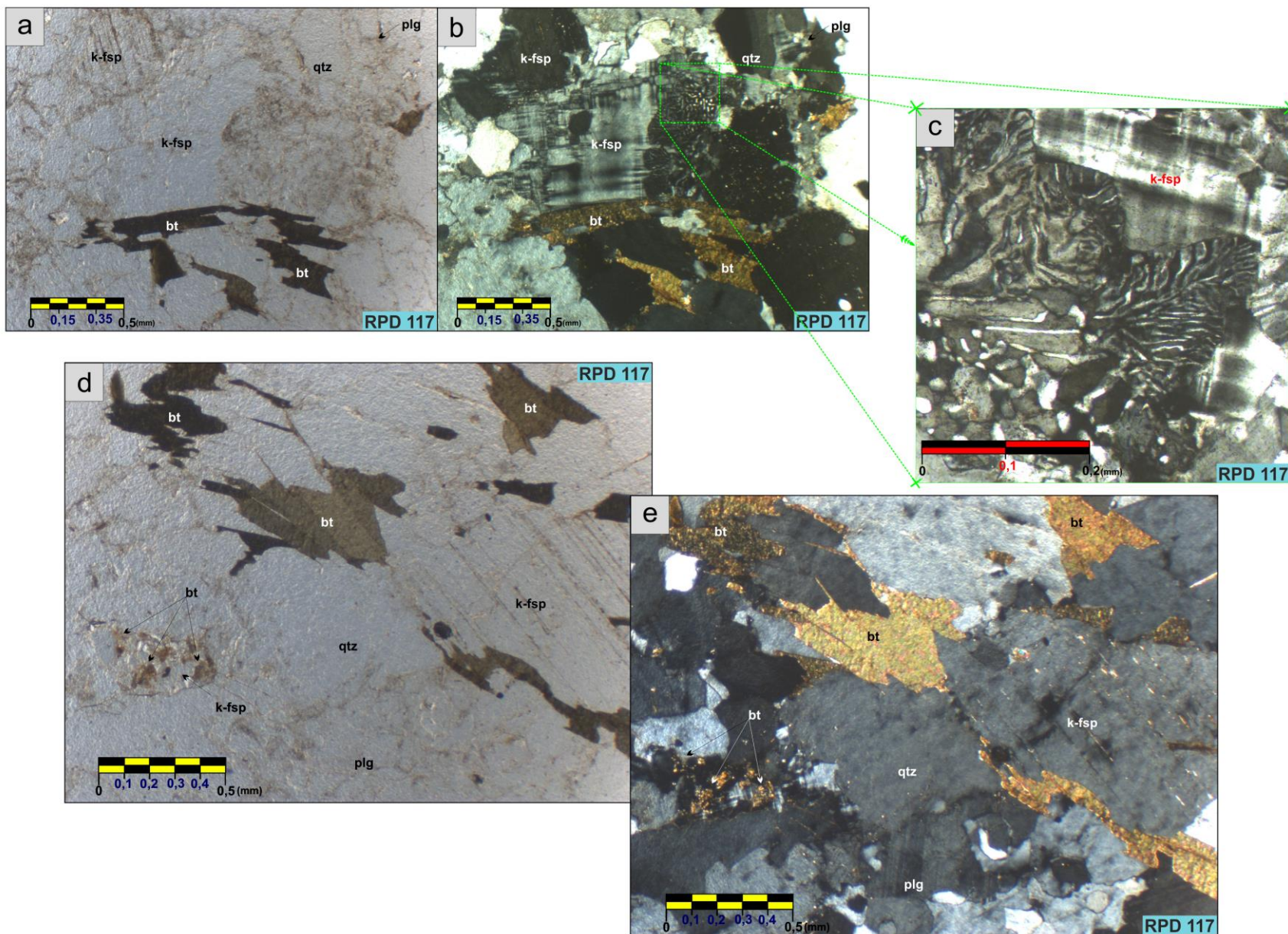


Figura 5.3 – a, b) Assembleia da rocha mostrando biotita (bt) com pleocroísmo verde, feldspato potássico (k-fsp), quartzo (qtz) com extinção ondulante, e textura mirmequítica destacada em verde com zoom em (c) e microclina ('k-fsp' vermelho) em contato com textura mirmequítica; d, e) biotita com pleocroísmo verde marcando textura lepidoblástica e cristais sub-idioblásticos crescendo em interstícios e alterando cristais de feldspato potássico. Em a,d e b,c,e a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x e quando é preta e vermelha o aumento é de 10x.

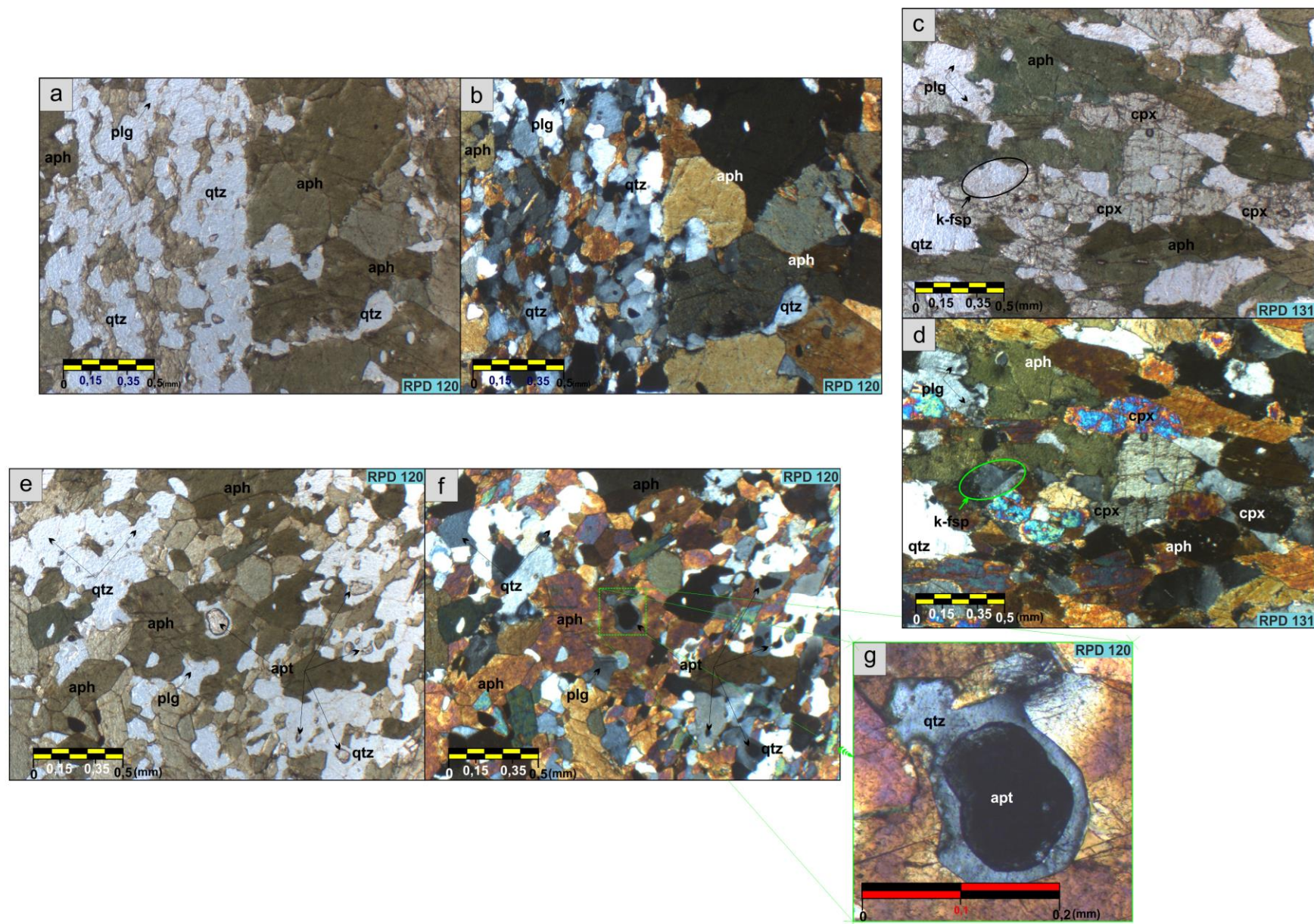


Figura 5.4 – a, b) Porções com diferentes granulações de anfibólios (aph); c, d) lâmina de enclave com ocorrência de clinopiroxênio (cpx); e, f, g) assembleia com destaque para ocorrências de apatita (apt). Em a,c,e e b,d,f,g a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x e quando é preta e vermelha o aumento é de 10x.

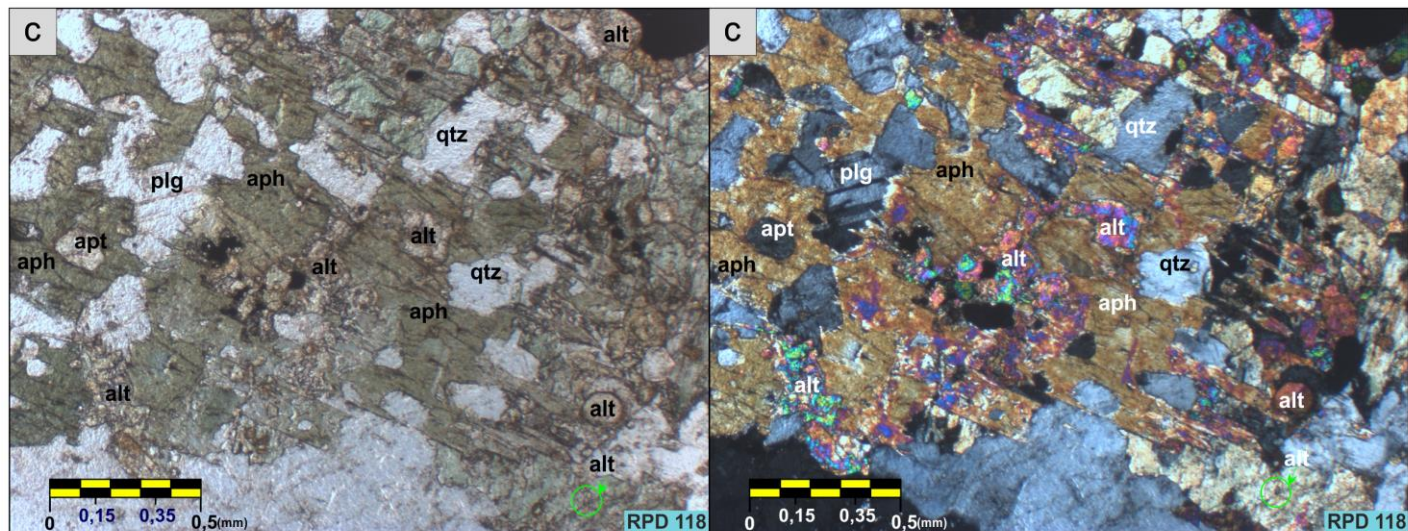
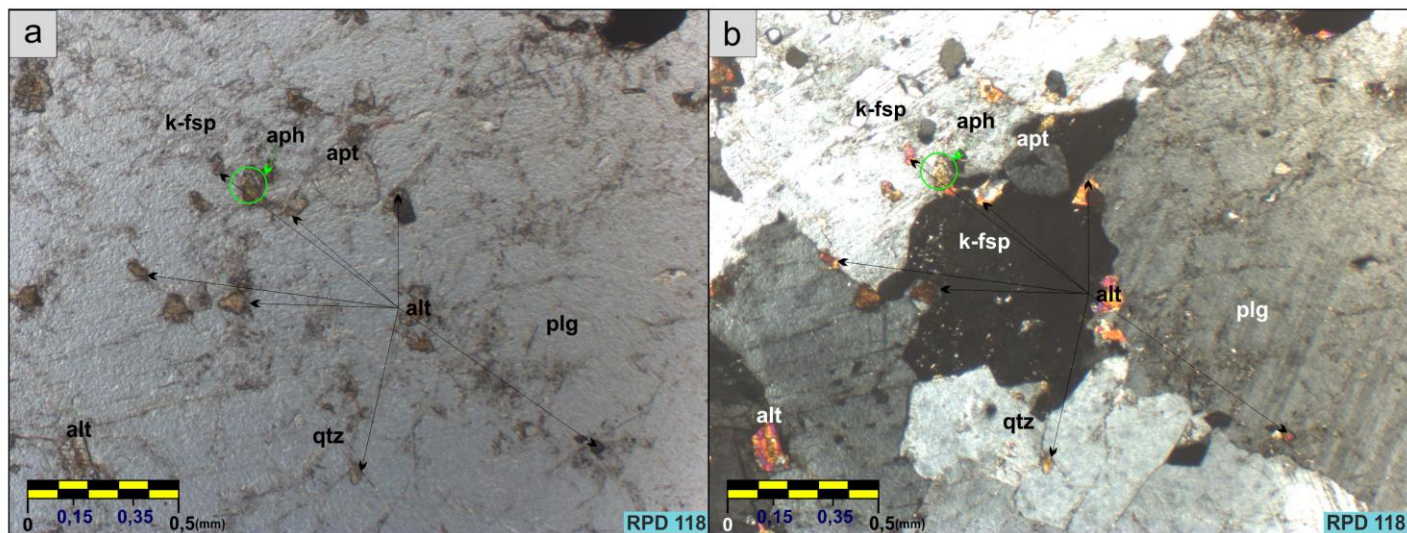


Figura 5.5 – a, b) Quartzo (qtz), feldspatos(k-fsp e plg) e anfibólio (aph) com formação de alanita (alt) intersticial ou inclusões de granulação fina; c, d) cristais sub-idioblásticos de anfibólio (arfvedsonita) com numerosas inclusões de alanita (aln). Em a,c e b,d a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x.

O anfibólio é representado por arfvedsonita idioblástica a sub-idioblástica de granulação fina a média, pleocroísmo verde a amarelo escuro com grande ocorrência de grãos sub-idioblásticos de alanita (Figura 5.5 c, d).

5.2 - UNIDADE II - Rochas metassedimentares correlacionáveis ao Complexo Monte Orebe - Clorita-cianita-granada-biotita xisto (Nxtqzxt)

Lâminas RPD014, RPD027, RPD049, RPD148

Com ocorrências na porção a W-SW-S do município de Betânia do Piauí - PI a unidade é composta principalmente por xistos de granulação fina a média de textura lepidoblástica marcada por biotita (15% a 30%) e muscovita/sericita (até 20%) além de grandes variações na concentração de quartzo (15% a 44%), plagioclásio representado principalmente por oligoclásio (até 3%), K-feldspato (até 5%), clorita (clinocloro) (2% a 7%), granada (10% a 28%), cianita (até 22%), apatita (até 5%) (Figura 5.6 f, g, h), opacos (magnetita) (2% a 7%) e turmalina, zircão, titanita, monazita e limonita (3%) (Figura 5.7 c, d, e, f) que ocorrem como fases acessórias.

Quartzo: Cristais com granulação fina a média, idioblástico ou em *ribbons* e casos com extinção ondulante evidenciando recristalização dinâmica. Caracteriza sombras de pressão concordantes a Sn em porfiroblastos de granada e em alguns casos observa-se a sombra de pressão perpendicular a Sn mais penetrativa (Figura 5.6 a, b). *Ribbons* de granulação fina a média ocorrem em concentrações variadas nas diferentes lâminas analisadas (15% na RPD148 e 44% na RPD27).

Biotita: Lamelas de granulação fina a média com forma idioblástica que junto com muscovita define textura lepidoblástica. Ocorre também alterando cristais de K-feldspato e muscovita. Sofre alteração com formação de clorita (clinocloro) (Figura 5.6 c, d, e). Halos pleocroicos com zircão e/ou monazita inclusos são comuns (Figura 5.6 a, b; Figura 5.7 e, f). Turmalina ocorre inclusa nos cristais ou diretamente relacionada ao mineral (Figura 5.7 a, b, c, d, e, f, g, h).

Muscovita: Representada por cristais de granulação fina, com forma sub-idioblástica, ou muito fina no caso da variação sericítica do mineral (Figura 5.7 c, d, e, f). As amostras próximas as zonas de cisalhamento possuem maiores concentrações (RPD148). As lamelas ocorrem orientadas conferindo, junto com biotita, textura lepidoblástica às lâminas e a variação sericítica localiza-se nos interstícios entre cristais ou em representativas massas envolvendo cristais sub-idioblásticos de cinaita e biotita (Figura 5.7 c, d).

Feldspatos: A granulação é fina composta por grãos idioblásticos a sub-idioblásticos. Observa-se acréscimo de alteração pervasiva nas porções com maior concentração de minerais aluminosos sendo que os feldspatos potássicos podem ser praticamente ausentes (RPD027 e RPD148). O plagioclásio que ocorre é o oligoclásio.

Granada: Ocorre como porfiroblastos de textura poiquiloblástica e bola de neve.

Caracterizadas por intensa presença de inclusões de quartzo indicando o crescimento do grão sob foliação pré-existente, sendo posteriormente rotacionado (Figura 5.6 c, d). Ocorre sombras de pressão paralelas a Sn mais penetrativa e outras perpendiculares a ela (Figura 5.6 a, b). Alteração nos limites dos cristais origina clorita (clinocloro) (Figura 5.6 e).

Cianita: Cristais de granulação fina de forma idioblástica a sub-idioblástica e porfiroblastos com textura poiquiloblástica (Figura 5.7 a, b, c, d, g, h). Observa-se cristais sendo alterados originando clorita (clinocloro). Inclusão de trilhas internas evidenciam crescimento sobre foliação anterior com rotacionamento posterior do porfiroblasto (Figura 5.7 g, h)

Clorita: Mineral comum a toda unidade. São grãos muito finos a finos de clinocloro com forma sub-idioblástica originados pela alteração de cianita, granada e biotita (Figura 5.6 e; Figura 5.7 e, f).

Minerais opacos e acessórios: O mineral opaco é a magnetita e possui granulação fina a média, forma idioblástica a sub-idioblástica.

Como acessórios ocorrem turmalina, zircão, titanita, monazita e limonita. O zircão e a monazita ocorrem principalmente inclusos nas lamelas de biotita. Titanita ocorre orientada de acordo com a foliação penetrativa. Observa-se também concentrações variadas de apatita de granulação muito fina a fina e forma idioblástica (Figura 5.6 f, g, h). O zircão ocorre em halos pleocroicos inclusos nas lamelas de biotita e a turmalina sempre está em contato direto ou inclusa nos minerais que definem a foliação (biotita, cianita e muscovita) (Figura 5.6 a, b; Figura 5.7 e, f, g, h).

A classificação do litotipo predominante nessa unidade é clorita-cianita-granada-biotita xisto.

5.3 - Rochas metassedimentares do Complexo Santa Filomena

Esta unidade é a de maior expressão na área de estudo. O complexo é composto principalmente por metapelitos com diferentes paragêneses minerais evidenciando distintas fácies atingidas pelo metamorfismo. A assembleia mineral é composta essencialmente por quartzo, oligoclásio, biotita, muscovita/sericita, clorita (clinocloro), granada e cianita sendo que os dois últimos tem ocorrência variável.

5.3.1 - UNIDADE III - Unidade Transicional - Clorita-estaurolita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto (Nxtqt)

[Lâminas RPD060 e RPD070](#)

Unidade basal paraderivada de granulação fina a média com textura lepidoblástica marcando a xistosidade da rocha. A assembleia mineral é composta por expressivas quantidades de quartzo (23%) e muscovita (25% a 27%), além de biotita (até 2%), K-feldspato (28 %), plagioclásio (10%), granada (5% a 10%), estaurolita (até 5%), clorita (clinocloro) (2%), limonita

(<1%). A base da unidade apresenta menores ocorrências de granada sendo que em alguns casos observa-se lamelas de biotita sendo consumidas para gerá-la ([Figura 5.8 a, b](#)). Em direção ao topo a composição passa por incremento de minerais aluminosos e ocorre estauroлита ([Figura 5.8 c, d, e, f](#)).

Quartzo: Cristais idioblásticos a sub-idioblásticos de granulação fina com evidência de recristalização dinâmica marcada pela ocorrência de *ribbons* e extinção ondulante.

Biotita: Ocorrem grãos sub-idioblásticos formando pequenas aglutinações de lamelas na base da unidade com granulação fina que sob regime metamórfico progressivo forma granada ([Figura 5.8 a, b](#)).

Muscovita: Com forma idioblástica a sub-idioblástica e granulação muito fina a média, representada por sericita nos interstícios entre cristais, alterando feldspatos de forma pervasiva ou como lamelas orientadas ([Figura 5.8 c, d](#)). Possui textura lepidoblástica que marca lineação de estiramento mineral.

Feldspatos: Plagioclásio (oligoclásio) e feldspato potássico com forma idioblástica a sub-idioblástica. Os cristais apresentam variação na intensidade de alteração sericítica pervasiva que aumenta em direção ao topo da unidade.

Granada: Entre a base e o topo da unidade ocorrem distintas variações do mineral que pode ser ausente nas porções basais, com textura porfiroblástica nas porções intermediárias, até porfiroblastos fraturados sendo consumidos originando estauroлита ([Figura 5.8 c, d, e, f](#)).

Estauroлита: São porfiroblastos fraturados, ricos em inclusões de quartzo, com limites sendo alterados originando clorita (clinocloro) ([Figura 5.8 c, d, e, f](#)).

Clorita: Clinocloro de granulação fina, localizada principalmente nos contatos entre estauroлита e sericita ([Figura 5.8 e, f](#)).

Ocorre limonita nos interstícios dos minerais ricos em Fe.

5.3.2 - UNIDADE IV - Metapelitos correlacionáveis ao Complexo Santa Filomena - Cianita-clorita-granada-biotita xisto (Nxt)

[Lâminas RPD042, RPD052 e RPD100](#)

O litotipo mais abundante na área corresponde a xistos de granulação muito fina a média com textura lepidoblástica marcada por biotita (30%) e muscovita/sericita (até 5%) além de quartzo (25% a 35%), plagioclásio representado principalmente por oligoclásio (3%), K-feldspato (5% a 15%), clorita (clinocloro) (3% a 8%), granada (10% a 14%), cianita (até 6%), opacos (magnetita) (2% a 8%), turmalina, zircão e localmente titanita (2%) ocorrem como fases acessórias.

Quartzo: Granulação fina, idioblástico ou em *ribbons* e casos com extinção ondulante evidenciando recristalização dinâmica. Veios cristalinos de granulação média atravessam toda a lâmina ocasionando rotação de porfiroblastos de granada.

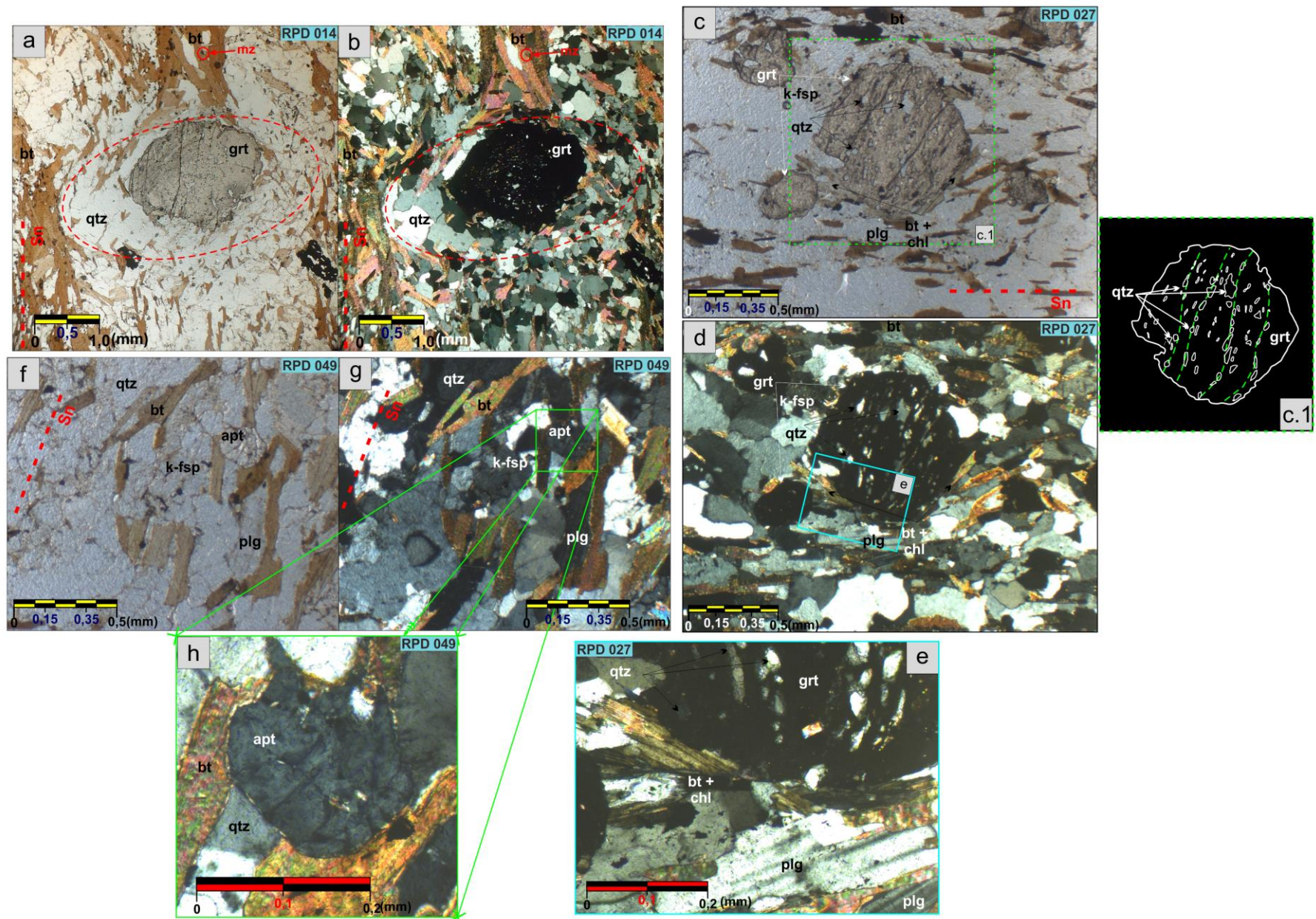


Figura 5.6 – a, b) Granada (grt) rica em inclusões de quartzo, com sombra de pressão perpendicular a foliação destacada pela biotita (bt) e monazita (mz) incluída em lamela de biotita; c, c.1, d,) porfiroblasto de granada com evidência de crescimento sob foliação prévia, clinoclino (chl), feldspatos (plg) e (k-fsp) com detalhe em (e); f, g, h) assembleia com crescimento de apatita idioblástica. Em a,c,f e b,d,e,g,h a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x e quando é preta e vermelha o aumento é de 10x.

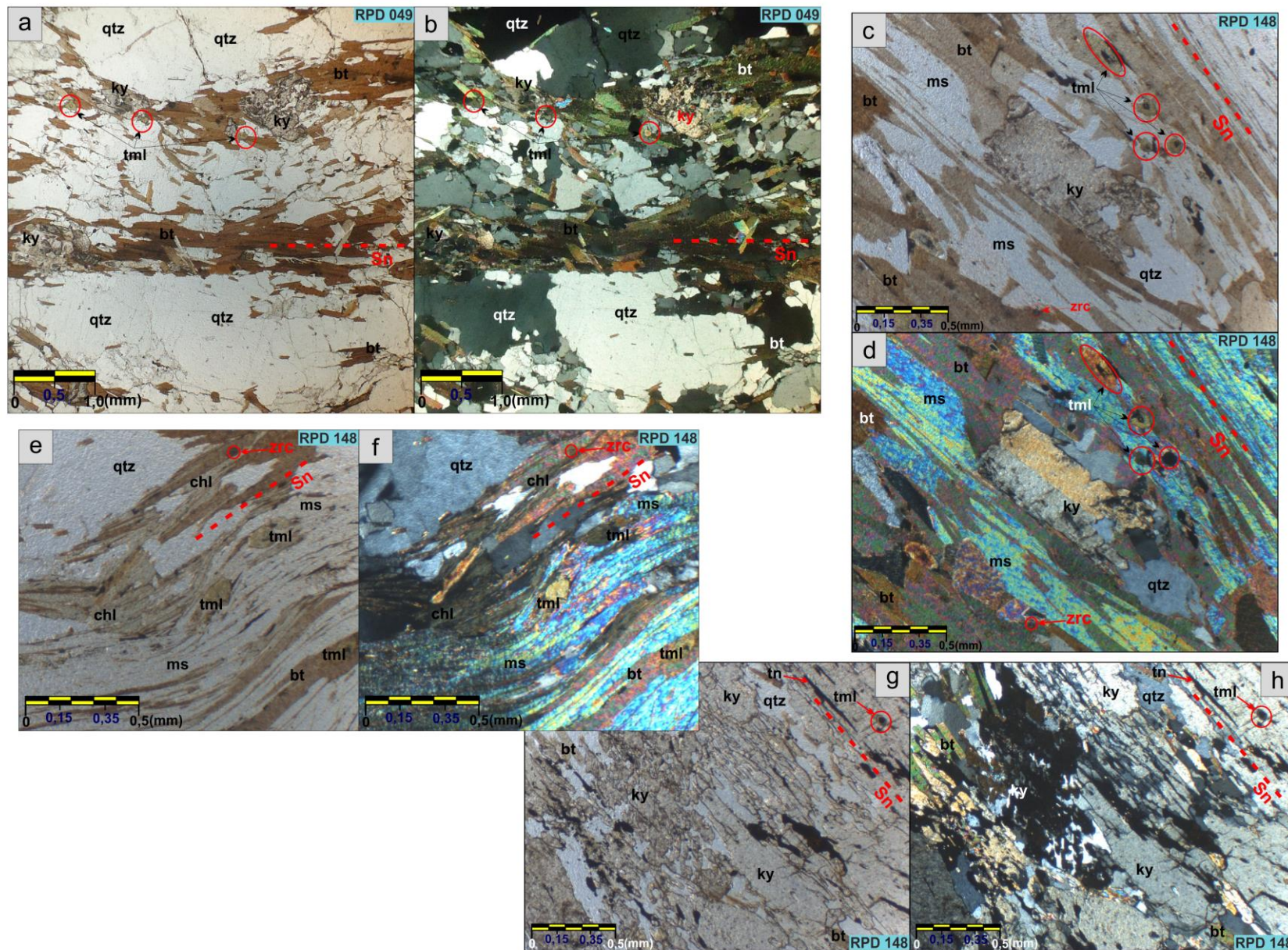


Figura 5.7 – a, b) Assembleia típica com cianita (ky) sub-idioblástica, biotita (bt) e turmalina (tml) orientadas segundo foliação; c, d) porfiroblasto idioblástico de cianita com macla característica orientado segundo foliação, muscovita (ms) e biotita evidenciando textura lepidoblástica; e, f) cristais de biotita sendo alterado para formação de clinocloro (chl). Ocorre variação sericítica da muscovita; g, h) porfiroblastos de ky evidenciando textura poiquiloblástica com titanita (tn) e turmalina (tml). Em a,c,e,g e b,d,f,h a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x.

Biotita: A granulação fina e forma idioblástica orientada confere textura lepidoblástica a lâmina. Ocorre também alterando cristais de K-feldspato e muscovita. É alterada formando clorita (clinocloro) (Figura 5.9 e, f). Halos pleocroicos com zircões inclusos são comuns (Figura 5.9 g, h).

Muscovita: De granulação fina, com forma sub-idioblástica, ou muito fina no caso da variação sericítica do mineral. As lamelas ocorrem orientadas destacando a foliação ou em frações mais finas localizadas nos interstícios entre cristais.

Feldspatos: A granulação é fina formada por grãos idioblásticos a sub-idioblásticos. Observa-se acréscimo de alteração nas porções com maior concentração de minerais aluminosos. O principal representante do plagioclásio é o oligoclásio.

Granada: Ocorre sob diversas formas que podem variar desde grãos idioblásticos de tamanho médio até porfiroblastos com textura poiquiloblástica (Figura 5.9 c, d, g, h). Na maior parte dos casos verifica-se a intensa presença de inclusões de quartzo indicando o crescimento do grão sob foliação pré-existente, sendo posteriormente rotacionado (Figura 5.9 c, d).

Cianita: Reconhecidos cristais de granulação fina a média de forma idioblástica a sub-idioblástica com ocorrências de inclusões de cristais finos de turmalina (Figura 5.9 i, j) Encontra-se preferencialmente orientada segundo a foliação e em contato com a biotita.

Clorita: São grãos muito finos originados pela alteração de granada, biotita e muscovita. É frequente a ocorrência em toda a área abrangida pelos metapelitos (Figura 5.9 e, f).

Minerais opacos e acessórios: O minerais opaco é a magnetita e possui granulação fina a média, forma idioblástica a sub-idioblástica localmente orientada segundo a foliação.

As principais fases acessórias são zircão e turmalina (Figura 5.9 g, h, i, j). O zircão ocorre em halos pleocroicos inclusos nas lamelas de biotita e a turmalina sempre está em contato direto ou inclusa nos minerais que definem a foliação (biotita e cianita); localmente ocorre titanita.

O litotipo é classificado como cianita-clorita-granada-biotita xisto.

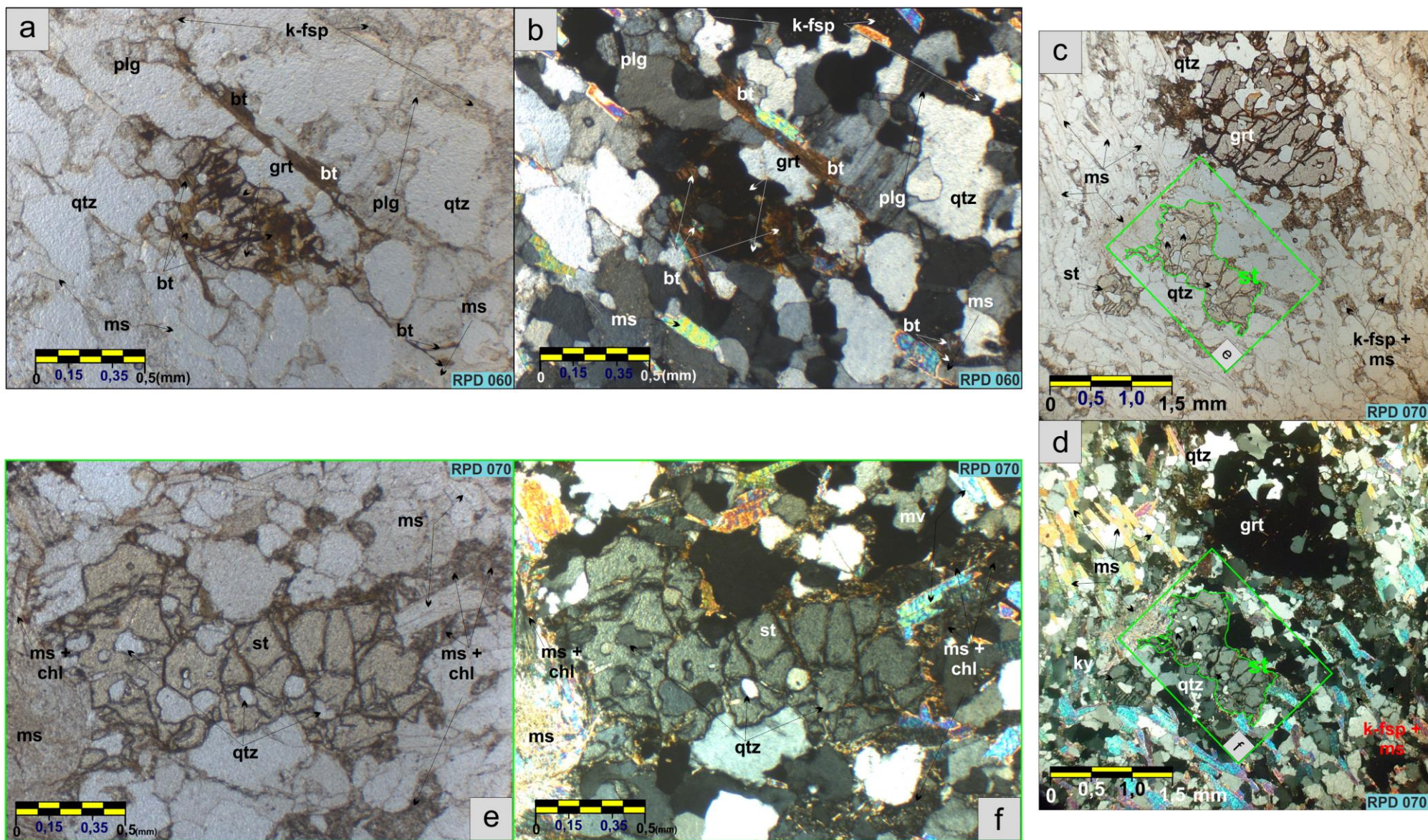


Figura 5.8 – a, b) Biotita (bt) sendo consumida para formação de granada (grt); c, d) assembleia típica com granada, estaurólita (st), K-feldspato (k-fsp) sendo alterado por muscovita (ms); e, f) Detalhe da textura poiquiloblástica da estaurólita (st) com muscovita fina e clorita (chl) nos limites. Em a,c,e e b,d,f a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x.

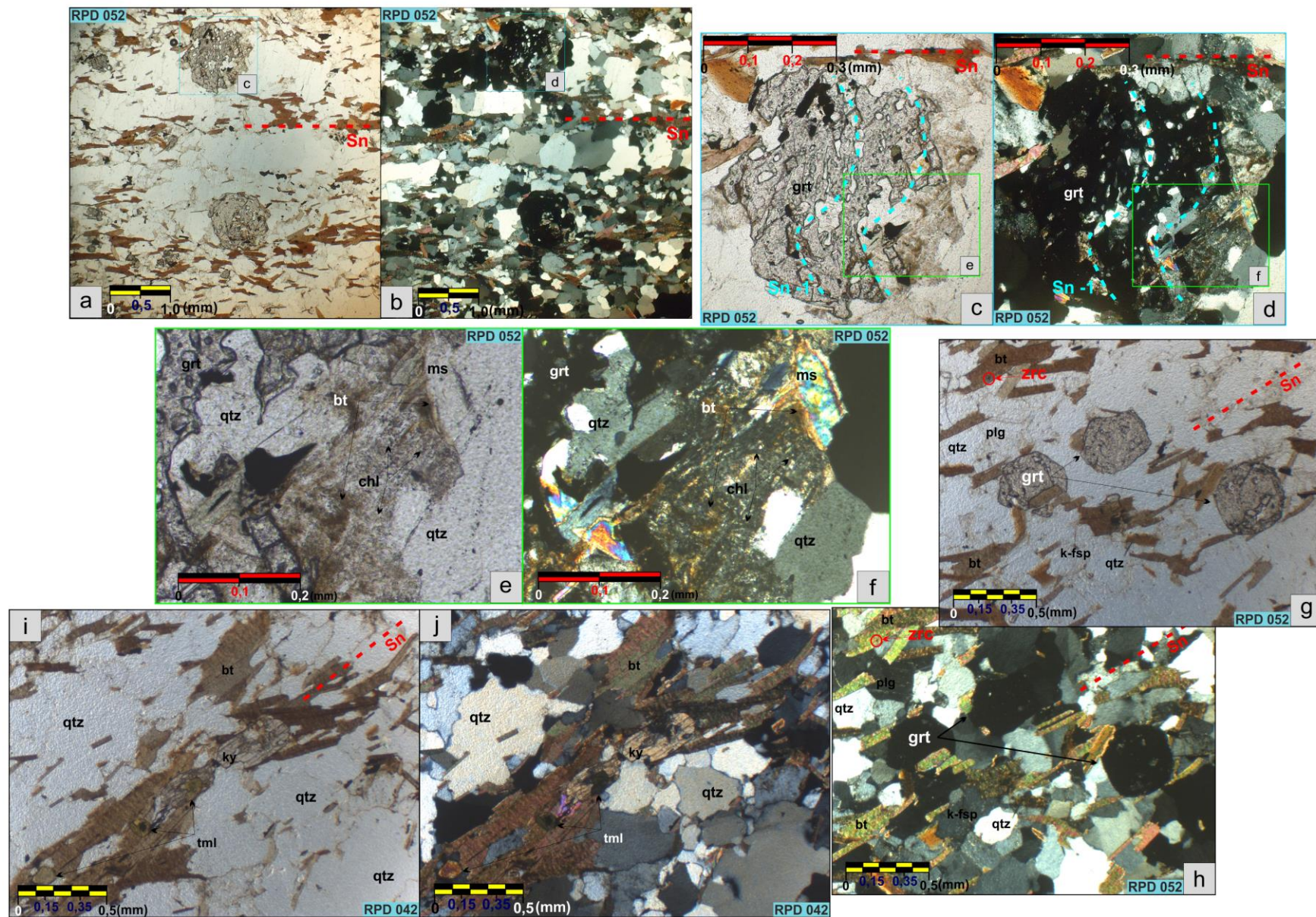


Figura 5.9 – a, b) Visão geral lâmina com *ribbons* de quartzo (qtz), porfiroblastos de granada (grt) rotacionados e biotita lepidoblástica; c, d) porfiroblasto de granada com evidência de foliação anterior e formação de clinocloro no detalhe (e) e (f); g, h) cristais idioblásticos de granada de formação sin-Sn e zircão (zrc) incluído em lamela de biotita; i, j) cianita (ky), biotita (bt) e turmalina (tml) paralelas a Sn. Em a,c,e,g,i e b,d,f,j,h a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x e quando é preta e vermelha o aumento é de 10x.

5.4 - UNIDADE V - Ortognaisse correlacionável ao ortognaisse a duas micas tipo Rajada de composição sienogranítica a monzogranítica e dique riolítico (Ny1A)

Lâminas RPD082, RPD083, RPD090 e RPD093

Unidade metavulcânica aflorante a SE na área de estudo formada por rochas leucocráticas de coloração cinza clara a levemente rósea e composição sienogranítica a monzogranítica (Figura 5.10). A granulação é basicamente equigranular com variações entre fina a média, ocorrem porções com foliação gnáissica proeminente, principalmente nas bordas dos corpos intrusivos que tornam-se gradativamente isotrópicos nas porções internas da unidade. Ocorrem diques vulcânicos de composição riolítica (Figura 5.11).

A assembleia é composta basicamente por quartzo (45,3%), biotita (7%), muscovita (7%), K-feldspato (22,6%), plagioclásio (16,1%) e granada (2%) na lâmina RPD082. A lâmina RPD083 é composta por maiores proporções de feldspato potássico (29,6%) e sua composição é sienogranítica.

O quartzo possui granulação fina a média, forma idioblástica a sub-idioblástica com ocorrências de *ribbons* e extinção ondulante evidenciando metamorfismo progressivo dinâmico.

Biotita ocorre em sua forma idioblástica de granulação fina a média. As lamelas orientadas conferem, junto a muscovita, textura lepidoblástica às amostras. Variavelmente alterada por muscovita nas bordas dos corpos (Figura 5.13 a, b). Observa-se pequenas aglutinações de cristais finos que consumidos originam granada (Figura 5.13 c, d).

A muscovita possui granulação muito fina, no caso da variação sericítica, a fina e forma sub-idioblástica. É evidente a variação nas concentrações que são maiores quanto mais próximo aos limites dos corpos. Variação sericítica ocorre alterando biotita e feldspatos de forma pervasiva (Figura 5.13 a, b).

Os feldspatos possuem granulação fina a média com forma idioblástica a sub-idioblástica. Muscovita muito fina altera os grãos de forma pervasiva em diferentes intensidades ao longo da unidade. O plagioclásio principal é o oligoclásio e entre os feldspatos potássicos os de maiores ocorrência são microclínio e ortoclásio.

Ocorrem variáveis concentrações de grãos finos a médios de granada sub-idioblástica. Em alguns casos observa-se lamelas de biotita concentradas e sendo consumidas para a formação deste mineral (Figura 5.13 c, d).

Magnetita ocorre como fase acessória.

5.4.1 - Dique riolítico

Rocha vulcânica equigranular de coloração rosa escuro e granulação fina composta por quartzo (54,7%), biotita (2,4%), muscovita (2,6%), plagioclásio (oligoclásio) (19,4%), K-feldspatos (microclínio e ortoclásio) (22,1%), magnetita (1,1%) e apatita amorfa como acessório.

Os cristais de quartzo possuem forma euédrica com alguns casos de extinção ondulante. A

biotita está alinhada segundo a direção do dique. A magnetita é euédrica com bordas oxidadas (Figura 5.13 e, f). A muscovita é de granulação muito fina e ocorre nos interstícios dos cristais e alterando os feldspatos de forma pervasiva (Figura 5.13 e, f).

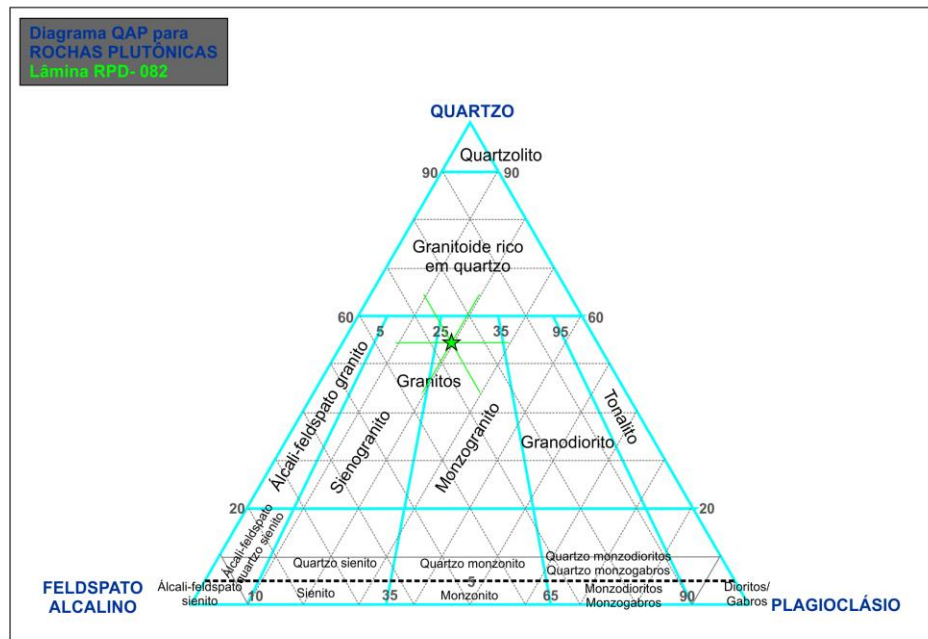


Figura 5.10 – Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas de composição monzogranítica. Lâmina RPD082

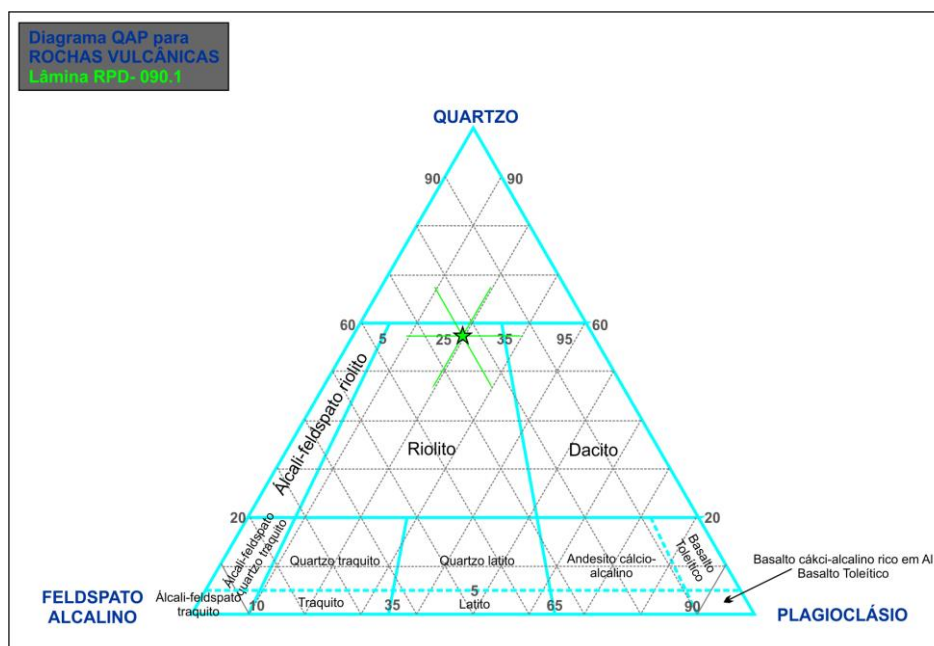


Figura 5.11 – Diagrama QAP de classificação de rochas vulcânicas de composição riolítica. Lâmina RPD090.1

5.5 – UNIDADE VI - Granitoide de composição sienogranítica correlacionável ao Diápiro da Fazenda Maxixeiro (Nsy2C)

[Lâminas RPD018 e RPD036](#)

Unidade ocorre na porção SW da área com forma alongada na direção NNW-SSE, formada por granitoides de composição sienogranítica ([Figura 5.12](#)). São rochas de coloração cinza-escuro e granulação fina com foliação penetrativa bem marcada e textura lepidoblástica caracterizada por biotita. A composição da assembleia mineral é dada por quartzo (40,4%), biotita (21,7%), K-feldspato (23,3%), plagioclásio (7,1%), muscovita (7,5%).

O quartzo é representado por grãos idioblásticos a sub-idioblásticos de granulação fina e *ribbons*. Cristais com extinção ondulante são comuns.

Lamelas de biotita de forma idioblástica a sub-idioblástica com pleocroísmo marrom, granulação fina e orientadas, definem textura lepidoblástica da unidade. Variáveis níveis de alteração originando muscovita são comuns ([Figura 5.14](#)).

Muscovita sub-idioblástica de granulação fina a muito fina (sericita) ocorrendo, principalmente, de forma intersticial alterando feldspatos e biotita ([Figura 5.14](#)).

Os feldspatos ocorrem como grãos idioblásticos a sub-idioblásticos com diferentes níveis de alteração sericítica nos interstícios ([Figura 5.14](#)). Entre os plagioclásios o oligoclásio é o maior representante e microclínio entre K-feldspatos.

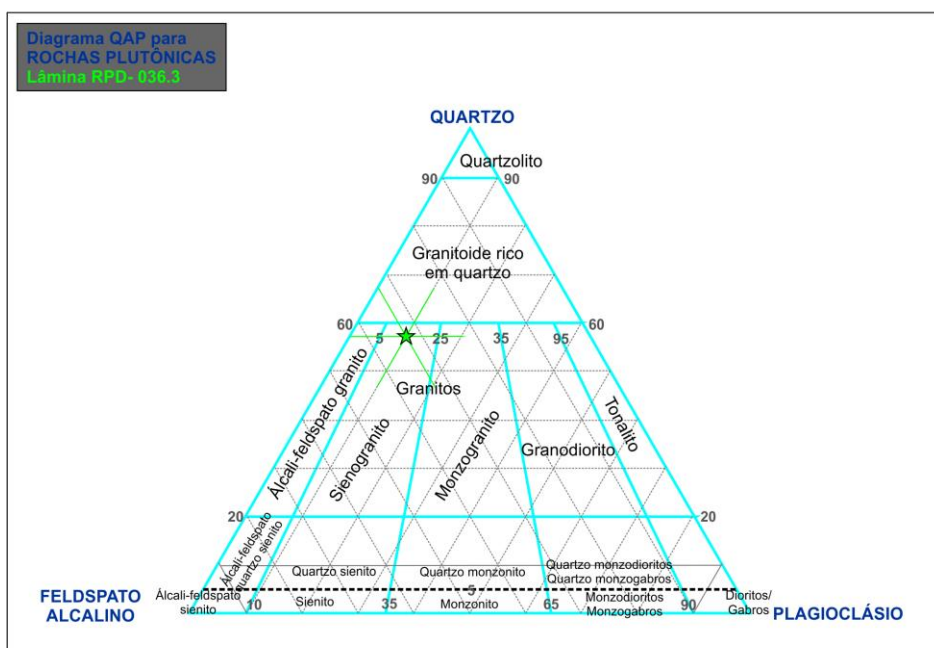


Figura 5.12 - Diagrama QAP de classificação de rochas plutônicas com paragenese de composição sienogranítica. Lâmina [RPD036.3](#)

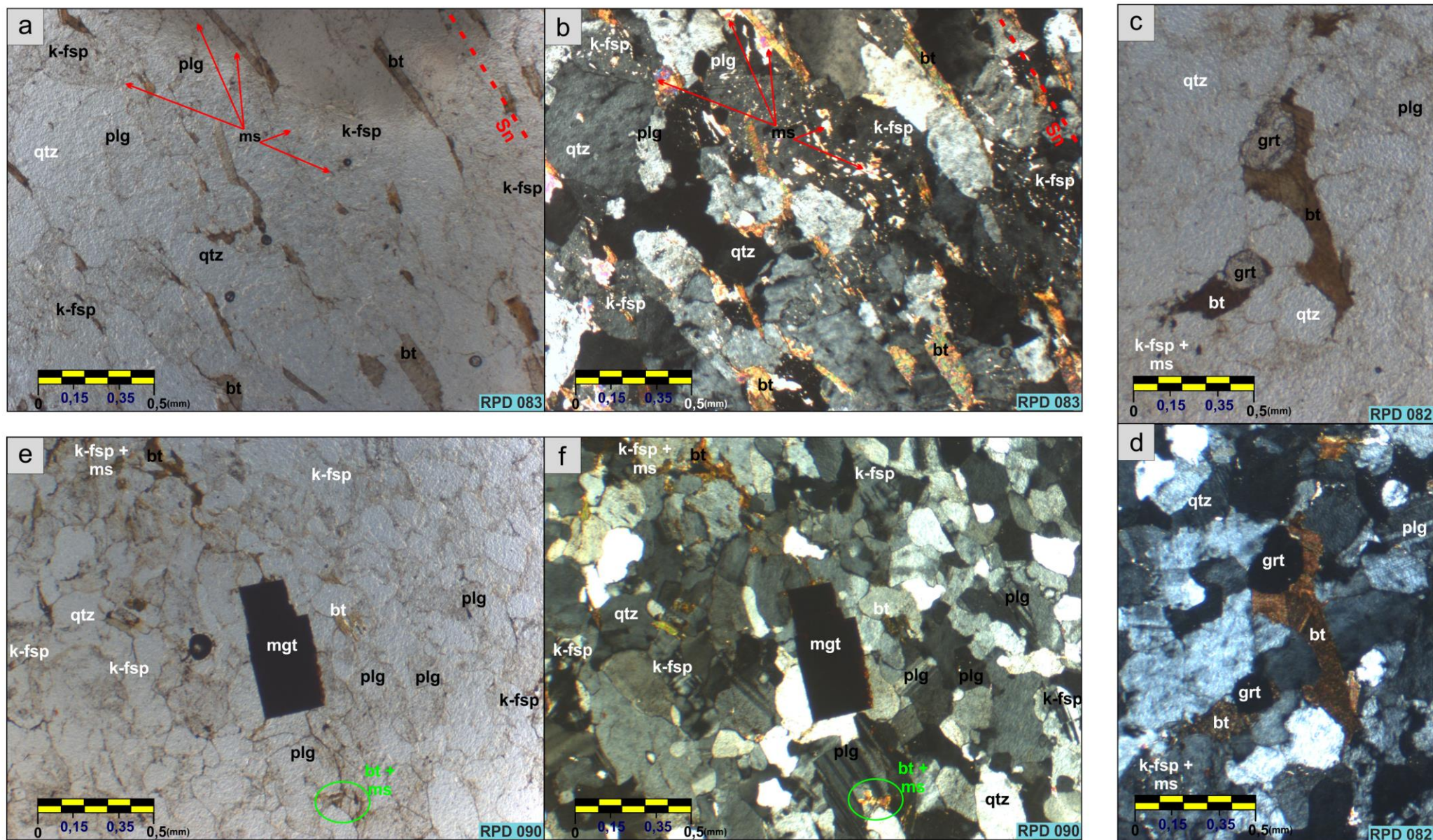


Figura 5.13 – a, b) Assembleia com biotita (bt), plagioclásio (plg), K-feldspato (k-fsp) sob alteração sericítica (ms); c, d) biotita sendo consumida e formando granada (grt) e alteração sericítica pervasiva em feldspato; e, f) assembleia com cristal idioblástico de magnetita. Em a,c,e e b,d,f a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x.

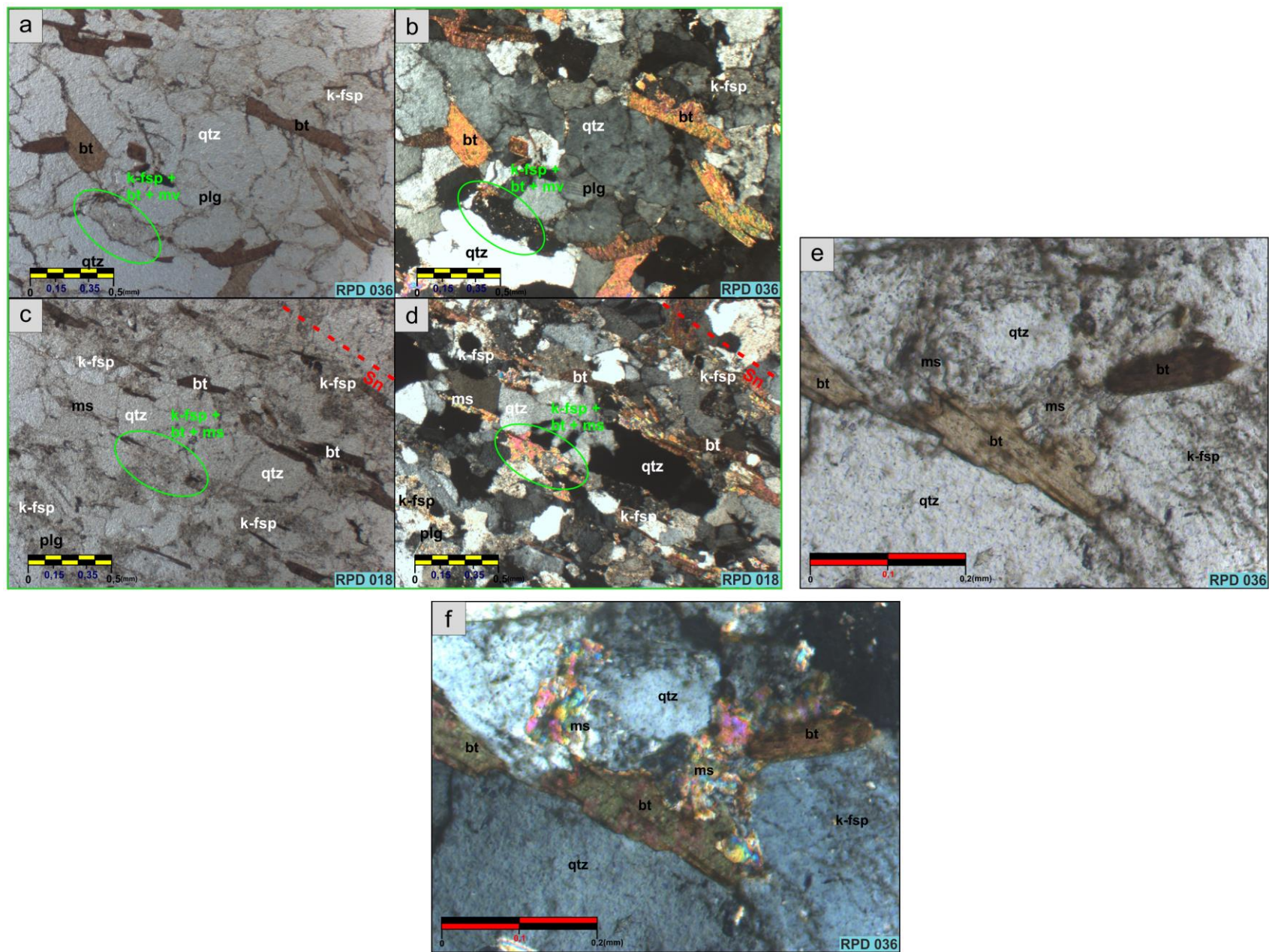


Figura 5.14 – a, b, c, d) Assembleias com biotita (bt), plagioclásio (plg), K-feldspato (k-fsp) sob distintas intensidades de alteração sericítica (ms); e, f) detalhe mostrando alteração sericítica intersticial em biotita e feldspato potássico. Em a,c,e e b,d,f a imagem encontra-se em luz natural e polarizada, respectivamente. Quando a escala gráfica é preta e amarela o aumento é de 2,5x e quando é preta e vermelha o aumento é de 10x.

Este capítulo descreve o contexto estrutural e os processos metamórficos observados na área de estudo, sempre buscando relacioná-los aos eventos tectono-metamórficos de escala regional, conhecidos na literatura geológica, referentes a formação da Província Borborema e Faixa Riacho do Pontal.

Conforme descrito no [Capítulo 3](#) a Faixa Riacho do Pontal compreende terrenos meso-neoproterozoicos, fragmentos do embasamento Arquerano/Paleoproterozoico submetidos a processos de acreção e amalgamação sob regime tectônico contracional e transpressivo com formação de megaestruturas tangenciais com vergência principal para S, SSW e SSE, em direção ao Cráton do São Francisco durante regime compressivo ([Figura 6.1](#)); e regime transcorrente representado pelo estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste com direção E-W ([Figura 6.1](#)).

[Angelim \(1988\)](#), [Gomes F.E.M. \(1990\)](#), [Gomes & Vasconcelos \(1991\)](#) descrevem quatro fases principais de deformação para as estruturas da Faixa Riacho do Pontal sendo as três primeiras referentes a um regime tectônico compressivo, e a quarta fase referente às grandes estruturas transcorrentes. [Jardim de Sá et. al. \(1992\)](#) interpreta baseado em diversas isócronas Rb-Sr que todas as fases deformacionais ocorreram durante a Orogênese Brasileira tardia.

As grandes estruturas geradas durante a estruturação tectônica da Faixa Riacho do Pontal são evidenciadas em escala mesoscópica por [Caxito \(2013\)](#) sendo o regime compressivo representado por pares S-C, milonitização, boudinagem, dobras, lineação de estiramento mineral e localmente clivagem de crenulação. O metamorfismo envolvido nessa fase atingiu médio a alto grau com paragêneses metamórficas correspondentes as *fácies* xisto verde alto a anfibolito baixo ([Caxito, 2013](#)); o regime transpressivo da Faixa é evidenciado pelo estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste de direção E-W que deforma todas as unidades atingidas com indicadores cinemáticos de movimentação destal e originando paragênese metamórfica de médio/alto grau com sillimanita-biotita-granada xisto na porção norte do Complexo Santa Filomena ([Caxito, 2013](#)). Estruturas rúpteis pós-colisionais são observadas em toda a região investigada. A deformação atinge o embasamento paleoproterozoico, rochas metassedimentares e granitoides crustais.

Na área de estudo as principais feições estruturais são zonas de cisalhamento contracionais de direção E-W, N-S e NW-SE com transporte para N, E ou NE, respectivamente. Esta estruturação, provavelmente ocorreu na fase compressional da faixa durante a Orogênese Brasileira. As paragêneses minerais descritas referem-se a condições de metamorfismo em *fácies* xisto verde alto a anfibolito médio/alto.

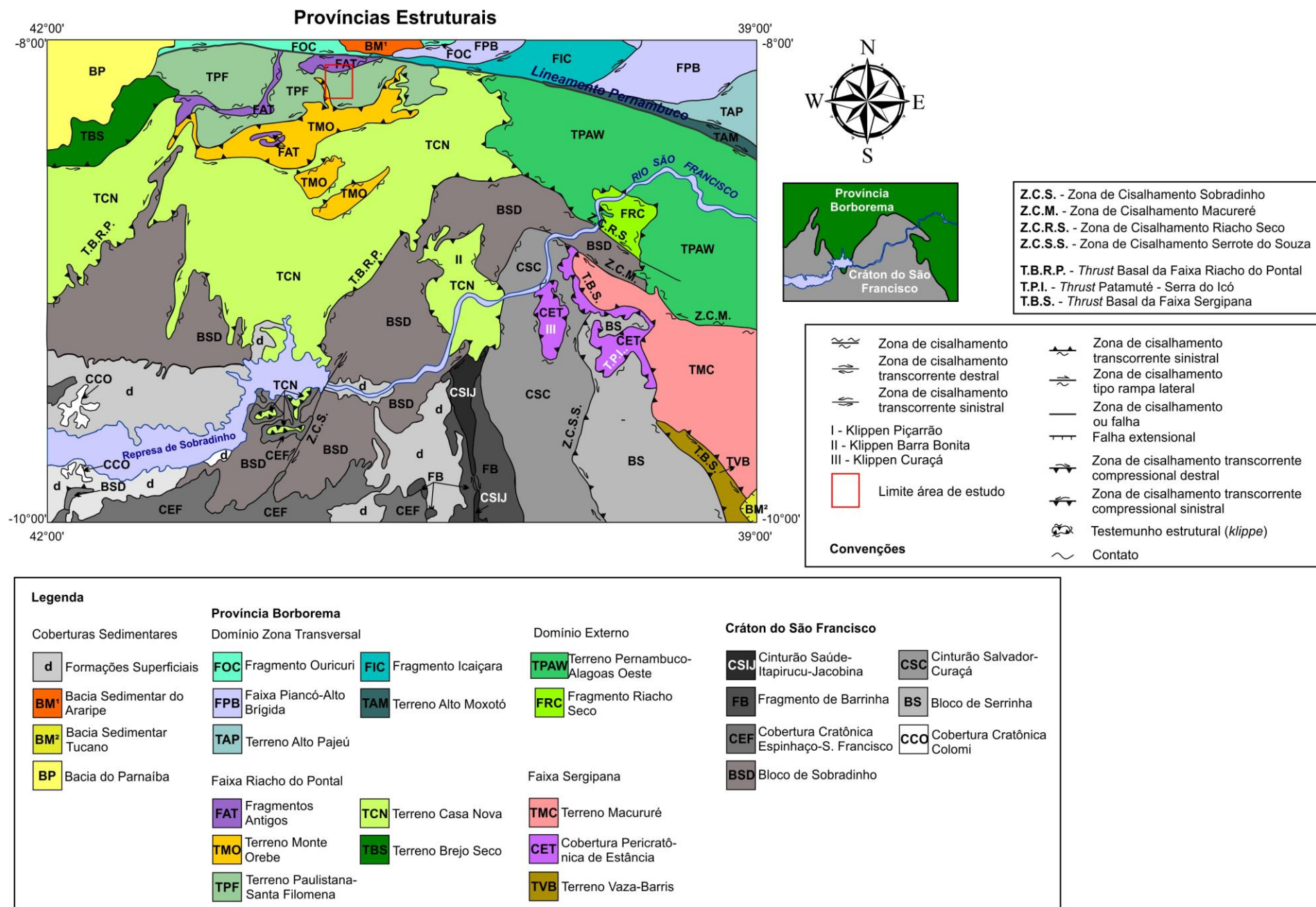


Figura 6.1 – Esboço tectonoestratigráfico com as províncias estruturais da Folha Aracaju NW (Adaptado de Angelim, 2001)

6.1 - Eventos Deformacionais e Metamórficos

Jardim de Sá & Souza (1989) e Souza & Jardim de Sá (1989) com base em dados de mapeamento na região de sobradinho corroboram a hipótese de Souza *et al.* (1979), Mascarenhas (1979) e Jardim de Sá & Hackspacher (1980) de que os micaxistos dos complexos Casa Nova, Paulistana e Santa Filomena seriam mais antigos que a cobertura mesoproterozoica do Supergrupo Espinhaço no Cráton do São Francisco, atribuindo a evolução da deformação compressiva da Faixa Riacho do Pontal ao Ciclo Transamazônico, e apenas a fase de transcorrência atribuída ao Ciclo Brasileiro, porém, Jardim de Sá (1992), com base em análises de isócronas Rb-Sr e novas evidências de campo, favorece a interpretação de que a evolução tectono-metamórfica dos complexos Paulistana, Casa Nova e Santa Filomena ocorreram durante o Neoproterozoico, na Orogênese Brasileira.

Com base na bibliografia e nos dados coletados durante a execução deste trabalho acredita-se que as rochas da região estudada foram submetidas a Orogênese Brasileira com atuação de uma deformação polifásica com a definição de 04 eventos deformacionais dúcteis e um (01) evento rúptil tardio. Os três primeiros (Dn-1, Dn e Dn+1), as estruturas planares dúcteis (Sn-1, Sn e Sn+1?) e lineares (Lx_(estiramento) e Lb_(eixo de dobra)) foram correlacionados ao regime compressivo durante a amalgamação dos terrenos tectônicos com formação do sistema de *nappes* com transporte em direção ao Cráton do São Francisco. O último evento dúctil (Dn+2) refere-se ao estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco submetendo a região a um regime transpressivo de cinemática destal causando forte milonitização nas unidades metassedimentares cortadas pelo lineamento. Por último tem-se o registro do evento deformacional dúctil-rúptil/rúptil (Dn+3) tardi a pós-colisional concomitante a colocação das suítes sienograníticas Serra da Esperança, Serra da Aldeia e Caboclo.

A determinação das condições metamórficas que atuaram nas rochas da área de estudo baseou-se na descrição de minerais índices em campo e em lâminas delgadas, transformações mineralógicas identificadas ao microscópio e em amostras de mão, relações entre inclusões e comportamento dos minerais levando-se em conta a reologia da rocha, o que gerou um modelo para a evolução metamórfica da área de estudo, dividida em três fases, sendo as duas primeiras (Mn, Mn+1) referentes a evolução do regime compressivo (Dn-1, Dn, Dn+1) e possuem expressão regional; e a última (Mn+2) referente ao estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste com influência local.

6.1.1 - Evento Deformacional Dn-1

Evento cedo-tectônico também descrito por Caxito (2013) como responsável pela formação de dobras intrafoliais apertadas a isoclinais geralmente com vergência para sul. Na área de estudo esse evento encontra-se melhor representado nas unidades supracrustais metassedimentares dos complexos Santa Filomena e Monte Orebe, também sob a forma de

trilhas de inclusão em cristais de granada, onde é possível observar uma foliação interna (Sn-1), contrastante com a foliação externa Sn (Capítulo 5 - Figura 5.6 c, c.1; Figura 5.9 c, d).

6.1.2 - Evento Deformacional Dn

Fase de deformação dúctil de maior representatividade na região. Acredita-se que durante a evolução dessa fase ocorreu o empilhamento das *nappes* em direção ao Cráton do São Francisco e intrusão de suítes graníticas paraderivadas, representada pelo correlato à Suíte Rajada e ao Diápiro da Fazenda Maxixeiro (Angelim, 1988) na área de estudo. O evento foi caracterizado com base na descrição de estruturas S-C, milonitos com granadas rotacionadas sin-deformacionais, *boudins* de quartzo em camadas concordantes a Sn, dobras em bainha, lineação de estiramento Lx com atitudes variáveis.

Na área esse evento é representado megascopicamente pelo estabelecimento das grandes estruturas compressionais destacadas no mapa geológico (ANEXO I) A evolução dessa fase deformacional é observada em campo pelas estruturas descritas a seguir.

Em toda área de estudo o plano de foliação Sn assume direções e mergulhos bastante variáveis evidenciando a complexa estruturação da Faixa, principalmente no Complexo Santa Filomena e no granitoide Rajada (Figura 6.2 a, b, c; Figura 6.6 b). Nas unidades metassedimentares observa-se milonitização/filonitização nas áreas de contato tectônico (Figura 6.8 d, e).

No embasamento ocorre bandamento gnáissico com leucossoma de espessura sub-centimétrica a centimétrica (Figura 4.4 b, c, d, e, f) que foi retrabalhado por esse Evento Deformacional e possui direção principal E-W com mergulho suave a sub-vertical e variação de direção para NW-SE com caimento para SW (Figura 6.2 a).

Na unidade transicional foram descritas *kink bands* e dobras intrafoliais apertadas do tipo *chevron* (Figura 6.8 a; Figura 6.5 c), sugerindo formação em ambiente compressivo de baixa temperatura. É comum nos planos Sn a formação de lineação de estiramento mineral definida por muscovita e biotita com caimento principal variando entre W-SW-S (Figura 6.3 a, b, c; Figura 6.5 e; Figura 6.7 b).

Nas unidades metassedimentares dos complexos Santa Filomena e Monte Orebe é comum a ocorrência de veios de quartzo com espessura sub-centimétrica a métrica (Figura 4.8 a) e grande quantidade de blocos rolados pelas vertentes (Figura 4.7 f). Os veios podem ser concordantes ou oblíquos à foliação Sn (Figura 4.10 f, g).

Quando concordantes, os veios podem sustentar elevações e, principalmente na área correspondente ao Complexo Monte Orebe, a direção das cristas dos morros seguem o *trend* regional da foliação e de lineamentos estruturais fotointerpretados durante a fase pré-campo (Figura 4.7 d). Muitas vezes os veios concordantes encontram-se deformados, boudinados e dobrados evidenciando indicadores cinemáticos como dobras em bengala, além de sombras de pressão mesoscópicas e microscópicas em porfiroblastos de granada nos afloramentos das

unidades metassedimentares (Figura 6.7 c, e;). Ocorre também como indicadores cinemáticos dobras intrafoliais, dobras em bainha, pares S-C (Figura 6.5 b, d; Figura 6.6 d; Figura 6.7 d, f) e *mica-fish* (Figura 6.9 d)

Próximo aos contatos tectônicos observa-se incremento deformacional podendo apresentar zonas de cisalhamento discretas com formação de milonitos (Figura 6.8 d, e), migmatitos, intercalações entre as unidades e aumento na quantidade de intrusões de quartzo (Figura 4.7 a, d). Na unidade metavulcânica à SW da área, os migmatitos possuem veios de neossoma com feição magmática concordantes à xistosidade também conhecido como estrutura *lit-par-lit*. Localmente as injeções encontram-se com padrão de dobras ptigmáticas (Figura 6.5 a).

O metamorfismo principal da Faixa Riacho do Pontal que atinge a *fácies* anfibolito alto é concomitante a essa fase deformacional que na área de estudo é marcada pela ocorrência de migmatitos e porfiroblastos de cianita (Figura 6.8 c).

6.1.3 - Evento Deformacional Dn+1

Caxito (2013) descreve essa fase como um provável incremento da fase Dn, sendo responsável pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação espaçada com atitude Sn+1 variável e comumente com caimento dos planos para NE e SW.

Na área de estudo o evento é representado pela clivagem de crenulação descrita nas unidades metassedimentares que definem uma lineação de crenulação Lb com caimento para WSW (Figura 6.6 a; Figura 6.7 a) e em escala microscópica é evidenciado pelo alinhamento de minerais tabulares de Sn (Figura 6.8 f, g).

A paragênese metamórfica formada durante o evento caracteriza retrometamorfismo em *fácies* xisto verde com substituição da biotita nas bordas de granada por clorita.

6.1.4 - Evento Deformacional Dn+2

Este evento é caracterizado pelo movimento transcorrente destrai de direção E-W da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste. A transcorrência estabelece uma foliação vertical a sub-vertical milonitizando todas as unidades cortadas por ela formando paragênese metamórfica de alto grau com sill-bt-grt xisto da porção norte do Complexo Santa Filomena.

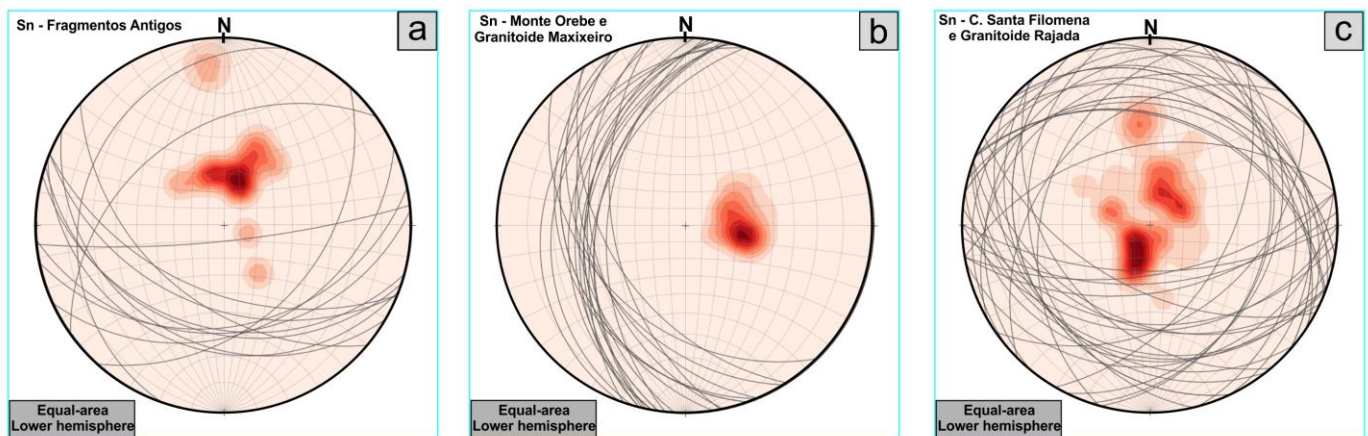
Na área de estudo o evento é evidenciado pela variação na direção estrutural da foliação Sn (formando Sn+2 com textura milonítica) que é preferencialmente E-W sub-verticalizada no bloco correspondente ao fragmento do embasamento, e varia a oeste da área tomando direções com mergulho entre SW e W provavelmente devido a flexão do bloco durante o movimento destrai da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste sob regime plástico (Figura 6.2 a).

As evidências do pico metamórfico durante a atuação desse evento foram observadas somente no ponto RPD062 (Figura 6.8 b).

6.1.5 - Evento Deformacional Dn+3

O último evento deformacional descrito é referente aos últimos estágios deformacionais da área sob regime dúctil-rúptil/rúptil. Tal como descrito por [Caxito \(2013\)](#), acredita-se tratar de um fase de deformações tardias induzidas pela colocação dos plútons tardi a pós-colisionais das suítes Serra da Aldeia e Caboclo.

As feições estruturais características da atuação desse evento na área de estudos restringe-se ao estabelecimento de fraturas e falhas rúpteis em veios de quartzo, *metachert* e granitoides com planos de direções variáveis entre NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW ([Figura](#)



6.4 a, b; [Figura 6.5 c](#)).

Figura 6.2 – Diagramas de frequência para foliação S_n, projeção de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior com projeção de planos e contrastes de vermelho evidenciando concentração dos pólos dos planos para as regiões a) embasamento, b) Complexo Monte Orebe e unidade correlacionável ao granitoide Maxixeiro, c) Complexo Santa Filomena e correlacionável ao granitoide Rajada.

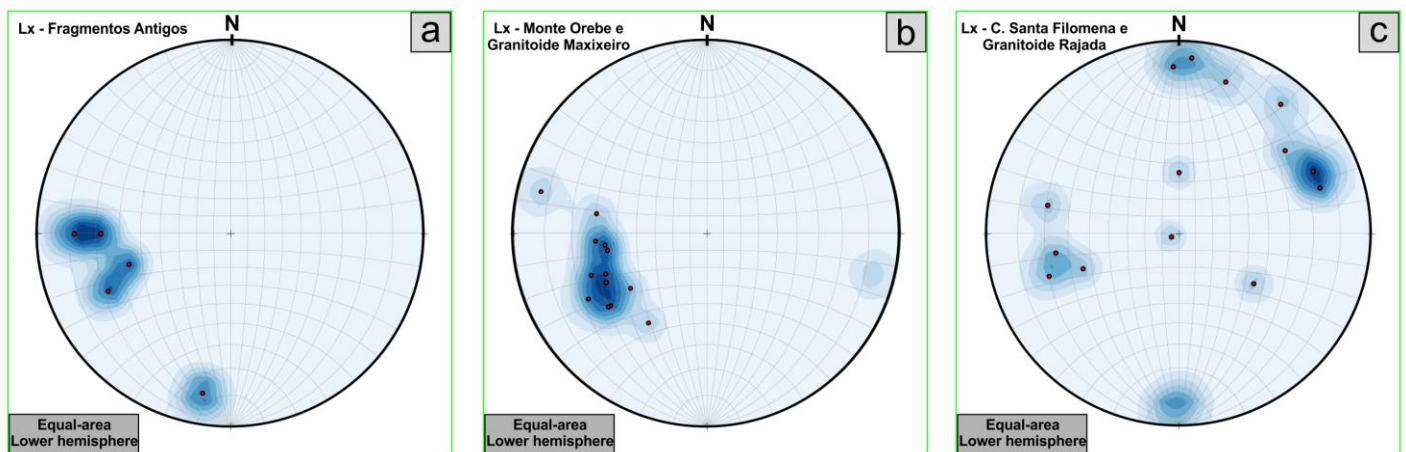


Figura 6.3 - Diagramas de frequência para lineação L_x, relacionada ao evento D_n, projeção de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior com contrastes de azul evidenciando concentração das linhas para as regiões a) embasamento, b) Complexo Monte Orebe e unidade correlacionável ao granitoide Maxixeiro, c) Complexo Santa Filomena e correlacionável ao granitoide Rajada.

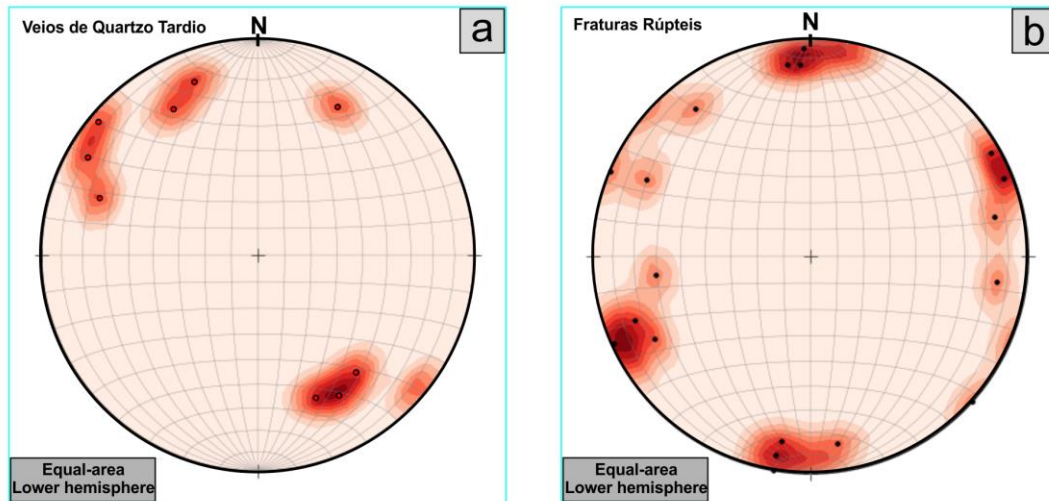


Figura 6.4 - Diagramas de frequência para estruturas rúpteis tardias (D_{n+3}), projeção de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior com contrastes de vermelho evidenciando concentração dos polos dos planos em: a) veios de quartzo tardio; b) fraturas rúpteis.

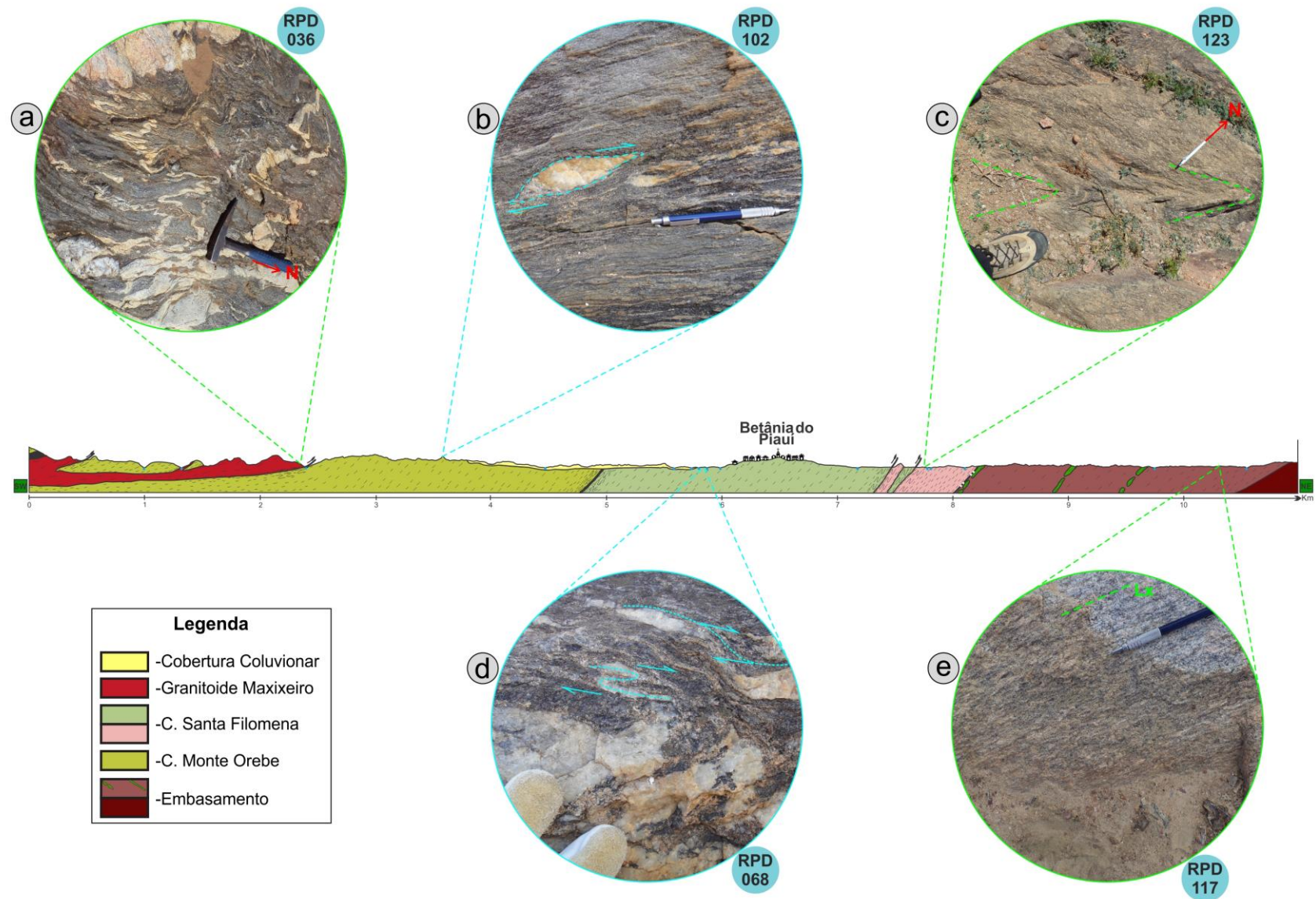


Figura 6.5 – Perfil geológico A-A' (sem escala) mostrando estruturas relacionadas ao evento compressivo: a) migmatitos estromáticos com dobras ptigmáticas em xisto do Complexo Monte Orebe; b) veio de quartzo deformado em plano xz de afloramento indicando movimento destal; c) dobra em *chevron* próximo a contato tectônico da unidade transicional do Complexo Santa Filomena; d) estrutura S-C em xisto rico em de quartzo e dobra em "z" em veio de quartzo; e) lineação de estiramento mineral em ortognaisse do embasamento

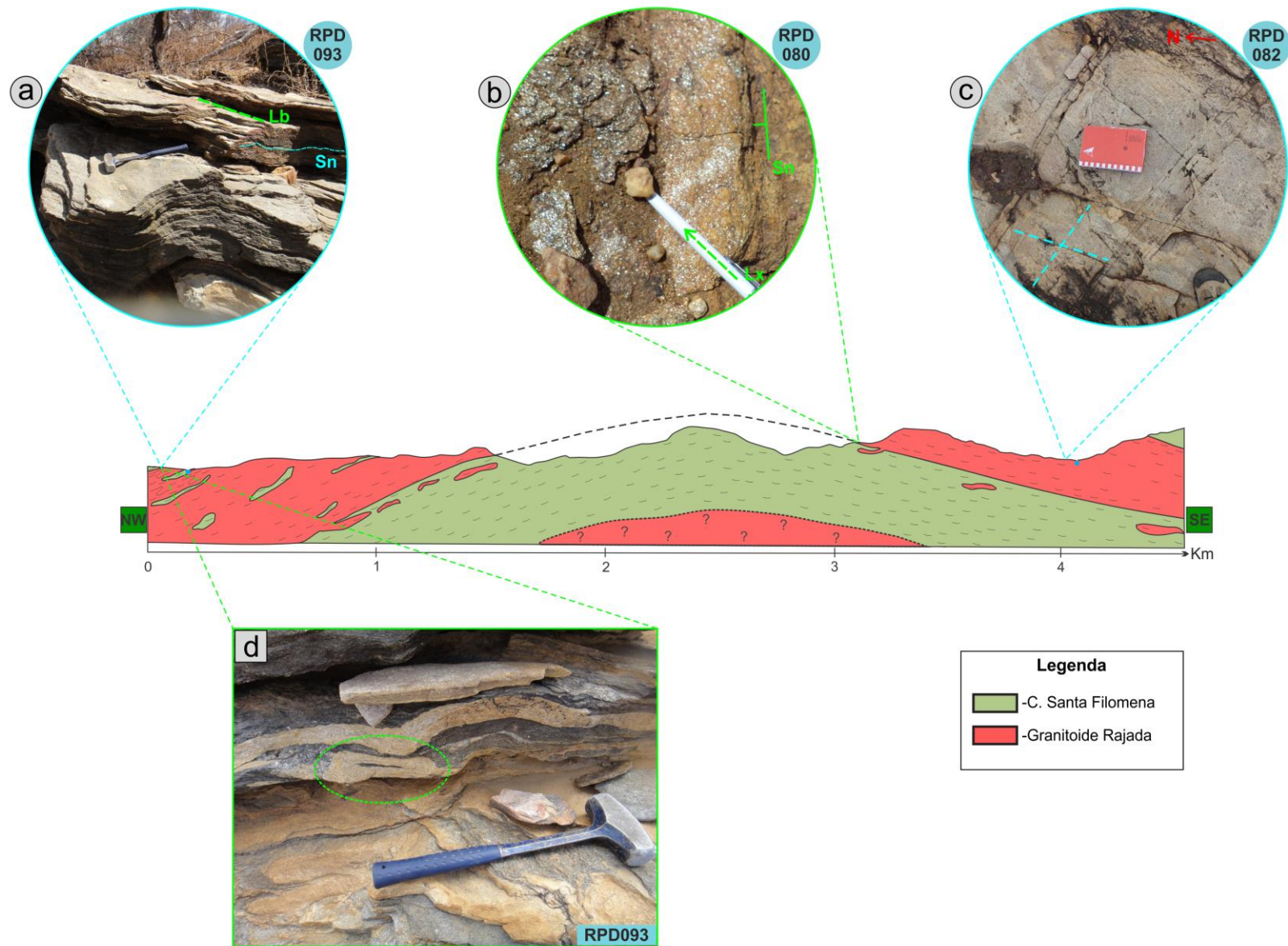


Figura 6.6 – Perfil geológico B-B' (sem escala) mostrando estruturas relacionadas ao evento compressivo: a) eixo de crenulação relacionado a Dn+1; b) lineação de estiramento mineral bem marcada em granitoide correlacionável ao Rajada próximo a contato com xisto; d) dobra em bainha em granitoide correlacionável ao Rajada em contato com xisto do Complexo Santa Filomena; c) afloramento em lajedo do granitoide correlacionável ao Rajada na porção interna do corpo evidenciando estruturas rúpteis da fase de deformação Dn+3.

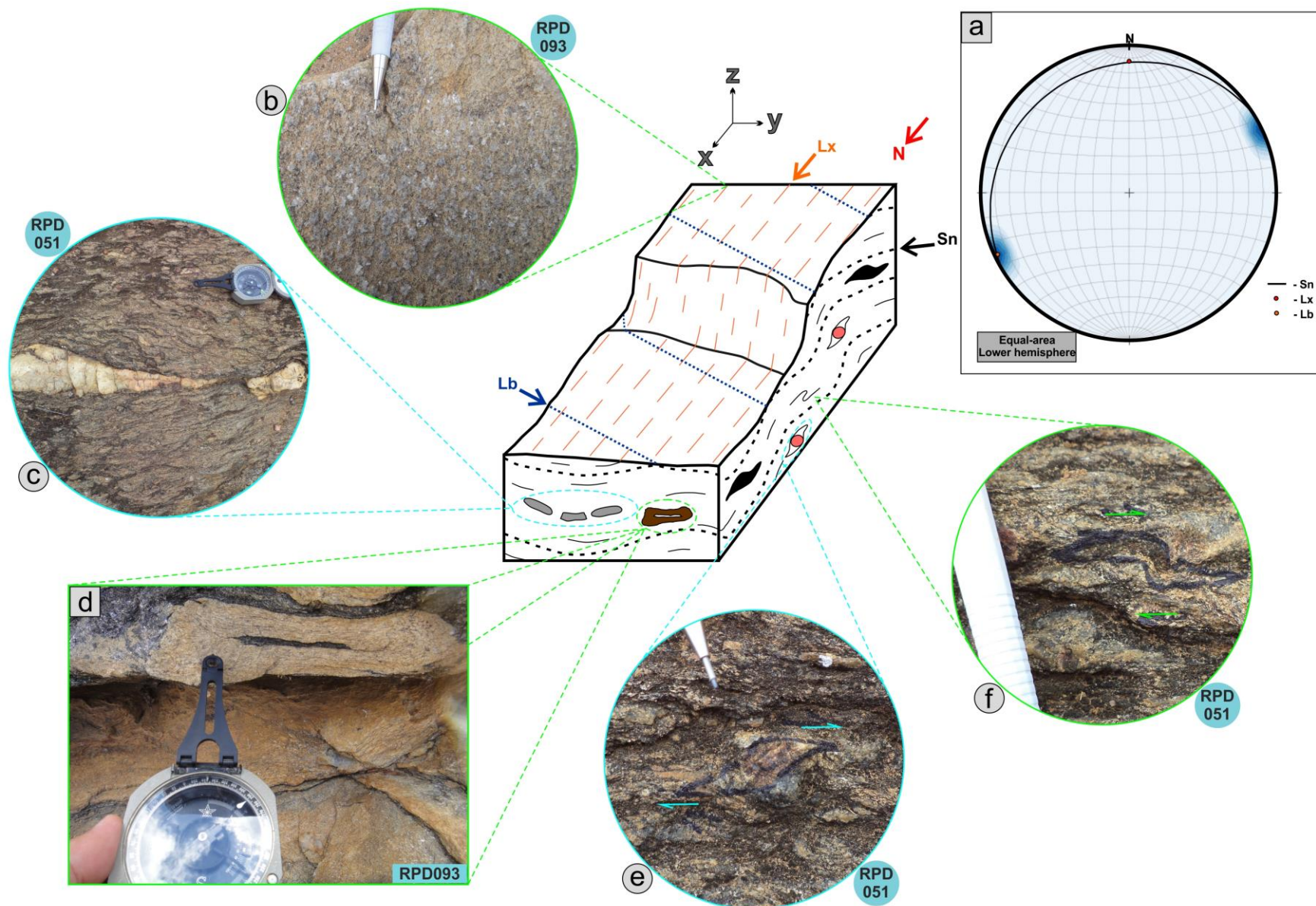


Figura 6.7 – a) Diagrama de frequência com dados estruturais de plano de foliação Sn (330/15), lineação de estiramento Lx (360/12) e lineação de crenulação Lb (245/02) do ponto **RPD093** que foram utilizados como exemplo para desenhar o bloco diagrama ilustrando estruturas das fases de deformação dúctil em granitoide Rajada e xisto do Complexo Santa Filomena: b) lineação de estiramento mineral; c) *boudins* de quartzo; d) dobra em bainha; e) sigmoide em porfiroblasto de granada indicando cinemática dextra; f) dobra intrafolial em “z” indicando cinemática dextra.

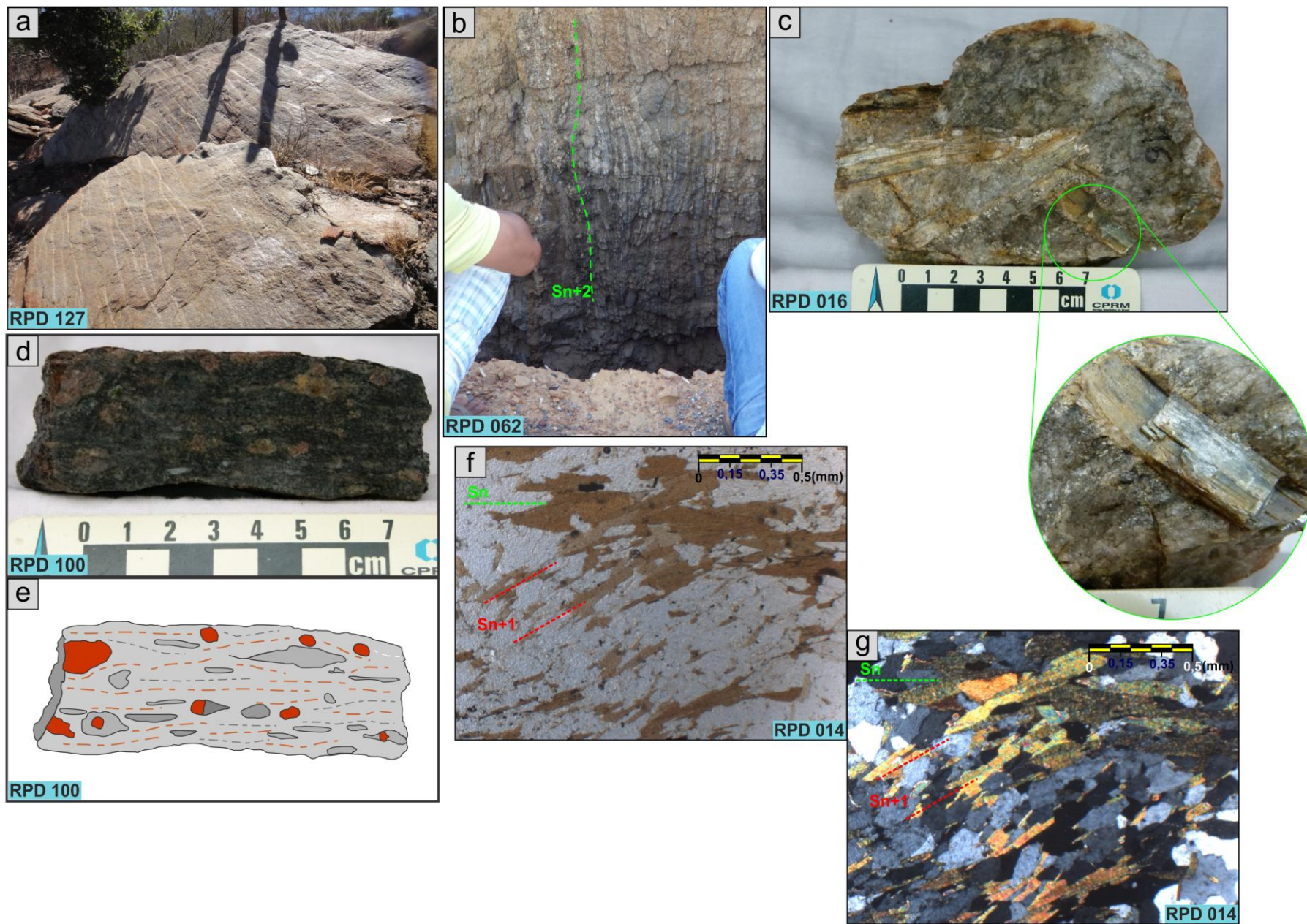


Figura 6.8 – a) *Kink-bands* em muscovita quartzo xisto; b) poço de prospecção sobre a Zona de Cisalhamento Pernambuco com foliação milonítica vertical no perfil; c) bloco de quartzo com porfiroblastos de cianita; d,e) amostra de mão e croqui, respectivamente, do ponto RPD100 evidenciando milonitização próximo ao contato tectônico; f, g) fotomicrografia de xisto do Complexo Monte Orebe com desenvolvimento de Sn+1 definido por biotita.

6.2 - Aspectos Microestruturais

Serão apresentadas evidências microestruturais observadas em lâminas delgadas coletadas na área de estudo. Pretende-se estudar as relações entre os minerais formadores das rochas buscando informações que evidenciem suas propriedades intracristalinas e auxiliem a compreensão da estruturação da área.

6.2.1 – Defeitos reticulares e propagação de discordâncias:

A maioria dos cristais formadores de rochas contem imperfeições estruturais que propiciam a deformação do retículo cristalino com um esforço menor do que o necessário para deformá-lo caso o retículo fosse perfeito. Estes defeitos podem ser pontuais, lineares ou planares sendo os vazios (pontual) e as discordâncias (linear) os defeitos mais importantes na deformação reticular ([Hobbs et al. 1976](#), [Suppe 1985](#), [Nicolas & Poirier 1976](#)).

Os defeitos pontuais são chamados vazios se há falta de átomos em locais do retículo cristalino; se existem átomos adicionais o nome é impureza. Através desses vazios reticulares ocorre transferência de massa por difusão intracristalina.

Os defeitos lineares são as discordâncias e tratam-se de defeitos gerados durante o crescimento do retículo ou adquiridos durante sua deformação. Quando ocorre o deslizamento de discordâncias a deformação do retículo cristalino é significativamente facilitada, pois a movimentação ocorre em uma linha de átomos por vez ([Best, 1982](#)), que ao atingir os limites do grão a discordância desaparece e a forma do grão é modificada.

A quantidade de discordâncias tende a aumentar com o incremento deformacional causando o truncamento de linhas, dificultando a movimentação intracristalina, o que não permite que todas as linhas desloquem-se até o limite do cristal, porém existem mecanismos de recuperação que auxiliam o fluxo de discordâncias como, por exemplo, a ativação de novos planos cristalográficos de deslizamento das discordâncias sob temperaturas crescentes.

Durante a propagação das discordâncias são formadas sucessivas gerações de microestruturas que foram visualizadas em escala microscópica e serão descritas a seguir.

Subgrão: A migração de discordâncias ao longo do retículo cristalino pode concentra-las em zonas planares formando paredes de discordâncias que delimitarão a microestrutura. Foram identificados ao microscópio como pequenas áreas dentro de cristais com extinção (sob luz polarizada) em posição um pouco diferente do cristal 'hospedeiro' e com contatos abruptos ([Figura 6.9 b](#)).

Extinção ondulante: Caso a densidade de linhas de discordância seja grande, o arranjo dessas imperfeições é distribuído de forma aleatória no retículo cristalino conferindo uma extinção não homogênea ao cristal. No quartzo trata-se de uma feição desenvolvida em baixas temperaturas sob regime plástico. Foram observados cristais de quartzo com extinção ondulante em todas as unidades mapeadas ([Figura 6.9 a](#)).

Recristalização Dinâmica: Processo de deformação em estado sólido pautado pelo rearranjo cristalino de grãos em uma rocha. Quando submetida a tensões, as rochas tendem a formar subgrãos por cataclase com incremento de íons livres, originado pelo deslocamento de linhas de discordância nos retículos cristalinos, pelo aumento de superfície do mineral devido às fraturas e pela criação de sítios de desarranjo estrutural. Buscando o equilíbrio termodinâmico, os sub-grãos reorganizam-se e buscando diminuir a energia livre, crescem com superfícies de fraturas planas, formando poliedros com junções tríplices com ângulos de 120° (Figura 6.9 c).

Dissolução por Pressão: Ocorre dissolução de matéria cristalina auxiliada por fluídos, geralmente rico em H_2O e sob tensão diferencial. Os fluídos transportam os íons para outros sítios precipitando-se. A precipitação forma microestruturas diagnósticas que ocorrem também na área de estudo, tais como sobrecrecimento, franjas de pressão e veios (Capítulo 5 - Figura 5.9 a, b).

Geminação Mecânica: Tensões diferenciais podem causar flexão mecânica da estrutura cristalina de alguns minerais sem rompê-la, caracterizando uma deformação intracristalina sob regime plástico). Na área de estudo o mecanismo foi evidenciado pela ocorrência de plagioclásio com a geminação deformada.

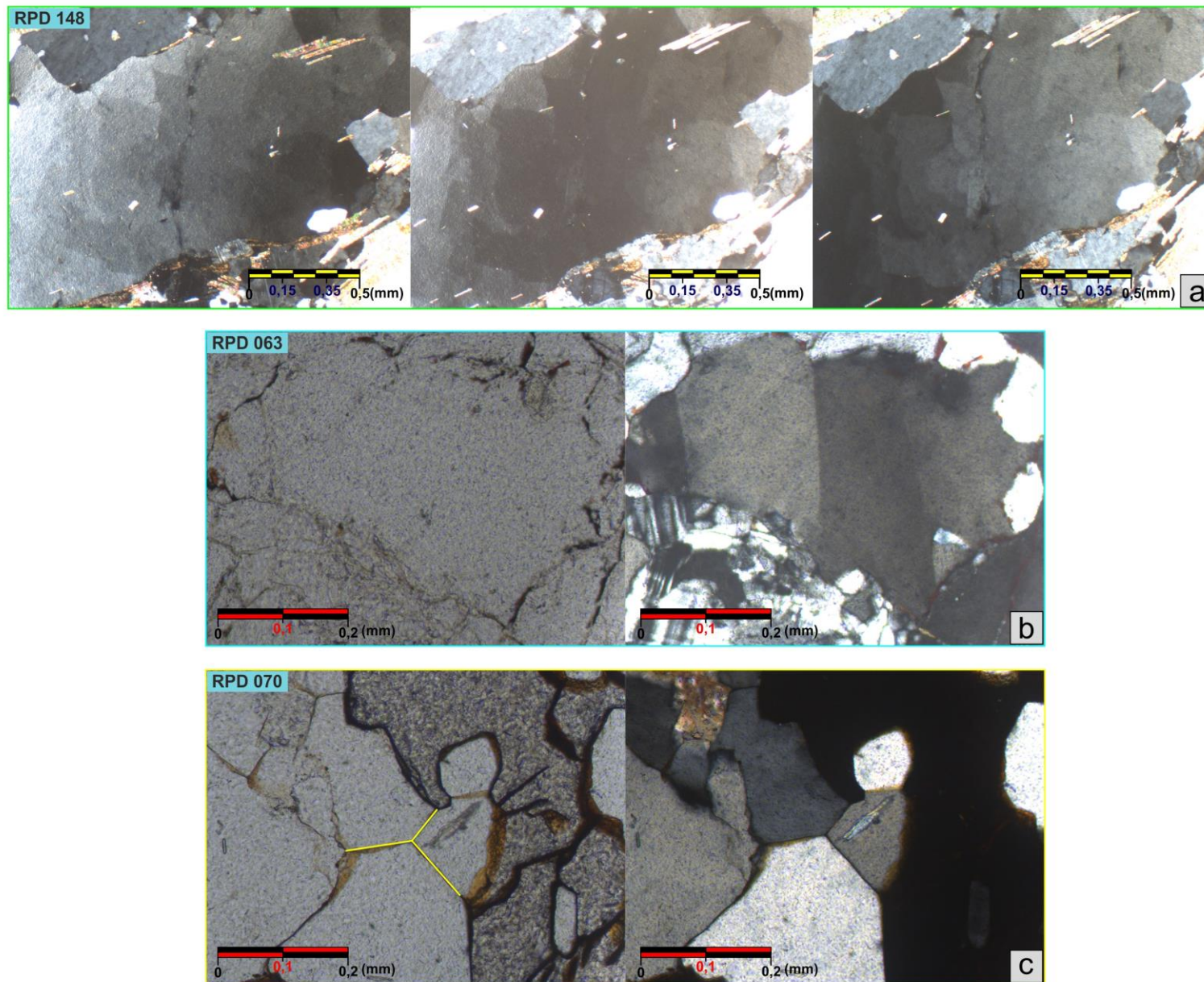


Figura 6.9 – a) trio de fotomicrografias de quartzo com extinção ondulante; b) fotomicrografias de cristal de quartzo com formação de subgrãos; c) fotomicrografias de cristais de quartzo com evidência de recristalização dinâmica com junções tríplexes.

6.3 – Metamorfismo

Na área de estudo as paragêneses minerais descritas referem-se a condições de metamorfismo em *fácies* xisto verde alto a anfibolito baixo. A determinação das condições metamórficas que atuaram nas rochas da área baseou-se na descrição de minerais índices em campo e em lâminas delgadas (sillimanita, cianita, estaurolita, granada), transformações mineralógicas identificadas em petrografia (biotita → granada; biotita → clorita) (Figura 5.13 c, d e Figura 5.9 c, d, e, f, respectivamente) e em amostras de mão (biotita → granada) (Figura 4.9 e, f), relações entre inclusões e comportamento dos minerais levando-se em conta a reologia e temperatura de deformação da rocha.

Na Faixa Riacho do Pontal o principal metamorfismo atua regionalmente e atinge *fácies* anfibolito alto concomitante as fases deformacionais compressivas. Na área de estudo esse metamorfismo é expresso por paragênese de menor grau metamórfico em *fácies* anfibolito médio, na zona da cianita (Figura 6.10) formada por **cianita + granada + biotita + muscovita + quartzo ± estaurolita ± plagioclásio** nas rochas metassedimentares dos complexos Santa Filomena e Monte Orebe.

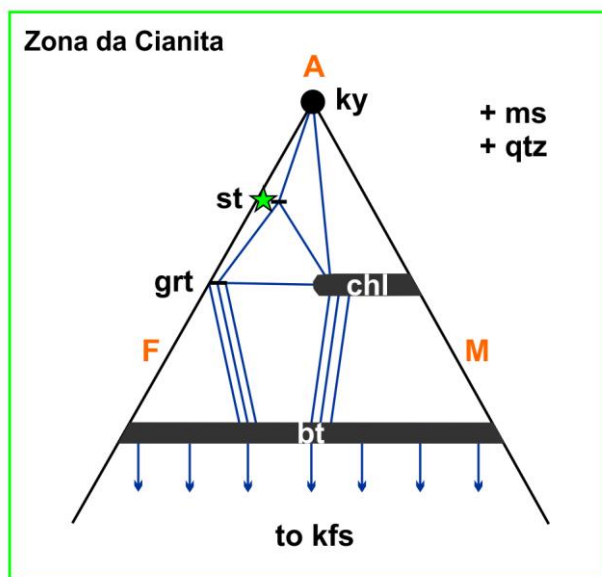


Figura 6.10 – Diagrama AFM com paragênese metamórfica de *fácies* anfibolito médio, zona da cianita.

A *fácies* é evidenciada em escala meso e microscópica pela ocorrência de porfiroblastos de cianita sin-Sn (Figura 6.8 c), paralelas a foliação ou em paragênese nos limites de cristais de granada. Cristais de estaurolita ocorrem esporadicamente em contato com a granada. Foram descritas amostras com porfiroblastos decimétricos de cianita próximo aos contatos tectônicos. Isto indica que no entorno dos cavalgamentos as condições de pressão foram mais severas durante a fase compressiva.

Nas rochas do Complexo Monte Orebe observa-se ocorrência de gerações distintas de

cianita que pode estar alinhada à Sn (Figura 5.7 c, d, g, h) ou crescendo de forma radial em porfiroblastos de granada (Figura 4.8 d). A cristalização de cianita caracteriza o implemento do grau metamórfico para *fácies* anfibolito médio.

Nas unidades referentes ao fragmento cratônico e as lentes de metabásicas no norte da área de estudo, os minerais em paragênese (quartzo, K-feldspato, plagioclásio, hornblenda e magnetita) sugerem *fácies* anfibolito médio.

As unidades metaígneas a SW e a SE da área (granitoides Maxixeiro e Rajada, respectivamente), são compostos mineralogicamente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. Nas duas unidades ocorrem migmatitos, porém, no corpo a SE as zonas de contato com o xisto sugerem maior interação entre as rochas supracrustais sendo possível visualizar o processo de anatexia do xisto e formação de minerais metamórficos, como a granada, nas áreas de contato entre o granitoide e o Complexo Santa Filomena. No corpo a SW da área os contatos entre unidades supracrustais e metaígneas dão-se de forma menos interativa e os migmatitos sugerem uma reologia plástica mais competente que no caso do granitoide Rajada, com limites bem definidos entre neossoma e paleossoma. Não foram descritos minerais-índice metamórfico nessa unidade.

Com base na forma dos dois corpos, nas relações minerais e de campo sugere-se que o granitoide Rajada formou-se em estágios cedo a sin- evento deformacional Dn, enquanto o corpo alongado e menos deformado plasticamente correlato ao granitoide Maxixeiro, estabeleceu-se paralelamente ao cavalgamento de baixo ângulo do Complexo Monte Orebe, sugerindo que a inserção ocorreu durante fase tardi-compressiva referente a exumação dos litotipos a níveis crustais mais rasos.

Ainda durante os estágios finais do regime compressivo observa-se formação de paragênese metamórfica que caracteriza retrometamorfismo em *fácies* xisto verde com substituição da biotita nas bordas de granada e estaurolita por clorita, provavelmente também relacionada a alívio de pressão e hidratação promovida por fluidos metamórficos tardios (Capítulo 5 - Figura 5.8 e, f; Figura 5.9 c, d, e, f; Figura 5.6 d, e).

A grande ocorrência de veios de quartzo na área de estudo, a formação de uma unidade transicional aluminosa no cavalgamento entre o Complexo Santa Filomena e embasamento e a alteração pervasiva de feldspatos em sericita e muscovita nas unidades metavulcânicas (Figura 5.13 a, b) evidenciam importante participação de fluídos metamórficos durante o processo de estruturação da área.

A Faixa Riacho do Pontal atinge o pico térmico na zona da sillimanita durante o estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste com paragênese formada por **sillimanita + granada + muscovita + quartzo ± estaurolita ± oligoclásio ± cianita reliquiar**. As evidências do pico metamórfico durante a atuação desse evento foram observadas somente no ponto RPD062 (Figura 6.8 b), fora da área de estudo, pois apesar das condições metamórficas de

alto grau atingidas durante a transcorrência e a participação de fluídos na alteração dos feldspatos das rochas da área de estudo, a influência da aureola de metamorfismo é restrita ao entorno da Zona de Cisalhamento.

Com base nas evidências apresentadas e na bibliografia foi elaborada uma teoria da evolução metamórfica da área de estudo dividindo-a em três fases: Mn, Mn+1 e Mn+2.

O evento metamórfico Mn é associado a fase compressiva (Dn-1, Dn e Dn+1) da estruturação da área, sob regime dúctil. Durante a evolução de Mn ocorreu a geração de Sn e Sn+1. O evento Mn+1 refere-se a evolução do evento Mn durante as fases finais de Dn+1 com alívio de pressão litostática devido a ascensão dos litotipos a níveis crustais mais rasos o que originou reação de retrometamorfismo com alteração da biotita nas bordas de granada e estauroлита, em clorita (clinocloro – [Cap. 05](#)). Diante das evidências classifica-se Mn como um evento de metamorfismo regional dinamotermal de pressão intermediária (Barrowiano) em *fácies* anfibolito médio/alto com evolução para Mn+1 evidenciado por retrometamorfismo em *fácies* xisto verde.

O evento metamórfico Mn+2 é dinâmico, de expressão local. Está relacionado ao estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste com milonitização de todas as unidades cortadas por ela.

7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apresentados os resultados das coletas em campo e de petrografia é possível uma reflexão acerca das ferramentas utilizadas para a realização do trabalho e sobre o contexto tectono-metamórfico responsável pela estruturação da área de estudo inserida na Faixa Riacho do Pontal.

A área mapeada possui cerca de 150 km² onde 151 pontos foram descritos durante 10 dias; a quantidade relevante de dados coletados em uma região com difíceis acessos foi possível principalmente pelo trabalho realizado durante a fase pré-campo que mostrou-se também de grande importância durante a execução de todo o trabalho. A utilização de imagens de sensoriamento remoto do *software* Google Earth para extração de estradas, caminhos e picadas colaboraram significativamente para a logística durante todo o campo, bem como imagem SRTM que foi de grande importância para extração de relevo, drenagens e visualização de grandes estruturas regionais. O clima semi-árido da região, com baixas taxas de intemperismo e erosão, conforme descrito no [Capítulo 1.4](#), faz da utilização da imagem de aquisição gamaespectrométrica um importante diferencial na realização do trabalho, considerando-se as semelhanças entre as anomalias verificadas na imagem e as unidades descritas no mapa geológico ([Anexo I](#)), além da importante orientação na procura de contatos entre unidades no campo.

A coleta e o tratamento de dados conforme descritos no [Capítulo 2](#) e as análises laboratoriais petrográficas, comparados a literatura disponível possibilitam uma análise básica sobre as características litoestruturais presentes na área de estudo. Ocorre na área rochas relacionadas a fragmentos antigos ([Figura 6.1 – 'FAT'](#)) do Arqueano/Paleoproterozoico, rochas metassedimentares e intrusões de rochas metavulcânicas que foram descritas e agrupadas em sete unidades listadas da mais antiga para a mais nova: i) Unidade I (**A/Py**): granitoide migmatizado variavelmente deformado com bandas de natureza sienogranítica, diques básicos com hornblenda e/ou clinopiroxênio e porções isotrópicas de composição monzogranítica com arfvedsonita e alanita; ii) Unidade II (**Nxtqzxt**): Clorita-cianita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto com turmalina, zircão, titanita e monazita como fases acessórias e metacherts localmente milonitizado correlacionável ao Complexo Monte Orebe; iii) Unidade III (**Nxtqt**): representada por clorita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto, é caracterizada como unidade transicional entre o embasamento e rochas metassedimentares supracrustais do Complexo Santa Filomena, com ocorrências locais de estauroлита próximo ao topo, no contato tectônico E-W; iv) Unidade IV (**Nxt**): cianita-clorita-granada-biotita xisto com turmalina e zircão como fases acessórias. É a unidade de maior expressão na área de estudo sendo representada na bibliografia como Complexo Santa Filomena; v) Unidade V (**Ny1A**): monzogranito de origem sedimentar com biotita, muscovita e granada do Neoproterozoico, sin-evento deformacional Dn, variavelmente deformado com núcleos

batolíticos nas porções internas do corpo, e anatóxicos a migmatíticos próximo aos limites. Correlacionável ao granitoide Rajada; vi) Unidade VI (**Nsy2C**): Magmatismo tardi-compressivo do Neoproterozoico com rochas metavulcânicas de composição sienogranítica e migmatitos de injeção com estruturas do tipo *lit-par-lit*; vii) Unidade VII (**Tla**) caracterizada por cobertura coluvionar fanerozoica composta principalmente por sedimentos detríticos quartzosos grosseiros.

Em regiões próximas a área de estudo ocorrem depósitos de ferro com magnetita e na área o mineral ocorre com frequência como acessório em todas as unidades mapeadas e na porção norte da área observou-se concentrações de até 4%.

Os dados referentes ao contexto tectono-metamórfico da área de estudo analisados junto à bibliografia disponível embasam a proposta de que a evolução estrutural da Faixa Riacho do Pontal ocorreu durante a Orogênese Brasileira sob deformação polifásica. Sendo assim, foram definidos quatro eventos deformacionais dúcteis (Dn-1, Dn e Dn+1) e um evento rúptil tardio (Dn+3).

O primeiro evento (Dn-1) é evidenciado de forma incipiente em trilhas de inclusão em porfiroblastos de granada que expressam uma foliação interna (Sn-1), contrastante com a foliação externa Sn. O segundo evento deformacional (Dn) é o de maior importância no contexto regional e é responsável pela geração da foliação penetrativa Sn, estruturas S-C, milonitos com granadas rotacionadas sin-deformacionais, migmatitos estromáticos, *boudins* de quartzo, dobras em bainha, lineação de estiramento (Lx). A evolução da compressão apesar de referente a um incremento deformacional de Dn foi individualizada em um terceiro evento (Dn+1) de expressão local caracterizada por um eixo de crenulação (Lb) semi-perpendicular a σ_1 que define uma foliação incipiente nas rochas metassedimentares dos Complexos Santa Filomena e Monte Orebe. O último evento deformacional dúctil (Dn+2) refere-se ao estabelecimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco sob regime transpressivo de cinemática dextral causando forte deformação das unidades metassedimentares cortadas pelo lineamento. As deformações referentes a esse evento são de expressão local e na área mapeada é representada pela curvatura estrutural da foliação Sn do bloco referente ao embasamento que tem atitude com direção predominantemente E-W que varia para direções NE-SW, sugerindo que durante a transcorrência no Lineamento Pernambuco o movimento para oeste da região a sul da zona de cisalhamento causou a flexura do limite W do bloco mais competente relacionado ao embasamento ([Figura 6.1 - 'FAT'](#)). Por último tem-se o registro do evento deformacional dúctil-rúptil/rúptil (Dn+3) tardi a pós-colisional concomitante a colocação das suítes sienograníticas Serra da Esperança, Serra da Aldeia e Caboclo ([Caxito, 2013](#)) que na área pesquisada é expressa em planos de fraturas rúpteis com direção NNW-SSE a NNE-SSW e ENE-WSW.

A evolução do metamorfismo na área ocorre durante dois ciclos (compressivo e transpressivo) com definição de três eventos (Mn, Mn+1 e Mn+2). O evento Mn é referente a fase compressiva (Dn-1, Dn e Dn+1) e na área de estudo caracteriza-se pela presença de paragênese

mineral típica de *fácies* anfibolito médio com granada e cianita como minerais índices. O evento Mn+1 atuou durante a fase final de Dn+1 e está provavelmente relacionado a alívio de pressão devido a exumação dos corpos e hidratação promovida por fluidos metamórficos tardios. A paragênese descrita refere-se a *fácies* xisto verde com substituição da biotita nas bordas de granada e estauroлита por clorita. O estabelecimento do regime tectônico transpressivo referente a Dn+2 causou metamorfismo de expressão local (Mn+2) com milonitização dos corpos cortados pela Zona de Cisalhamento Pernambuco ([Figura 6.9 b](#)), originando paragênese típica de *fácies* anfibolito alto com sillimanita como mineral índice. Como a zona de cisalhamento encontra-se fora da área pesquisada, a expressão do evento ocorre sob forma de alteração dos feldspatos das unidades metavulcânicas paraderivadas e dos ortognaisses do embasamento pelos fluídos metamórficos.

A ocorrência da Suíte Afeição no Complexo Santa Filomena, Zona Intena da Faixa Riacho do Pontal, é expressa na forma de *sills* descritos como *augen*-gnaisses e granitos porfiríticos com idade de estabelecimento Cariris-Velhos (método U-Pb e Rb-Sr no *augen*-gnaisse Afeição - 0.9-1.0 Ga - [Jardim de Sá et al. 1988](#); [Van Schmus et al. 1995](#)), e características litoquímicas semelhantes a suítes fanerozoicas de margem continental ativa ([Caxito 2013](#)).

A litoquímica dos *augen*-gnaisses da Suíte Afeição plotam no campo de origem por fusão de rochas com assinatura de arco magmático, sugerindo a evolução compressiva durante a Orogênese Cariris-Velhos; diante disso e por conter intrusões de mesma idade, [Caxito \(2013\)](#) sugere que a Zona Interna representa provavelmente a porção de um bloco da Província Borborema, mais precisamente a porção W do Terreno Pernambuco-Alagoas ([Cap. 06 - Figura 6.1 - TPAW](#)), amalgamado ao norte do Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira e posteriormente deslocado pelo movimento lateral dextral da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste.

[Oliveira \(2008\)](#), com base na disposição das rochas da Zona Central na Faixa Riacho do Pontal e características geofísicas, sugere que o Complexo Monte Orebe é originado pela colisão de dois blocos com distintas composições, idade e densidades. Dados geoquímicos e isotópicos sugerem desenvolvimento de um ciclo de placas tectônicas completo para essa parte da Província Borborema. A região correlacionável a Zona Central na área de estudo não possui os metabasaltos típicos do Complexo Monte Orebe que nesse caso são representados por rochas metassedimentares localizadas a SW, sendo que nos mapas regionais ([Angelim, 1988](#); [Caxito, 2013](#)) o corpo possui forma delgada com maior eixo na direção N-S. Essa faixa é interpretada por [Gomes F.E.M. \(1990\)](#) e [Gomes & Vasconcelos \(1991\)](#) como uma espécie de *pop-up* estrutural do Complexo Monte Orebe na região central da faixa, originando milonitização das rochas metassedimentares próximas ao contato ([Cap. 6 - Figura 6.1 – 'TMO'](#)).

Os contatos tectônicos entre os terrenos da Faixa Riacho do Pontal, conforme descritos no [Capítulo 6](#), tem direção preferencial E-W com vergência para sul, em direção ao Cráton do São

Francisco, porém, na área mapeada os contatos tem direção E-W e NNW-S, com transporte para norte e ENE, respectivamente.

No caso do cavalgamento com direção E-W, a inversão na direção geral dos transportes da Faixa ocorre devido a reologia do fragmento cratônico a norte da área, que por ser mais competente ofereceu resistência à deformação compressiva Brasileira forçando o transporte das rochas metassedimentares menos competentes do Complexo Santa Filomena sobre o fragmento do embasamento e com maiores ângulos de cavalgamento no contato e formação de uma unidade transicional (Unidade III). Segundo [Coney et. al. \(1980\)](#); [Coney \(1989\)](#); [Howell \(1989 e 1995\)](#) muitos terrenos tectônicos são *nappes* sem raiz destacadas da litosfera original ou de um embasamento desconhecido. Nesses casos os limites são sempre descontinuidades profundas como empurrões de alto ângulo, sub-horizontais ou falhas de rejeito direcional.

O contato tectônico de direção NNW-S com transporte para ENE que separa as unidades metassedimentares do Complexo Santa Filomena e do Complexo Monte Orebe refere-se ao *pop-up* estrutural citado. O empurrão é de baixo ângulo e paralelo a sua direção ocorre intrusão referente ao granitoide Maxixeiro ([Angelim, 1988](#)) de composição sienogranítica interpretada como estabelecida tardi-Dn, provavelmente em níveis crustais mais rasos. A teoria baseia-se na forma da anomalia do pluton ([Mapa Geológico - Anexo 1](#)); na descrição da unidade mapeada e nas distintas reologias observadas nas estruturas da Unidade VI.

A Unidade V (**Ny1A**): monzogranito paraderivado com biotita, muscovita e granada, correlacionável ao granitoide a duas micas Rajada, descrita nesse mapeamento não havia sido citada em trabalhos anteriores. O corpo possui porções variavelmente deformadas e complexa estruturação, seguindo a deformação do xisto do Complexo Santa Filomena.

A grande quantidade de intrusões de quartzo em distintas gerações, a variação na silicificação das rochas próximas a contatos tectônicos observadas em campo e em lâmina e a intensidade de alteração aluminosa evidenciada pela formação de biotita e muscovita intersticial e sericita nas rochas próximas a contatos tectônicos atestam para a grande participação de fluídos metamórficos liberados pela cristalização de novos minerais durante todos os eventos de metamorfismo da Faixa Riacho do Pontal.

Como principais contribuições desse trabalho tem-se:

- Mapa geológico e mapa de pontos da região de Betânia do Piauí-PI em escala de detalhe 1:25.000 com a descrição de sete unidades metavulcanossedimentares;
- Estudos petrográficos com descrição de vinte lâminas delgadas de ortognaisses, granitoides e rochas metassedimentares que caracterizam os litotipos da área;
- Levantamento de dados estruturais e metamórficos de expressão local e regional;
- Coleta de amostras para trabalhos futuros de datação e geoquímica;
- Descrição e mapeamento de corpos de granitoides e coberturas coluvionares inéditos em mapeamentos regionais (Unidades V, VI e VII);

- Caracterização da Unidade II (Clorita-cianita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto) que em escala regional compreende metabasitos e metapelitos, porém, na porção compreendida pela área de estudo mantém características de rochas metassedimentares;

- Caracterização da Unidade III (clorita-granada-biotita-muscovita-quartzo xisto) que em escala regional possui variação faciológica, porém, na área mapeada mantém características de xisto;

- Colaboração para trabalhos em escala regional.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber A.N. 1953. O Planalto da Borborema na Paraíba. Fotografias e comentários. Boletim Paulista de Geografia, 13:54-73.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim DNPM/DGM, 241, 36p.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7:349-364.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Reviews, 17:1-29.
- Amaral W.S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Universidade de Campinas, Campinas.
- Angelim, L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil- Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100.000 Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Angelim L.A.A. & Kosin M. (Org.) 2001. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, CD-ROM.
- Araújo C.E.G., Cordani U.G., Basei M.A.S., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012a. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. Precambrian Research, 206–207:36– 51.
- Archanjo C.J., Silva E.R., Caby R., 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (Northeast Brazil). Tectonophysics 312:331-345.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues S.W., Brito Neves B.B. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. Journal of Structural Geology 30:310-336.

- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit, M.J. (eds). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294:49–67.
- Best, M.G. 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. W.H. Freeman & Company, New York, 630p
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, MD., Neto, R.L., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. 2007. Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2 500 000. MME-CPRM.
- Brito Neves B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Brito Neves B.B. 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental, escala 1:1.000.000. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177 p.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1995. O evento Carirís Velhos na Província Borborema: intergração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociências, 25:279-296.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds). Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 151-182.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A.H. 2002. North-western Africa – North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. Journal of African Earth Sciences, 34:275-278.
- Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J., 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. Geologia USP Série Científica 3:25-38.
- Brito Neves, B.B. & Pedreira, A. 2008. Diamictitos e “Cap Dolomites” Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. Geol. USP Ser. Cient., São Paulo, v.8, n.2, p. 11-27.

- Campos Neto M.C., Bittar S.M.B., Brito Neves B.B. 1994. Dominio tectonico Rio Pajeu – Provincia Borborema: orogeneses superpostas no ciclo Brasileiro/Pan-Africano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneario Camboriu, Abstracts, p. 221–222.
- Caxito F.A. 2013. Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, Belo Horizonte, 288 p.
- Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288:329-333.
- Coney, P. J. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journ. Struct. Geol.* 1989 v.11, p.107-125.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C.J., Jardim de Sá E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, Northeastern Brazil. *Geology* 19:586-589.
- Ebert H. 1964. Tectônica e metamorfismo regional do Escudo Brasileiro. Recife, SUDENE, Divisão de Geologia, 39 p.
- Ebert H. 1970. The Precambrian geology of the “Borborema”-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geologische Rundschau*, 59(3):1292-1326.
- Ferreira, M.A.F., Ferreira, V.P., Sial, A.N., Cruz, M.J.M. 1998. Geoquímica e petrogênese dos plutons de Caboclo e Nova Olinda, terreno Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 511.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Moura C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. 2004 (orgs). *Geologia do continente Sulamericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 189-201.
- Figuerôa, I. & Silva Filho, M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia. DNPM/CPRM, 108 p.

- Freitas M.S. & Sachs L.L.B. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Riacho Queimadas, (SC.24-V-A-I) - 1:100.000. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos, Anais, CD-ROM.
- Gava, A., Montes, A.S.L., Oliveira, E.P. 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, anais, p. 2767-2786.
- Gomes, F.E.M. 1990. Relações litoestratigráfico-estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal – Região de Paulistana (PI). In: SBG, XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, vol. 6: 2843-2857.
- Gomes, H.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-previsional Escala 1:100.000 (folha SC.24-V-D-I Itamotinga) Estados de Pernambuco e Bahia. Brasília: DNPM/CPRM, 115p.
- Gomes, F.E.M. & Vasconcelos, A.M. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100.000 SC.24-V-A-II, Folha Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Gomes, F.E.M. & Torres, P.F.M. 1994. Associações plutono-vulcanossedimentares no extremo sul da Província Borborema. Exemplos, correlações e paradigmas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Anais, p. 47-49.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. and Williams, P.F., 1976. An Outline of Structural Geology. Wiley, New York, 571 p.
- Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Souza L.C., Armstrong R., Vasconcelos P.M. 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. Precambrian Research, 178:1–14.
- Howell, D. G. Tectonics of suspect terranes, mountain building and continental growth. [S.l.]: Chapman & Hall, 1989. 232p.
- Howell, D. G. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. 2.ed. [S.l.]: Chapman & Hall, 1995. 245p.

- Jacomine P.K.T. *et al.* 1986. Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado do Piauí. Rio de Janeiro. EMBRAPA-SNLCS/SUDENE -DRN. 782 p.
- Jardim de Sá E.F. & Hackspacher P.C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, Anais, 5:2719-2731.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Torres, H.H.F., Kawashita, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: Cong. Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, p. 49-62.
- Jardim de Sá E.F. & Souza, L.C. 1989. Relações estratigráficas e a tectônica tangencial na borda norte do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, Atas, p. 237-240.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992 Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 22(4):472-480.
- Jardim de Sá E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 804 p.
- Kosin, M.D., Angelim, L.A.A., Souza, J.D., Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Martins, A.A.M., Bento, R.V., Santos, R.A., Vasconcelos, A.M., Neves, J.P., Wanderley, A.A., Carvalho, L.M., Pereira, L.H.M., Gomes, I.P. 2004. Folha SC.24-Aracaju. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. De (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Kreysing, K., Lenz, R., Ribeiro, G.F. 1973. Salinização das águas subterrâneas do centro do polígono das secas do nordeste brasileiro. Recife:SUDENE. 69p. il.
- Kozuch M. 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and

their bearing on tectonic setting. Tese de Doutorado, University of Kansas, Lawrence, EUA, 199 p.

Mascarenhas J.F. 1979. Evolução tectônica do pré-Cambriano do estado da Bahia. Geologia e recursos minerais do estado da Bahia, Textos Básicos, Salvador, SME-BA/CPM, p. 55-165.

Medeiros V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 200 p.

Misuzaki A.M.P., Thomaz Filho A., Milani E.J., Césero P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:183-98.

Moraes, J.F.S. 1992. Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da sequência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI. Universidade Federal da Bahia, Curso de Pós-Graduação, Dissertação de Mestrado, Salvador, 98 pg.

Neves S.P., Vauchez A., Archanjo C.J. 1996. Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262:349-365.

Neves S.P. & Mariano G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21:1369- 383.

Neves S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* 22:1031. doi:10.1029/2001TC001352.

Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149:197–216.

- Neves S.P., Bruguier O., Silva J.M.R., Bosch D., Alcantara V.C., Lima C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, 175:187-205.
- Nicolas A. & Poirier J. P. 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. John Wiley & Sons, New York. 444 p.
- Oliveira, R.G. 1998. Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 157 p.
- Oliveira E.P., Toteu S.F., Araújo M.N.C., Carvalho M.J., Nascimento R.S., Bueno J.F., McNaughton N., Basilici G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano 279 belt (NE Brazil) and the Yaoundé schist belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44:470–78.
- Oliveira, R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, Natal, 411 p.
- Oliveira E.P., Windley B.F., Araújo M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181:64-84.
- Plá Cid, J., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Conceição, H., Bonin, B., Lafon, J.M. 2000a. Paleoproterozoic late-orogenic and anorogenic alkaline granitic magmatism from northeast Brazil. *Precambrian Research* 104(1-2):47-75.
- Salgado S. S. 2014. Geologia, Contexto Geotectônico e Potencial Metalogenético para Depósitos de Ni-Cu- (EGP) do Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, Sudeste do Piauí. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Santos, C.A.& Silva Filho, M.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24-37V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.

- Santos E.J. & Caldasso A.L.S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 399-426.
- Santos E.J. & Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds). O Pré-Cambriano do Brasil. Edgar Blucher Ltd., São Paulo, p. 123–186.
- Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:47-50.
- Santos E.J. & Medeiros V.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 73-84.
- Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G., Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. CD-ROM.
- Santos T.J.S., Fetter A.H., Nogueira Neto J.A. 2008. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic Region*. Londres, Geological Society Special Publications, 294:101– 19.
- Santos T.J.S., Garcia M.G.M., Amaral W.S., Wernick E., Dantas E.L., Arthaud M.H., Caby R., Santosh M. 2009. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceara Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 15:454-470.
- Sial A.N. 1976. The post-paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48:299-311.
- Sial A.N. 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:54-72.

- Siqueira Filho J. 1967. Geologia da folha de Jutaí - Pernambuco. Recife, SUDENE. Série Geologia Regional, 7, 52p.
- Souza, J.D., Fernandes Filho, J.; Guimarães, J.T., Lopes, J.N. 1979. Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250.000, DNPM-CPRM, Salvador, 389 p.
- Souza L.C. & Jardim de Sá E.F. 1989. O metamorfismo e a tectônica de nappes na porção marginal sul da Faixa Riacho do Pontal. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, Atas, p. 241-244.
- Suppe, J. 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall, New Jersey. 537 p.
- Trindade R.I.F., Font E., D'Agrella-Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. Terra Nova 15:441–446.
- Trindade R.I.F., D'Agrella-Filho M.S., Epof I., Brito Neves B.B. 2006. Paleomagnetism of the early Cambrian Itabaiana mafic dikes, NE Brazil, and implications for the final assembly of Gondwana and its proximity to Laurentia. Earth and Planetary Science Letters, 244(1-2):361-377.
- Tohver E., D'agrella-Filho M., Trindade R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. Precambrian Research, 147:193-222.
- Trompette R.R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 350 p.
- Uhlein A., Caxito F.A., Sanglard J.C.D., Uhlein G.J., Suckau G.L. 2011. Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Cráton do São Francisco. Geonomos, 19(2):8-31.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. Journal of South American Earth Sciences 8, 267-288.

- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Williams I.S., Hackspacker P.C., Fetter A.H., Dantas E.L., Babinski M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syncollisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127:287-327.
- Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Silva Filho A.F., Toteu F., Penaye J., Guimarães I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African FoldBelt. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic Region*. Londres, Geological Society Special Publications, 294:69-99
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31:227-252
- Vaucher, A. & Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology* 20, 1007-1010.
- Vaucher A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:247-266.