

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Tectônica e Paleotensões na Bacia Jaibaras, CE, Província
Borborema**

Marcelo Januário de Sousa

Orientadora: Profa. Dra. Maria da Glória Motta Garcia

Co-Orientadora: Profa. Dra. Adalene Moreira Silva – IGc -UnB

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2007/25)

SÃO PAULO
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
044-500 - Trabalho de Formatura
TF-07/25

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024392

**Tectônica e Paleotensores na Bacia Jaibaras, CE,
Província Borborema**

Marcelo Januário de Sousa



Relatório de Progresso

Orientadora:

Profa. Dra. Maria da Glória Motta Garcia

Co-Orientadora:

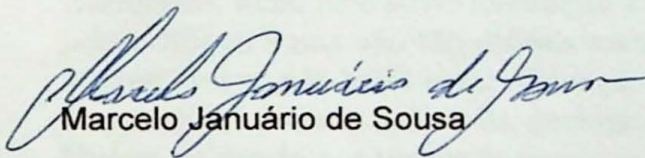
Profa. Dra. Adalene Moreira Silva - IGc-UnB

2007

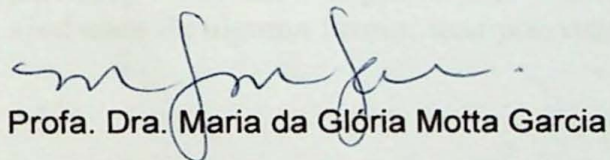
Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências
044-500 – Trabalho de Formatura
TF-07/25

Tectônica e Paleotensões na Bacia Jaibaras, CE, Província Borborema

De acordo:



Marcelo Januário de Sousa



Profa. Dra. Maria da Glória Motta Garcia

Agradecimentos

A minha família porque sem eles nada disso teria acontecido. A todos envolvidos no projeto em especial: minha orientadora Profa. Dra. Maria da Glória Motta Garcia, obrigado pela oportunidade de conhecer um pouco mais a minha terra; minha co-orientadora Profa. Dra. Adalene Moreira Silva, valeu pela firmeza nos nossos contatos e pelos dados aerogeofísicos; geólogo MS. Wagner da Silva Amaral, obrigado por ter feito a tese e disponibilizado os dados; ao Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente, valeu pela aula de gênese de jazidas em campo; meu grande obrigado aos companheiros de campo os alunos de graduação da UFC Alexandre e Felipe; como não poderia deixar de esquecer o grande amigo Prof. Dr. Neivaldo Araújo de Castro (Jibóia) e sua esposa (Zulú), nunca vou esquecer aquela acolhida; e às cidades de Sobral e Meruoca onde fui muito bem acolhido. E um imenso obrigado a CPRM, órgão que liberou os dados aerogeofísicos iniciais e que me financiou durante todo esse ano. E a FAPESP, embora nunca tenha pedido bolsa sempre me financiou em trabalhos de campo pelo Brasil afora.

Para os professores da USP que me ajudaram um muito obrigado em especial: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida (Ninguém), valeu pelo TENSOR e ao Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi (Frutinha), um dia ainda vou te dar um *ippon*. Para a minha turma original: Karniceira, valeu pelo alívio mental no TETA; Falcon (Playmobil), sempre companheiro nas horas difíceis e nas não tão difíceis assim no Franguinho; Pagão, se cuida aí em Manaus; Mikose, valeu por tudo cara; Criança, valeu as cervas em Brasília; e Keith, valeu pela companhia. Para a galera da geologia da USP também sou muito grato, em especial: Guâno, obrigado por ter me ensinado a utilizar o Kyle e Grass e Samar (o velhinho), valeu pela força constante. E para o Clã-Coxa um grande abraço. E para todos aqueles que me ajudaram de alguma forma, mas por ventura tenha esquecido um muito obrigado.

Resumo

A Bacia Jaibaras é a mais importante bacia de idade cambro-ordovinciana em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema. É uma feição de aproximadamente 120 km de comprimento por 20 km de espessura alongada NE-SW. Limitada por importantes descontinuidades crustais: Zona de Cisalhamento Café – Ipueiras, Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e Zona de Cisalhamento Massapê.

Com base em dados estruturais de campo e de imagens e dados aerogeofísicos, o objetivo deste trabalho é determinar os campos de paleotensões responsáveis pela geração e deformação da bacia, bem como dos corpos ígneos Meruoca e Mucambo e diques associados. Foram analisadas a geometria e a cinemática das estruturas rúpteis que afetam tanto a bacia como os corpos ígneos. Realizou-se, também, o estudo comparativo das estruturas observadas em campo com as obtidas por meio de análise de imagens SRTM, aeromagnetométricas e aerogamaespectrométricas.

Três campos principais de paleotensões foram identificados, entre o Pré-Cambriano e o Paleozóico Inferior, correspondendo a três eventos deformacionais rúpteis: (a) compressão NW-SE – Os mais antigos ligados as zonas de cisalhamento e relacionadas a fontes magnéticas infracrustais (15 – 10 km) limitador dos Domínios Alto do canal do potássio e geradoras de falhas normais down dip e transcorrentes destrais e sinistrais; (b) Compressão E-W – Intrusão do enxame de diques Coreau que é o evento de geração da Bacia Jaibaras relacionadas às fontes magnéticas infracrustais (15 – 10 km) e falhas normais oblíquas e transcorrentes sinistrais além de reativações Mesozóicas geradoras de diques básicos encaixados nas rochas granitóides Meruoca relacionadas às fontes magnéticas intracrustais (10 – 3 km); e, (c) Distensão NW-SE – Intrusão de diques nos batólitos Meruoca e Mucambo além das rochas sedimentares do Grupo Jaibaras, menos aquelas da Fm. Massapê e são relacionadas a fontes magnéticas supracrustais (3 – 1 km) e principais lineamentos nos mapas de domínios gamaespectrométricos dos canais (eU:K:eTh).

Abstract

The Jaibaras Basin is the most important cambric-ordovician basin in Precambrian terrains in the Borborema Province. It is a 120-km x 20-km structural feature roughly oriented NE-SW and limited by important crustal discontinuities: Café-Ipueiras Shear Zone, Sobral-Pedro II Shear Zone (Transbrasilian Lineament), and Massapê Shear Zone

On the basis of both field and SRTM images structural data and aerogeophysical data, the aim of this work is to determinate the paleostress fields that were responsible for the generation and deformation of the basin, as well as the igneous bodies Meruoca and Mucambo and associated dykes. The geometry and the kinematics of the brittle structures that affect both the basin and the igneous bodies were analysed. Also, comparative studies of the structures of the structures observed and those obtained by SRTM, aeromagnetometric, and aeromagnetometric images analyses.

Three main paleostress fields were identified between Precambrian and Paleozoic, which corresponds to three deformational events: (a) NW-SE compression – The oldest, related to the main ductile shear zones and to infracrustal magnetic sources (15-10 km) and responsible for the generation of normal down dip faults and both dextral and sinistral strike-slip faults; (b) E-W compression – Coreaú dykes, correspond to the event that generated the Jaibaras Basin. It is related to both normal oblique and sinistral strike-slip faults, as well as to Mesozoic reactivations that formed the basic dykes in the Meruoca granite; and (c) NW-SE distension – Intrusion of dykes in the Meruoca and Mucambo batholiths and in the sedimentary rocks from the Jaibaras Group, except the Massapê Formation. These constitute the main lineaments in the gamaspectometric domains map (eU:K:eTh).

Sumário

Lista de Figuras	ii
1 Introdução	1
2 Objetivos	2
3 Localização da Área	3
4 Síntese do conhecimento anterior	5
4.1 Bacia Jaibaras	7
4.2 Seqüência Alfa Inferior (Vendo-Cambriano)	10
4.3 Seqüência Alfa Superior (Cambriano-Ordovinciano)	11
4.4 Associação Magmática	12
4.5 Evolução Tectônica	14
5 Materiais e Métodos	16
5.1 Pesquisa Bibliográfica	16
5.2 Lineamentos	16
5.3 Aerogeofísica	16
5.4 Levantamentos de Campo	20
5.4.1 Juntas	20
5.4.2 Falhas	23
5.4.3 Diques	23
5.5 Tratamento dos Dados	25
6 Discussão e Conclusões	28
6.1 Lineamentos SRTM	28
6.2 Geologia Estrutural - Estações	31
6.2.1 Meruoca	31
6.2.2 Mucambo	34
6.2.3 Açude Jaibaras	37
6.2.4 Zona de Cisalhamento Café - Ipueiras	40
6.2.5 Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II	44
6.2.6 Centro da Bacia	47
6.2.7 Extremo Sul	51
6.2.8 Extremo Norte	54
6.2.9 Zona de Cisalhamento Massapê	56

6.2.10	Centro Norte	58
6.2.11	Interpretação estrutural	61
6.3	Aerogeofísica	65
6.3.1	Dados Aeromagnéticos	66
6.3.2	Dados Aerogamaespectrométricos	71
6.3.3	Canal do Urânio (eU)	73
6.3.4	Canal do Potássio (K)	75
6.3.5	Canal do Tório (eTh)	77
6.4	Integração e Conclusões	79
Anexos		88
A Anexo 1 - Mapa Geológico e de Pontos		88

Lista de Figuras

3.1	Figura	4
4.1	Figura	6
4.2	Figura	8
5.1	Figura	18
5.2	Figura	22
5.3	Figura	27
6.1	Figura	29
6.2	Figura	30
6.3	Figura	32
6.4	Figura	33
6.5	Figura	35
6.6	Figura	36
6.7	Figura	38
6.8	Figura	39
6.9	Figura	42
6.10	Figura	43
6.11	Figura	45
6.12	Figura	46
6.13	Figura	49
6.14	Figura	50
6.15	Figura	52

6.16 Figura	53
6.17 Figura	55
6.18 Figura	57
6.19 Figura	59
6.20 Figura	60
6.21 Figura	62
6.22 Figura	63
6.23 Figura	64
6.24 Figura	68
6.25 Figura	70
6.26 Figura	72
6.27 Figura	74
6.28 Figura	76
6.29 Figura	78
A.1 Figura	89

1. Introdução

As bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana correspondem àquelas desenvolvidas entre o Neoproterozóico III (Vendiano) e o final do Cambriano ou mesmo início do Ordoviciano e que, segundo Almeida (1967), têm seu aparecimento relacionado ao período paraplataformal, marcado pela consolidação dos “geossinclíneos brasileiros” conhecidos atualmente como faixas móveis brasileiras, que precedeu o estabelecimento da Plataforma Sul-Americana. Além de representarem um marcador geotectônico importante, estas bacias englobam muitas vezes importantes depósitos minerais, fato já bastante conhecido junto às bacias de transição das regiões Sul e Sudeste, nas quais ocorrem as jazidas de cobre, chumbo e zinco da sequência “molássica” de Camaquã, no Rio Grande do Sul, exploradas há várias décadas, os depósitos de ouro do Grupo Castro, no Paraná e as jazidas de caulim de Campo Alegre, Santa Catarina, entre outros. Detalhes sobre o estado do conhecimento atual sobre estas bacias podem ser vistos em Teixeira *et al.* (2004).

A Bacia de Jaíbaras, foco deste projeto é, dentre as bacias do estágio de transição da Província Borborema, a maior e mais importante geologicamente e a que encerra o maior potencial metalogenético. Constitui-se de duas sequências vulcano-sedimentares, com rochas vulcânicas bimodais, pouco deformadas e depositadas em ambiente extensional provavelmente do tipo rifte, sendo o conjunto cortado por granitos anorogênicos. A organização geométrica da bacia indica a presença de forte controle estrutural por meio de zonas de cisalhamento de caráter recorrente, marcadas pela superposição de estruturas dúcteis, normalmente mais antigas, por feições rúpteis (brechas de falhas com fragmentos de milonitos, cataclasitos e pseudotaquilitos). É nas proximidades destas zonas de cisalhamento, principalmente nos contatos das rochas intrusivas com as rochas sedimentares, que ocorre a formação de ferro hidrotermal, caracterizado por brechas hematíticas cataclásticas numa área conhecida de aproximadamente $10.000m^2$, associada a alterações hidrotermais dos corpos granitóides.

2. Objetivos

Este trabalho tem os seguintes objetivos principais:

1. Determinar os campos de paleotensão;
2. Relacionar cronologicamente as estruturas rúpteis observadas; e,
3. Avaliar a relação entre os dados geofísicos existentes e os resultados obtidos por meio da análise estrutural;

As feições geológicas observadas até o momento na Bacia Jaibaras são equivalentes às aquelas encontradas em depósitos da classe Cu-óxidos de Fe da Classe Mundial (Hitzman, 2000), o que torna essa região alvo potencial à formação de depósitos similares, como por exemplo, os depósitos tipo *Olympic Dam* (óxido de ferro-Cu-U-Au-REE). A maioria destes depósitos ocorre ao longo de grandes lineamentos estruturais e muitos se orientam paralelamente ao *trend* regional, situando-se, em geral, em áreas cratônicas ou de margem continental, normalmente exibindo estreita associação espacial e temporal com uma tectônica extensional.

Devido a estas características, a identificação da organização geral das ocorrências de minério de ferro da Bacia Jaibaras dentro de um arranjo geométrico coerente passa necessariamente pela compreensão do controle estrutural exercido pelas zonas de cisalhamento e falhamentos adjacentes e suas ramificações. O estudo da estruturação geral da região toma importância na medida em que, como é o caso de outros depósitos conhecidos ao redor do globo, as concentrações do minério parecem estar normalmente associadas a feições rúpteis, sendo possível, portanto, utilizando-se métodos estruturais, caracterizá-las e mesmo prever sua ocorrência tanto em termos de orientação como de arranjo geométrico.

3. Localização da Área

Localizada no noroeste do Ceará, na parte setentrional da Província Borborema à aproximadamente 245 km de Fortaleza. O principal acesso se dá pela rodovia BR-222 até o município de Sobral que é a segunda maior cidade do estado. A região mostra boas condições de acesso, com vilas e cidades com excelente infra-estrutura. A área de estudos abrange trechos das cartas topográficas 1:100.000: Sobral, Granja, Bela Cruz, Frecheirinha, Ipú e Santa Quitéria. Na figura 3.1 pode ser observado a sua localização na América do Sul, bem como da bacia em bege e do levantamento aerogeofísico em vermelho. No Anexo A é possível observar a geologia da área bem como os pontos coletados.

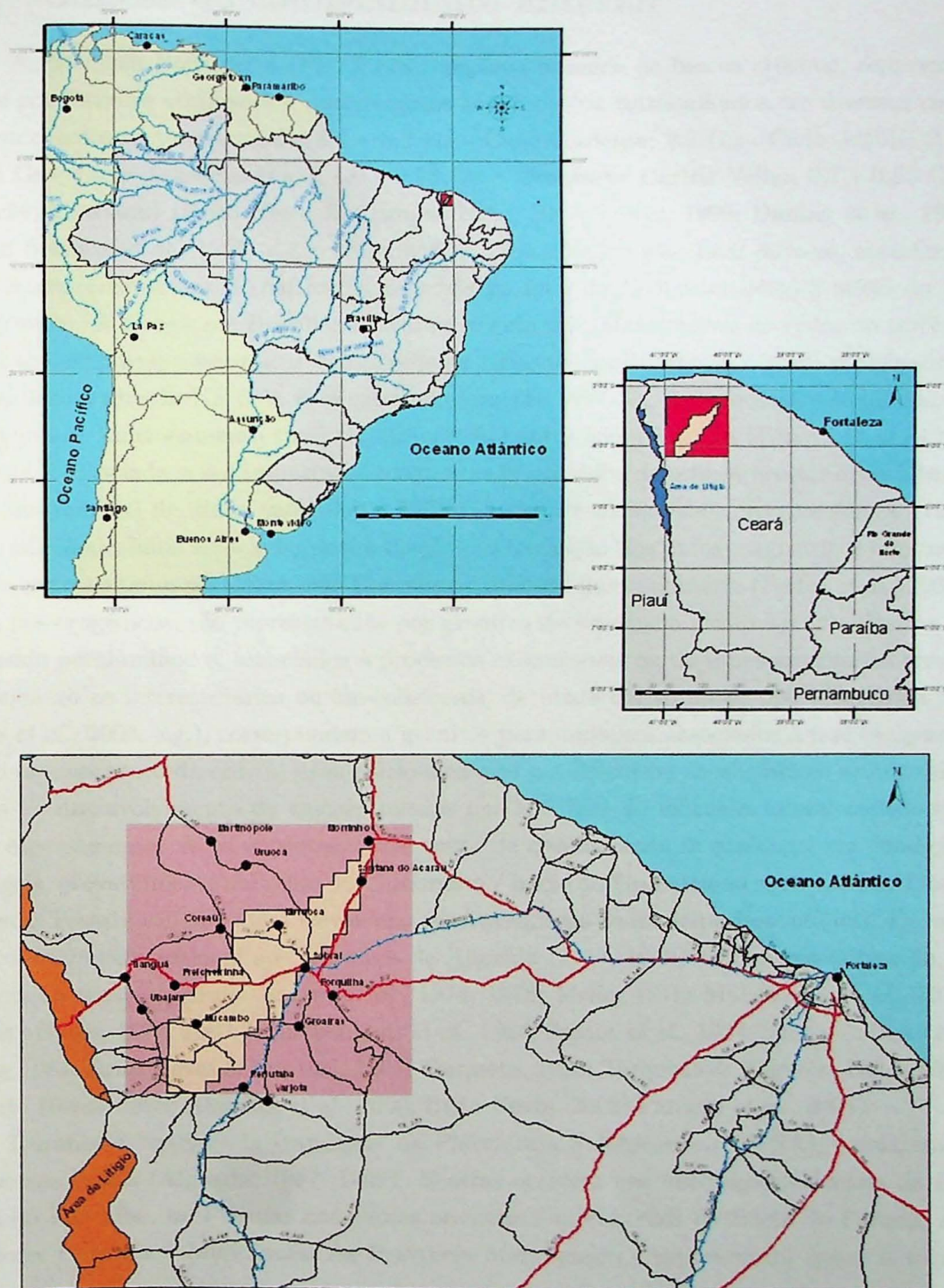


Figura 3.1: Localização da área de estudo em bege e do levantamento aerogeofísico em vermelho na América do Sul e Brasil.

4. Síntese do conhecimento anterior

A Província Borborema (PB) é um complexo mosaico de blocos crustais, representados por terrenos arqueanos e proterozóicos gerados e/ou retrabalhados em diversos ciclos e/ou eventos tectono-termiais (3,4 – 3,2 Ga - Ciclo Guriense; 2,7 Ga - Ciclo Jequié; 2,1 – 1,8 Ga - Ciclo Tansamazônico; 1,0 - 0,95 Ga – Orogênese Cariris Velho; 0,7 - 0,55 Ga - Ciclo Brasileiro) (Brito Neves & Campos Neto, 2002; Fetter, 1999; Dantas *et al.*, 1997; Van Schmus *et al.*, 1995, e.g.) (Figura 4.1). Sua configuração final deve-se, entretanto, à Orogenia Brasileira/Panafricana, ocorrida no final do Neoproterozóico e início do Fanerozóico. A Orogênese Brasileira é caracterizada por faixas móveis ao redor de terrenos arqueanos, paleoproterozóicos e uma rede de zonas de cisalhamentos dúcteis ramificadas e sinuosas de direção NE-SW, E-W, secundariamente, NW-SE, de extensão regional e idade mínima de funcionamento (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) entre 580 a 500 Ma (Féraud *et al.*, 1992, e.g.). É associada a um importante magmatismo granítico de origem crustal e/ou híbrida (manto/crosta) de idade entre 650 e 520 Ma. Os pré-colisionais, correspondem a granitos cálcio-alcálicos associados à subducção e à formação dos arcos magmáticos continentais, representados no Ceará pelo Complexo Tamboril Santa Quitéria (Fetter *et al.*, 2000). Os pós-orogênicos, são representados por granitos de tendência alcalina a sub-alcalina ou mesmo peraluminosos, associados a processos extensionais ou de espessamento da crosta. Enquanto os intermediários ou sin-colisionais, de idade em torno de 590 Ma (Brito Neves *et al.*, 2003, e.g.), correspondem a granitos peraluminosos associados à fase tangencial (ao espessamento da crosta) e/ou cálcio-alcálicos potássicos ou shoshoníticos acompanhados ao desenvolvimento de transcorrências ligado à fase de extrusão lateral consecutiva ao espessamento. A movimentação das zonas de cisalhamento se prolonga, em condições frágeis, provavelmente até o fim do Cambriano / início do Ordoviciano e, no caso do Lineamento Transbrasileiro, até o Devoniano (provavelmente de maneira descontínua). Deve-se o conhecimento regional aos trabalhos de Almeida (1967, 1969) e inúmeros outros de integração regional, como (Soares *et al.*, 1974, 1978; Mello, 1978; Mabesoone *et al.*, 1971; Brito Neves, 1975, 1983; Schobbenhaus *et al.*, 1984; Santos *et al.*, 1984; Santos & Brito Neves, 1984; Brito Neves & Cordani, 1991; Torquato, 1995; Torquato & Nogueira Neto, 1996; Brito Neves, 1998; Almeida *et al.*, 2000; Brito Neves, 2002; Parente *et al.*, 2004).

Durante o “estágio da transição” da Plataforma Sul-Americana (PSA), formaram-se diversas bacias (Almeida, 1967, 1969). E estas ocorrem nas imediações orientais da Bacia do Parnaíba, na PB, nas imediações orientais e meridionais da Bacia do Paraná, nos setores Centrais e Meridionais da Província Mantiqueira e representam quase a totali-

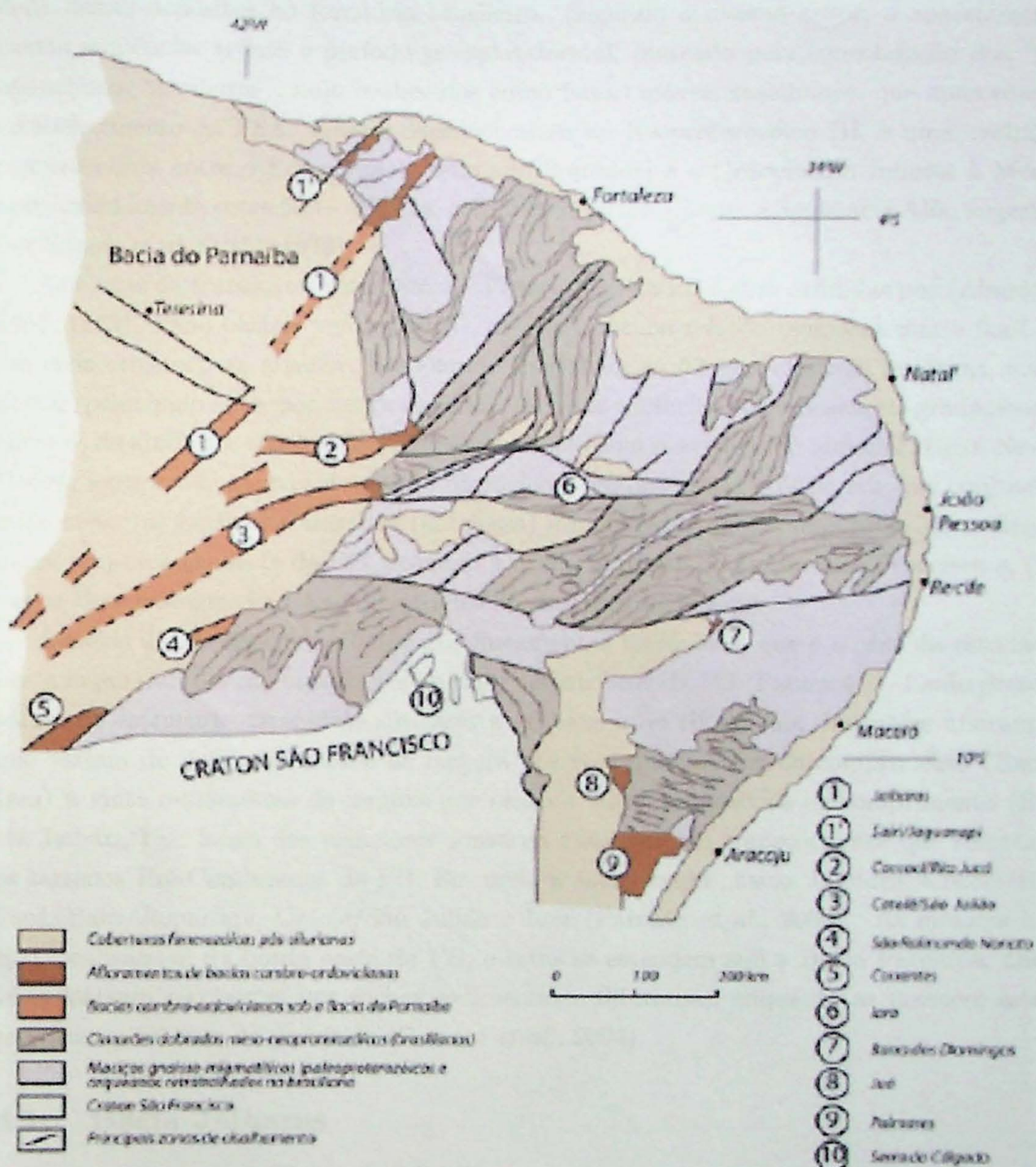


Figura 4.1: As bacias de transição no contexto da Província Borborema, reproduzido de Teixeira *et al.* (2004).

dade desses depósitos no território brasileiro. Segundo o mesmo autor, o aparecimento destas seqüências reflete o período paraplataformal, marcado pela consolidação dos “geossinclíneos brasileiros”, hoje conhecidos como faixas móveis brasileiras, que antecedeu o estabelecimento da PSA. Elas se desenvolveram no Neoproterozóico III, e uma evolução compreendida entre o Ediacarano (Vendiano Superior) e o Ordoviciano Inferior à Médio aproximadamente entre 600 – 470 Ma, compreendendo em parte, a Seqüência Alfa, sugerida por Soares *et al.* (1974, 1978).

As bacias da transição Proterozóico – Fanerozóico da PB foram definidas por (Almeida, 1967, 1969), como bacias “molassóides”, devido à íntima relação temporal com o final de um ciclo orogenético, a saber, Brasileiro. Englobam seqüências clásticas imaturas, compostas, principalmente, por conglomerados, arenitos e folhelhos com passagem gradacionais entre si, de ambiente continental, associado ou não com magmatismo bimodal. Brito Neves (1998), agrupou-as através de estudo litológico e tectono-estratigráfico, em dois conjuntos diferentes: (a) bacias de antepaís (antefossa) e intrafossas, localizadas no orógeno Sergipano, na porção sudeste da PB, próximo à borda nordeste do Cráton São Francisco e, (b) bacias desenvolvidas ao longo de grandes lineamentos tectônicos.

Aquelas desenvolvidas ao longo dos lineamentos tectônicos, que é o caso da estudada nesta monografia, estão localizadas no setor setentrional da PB (Figura 4.2). Estão preservadas em estruturas tectônicas similares a grábens e/ou riftes, com dimensões aflorantes que variam de dois quilômetros de largura por sete quilômetros de comprimento (Bacia Iara) a vinte quilômetros de largura por cento e vinte quilômetros de comprimento (Bacia Jaibaras) ao longo das principais zonas de cisalhamento transcorrentes que recortam os terrenos Pré-Cambrianos da PB. Em meio a estas, estão: bacia Jaibaras, Cococi/Rio Jucá, Sairi/Jaguarapi, Catolé/São Julião e Iara (Parente *et al.*, 2004). As maiores bacias localizam-se na borda oeste da PB, e estas se estendem sob a Bacia Parnaíba, onde se encontram recobertas por rochas sedimentares Silurianas, enquanto as menores estão restritas ao interior da província (Parente *et al.*, 2004).

4.1. Bacia Jaibaras

O arcabouço estrutural do Pré-Cambriano, na área da Bacia Jaibaras (BJ), é caracterizado pela presença de grandes falhamentos, que se sobrepõem aos elementos de uma fase anterior a tectônica plástica (Costa *et al.*, 1973). Do ponto de vista macro, o escudo Pré-Cambriano, no noroeste do Ceará, é estruturado em uma sucessão horsts e grábens, com orientação NE-SW, o que evidencia grande mobilidade tectônica na região, nos períodos fi-

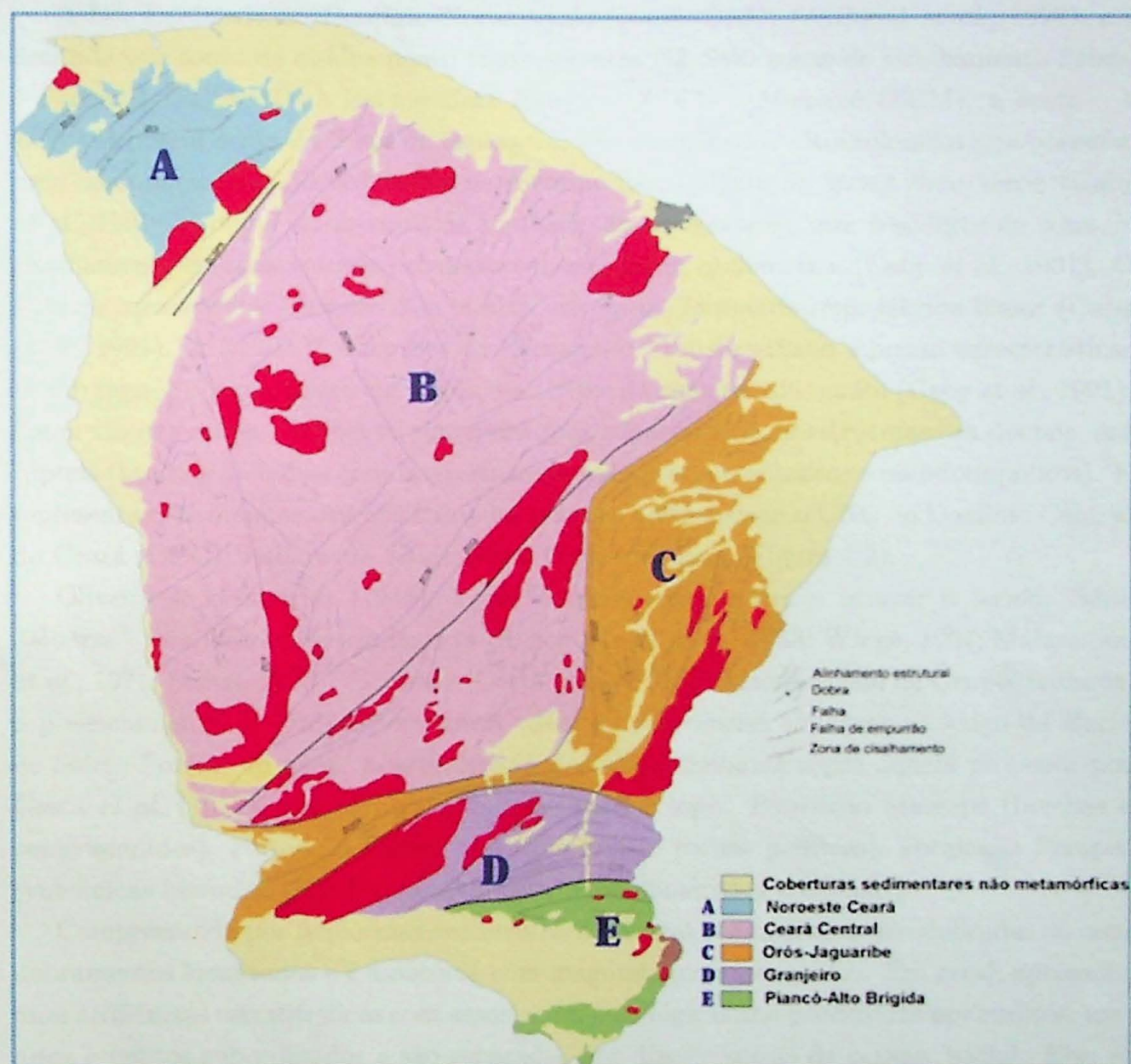


Figura 4.2: Domínios Tectônicos do Estado do Ceará (Arthaud *et al.*, 1998).

nais do Pré-Cambriano e no Paleozóico Inferior, com reativações secundárias, dúctil-rúptil e rúptil posteriores, que provavelmente estão relacionadas à abertura do rifte que deu origem a estas bacias.

A BJ, localizada no Domínio Noroeste do Ceará (DNC) (Arthaud *et al.*, 1998), e é limitada por zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW: zonas de cisalhamento Sobral – Pedro II (ZCSP II), a leste e Café Ipueiras (ZCCI) e Massapê (ZCM), a oeste. A ZCSP II possui cerca de 2 km de espessura, são encontrados ultramilonitos que possuem uma assembléia mineral indicativa de metamorfismo acima da fácies xisto verde (Caby *et al.*, 1991). Dobras sin-miloníticas também são encontradas, mas a sudeste da zona de cisalhamento essas estruturas desaparecem em poucos quilômetros (Caby *et al.*, 1991). O quartzo apresenta-se estirado e a biotita orientada, formando uma fábrica linear (Caby *et al.*, 1991). A ZCSP II faz parte do lineamento Transbrasiliano e possui características de um regime pós-orogênico em condições abaixo da zona da sillimanita (Caby *et al.*, 1991). Estas são de caráter recorrente, marcadas pela superposição de estruturas ora dúcteis, ora rúpteis (brechas de falhas com fragmentos de milonitos, cataclasitos e pseudotaquilitos). E representam as maiores discontinuidades crustais que separam o DNC do Domínio Central do Ceará (DCC), o chamado Lineamento Transbrasiliano (Figura 4.2).

Oliveira & Leonardos (1943), foram os primeiros autores a utilizar o termo “Série Jaibaras”, que foi modificado mais tarde por (Kegel *et al.*, 1958; Winge, 1967; Mabesoone *et al.*, 1971; Danni, 1972). Contudo (Costa *et al.*, 1973), denominaram de Grupo Jaibaras, o preenchimento do gráben homônimo, além de ocorrências similares ao longo da Bacia de Sairi. Porém, no geral, a estratigrafia do Grupo Jaibaras segue aquela proposta por Costa *et al.* (1973), que apresenta da base para o topo: Formação Massapê (brechas e conglomerados); Formação Pacujá (arenitos finos e rochas pelíticas); Formação Parapuí (vulcânicas bimodais) e Formação Aprazível (conglomerados a brechas).

Compreendida por seqüências sedimentares vulcano-sedimentares não dobradas ou com dobramentos localizados e é associada com magmatismo anorogênico. Em geral, apresenta duas seqüências estratigráficas com associações faciológicas compreendidas por ruditos, arenitos e pelitos subordinados e são separadas por discordâncias de caráter bacial. Elas se caracterizam pelo extenso truncamento erosivo das unidades subjacentes e pela presença de clastos litificados dos sedimentos sotopostos nos depósitos sobrejacentes (Costa *et al.*, 1973; Oliveira *et al.*, 1974; Sousa & Sabadia, 1988; Parente *et al.*, 1990a). Em geral apresenta preenchimento sedimentar e/ou vulcano-sedimentar recorrente, com fácies rudíticas nas porções basais/proximais que gradam para arenitos, por vezes associados com pelitos, nas

porções de topo distais. O magmatismo é extrusivo e hipoabissal de composição bimodal, com granitos alojados nas zonas de borda (Parente *et al.*, 2004).

O intervalo máximo que ocorreu a deposição das seqüências estratigráficas, são chamadas de seqüências Alfa Inferior e Alfa Superior, é de cerca de 120 Ma (Parente *et al.*, 2004), balizado entre a colocação do enxame de diques Aroreira no Vendiano (cerca de 562 Ma) (Sial & Long, 1987; Tavares *et al.*, 1990), tida como precursora à sedimentação da BJ Almeida (1998). Considerando os hiatos temporais, o período efetivo de sedimentação foi menor, correspondendo a ciclos de 2ª ordem de 107 a 108 Ma (Assine, 2001). A Sequência Alfa Inferior na BJ, apresenta 2.600 m de espessura (Costa *et al.*, 1973), enquanto a Sequência Alfa Superior tem 450 m (Costa *et al.*, 1973). Porém, deve-se levar em conta que os valores acima foram obtidos de seções superficiais, sem nenhuma corroboração de sondagem ou geofísica.

4.2. Sequência Alfa Inferior (Vendo-Cambriano)

A Formação Massapê (Parente *et al.*, 2004), que gradam, na vertical e lateral para arenitos é composta por conglomerados e brechas polimíticas, sustentados predominantemente pelo arcabouço. São pouco organizados nas porções proximais, às vezes com gradação inversa na base das camadas de espessura decimétrica. Adquirem maior organização nas porções mais distais, e apresentam camadas centimétricas com gradação normal e aumento do percentual de matriz para o topo, no contato interdigitado com os arenitos da Formação Pacujá. Os clastos do arcabouço variam de tamanho, de seixos até matacões, e são compostos de: gnaiss, quartzo de veio, anfíbolitos, arenitos arcóseos micáceos do Grupo Ubajara, localizado na faixa móvel brasileira Médio Coreá (Costa *et al.*, 1973). Tem matriz arenosa fina cinza-arroxeadas e muito dura. E ainda é observado orientação de eixos maiores de clastos, tanto paralela, quanto perpendicular aos limites das camadas. O contato entre as formações Massapê e Pacujá é dado por arenitos com características de sigmoides deltaicas (Della Fávera, 2001).

A Formação Paujá (Parente *et al.*, 2004), compreende arenitos finos a médios, arcóseos e micáceos, em camadas decimétricas bem estratificadas e, por vezes, intercalada com folhelhos, com os conglomerados ocorrendo de forma subordinada. Essas camadas areníticas são maciças ou com estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, e às vezes com laminação convoluta. No topo delas podem ocorrer marcas onduladas simétricas e assimétricas, associadas a estratificações cruzadas *micro-hummockys* (Costa *et al.*, 1973). Na base pode ser erosiva, com intraclastos pelíticos na porção inferior das

camadas. Enquanto que as camadas pelíticas possuem espessuras centimétricas, arroxeadas, laminação plano-paralela e algumas vezes gretas de contração (Costa *et al.*, 1973; Gorayeb *et al.*, 1988; Quadros *et al.*, 1994; Parente *et al.*, 2004).

As fácies basais da BJ, segundo Parente *et al.* (2004), se articulam em sistemas deposicionais lateralmente contíguos, como o resultado da sedimentação em leques aluviais que progradam em um corpo aquoso, que está submetido na maior parte do tempo a processo de baixa energia, mas que é eventualmente afeado por ondas de tempestade e erupções vulcânicas. Estes autores sugerem então que, as fácies geradas por ondas de tempestade, talvez indiquem uma conexão com o mar aberto. Contudo, os mesmos ainda previnem que as feições observadas não representam indícios inequívocos de sedimentação marinha, como depósitos de planície de maré, fósseis e icnofósseis. E nem mesmo a estratificação cruzada, dita *hummocky*, seria indício exclusivo de ambiente marinho, pois estas podem se formar em lagos de grande extensão superficial sujeitos a tempestades. Concluem, então, que a sua classificação quanto ao ambiente deposicional continua em aberto, mas o mais provável seja lacustre devido correlação com as bacias inseridas no mesmo contexto.

4.3. Seqüência Alfa Superior (Cambriano-Ordovinciano)

Caracterizada pela deposição da Formação Aprazível, que são formados pelos conglomerados do topo da seqüência deposicional da BJ (Parente *et al.*, 2004). Estes são sustentados por um arcabouço cuja granulometria varia de seixo a matacão, em uma matriz arenosa. Seus clastos são principalmente de rochas vulcânicas: basaltos, diabásios, gabros, dacitos e riolitos. Há também clastos do embasamento (Granito Meruoca e Grupo Ubajara) e sedimentos das formações Pacujá e Massapê (Costa *et al.*, 1973). São observados em alguns clastos de rochas vulcânicas, bordas ou golfos invadidos pela matriz, que indica plasticidade durante a incorporação ao sedimento. Por vezes, ocorrem intercalações lenticulares descontínuas de riolito, de comprimento métrico e espessura centimétrica, em meio a conglomerados organizados, o que evidencia o sincronismo do vulcanismo com a sedimentação clástica.

Parente *et al.* (2004), afirmam que no geral as camadas têm espessura decimétrica a métrica, geometria tabular e contatos basais bruscos e às vezes erosivos. Ainda segundo os mesmos, estes conglomerados são maciços, com gradação normal e, vez ou outra, inversa apenas na base da camada. Apresentam estratificação incipiente, isso quando há plano-paralelas ou cruzadas tabulares/tangenciais. No topo são comuns arenitos médios a finos estratificados. As camadas conglomeráticas, apresentam tendência à granodecrescência

para o topo, com aumento da partição de camadas de arenitos arcossianos e localmente micáceos, rósea a vermelha, apresentando-se maciços ou estratificados. Subordinados a estes, ocorrem associações heterolíticas de arenitos finos à siltitos. Os arenitos têm laminações plano-paralela e cruzadas além de feições de fluidização e marcas onduladas simétricas a assimétricas ou lineações primárias no topo. Enquanto os siltitos são roxos com laminação plano-paralela e gretas de contração (Quadros *et al.*, 1994; Parente *et al.*, 2004).

Cabe destacar que a associação com produtos vulcânicos, ainda em estado plástico, comprova o sincronismo, pelo menos parcial, destes fluxos de massa com a atividade eruptiva, e foi desse modo caracterizado como depósitos *lahars* (Orton, 1996). E os arenitos intercalados às porções distais das fácies conglomeráticas são parecidos com aqueles associados aos ruditos Massapê, o que indica uma deposição em ambiente subaquoso raso de baixa energia, e que seja provável lacustre (Parente *et al.*, 2004).

4.4. Associação Magmática

Almeida (1998), reuniu as associações vulcano-plutônicas da BJ em três suítes magmáticas: as Suítes Aroeira, diques Coreau (Oliveira, 2000, 2001), representam os enxames de diques da borda ocidental da bacia; Parapuí, o vulcanismo intrabacia e a Meruoca e Mucambo para os granitos anarogênicos. Ainda segundo o mesmo autor, a maior parte dos diques exibe geometria compatível com aquelas de fraturas extensionais, associadas a zonas de cisalhamento. E este, ao considerar o espaço de acomodação dos corpos graníticos, interpreta que os batólitos de Meruoca e Mucambo, tiveram sua colocação controlada principalmente pela ZCSP II.

Segundo Parente *et al.* (2004), diversas manifestações magmáticas intrusivas e extrusivas pós-brasilianas, ocorrem dentro e adjacente aos limites da bacia. As primeiras são enxames de diques escalonados de rochas subvulcânicas, as quais: basaltos, quartzo-dioritos, dacitos, riódacitos e riolitos pórfiros, onde estes últimos são encontrados na borda da bacia (Almeida, 1998). Datações radiométricas Rb/Sr, em rocha total, de alguns diques que afloram na borda da BJ, indicam 580 Ma (Novais *et al.*, 1979); 562 ± 19 Ma (Sial & Long, 1987) e 562 ± 10 Ma (Tavares *et al.*, 1990).

As rochas magmáticas da BJ são principalmente extrusivas bimodais e de ambiente continental, que se associam e/ou recortam as seqüências sedimentares, em diferentes níveis estratigráficos (Parente *et al.*, 2004). As máficas, mais volumosas, têm espessura variada e em alguns casos alcançam 350 m (Costa *et al.*, 1973). Enquanto as vulcânicas apresentam natureza alcalina e toleítica e encontram-se alteradas hidrotermalmente, onde as alterações

sódicas e propilíticas são as mais comuns (Parente *et al.*, 2004).

As vulcânicas máficas variam em composição e textura, e são representadas por: basaltos, basalto-andesíticos com níveis amigdaloidais, mugearitos, hawaiitos com teores de sílica entre 43 a 54%. Enquanto as vulcânicas félsicas são compreendidas por riolitos, com teores de sílica maiores que 70%. Cabe destacar que o alto teor de FeO total (10 a 16%) e a presença de quartzo normativo em algumas rochas basálticas indicam uma natureza transicional para a série toleítica (Parente *et al.*, 2004). As rochas vulcânicas máficas junto com as hipoabissais representam cerca de 80% dos corpos mapeados e são resultado de manifestações policíclicas. E esse caráter recorrente do vulcanismo é marcado por fragmentos de rochas sedimentares incorporados por lavas maciças (Parente *et al.*, 2004).

As rochas intrusivas localizam-se na borda da bacia, e recortam parcialmente o conjunto vulcano-sedimentar basal além de desenvolverem uma discreta auréola termo metamórfica nas rochas encaixantes (Parente *et al.*, 2004). Representam plutonismo granítico anorogênico, tipo A, de dimensão stock a batolítica e são eles: granitos Meruoca, no contato norte com a BJ e Mucambo, no contato sul com BJ; com composições e texturas diferentes (Parente *et al.*, 2004).

O plúton Mucambo, com 180 km de área, tem aspecto monótono e é formado por rochas de granulação grossa, equigranular a porfírica, com raros fenocristais de microclina que atingem até 10 cm. Predominam quartzo sienitos e quartzo monzonitos granitos com hornblenda e biotita (Sial *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1988; Sial, 1989; Parente *et al.*, 2004). O plúton Meruoca, que é o maior da região, com 400 km, tem uma forma grosseiramente quadrada. A maior parte dele é constituída por sieno-granitos e álcali-feldspato granito, vermelhos, de granulação média a grossa. Em menor quantidade, aparecem rochas graníticas cinza esverdeadas contendo faialita (Sial *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1988; Sial, 1989; Parente *et al.*, 2004). Enquanto isso diques e apófises de rochas básicas a ácidas, de tamanho reduzido, representadas por basaltos-andesíticos, granófiros, riolitos, microgranitos e pegmatitos recortam tanto os granitos quanto as rochas vulcano-sedimentares da BJ, prova adicional da dinâmica recorrente deste magmatismo (Sial *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1988; Sial, 1989; Parente *et al.*, 2004).

No geral, estes plútons, apresentam natureza alcalina à subalcalina, são isótopos na parte central e são orientados ou mesmo deformados nas bordas por cisalhamento rúptil (Sial *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1988; Sial, 1989; Parente *et al.*, 2004), *vide* contato destes dois plútons com as ZCCI e ZCM. Próximo e principalmente nestes contatos, se desenvolve uma pronunciada cataclase acompanhada em alguns casos, de forte alteração

hidrotermal, em particular, propilitização, hematização e sulfetação dos granitos (Sial *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1988; Sial, 1989; Parente *et al.*, 2004). E esta alteração é observada em maior escala nos contatos sul do Granito Meruoca e norte do Granito Mucambo com a BJ. Segundo Parente *et al.* (2004), estas feições são equivalentes às encontradas em depósitos da classe Cu-óxidos de Fe de Hitzman (2000), o que torna essas regiões potenciais alvos à formação de depósitos similares.

4.5. Evolução Tectônica

Vários modelos têm sido propostos para a evolução da BJ, estes são: grábens preenchidos por molassas (Kegel *et al.*, 1958; Costa *et al.*, 1973; Brito Neves, 1975; Nascimento & Gava, 1979; Mello, 1978; Cavalcante *et al.*, 1983; Brito Neves *et al.*, 1984); bacias intermontanas preenchidas por sedimentos molássicos (Almeida, 1967, 1969; Danni, 1972; Mabesoone *et al.*, 1971); grábens preenchidos por seqüências vulcano-sedimentares (Parente & Fuck, 1987; Quadros *et al.*, 1994; Quadros & Abreu, 1995); bacias *pull-apart* ou *rombo-graben* (Gorayeb *et al.*, 1988; Parente *et al.*, 1990b; Abreu *et al.*, 1993; Vasconcelos *et al.*, 1998); bacias de extrusão (Brito Neves, 1998, 2002) e rifte ativado (Oliveira, 2000, 2001; Oliveira & Mohriak, 2003).

Como dito antes, a BJ, é controlada e limitada por zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW e E-W. Estas podem conduzir a uma extensão ou compressão local (Parente *et al.*, 2004). Nas zonas curvas de divergência (*releasing bend*), formam-se as bacias de afastamento, *pull-apart*, cuja geometria e distribuição da associação faciológica no interior da bacia se alteram em função do progresso da deformação (Parente *et al.*, 2004). Enquanto as bacias rifte, associadas à transtração, são conhecidas também como bacias rifte modificas. Estas correspondem àquelas bacias formadas por zonas extensionais, marcadas por um conjunto de falhas normais, oblíquas às principais margens da bacia, que se assemelham a *tension gashes* em ambientes de zonas transcorrentes (Parente *et al.*, 2004).

Contudo a BJ, segundo Parente *et al.* (2004), apresenta as seguintes características sedimentológicas: (a) uma tendência à assimetria, tanto longitudinal quanto lateral em resposta a migração dos depósitos centrais devido ao movimento das transcorrências; (b) fácies sedimentares com variações laterais abruptas, e discordâncias locais; (c) presença de períodos episódicos de rápida subsidência, resultado em espessas séries sedimentares e (d) diferenças expressivas da espessura das seqüências estratigráficas e geometria das fácies. Além de limites definidos por zonas de falhamento transcorrentes, recorrentes; reconhecimento de duas fases transtrativas e vulcanismo bimodal e fissural. Desse modo

Parente *et al.* (2004), enquadram a BJ como uma bacia tipo rifte associada à transtração.

3.1.2. Bacia do Rio São Paulo

A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar localizada no nordeste do Estado de São Paulo, com uma área de 1.200 km². Ela é caracterizada por uma sequência de rochas sedimentares que incluem arenitos, argilitos e calcários.

Esta bacia é considerada uma bacia tipo rifte, associada à transtração da região. A sua evolução tectônica é marcada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia. A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar que se desenvolveu durante o período Cretáceo, sob o regime tectônico de extensão. A sua evolução é caracterizada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia. A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar que se desenvolveu durante o período Cretáceo, sob o regime tectônico de extensão. A sua evolução é caracterizada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia.

3.1.3. Bacia do Rio São Paulo

A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar localizada no nordeste do Estado de São Paulo, com uma área de 1.200 km². Ela é caracterizada por uma sequência de rochas sedimentares que incluem arenitos, argilitos e calcários. A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar que se desenvolveu durante o período Cretáceo, sob o regime tectônico de extensão. A sua evolução é caracterizada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia.

Esta bacia é considerada uma bacia tipo rifte, associada à transtração da região. A sua evolução tectônica é marcada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia. A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar que se desenvolveu durante o período Cretáceo, sob o regime tectônico de extensão. A sua evolução é caracterizada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia.

3.1.4. Bacia do Rio São Paulo

A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar localizada no nordeste do Estado de São Paulo, com uma área de 1.200 km². Ela é caracterizada por uma sequência de rochas sedimentares que incluem arenitos, argilitos e calcários. A Bacia do Rio São Paulo é uma bacia sedimentar que se desenvolveu durante o período Cretáceo, sob o regime tectônico de extensão. A sua evolução é caracterizada por uma série de eventos que incluem a formação de falhas normais e a subsidência da bacia.

5. Materiais e Métodos

Nesta seção são apresentados os materiais e métodos utilizados para atingir os objetivos. E estes são discriminados sucintamente abaixo.

5.1. Pesquisa Bibliográfica

O levantamento bibliográfico foi realizado, utilizando o acervo da Biblioteca do Instituto de Geociências da USP. Por meio do Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP).

Foram coletadas informações sobre trabalhos publicados com enfoque em geologia regional da área de estudo. Trabalhos de detalhe são raros. Contudo, existem descrições detalhadas dos mapeamentos em escala regional realizados pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). Além do acervo digital mais recente da mesma empresa (Sistema de Informação Geográfica – CE), também em escala regional (Cavalcante *et al.*, 2003). Conjuntamente, foram estudados trabalhos, sejam teóricos, experimentais ou de aplicação, versando sobre geologia estrutural aplicado ao tectonismo rúptil. Além de trabalhos relativos a cada método específico utilizado como ferramenta na obtenção dos resultados pretendidos.

5.2. Lineamentos

A extração dos lineamentos foi executada a partir da interpretação de mapas de sombreamento em diferentes ângulos de iluminação, produzidos com base em imagem de radar orbital (Shuttle Radar Topography Mission - SRTM, da sigla em inglês), resolução de 90 m. Adquiridas no site do Laboratório de Propulsão a Jato (JPL, da sigla em inglês) da NASA (www2.jpl.nasa.gov/srtm/).

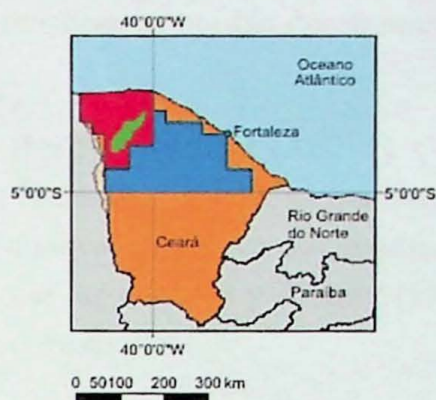
Para identificação e extração dos lineamentos seguiu-se a proposta indicada por Riccomini & Crósta (1988). A sobreposição dos lineamentos extraídos a partir da fonte foi feita digitalmente, por meio do programa ArcGIS 9.1.

5.3. Aerogeofísica

Os dados aerogeofísicos utilizados nesta monografia foram adquiridos por intermédio da co-orientadora junto a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e pré-processados por Amaral (2007). E representam os aerolevantamentos relativos aos Projetos

Rio Acaraú (1975) e Itattira (1977) (Figura 5.1). Para a sua utilização nesta monografia o arquivo foi cedido em forma de grid com espaçamento da célula de 250 x 250 m.

Características dos Levantamentos Aerogeofísicos





 Projeto da Série 1000 1022 - Projeto Rio Acaraú	 Projeto da Série 2000 2027 - Projeto Itatira
Identificação	Identificação
Contratante: Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM Contratado: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM Solicitação: DNPM/DGM/CPRM 053/74 Ano do Levantamento: 1975 Objetivo: Levantamento, processamento e interpretação de dados magnéticos e radiométricos Estados: Ceará e Piauí	Contratante: Empresas Nucleares Brasileiras S.A. - NUCLEBRAS Contratado: LASA - Engenharia e Prospecções S.A. Solicitação: sem informação Ano do Levantamento: 1977 Objetivo: Levantamento, processamento e interpretação de dados magnéticos e radiométricos Estado: Ceará
Levantamento	Levantamento
Métodos: Magnetometria e Gamaespectrometria Contratante: CPRM Contratado: PROSPEC S.A. Contrato: 213/DA/74 - 05/08/74 Período: 08 a 12 de 1975 Número de Áreas: 01 Total de Perfis: 23.720 km Intervalo de Amostragem: 2 s Altura do Voo: 150 m Área Total: 21.000 km ² Direção da Linha de Voo (LV): N - S Espaçamento (LV): 1 km Direção da Linha de Controle (LC): E - W Espaçamento (LC): 20 km Tempo de Integração Gama: 2 s Produtos: registros analógicos; filmes de rastreio; fotomosaicos com posicionamento dos perfis; e, fitas magnéticas de campo	Métodos: Magnetometria e Gamaespectrometria Contratante: NUCLEBRAS Contratado: LASA Contrato: sem informação Período: 10 a 11 de 1977 Número de Áreas: 03 Total de Perfis: 80.000 km Intervalo de Amostragem: 1 s Altura do Voo: 150 m Área Total: 38.000 km ² Direção da Linha de Voo (LV): N - S Espaçamento (LV): 500 m Direção da Linha de Controle (LC): E - W Espaçamento (LC): 20 km Tempo de Integração Gama: 1 s Produtos: registros analógicos; filmes de rastreio; fotomosaicos com posicionamento dos perfis; e, fitas magnéticas de campo

Figura 5.1: Compilação da base de dados aerogeofísicos da área em questão integrados por Amaral (2007). Fonte CPRM (1995).

As imagens aeromagnéticas utilizadas neste trabalho foram:

- Primeira Derivada Vertical - Filtro que permite analisar a geometria da superfície da malha regular; tendem a ressaltar as bordas das anomalias e realçar feições superficiais (Davis, 1986);
- Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) - que é o vetor resultante da composição das derivadas horizontais tomadas nas direções x e y ; a magnitude do gradiente é dada pela raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais do campo potencial $G(x, y)$ nas direções x e y Blakely (1995). Elas indicam mudanças laterais abruptas do campo magnético;
- Amplitude do Sinal Analítico (ASA) - baseia-se no uso de gradientes (derivadas) vertical e horizontal de anomalias do campo potencial e foi desenvolvida por Nabighian (1972) para estruturas 2-D. Esse método diz que os corpos anômalos têm magnetização uniforme e que as seções transversais de todos estes podem ser representados por polígonos, onde a extensão em profundidade é finita ou infinita. Este é um filtro bastante conveniente para a determinação de parâmetros geométricos, onde os valores máximos de contrastes magnéticos determinam o contorno das fontes magnéticas (Nabighian, 1972).

Os dados aerogamaespectrométricos são obtidos a partir da radiação gama emitida naturalmente pelos elementos K, Th e U que compõem diversos tipos de rochas. E estas são complementares ao estudo dos produtos derivados do campo magnético anômalo, pois representam apenas alguns centímetros da superfície terrestre (30,0 cm). As imagens utilizadas para o trabalho foram:

- Canal do Potássio (K) - representa o elemento mais abundante entre os elementos medidos neste tipo de levantamento (250 a 12 cps); pois é um radioelemento muito comum em rochas de composição granítica e sedimentar; é utilizada no mapeamento de unidades, suítes ou corpos graníticos diversos;
- Canal do Tório (Th) - é o mais inerte (resistato) dos três radioelementos; a sua concentração é medida pelo elemento filho (série do decaimento) ^{208}Th ; quando há concentrações maiores que os demais pode indicar regiões de maior intemperismo químico;

- Cana do Urânio (U) – urânio é o elemento com menor concentração média na crosta da Terra. Porém é solúvel em ambiente oxidante formando minerais com óxidos de ferro e carbonatos favorecendo a sua mobilidade (Hoover & Pierce, 1990).

5.4. Levantamentos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados entre os dias 15 de Janeiro a 09 de Fevereiro de 2007. Foram coletados 73 (setenta e três) pontos no total. Com objetivo de reconhecer as unidades litológicas que compõem a área, sua relação estratigráfica, análise e caracterização das estruturas, principalmente rúpteis e, quando possíveis, dúcteis. As juntas foram às principais estruturas medidas e observadas em campo, seguidas de falhas (com estrias), diques, foliações miloníticas e acamamento.

5.4.1 Juntas

Caracterização do estilo (joint style), como: dimensão, morfologia da superfície, espaçamento, frequência, preenchimento e terminações. Organizand-as, em seguida, pela sua classe genética em conjuntos (sets). Quando possível foi observado a cronologia entre os conjuntos (Dunne Hancock, 1994). E classificando-as, preliminarmente quanto ao seu regime tectônico.

Para amostragem, foi escolhido o método estatístico do círculo com raio variado, o qual variou de 0,25 a 1,0 m (Araújo Filho, 2003) (Figura 5.2). Permite a mensuração da frequência e espaçamento, que são a distância entre juntas e o tamanho das estruturas, respectivamente, dentro do mesmo círculo. A contagem é feita para todos os conjuntos (sets) observados no afloramento. Para mensuração, os materiais necessários foram: bússola CLAR, modelo BREITHAUPT; giz; e, trena. E os dados obtidos são: atitude, em CLAR; frequência; e espaçamento (e.g., 40/56 – 9,0 cm x 43,0 cm). A partir destes, é possível obter a frequência média (Fm) (Equação 1) e espaçamento médio (Em) (Equação 2):

$$Fm = \sum \frac{F}{\pi r^2} \quad (1)$$

$$Em = \sum \frac{E}{n} \quad (2)$$

onde, F, a frequência medida no círculo; r, o raio do círculo; E, o espaçamento medido

no círculo; e n , o número de dados coletado no círculo.



Figura 5.2: Diagrama de um levantamento de campo. O diagrama mostra a planilha de dados coletados no círculo, com as colunas 'Parâmetros' e 'Observações'. A planilha contém os dados de um levantamento de campo, incluindo os valores de comprimento, largura, área e volume.

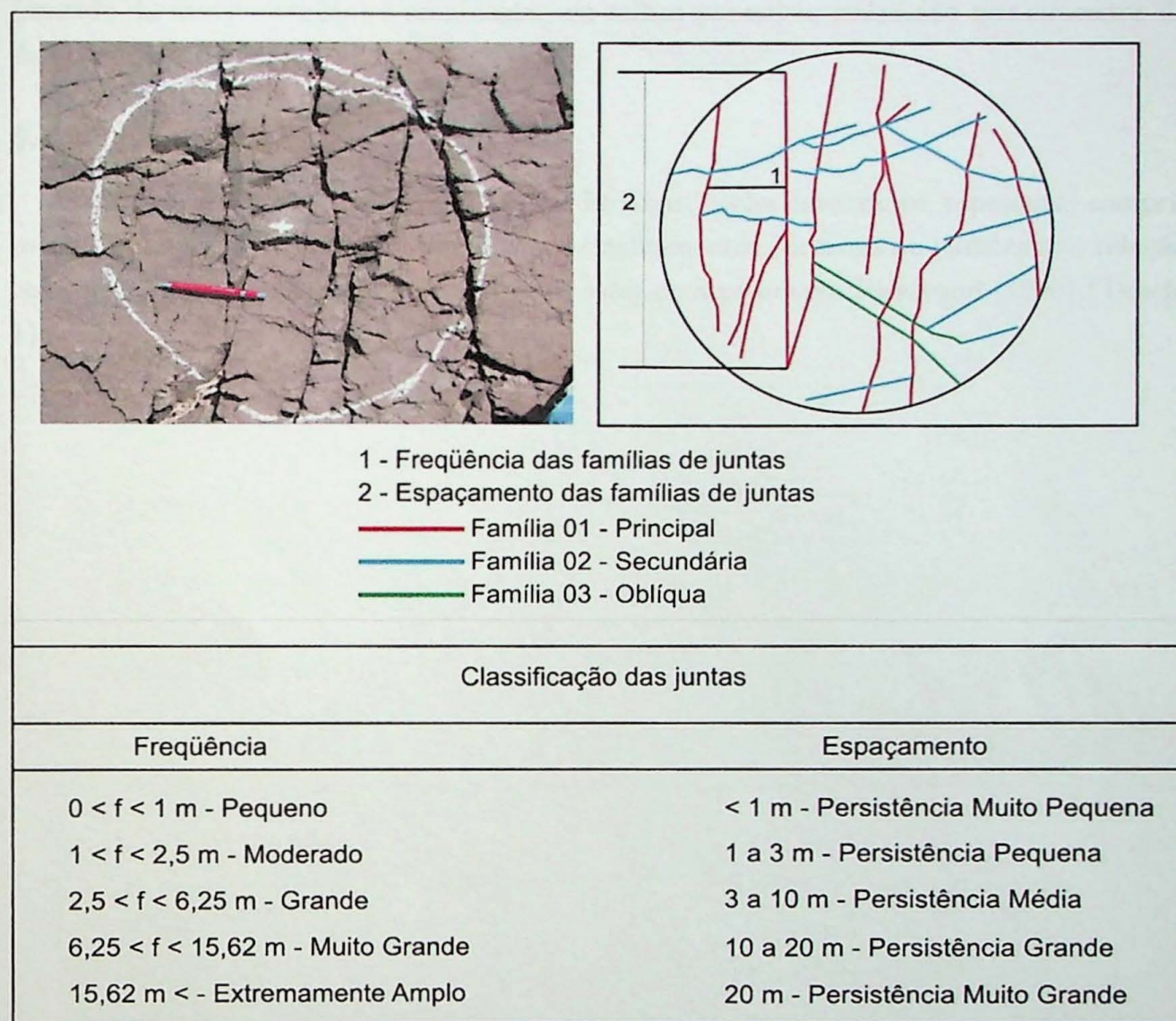


Figura 5.2: Método do círculo com raio variado em afloramento de basalto toleítico da Formação Parapuí, ponto CE-18. E classificação das juntas com relação à frequência e espaçamento utilizado em campo (Arthaud, 2002).

5.4.2 Falhas

Foram realizados estudos quantitativos e qualitativos para sua caracterização. Baseados na tectônica (rúpteis ou dúcteis), tipo (normal, inversa ou transcorrente), cinemática (sentido da movimentação) e cronologia, em falhas pareadas, embasado nos conceitos de Angelier (1979, 1994).

5.4.3 Diques

Os principais critérios utilizados foram: litologia; rocha encaixante; espessura; comprimento, quando possível; deslocamentos por cisalhamentos (destrais ou sinistrais) e relação com outras estruturas, caso haja. Critérios estes de acordo com Rickwood (1990) (Tabela 1).

Termo Descritivo	Espessura	Comprimento
Microdiqne	< 1,0 cm	< 2,0 m
Minidiqne	< 1 - 10 cm	< 2 - 20 m
Diqne	< 0,1 - 50 m	< 0,1 - 50 km
Macrodiqne	50 - 250 m	50 - 250 km
Megadiqne	> 250 m	> 250 km

Termo Descritivo	Espessura	Comprimento
Microdique	< 1,0 cm	< 2,0 m
Minidique	< 1 - 10 cm	< 2 - 20 m
Dique	< 0,1 - 50 m	< 0,1 - 50 km
Macrodique	50 - 250 m	50 - 250 km
Megadique	> 250 m	> 250 km

Tabela 1: Classificação de diques (Rickwood, 1990)

5.5. Tratamento dos Dados

Todos os dados estruturais foram tratados computacionalmente pelo programa TECTONICS FP 1.6.3 (Reiter & Acs, 2007) e TENSOR (Angelier & Mechler, 1977).

Para interpretação estatística preliminar do significado estrutural da análise de juntas e diques utilizou-se Diagrama de Roseta. Este permite melhor visualização da direção dos vários conjuntos. É um tipo de visualização polar onde medidas radiais representam as frequências e as azimutais representam orientações das estruturas.

Projeções estereográficas em representações, ciclográficas, polares e isofrequência, também foram utilizadas para estruturas, tanto, planares como lineares. Elas são projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmitt – Lambert de igual área. E leva em conta a direção dos planos, o sentido do mergulho e a sua intensidade, permitindo, assim, maior confiabilidade no tratamento dos dados.

Para determinação da paleotensão os dados foram calculados por meio do Método dos Diedros Retos de (Angelier & Mechler, 1977). Neste, para um determinado campo de tensões as estruturas extensionais estarão posicionadas no diedro em que se situa o eixo de tensões mínimo, σ_3 , e as compressionais se posicionam no diedro em que se situa o eixo de tensões máximo, σ_1 . Os diedros são delimitados por um plano imaginário denominado auxiliar que é normal ao plano de falha e à direção das estrias localizadas nesse plano. A superposição das áreas de tensão máxima e mínima, em projeção estereográfica, para diversas falhas irá indicar a posição dos eixos de tensões principais.

As falhas como indicadores da paleotensão foram calculadas pelo método da inversão (Angelier & Mechler, 1977; Angelier, 1984, 1990, 1994) por meio do programa TENSOR. Embasado no princípio de que as estrias formadas estão paralelas ao esforço cisalhante máximo exercido sobre o plano de falha e que a direção e o sentido de movimento são independentes em cada falha.

Para a aerogeofísica foram utilizadas imagens pré-processadas por Amaral (2007), o qual utilizou a metodologia proposta por Blum (1999) e Silva *et al.* (2003). Com relação à aeromagnetometria foram extraídas estruturas magnéticas e domínios magnéticos. Para os lineamentos utilizaram-se imagens: primeira derivada vertical; amplitude do gradiente horizontal total (AGHT); e, amplitude do sinal analítico (ASA). E para os domínios foi utilizada apenas a ASA. No final foram integrados por meio do programa ArcGIS 9.1. Essa integração representa um mapa de unidades magnéticas com estruturas magnéticas, indicando a variação deste campo físico para a área do projeto. Enquanto para a aerogamaespectrometria foram utilizadas grids micronivelados dos canais do Urânio (U), Potássio

(K) e Tório (Th). E em seguida foram extraídas as principais estruturas juntamente com seus respectivos domínios espectrais. Como no caso anterior estas imagens foram integradas por meio do programa ArcGIS 9.1. O processamento feito por Amaral (2007) e o realizado nesta monografia pode ser visto na Figura 5.3.



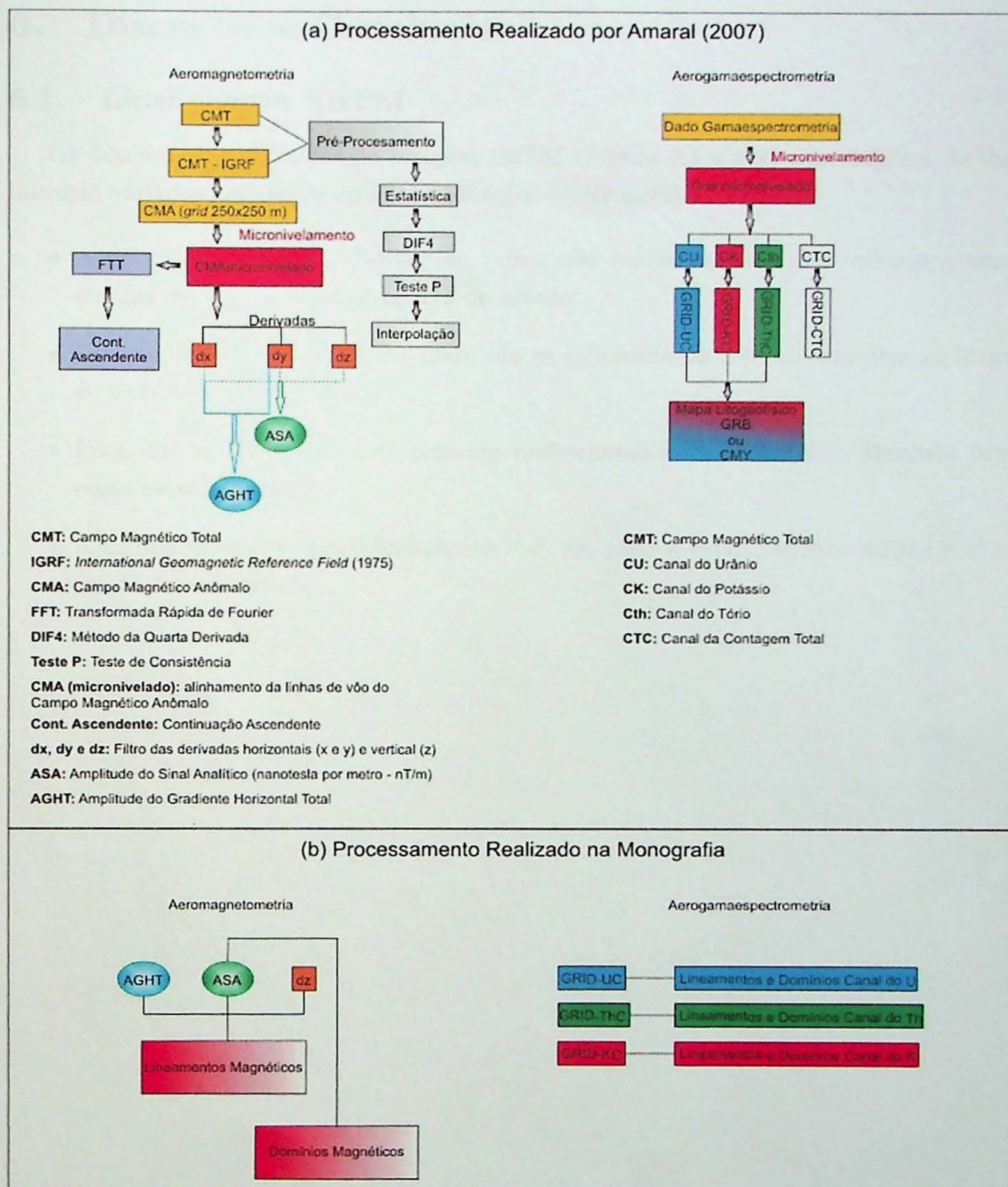


Figura 5.3: (a) Processamento realizado por (Amaral, 2007) de acordo com a metodologia proposta por (Blum, 1999; Silva *et al.*, 2003). Em (b) apresentam-se os procedimentos utilizados para a interpretação dos dados aerogeofísicos para a área de estudo.

6. Discussão e Conclusões

6.1. Lineamentos SRTM

Os Lineamentos extraídos de imagens SRTM (Figura 6.1 e 6.2) com ângulos de iluminação variados apresentaram quatro direções preferenciais.

- A principal direção é NE-SW, em preto, são representativas das maiores e mais antigas estruturas lineares da área de estudo.
- Estruturas NW-SE, em azul e roxo, são as subordinadas e estão presentes ao longo de toda a área.
- Enquanto a E-W, roxo, está presente preferencialmente no batólito Meruoca bem como ao sul do corpo.
- A última direção é aproximadamente N-S, em azul, e estão restritas no norte e ao sul da área de estudo.

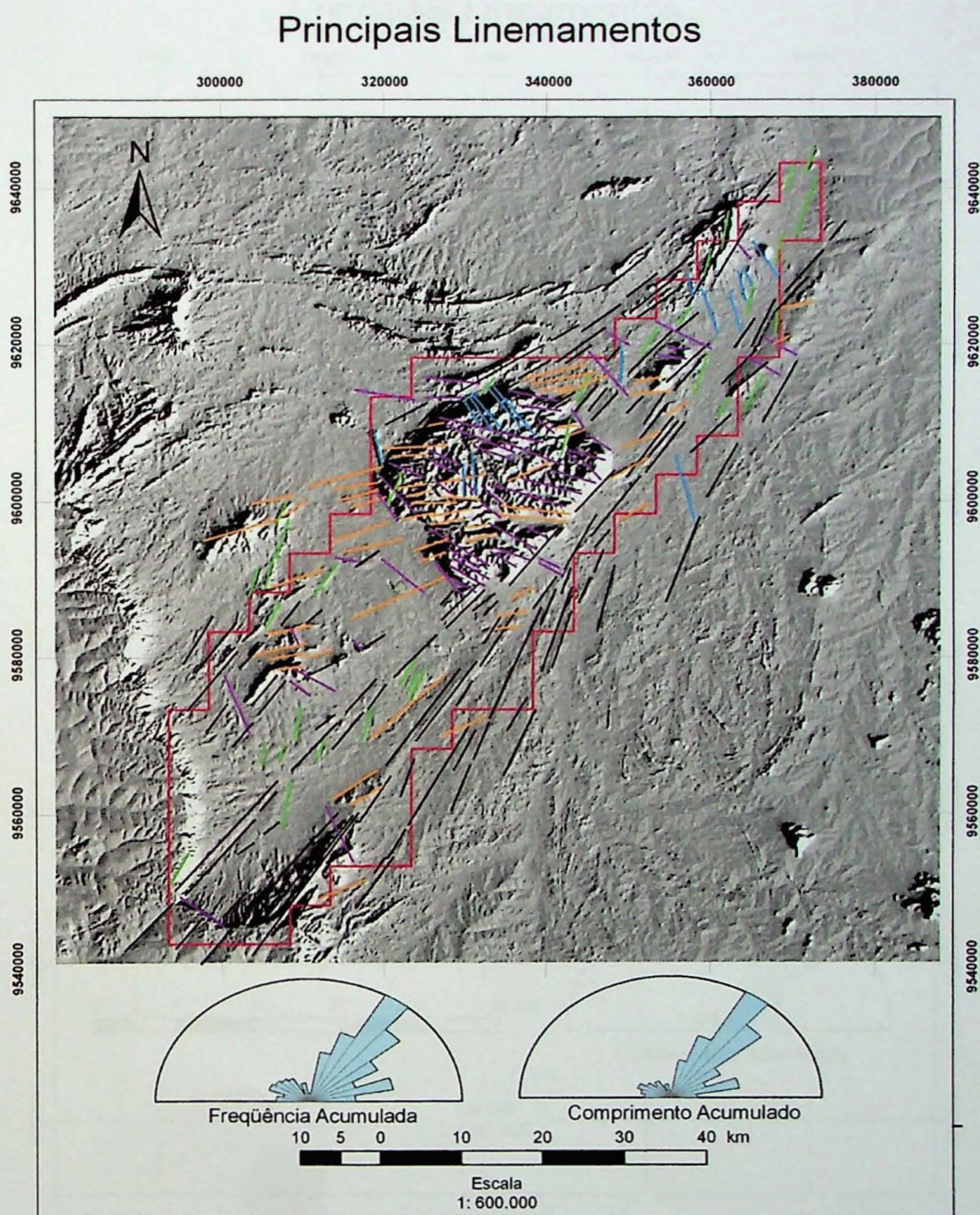


Figura 6.1: Imagem SRTM com ângulo de iluminação a 120° e inclinação a 60° indicando em cores diferentes as principais estruturas lineares.

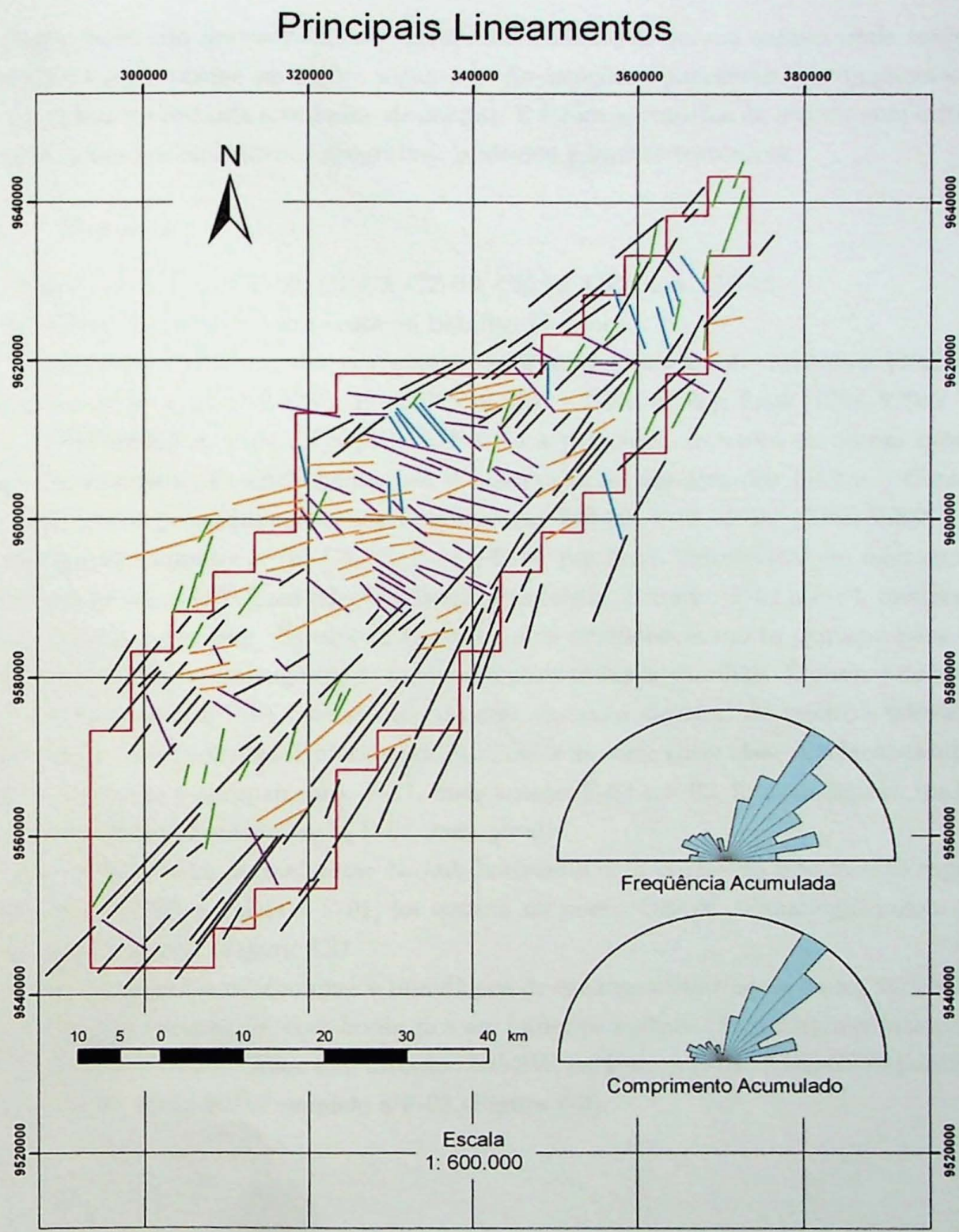


Figura 6.2: Destaque apenas para as estruturas lineares e suas frequências e comprimentos acumulados respectivamente.

6.2. Geologia Estrutural - Estações

Nesta seção são apresentados os dados estruturais obtidos em campo onde serão interpretados e discutidos em seções seguintes. As estações representam agrupamentos dos pontos coletados durante o trabalho de campo. E foram agrupados de acordo com critérios diversos como posicionamento geográfico, litológico e limites tectônicos.

6.2.1 Meruoca

Pontos agrupados: CE-02; CE-03; CE-04; CE-13; CE-14; e, CE-15.

Localização: porção centro-oeste do batólito Meruoca.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais e localmente sub-horizontais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNW-SSE – NNE-SSW); F-03 (ENE-WSW – E-W – WNW-ESE); e, F-04 (NW-SE). A F-04 é a principal enquanto as outras ocorrem subordinadamente. Preenchimento não é observado na maioria dos pontos. Contudo, foram descritos preenchimentos nas famílias: (a) CE-02, F-01, F-03 (ENE-WSW) e F-04, por pseudotaquilito; e, (b) CE-03, F-01 e F-04, por fluxo hidrotermal em microgranito róseo (sub-horizontais). Com relação à frequência média, elas são: F-01 a F-04, moderadas; porém a F-02, é pequena. Espaçamento médio é de persistência muito pequena para todo o conjunto. Apresentam rugosidade moderada para todas as famílias. É observado em (a) que a F-04 desloca a F-01 com sentido de deslocamento sinistral de rejeito centimétrico (Figura 6.3). A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal é igual para todo o agrupamento: F-01, mais antiga; F-03 e F-02, intermediárias, mas não há certeza temporal entre elas; e, F-04, mais jovens.

Apenas uma falha normal *down dip* sub-horizontal com estrias do tipo facetas rugosas, orientada NE-SW, paralela a F-01, foi notada no ponto CE-03. Cronologicamente mais antiga que as juntas (Figura 6.3).

Foram observados microdiques e minidiques de microgranito róseo e cinza, variando de verticais a sub-horizontais, com borda rica em minerais máficos. Encontram-se nos pontos CE-03, CE-04 e CE-13. Eles têm direção: NE-SW paralelo a F-01; NNE-SSW paralelo a F-02; e, E-W, ENE-WSW paralelo a F-03 (Figura 6.3).

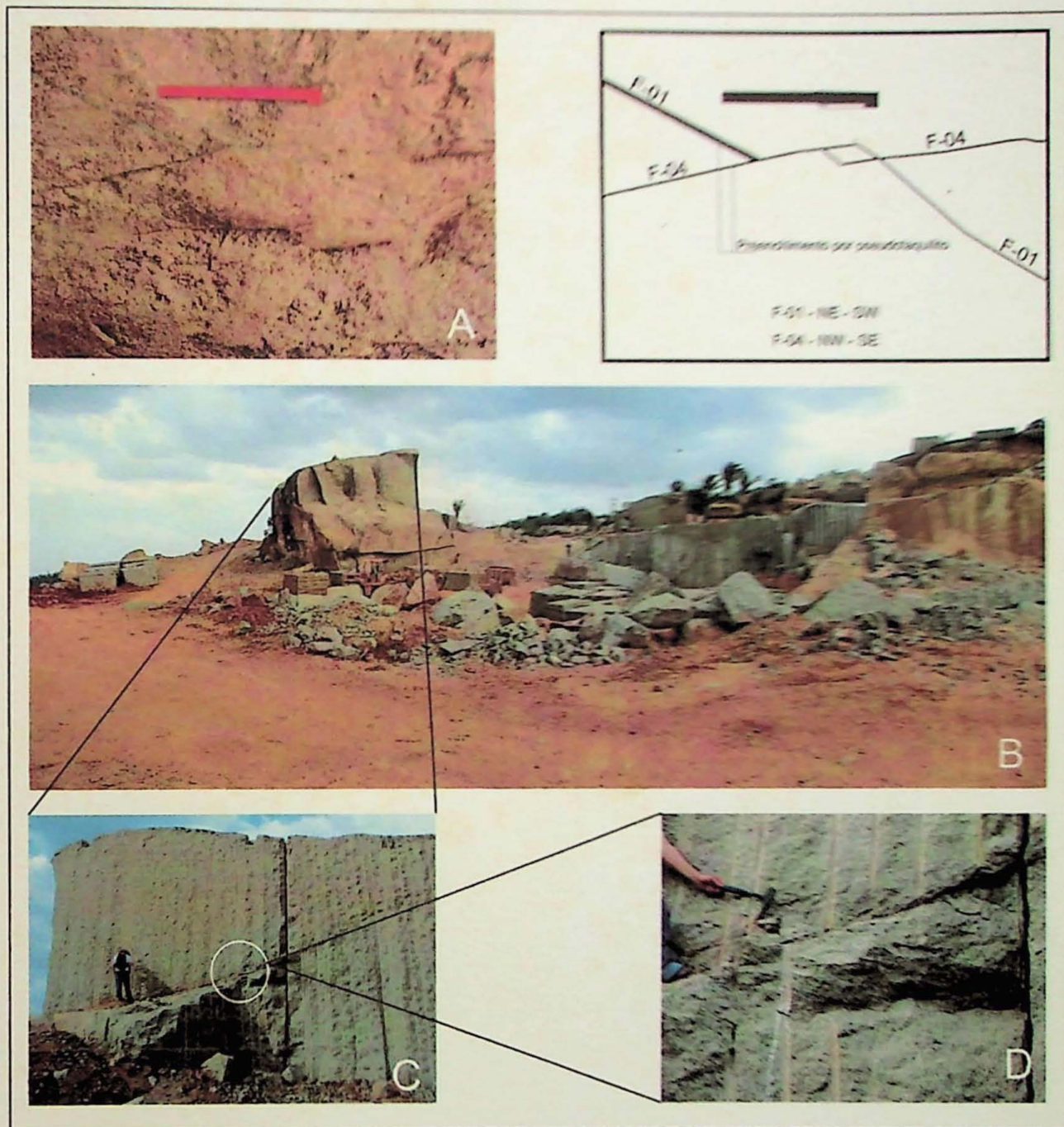


Figura 6.3: Granito Meruoca, fácies vermelha em A, CE-02, é possível ver a família F-01 deslocada com sentido sinistral pela F-04, que é a família mais jovem. Granito Meruoca, fácies cinza em B, C e D, CE-03 (Pedreira do Anil) é possível observar microdique de microgranito róseo sub-horizontal.

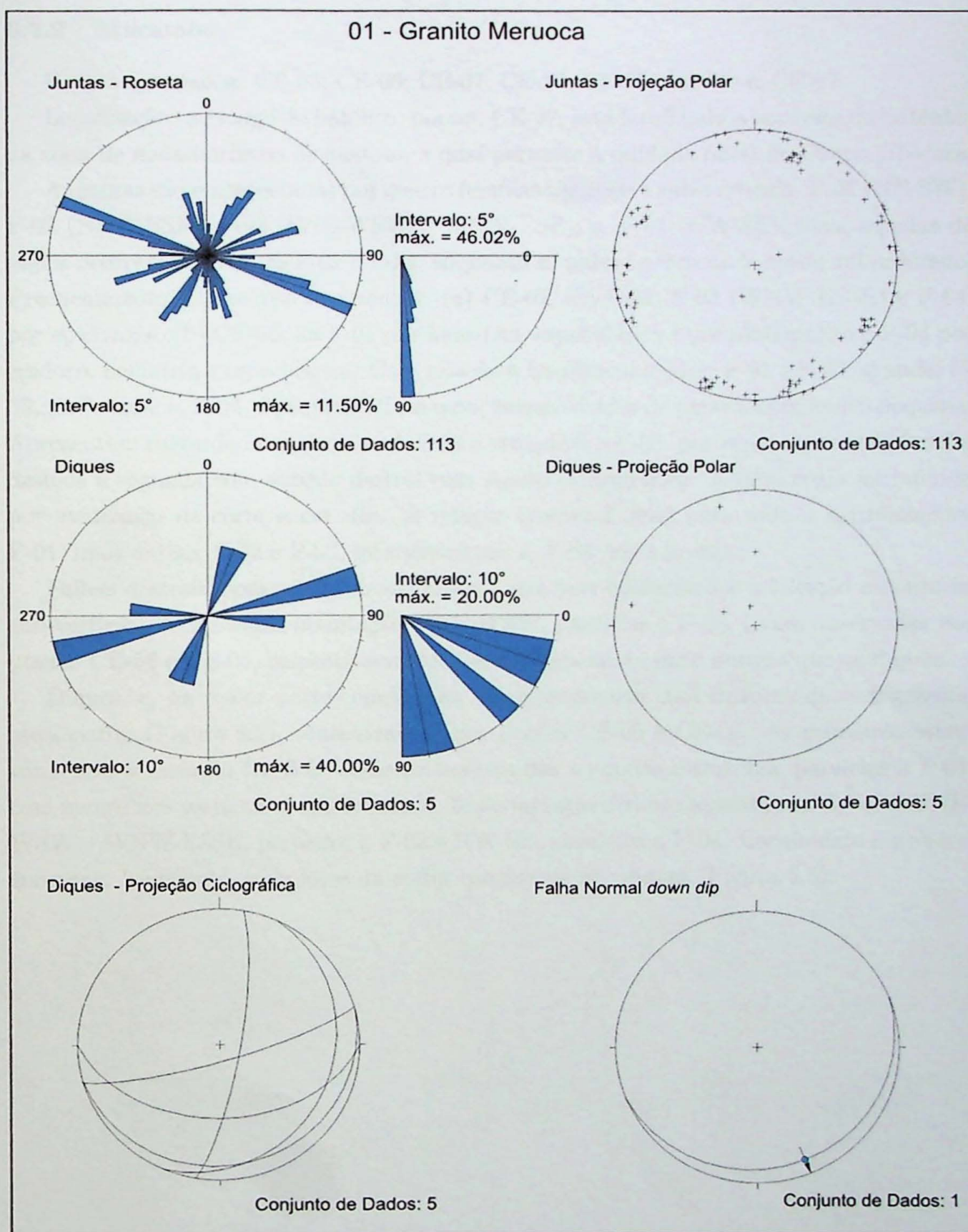


Figura 6.4: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmitt – Lambert de igual área. Representativos da Estação Meruoca

6.2.2 Mucambo

Pontos agrupados: CE-05; CE-06; CE-07; CE-28; CE-55; CE-56; e, CE-57.

Localização: ao longo do batólito; porém, CE-07, está localizado a nordeste do batólito, na zona de metamorfismo de contato, a qual pertence à unidade basal do Grupo Ubajara.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNW-SSE); F-03 (ENE-WSW – WNW-ESE); e, F-04 (NW-SE). Mas, aquelas de maior ocorrência foram as F-01 e F-04, enquanto as outras ocorrem de modo subordinado. Preenchimento foi descrito nos pontos: (a) CE-07, em F-01, F-03 (WNW-ESSE) e F-04, por epidoto; e, (b) CE-56, na F-01 por hematita, especularita e pseudotaquilito e F-04 por epidoto, hematita e especularita. Com relação à frequência média: F-01 e F-02, grande; F-03, moderada; e, F-04, é pequena. Tem espaçamento médio de persistência muito pequena. Apresentam rugosidade moderada. A F-02 é ortogonal a F-03, por vezes a primeira família desloca a segunda com sentido destral com rejeito centimétrico. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antiga; F-02 e F-03, intermediárias; e, F-04, mais jovens.

Falhas destrais, com estrias de degraus de minerais neoformados e foliação milonítica, sub-verticais, com mesma orientação, ENE-WSW, paralelas a F-03, foram observadas nos pontos CE-56 e CE-05, respectivamente. Cronologicamente mais antigas que os diques.

Diques, e, na maior parte, minidiques de microgranito com fraturas de resfriamento escalonadas (Figura 6.5), concentram-se nos pontos CE-05 e CE-06. As primeiras estruturas tem orientação NE-SW, como na maioria das segundas estruturas, paralelas a F-01, com mergulhos verticais a sub-verticais. Todavia, estas últimas apresentam direções ENE-WSW – WNW-ESSE, paralelos a F-03 e NW-SE, paralelos a F-04. Localmente é possível encontrar fragmentos angulosos da rocha encaixante nos diques (Figura 6.6).

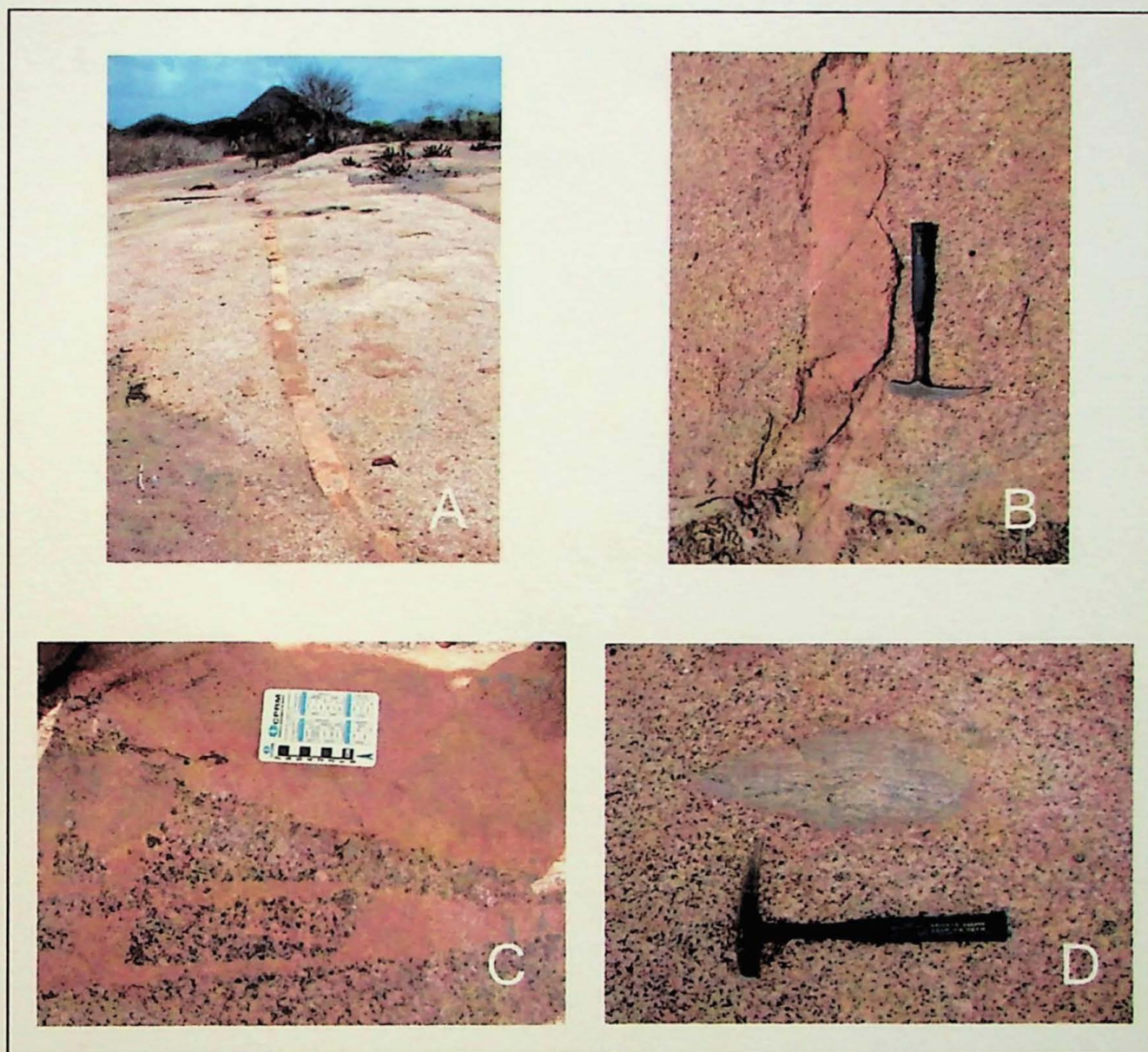


Figura 6.5: Granito Mucambo, dique de microgranito róseo com direção NE-SW em A. O mesmo dique com juntas de resfriamento em B. Fragmentos angulosos da rocha encaixante em C e enclaves do embasamento em D. Todas as fotos são relativas ao ponto CE-05

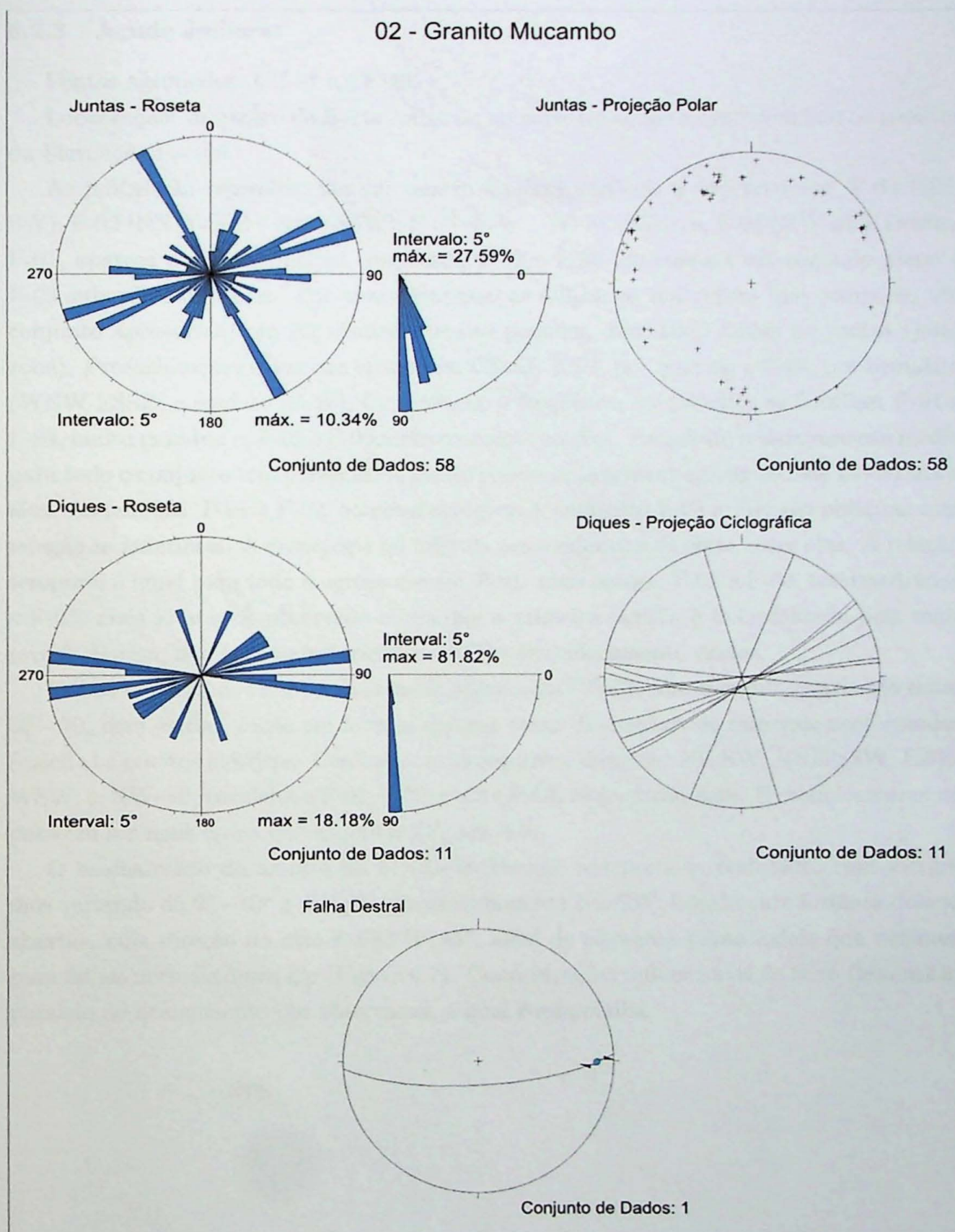


Figura 6.6: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmid - Lambert de igual área. Representativos da Estação Mucambo.

6.2.3 Açude Jaibaras

Pontos agrupados: CE-01 e CE-48.

Localização: no centro da Bacia Jaibaras, ao norte do açude e compreendem os arenitos da Formação Pacujá.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNW-SSE – NNE-SSW); F-03 (E-W – WNW-ESE); e, F-04 (NW-SE). Destas, F-01, aparece como a principal, enquanto, F-02 e F-04, despontam em segundo plano e F-03 subordinada a elas. Por vezes, próximo as falhas, os indivíduos que compõem um conjunto apresentam um espaçamento muito pequeno, formando faixas de juntas (joint zone). Preenchimento é descrito apenas em CE-01: F-01, por quartzo e F-03, por hematita (WNW-ESSE) e epidoto (E-W). Com relação à frequência média entre as famílias: F-01 e F-04, muito grandes; e, F-02 e F-03, extremamente amplas. Enquanto o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam rugosidade moderada a alta. As famílias, F-01 e F-02, ocorrem ortogonais, enquanto F-03 e F-04 são oblíquas com relação às anteriores. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal é igual para todo o agrupamento: F-01, mais antiga; F-02 e F-04, intermediárias e F-03, mais jovens. É observado ainda que a primeira família é microfalhada pela mais jovem. Porém, não foi possível medir o sentido de deslocamento destas.

Falhas normais down dip, observadas apenas em CE-01, têm mergulho variando entre 30 - 70, com estrias, tanto em facetas rugosas como de degraus de minerais neoformados (calcita) e rejeitos métricos. Contam com as seguintes direções: NE-SW; NNE-SSW; ENE-WSW; e, NW-SE; paralelos a F-01, F-02, F-03 e F-04, respectivamente. E cronologicamente parecem ser mais novas que as juntas (Figura 6.7).

O acamamento do arenito da Formação Pacujá, apresenta-se ondulado, com mergulhos variando de 9° - 40° e direção aproximadamente NE-SW. Localmente formam dobras abertas, cuja direção do eixo é $S80^{\circ}W; 15^{\circ}$, além de clivagens plano axiais que evoluem para falhas normais down dip (Figura 6.7). Concentrações milimétricas de ferro (hematita) paralelo ao acamamento são observadas, a qual é microfalha.

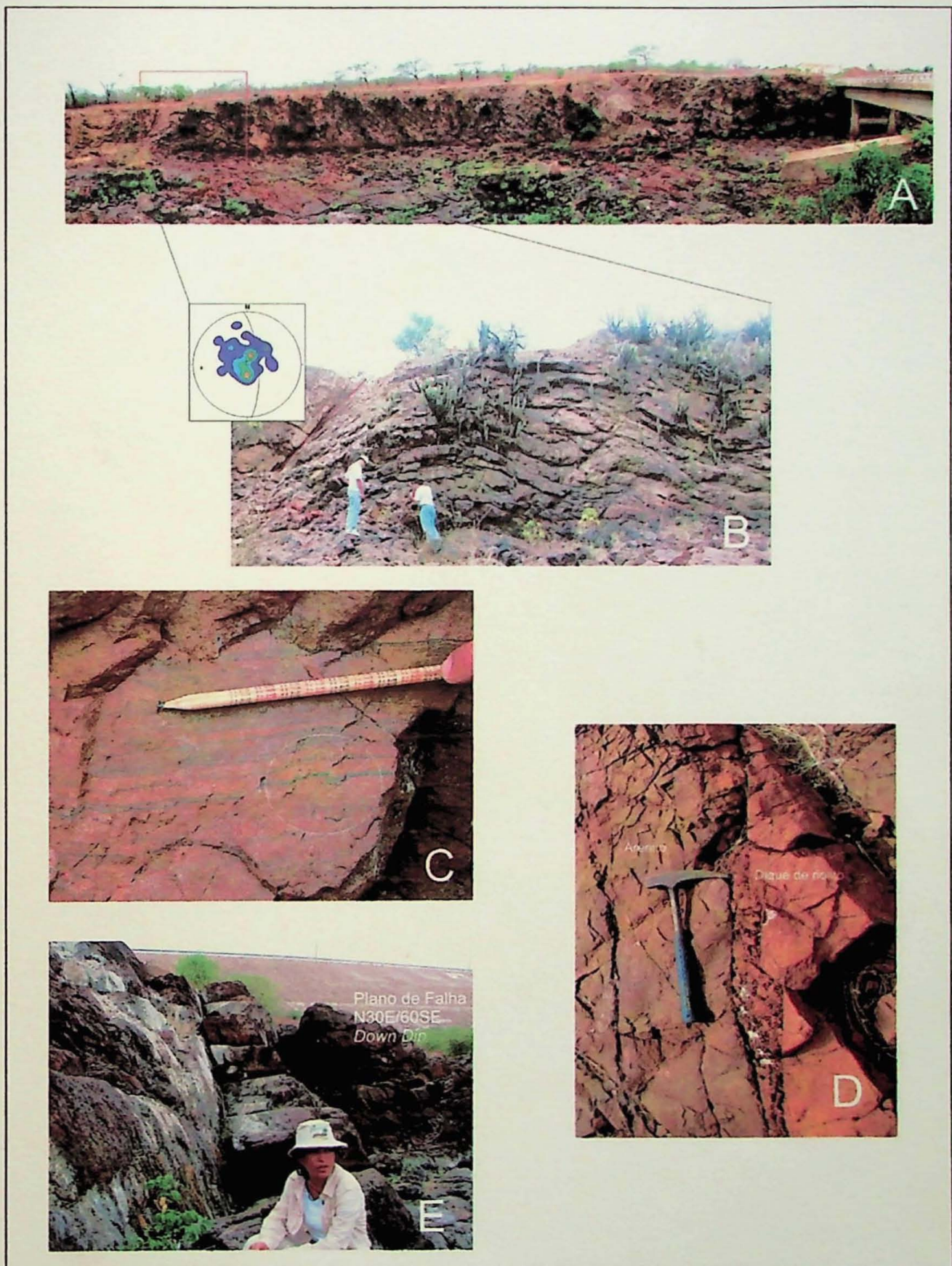


Figura 6.7: Todas as fotos são de CE-01. Em A é a vista geral do afloramento, localizado em frente ao Açude Jaibaras. Em B é possível ver em detalhe o acamamento com dobras abertas cuja direção do eixo é $S80^{\circ}W; 15^{\circ}$. Enquanto em C é notado que o acamamento é micro falhado além de estar preenchido por hematita e em D há dique de riolito escalonado e brechado no contato com o arenito com direção $N12^{\circ}E; 80^{\circ}SE$. Na foto E está registrado a falha normal *down dip* com rejeito métrico.

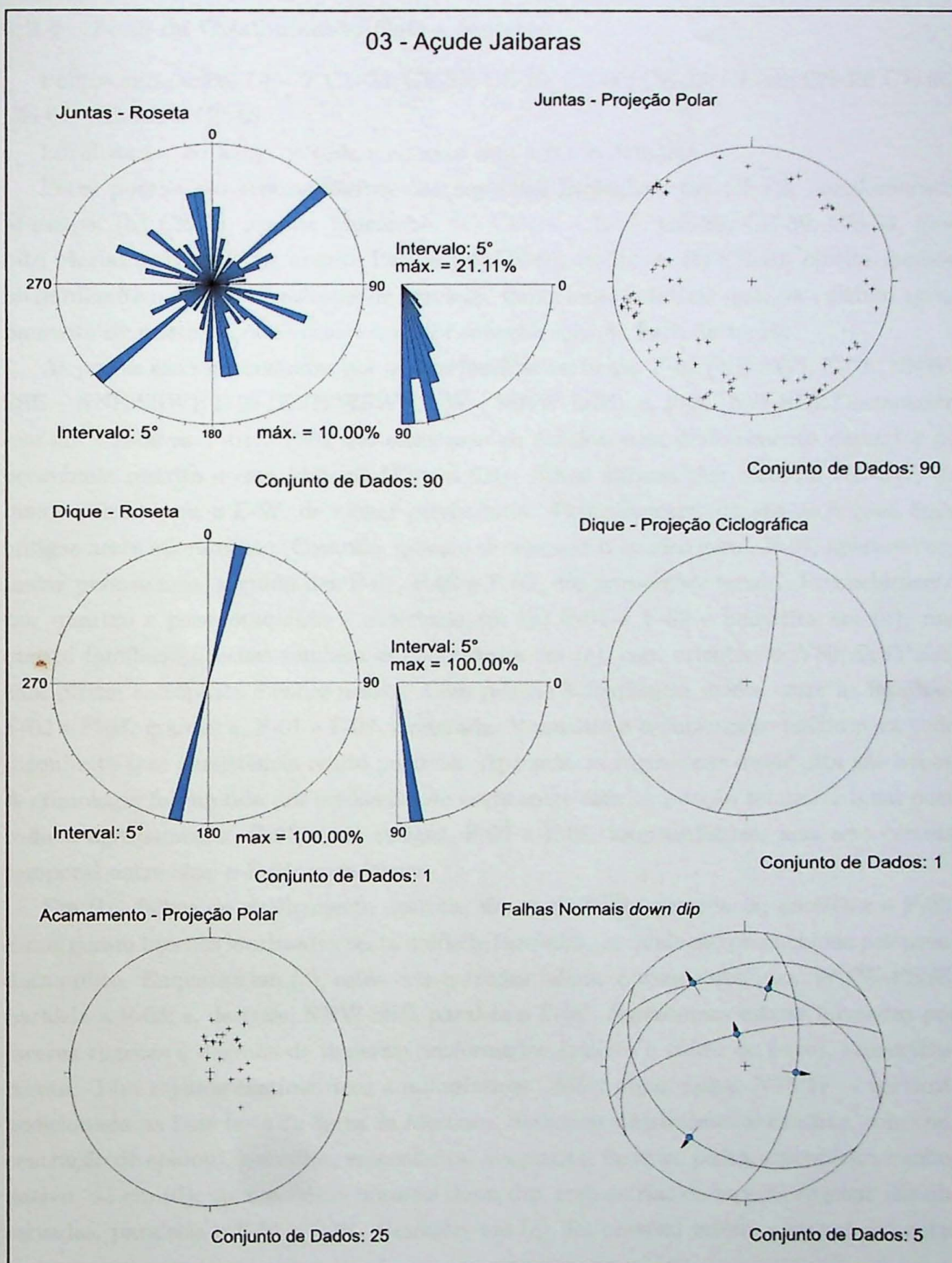


Figura 6.8: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmiddt – Lambert de igual área. Representativos da Estação Açude Jaibaras.

6.2.4 Zona de Cisalhamento Café - Ipueiras

Pontos agrupados: CE-09; CE-24; CE-25; CE-29; CE-30; CE-33; CE-49; CE-52; CE-60; CE-61; CE-62; e, CE-63.

Localização: ao longo de todo o contato com a Bacia Jaibaras.

Estes pontos são representativos das seguintes litologias: (a) CE-09, conglomerado Massapê; (b) CE-60, granito Mucambo; (c) CE-24, CE-25, CE-29, CE-30, CE-33, granito Meruoca; (d) CE-61, arenito Pacujá; (e) CE-62, riolito; e, (f) CE-63, biotita gnaiss ultramilonítico com porfiroclastos de granada. Importante enfatizar que, este último agrupamento de pontos, é onde ocorre a maior concentração de ferro da região.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNW-SSE – NNE-SSW); F-03 (ENE-WSW - E-W – WNW-ESE); e, F-04 (NW-SE). Destacando que em CE-09 as F-01 e F-03 são estruturas en échelon com deslocamento destal e de ocorrência restrita a essa litologia (Figura 6.9). Estas últimas têm direções NE-SW, de maior persistência e E-W, de menor persistência. Cronologicamente são as feições mais antigas neste afloramento. Contudo, quando se compara o quadro geral, F-04, aparece com maior persistência, seguida das F-01, F-02 e F-03, em proporções iguais. Preenchimento por quartzo e pseudotaquilito é observado em (b) F-01 e F-02 e hematita em (c), nas quatro famílias. Brechas também se concentram em (c), com orientação $N50^{\circ}E; 85^{\circ}SE$, com pirita, calcopirita e cobre nativo. Com relação à frequência média entre as famílias: F-02 e F-04, grande; e, F-01 e F-03, moderada. Enquanto o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam rugosidade desde alta até baixa. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antigas; F-02 e F-03, intermediárias, mas sem certeza temporal entre elas; e F-04, mais jovens.

Em (b), falhas de cisalhamento destrais, são as de maior ocorrência, paralelas a F-03. Estas geram brechas localizadas nesta unidade tectônica, as quais são preenchidas por pseudotaquilito. Enquanto em (c), estão concentradas falhas: normais oblíquas, WNW-ESSE, paralela a F-03; e, destrais, NNW-SSE, paralela a F-02. Apresentam estrias formadas por facetas rugosas e degraus de minerais neoformados (calcita e óxido de ferro), respectivamente. Têm rejeitos centimétricos a milimétricos. Além disso, falha, $N75^{\circ}W - vertical$, posicionada na base leste da Serra da Meruoca, deslocam sinistralmente brechas, com concentração de epidoto, hematita, especularita, magnetita, fluorita, pirita, calcopirita e cobre nativo. Já em (d), apenas falhas normais down dip, com estrias de facetas rugosas são observadas, paralelas a F-01 e F-04. Contudo, em (e), foi possível inferir a cronologia entre

às falhas, pois elas se formaram no mesmo plano: (1) mais antiga, normal oblíqua, paralela a F-04; e (2), mais nova, sinistral, paralelas a F-02 e F-04 (Figura 4). Com estrias de degraus de minerais neoformados, como, calcita, dolomita e óxido de ferro. Enquanto em (f), a foliação milonítica destal da ZCCI, tem direção $N005^{\circ}E; 71^{\circ}NW$, paralela a F-02.

Microdiques de riolito foram observados em (c). Contudo, estes estavam apenas em blocos rolados, na base oriental da Serra da Meruoca.

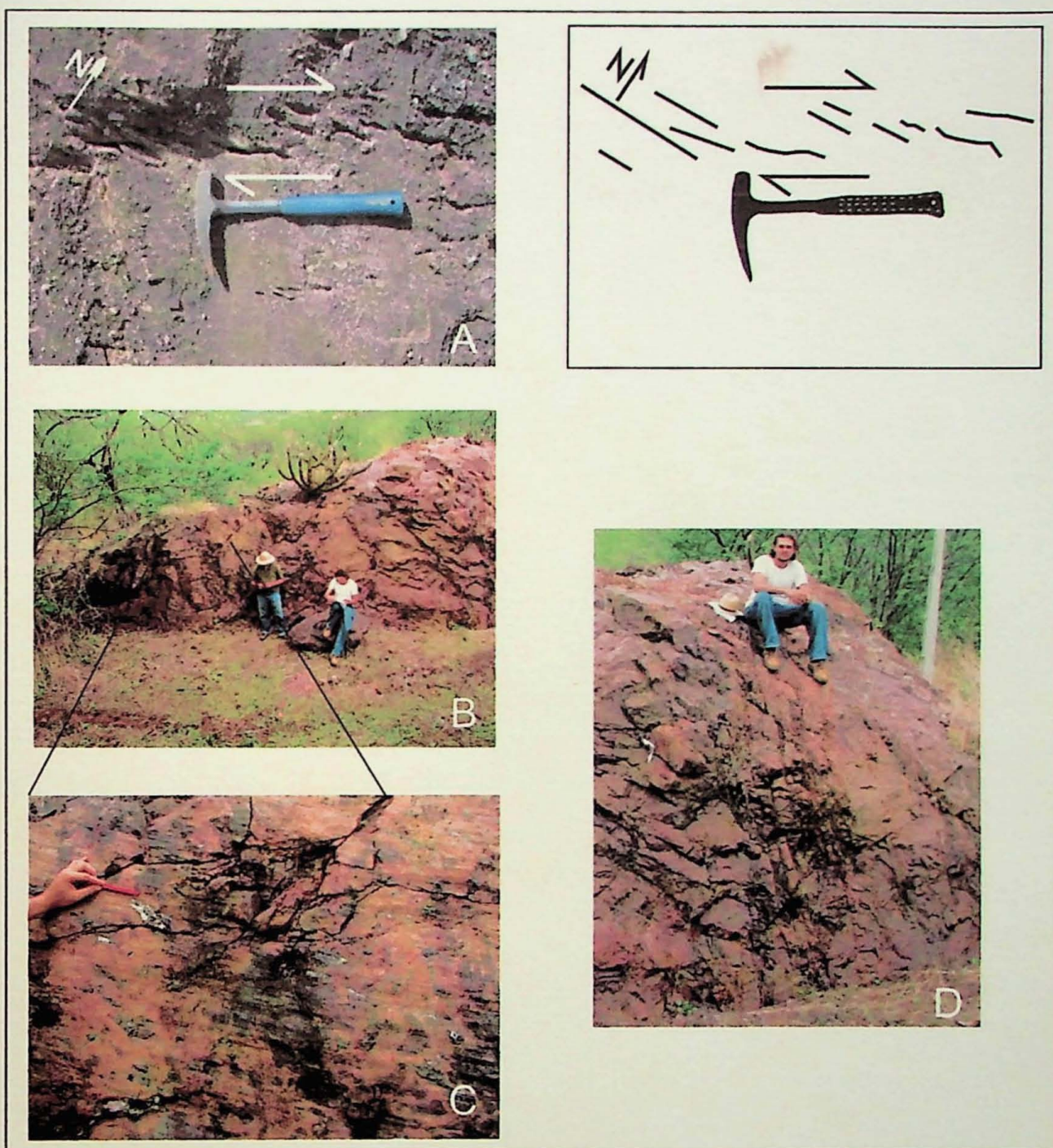


Figura 6.9: Conglomerado Massapê em A com estruturas em échelon indicando sentido de deslocamento destal. Enquanto em B, C e D, estão localizados no mesmo ponto CE-62, em riolito da Form. Parapuí. Em B vista geral do afloramento e em C detalhe do plano de falha sinistral, cronologicamente mais nova, onde é possível ver o neocrescimento de calcita. E D mostra as juntas de extensão cortadas pelas falhas secundárias da foto anterior.

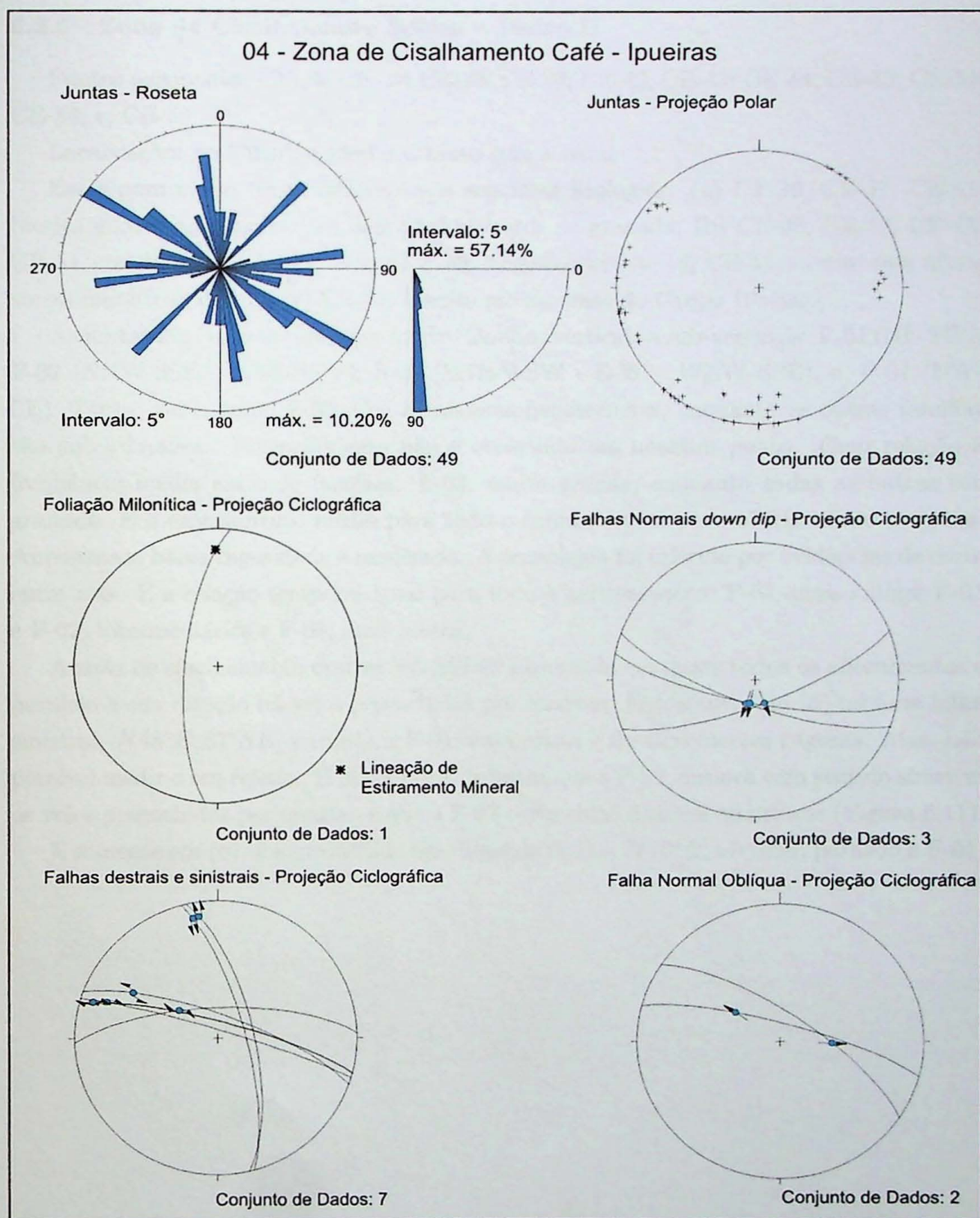


Figura 6.10: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmidt - Lambert de igual área. Representativos da Estação Zona de Cisalhamento Café - Ipueiras.

6.2.5 Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II

Pontos agrupados: CE-36; CE-37; CE-38; CE-39; CE-42; CE-43; CE-44; CE-45; CE-51; CE-54; e, CE-59.

Localização: ao longo de todo o contato com a bacia.

Estes pontos são representativos das seguintes litologias: (a) CE-36, CE-37, CE-51, biotita gnaiss ultramilonítico com porfiroclastos de granada; (b) CE-38, CE-42, CE-45, CE-54, conglomerado Aprazível; (c) CE-39, basalto toleítico; (d) CE-44, arenito com níveis conglomeráticos Pacujá; (e) CE-59, arenito grosso, base do Grupo Ubajara.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNW-SSE – NNE-SSW); F-03 (ENE-WSW – E-W – WNW-ESE); e, F-04 (NW-SE). Tanto, F-01, como F-03, têm as maiores persistências, enquanto as outras famílias são subordinadas. Preenchimento não é observado em nenhum ponto. Com relação à frequência média entre as famílias: F-03, muito grande, enquanto todas as outras são grandes. E o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam baixa rugosidade a moderada. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. E a relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antiga; F-03 e F-02, intermediárias e F-04, mais jovens.

A zona de cisalhamento destrai NE-SW foi observada em quase todos os afloramentos e paralelo a sua direção há veios preenchidos por quartzo. Entretanto, em (d) há uma falha sinistral, $N48^{\circ}E; 87^{\circ}SE$, paralela a F-01, cuja estria é do tipo facetas rugosas. Mas, não possível medir o seu rejeito. É importante destacar que a F-03, desloca com sentido sinistral os veios preenchidos por quartzo e que a F-02 corta estas últimas estruturas (Figura 6.11).

E somente em (b), foi encontrado um dique de riolito, $N70^{\circ}E$; *vertical*, paralelo a F-01.

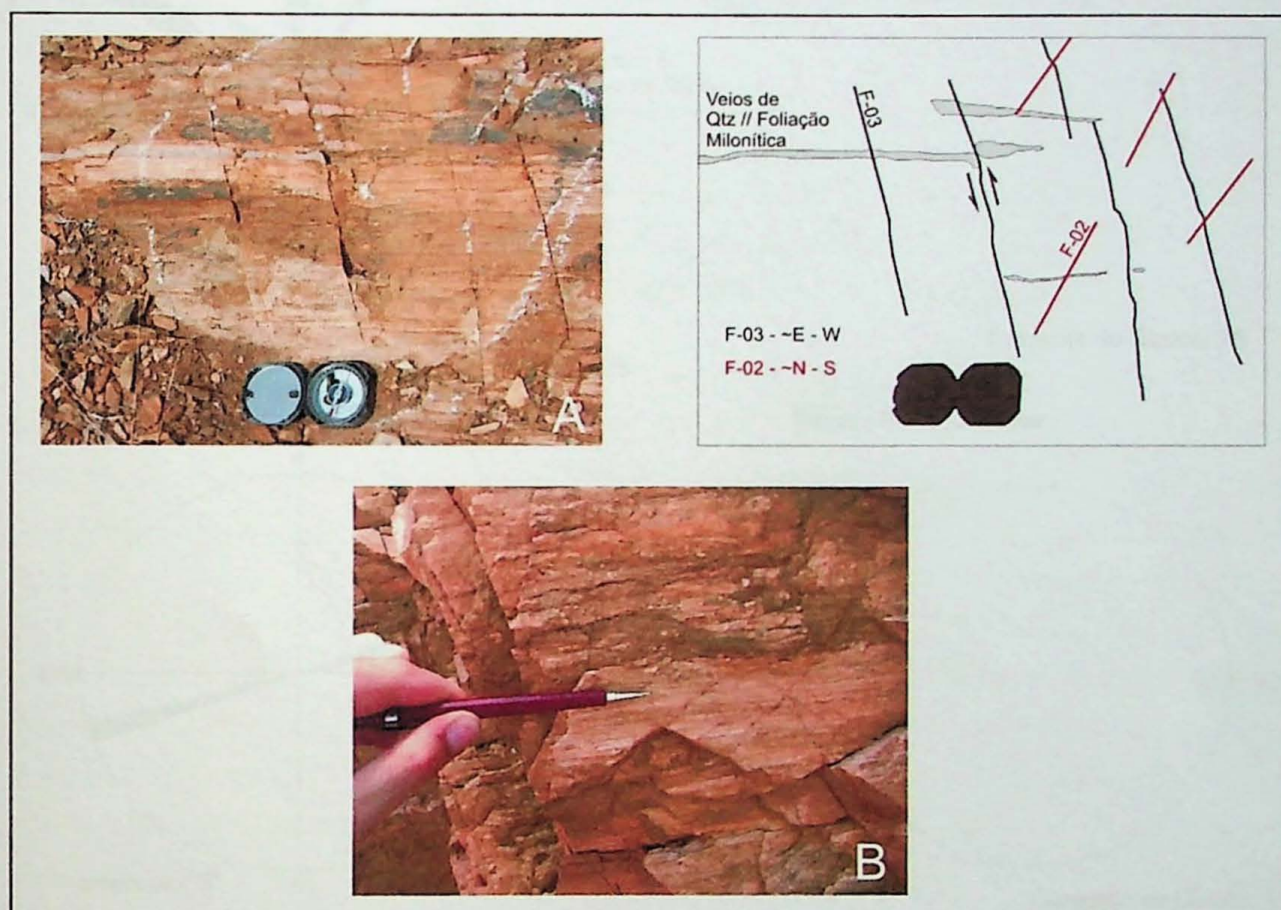


Figura 6.11: Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II, representado por biotita gnaiss ultramilonítico com porfiroclastos de granada. Em A e B, estão localizados no mesmo ponto CE-36, na saída de Sobral para a Serra da Meuoca. Na foto A é possível ver veios preenchidos por quartzo sendo deslocados com sentido sinistral por F-03 (E - W), enquanto F-02 (N - S) está cortando estas estruturas anteriores. Em B mostra detalhe desta foliação milonítica com direção variando de $N22^{\circ}E$ a $N20^{\circ}E$ e mergulho variando de 66° a $80^{\circ}SE$.

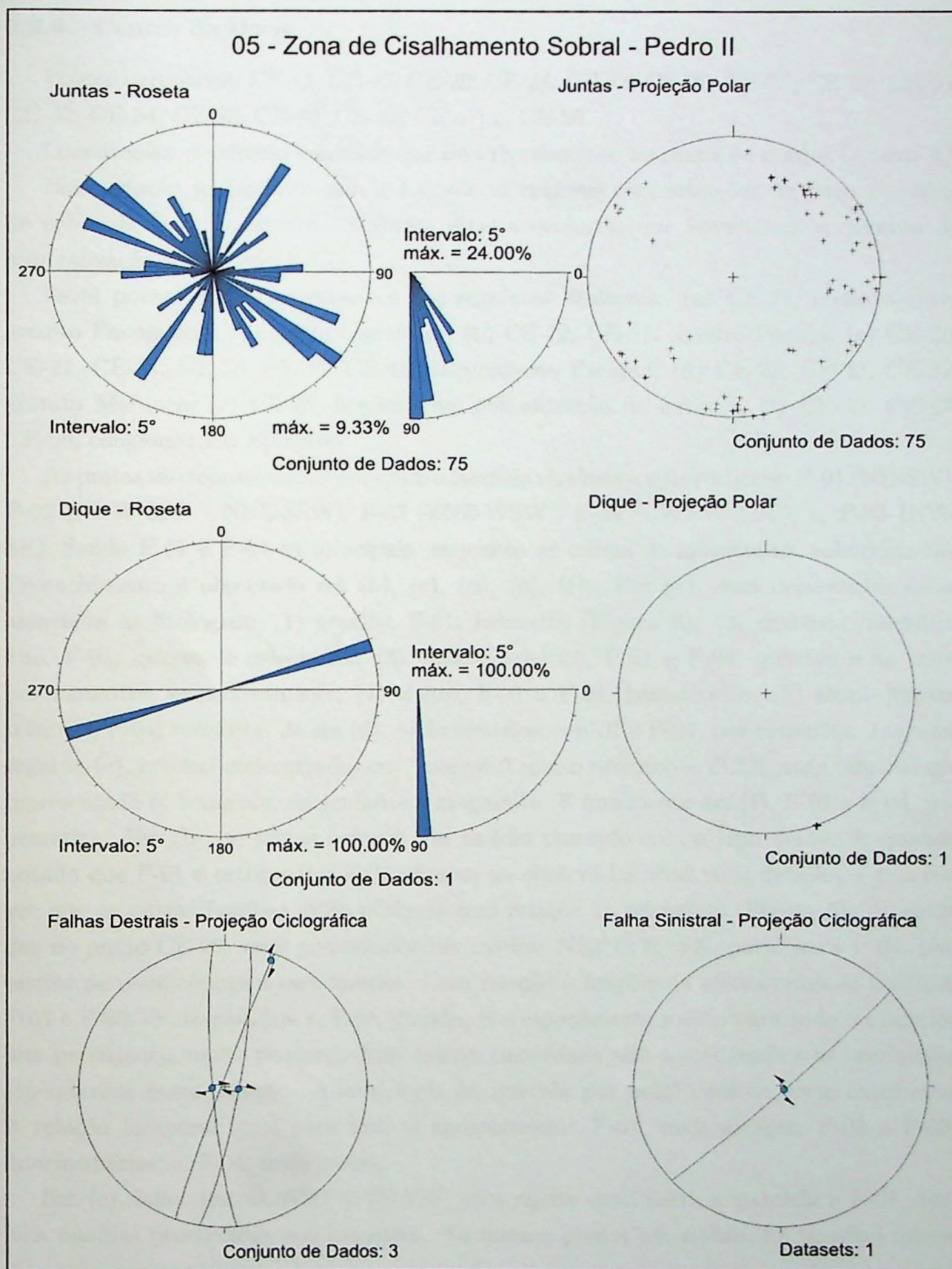


Figura 6.12: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmitt - Lambert de igual área. Representativos da Estação Zona de Cisalhamento Sobral - Pedro II.

6.2.6 Centro da Bacia

Pontos agrupados: CE-11; CE-12; CE-20; CE-21; CE-22; CE-23; CE-26; CE-27; CE-31; CE-32; CE-34; CE-35; CE-40; CE-41; CE-47; e, CE-50.

Localização: no círculo vermelho que está representado no mapa de pontos (Anexo A).

Essa estação juntamente com a 1.4, são as maiores concentrações de ferro e sulfeto de cobre da área de estudos. E foram estas ocorrências que levantaram a questão da mineralização ser do tipo IOCG.

Estes pontos são representativos das seguintes litologias: (a) CE-11, contato entre arenito Pacujá com microgabro vesicular; (b) CE-12, CE-31, arenito Pacujá; (c) CE-20, CE-21, CE-27, CE-34, CE-35, CE-41, magmatismo Parapuí; (d) CE-22, CE-23, CE-32, granito Meruoca; (e) CE-26, brechas com concentração de ferro; e, (f) CE-40, CE-47, CE-50, conglomerado Aprazível.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNW-SSE – NNE-SSW); F-03 (ENE-WSW – E-W – WNW-ESE); e, F-04 (NW-SE). Sendo F-01 e F-04 as principais, enquanto as outras se apresentam subordinadas. Preenchimento é observado em (b), (c), (d), (e), (f). Em (c), suas ocorrências estão associada às litologias: (1) arenito, F-01, hematita (Figura 6); (2) diabásio fanerítico fino, F-01, quartzo e calcopirita; (3) basalto toleítico, F-01 e F-04, quartzo e às vezes por hematita, respectivamente; (4) riolito, F-01 e F-04, hematita; e, (5) álcali-quartzo traquito, F-04, hematita. Já em (d), estão restritos as F-01 e F-04, por hematita. Logo em seguida (e), brechas concentradas em “morrote” muito próximo a ZCCI, cuja mineralogia representada é: hematita, especularita e magnetita. E finalmente em (f), F-01 e F-04, por hematita. Em (b), as juntas formam um padrão parecido com o tipo *grid-lock*, quando notado que F-01 é ortogonal a F-04. Porém ao observá-las com mais detalhe, é possível ver que as outras famílias estão oblíquas com relação às primeiras (Figura 6). E ainda que no ponto CE-20, veios preenchidos por calcita, $N22^{\circ}E; 75^{\circ}SE$, paralelos a F-01, têm estrias perpendiculares a essa direção. Com relação à frequência média entre as famílias: F-01 e F-03, muito grandes; e, F-04, grande. E o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam rugosidade alta a moderada e as brechações são intensas nessa estação. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antigas; F-02 e F-03, intermediárias; e, F-04, mais jovens.

Em (c), falha destral, $N30^{\circ}E; 70^{\circ}NW$, com rejeito centimétrico, paralela a F-01, desloca famílias preenchidas por hematita. No mesmo ponto, em riolito, foi possível inferir

cronologia entre pares de falhas. Neste riolito, localizado em CE-27, devido às falhas formarem-se no mesmo plano foi observado que as falhas mais antigas são as destrais e as mais jovens as normais *down dip* (Figura 6.13). E estas duas falhas são paralelas a F-03. Enquanto em (f), falha destal, NW-SE, com rejeito centimétrico, paralela a F-04, foi observada.

Minidiques de epidoto, centimétricos com direção N-S, paralelos a F-02, estão brechados, em (b). Enquanto, minidiques de riolito com borda enriquecida em minerais máficos é observado em (c), com direção $N10^{\circ}E; 47S^{\circ}E$ (Figura 6.13). O contato entre esta estrutura e a rocha encaixante é difuso.

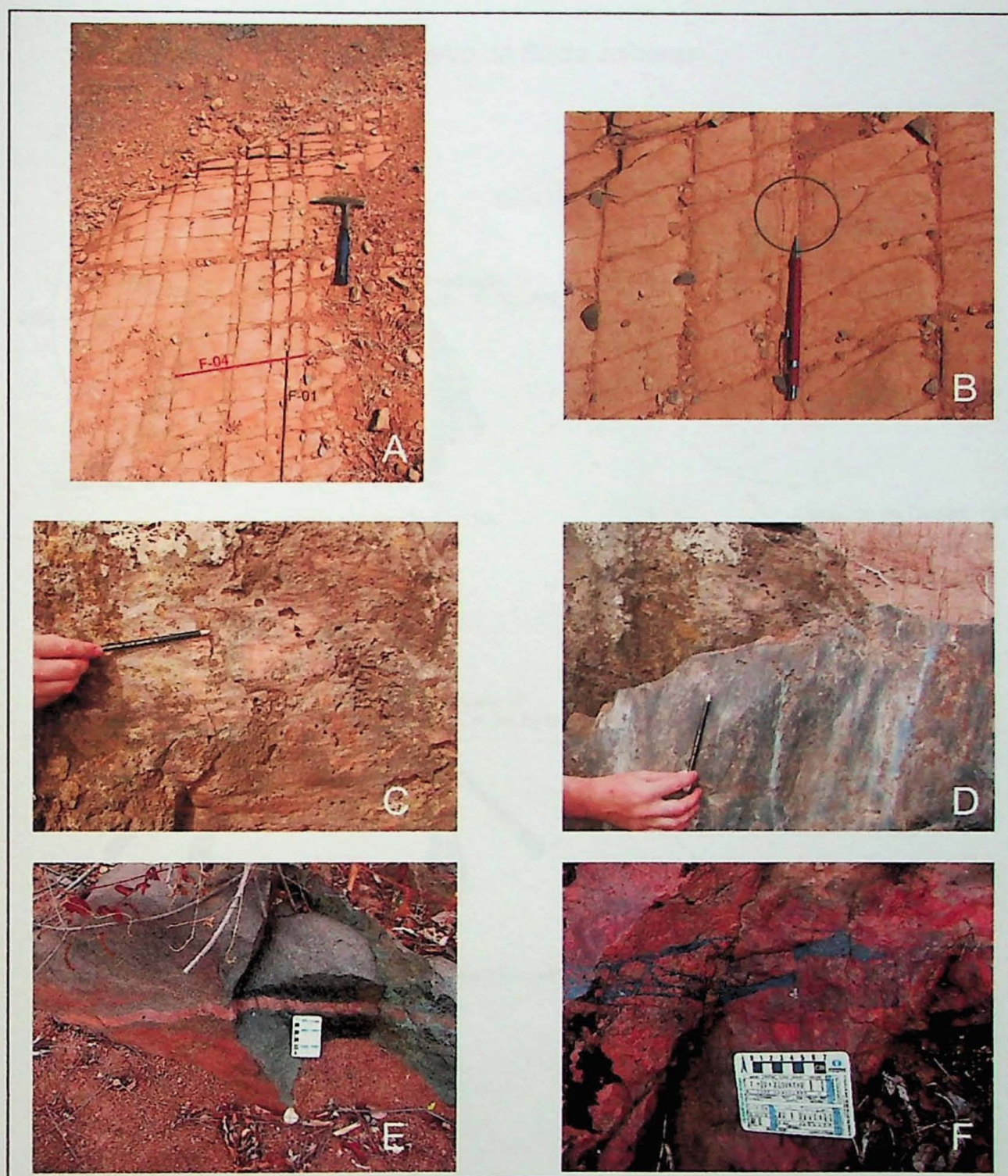


Figura 6.13: Arenito Pacujá em A e B (CE-31), quando visto em A, F-01 e F-04 parecem formar padrão *grid-lock*. Mas quando observado em detalhe na foto B é visto preenchimento por hematita em F-01 e que há juntas oblíquas à mesma. Rioloite em CE-27 apresenta no mesmo plano de falha duas falhas: uma destal, mais antiga em C e outra normal *down dip*, mais nova em D. Minidique de rioloite cortando diabásio fanerítico fino da Fm. Parapuá é observado em E. Ainda na mesma formação e mesmo ponto, veios preenchidos por hematita e magnetita em brechas de rocha piroclástica são deslocados com sentido sinistral e rejeito centimétrico.

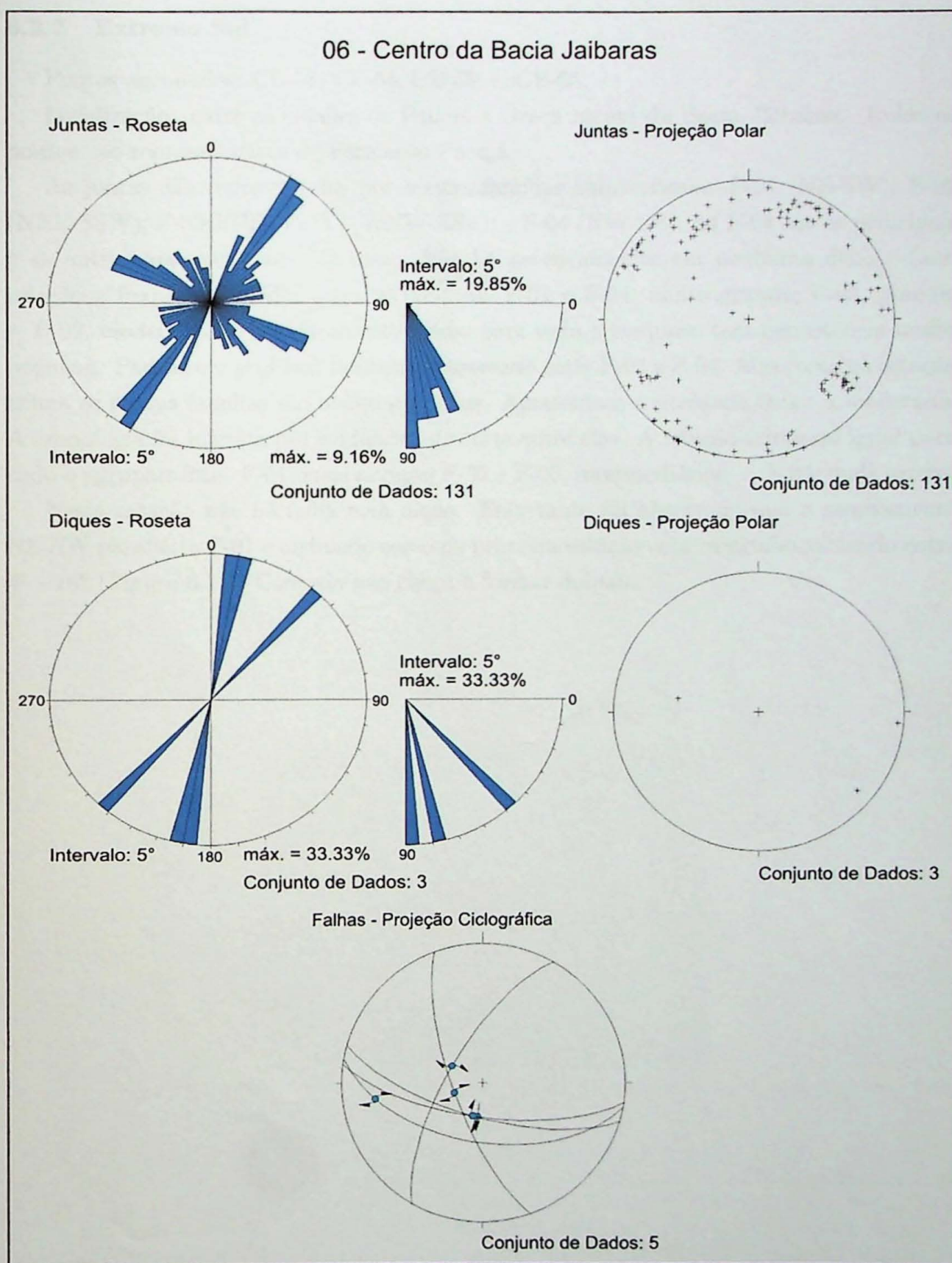


Figura 6.14: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmitt - Lambert de igual área. Representativos da Estação Centro da Bacia Jaibaras.

6.2.7 Extremo Sul

Pontos agrupados: CE-58; CE-64; CE-65; e, CE-66.

Localização: entre as cidades de Pacujá e Graça no sul da Bacia Jaibaras. Todos os pontos são representativos da Formação Pacujá.

As juntas são representadas por quatro famílias sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNE-SSW); F-03(ENE-WSW – WNW-ESE); e F-04 (NW-SE). As F-04 são as principais e as outras aparecem subordinadas. Não há preenchimento em nenhuma delas. Com relação à frequência média entre as famílias: F-01 e F-04, muito grande; F-03, grande; e, F-02, moderada. E o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Padrão em *grid-lock* também é observado entre F-01 e F-04. Mas como na estação acima as outras famílias são oblíquas a estas. Apresentam rugosidade baixa a moderada. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antigas; F-02 e F-03, intermediárias; e, F-04, mais jovens.

Nesta estação não há falha nem dique. Entretanto foi observado que o acamamento NE-SW paralelo a F-01 é ondulado como na primeira estação com mergulho variando entre 4° - 16° (Figura 6.15). Contudo não chega a formar dobras.

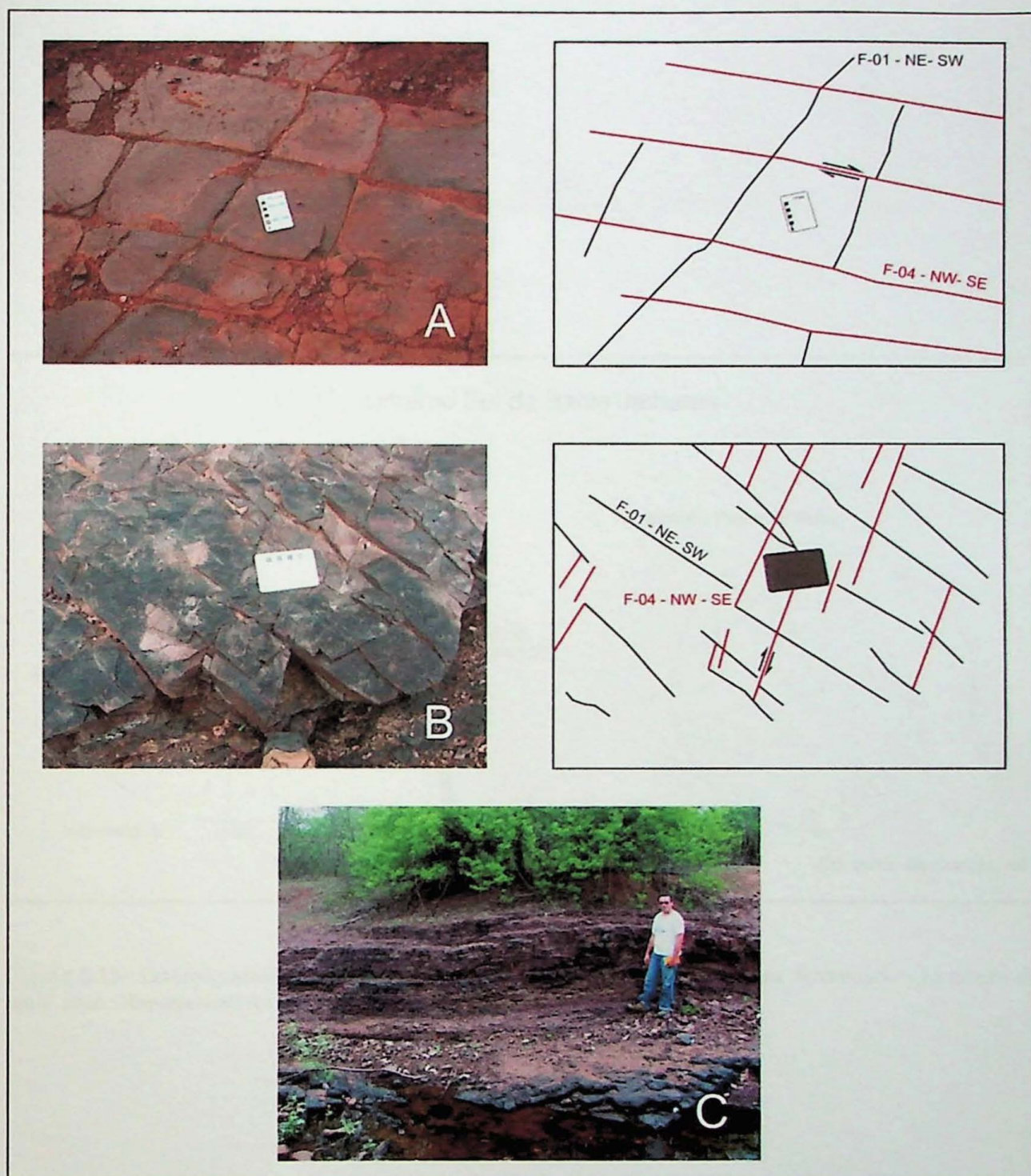


Figura 6.15: Arenito da Fm. Pacujá localizado na cidade homônima à formação na foto A, é observado um padrão aproximadamente *grid-lock* entre F-01 e F-04 e a primeira família é deslocada localmente com sentido dextral pela segunda família. Esse mesmo padrão junto com o deslocamento pode ser visto também em B, próximo a cidade de Pacujá. E ainda neste afloramento é notado que o acamamento do arenito intercalado com folhelho tem direção NE-SW e mergulho variando 4° - 16° está ondulado. Contudo não chega a formar dobras como no caso da estação do Açude Jaibaras.

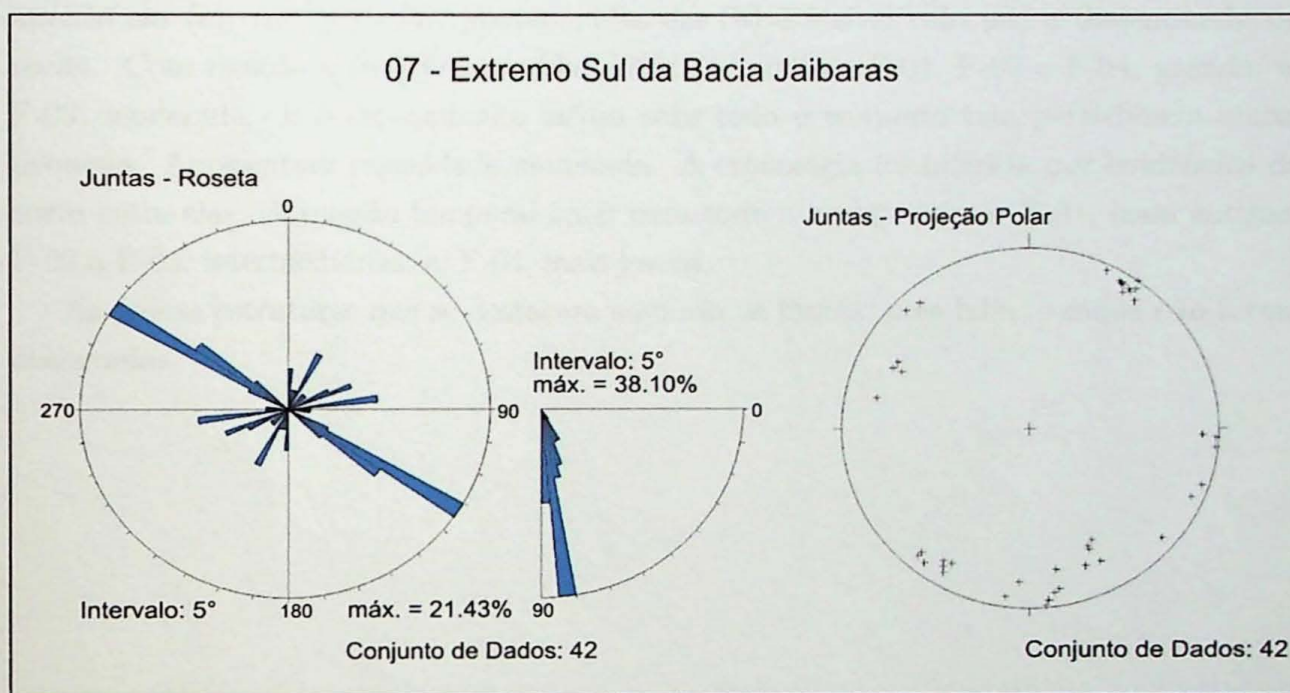


Figura 6.16: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmmidt – Lambert de igual área. Representativos da Estação Extremo Sul da Bacia Jaibaras.

6.2.8 Extremo Norte

Pontos agrupados: CE-68; CE-69; e, CE-70.

Localização: no norte da Bacia Jaibaras.

Estes são representativos das seguintes litologias: (a) CE-68, basalto tholeítico; (b) CE-69, conglomerado Massapê; e, (c) CE-70, gnaiss migmatítico, embasamento.

As juntas são representadas por quatro famílias sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNE-SSW); F-03 (ENE-WSW); e, F-04 (NW-SE). A F-02 se destaca de todas as outras. Enquanto as outras famílias ocorrem de modo proporcional. Preenchimento é observado apenas em (a), na F-01, por quartzo. Mas em (b) é visível calcopirita disseminada na rocha. Com relação à frequência média entre as famílias: F-01, F-02 e F-04, grande; e, F-03, moderada. E o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam rugosidade moderada. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antigas; F-02 e F-03, intermediárias; e, F-04, mais jovens.

As únicas estruturas que se destacam aqui são as juntas, pois falha e dique não foram observadas.

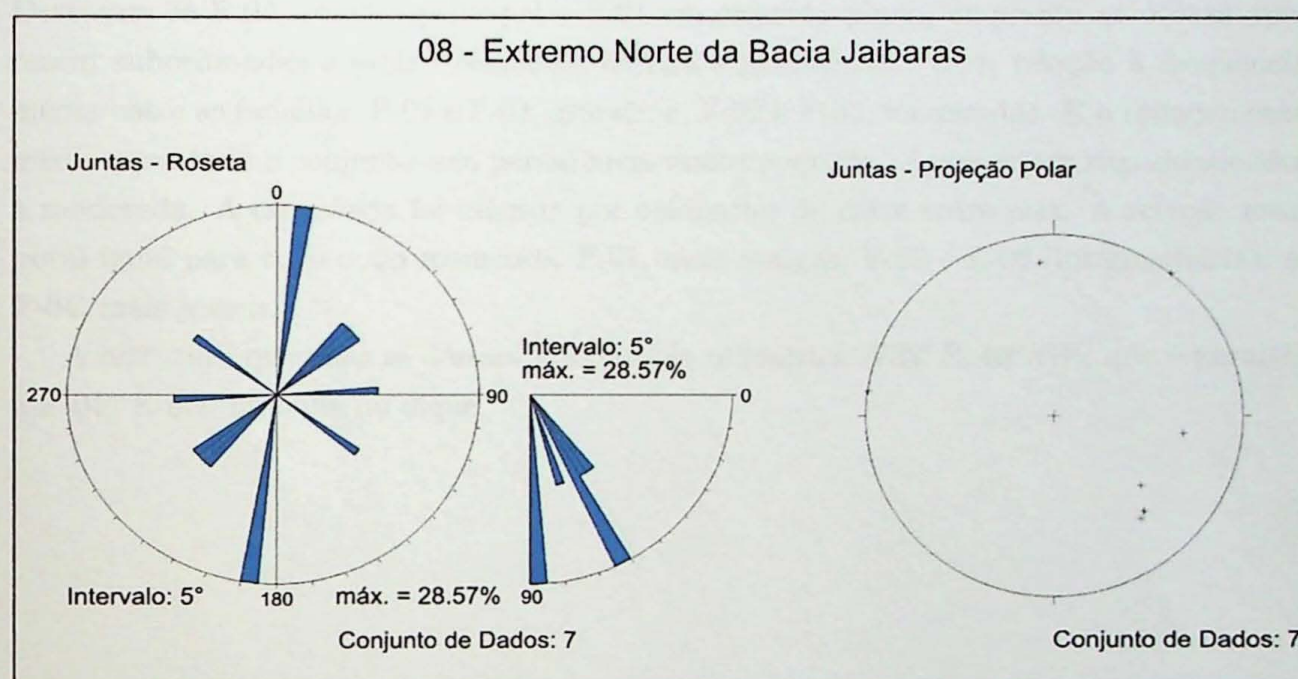


Figura 6.17: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmid - Lambert de igual área. Representativos da Estação Extremo Norte da Bacia Jaibaras.

6.2.9 Zona de Cisalhamento Massapê

Pontos agrupados: CE-08; CE-71; CE-72; e, CE-73.

Localização: próximo ao contato norte do maciço Meruoca com a Bacia Jaibaras.

Estes são representativos das seguintes litologias: (a) CE-08, conglomerado Massapê; (b) CE-71. Basalto toleítico; e, (c) CE-72 e CE-73, gnaiss migmatítico milonítico, embasamento.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (NNE-SSW); F-03 (ENE-WSW – E-W - WNW-ESSE); e, F-04 (NW-SE). Destacam-se F-04, como a principal e F-01 em segundo plano, enquanto as outras aparecem subordinadas a estas. Nenhuma família é preenchida. Com relação à frequência média entre as famílias: F-01 e F-04, grande; e, F-02 e F-03, moderadas. E o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam rugosidade alta a moderada. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. A relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antigas; F-02 e F-03, intermediárias; e, F-04, mais jovens.

A estrutura que mais se destaca é a foliação milonítica $N32^{\circ}E; 40^{\circ}SW$, que é paralela a F-01. E não há falha ou dique.

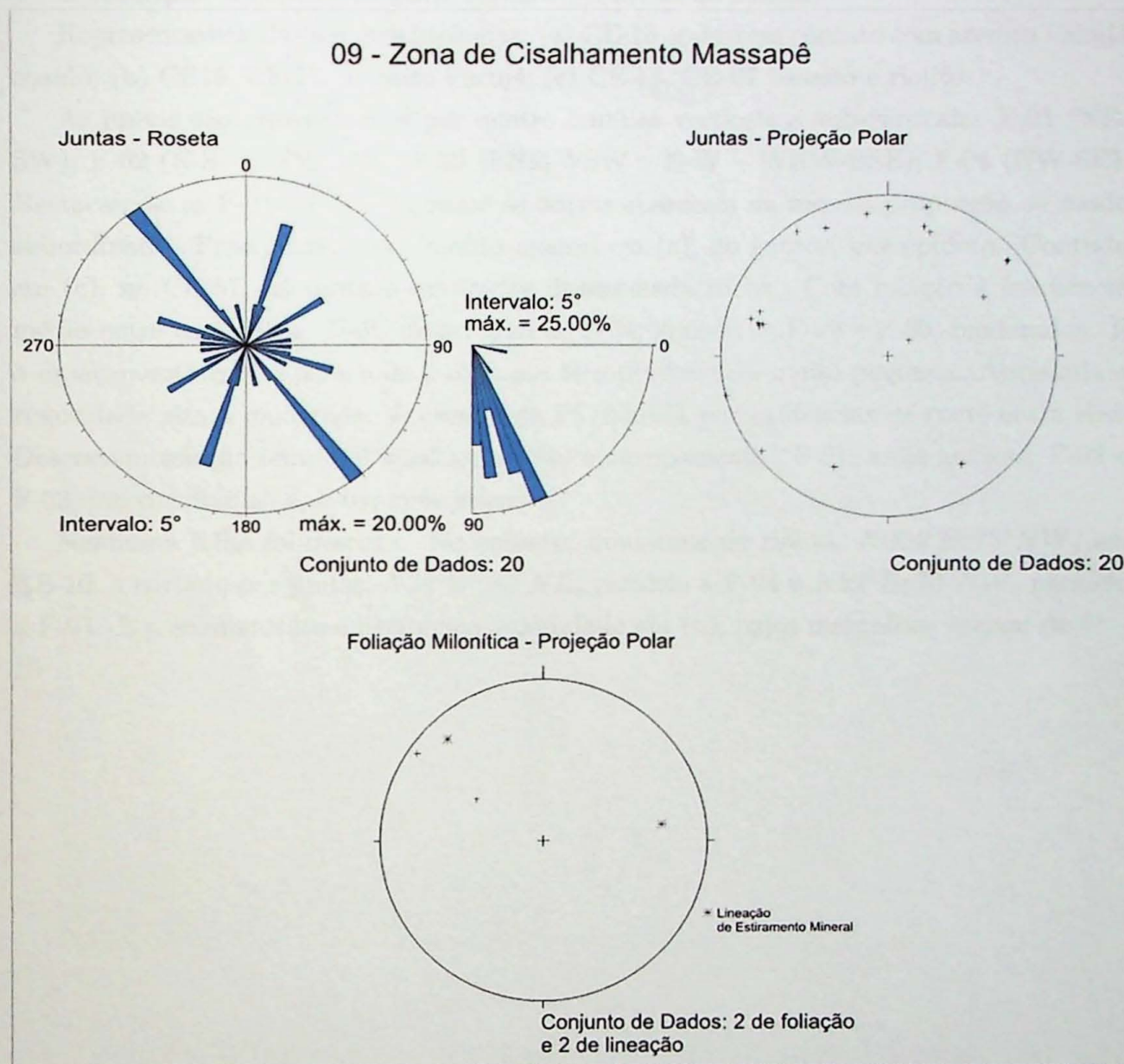


Figura 6.18: Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmmidt – Lambert de igual área. Representativos da Estação Zona de Cisalhamento Massapê.

6.2.10 Centro Norte

Pontos agrupados: CE-10; CE-16; CE-17; CE-18; e, CE-67.

Localização: no centro da Bacia Jaibaras, próximo de Sobral.

Representativos das seguintes litologias: (a) CE-10, gabro em contato com arenito Pacujá cozido; (b) CE-16, CE-17, arenito Pacujá; (c) CE-18, CE-67 basalto e riolito.

As juntas são representadas por quatro famílias verticais a sub-verticais: F-01 (NE-SW); F-02 (N-S - NNW-SSE); F-03 (ENE-WSW - E-W - WNW-ESE); F-04 (NW-SE). Destacam-se as F-01 e F-04, enquanto as outras aparecem na mesma proporção de modo subordinado. Preenchimento é descrito apenas em (a), no gabros, por epidoto. Contudo em (c), no CE-67, há pirita e calcopirita disseminada rocha. Com relação à frequência média entre as famílias: F-01, muito grande; F-04, grande; e, F-02 e F-03, moderadas. E o espaçamento médio para todo o conjunto tem persistência muito pequena. Apresentam rugosidade alta a moderada. A cronologia foi inferida por evidências de corte entre elas. Descrevem relação temporal igual para todo o agrupamento: F-01, mais antigas; F-02 e F-03, intermediárias; e, F-04, mais jovens.

Nenhuma falha foi descrita. No entanto, minidique de riolito, $N004^{\circ}E; 75^{\circ}NW$, em CE-10, é cortado por juntas, $N24^{\circ}W; 80^{\circ}NE$, paralela a F-04 e $N52^{\circ}E; 70^{\circ}NW$, paralela a F-01. E o acamamento é ligeiramente ondulado em (b), cujos mergulhos variam de $5^{\circ} - 10^{\circ}$.

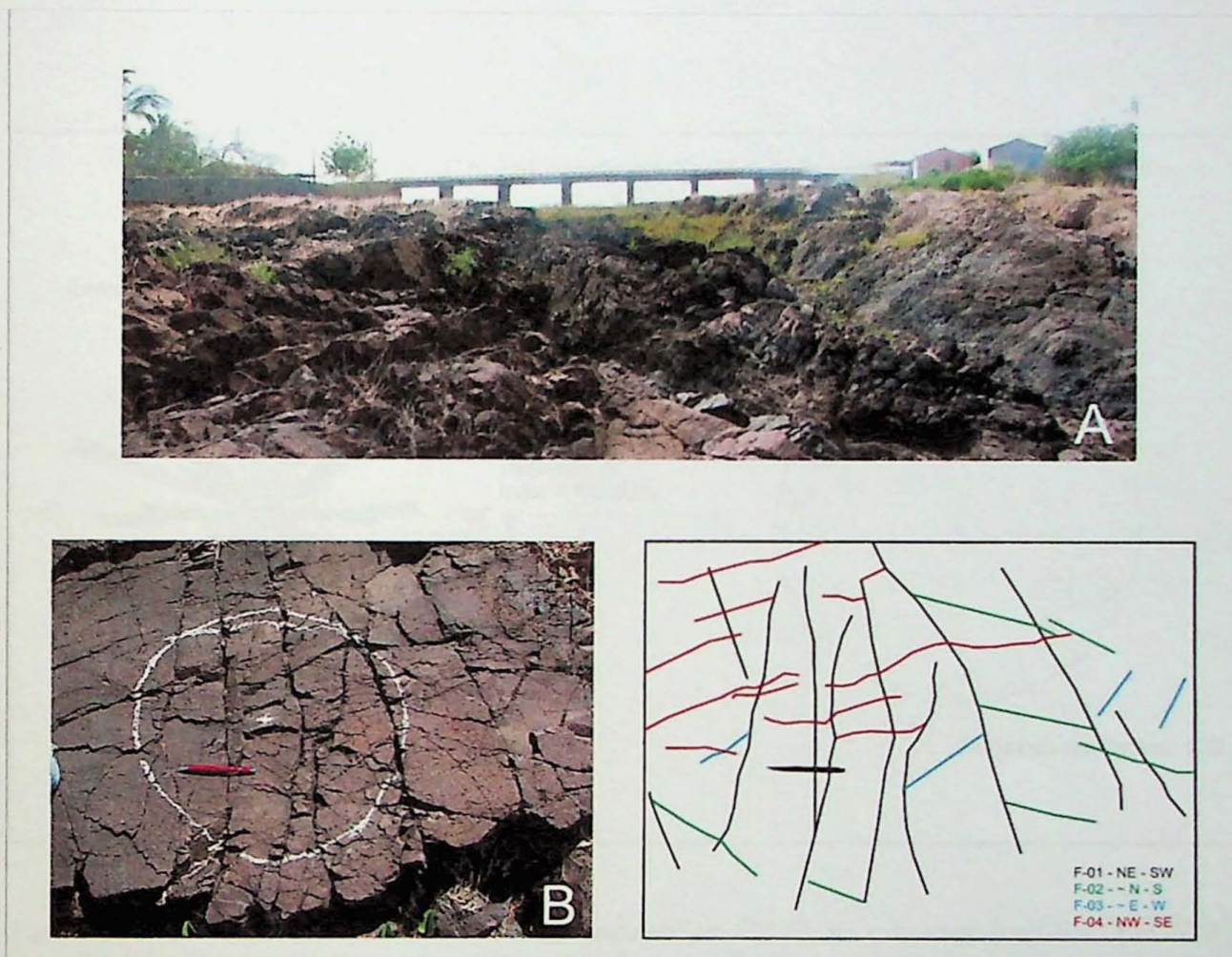


Figura 6.19: Basalto toleítico da Fm. Parapuí, localizado em CE-18, na cidade de Itaguaçu. Em A, é a vista geral do afloramento. Enquanto em B é possível ver com detalhes a relação das juntas nesta litologia.

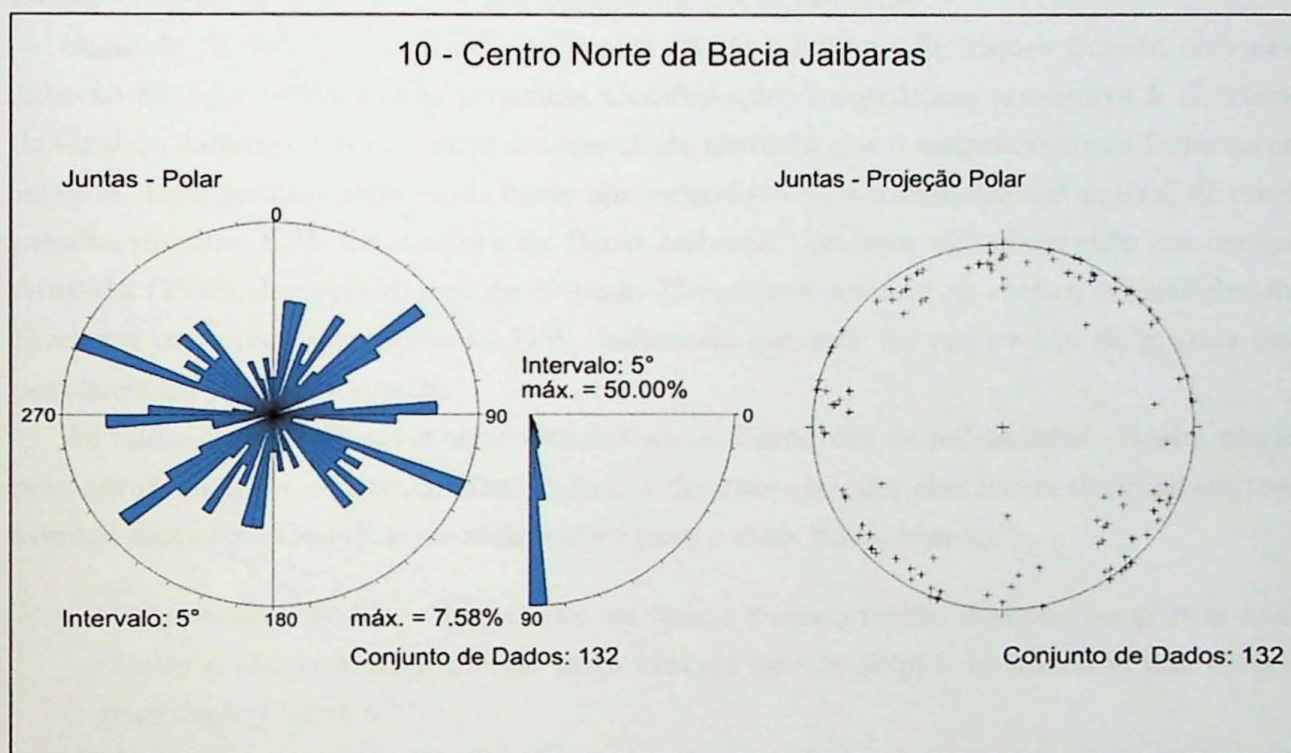


Figura 6.20: Basalto toleítico da Fm. Parapuí, localizado em CE-18, na cidade de Itaguaçu. Em A, é a vista geral do afloramento. Enquanto em B é possível ver com detalhes a relação das juntas nesta litologia.

6.2.11 Interpretação estrutural

Nesta seção os dados estruturais obtidos em campo são interpretados e discutidos.

As grandes descontinuidades crustais geradoras de milonitos (ZCCI) e a pertencente ao Lineamento Transbrasiliano (ZCSPII) de orientação NE-SW que limita os dois grandes domínios litoestruturais: (a) Domínio Médio Coreaú a oeste e (b) Domínio Ceará Central a leste são as estruturas mais antigas e as que limitam a Bacia Jaibaras. Assim foi interpretado que a compressão de orientação NW-SE é a mais antiga e está relacionada às transcorrências destrais anteriores a geração da Bacia Jaibaras.

Segundo Almeida *et al.* (1999) e Oliveira (2001) o enxame de diques Coreaú com orientação N80E – S80W são as primeiras manifestações magmáticas anteriores à abertura do Graben Jaibaras. Os primeiros autores ainda afirmam que o magma ocupou fraturas en échelon. Interpretado desse modo como um segundo evento transtensional destal de compressão máxima E-W de abertura da Bacia Jaibaras. Embora não observado em campo Almeida (1998) descreve diques de diabásio Mesozóicos cortado as rochas granitóides da Meruoca com mesma compressão E-W. Indicando que este foi um evento de grande importância na história da bacia.

As falhas foram utilizadas nesse estudo como calibradores da paleotensão. Assim sendo pelo agrupamento e cronologia observada nas diversas estações elas foram divididas em três eventos distintos. Descritos do mais antigo para o mais novo, têm-se:

- Compressão NW-SE – Registrado em falhas transcorrentes destrais no plúton Mucambo e são cronologicamente mais antigas que os diques localizados nos corpos graníticos (Figura 6.21);
- Compressão E-W e NW-SE – Registrado em falhas normais *down dip* e transcorrentes sinistrais das Fms. Pacujá e Parapuí, as falhas normais na Fm. Pacujá aparentam ser cronologicamente mais novas que as juntas (Figura 6.22); e,
- Compressão WNW-ESE – Registrado em falhas normais oblíquas e transcorrentes sinistrais no plúton Meruoca (Figura 6.23).

Os diques observados em campo foram às estruturas geradas por três eventos distensivos diferentes, e são eles:

- Distensão NW-SE e E-W – Registrado tanto nas rochas granítica Meruoca e Mucambo como nas rochas do Grupo Jaibaras, menos aquelas da Fm. Massapê.

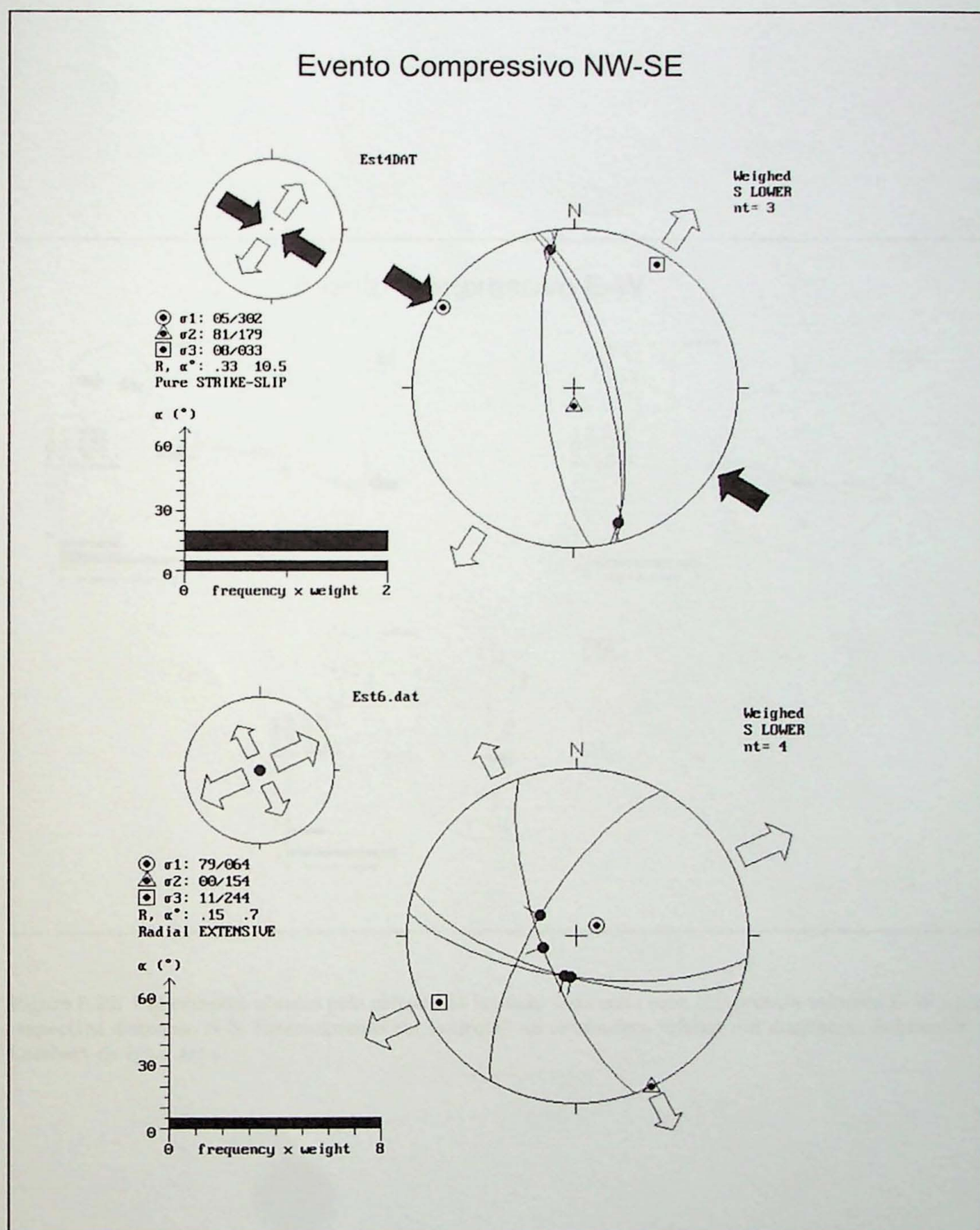


Figura 6.21: Paleotensões obtidas pelo método da inversão indicando uma compressão máxima NW-SE e sua respectiva distensão NE-SW. Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmmidt – Lambert de igual área.

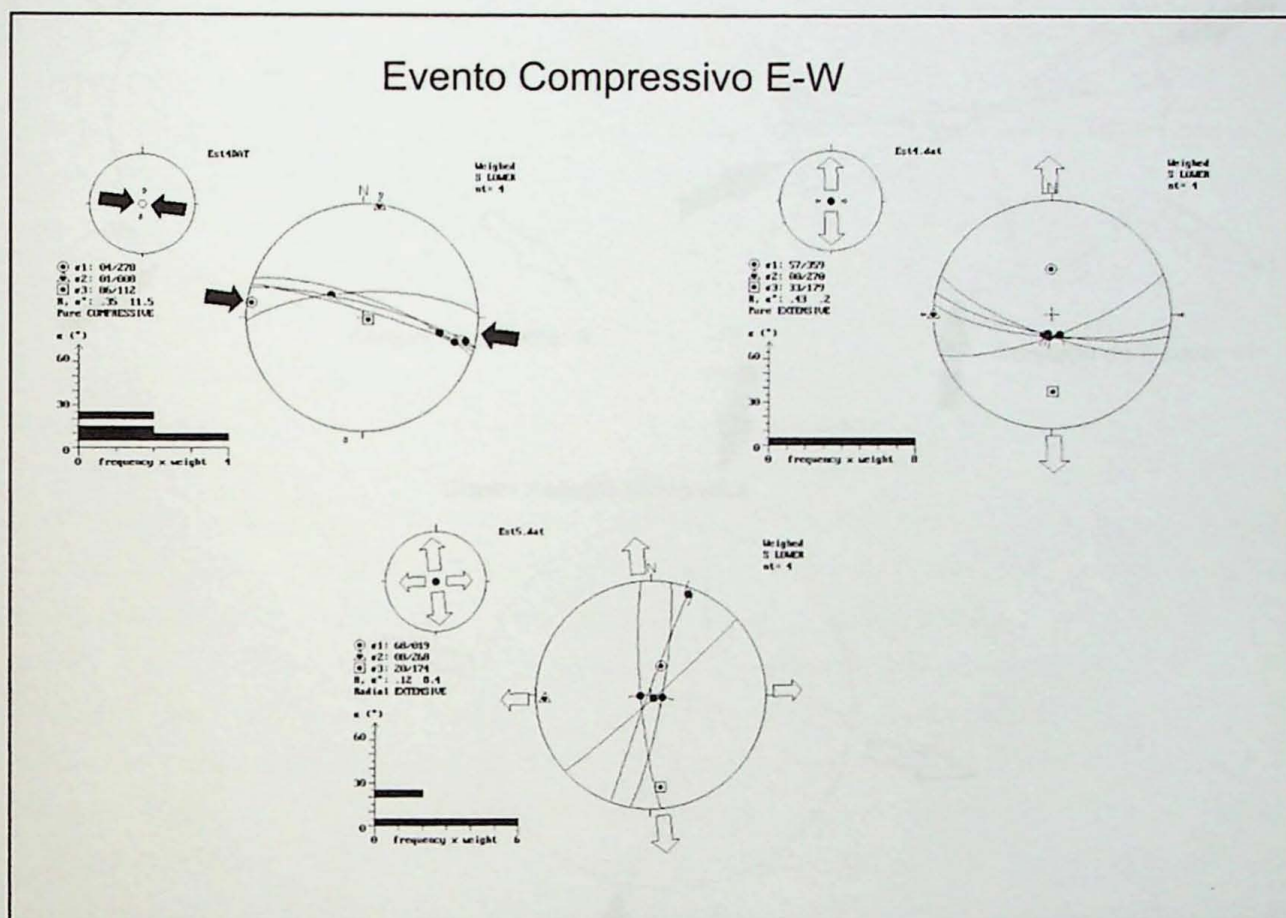


Figura 6.22: Paleotensões obtidas pelo método da inversão indicando uma compressão máxima E-W e sua respectiva distensão N-S. Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmitt - Lambert de igual área.

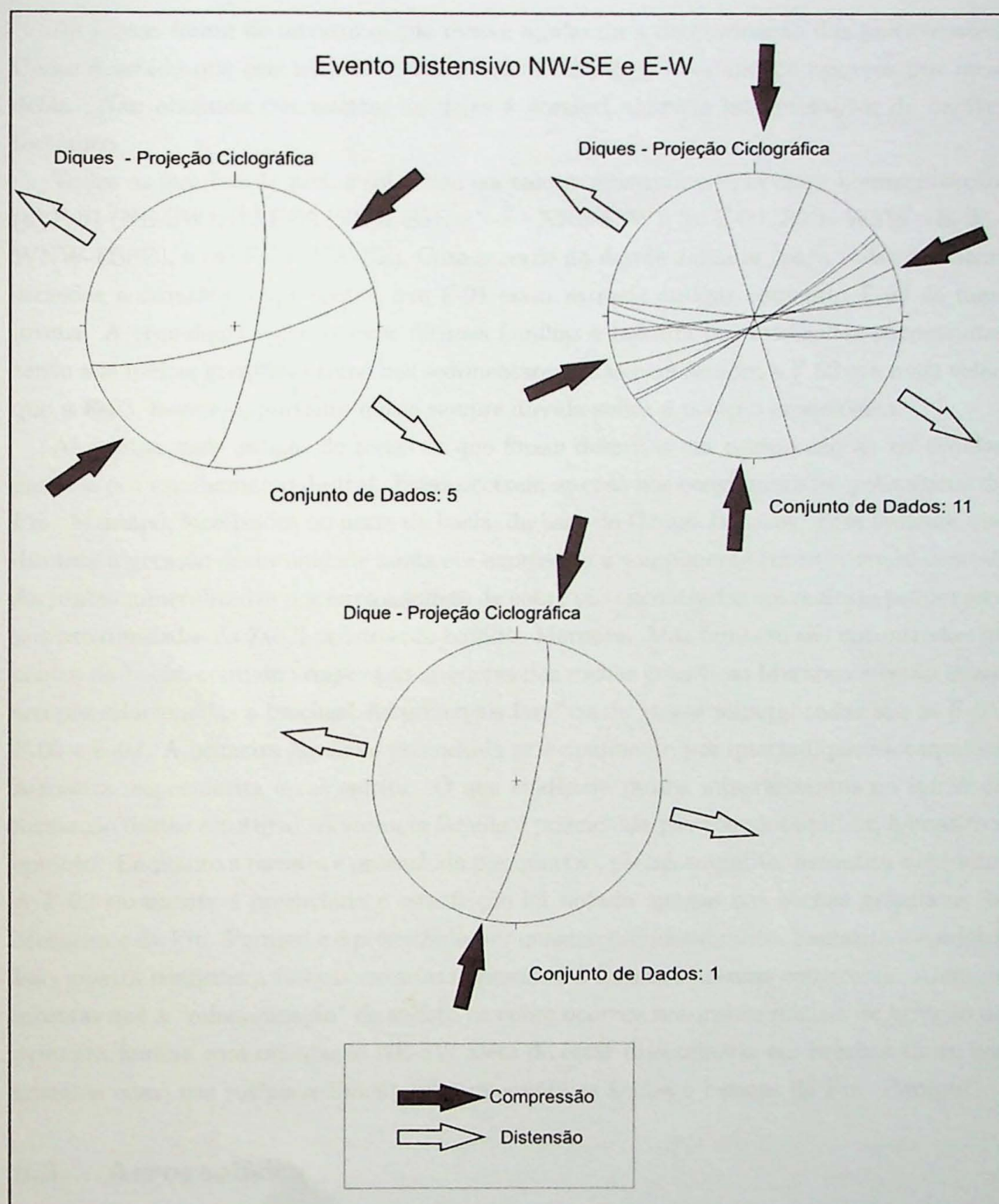


Figura 6.23: Paleotensões inferidas indicando uma distensão máxima NW-SE e sua respectiva compressão NE-SW. Estereogramas em projeções na semi-esfera inferior em diagramas Schmitt – Lambert de igual área.

As juntas foram às estruturas que menos ajudaram a determinação das paleotensões. Como é sabido que elas não têm estrias fica difícil inferir o campo de esforços por meio delas. Não obstante por intermédio delas é possível algumas interpretações de caráter tectônico.

Todas as famílias de juntas coletadas em campo mostraram uma clara hierarquização: (a) F-01 (NE-SW); (b) F-02 (NNW-SSE – N-S – NNE-SSW); (c) F-03 (ENE-WSW – E-W – WNW-ESSE); e (d) F-04 (NW-SE). Com exceção do Açude Jaibaras, para todas as outras estações a cronologia apresentou que F-01 eram as mais antigas enquanto F-04 as mais jovens. A cronologia entre as duas últimas famílias é inferida por evidências encontradas tanto nas rochas graníticas como nas sedimentares. Mas nem sempre a F-02 era mais velha que a F-03, havendo, portanto quase sempre dúvida sobre a posição cronológica.

As juntas mais antigas de todas as que foram descritas em campo são as *en échelon* geradas por cisalhamento destrai. Estas ocorrem apenas nos conglomerados polimíticos da Fm. Massapê, localizados no norte da bacia, da base do Grupo Jaibaras. Elas indicam que durante a geração desta unidade ainda era expressivo a componente transtensional destrai. As juntas mineralizadas por ferro e sulfeto de cobre são encontradas em maiores proporções nas proximidades da ZCCI próximo do batólito Meruoca. Mas também são encontradas no centro da bacia, contudo sempre nos arredores das rochas graníticas Meruoca e estão quase sempre relacionadas a brechas. As principais famílias de juntas mineralizadas são as F-01, F-03 e F-04. A primeira família é preenchida principalmente por quartzo, pseudotaquilto, hematita, especularita e calcopirita. O que evidencia pulsos mineralizantes no início da formação destas estruturas. A segunda família é preenchida por pseudotaquilto, hematita e epidoto. Enquanto a terceira é preenchida por quartzo, pseudotaquilto, hematita e epidoto. A F-02 raramente é preenchida e esta feição foi notada apenas nas rochas graníticas da Meruoca e da Fm. Parapuí e é preenchida por quartzo pseudotaquilto, hematita e epidoto. Isso mostra confirma a intensa cataclase associada à formação dessas estruturas. Além de mostrar que a “mineralização” de sulfeto de cobre ocorreu nos pulsos iniciais de geração da primeira família com orientação NE-SW além de estar disseminada em brechas tanto nos granitos como nas rochas sedimentares e magmáticas ácidas e básicas da Fm. Parapuí.

6.3. Aerogeofísica

Nesta seção serão apresentados e discutidos os dados e produtos aerogeofísicos utilizados nesta monografia.

6.3.1 Dados Aeromagnéticos

Referem-se aos *grids* da Primeira Derivada Vertical, Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) e Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (Figura 6.24). Essas três imagens permitiram a caracterização dos maiores lineamentos e limites da área em questão. E por meio da ASA foi possível delimitar os domínios magnéticos onde os máximos valores de contrastes magnéticos determinam o contorno das fontes magnéticas.

Com relação à profundidade de alcance dos dados, Amaral (2007) utilizou o espectro de potência que relaciona a frequência com a profundidade. Estabeleceu então a profundidade das fontes magnéticas e o comportamento das rochas em subsuperfície. Este mesmo autor definiu três intervalos diferentes da parte superior da fonte das anomalias magnéticas, as quais seriam: (a) fontes infracrustais (15 – 10 km); (b) fontes intracrustais (10 – 3 km); e, (c) fontes supracrustais (3 – 1 km).

Desse modo, por meio do mapa de domínios magnéticos integrado com os lineamentos é possível inferir as áreas de maiores anomalias magnéticas juntamente com os lineamentos mais profundos e antigos. Assim, na figura 2, pode ser visto essa integração.

Os lineamentos magnéticos apresentam um *trend* principal NE-SW (Figura 6.25) que é coincidente com o sistema transcorrente destrai das zonas de cisalhamento Café-Ipueiras (ZCCI), Sobral – Pedro II (ZCSP II) e Massapê (ZCM), as quais limitam a Bacia Jaibaras. Além de coincidirem com a direção de diques básicos mesozóicos. Enquanto um *textitrend* E-W à ENE-WSW secundário é marcante a oeste da Bacia Jaibaras, tanto no Grupo Ubajara como no plúton Meruoca, representando o enxame de diques Coreaú dito por Oliveira (2001) como o pulso inicial de abertura do *Graben* Jaibaras. E um *trend* NW-SE em menor proporção que está limitando o batólito Meruoca ao norte e a sul que segundo Oliveira (2001) compreende a direção de abertura da Bacia Jaibaras.

No total foram definidos quatro domínios magnéticos. As maiores anomalias são representadas pelo domínio magnético muito alto (DMMA) com valores entre 120,915 a 20,020 nT/m (nanotesla por metro) representado em roxo. Este domínio se estende por quase toda a bacia, mas está sempre limitada pelos grandes lineamentos que são as zonas de cisalhamento transcorrentes destrais que limitam a bacia. A sua maior concentração está localizada no centro e ao norte da bacia onde há as maiores ocorrência de ferro da área. O DMMA ainda pode ser visto de modo disperso em áreas fora da bacia e ainda no centro-norte do plúton Meruoca.

O domínio magnético alto (DMA) com valores entre 16,007 a -13,029 nT/m está representado em rosa e é o de maior ocorrência dentre os domínios. Ele se estende desde o

norte até o sul da área e abrange todas as litologias. Contudo na bacia ele só ocorre ao sul como no plúton Mucambo. Porém no plúton Meruoca ocorre tanto no cento-norte como a leste do corpo. E parecem estar relacionado ao enxame de diques Coreaú.

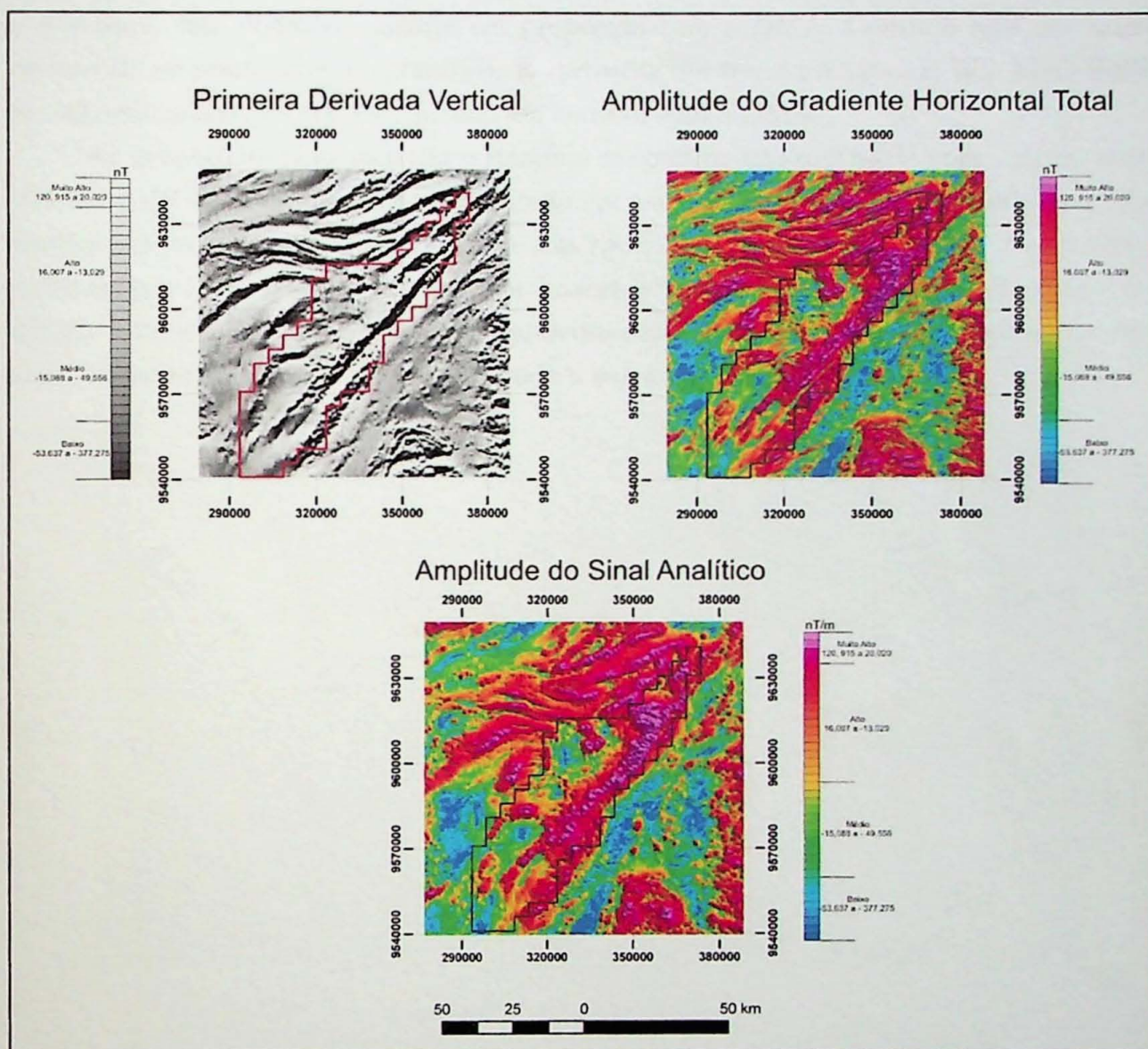


Figura 6.24: Imagens aeromagnéticas pré-processadas por Amaral (1007), utilizadas nesta monografia.

Em proporção intermediária está o domínio magnético médio (DMM) com valores entre -15,088 a -49,556 nT/m, representado em verde. Abrange tanto o enxame de diques Coreaú como as rochas graníticas do Mucambo e Meruoca. E ainda um pequeno trecho ao sul da bacia próximo do contato com o plúton Mucambo. Tanto nos batólitos Mucambo e Meruoca, este domínio concorre em proporção com o DMA. Contudo está em maior proporção no primeiro corpo granítico. E apresenta um *trend* principal E-W à ENE-WSW ou subordinadamente NE-SW quando em contato com o DMA.

Com proporções bem menores o domínio magnético baixo (DMB) com valores entre -53,637 a -377,275 nT/m, está representado em azul. Ocorre nos plútons Meruoca e Mucambo, no enxame de diques Coreaú e nas rochas da Bacia do Parnaíba. Na primeira unidade granítica está disperso em duas “manchas” ao norte e no centro-sul do corpo, enquanto na segunda unidade granítica apresenta sua maior concentração ao norte do corpo com “manchas” dispersas ao longo de toda a sua área aflorante.

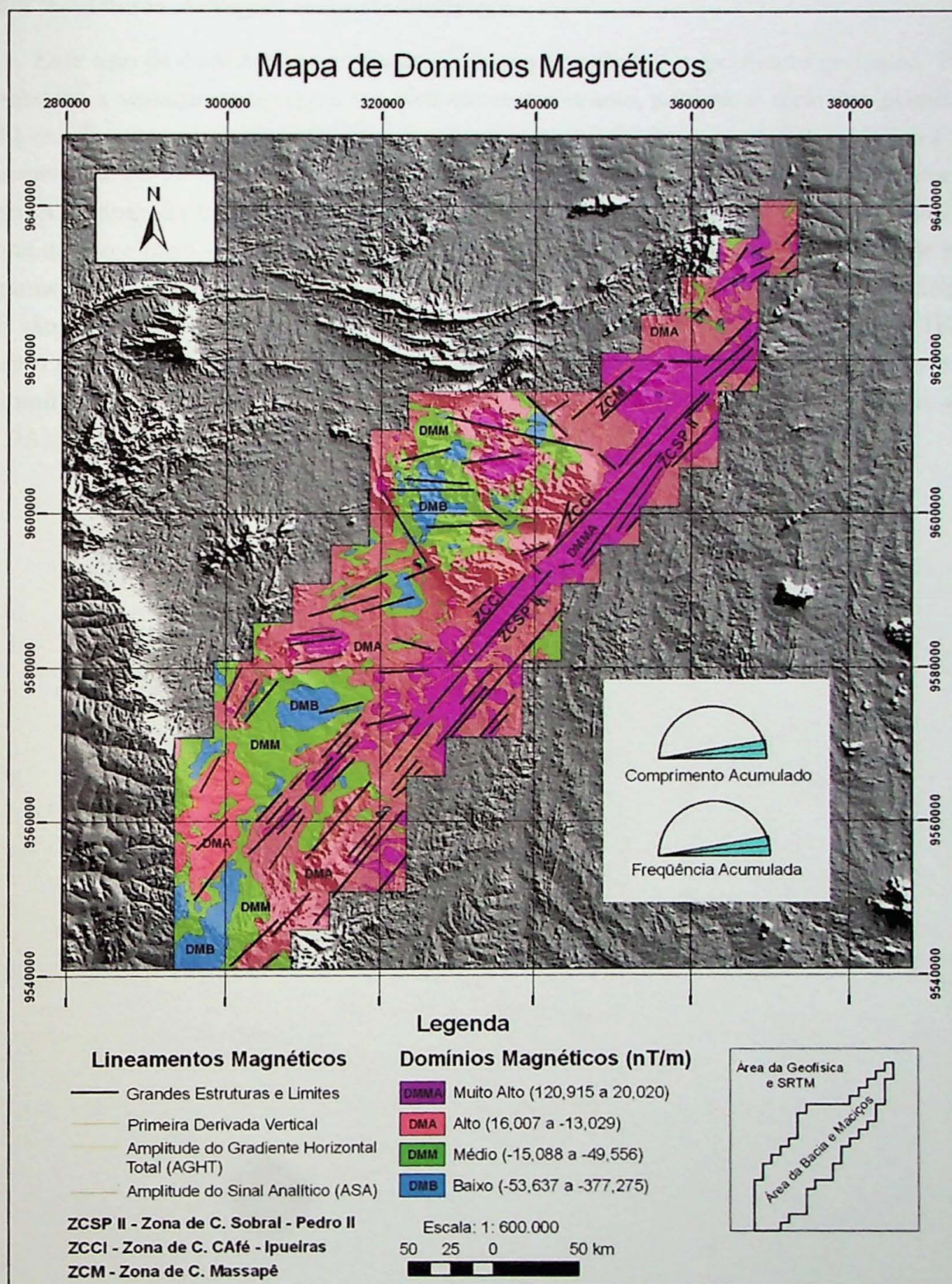


Figura 6.25: Mapa de domínios magnéticos com transparência sobre uma imagem SRTM, extraído da imagem ASA e integrado com os lineamentos magnéticos obtidos dos três *grids* aeromagnéticos.

6.3.2 Dados Aerogamaespectrométricos

Esse tipo de dado é muitas vezes utilizado para auxiliar o mapeamento geológico. Pois refletem a variação geoquímica dos radioelementos urânio, potássio e tório nos primeiros 30 cm da crosta terrestre. Normalmente o levantamento aerogamaespectrométrico é representado no mínimo por quatro mapas: contagem total, urânio, potássio e tório. Porém nesta monografia foram utilizados apenas os três últimos. Todavia é importante ressaltar que urânio e tório são precedidos por um “e” de “equivalente” por que as medidas de raio gama fluem do elemento filho da série do decaimento do urânio e potássio (Duval, 1983). E são representados pelos grids micronivelados dos canais do urânio (eU), potássio (K) e tório (eTh) (Figura 6.26). Por meio destas imagens foi possível obter lineamentos e quatro domínios dos respectivos radioelementos: (a) domínio muito alto (DMA); (b) domínio alto (DA); (c) domínio médio (DM); e, (d) domínio baixo (DB).

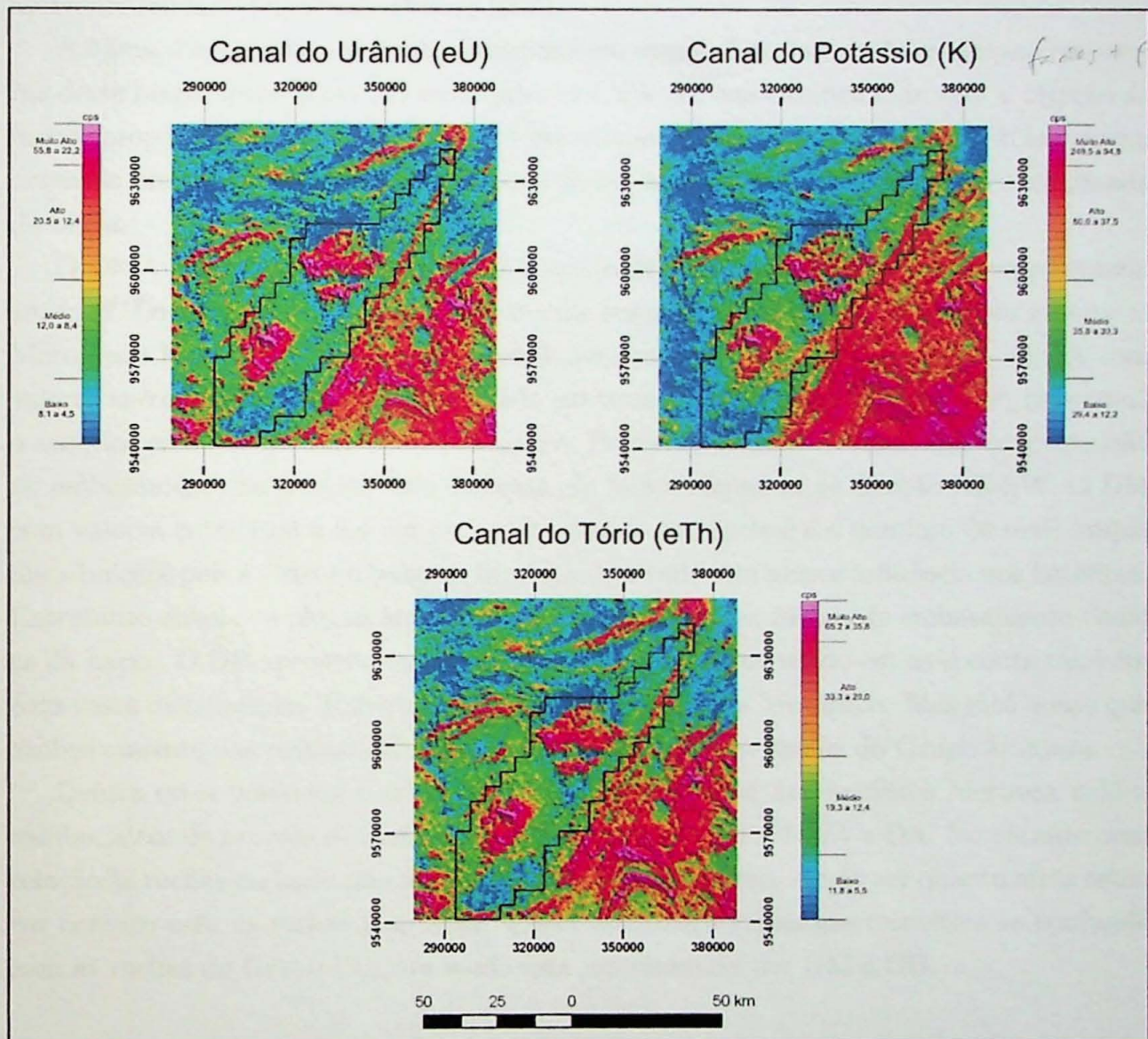


Figura 6.26: Imagens aerogamaespectrométricas pré-processadas por Amaral (2007), utilizadas na monografia.

6.3.3 Canal do Urânio (eU)

Representando a menor concentração média dos radioelementos na crosta terrestre está associado a minerais óxidos e silicatos (Silva, 1999). E é um elemento facilmente móvel em ambiente oxidado (Hoover & Pierce, 1990).

A figura 4 apresenta o mapa de domínios e estruturas deste canal. As principais estruturas deste mapa apresentam um *trend* principal NW-SE que é coincidente com a direção de menor proporção do mapa de domínios e estruturas magnéticas (Figura 6.27). E em menor extensão um *trend* secundário NE-SW que no sul da área faz uma delimitação aproximada da bacia.

O DMA tem valores entre 55,8 a 22,2 cps (contagem por segundo) e está representado em roxo. Localiza-se quase que exclusivamente nos centros dos respectivos corpos graníticos Meruoca e Mucambo e localmente no embasamento gnáissico-migmamítico. O DA com valores entre 20,5 a 12,4 cps, representado em vermelho tem distribuição maior, mas como o anterior está delimitando os corpos ígneos. Porém, mostram também uma concentração no embasamento no contato leste da bacia em forma alongada de direção NE-SW. O DM com valores entre 12,0 a 8,4 cps está representado em verde e é o domínio de mais ampla distribuição, pois é visto em todas as litologia. Contudo tem menos influência nos batólitos. Entretanto envolve o plúton Mucambo englobando tanto as rochas do embasamento como as da bacia. O DB apresenta valores de 8,1 a 4,5 cps, representado em azul conta também com vasta distribuição. Todavia não é observado no plúton Mucambo. Mas está quase que exclusivamente nas rochas sedimentares da Bacia Jaibaras com as do Grupo Ubajara.

Dentre estes domínios é notada uma clara delimitação dos batólitos Meruoca e Mucambo, além de porções do embasamento representado pelos DMA e DA. No entanto com relação às rochas da bacia não se percebe bem os seus limites. A não ser quanto estas estão em contato com as rochas graníticas. E sua assinatura gamaespectrométrica se confunde com as rochas do Grupo Ubajara sendo esta representada por DM e DB.

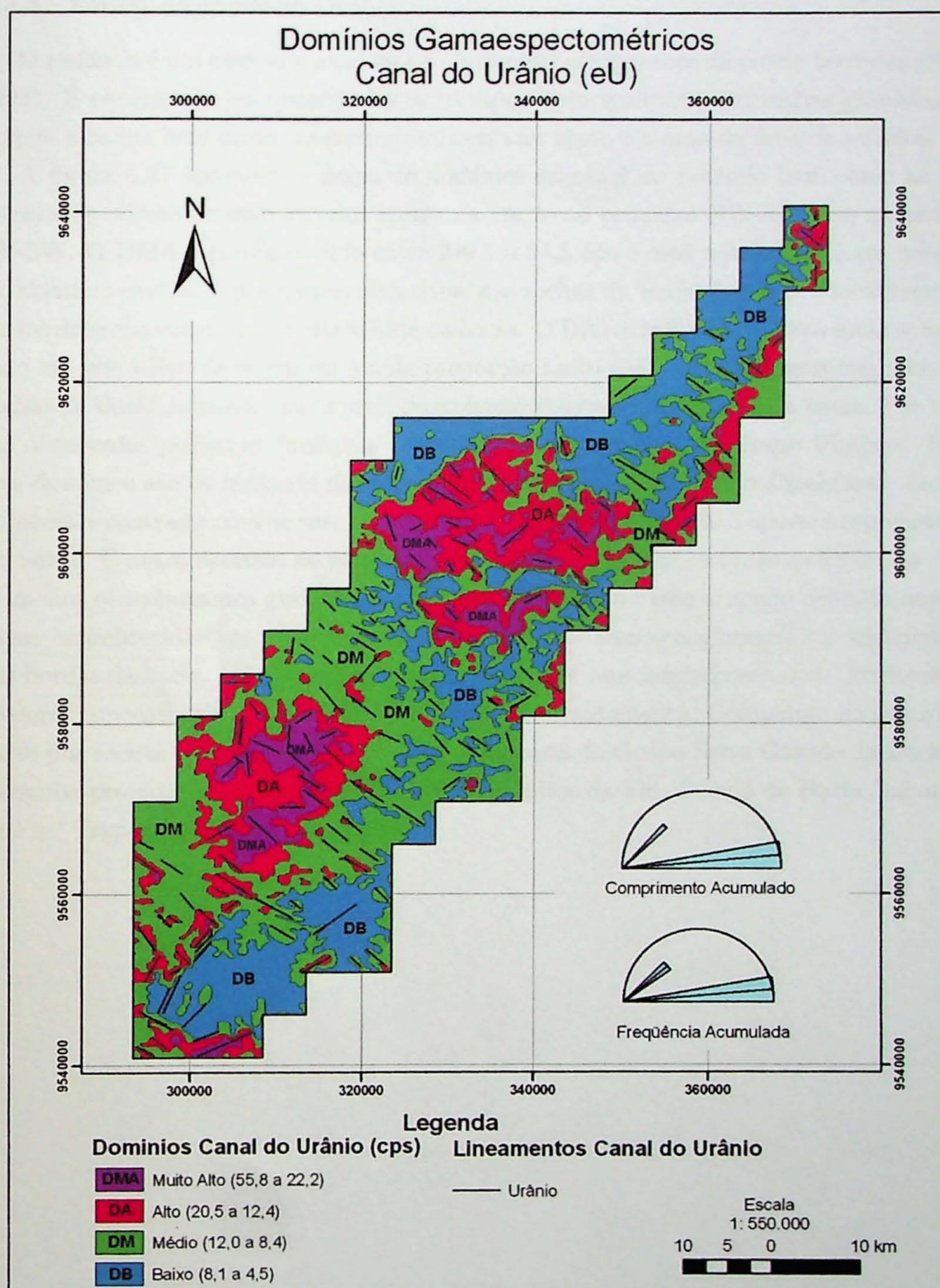


Figura 6.27: Mapa de domínios gamaespectrométricos e lineamentos extraídos do canal do urânio.

6.3.4 Canal do Potássio (K)

O potássio é um elemento alcalino e é o principal componente da crosta terrestre (Silva, 1999). É encontrado em quase todos os litotipos, principalmente em rochas graníticas de origem alcalina bem como em rochas sedimentares como é o caso da área de estudos.

A figura 6.27 apresenta o mapa de domínios do canal do potássio bem como as suas estruturas. Como no caso anterior apresenta um *trend* principal NW-SE e um secundário NE-SW. O DMA é compreendido entre 249,5 a 94,8 cps e está representado em roxo. É o domínio exclusivo dos corpos intrusivos, das rochas da Bacia Jaibaras e localmente de partes do embasamento no contato leste da bacia. O DA entre 80,0 a 37,5 cps está representado em vermelho. Ocorrem em ampla proporção tanto nas intrusões graníticas como nas rochas da Bacia Jaibaras e nas rochas do embasamento no contato leste da bacia. Por vezes são observadas pequenas “manchas” deste domínio nas rochas do Grupo Ubajara. Estes dois domínios são os melhores delimitadores das rochas graníticas e sedimentares. Devido apresentar contraste com os outros domínios. O DM entre 35,8 a 30,3 cps está representado em verde. É outro domínio de vasta extensão na área englobando todas as litologias. Mas de menor ocorrência nos granitos. Nas rochas sedimentares este domínio delimita aquelas fácies empobrecidas em potássio, que seriam aquelas areno-conglomeráticas distribuídas nas bordas da bacia. E o DB entre 29,4 a 12,2 cps está representado em azul. Traduzem as menores concentrações de potássio encontrado no levantamento. Compondo na sua maior parte por rochas clásticas silurianas da unidade basal do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba próximo a cidade de Ipú. Além dos arenitos da Fm. Pacujá da Bacia Jaibaras e da Fm. Trapiá do Grupo Ubajara.

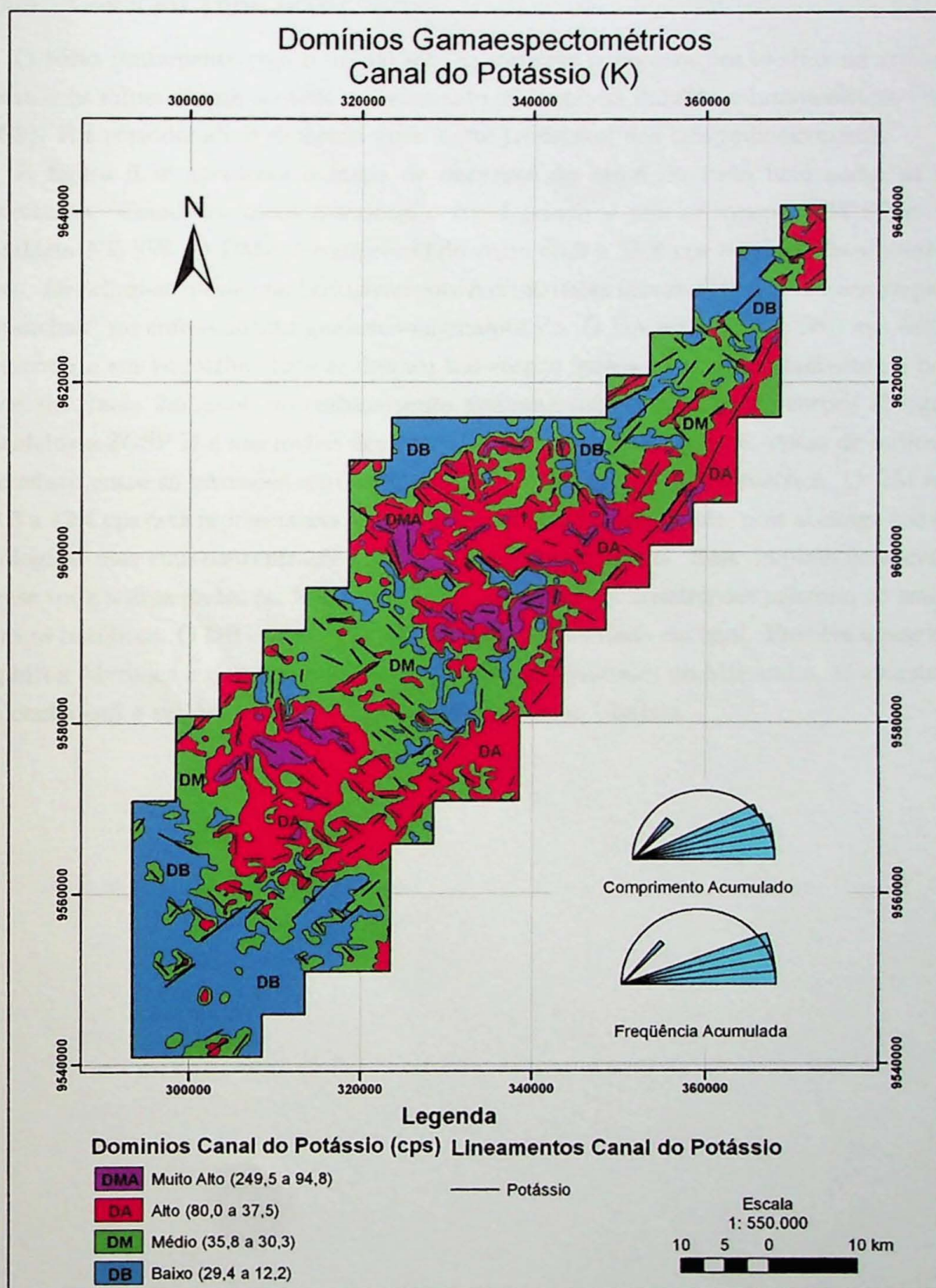


Figura 6.28: Mapa de domínios gamaespectrométricos e lineamentos extraídos do canal do potássio.

6.3.5 Canal do Tório (eTh)

O tório juntamente com o urânio tem as menores concentrações médias na crosta da Terra e os minerais que contem este elemento são estáveis durante o intemperismo (Silva, 1999). É considerado o elemento mais inerte (resistato) dos três radioelementos.

A figura 6.28 apresenta o mapa de domínios do canal do tório bem como as suas estruturas. Como nos casos anteriores o *trend* principal tem orientação NW-SE e o secundário NE-SW. O DMA é compreendido entre 65,2 a 35,8 cps e está representado em roxo. Distribui-se quase que exclusivamente nas intrusões ígneas e localmente em pequenas “manchas” no embasamento gnáissico-migmatítico. O DA entre 33,3 a 20,0 cps está representado em vermelho. Este se destaca nos corpos ígneos e subordinadamente na borda leste da Bacia Jaibaras, no embasamento gnáissico-migmatítico como corpos alongados paralelos a ZCSP II e nas rochas dos Grupos Ubajara e Serra Grande. Além de indicarem o contato entre as intrusões com a bacia por diferença gamaespectrométrica. O DM entre 19,3 a 12,4 cps está representado em verde. É o domínio mais amplo, pois abrange todas as litologias, mas com concentrações reduzidas nos corpos ígneos. Esse domínio compreende quase toda a área da bacia. Mas sempre com as maiores concentrações próximo ao contato com os batólitos. O DB entre 11,8 a 5,5 cps está representado em azul. Envolve quase todo o plúton Meruoca e quase não é notado nas rochas graníticas do Mucambo. Concentra-se no centro-sul e sul da bacia além das rochas do Grupo Ubajara.

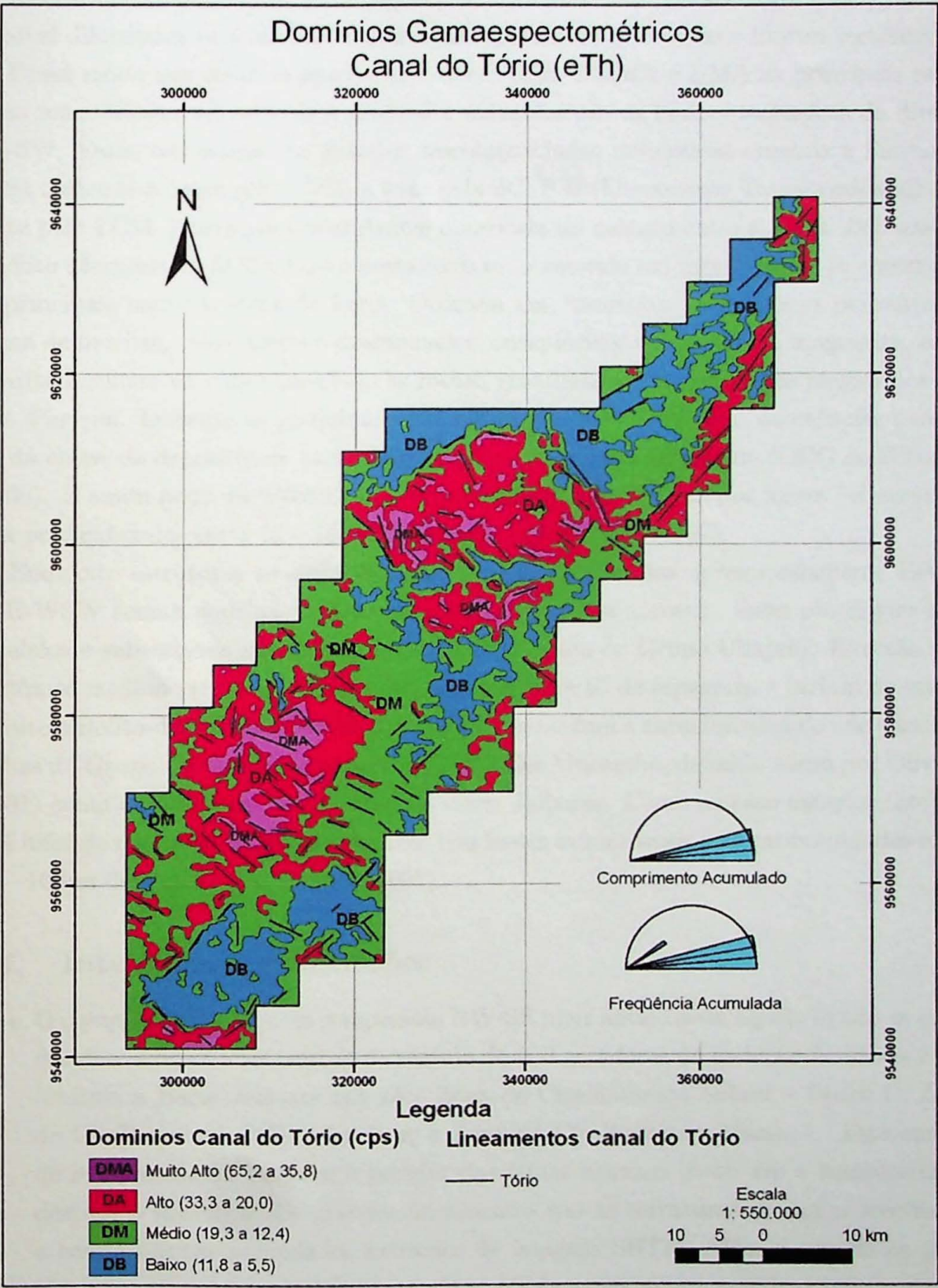


Figura 6.29: Mapa de domínios gamaespectrométricos e lineamentos extraídos do canal do tório.

Interpretação dos dados aeromagnéticos Com base nos lineamentos magnéticos foi possível diferenciar as maiores, mais antigas e profundas estruturas e limites tectônicos.

Desse modo por estarem ligadas ao contato entre DMMA e DMA as principais estruturas magnéticas mais antigas e profundas extraídas são os limites tectônicos de direção NE-SW. Essas estruturas são grandes descontinuidades miloníticas crustais e limitam a Bacia Jaibaras a oeste pela ZCCI, a leste pela ZCSP II (Lineamento Transbrasiliano) e ao norte pela ZCM. Outra particularidade é observada no contato entre a Bacia Jaibaras e o batólito Meruoca na ZCCI. Pois é neste contato, observado em campo, onde se encontram as principais concentrações de ferro. Ocorrem em “morrotes” e pequenas pedreiras na forma de brechas, veios, lentes e disseminados, enriquecidos em hematita, magnetita, especularita e sulfeto de cobre associado às rochas graníticas da Meruoca e às magmáticas da Fm. Parapuí. Levando os pesquisadores a sugerirem que talvez estas ocorrências possam ser da classe de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro conhecido como IOCG de Hitzman (2000). E assim pode ser inferido que estas estruturas são geradas por fontes infracrustais com profundidades entre 15 – 10 km de acordo com Amaral (2007).

Enquanto estruturas secundárias ligadas ao DA orientadas aproximadamente E-W a ENE-WSW seriam aquelas relativas ao enxame de diques Coreaú. Estes são diques sub-paralelos e subverticais que cortam os metassedimentos do Grupo Ubajara. Eles são descontínuos medindo em média 10 km de comprimento e 50 de espessura e variam de micro-granito a riolito-dacito com textura pofirítica. Apresentam a característica de não cortar as rochas do Grupo Jaibaras nem as rochas granitóides Mucambo, definido assim por Oliveira (2001) como o pulso magmático inicial da Bacia Jaibaras. Como no caso anterior também será inferido que estas rochas e estruturas têm fontes infracrustais com profundidades entre 15 – 10 km de acordo com Amaral (2007).

6.4. Integração e Conclusões

- O campo de esforços com compressão NW-SE mais antigo seria aquele ligado as grandes descontinuidades crustais de sentido dextral geradoras de rochas miloníticas e que limitam a Bacia Jaibaras que são: Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II; Zona de Cisalhamento Café – Ipueiras; e Zona de Cisalhamento Massapê. Este campo de compressão foi também o gerador das falhas normais *down dip* e transcorrentes destrais e sinistrais. Os grandes lineamentos são as estruturas de maior frequência e comprimentos acumulados extraídas de imagens SRTM. Além de serem os principais lineamentos magnéticos extraídos das imagens aeromagnéticas quase sempre

limitando o DMMA do DMA. E estão relacionadas às fontes infracrustais com profundidades entre 15 – 10 km. Quanto às imagens aerogamaespectroétricas se destacam apenas no canal do potássio limitando as unidades pelíticas da BJ.

- Enquanto o campo de esforços transtensional destal de compressão máxima E-W são aqueles ligados a colocação do Enxame de Diques Coreau que também é o evento de abertura da Bacia Jaibaras. E por retivação são também responsáveis pela intrusão dos diques de diabásio Mesozóicos no granito Meruoca. Além de serem os geradores das falhas normais oblíquas e trancorrentes sinistrais. Os diques na imagem SRTM se destacam mais no batólito Meruoca e a sul desta unidade bem como no mapa de domínios e estruturas magnéticas e gamaespectrométricas (CeU:CK:CeTh). Entretanto nas magnéticas o enxame de diques está relacionado com o contato entre os DMMA com DMA enquanto os diques Mesozóicos estão relacionados com o contato entre o DMM e DMB. Quanto à profundidade das fontes magnéticas os diques estão entre as fontes infracrustais (15 – 10 km) e as intracrustais (10 – 3 km). E nos três canais gamaespectrométricos os enxames de diques estão relacionados ao contato DA e DM enquanto os diques Mesozóicos estão no contato DMA e DA.
- Em outro evento distensivo NW-SE e E-W cronologicamente mais novo que os citados acima foram os responsáveis pela intrusão de diques observados nos batólitos Meruoca e Mucambo quanto nas rochas do Grupo Jaibaras, menos aquelas da Fm. Massapé relacionadas a fontes supracrustais (3 – 1 km).
- A concentração de ferro e sulfeto de cobre está localizada no contato entre a Bacia Jaibaras e o batólito Meruoca, o qual é limitado pela Zona de Cisalhamento Café - Ipueiras. Confirmado por disseminados de hematita, especularia, magnetita e sulfetos de cobre em brechas tanto nas rochas graníticas como nas sedimentares do Grupo Jaibaras e magmáticas ácidas e básicas da Fm. Parapuí. E em preenchimento de juntas principalmente das famílias F-01 (NE-SW), F-03 (WNW-ESSE – E-W – ENE-WSW) e F-04 (NW-SE). Corroborado também por meio de imagens SRTM, pois estas mostram que as maiores frequências e comprimentos acumulados são daquelas estruturas NE-SW e que as estruturas com direções E-W e NW-SE ocorrem subordinadas. Além de estarem associadas no mapa de domínios magnéticos ao contato entre os DMMA e DMA. E no mapa de domínios gamaespectrométricos situados nos contatos: DA e DM (Canal do Urânio); DMA e DA (Canal do Potássio); e, DA e DM (Canal do Tório).

Referências Bibliográficas

- Abreu F., Hasui Y. & Gorayeb P. 1993. Grabens eopaleozóicos do oeste cearense. Considerações sobre as seqüências litoestratigráficas. *SBG, Simp. Geol. NE, 15, Anais, Natal*:29–31.
- Almeida D.P.M., Lopes R.C., Lima L. & Gomes C.H. 1999. Resultados preliminares do estudo petrográfico e geoquímicos das rochas pertencentes ao Mb. Rodeio Velho (Ordoviciano) – Bacia do Camaquã – RS/Brasil. In: *I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, SBG, Boletim de resumos, p. 15.
- Almeida F., Brito Neves B. & Carneiro C. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci Rev.*, **50**:77–111.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, **241**:1–36, 1-36.
- Almeida F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: *XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Salvador, *Anais*, vol. 1, pp. 29–46.
- Almeida R. 1998. *O magmatismo Parapuí e a evolução geológica da Bacia de Jaibaras*. Tese de Doutorado, Fortaleza, Depto. Geologia, UFCE, Tese Prof. Titular, 125 p.
- Amaral W.S. 2007. *Integração de dados aerogeofísicos e geológicos e sua contribuição a evolução geodinâmica do domínio ceará central, província borborema*. Dissertação de Mestrado, UNICAMP.
- Angelier J. 1979. Determination of the mean principal directions of stress for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**:17–26.
- Angelier J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**:5835–5848.
- Angelier J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. II: A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, **103**:363–376.
- Angelier J. 1994. Fault slip analysis & paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock (Ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, Oxford, pp. 53–100.

- Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Societe Géologique de France*, **11**:729–737.
- Araújo Filho J.O. 2003. Análise de Fraturamentos Geológicos com Aplicação a Sistemas Hídricos. Tech. Rep., UFC - Apostila.
- Arthaud M.H. 2002. Introdução à Geologia Estrutural. Tech. Rep., UFC.
- Arthaud M.H., Vasconcelos A.M., Nogueira Neto J.A., Oliveira F.V.C., Parente C.V., Monié P., Liégeois J.P., Caby R. & Fetter A. 1998. Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NE Brazil). In: *14 International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, MG*, 84–85.
- Assine M. 2001. *Evolução do Conceito de Seqüência*, São Leopoldo, Editora Unisinos, cap. Estratigrafia de Seqüências. Fundamentos e Aplicações. pp. 9–25.
- Blakely R.J. 1995. *Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Blum M.L.B. 1999. *Processamento e Interpretação de Dados de GEOFÍSICA AÉREA NO BRASIL e Sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral*. Tese de Doutorado, UnB.
- Brito Neves B. 1998. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **29**:175–193.
- Brito Neves B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their Relationship with tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, **5**(1):175–196.
- Brito Neves B. & Cordani U. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res*, **53**:34–40.
- Brito Neves B., Fuck R., Cordani U. & Thomaz A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *J. Geodynamics*, **1**:495–510.
- Brito Neves B., Passarelli C., Basei M. & Santos E. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geol. USP: Sér. Cient.*, **3**(1):25–38.

- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. Dissertação de Mestrado, Tese de mestrado apresentado ao IG/USP. Mimeografado. 198p.
- Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental (escala 1/1.000.000)*. Tese de Doutorado, IG/USP. Mimeografado. 177p.
- Brito Neves B.B. & Campos Neto M C. 2002. Ciclo Brasileiro: Discussão Prefacial. *SBG, Congr. Bras. Geol., Resumos...*, **41**:295.
- Caby R., Sial A., Arthaud M. & Vauchez A. 1991. *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, cap. Crustal evolution and the Brasileiro orogeny in Northeast Brazil. pp. 373–397.
- Cavalcante J., Ferreira C., Armesto R., Medeiros M., Ramalho R., Braun O., Baptista M. & Cunha H. 1983. Mapa Geológico do Estado do Ceará (1:500.000). Tech. Rep., Brasília: MME/DNPM.
- Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M. & Gomes E.M. 2003. Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará [material cartográfico] : Sistema de Informações Geográficas - SIG e mapas na escala 1:500.000. Tech. Rep., CPRM Serviço Geológico do Brasil e Secretaria dos Recursos Hídricos do Ceará.
- Costa M.J., França J.B., Bacciegga I.F., Habekost C.R. & Cruz W.B. 1973. Geologia da Bacia Jaibaras; Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras. Tech. Rep., DNPM/CPRM. Recife. Relatório Final (5 vol).
- CPRM 1995. Base de Dados dos Levantamentos Aerogeofísicos dos Projetos Rio Acaráu e Itatira. Tech. Rep., Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Danni J. 1972. Geologia da porção sul do Grupo Jaibaras-Ceará. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:85–87.
- Dantas E.L., Hackspacher P.C., Vanschmus W.R. & Brito Neves B.B.B. 1997. Archean accretion in the Caldas Brandão Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, **28**, n. 2:221–228.
- Davis J.C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons.
- Della Fávera J. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro, Ed. Uerj, 263p.

- Duval J.S. 1983. Composite color images of aerial gamma-ray spectrometric data. *Geophysics*, **48**(6):722–735.
- Fetter A. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: implications for the assembly of Gondwana*. Dissertação de Mestrado, Department of Geology, Faculty of the Graduate School, University of Kansas, Lawrence Campus, Thesis (PhD).
- Fetter A., Van Schmus W., Santos T., Hackspacher P. & Nogueira Neto J. 2000. Arquitetura crustal do embasamento do estado do Ceará, noroeste da província Borborema: uma classificação baseada em dados Sm/Nd em rocha total e U/Pb em zircões. *SBG, Simp. Geol. NE, 18, Recife, Boletim*, **16**:132.
- Féraud G., Caby R., Vauchez A., Corsini M., Arthaud M., Archanjo C., Jardim de Sá E. & Silva M. 1992. O sincronismo termo-tectônico polifásico Brasileiro dos sistemas cisalhantes Patos-Seridó e Campina Grande (Província Borborema) à luz de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mono-cristais com sonda-laser. *SBG, Congr. Bras. Geol., São Paulo, Res. Expand*, **1**:378–379.
- Gorayeb P., Abreu F., Correa J. & C.A.V. M. 1988. Relações Estratigráficas entre o Granito Meruoca e a Sequência Ubajara-Jaibaras. *Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais... Belém, SBG.*, **6**:2678–2688.
- Hitzman M. 2000. *Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, cap. Hydrothermal iron oxide copper-gold, related deposits: a global perspective. pp. 9–25.
- Hoover D. & Pierce H. 1990. Annotated Bibliography of Gamma-Ray Methods Applied to Gold Exploration. *U.S.G.S. Open-File Report*:90–203.
- Kegel W., Scorza E. & Coelho F. 1958. Estudos Geológicos do Norte do Ceará. Tech. Rep., MME/DNPM-DGM, Boletim, 134, 46p.
- Mabesoone J., Beurlen K., Rand H., W.D. C., Manoel Filho J., Barreto P., Rijo L., Rodrigues J., Marinho J., Nascimento P. & Rocha M. 1971. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará. *Estudos e Pesquisas, UFPE/IG*, **2**:1–116.
- Mello Z.F. 1978. Evoluções finais do ciclo geotectônico Brasileiro no nordeste oriental. *Cong. Bras. Geol. 30, Recife, Atas, SBG*, **6**:2438–2450.

- Nabighian M. 1972. The analytical signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, **37**(3):507–517.
- Nascimento D. & Gava A. 1979. Novas Considerações sobre a Estratigrafia da Bacia Jaibaras. *SBG, Simp. Geol. NE, 9., Natal, Atas..., Natal*:9–29.
- Novais F., Neves B. & Kawashita K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região nordeste do Estado do Ceará. *Simp. Geol. NE, 7, Natal, Atas. Natal, SBG*:93–110.
- Oliveira A.I. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil, Ed. Comemorativa dos Centenários de Portugal*. Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro.
- Oliveira D. 2000. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the early Paleozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):423–427.
- Oliveira D. 2001. Reavaliação da Evolução Tectono-Magmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, **36**(1-2):53–95.
- Oliveira D. & Mohriak W. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**:351–383.
- Oliveira J., Fortes F., Ferreira L. & Barros F. 1974. Projeto Cococi. Mapa Geológico escala 1/250.000. Tech. Rep., Recife, DNPM-CPRM.
- Orton G. 1996. *Volcanic Environments*, Blackwell Science, cap. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3. pp. 485–567.
- Parente C. & Fuck R. 1987. Geologia da ocorrência de cobre de Mandacaru (PI). *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:21–32.
- Parente C., Arthaud M. & Oliveira F. 1990a. Geologia da bacia eo-paleozóica de Iara. *Rev. Geol.*, **3**:29–39.
- Parente C., Arthaud M. & Oliveira F. 1990b. Geologia da bacia eo-paleozóica de Iara, CE. *Rev. Geol.*, **3**:29–39.
- Parente C.V., Silva Filho W.F. & Almeida A.R. 2004. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, cap. XXIX. p. 527.

- Quadros M. & Abreu F. 1995. Bacia de Jaibaras-NW do Ceará: Considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. *Simp. Nac. Est. Tect.*, 5., Gramado, Bol. B. Res. Expand. Gramado, SBG.:307-309.
- Quadros M., Abreu F. & Gorayeb P. 1994. Considerações sobre os ambientes deposicionais das formações Pacujá e Aprazível, Bacia de Jaibaras-NW do Ceará. *SBG, Congr. Bras. Geol.*, 38., Camboriú, 1994. *Anais. Camboriú, SBG.*, 3:240-242.
- Reiter F. & Acs P. 2007. Software TECTONICS FP versão 1.6.3. Tech. Rep..
- Riccomini A. & Crósta A.P. 1988. Análise Preliminar de Lineamentos em Imagens de Sensores Remotos Aplicada à Prospecção Mineral na Área dos Granitóides Mandira, SP. *Boletim IG-USP, Série Científica*:23-37.
- Rickwood P.C. 1990. *The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions*. Rotterdam: Balkema, p. 81-100.
- Santos E.J., Coutinho M. G. Costa M.P. & Ramalho R. 1984. *A região de dobramentos nordeste e a bacia Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais*, Schobbenhaus, C. and Almeida Campos, D. and Derze, G. R. and Asmus, H. E., cap. IV. pp. 131-189.
- Santos F. & Brito Neves B. 1984. *Província Borborema*, Almeida, F.F.M. and Hasui, Y., cap. 5. pp. 123-186.
- Schobbenhaus C., Campos D., Derze G. & Asmus H. 1984. Geologia do Brasil: Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Tech. Rep., Brasília, MME-DNPM, 501.
- Sial A. 1989. *Petrologia, Geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Recife, Depto. Geol., UFPE, Tese Prof. Titular, 284 p.
- Sial A. & Long L. 1987. Rb-Sr and oxygen isotope study of the Meruoca and Mucambo Granites, Northeastern Brazil. In: *Conf. Geochronology, Cosmochemical and Isotope Geology*, 4. p. 398-400. (USGS Report 78-701).
- Sial A., Figueiredo M. & Long L. 1981. Rare-earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chem. Geol.*, 31:271-283.

- Silva A.M. 1999. *Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero*. Tese de Doutorado, UnB.
- Silva A.M., Mccafferty A.E. & Pires A.C.B. 2003. An Integrated Exploration Approach to Map Bif-Hosted Gold Deposits in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 2:33.
- Soares P., Landim P. & Fúlfaro V. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. *SBG, Congr. Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre, Anais, 4:61-83.
- Soares P., Landim P. & Fúlfaro V. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89:181-191.
- Sousa A. & Sabadia J. 1988. Estratigrafia e petrografia da bacia paleozóica do Sairi-Ceará. *Rev. Geol.*, 1:61-70.
- Tavares S., Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1990. Petrografia e geocronologia Rb/Sr do feixe de diques da borda oeste do Granito de Meruoca (CE). *SBG, Congr. Bras. Geol.*, 36, Anais, Natal, 337-338.
- Teixeira A.L., Gaucher C., Paim P.S.G., Fonseca M.M., Parente C.V., Silva Filho W.F. & Almeida A.R. 2004. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito Neves (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, pp. 487-537.
- Torquato J. 1995. A geologia do Nordeste do Ceará (uma visão histórica). *Rev. Geol.*, 8:183.
- Torquato J. & Nogueira Neto J.A. 1996. Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreaú. *Rev. Bras. Geoc.*, 26:303-314.
- Van Schmus W., Brito Neves B., Hackspacher P. & Babinsky M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: Initial conclusions. *Journal of South America Earth Science*, 8:267-288.
- Vasconcelos A., Prado F., Cavalcante J., Paiva I., Silva L., Marques M., Souza E., Gomes F., Frizzo S., Rodrigues J. & Delgado I. 1998. Folha Iguatu (Folha SB.24-Y-B) Estado do Ceará. Escala 1:250.000. Tech. Rep..

Winge M. 1967. Breves notas sobre a geologia do Noroeste do Ceará. Tech. Rep., . SU-DENE, Divisão de Geologia, Recife, Boletim de Estudos, 3, p. 14-22.

Anexo A - Anexo 1 - Mapa Geológico e de Pontos

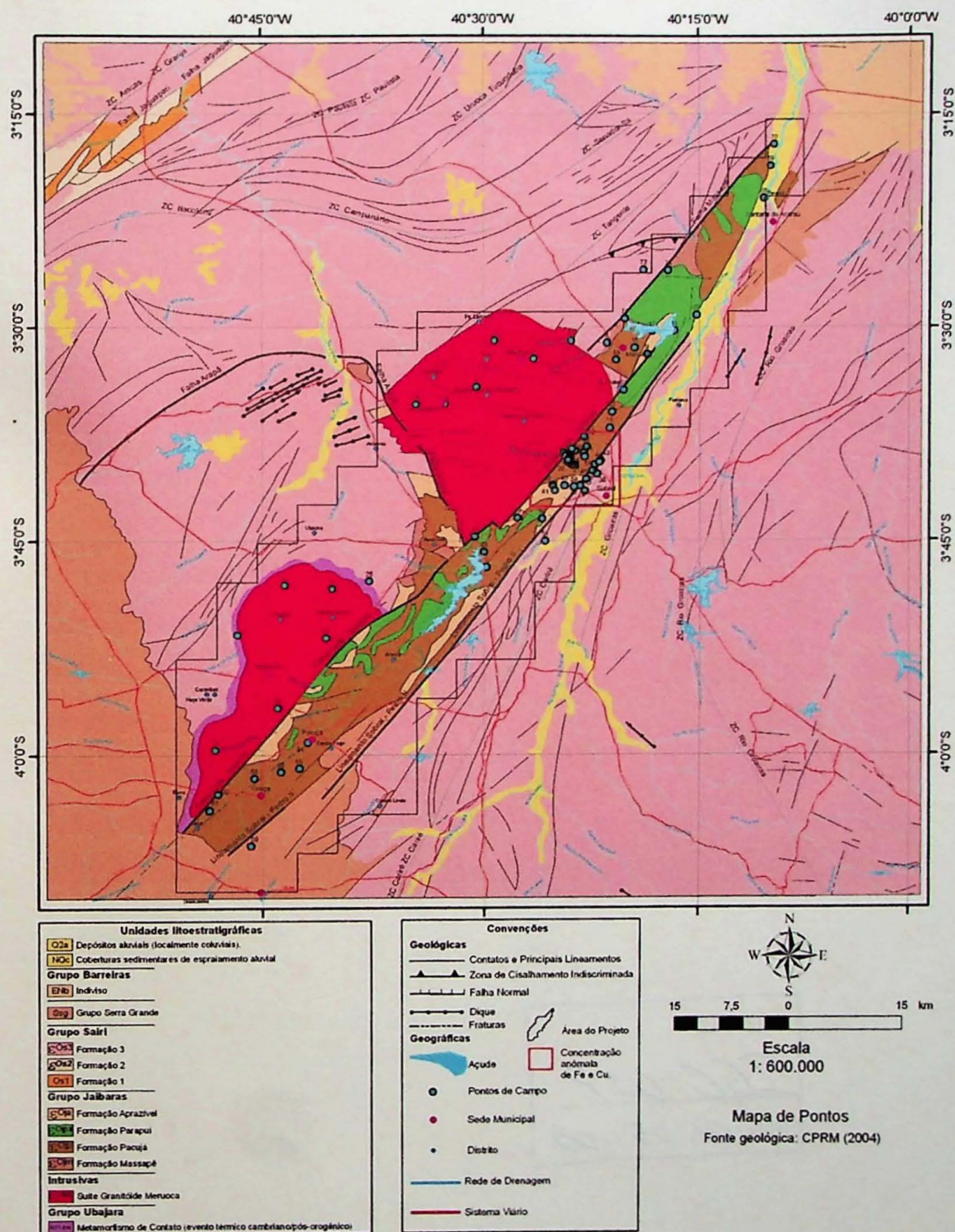


Figura A.1: Mapa de pontos da área de estudo.



DOACAO
IGC-VSP
Data: 07/05/08

