

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**COMPORTAMENTO ESTRUTURAL DOS
SUPERGRUPOS SÃO FRANCISCO E ESPINHAÇO E
DO EMBASAMENTO, ENTRE A SERRA DO
ESPINHAÇO SETENTRIONAL E AS SERRAS DE
MONTE ALTO (BA) E CENTRAL (MG).**

ARNO LUÍS BERTOLDO

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA
DE PÓS-GRADUAÇÃO E GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, COMO REQUISITO PARCIAL
PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS.

RIO DE JANEIRO – RJ

MAIO/1993

COMPORTAMENTO ESTRUTURAL DOS SUPERGRUPOS
SÃO FRANCISCO E ESPINHAÇO E DO EMBASAMENTO,
ENTRE A SERRA DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL E
AS SERRAS DE MONTE ALTO (BA) E CENTRAL (MG).

ARNO LUÍS BERTOLDO

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO E
GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, COMO REQUISITO
PARCIAL PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS E
MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.

ORIENTADOR: PROF. DR. RUDOLPH A. JOHANNES TROUW

CO-ORIENTADOR: PROF. DR. FERNANDO FLECHA DE ALKMIM

APROVADA POR:

PROF. DR. REINHARDT ADOLFO FUCK – UnB

PROFA. DRA. CRISTINA MARIA WIEDEMANN – UFRJ

PROF. DR. JOEL GOMES VALENÇA – UFRJ

RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL
MAIO /1993

FICHA CATALOGRÁFICA

BERTOLDO, ARNO LUÍS

Comportamento estrutural dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e do embasamento, entre as serras do Espinhaço Setentrional e as serras de Monte Alto (BA) e Central (MG) [Rio de Janeiro] 1993.

xi, 87p. 29,7cm (Instituto de Geociências – UFRJ, MSc, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 1993).

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1. Geologia Estrutural.

I. IG/UFRJ II. Título (série).

AGRADECIMENTOS

O autor deseja expressar os seguintes agradecimentos:

- ao professor Fernando Alkmim, pela orientação, discussões e pelos ensinamentos recebidos no campo;
- ao professor Rudolph Trouw, pela orientação, discussões e pela ajuda especial na parte referente à microtectônica;
- aos geólogos Luis Alfredo Moutinho da Costa e Diógenes de Almeida Campos, pela boa vontade com que se prontificaram a fazer a leitura crítica, o primeiro sob o ponto de vista formal;
- ao geólogo Pedro de Césero, da Petrobrás, pelo auxílio na execução das microfotografias;
- ao geólogo Cleverson Guizan Silva, da UFF, pela ajuda na redação do abstract;
- ao apoio logístico da Superintendência Regional de Salvador, em especial à colaboração competente do geólogo Jorge Eduardo Maron e do motorista Expedito Ferreira Porto;
- à colega Jane Nobre Lopes pela leitura e comentário dos primeiros manuscritos;
- à equipe de desenhistas da CPRM e aos seguintes funcionários: Nelly Nunes Lima, Vilma Leite Machado e Elijanete Marques Nascimento (digitação do texto), Sonja Henie Pinheiro (correção das referências bibliográficas), José Barbosa de Souza (confecção de slides), Sueli Cardoso de Araújo (revisão de português) e Irinéa Barbosa da Silva (edição final).

RESUMO

A área estudada, principalmente através de três seções geológico-estruturais E-W, situa-se na borda leste da Bacia do São Francisco, na região fronteira dos estados da Bahia e Minas Gerais.

A região apresenta uma deformação compressiva E-W, vergente para W, com intensidade decrescente de E para W.

Na parte leste da área pesquisada, os metassedimentos da Serra do Espinhaço encontram-se dobrados e empurrados sobre as rochas granito-gnáissicas do embasamento, a oeste, através de falhas reversas. Exibem duas fases de deformação, coaxiais, progressivas e heterogêneas, e, ao que tudo indica, relacionadas a um único evento deformacional.

As rochas do embasamento participam, de modo heterogêneo, dessa deformação e a transmitem às rochas das serras Central e de Monte Alto. Na borda oeste das citadas serras, os diamictitos e calcários do Supergrupo São Francisco também refletem os efeitos da deformação E-W.

A parte sul da área, correspondente ao Domínio Estrutural Sul, tem deformação mais intensa e cinemática reversa, com componente oblíqua dextral; enquanto que a porção centro-norte, no Domínio Estrutural Norte, apresenta menor intensidade de deformação e cinemática reversa e frontal.

A constatação de que a deformação E-W atinge as rochas do Supergrupo São Francisco leva ao entendimento de que essa deformação deva ter uma idade relacionada ao desenvolvimento dos eventos termotectônicos do Ciclo Brasileiro (750-450 Ma).

Os dados obtidos com a realização deste trabalho estão em desacordo com as idéias expostas na literatura, sobre os limites do Cráton do São Francisco, nessa região.

ABSTRACT

The investigated area is located at the eastern border of the São Francisco Basin, at the boundary between Bahia and Minas Gerais States. It was principally studied through three E-W structural traverses.

The region presents a compressive E-W deformation, verging to the W, with decreasing intensity from E to W. The metasediments of the Espinhaço Ridge, in the eastern part of the area, are folded and thrust by reverse faults over the western granitic gneisses that compose the basement. They exhibit two coaxial progressive phases of heterogeneous deformation, probably related to a single deformational event.

The basement rocks participated, heterogeneously, in the deformation which is transmitted to the Central and Monte Alto Ridges. At the western border of these ridges, the diamictites and limes tones of the São Francisco Supergroup also show the effects of this E-W deformation.

The southern portion of the area, corresponding to the Southern Structural Domain, presents a more intense deformation with components of reverse and oblique dextral displacement, while the central-northern portion, at the Northern Structural Domain, shows less deformation and a reverse and frontal movement direction.

The E-W deformation affecting the rocks of the São Francisco Supergroup suggests that this deformational event possesses an age related to the development of the thermo-tectonic events of the Brasiliano Cycle (750-450 Ma).

The observed data are in disagreement with ideas proposed in the literature, concerning the limits of the São Francisco Craton in this region.

ÍNDICE

	página
AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
ÍNDICE	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 – Natureza e Objetivo do Trabalho	1
1.2 – Localização e Vias de Acesso	1
1.3 – Metodologia.....	1
2. GEOLOGIA REGIONAL	4
2.1 – Trabalhos Anteriores	4
2.2 – Síntese do Conhecimento Geológico	6
2.2.1 – Estratigrafia e Geocronologia.....	6
2.2.1.1 – Embasamento	6
2.2.1.2 – Complexo Urandi	8
2.2.1.3 – Supergrupo Espinhaço	9
2.2.1.4 – Supergrupo São Francisco	11
2.2.1.4.1 – Grupo Macaúbas	11
2.2.1.4.2 – Grupo Bambuí.....	12
2.2.2 – Geologia Estrutural e Tectônica.....	14
3. ANÁLISE ESTRUTURAL.....	21
3.1 – Introdução	21
3.2 – Domínios Estruturais.....	21
3.2.1 – Domínio Estrutural Norte (Seções A-A' e B-B')	23
3.2.1.1 – Subdomínio Serra do Espinhaço	23
3.2.1.2 – Subdomínio Embasamento	36
3.2.1.3 – Subdomínio Serra de Monte Alto	41
3.2.2 – Domínio Estrutural Sul (Seção C-C')	54
3.2.2.1 – Subdomínio Serra do Espinhaço	55
3.2.2.2 – Subdomínio Embasamento	55
3.2.2.3 – Subdomínio Serra Central	61
3.3 – Análise Geométrica.....	68

3.3.1 – Domínio Estrutural Norte	68
3.3.2 – Domínio Estrutural Sul	70
3.4 – Análise Cinemática.....	70
3.4.1 – Domínio Estrutural Norte	71
3.4.2 – Domínio Estrutural Sul	74
4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	74
4.1 – Discussões Referentes à Geologia Geral e Estratigrafia.....	74
4.2 – Discussões Referentes à Geologia Estrutural e Tectônica.....	78
5. CONCLUSÕES.....	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	82
ANEXOS	
I – Mapa Geológico na Escala 1:250.000	
II – Seções Geológico-Estruturais	
III – Mapa de Pontos	

LISTA DE FIGURAS

	página
01 – Mapa de localização.....	2
02 – Localização das seções geológico-estruturais e articulação das folhas, escala 1:100.000.	3
03 – Trabalhos anteriores efetuados na região.	5
04 – Mapa geológico da área pesquisada, reduzido e simplificado a partir de Costa et al., 1976.....	7
05 – O Cráton do São Francisco e suas faixas de dobramentos marginais, segundo Almeida (1977), com modificações.	15
06 – Evolução da cadeia do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina, segundo Costa & Inada, 1982.....	18
07 – Seções esquemáticas mostrando a evolução tectônica no sudoeste da Bahia, segundo Rocha & Dominguez, 1989.....	19
08 – Domínios e subdomínios estruturais da área pesquisada.	22
09 – Rocha granítica gnaissificada com notáveis foliações S-C, vista em planta. Rio Verde Pequeno, abaixo do Açude do Estreito.	23
10 – Granada-cianita-xisto com porfiroblasto de granada. Microdobras assimétricas com clivagem de crenulação mostram vergência para W. Rodovia BR-030 na periferia leste de Caetité.	24
11 – Quartzito conglomerático com seixos estirados definindo uma lineação de estiramento com caimento de 15° para N 60° E. Periferia oeste de Caetité.	25
12 – Filito com foliação (S ₁) paralela ao acamamento (S ₀) e clivagem de crenulação (S ₂) incipiente. Borda oeste da Serra do Espinhaço, noroeste de Brejinho das Ametistas.	25
13 – Quartzitos intercalados em filitos, dobrados e falhados. BR-030, 8km a oeste de Caetité.	27

14 – Estereogramas das foliações e lineações do Supergrupo Espinhaço, o longo da Seção A-A', Domínio Estrutural Norte.....	28
15 – Rocha pelítica intensamente crenulada. Corte da ferrovia Urandi-Licínio de Almeida, nas proximidades do km 779.....	29
16 – Estereogramas das foliações e lineações do Supergrupo Espinhaço, ao longo da Seção B-B', Domínio Estrutural Norte.....	30
17 – Mapa estrutural mostrando o traço de megadobras com flanco invertido do Supergrupo Espinhaço.	31
18 – Quartzito com vestígios de estratificação cruzada, indicando a inversão das camadas. Rio Urandi, cortando a rodovia Licínio de Almeida-Urandi.....	32
19 – Pelitos com dobramentos apicais tipo M. Corte da ferrovia entre Licínio de Almeida e Urandi, nas proximidades do km 780.....	33
20 – Quartzitos dobrados e falhados ao longo de seus flancos. Corte da estrada de ferro entre Licínio de Almeida e Urandi, km 780,5.	34
21 – Filitos bem laminados aflorando no centro do sinclinal com flanco invertido. Dobrados, falhados e crenulados. Km 782 da ferrovia, entre Licínio de Almeida e Urandi.....	35
22 – Dobramentos tipo <i>kink</i> . Proximidades do km 780 da ferrovia, entre Licínio de Almeida e Urandi.....	36
23 – Rochas do Complexo Santa Isabel orientadas N-S e mergulhantes fortemente para E. Leste da localidade de Morrinhos. .	37
24 – Rochas meta-granitóides do Complexo Guanambi mergulhando fortemente para E, com formas de estelas. 4km a NE do Açude Ceraíma.	38
25 – Meta-granitóide do Complexo Guanambi com pequena deformação aparente. Oeste de Urandi.....	38
26 – Meta-granitóide do Complexo Guanambi com formas romboédricas e quartzo poligonizado devido à deformação, gerando uma foliação anastomosada. Leste de Urandi.....	39
27 – Estereogramas das foliações e lineações do embasamento, no Domínio Estrutural Norte.	40
28 – Estereogramas das fraturas e falhas das rochas do embasamento, no Domínio Estrutural Norte.	42
29 – Rochas do Complexo Santa Isabel com formas ocelares semelhantes a <i>horses</i> . BR-030, 24km a oeste de Caetité.	43
30 – Forma ocelar semelhante a um <i>pod</i> em rochas do Complexo Santa Isabel. BR-030, 30km a oeste de Caetité.	44
31 – Entrada norte de Palmas de Monte Alto, vendo-se a escarpa leste da Serra de Monte Alto.	45
32 – Diamictito com seixos de rochas granito-gnáissicas. Fazenda Lagoinha.	45

- 33 – Fotomicrografia do diamictito, destacando-se um grânulo de microclínio. Note a foliação incipiente. Mesmo local da figura anterior.....46
- 34 – Escarpa da Serra de Monte Alto, vendo-se o mergulho suave das rochas areníticas para W.....47
- 35 – Arenitos da cachoeira do Rio Mandiroba, com abundantes *ripples* assimétricas.47
- 36 – Pequeno empurrão em arenito com intercalações de pelitos, na escarpa da Serra de Monte Alto. Corte da estrada que liga as cidades de Sebastião Laranjeiras e Candiba.....48
- 37 – Contato entre rocha gnáissica do embasamento e paraconglomerado, fortemente mergulhante para W. Saída de Palmas de Monte Alto para Sebastião Laranjeiras.....49
- 38 – Arenitos com intercalações de pelitos da Serra de Monte Alto, com dobras recumbentes e fraturas. Saída de Palmas de Monte Alto para Sebastião Laranjeiras.....50
- 39 – Arenitos da Serra de Monte Alto sobrepostos a rochas diamictíticas. Rodovia BR-030, 2km a norte do afloramento da figura anterior.....52
- 40 – Calcários com dobras suaves de eixo aproximado N-S. 10km a norte de Palmas de Monte Alto.....53
- 41 – Dobra isolada em calcários com eixo segundo a direção N 50° E, vergente para W, com *tension gashes* associados.....54
- 42 – Estereogramas das foliações e lineações do Supergrupo Espinhaço, ao longo da Seção C-C', Domínio Estrutural Sul.56
- 43 – Antiformal em filitos do Supergrupo Espinhaço, no Domínio Estrutural Sul, mostrando vergência para SE. A clivagem de crenulação desenvolve-se numa posição plano-axial. Serra do Espinhaço, rodovia ao longo do Rio Cana-Brava.....57
- 44 – Filitos cinza, com clivagem de crenulação (S₂) intensamente desenvolvida, transpondo as estruturas S₀ e S₁. Note os vestígios do acamamento original, com porções quartzíticas e leucocráticas aparecendo como “restos” de pequenas dobras. Serra do Espinhaço, rodovia ao longo do Rio Cana-Brava.....58
- 45 – Rochas meta-granitóides do embasamento, foliadas, aflorando como “lascas”, mergulhando para SE. Leste de Espinosa.59
- 46 – Estereogramas das foliações, lineações e fraturas/ falhas do embasamento, ao longo da Seção C-C', Domínio Estrutural Sul.60
- 47 – Rocha granito-gnáissica com superfície de cisalhamento e foliação sigmoidal indicando uma movimentação dextral.62
- 48 – Arenitos da Serra Central com os grãos de quartzo mostrando textura clástica. Nascente do Rio Capivara.....63
- 49 – Arenitos da Serra Central com os grãos de quartzo mostrando contatos suturados. Mesmo local da figura anterior.....63

50 – Mapa estrutural com dobramentos da Serra Central.	64
51 – Estereogramas dos acamamentos, foliações e lineações das rochas areníticas da Serra Central, ao longo da Seção C-C', Domínio Estrutural Sul.	65
52 – Arenito com estratificação cruzada mostrando os sets torcidos. O martelo está sobre o plano da foliação S ₁ , mergulhante para SE. Alto da Serra Central, 18 km de Espinosa.	66
53 – Arenitos da Serra Central com acamamento (S ₀) e foliação (S ₁) mergulhando para quadrantes opostos. A foliação S ₁ mergulha no sentido do observador da foto. Alto curso do Rio Capivara.	67
54 – Estereogramas dos acamamentos, foliações e lineações das rochas pelíticas da Serra Central, ao longo da Seção C-C', Domínio Estrutural Sul.	69
55 – Dobramentos no flanco oeste da Serra Central. A foto foi visada segundo o sentido NE.	71
56 – Esquema da área pesquisada mostrando a cinemática reversa frontal e o par conjugado de cisalhamento do embasamento, no Domínio Estrutural Norte; no Domínio Estrutural Sul está representada a frente de empurrão com componente oblíquo dextral e o par conjugado de cisalhamento, observado nos arenitos da Serra Central.	72
57 – Rocha quartzítica com cristais de quartzo recristalizados, sem orientação definida. Serra do Espinhaço, km 779 da ferrovia, entre Licínio de Almeida e Urandi.	73
58 – Quartzito com grãos de quartzo recristalizados e orientados obliquamente à foliação da rocha, indicando o sentido de movimento dextral. Borda oeste da Serra do Espinhaço, na altura do paralelo 14° 37'S.	73
59 – Bloco-diagrama de parte da Serra Central, mostrando o empurrão das rochas granito-gnáissicas do embasamento sobre os arenitos do Supergupo Espinhaço.	75
60 – Rocha gnáissica do Complexo Santa Isabel, com a foliação orientada segundo N 15° E, truncada por pequena apófise de granitóide, segundo a direção N 60° W. Afloramento a leste de Morrinhos.	77

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Natureza e Objetivo do Trabalho

A área de estudo foi definida com a orientação do prof. Fernando Alkmim, coordenador do Projeto Bacia do São Francisco, estabelecido por convênio entre a Petrobrás e o Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. Em continuidade aos trabalhos desse projeto, interessava monitorar a deformação das rochas dos grupos Bambuí e Macaúbas e do Supergrupo Espinhaço, e verificar o comportamento do embasamento durante a deformação, na borda leste da Bacia do São Francisco, ao norte da cidade de Janaúba (MG).

Este trabalho, portanto, integra-se a outros já realizados, e tem como objetivo a descrição da geometria e a análise cinemática das estruturas, nas diversas unidades litológicas citadas, através do levantamento de seções geológico-estruturais, transversais às estruturas regionais. A partir dos dados obtidos, foi feita uma análise integrada da deformação na área pesquisada, dividindo-a em domínios estruturais. Adicionalmente, procurou-se trazer elementos que pudessem contribuir para o melhor conhecimento da litostratigrafia da região.

1.2 – Localização e Vias de Acesso

A área pesquisada abrange o norte do estado de Minas Gerais e o sul do estado da Bahia (Figura 01), sendo limitada pelos meridianos 42° 30' e 43° 30' W Gr e paralelos 14° 00' e 15° 00' S. Abrange quatro folhas topográficas, na escala 1:100.000, elaboradas pelo IBGE (Figura 02): Guanambi (SD.23-Z-B-II), Palmas de Monte Alto (SD.23-Z-B-I), Espinosa (SD.23-Z-B-V) e Rio Verde Pequeno (SD.23-Z-B-IV).

A área é de difícil acesso, por ser distante dos principais centros urbanos. O acesso principal é feito a partir de Salvador, através de rodovias asfaltadas. A distância aproximada entre Salvador e Caetité é de 800km. Pode-se também chegar à área a partir de Belo Horizonte, sendo a distância ainda maior, com parte do trajeto feito em rodovia sem asfalto. Outra maneira de se chegar à área é através de aeronaves. A empresa aérea Nordeste mantém uma linha diária (exceto aos domingos) entre Guanambi e Salvador.

1.3 – Metodologia

Realizou-se a fotointerpretação sistemática de toda a área, observando-se os princípios metodológicos preconizados por Guy (1966) e difundidos no Brasil por Riverau (1972). Foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:60.000, executadas pela USAF, entre 1964 e 1967 e imagens de radar e de satélite (Landsat 5). Na fase final da fotointerpretação, foram considerados os pontos de campo dos projetos Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco (Costa et al., 1976) e Brumado-Caetité (Moraes et al., 1980).

O trabalho de campo foi executado em quatro etapas, correspondendo a um total de 65 dias de campo. Além do levantamento de dados ao longo de três seções geológico-estruturais, estrategicamente definidas (Figura 02), percorreu-se um grande número de afloramentos nas áreas entre as seções (Anexo III). Também foram coletadas amostras de rocha orientadas, para posterior análise em laboratório.

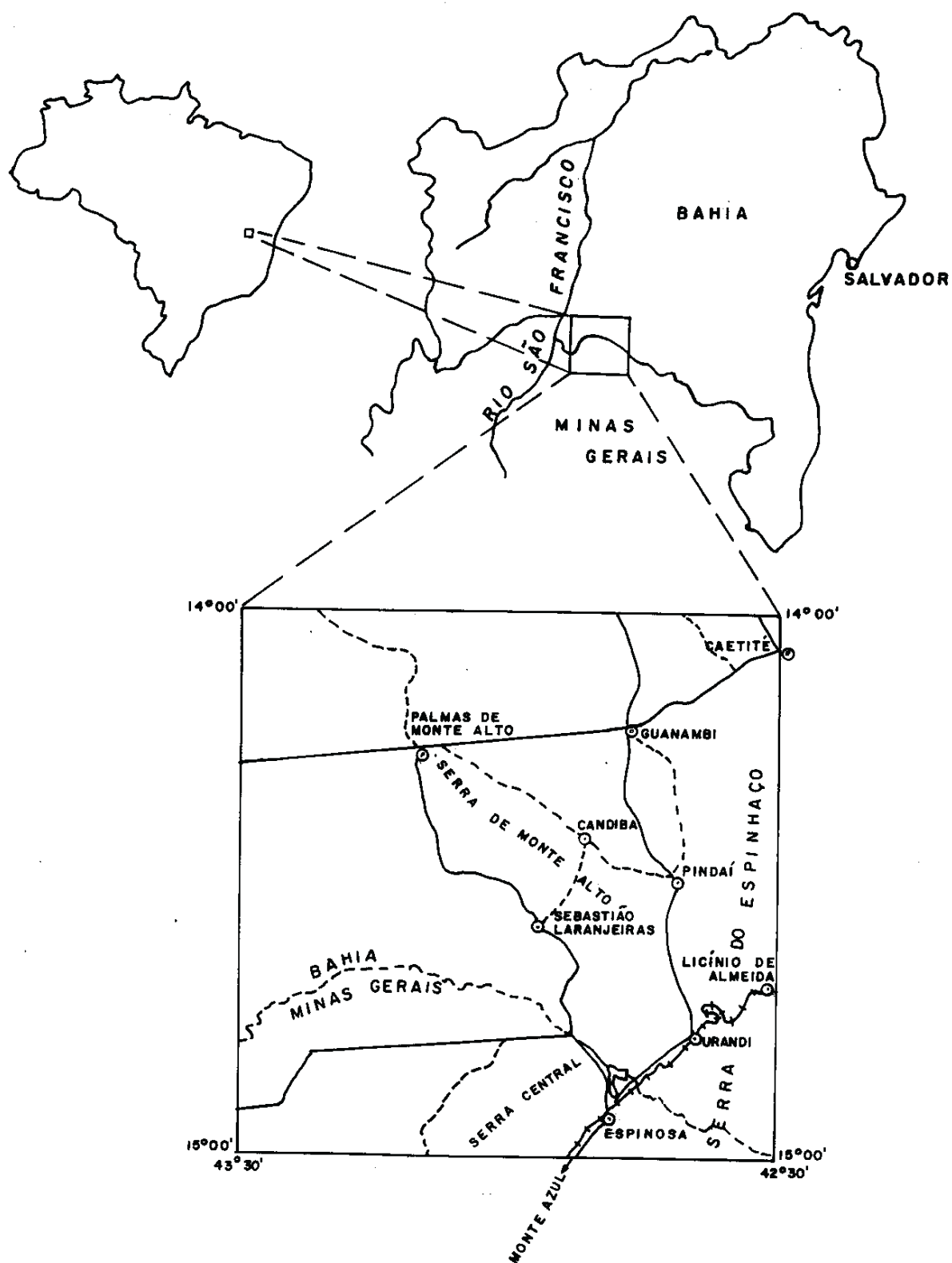


Figura 01 – Mapa de localização.

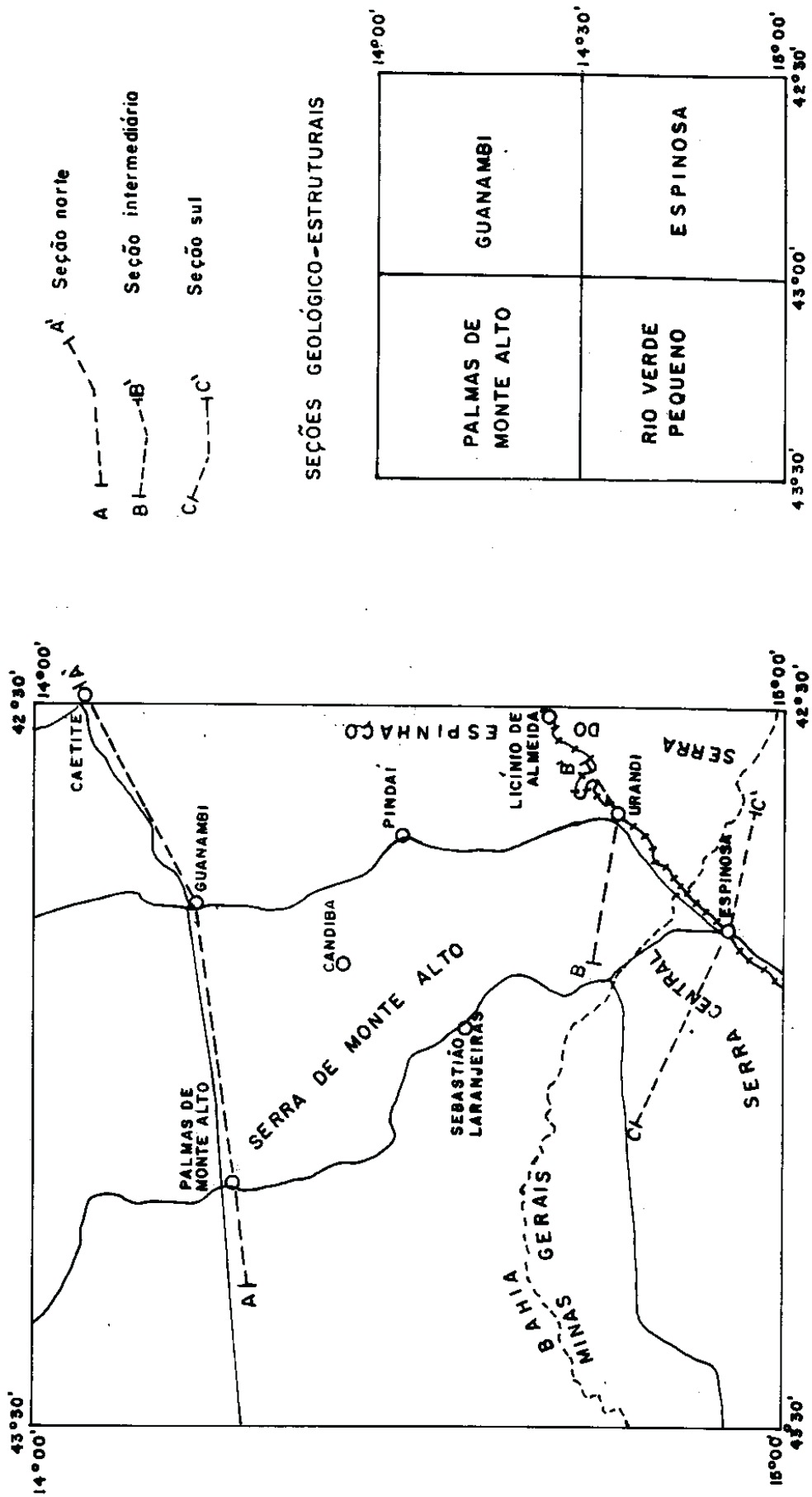


Figura 02 – Localização das seções geológico-estruturais e articulação das folhas, escala 1:100.000.

No intervalo das etapas de campo procedeu-se à pesquisa bibliográfica dos trabalhos existentes na região e ao estudo específico de artigos referentes à geologia estrutural. No período final foram descritas as lâminas delgadas e confeccionados os perfis e diagramas estruturais.

Os dados geológicos foram transportados visualmente dos overlays das fotos aéreas para as bases cartográficas na escala 1: 100.000. Posteriormente, esses mapas-base na escala 1:100.000 foram reduzidos fotograficamente à escala 1:250.000 e montados numa base cartográfica do IBGE de 1985, gerando o mapa geológico apresentado no anexo I. Nesse mapa geológico não estão representadas as unidades cenozóicas relativas às aluviões recentes e às coberturas detrito-lateríticas. As rochas do embasamento e do Supergrupo Espinhaço, este aflorante na Serra do Espinhaço, foram consideradas individuais.

2 – GEOLOGIA REGIONAL

2.1 – Trabalhos Anteriores

Embora situada em região de acesso relativamente difícil, a área estudada foi objeto de vários projetos de mapeamento geológico básico (Figura 03). O pioneiro foi o Projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco – LETOS, executado na escala 1:250.000 pela PROSPEC S/A para o Convênio DNPM/CPRM (Costa et al., 1976). O referido projeto cobre toda a área investigada e se estende por uma vasta região, envolvendo parte dos estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Maranhão e Piauí.

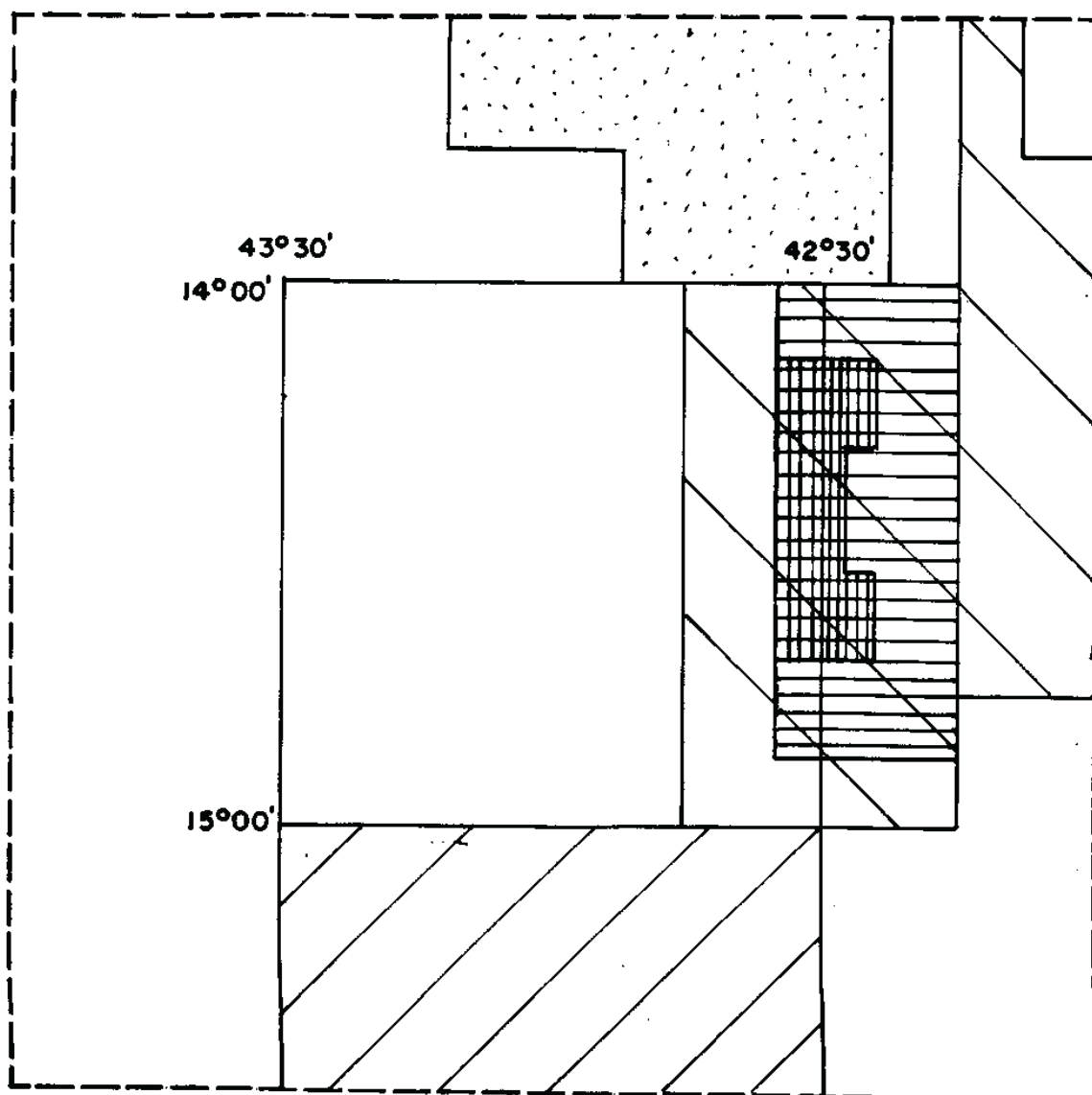
O Projeto Brumado-Caetité, executado pela CPRM na escala 1:100.000 (Moraes et al., 1980), é outro projeto existente na região, mas abrange somente a parte leste da área investigada.

Ainda na parte leste da área, especificamente na Serra do Espinhaço Setentrional, a Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, em convênio com a Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, executou um projeto de mapeamento geológico sistemático na escala 1: 50.000, o Projeto Caetité (Souza et al., 1990). Posteriormente, a citada secretaria voltou a trabalhar nos arredores da Serra do Espinhaço, executando o Projeto Manganífero do Sudoeste da Bahia, na escala 1:40.000 (Rocha, 1991), visando a uma melhor avaliação dos depósitos de manganês da região.

Esses são os trabalhos geológicos sistemáticos existentes na área. Além desses, outros projetos foram desenvolvidos em suas proximidades, como é o caso do Projeto Porteirinha-Monte Azul (Drumond et al., 1980) e do Projeto Santo Onofre (Costa & Silva, 1980), ambos na escala 1:500.000.

Vários outros trabalhos de abrangência regional fazem referência à geologia da área, com importantes contribuições, interpretações e correlações. Dentre eles estão: Almeida, 1977 (definindo o Cráton do São Francisco), o Mapa Geológico do Estado da Bahia na escala 1:1.000.000, com seu respectivo texto explicativo (Inda & Barbosa, 1978) e os trabalhos sobre geocronologia e geotectônica de Távora et al. (1967), Jardim de Sá et al. (1976a; 1976b), Cordani (1978), Brito Neves et al. (1980) e Jardim de Sá (1981).

Temos ainda, como fontes de consulta para a área, os mapas geológicos na escala 1:1.000.000 da Folha Brasília, com seus respectivos textos explicativos,









-  Projeto Leste do Tocantins- Oeste do Rio São Francisco, 1:250.000 - 1976
-  Projeto Brumado-Urandi, 1:100.000 - 1980
-  Projeto Porteirinha-Monte Azul, 1:50.000 - 1980
-  Projeto Santo Onofre, 1:50.000 - 1980
-  Projeto Caetité, 1:50.000 - 1990
-  Projeto Distrito Manganêsífero do Sudoeste da Bahia, 1:40.000 - 1991

Figura 03 – Trabalhos anteriores efetuados na região. A área pesquisada está limitada por coordenadas. A linha tracejada indica que a extensão do projeto extrapola os limites do enquadramento.

elaborados pelo DNPM (Bruni et al., 1976) e pelo Projeto RADAMBRASIL (Fernandes et al., 1982), o mapa geológico do Brasil na escala 1:2.500.000 com o texto Geologia do Brasil (Schobbenhaus et al., 1984) e a publicação Pré-Cambriano do Brasil, editada por Almeida & Hasuy, em 1984.

2.2 – Síntese do Conhecimento Geológico

Pode-se dizer que a geologia da região é pouco conhecida, pois a maior parte de sua superfície só foi reconhecida por mapeamento geológico na escala 1:250.000. Somente a parte leste da área, onde foram efetuados projetos em escala de maior detalhe, é que pode ser considerada como melhor conhecida geologicamente.

2.2.1 – Estratigrafia e Geocronologia

As principais unidades litostratigráficas da área estão representadas no mapa geológico reduzido e simplificado da figura 04, elaborado a partir de Costa et al., 1976. Em ordem cronológica e de modo genérico, essas unidades correspondem a:

- Embasamento cristalino: composto por rochas graníticas, migmatíticas e gnáissicas, dos complexos Santa Isabel e Guanambi (Barbosa & Costa, 1973). Dispõem-se ao longo de uma faixa de direção norte-sul, separando a Serra do Espinhaço das serras de Monte Alto e Central;

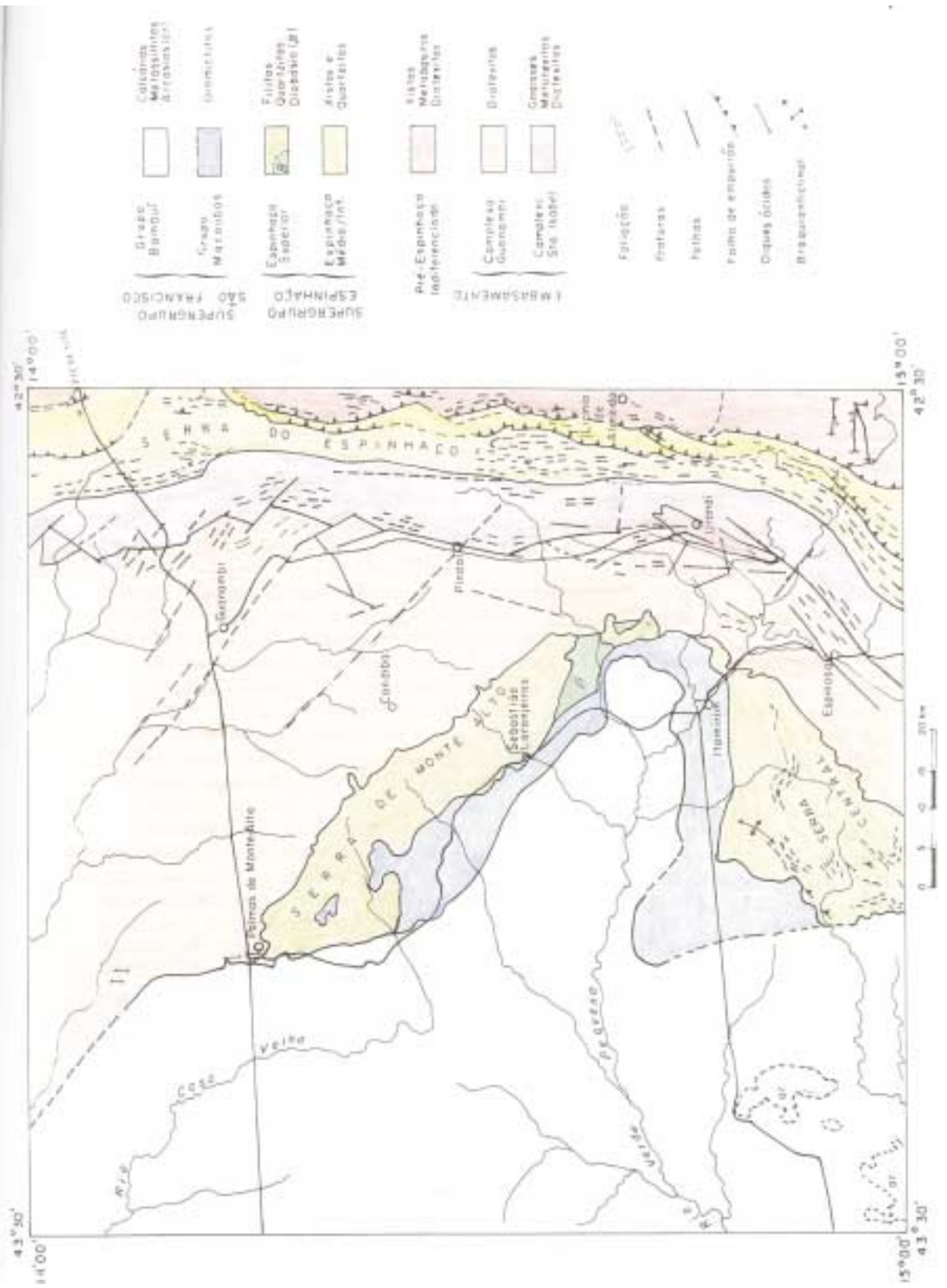
- Pré-Espinhaço Indiferenciado: xistos, metabasitos e diatexitos, aflorantes no flanco leste da Serra do Espinhaço, que não serão discutidos por estarem fora da área de trabalho, e rochas itabiríticas e calcissilicatadas, quartzitos, xistos e gnaisses do Complexo Urandi (Inda & Barbosa 1978), que ocorrem nas proximidades de Urandi, inclusas no embasamento;

- Supergrupo Espinhaço (Costa et al., 1976): é composto por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, que constituem a serra homônima, no limite leste da área. As rochas das serras de Monte Alto e Central apresentam mais baixo grau de metamorfismo, podendo mesmo serem não-metamórficas;

- Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973): representado por rochas sedimentares que ocorrem na parte plana e rebaixada da porção oeste da área, tendo na base da seqüência diamictitos do Grupo Macaúbas (Moraes & Guimarães, 1930); distribuem-se a oeste da encosta das serras de Monte Alto e Central. Superiormente aos diamictitos ocorrem calcários e pelitos do Grupo Bambuí (Rimann, 1917), os quais estendem-se por toda a Bacia do Rio São Francisco.

2.2.1.1 – Embasamento

Costa et al. (1976) consideraram como embasamento das rochas das serras do Espinhaço, Monte Alto e Central duas principais unidades: o Complexo Santa Isabel e o Complexo Guanambi.



O Complexo Santa Isabel (Barbosa & Costa, 1973) tem sua ocorrência ao longo de uma faixa norte-sul, bordejando a Serra do Espinhaço Ocidental. É constituído por gnaisses e migmatitos de fácies granulítica e anfibolítica, onde são comuns inclusões paleossomáticas de rochas anfibolíticas, básicas, ultra-básicas e veios ou bolsões neossomáticos de composição granítica e sienítica. Távora et al. (1967) obtiveram idades K/Ar em torno de 790 e 720 Ma e 520 Ma para biotitas de gnaisses, que interpretaram como resultado de um evento tardio, relacionado ao desenvolvimento da faixa de dobramentos do Espinhaço.

Jardim de Sá et al. (1976b) relatam a obtenção de uma isócrona de 2.570 ± 220 Ma para gnaisses, migmatitos e um quartzomonzonito, a leste de Guanambi. Comentam que as paragêneses comumente observadas no Complexo Santa Isabel são da fácies granulito, com plagioclásio + microclina (perita) + hiperstênio + quartzo biotita anfibólio granada, e que rochas sem hiperstênio e com expressiva quantidade de biotita hornblenda são sugestivas da fácies anfibolito, talvez formadas por retrometamorfismo. Finalmente, esses mesmos autores sugerem a interpretação do Complexo Santa Isabel como uma zona de raiz de um antigo greenstone belt, metamorfozado na fácies granulito, ao final do Arqueano.

Brito Neves et al. (1980) divulgam uma isócrona de referência para o Complexo Santa Isabel, incluindo 12 pontos, indicando uma idade de 2.680 ± 83 Ma para o episódio metamórfico principal. Moraes et al. (1980) denominaram de Complexo Granulítico rochas com o mineral-índice (ortopiroxênio) dessa fácies representando a maior parte das rochas ou ocorrendo localmente como relictos em rochas da fácies anfibolito. Esses autores delimitaram essas rochas na borda oeste da Serra do Espinhaço, não as representando a sul do paralelo 14° 30' S.

O Complexo Guanambi, segundo Barbosa & Costa (1973), é composto por diatexitos graníticos, granodioríticos, tonalíticos, dioríticos e sieníticos, que se situam a oeste do Complexo Santa Isabel. Datações K/Ar em biotitas de gnaisses e granito nas proximidades de Palmas de Monte Alto forneceram idades de 1.780 e 1.800 Ma (Távora et al., 1967). Gnaisses de Espinosa e Urandi apresentaram 520 e 720 Ma, enquanto um migmatito de Guanambi foi datado como tendo 1.050 Ma. Ressaltando os poucos dados disponíveis, Jardim de Sá et al. (1976b) admitem que o Complexo Guanambi seja de idade arqueana e tenha tido uma evolução e significado geotectônico análogo ao Complexo Paramirim (situado a leste da Serra do Espinhaço Setentrional), pois a constituição litológica dos dois complexos seria muito semelhante. Brito Neves et al. (1980) apresentam uma isócrona de idade 1850 ± 60 Ma, comentando que essas datações confirmam as já obtidas por Távora et al. (op. cit.) e caracterizam o resfriamento dessas rochas como tendo ocorrido no Ciclo Transamazônico. Ainda segundo Brito Neves et al. (op. cit.), valores de idades mais novas (1.100-700 Ma) obtidos nas adjacências de Guanambi e Urandi seriam resultado de sobreposição dos processos tectonotermiais referentes à evolução do Espinhaço.

2.2.1.2 – Complexo Urandi

De acordo com Inada & Barbosa (1978), esse complexo vulcanossedimentar, aflorante a oeste de Urandi, possui pequenas dimensões e está fortemente deformado com direções axiais N-NE. É constituído por gnaisses leucocráticos grossos bem bandados, com freqüentes lentes de anfibolitos, quartzitos algo ferruginosos e

micaxistos. O que caracterizaria o conjunto seria a presença de pequenas camadas de itabiritos, associados a quartzitos ferruginosos e micaxistos.

Moraes et al. (1980) relatam, nesse complexo, a ocorrência de metaultrabasitas portando piroxênios em associação com hornblenda, escapolita e calcita e lentes de mármore com piroxênios, concluindo que essas rochas teriam sido submetidas a um metamorfismo da fácies granulítica ou próximo dessa fácies. Posteriormente, essas rochas teriam sido retrometamorfizadas a graus médio a baixo. A presença de rochas com tremolita e diopsídio, em associação com mármore flogopíticos e rochas actinolíticas, com ou sem calcita, atestariam esse retrometamorfismo.

Fernandes et al. (1982) descrevem o Complexo Urandi como uma seqüência vulcanossedimentar de pequena área aflorante e enfatizam a presença de rochas graníticas intrusivas no seu interior. Segundo os autores, seria a unidade mais antiga preservada na região, a partir da qual se desenvolveram os complexos Santa Isabel e Guanambi.

2.2.1.3 – Supergrupo Espinhaço

Costa et al. (1976) consideram o Supergrupo Espinhaço de idade proterozóica e o dividem nos grupos Espinhaço Inferior, Espinhaço Médio e Espinhaço Superior.

O Grupo Espinhaço Inferior ocorre na borda oriental da Serra do Espinhaço, contando com boas exposições nos cortes da estrada de ferro entre Licínio de Almeida e Urandi. Ali são descritos tipos litológicos xistificados associados com fuchsitita-quartzitos, estruturalmente intercalados com rochas do Grupo Espinhaço Médio e/ou pré-Espinhaço, através de escamas de empurrão.

O Grupo Espinhaço Médio se distribui nas partes oriental e central da Serra do Espinhaço, sendo descritos metaconglomerados, xistos feldspáticos, quartzosos, localmente fuchsitíticos e quartzitos sericíticos, sericitita-xistos, filitos, filitos hematíticos, granada-cianita-xistos, estaurólita-xistos, biotita-muscovita-xistos e cloritita-biotita-xistos. Os contatos com a unidade inferior seriam por falhas e os contatos com a unidade superior também se dariam por falhas ou estariam encobertos.

Ainda conforme Costa et al. (1976), o Grupo Espinhaço Superior, aflorante na Serra de Monte Alto e na Serra Central, constituiria uma “seqüência rítmica variada de arenitos impuros e metapelitos, estes com cores roxa, marrom e cinza-azulada e siltitos marrons com lâminas arenosas feldspáticas e argilosas. Alguns arenitos chegam a termos quartzíticos, com cores claras, mal classificadas, muscovíticas e feldspáticas.”. Ao longo da porção ocidental da Serra do Espinhaço, “os principais termos litológicos variam entre arenitos líticos, arenitos feldspáticos, grauvacas, folhelhos e siltitos localmente carbonosos e/ou manganésíferos e/ou hematíticos.”. Essas rochas estariam intercaladas em diferentes proporções e espessuras e após terem sofrido efeitos metamórficos, transformar-se-iam numa “grande variedade de quartzitos e filitos: filitos cinza-azulados, localmente grafitosos e/ou hematíticos e/ou manganésíferos, quartzitos sericíticos e feldspáticos, cloritita-xistos quartzosos, etc.”. A presença de cloritóide seria uma constante nos membros metapelíticos e o contato com a unidade superior, Grupo Macaúbas, seria encoberto ou então falhado.

Moraes et al. (op.cit.) descrevem o Supergrupo Espinhaço como uma entidade geotectônica do Proterozóico Médio, de natureza supracrustal e ensialica. As rochas presentes seriam de dois tipos principais: uma inferior, de natureza xistosa a filítica; outra, provavelmente superior, de natureza quartzítica. As “rochas com as pecto textural

xistoso a filítico” seriam essencialmente vulcanogênicas e estariam representadas por “milonito-xistos cataclástico-diaforéticos, que transicionam em sítios de maior deformação a ultramilonitos e filonitos, exibindo nítido fenômeno de diferenciação cataclástica.”.

Os milonito-xistos se distribuiriam em toda a extensão da Serra do Espinhaço, desde a sua parte mediana até a borda oriental, com as seguintes associações minerais: muscovita-sericita-quartzo, muscovita-sericita-clorita-cloritóide-quartzo, muscovita-(sericita)-biotita-epídoto-albita-quartzo, muscovita-biotita-clorita-plagioclásio-granada-quartzo, muscovita-cianita-granada-quartzo e hornblenda-epídoto-clorita-biotita-muscovita-quartzo.

As rochas quartzíticas, concordantes em relação aos milonito-xistos, itabiritos e metabasitos subordinados, foram divididas em quatro “tectonofácies quartzíticas”, que afloram tanto na borda ocidental, como na borda oriental da Serra do Espinhaço.

Por último, cabe assinalar que Moraes et al. (1980) reconhecem uma similaridade de tipos litológicos com o Complexo Urandi, por eles denominado de Complexo Brumado-Urandi, e admitem uma evolução vulcanossedimentar comum para as duas unidades.

Quanto à idade, Brito Neves et al. (1980) consideram que as rochas vulcânicas do Complexo Rio dos Remédios (Schobbenhaus & Kaul, 1971), do Grupo Espinhaço Inferior, ter-se-iam formado nos primórdios do pré-Cambriano Médio. Essa hipótese estaria respaldada pela análise de rochas similares e correlatas de Conceição do Mato Dentro (MG), que apresentaram a idade de 1.770 Ma, utilizando-se o método U/Pb. De acordo com os mesmos autores, a idade de 1.090 Ma deveria ser o valor mínimo para o evento de dobramento e metamorfismo das rochas do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina Ocidental. Desse modo, as idades K/Ar, apresentadas por Távora et al. (1967), para metabasitos intrusivos nas rochas da Serra do Espinhaço com valores entre 530 e 1.190 Ma e as determinações Rb/Sr em metafolhelhos do Grupo Santo Onofre (Schobbenhaus & Kaul, op. cit.), com uma isócrona de 600 ± 63 Ma, bem como outras datações K/Ar e Rb/Sr, que mostram idades entre 400 e 900 Ma, são interpretadas como produto da reomoginização isotópica de rochas mais antigas por eventos tectonotermiais brasileiros.

Souza et al. (op. cit.), no âmbito do Projeto Caetité, desenvolvido ao longo da Serra do Espinhaço Setentrional, consideram as rochas da parte leste da serra, onde se encontram as principais ocorrências e minas de manganês da região, como pertencentes ao Complexo Metamórfico Licínio de Almeida (Inda & Barbosa, 1978) e o dividem em duas unidades. A primeira, provavelmente inferior, representada principalmente por xistos pelíticos e secundariamente por quartzitos com fuchsita e, raramente, por diamictitos. A outra corresponderia a uma seqüência químico-sedimentar, caracterizada por formações manganoferas bandadas, metachert, mármore, rochas granatíferas, calcissilicáticas e anfibolitos, em ordem decrescente de incidência. Ainda de acordo com os autores, essa seqüência, tida como sendo do tipo greenstone belt, representaria o início da sedimentação do Supergrupo Espinhaço.

Para Souza et al. (1990), o Supergrupo Espinhaço teria duas unidades. Uma inferior, com níveis de metaconglomerado polimítico e seixos de rochas do Complexo Metamórfico Licínio de Almeida e de rochas do Complexo Metamórfico Migmatítico, que passam, superiormente, a metarenitos ortoquartzíticos com intercalações de filitos e metaconglomerado oligomítico. A unidade superior apresentaria filitos negros impregnados com óxido de ferro e localmente grafita.

Dominguez & Rocha (1989) descrevem as rochas da Serra do Espinhaço Setentrional, na região sudoeste do estado da Bahia, sob a ótica de sistemas deposicionais e consideram a existência de duas seqüências deposicionais: Borda Leste e Espinhaço.

A Seqüência Depositional Borda Leste compreenderia o Sistema Depositional Baixão, constituído por filitos e quartzitos interestratificados que passam, em direção ao topo, para formações ferromanganesíferas, com jazidas de manganês. É interpretado como tendo sido depositado em um ambiente plataformaraso sujeito à ação de ondas de tempestades, que adquiriu o caráter de uma bacia “faminta”, permitindo a precipitação do ferro, sílica e manganês. A Seqüência Depositional Espinhaço, aflorante na parte mediana oriental da Serra do Espinhaço, comportaria os sistemas deposicionais Salto, Telheiro e Gentio, representando diferentes litofácies de ambiente continental, que transicionam para ambiente marinho-raso e profundo, numa sucessão estratigráfica semelhante à evolução de uma margem continental passiva.

De acordo com Dominguez & Rocha (op. cit.), a Seqüência Depositional Borda Leste não deveria ser incluída no Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) por representar vestígios de uma sedimentação associada a um evento anterior, provavelmente do Proterozóico Inferior. Entre as seqüências Borda Leste e Espinhaço existiria uma discordância erosiva.

2.2.1.4 – Supergrupo São Francisco

Na região compreendida pela área pesquisada, Costa et al. (1976) adotaram a designação de Supergrupo São Francisco para incluir os grupos Macaúbas e Bambuí.

2.2.1.4.1 – Grupo Macaúbas

Inicialmente definido por Moraes & Guimarães (1930) como Formação Macaúbas, teria origem glacial e seria a unidade imediatamente sotoposta ao Grupo Bambuí. Foi elevada à categoria de Grupo por Schöll, em 1972 (apud Baptista et al., 1984).

De acordo com Costa et al. (1976), está presente no flanco sudoeste da Serra de Monte Alto e nas bordas norte e noroeste da Serra Central. O tipo litológico dominante é dado por paraconglomerados diversos (diamictitos), epimetamorfizados. “O metadiamicrito típico é uma rocha cinzenta, quando fresca, amarela ou avermelhada, quando alterada, contendo seixos de tamanhos e em proporções variáveis – seixos de quartzito, quartzo-leitoso, gnaiesses, granitóides, diabásio, mármore dolomítico, vulcanitos, siltitos, envolvidos em uma matriz quartzomícea”. Nesses locais, o contato com unidades do Espinhaço Superior seria discordante ou far-se-ia através de falhas.

Fora dos limites da área pesquisada, o Grupo Macaúbas é subdividido em várias unidades litológicas. No norte de Minas Gerais, Karfunkel & Karfunkel (1976) subdividem o Grupo Macaúbas, da base para o topo, em três formações:

- Formação Califorme: Quartzitos e quartzitos conglomeráticos com intercalações de conglomerados.

– Formação Terra Branca: Tilitos, quartzitos e metassiltitos com seixos e fragmentos de rochas. Apresenta três fácies: Jequitaiá, Caçaratiba e Turmalina.

– Formação Carbonita: Quartzitos, metassiltitos e filitos com intercalações de conglomerados.

Drumond et al. (1980), autores do Projeto Porteirinha-Monte Azul, que tem seu limite norte coincidente com o limite sul da área do presente trabalho, dividem o Grupo Macaúbas nas seguintes unidades litológicas:

Unidade Superior	Arenitos da Serra Central Ritmitos da Serra Central
Unidade Inferior	Filitos Quartzoarenitos II Paraconglomerados Quartzoarenitos I

É importante assinalar que a Unidade Inferior, Paraconglomerados, seria equivalente ao Grupo Macaúbas, de Costa et al. (1976). Suas relações de contato com as unidades adjacentes são dadas como encobertas ou falhadas.

Apesar de polêmica, a origem glacial das rochas diamictíticas (paraconglomerados e grauvacas com seixos) é admitida pela maioria dos autores. Trabalhando na região centro-norte de Minas Gerais, relativamente próximo da área pesquisada, Hettich (1977) descreveu pavimentos e seixos estriados, varvitos e, inclusive, um esker, enfatizando a origem glacial desses sedimentos. Mais recentemente, também no centro-norte de Minas Gerais, Oliveira (1989) descreveu rochas conglomeráticas, correlacionando-as à Fácies Jequitaiá, da Formação Terra Branca de Karfunkel & Karfunkel (1976). Aquele autor também constatou a presença de estruturas glaciogênicas, corroborando a interpretação de origem glacial para esses sedimentos.

Karfunkel & Hoppe (1988) consideram essa glaciação neoproterozóica de caráter continental e estendem-na ao Grupo São João del-Rei (MG) e às formações Ibiá (GO) e Bebedouro (BA).

A respeito de dados geocronológicos do Grupo Macaúbas, pode-se citar a isócrona Rb/Sr de 900 Ma sobre frações finas da Formação Bebedouro (Cordani & Brito Neves, 1978) e a isócrona obtida de metagrauvacas do conglomerado polimítico aflorante na estrada entre as cidades de Sebastião Laranjeiras e Palmas de Monte Alto, com a idade de 550 Ma (Mascarenhas & Garcia, 1987). Esses dados, associados aos obtidos para a sedimentação do Grupo Bambuí, levam vários autores a admitir que a sedimentação do Grupo Macaúbas teria ocorrido no intervalo de 950 a 600 Ma.

2.2.1.4.2 – Grupo Bambuí

A grande extensão das rochas pertencentes ao Grupo Bambuí faz com que sejam muitos os trabalhos existentes.

As pesquisas mais antigas sobre as rochas do Grupo Bambuí remontam ao século passado, destacando-se as observações estratigráficas de Eschwege, em 1832 (apud Costa et al., 1970). Em 1879, Derby descreve as rochas carbonáticas e argilosas aflorantes ao longo do vale do Rio São Francisco; Rimann, em 1917, utiliza pela primeira vez a designação Série Bambuí para os pelitos que ocorrem nas proximidades da cidade de Bambuí, em Minas Gerais.

Várias são as divisões estratigráficas propostas para o Grupo Bambuí. Dardenne (1978) distingue seis formações: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Jequitaí, composta por paraconglomerado de matriz esverdeada, seria restrita à base do Grupo Bambuí, constituindo a expressão de uma glaciação de escala continental no Proterozóico Superior.

Schobbenhaus et al. (1984) dividem o Grupo Bambuí nas mesmas formações adotadas por Dardenne (op. cit.), com a diferença que englobam as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade no Subgrupo Paraopeba. Segundo esses autores, as designações Grupo Bambuí e Grupo Una (região da Chapada Diamantina) têm sido utilizadas para seqüências semelhantes depositadas durante o Neoproterozóico. A unidade basal do Grupo Una, Formação Bebedouro, caracterizada pela associação de sedimentos sílico-argilosos com níveis de paraconglomerado (tilito), é correlacionada à Formação Jequitaí.

Admitindo a dificuldade de acompanhamento e empilhamento das unidades do Grupo Bambuí por grandes áreas, Costa et al. (1976) dividem o Grupo Bambuí em tectonogrupos, inspirando-se em Costa et al. (1970). O Grupo Macaúbas, equivalente cronostratigráfico da Formação Jequitaí, e a Formação Três Marias, unidade de topo, da divisão de Schobbenhaus et al. (1984), são excluídos dos três tectonogrupos propostos:

- Tectonogrupo Sete Lagoas (zona miogeossinclinal Brasília);
- Tectonogrupo João Pinheiro (zona pericratônica);
- Tectonogrupo Formosa (zonas miogeossinclinal Brasília e subgeoanticlinal).

Segundo Costa et al. (1976), a área investigada se inclui na “zona pericratônica sudeste” e os afloramentos da região são descritos como “inexpressivos e escassos em uma estreita faixa que bordeja os flancos ocidentais das serras Central e Janaúba (...)”.

Já foram postuladas idades muito variadas para o Grupo Bambuí. As primeiras referências davam-no como paleozóico, tendo Derby (1879) defendido uma idade siluro-devoniana, baseado em estruturas consideradas como sendo de corais. Porém, Mendes & Wernick (1964) demonstraram que as estruturas descritas eram inorgânicas, tratando-se de pseudocorais. Nessa época, vários autores já admitiam idades mais antigas para o Grupo Bambuí.

Amaral & Kawashita (1967) foram os responsáveis pelas primeiras datações geocronológicas, obtendo pelo método Rb/Sr em rocha total uma isócrona de 600 Ma. Marchese (1974) descreve em Minas Gerais estromatólitos *Gymnosolenites*, atribuindo-lhes uma idade entre 600 e 950 Ma. Oliveira (1989) comenta que as datações K/Ar, Rb/Sr e Pb/Pb de rochas Bambuí, bem como estudos feitos sobre estromatólitos, revelam uma maior incidência de valores entre 900 e 600 Ma, admitindo que a sedimentação do Grupo Bambuí deva ter se dado nesse intervalo. Mascarenhas & Garcia (1987) dividem o estado da Bahia em domínios geocronológicos, sendo que

no domínio correspondente à área pesquisada apresentam uma isócrona Rb/Sr de 750 Ma, e advogam que a época de sedimentação do Grupo Bambuí ter-se-ia dado em torno de 900 Ma.

2.2.2 – Geologia Estrutural e Tectônica

A área pesquisada situa-se imediatamente a noroeste da inflexão E-W, da Faixa Araçuaí (Almeida, 1977), dentro dos limites do Cráton do São Francisco (Almeida, op. cit.), unidade geotectônica considerada estabelecida a partir da primeira metade do Pré-Cambriano Superior, e que se comportou como antepaís cratônico às faixas de dobramentos brasileiros, que se dispõem a seu redor (Figura 05).

Após comentar as várias propostas de individualização desse núcleo antigo, pré-Brasiliano, feitas por diversos autores (Ebert, 1965, apud Ebert, 1968; Pflug, 1965; Barbosa, 1966; Pflug et al., 1969; Cordani, 1973), Almeida (op. cit.) define e apresenta os limites do Cráton do São Francisco.

Segundo Almeida (op. cit.), a Faixa Araçuaí, faixa de dobramentos brasileiros adjacentes às bordas sul e sudeste do Cráton do São Francisco, em Minas Gerais e regiões vizinhas da Bahia, estaria representada por depósitos geossinclinais do Grupo Macaúbas e gnaisses, xistos, quartzitos e calcários a ele associados. Os dobramentos holomórficos, com grandes falhas inversas junto à borda do cráton em Minas Gerais e vergência em sua direção, caracterizariam a tectogênese da Faixa Araçuaí.

Na conceituação de cráton, o mesmo autor cita Stille (1940) para conceituar que “os crátons são partes deformáveis da crosta terrestre que não mais sofrem uma deformação do tipo alpino, mas sim de tipo germânico.”. Sobre os problemas do estabelecimento dos limites do cráton, admite “a dificuldade decorrente da falta ou da insuficiência de informações geológicas adequadas, como é o caso da região limdeira dos estados da Bahia e de Minas Gerais.”, e considera que os limites propostos têm caráter tentativo e convencional.

Na reunião preparatória para o Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, de agosto de 1977, Cordani (1978) comenta que o conceito de cráton de Stille (1940) nada mais é do que o de área estável, adjacente a um geossinclinal, estando “implícito o caráter de unidade tectonicamente estável, adjacente a uma região tectonicamente instável.”. Cordani (op. cit.) segue dizendo que “se deixarmos de utilizar o termo ‘geossinclinal’ e passarmos a utilizar ‘**cinturão móvel**’ e, se continuarmos a utilizar ‘cráton’ como sendo área tectonicamente estável, estaremos simplesmente possibilitando o uso dessa terminologia até os tempos pré-cambrianos.”. A partir desse raciocínio e usando, entre outros argumentos, datações K/Ar de idade brasileira existentes em rochas granito-gnáissicas da região a leste da Serra do Espinhaço e oeste da Chapada Diamantina – faixa do Paramirim – e uma isócrona Rb/Sr de 600 Ma em filitos da Formação Santo Onofre (Porcher, 1967), o autor considera a faixa do Paramirim um *mobile belt* brasileiro e advoga a existência de dois crátons. O cráton a oeste da faixa manteria o nome de Cráton do São Francisco e o situado a leste denominar-se-ia Cráton de Salvador.

Uma das contribuições, sob o ponto de vista tectonoestrutural, trazidas por Costa et al. (1976), foi o estabelecimento de unidades tectônicas, nos limites da área investigada, quais sejam:

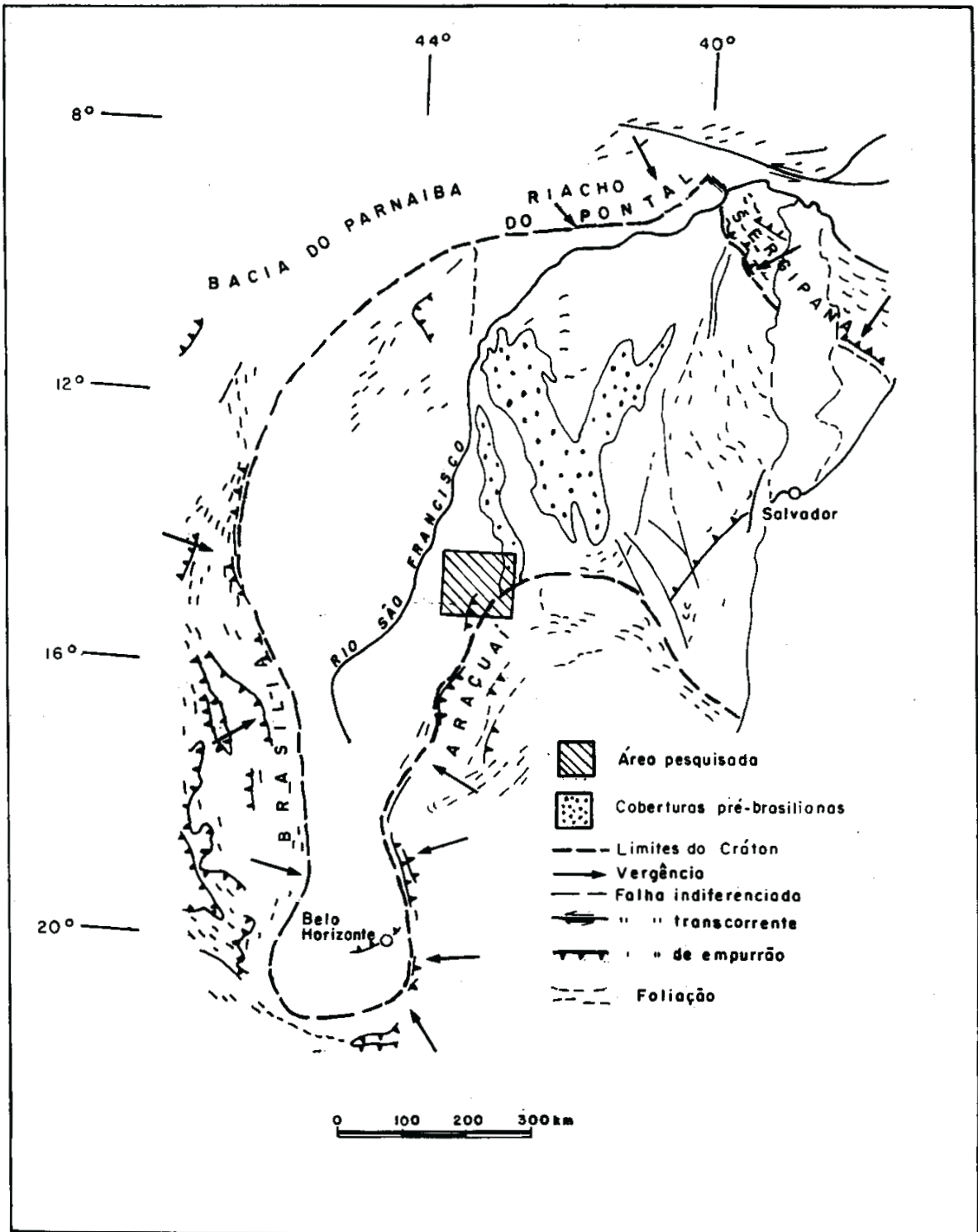


Figura 05 – O Cráton do São Francisco e suas faixas de dobramentos marginais, segundo Almeida (1977), com modificações.

1. Antéclese do São Francisco ou Cráton do São Francisco, tendo como limites a bacia hidrográfica homônima. Constituiria “uma zona orogênicamente estável a distorções lineares durante a evolução dos ciclos de sedimentação Espinhaço e Bambuí.”.

2. Zona Pericratônica do São Francisco, desenvolvida na periferia do núcleo cratônico, caracterizando-se por “um estilo de deformação intermediário entre o linear holomórfico da faixa miogeossinclinal norte e oriental e o idiomórfico”. Na área estudada, abrange os flancos ocidentais das serras Central e de Monte Alto.

3. Zona Miogeossinclinal, materializada pelo Supergrupo Espinhaço, na serra homônima, com “um estilo holomórfico perfeito, com idiomorfismo provocado por redobramentos de direções não-paralelas entre si. As formas estruturais maiores compõem grandes anticlinórios e sinclinórios, invertidos ou não, com dobras menores variando de abertas a isoclinais, de flexuramento ou cisalhante, cônicas ou cilíndricas, com um ou mais sistemas de foliação de afluxo, tipo plano-axial.”.

Esses mesmos autores descrevem o Grupo Espinhaço Superior, na Serra de Monte Alto, como uma simples estrutura homoclinal de direção NW mergulhante para SW, enquanto a sul, na Serra Central, apresentaria um padrão desarmônico de difícil classificação, possivelmente gerado por redobramentos. O falhamento de Santo Onofre ou Falha de Santo Onofre, desenvolvido ao longo da borda leste da Serra do Espinhaço Setentrional, é apresentado como uma das mais marcantes feições de ruptura, com “história bastante complexa, com movimentação transcorrente e normal, e o sistema de falhas inversas, muitas vezes do tipo escamas (...)”. O Grupo Bambuí é descrito como estando localmente deformado ao longo do contato de falha com o Grupo Macaúbas, como resultado da tectogênese final do Supergrupo São Francisco, afetando as formações vizinhas do Grupo Espinhaço Superior e do Grupo Macaúbas, com vergência em direção ao centro cratônico.

Sobre a delimitação da Faixa de Dobramento Araçuai, é interessante notar os comentários de Inda & Barbosa (1978): “O limite norte é bastante impreciso e foi traçado tentativamente, ao longo das áreas supostamente influenciadas pelo Ciclo Brasileiro, estas, por sua vez, demarcadas a partir de dados radiométricos, por suas associações litológicas e seus padrões estruturais.”.

Moraes et al. (1980) utilizaram na área a sistemática de divisão em domínios estruturalmente homogêneos. As rochas do embasamento a oeste da Serra do Espinhaço, consideradas arqueanas, segundo esses autores, teriam uma evolução estrutural em estágio permóvel, num modelo de evolução crustal baseado nas idéias de Salop (1977) e Glikson (1972). Com base na análise de diagramas de pólos de foliações, admitem que essas rochas acham-se afetadas por, no mínimo, dois estilos de dobramentos: um dobramento primário caracterizado por dobras assimétricas fechadas e uma fase superimposta de natureza transcorrente, caracterizada por dobras de arrasto.

Ainda segundo Moraes et al. (op. cit.), o Supergrupo Espinhaço, considerado uma unidade geotectônica do Proterozóico Médio, de natureza crustal e ensialica, mostra uma feição fortemente linear, com uma foliação cisalhante S_2 , vergente para W, representativa de uma segunda fase de deformação transcorrente com dobras intrafoliais de arrasto. A foliação axial S_1 , produto do dobramento primário, dispõe-se aproximadamente paralela à foliação S_2 .

Trabalhos executados por Stein et al. (1980), nos depósitos uraníferos de Lagoa Real, situada a leste de Caetitê, relatam a execução de três datações U/Pb em albitos

mineralizados. As amostras analisadas na Universidade de Adelaide, Austrália, forneceram idades de 820 e 540 Ma e foram relacionadas à remobilização e redeposição do urânio durante o Brasiliano inferior e superior, respectivamente. De acordo com os autores, a área de microclin-gnaisses, onde se localizam as mineralizações, constituiria “um domo de idade arqueana, localizado numa zona móvel (sic), no centro-sul do Cráton do São Francisco (...)”.

Jardim de Sá (1981) considera a tectônica da região intraplaca e propõe um modelo tectônico gravitacional/vertical com a subida do bloco central do embasamento (Complexo Paramirim), pois as estruturas do Espinhaço Oriental e da Chapada Diamantina Ocidental mostrariam vergência centrífuga, sugerindo o levantamento desse bloco central.

Costa & Inda (1982) discutem o conceito de aulacógeno, e o aplicam ao padrão deposicional/estrutural do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (Figura 06). De modo similar a Jardim de Sá (1981), propõem a subida do bloco do Complexo Paramirim para explicar os dobramentos e distanciamentos dos sedimentos da Serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina, que originalmente constituiriam uma unidade deposicional contínua. No final, sugerem a introdução do termo oroaulacógeno para a descrição de aulacógenos intraplataformais, como seria o caso do “segmento baiano do Espinhaço”.

Souza et al. (1986) contestam o modelo de aulacógeno, proposto para a evolução do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, e admitem um processo evolutivo que culmina com deformações plásticas, do tipo “subducção intracontinental”. Segundo esses autores, “o embasamento, a leste do Espinhaço (Bloco Paramirim), exhibe dobramentos correlatos àqueles observados no Espinhaço, sendo que o primeiro foi em estilo isoclinal invertido, tendo evoluído em certas porções da área para extensas zonas de transposição e cisalhamento com rejeito de empurrão, no sentido de leste para oeste.” e “(...) Durante ou mesmo após essa orogênese novas manifestações graníticas e máficas intrudiram o chamado Bloco de Paramirim (...)”.

No estudo da evolução do Complexo Lagoa Real, Caby & Arthaud (1987) descrevem os ortognaisses desse complexo, empurrados no sentido W, sobre os xistos do Supergrupo Espinhaço. Segundo os autores, o complexo meta-plutônico e subalcalino de Lagoa Real teria a idade de 1.800-1.700 Ma, e estaria afetado por um único evento metamórfico-estrutural, de idade brasileira.

Em trabalhos desenvolvidos na Serra do Espinhaço Setentrional, entre as cidades de Caetité e Licínio de Almeida, Rocha & Dominguez (1989) enfatizam a existência de dobramentos isoclinais como causadores de camadas invertidas, que ocorreriam em todo o pacote sedimentar. Consideram a existência de três fases de deformação, sendo que a fase isoclinal, a mais antiga, provavelmente, teria “sido progressiva, passando desde dobras abertas na Chapada Diamantina para dobras apertadas no Espinhaço, podendo chegar a estruturas do tipo nappe a oeste (Palmas de Monte Alto-BA)”. Segundo os citados autores, esse quadro indicaria um transporte tectônico de leste para oeste, com stress principal nessa direção, sugerindo a existência de um bloco rígido a oeste, que teria servido de anteparo para o transporte tectônico oriundo de leste (Figura 07).

Souza et al. (1990) dividem a área do Projeto Caetité em dois domínios estruturais. O domínio 2 corresponde a rochas do embasamento da borda oeste do Espinhaço, uma área relativamente pequena, que estaria representada “por rochas cinza-esverdeadas, composição diorítica, exibindo foliação antiga, preservada, com trend ENE completamente discordante em relação ao Espinhaço, as quais

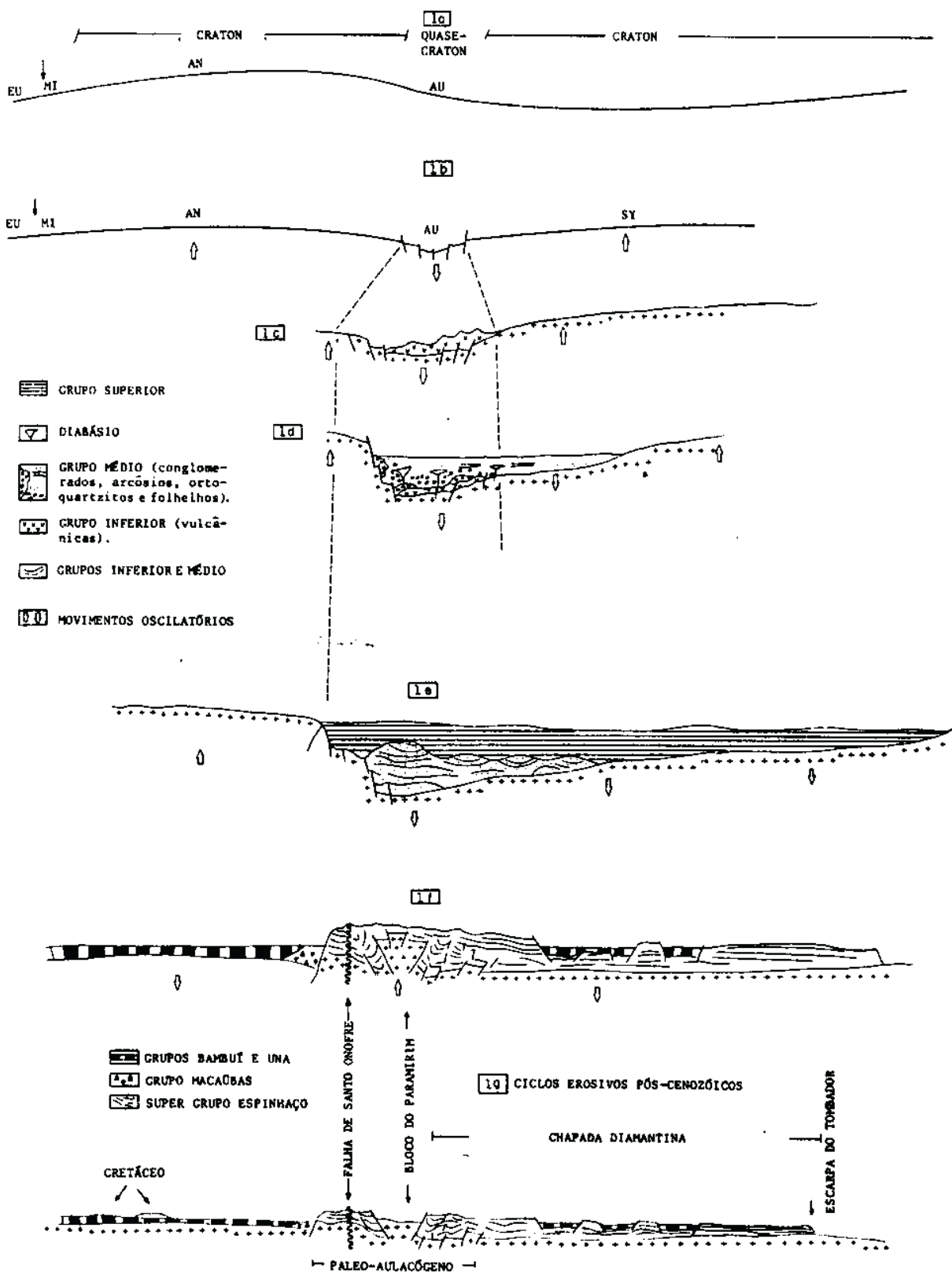


Figura 06 – Evolução da cadeia do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina, segundo Costa & Inda, 1982.

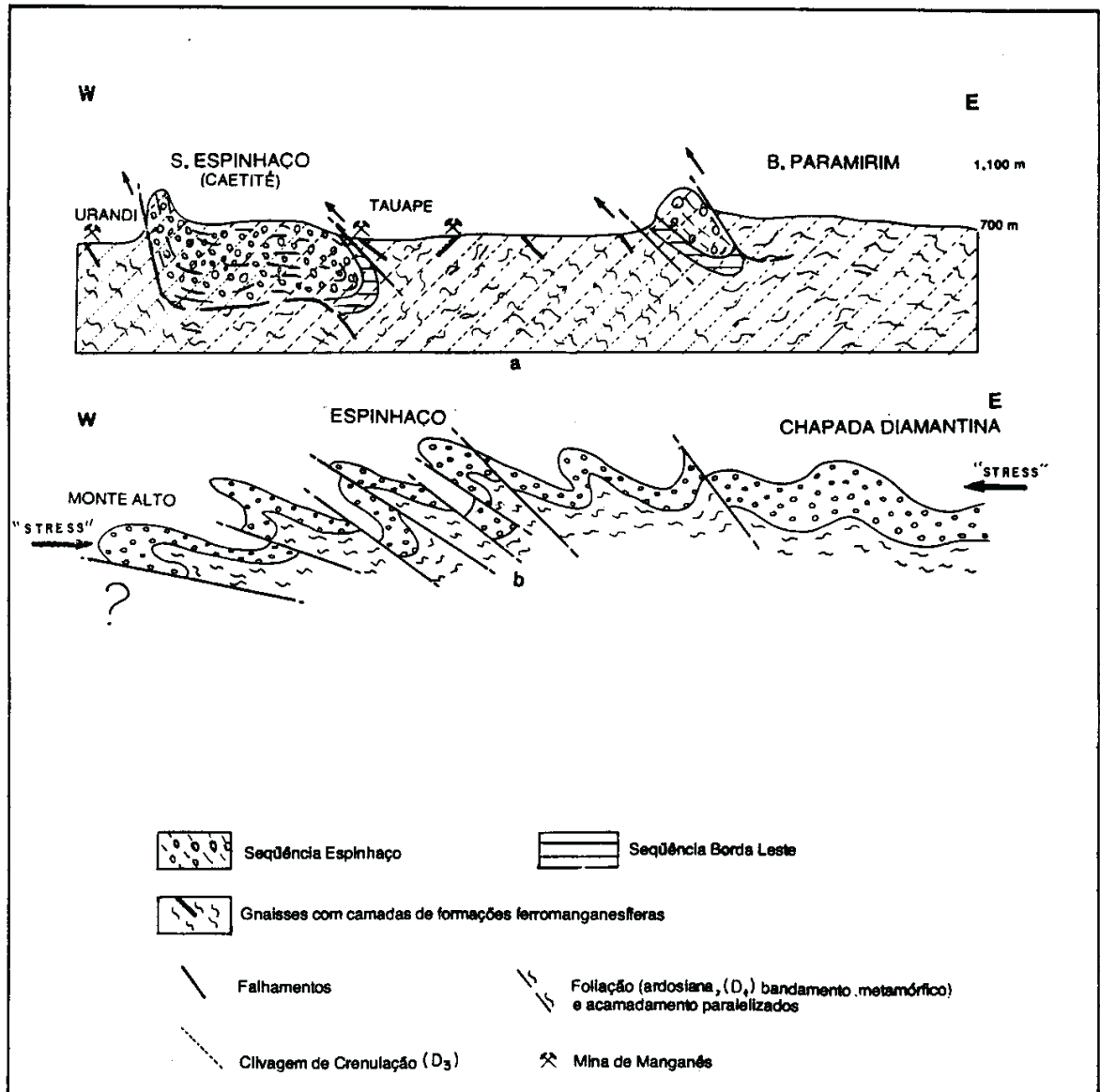


Figura 07 – Seções esquemáticas mostrando a evolução tectônica no sudoeste da Bahia, segundo Rocha & Dominguez, 1989.

encontram-se cortadas por zonas de cisalhamento inversas com trend NNW e vergência para W, correlacionável à tectônica do Espinhaço, e com desenvolvimento de paragênese da fácies xisto-verde (clorita, sericita, epidoto), exibindo em certos trechos porfiroblastos de microclina.”.

O domínio estrutural 1 é subdividido nos subdomínios 1A, 1B, 1C e 1D. No subdomínio 1A, correspondente ao Supergrupo Espinhaço, são descritas três fases de deformação. A fase de deformação F_1 é “caracterizada por um dobramento isoclinal com orientação aproximadamente norte-sul e vergência para oeste, com estilo invertido e caimento suave, marcado pela lineação L_1 , onde se faz presente um acamamento S_1 e uma clivagem ardosiana S_1 , subparalela a S_1 ”. A fase de deformação F_2 “é uma fase caracterizada por um dobramento com planos axiais verticalizados a subverticalizados, formando dobras parasíticas de estilo S, M ou Z, que indicam dobras maiores antiformes e sinformes normais abertas”. A foliação S_2 , observada principalmente nos membros pelíticos, seria caracterizada por uma pronunciada clivagem de plano-axial. A fase de deformação F_3 “é representada por uma clivagem de crenulação espaçada que mergulha invariavelmente para WNW, sendo plano-axial de ondulações e dobras suaves nas superfícies S_3 , S_3 e S_3 ”.

O subdomínio 1B abrange a porção oriental da Serra do Espinhaço e tem suas rochas consideradas como pertencentes ao Complexo Metamórfico Licínio de Almeida (Inda & Barbosa, 1978). É enfatizado que “não se constatou discordância estrutural, entre esse complexo e o Supergrupo Espinhaço, e nem tampouco um salto metamórfico significativo, entre ambos”. As mesmas fases de deformações são constatadas nos subdomínios 1A e 1B, sem registros de deformações mais antigas. Os subdomínios 1C e 1D ficam a leste da Serra do Espinhaço.

Rocha (1991) define na região três estilos de dobramentos: um dobramento com dobras isoclinais apertadas com “strain NS”, um com dobras assimétricas com “strain NNE” e um com dobras desarmônicas abertas com “strain EW”. Além desses dobramentos, são descritas faixas longitudinais de cisalhamento dúctil que, como os dobramentos, atingiriam tanto as rochas do embasamento como as rochas das coberturas sedimentares superpostas.

O dobramento isoclinal nas rochas do embasamento afetaria um bandamento metamórfico anterior, enquanto que nas rochas das seqüências deposicionais Borda Leste e Espinhaço afetaria somente a estratificação, originando uma clivagem ardosiana, paralela ao plano axial das dobras e provocando “o quase paralelismo entre a foliação gerada e a estratificação primária”. Os dobramentos apertados de tendência isoclinal têm fechamentos angulares e vergência para oeste, com comprimento de ondas de centímetros a centenas de metros. Os planos axiais de direção predominantemente N-S mergulham geralmente para leste, com cerca de 45° de inclinação e com eixos de dobras, com caimentos para norte ou para sul, variáveis de 0 a 30°. As estruturas primárias, normalmente bem preservadas, caracterizariam os estratos da Seqüência Depositional Espinhaço como invertidos. Por último, as lineações minerais são descritas “com direções predominantemente perpendiculares ao eixo do dobramento ou paralelas ao dip das camadas.”.

As dobras assimétricas, ainda segundo Rocha (op. cit.), são descritas principalmente na cobertura sedimentar “com anticlinais longas e sinclinais curtos de diferentes comprimentos de ondas”. Apresentariam uma clivagem de crenulação plano-axial de direções N-NE e N-NW, com mergulhos variáveis de 40 a 80° para os quadrantes NW e SW. Essa clivagem, de intensidade variável, atestaria uma fase de dobramento posterior à fase isoclinal.

O dobramento desarmônico é dado como “dobras geralmente abertas, apresentando porém um apertamento brusco em alguns locais (...)”, sendo melhor observado nas rochas do embasamento. Os únicos elementos estruturais descritos são eixos de dobras com caimento em torno de 25-30° para E-SE e E-NE, que estariam superpostos às dobras isoclinais e, portanto, seriam pós-Espinhaço.

No capítulo relativo às conclusões da parte estrutural, Rocha (op. cit.) propõe que a fase isoclinal da deformação seja “de caráter progressivo, passando de dobras abertas na Chapada Diamantina a dobras apertadas e inclinadas no Espinhaço.”. Por último, alegando semelhanças do modelo estrutural elaborado aos modelos construídos por outros autores no Espinhaço Meridional, conclui que a “deformação Espinhaço” provavelmente se deu durante o Ciclo Brasileiro.

3 – ANÁLISE ESTRUTURAL

3.1 – Introdução

Na discussão de conceitos pertinentes à geologia estrutural, Davis (1984) enfatiza três estratégias para a análise estrutural detalhada: as análises descritivas, cinemáticas e dinâmicas.

Segundo Davis (op. cit.), na análise descritiva temos o reconhecimento e descrição das estruturas, com as medidas de suas orientações; na análise cinemática, a interpretação dos movimentos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das estruturas; e na análise dinâmica, a interpretação dos movimentos deformacionais em termos dos esforços responsáveis pela formação das estruturas.

O presente trabalho restringe-se à descrição e medida das estruturas (análise geométrica) e sua análise cinemática.

De acordo com a distribuição, a frequência e a natureza dos elementos estruturais, a área estudada pode ser dividida em domínios estruturais. Um domínio estrutural corresponde a uma área na qual os elementos estruturais presentes se encontram distribuídos e ordenados de forma característica, o que a torna passível de individualização. Tais domínios não correspondem aos domínios homogêneos no sentido de Turner & Weiss (1963).

3.2 – Domínios Estruturais

A partir dos dados obtidos durante as etapas de campo e de seu tratamento, a área foi dividida em dois domínios estruturais: um a norte e outro a sul, cada um deles compreendendo três subdomínios (Figura 08).

Estabeleceu-se como limite entre esses dois domínios o alinhamento definido pelo Rio Verde Pequeno, ao longo do boqueirão que separa a Serra Central da Serra de Monte Alto. Esse alinhamento é coincidente com falhamentos observados logo abaixo do Açude do Estreito, no leito seco do Rio Verde Pequeno. Nesse local, rochas milonitizadas, de composição quartzo-feldspática, encontram-se falhadas, segundo a direção N 50° W, e intrudidas por rocha granitóide. Esta se aloja preferencialmente ao longo dos falhamentos noroeste e encontra-se foliada segundo a direção aproximada E-W, com notáveis foliações S-C (Berthé et al., 1979), que indicam uma movimentação dextral (Figura 09).

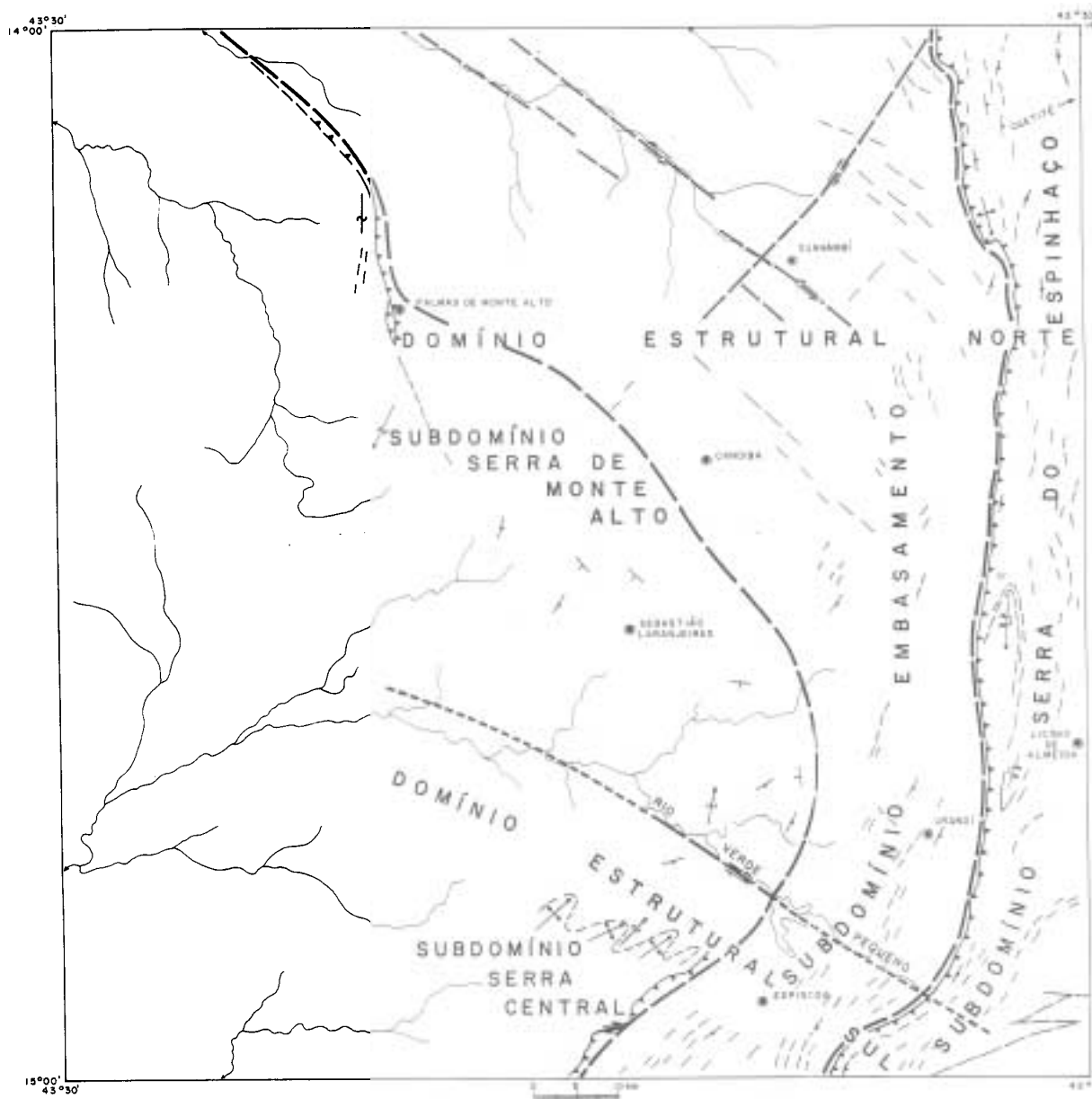


Figura 08 – Domínios e subdomínios estruturais da área pesquisada.

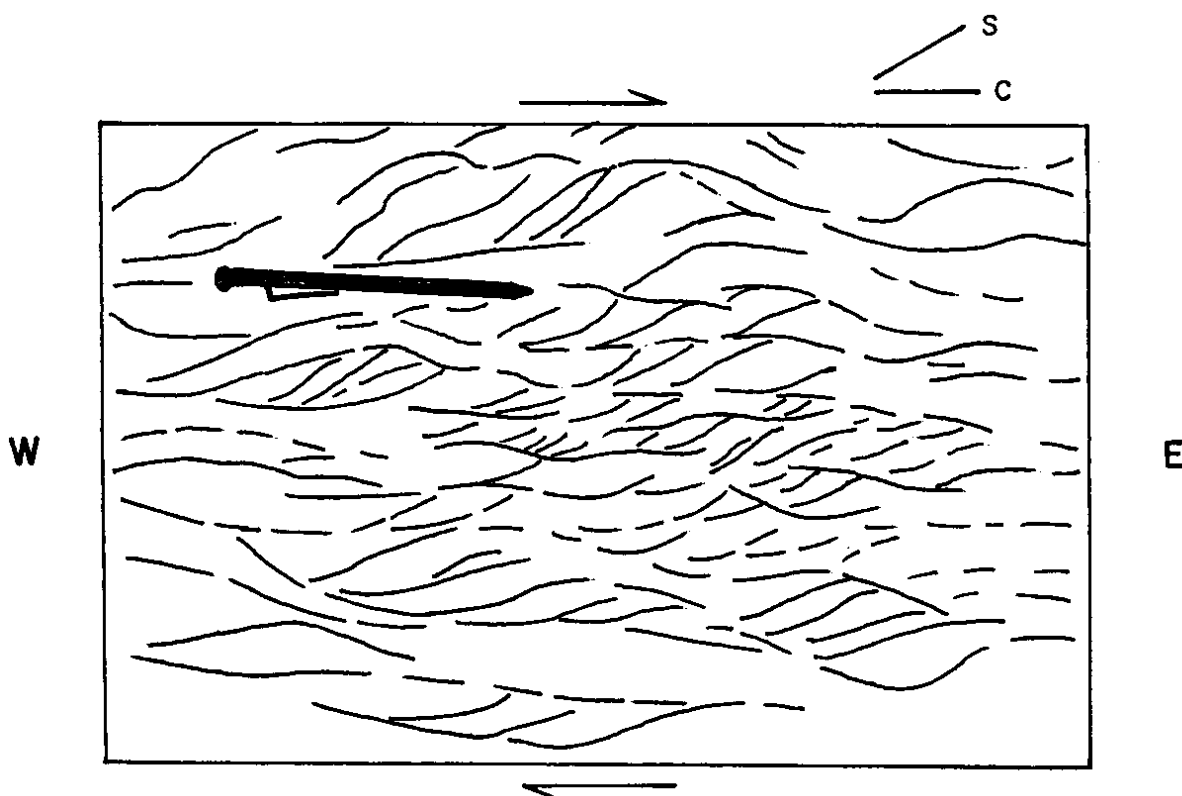


Figura 09 – Rocha granítica gnaissificada com notáveis foliações S–C, vista com planta. Rio Verde Pequeno, abaixo do Açude do Estreito.

Enquanto o alinhamento do Rio Verde Pequeno é bem nítido a noroeste do Açude do Estreito, sugerindo a continuidade dos falhamentos, o seu prolongamento sudeste não é claro, sendo inferido ao longo do curso do rio.

Os três subdomínios de cada domínio seguem a estruturação norte-sul da área, dada pela distribuição das grandes unidades litológicas. Os subdomínios da parte leste e intermediária mantêm as mesmas designações: Subdomínio Serra do Espinhaço e Subdomínio Embasamento, respectivamente. Os dois subdomínios a oeste são designados como Subdomínio Serra Central, no Domínio Estrutural Sul, e Subdomínio Serra de Monte Alto, no Domínio Estrutural Norte.

3.2.1 – Domínio Estrutural Norte (Seções A-A' e B-B')

Abrange a maior parte da área pesquisada, incluindo as Seções Geológico-Estruturais A-A' (Palmas de Monte Alto-Guanambi-Caetité) e B-B' (Cantinho-Urandi-Serra do Espinhaço) (vide Anexo II). A sua maior distinção em relação ao Domínio Estrutural Sul decorre do fato de exibir menor intensidade de deformação. Essa diferente magnitude de deformação é melhor observada na parte oeste da área, sendo mais contrastante entre os subdomínios Serra de Monte Alto e Serra Central.

3.2.1.1 – Subdomínio Serra do Espinhaço

As principais características desse subdomínio são o paralelismo entre o alinhamento e a foliação metamórfica (S_1); e os mergulhos constantes dessa foliação e

das lineações minerais, e de estirramento, para leste. Na área de influência da Seção Geológico-Estrutural A-A', observam-se algumas diferenças litológicas e estruturais. Na extremidade leste da seção predominam xistos, enquanto no restante da seção ocorrem filitos e quartzitos.

Nas circunvizinhanças da cidade de Caetité, afloram rochas xistosas com porfiroblastos de granada e agulhas de cianita, com pequenas dobras assimétricas associadas a uma clivagem de crenulação (S_2) (Figura 10). O acamamento não é

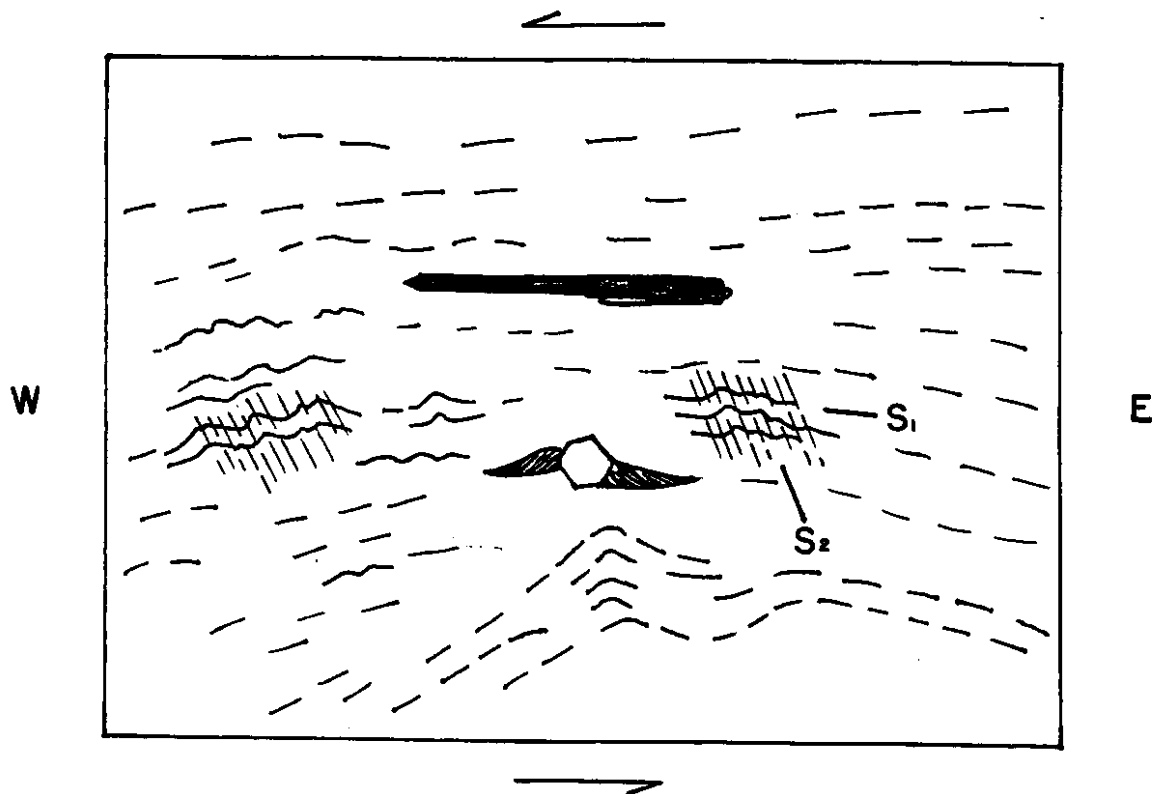


Figura 10 – Granada-cianita-xisto com porfiroblasto de granada, Microdobras assimétricas com clivagem de crenulação mostram vergência para W. Rodovia Br-030 na periferia leste de Caetité.

perceptível, e a foliação S_1 e a lineação mineral mergulham para NE; a assimetria das pequenas dobras indica vergência para W e a lineação de interseção ($L_{S_1 \times S_2}$) está subhorizontal, na direção $N 20^\circ W$. Entremeados a esses mica-granada-xistos, encontram-se afloramentos de rochas quartzíticas. Na saída oeste de Caetité, ocorrem quartzitos com camadas conglomeráticas e seixos de rocha quartzítica, fortemente deformados e estirados, mergulhando 15° para $N 60^\circ E$, paralelamente ao mergulho das camadas (Figura 11). Na parte leste da seção, a foliação S_1 normalmente tem baixos valores de mergulho, entre 12 e 20° .

Nas partes mediana e ocidental da Serra do Espinhaço, ocorrem principalmente rochas quartzíticas e filíticas, onde a foliação, paralela ao acamamento, apresenta valores de mergulho um pouco maiores, entre 30 e 40° . Nessas rochas, o acamamento é mais facilmente distinguível e a foliação de crenulação (S_2) só aparece localmente, em rochas de fina granulometria (Figura 12).



Figura 11 – Quartzito conglomerático com seixos estirados definindo uma lineação de estiramento com caimento de 15° para N 60° . Periferia oeste de Caetité.

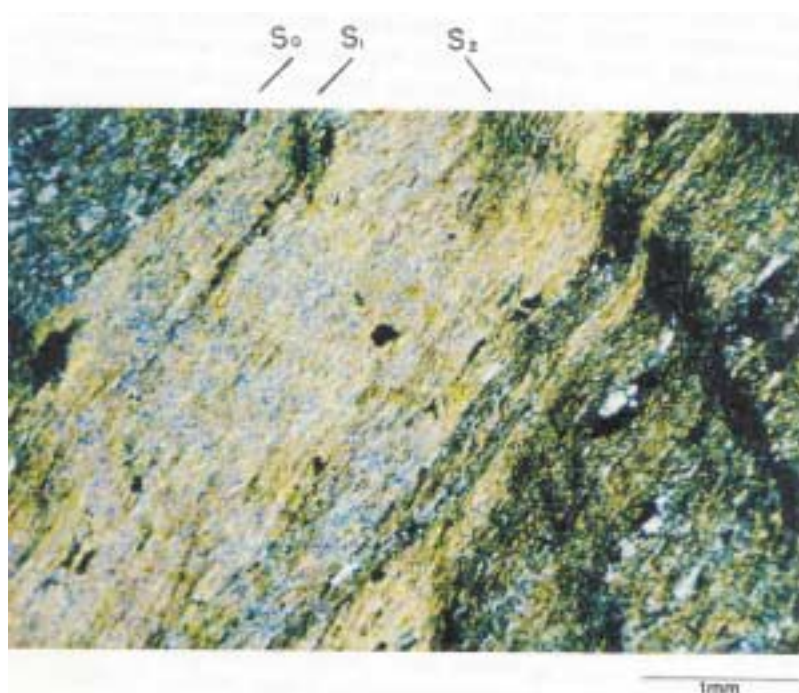


Figura 12 – Filtro com foliação (S_1) paralela ao acamamento S_0 e clivagem de crenulação (S_2) incipiente. Borda oeste da Serra do Espinhaço, noroeste de Brejinho das Ametistas.

Aproximadamente na parte central da serra, lado norte da rodovia BR-030, aflora quartzito/arenito de granulação grossa com estratos cruzados preservados. O acamamento mergulha 30° para NE, a foliação S_1 não é nítida e a posição dos sets da estratificação indica a inversão das camadas. Ainda na rodovia BR-030, no lado oeste desse último afloramento, afloram quartzitos intercalados em filitos roxos, cinza e cinza-claros, granatíferos, conformando um dobramento assimétrico e falhado/brechado no seu flanco invertido (Figura 13). Aqui, de modo diferente, a foliação S_1 é claramente oblíqua ao acamamento; o eixo da dobra ($L S_0 \times S_1$) é horizontal, de direção $N 25^\circ E$ e as porções filíticas desenvolvem uma foliação de crenulação S_2 , com eixo paralelo à lineação definida por sombras de pressão, ao redor das granadas.

Na proximidade do contato com as rochas do embasamento, ocorrem quartzitos com filitos intercalados, em área de intensa brechação, com a foliação (S_1) verticalizada na direção N-S e oblíqua ao acamamento que mergulha 45° para S-SE. Nesse local ocorre o fechamento de uma megadobra, com minidobras vergentes para W. Essa estrutura corresponde ao prolongamento das elevações da Serra do Ouro, a sul, fotointerpretada como uma antiforme.

Os estereogramas dos principais elementos estruturais desse subdomínio, na área de abrangência da seção A-A', estão representados na figura 14.

Na Seção Geológico-Estrutural B-B', ao longo da estrada de ferro que liga as cidades de Urandi e Licínio de Almeida, o Subdomínio Espinhaço tem alguns condicionamentos estruturais, distintos dos descritos até agora. O paralelismo entre a foliação e o acamamento, com seus constantes mergulhos, bem como das lineações minerais, para leste, permanecem constantes. O que muda, basicamente, são os valores angulares desses mergulhos, que são bem mais fortes, em torno de 65° , e a presença mais comum de uma clivagem de crenulação S_2 .

Na extremidade oriental dessa seção, afloram quartzitos com níveis filíticos intercalados, dobrados, boudinados e brechados/falhados. O acamamento é paralelo a foliação S_1 com atitude $N 10^\circ E$; $60^\circ SE$. Os níveis filíticos desenvolvem uma clivagem de crenulação S_2 , que se associa a pequenas dobras como uma clivagem plano-axial, formando uma lineação de interseção $L S_1 \times S_2$ com caimento de 05° para $N 05^\circ E$. Localmente, em camadas de granulometria mais fina, essa clivagem de crenulação torna-se intensa, a ponto de obliterar macroscopicamente as superfícies S_0 e S_1 , ainda distinguíveis microscopicamente (Figura 15).

O comportamento constante dos elementos estruturais do Supergrupo Espinhaço, ao longo de todo esse perfil, pode ser visto nos estereogramas da figura 16. No caso das lineações de interseção da foliação S_1 com foliação de crenulação S_2 , tem-se a orientação padronizada desses eixos, grosso modo norte-sul, com pequena inclinação (no máximo até 30°) para ambos os quadrantes.

Através de fotografias aéreas, traçou-se na área dessa seção o fechamento de uma megadobra, lateral ao fechamento de outra dobra maior, com flanco invertido e mais facilmente observável nas fotos aéreas, situado cerca de 23km em linha reta, a norte dessa seção (Figura 17). Com a detecção de vestígios de estruturas primárias, indicando inversão estratigráfica, junto a um dos flancos desse dobramento (Figura 18), pôde-se definir essa megadobra como uma anticlinal com flanco invertido e o dobramento adjacente, a leste, como um sinclinal com flanco invertido, vergente para oeste.

Na parte interna da anticlinal com flanco invertido, vê-se, no topo do afloramento, rochas pelíticas definindo um padrão de dobramento apical tipo M (Figura 19). Um pouco mais a oeste, ainda dentro da estrutura anticlinal, temos rochas ortoquartzíticas

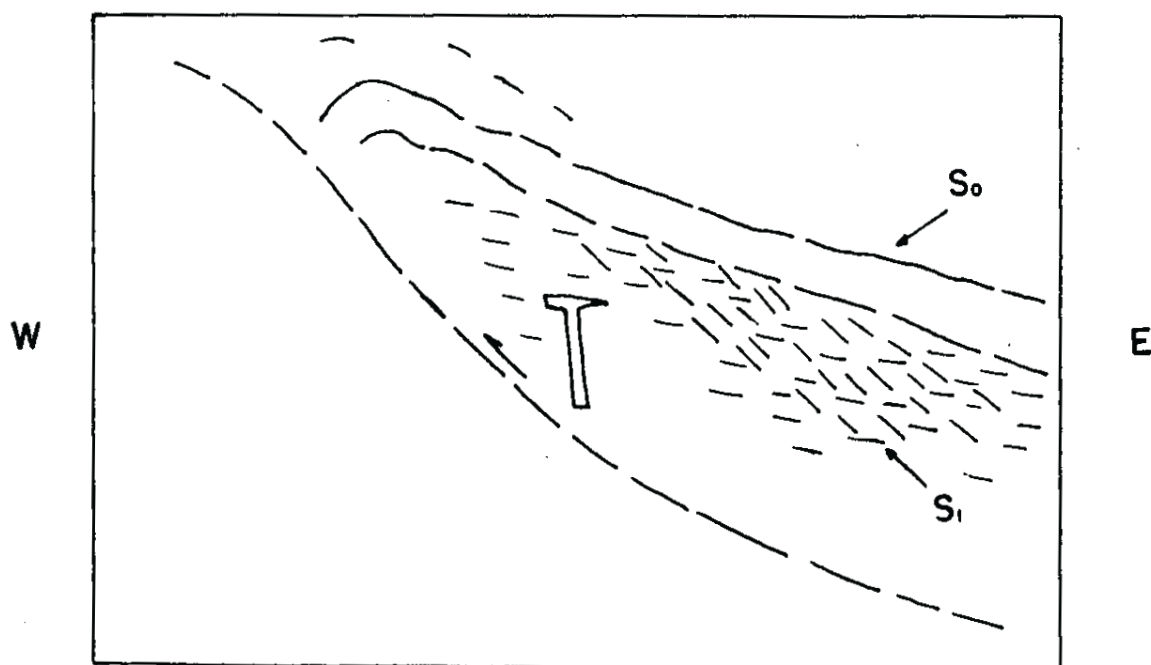
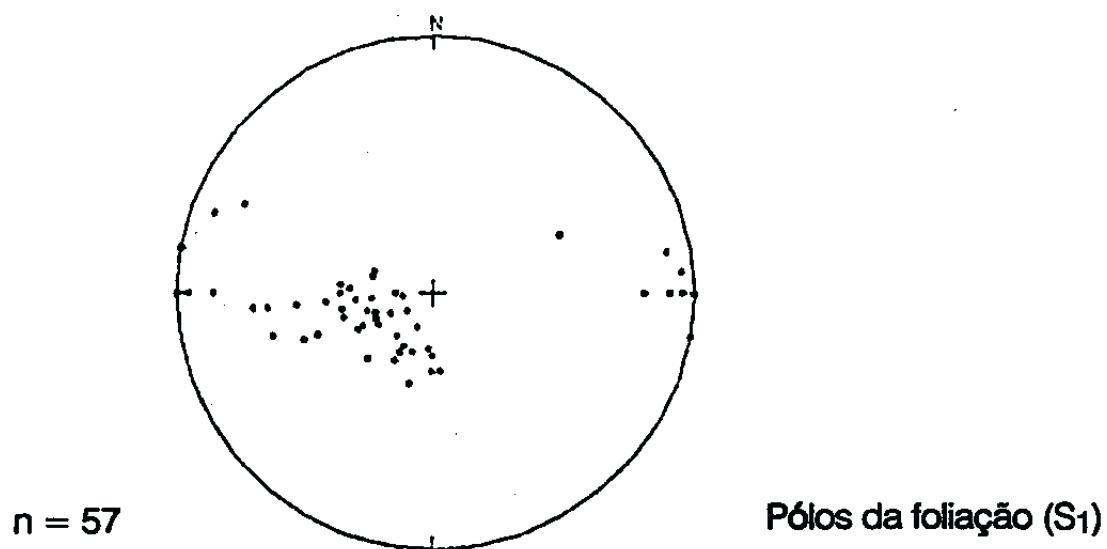


Figura 13 – Quartzitos intercalados em filitos, dobrados e falhados.
Br-030, 8km a oeste de Caetité.



(n = número de medidas)

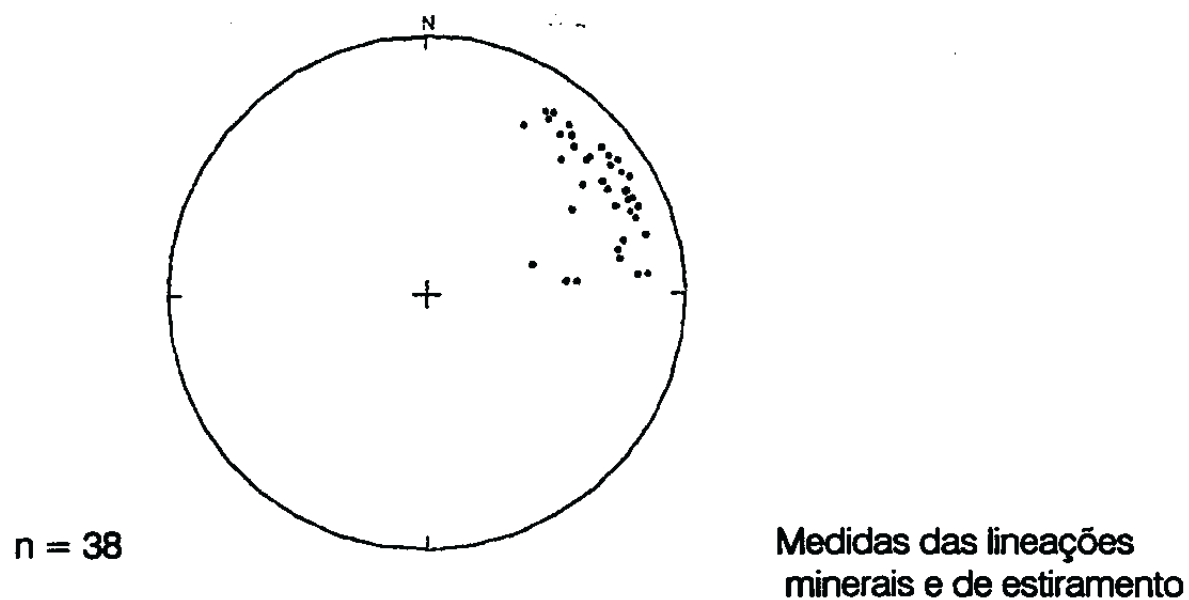


Figura 14 – Estereogramas das foliações e lineações do Supergrupo Espinhaço, ao longo da Seção A–A', Domínio Estrutural Norte.



Figura 15 – Rocha pelítica intensamente crenulada. Corte da ferrovia Urandi-Licínio de Almeida, nas proximidades do km 779.

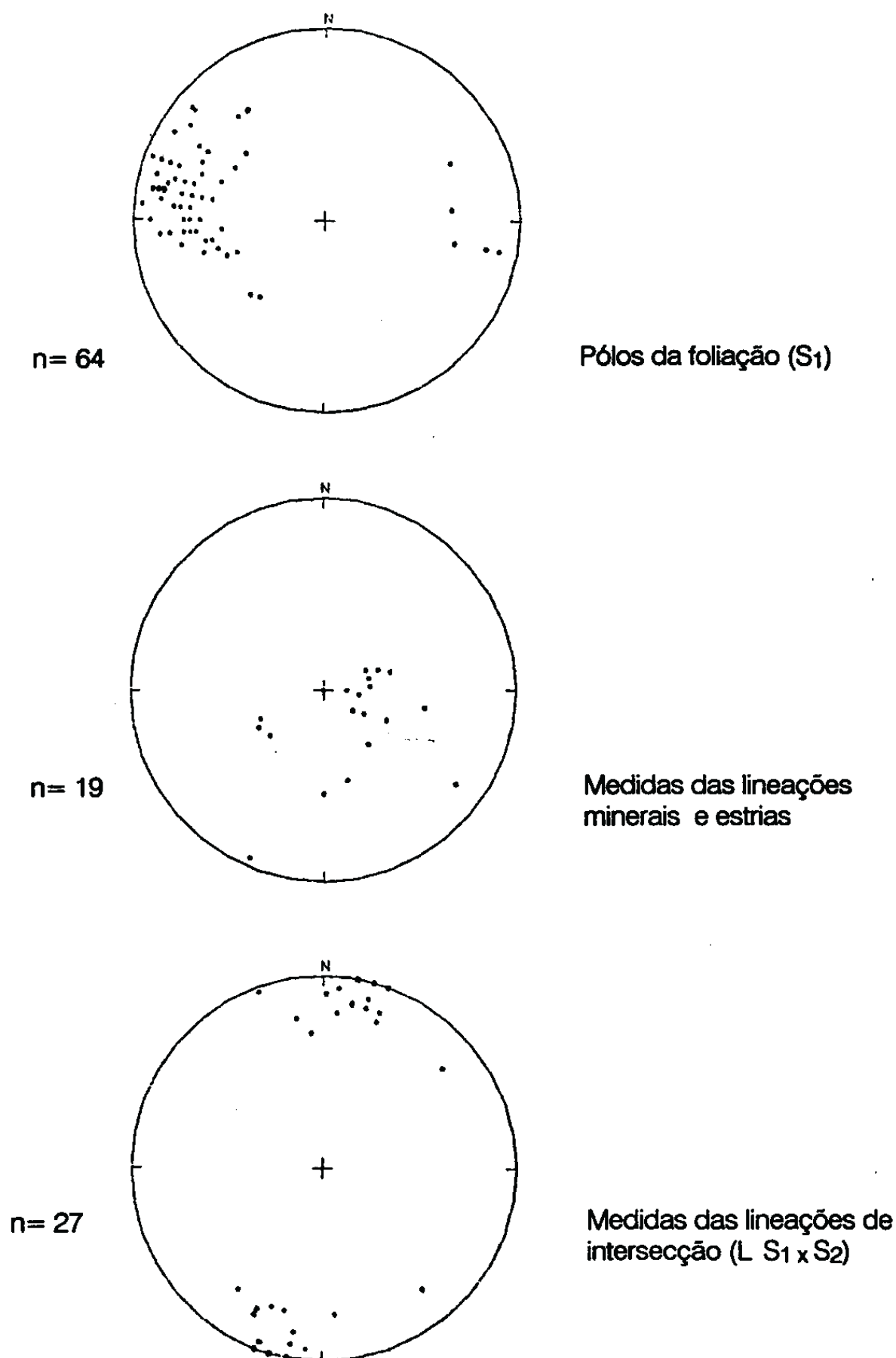


Figura 16 – Estereogramas das foliações e lineações do Supergrupo Espinhaço, ao longo da Seção B–B', Domínio Estrutural Norte.

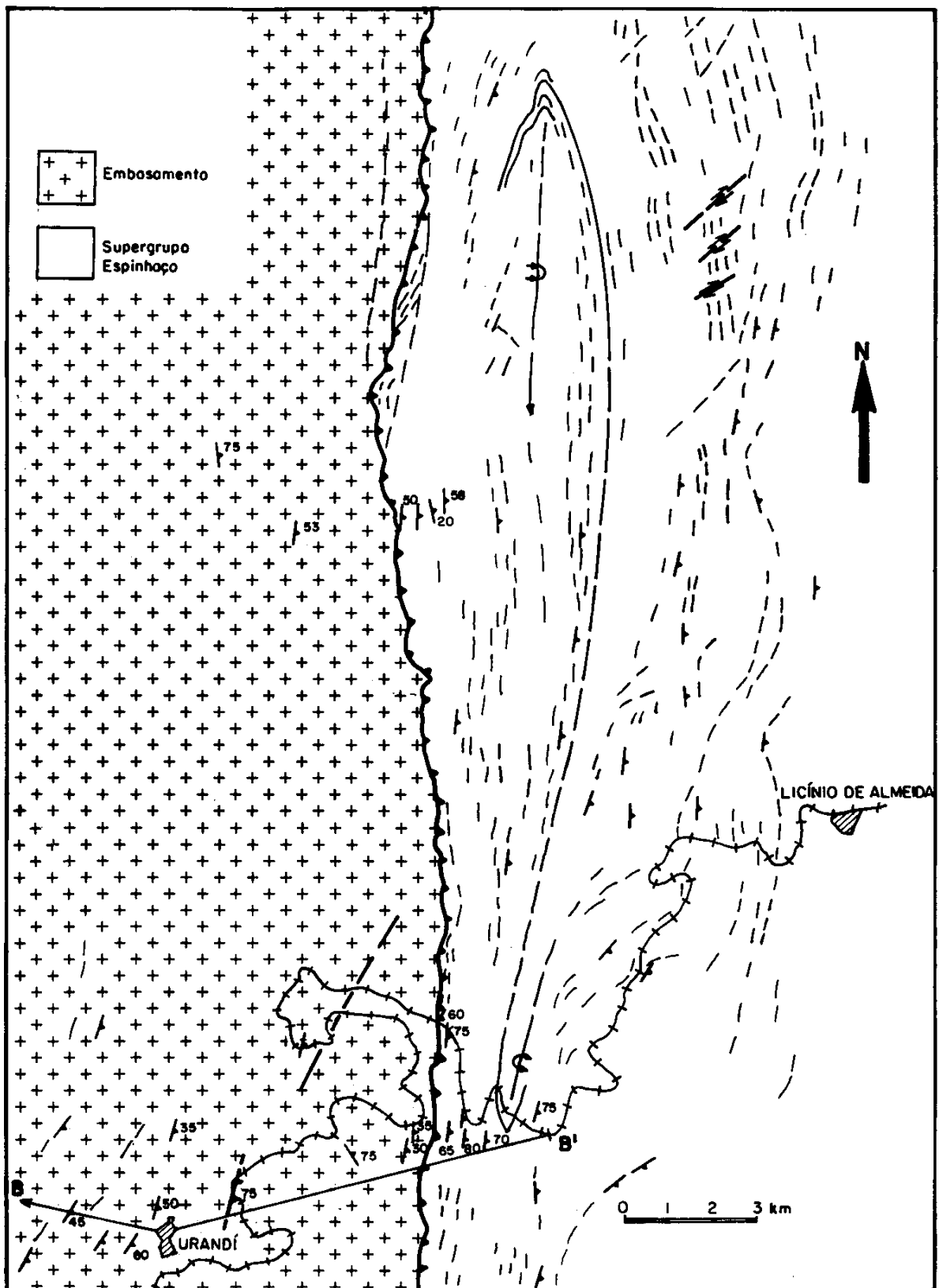


Figura 17 – Mapa estrutural mostrando o traço de megadobras com flanco invertido do Supergrupo Espinhaço.

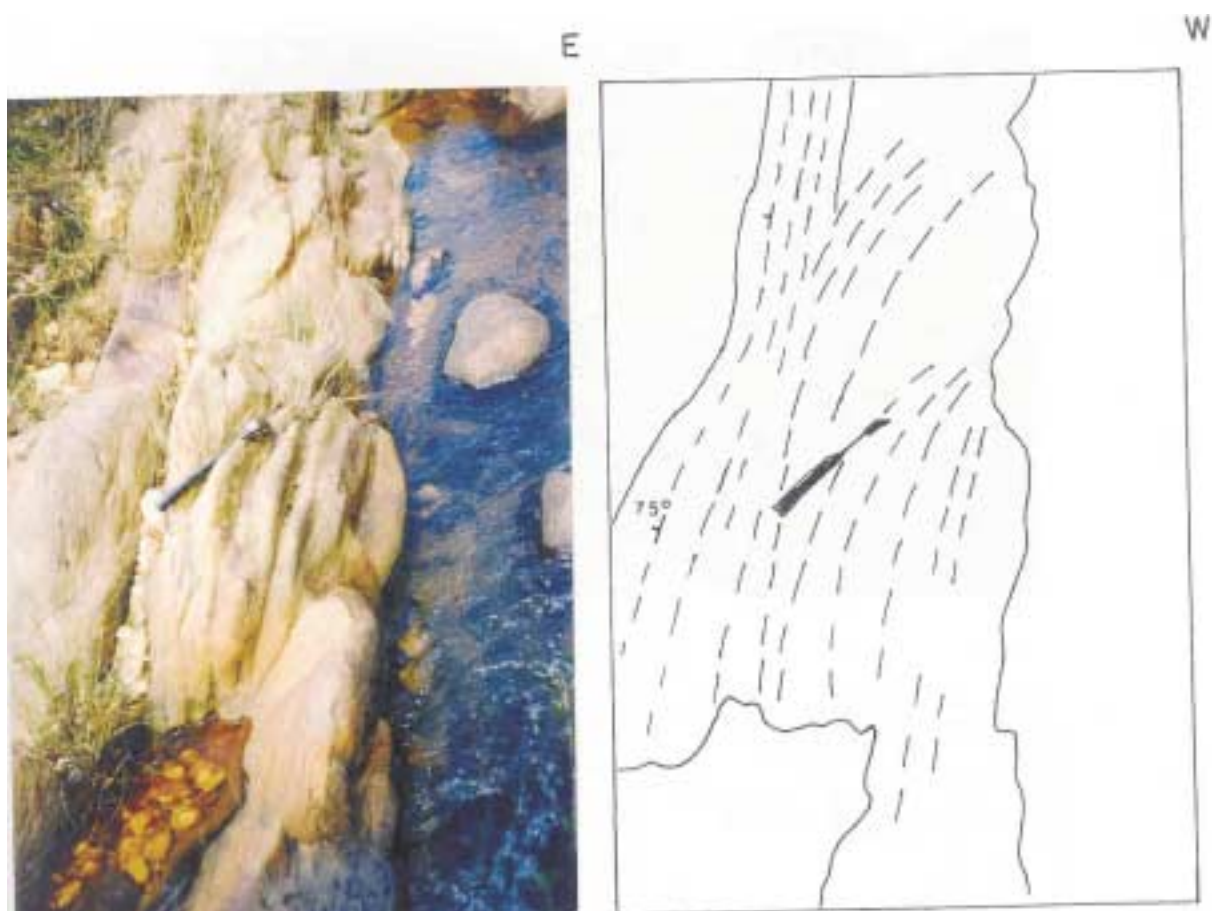


Figura 18 – Quartzito com vestígios de estratificação cruzada, indicando a inversão das camadas. Rio Urandi, cortando a rodovia Licínio de Almeida–Urandi.

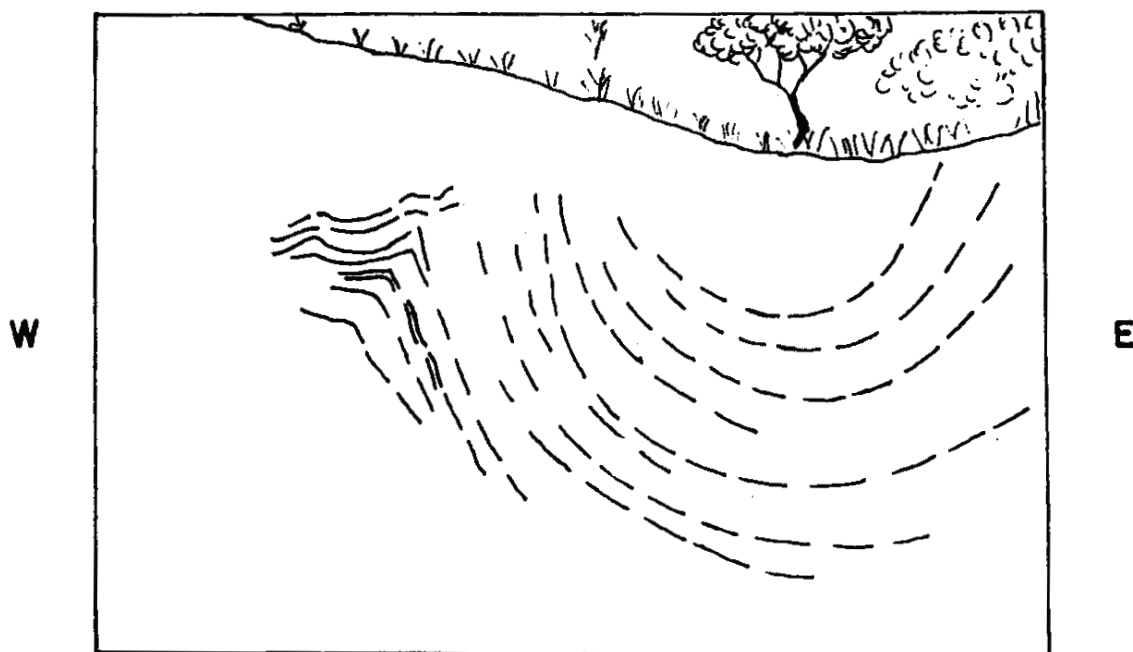


Figura 19 – Pelitos com dobramentos apicais tipo M. Corte da ferrovia entre Licínio de Almeida-Urandi, nas proximidades do km 780.

bem acamadadas, estruturadas em dobras apertadas, que se aproximam do tipo similar, cortadas por falhas que truncam os seus flancos (Figura 20). Os eixos dessas dobras são subhorizontais com caimento de 05 a 10° para sul. O sinclinal tem nos flancos rochas quartzíticas e no seu interior rochas filíticas, finamente laminadas com intercalações de camadas centimétricas arenosas. O flanco leste desse sinclinal está balizado por falhamento, representado por um pacote métrico de quartzo brechóide, com atitude N 20° E; 55-70° NW, contrária à vergência geral para W. Os filitos, com intercalações de quartzitos do centro da estrutura, estão subverticalizados, crenulados e falhados, com movimentação inversa de alto ângulo, vergente para W (Figura 21). O contato dessas rochas com o embasamento a oeste é marcado por uma zona de milonitos, de cerca de 20m de espessura com atitude N 10° E; 75° SE.

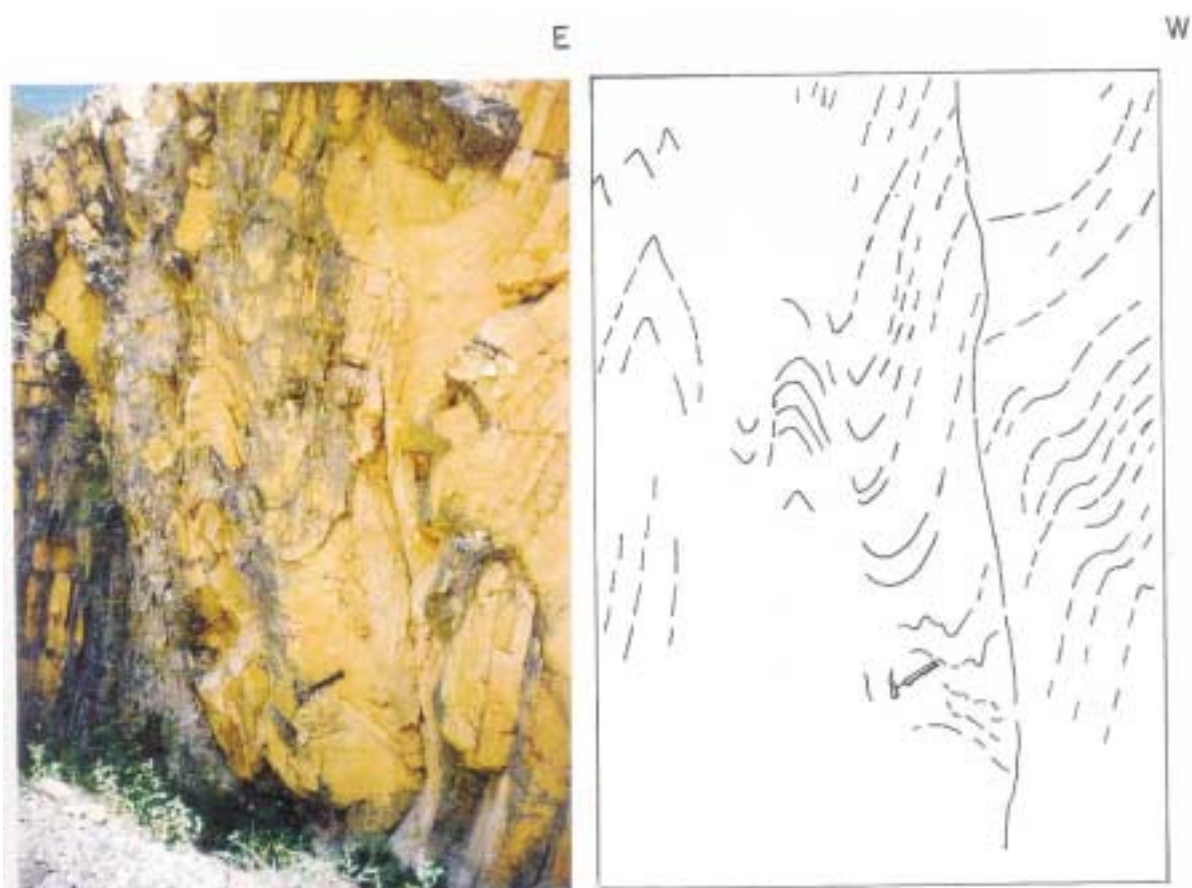


Figura 20 – Quartzitos dobrados e falhados ao longo de seus flancos. Corte da estrada de ferro entre Licínio de Almeida e Urandi, km 780,5.

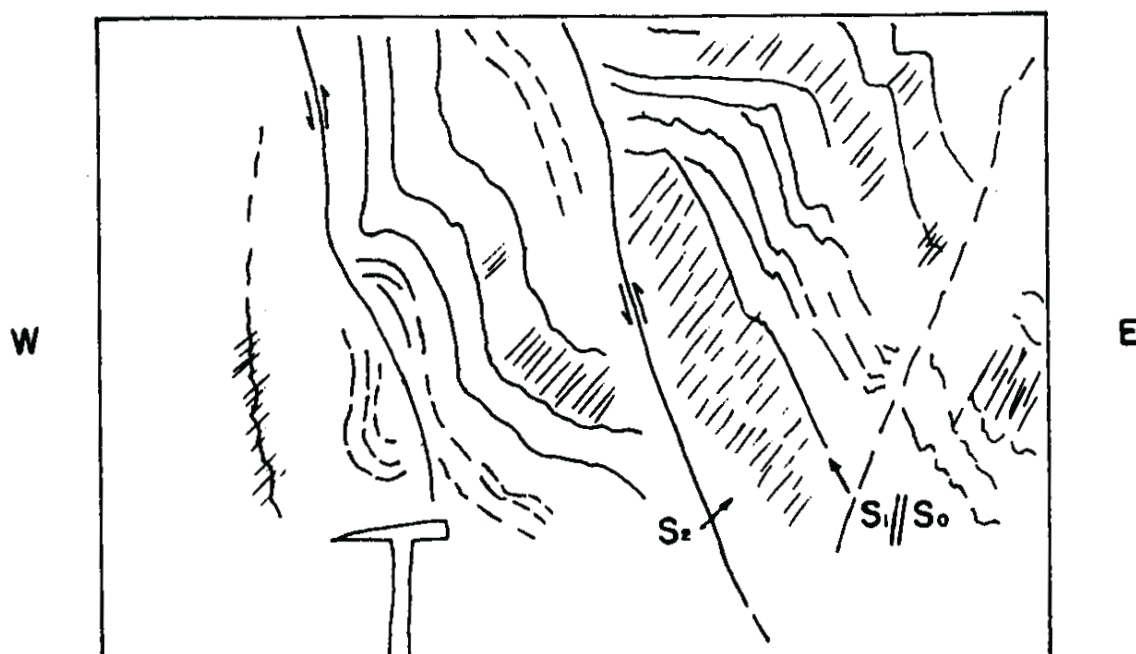


Figura 21 – Filitos bem laminados aflorando no centro do sinclinal com flanco invertido. Dobrados, falhados e crenulados. Km 782 da ferrovia, entre Licínio de Almeida e Urandi.

Ao longo desse perfil, observam-se metassedimentos siltearenosos com intercalações pelíticas rítmicas, de aspecto ferruginoso, com dobramentos de estilo *kink* (Figura 22). Nas proximidades do km 780 da ferrovia que liga Licínio de Almeida a Urandi, ocorre uma rocha básica com 50m de espessura, intercalada concordantemente em filitos cinza-prateados. As bordas dessa rocha encontram-se alteradas/saprolitizadas, restando um núcleo central menos alterado. Corresponde ao ponto de campo R C-307 do Projeto Brumado-Caetité (Moraes et al., 1980), que classificou essa rocha como um metagabro.

De modo característico, os mergulhos das foliações dos metassedimentos Espinhaço tornam-se mais fortes nas proximidades do contato com as rochas do embasamento, com valores de $70/80^\circ$ para leste. Junto a esse contato, ocorrem faixas brechadas e/ou milonitizadas.



Figura 22 – Dobramentos tipo *kink*. Proximidades do km 700 da ferrovia, entre Licínio de Almeida e Urandi.

3.2.1.2 – Subdomínio Embasamento

No mapa geológico apresentado no anexo I, as rochas do embasamento são representadas de forma indivisa, incluindo os complexos Santa Isabel, Guanambi e Urandi. Como na descrição desse subdomínio faz-se referência a essas unidades, sugere-se ao leitor consultar o mapa da figura 04, para melhor acompanhar a descrição desse subdomínio.

O embasamento se diferencia em duas unidades principais. Uma delas é contígua às rochas do Supergrupo Espinhaço, topograficamente elevada e compõe, juntamente

com os metassedimentos, a Serra do Espinhaço. Corresponde a rochas gnáissico-migmatíticas da fácies granulítica do Complexo Santa Isabel. A outra unidade, de maior extensão e topograficamente rebaixada, é constituída basicamente por diatexitos, de composição granítica, granodiorítica, tonalítica, diorítica e sienítica do Complexo Guanambi.

As rochas do Complexo Santa Isabel geralmente exibem uma estruturação paralela ao Subdomínio Espinhaço. Essa orientação, bem clara nas proximidades do contato com os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, é dada por uma foliação quartzofeldspática e por cristais de microclínio, dispostos na direção norte-sul e mergulhantes para leste (Figura 23). Em vários locais, na encosta oeste da serra, é característica a presença de pequenas represas naturais, às águas que correm para W, formadas por travessões N-S, esculpidos pelo intemperismo diferencial, sobre veios-faixas leucocráticas, mais resistentes à erosão.

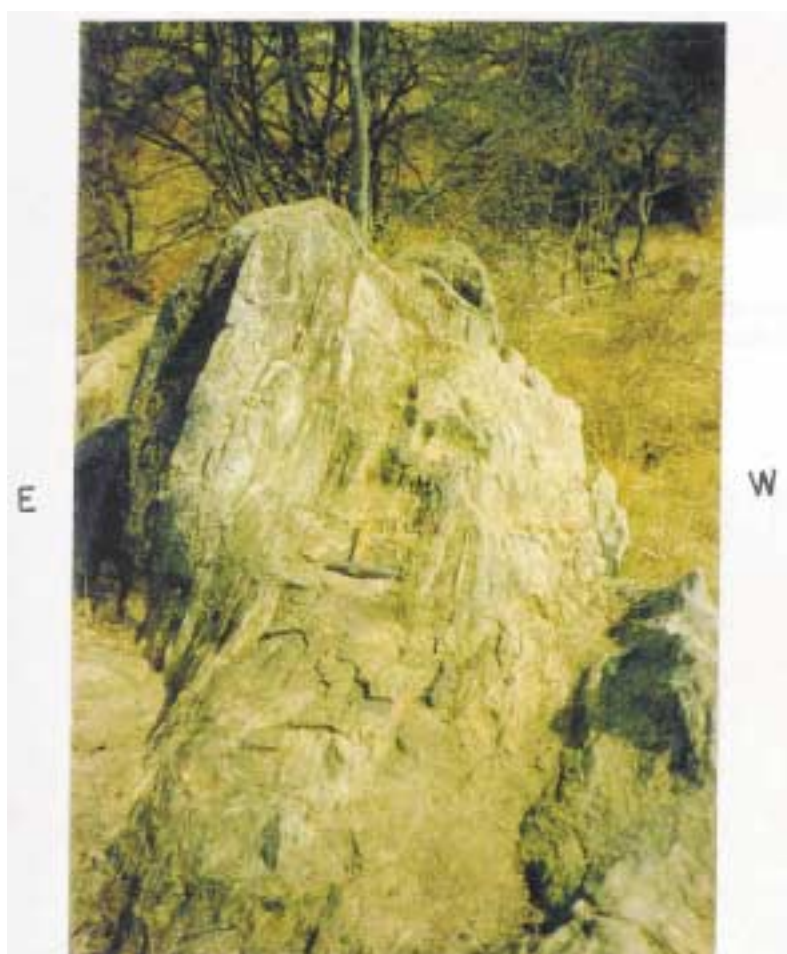


Figura 23 – Rochas do Complexo Santa Isabel orientadas N-S e mergulhantes fortemente para E. Leste da localidade de Morrinhos.

Essa disposição norte-sul, mergulhante para leste, também é clara nas rochas do Complexo Guanambi. Em vários locais pode-se observar as rochas granitóides foliadas – a foliação é dada pela orientação dos minerais – e fraturadas ao longo dessa foliação, apresentando formas bizarras de estrelas (Figura 24). Porém, à medida que se caminha para oeste e para norte, a orientação se dissipa, principalmente nas áreas onde se distribuem as rochas mais homogêneas e arrasadas do Complexo Guanambi. Ao microscópio, percebem-se os diferentes graus de deformação que essas rochas sofreram (Figuras 25 e 26).



Figura 24 – Rochas meta-granitóides do Complexo Guanambi mergulhando fortemente para E, com formas de estelas. 4 km a NE do Açude Ceraíma.

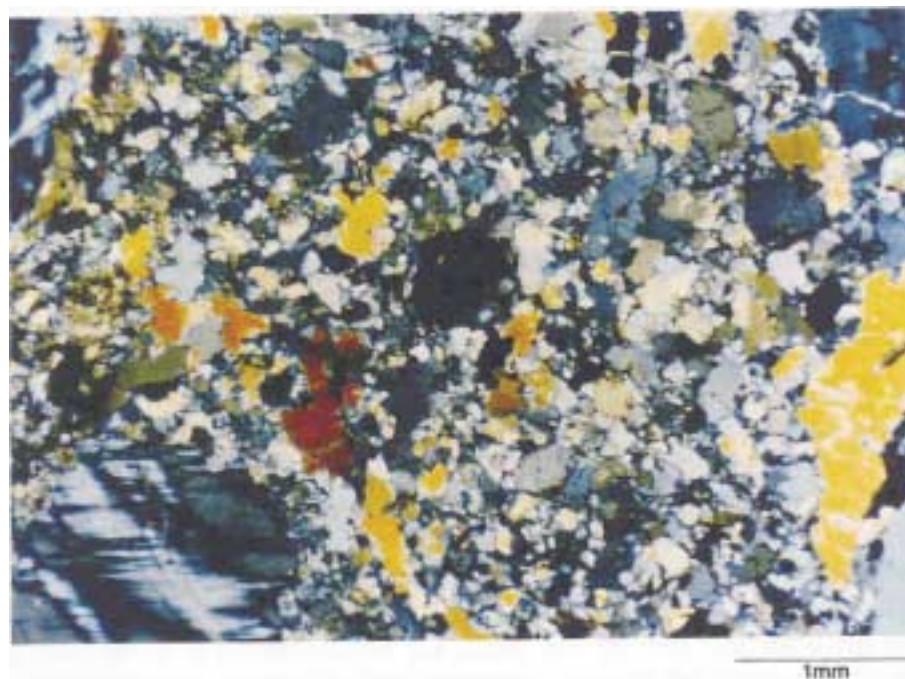


Figura 25 – Meta-granitóide do Complexo Guanambi com pequena deformação aparente. Oeste de Urandi.



Figura 26 – Meta-granitóide do Complexo Guanambi com formas romboédricas e quartzo poligonizado devido à deformação, gerando uma foliação anastomosada. Leste do Urandi.

Os clorita-xistos, quartzitos micáceos e rocha itabirítica, que afloram nas imediações de Urandi (Complexo Urandi), mostram-se bem foliadas, também, segundo a direção NNE com mergulhos em torno de 40 e 60° para E-SE.

A orientação da foliação na direção-geral norte-sul, com mergulhos para leste, é quase uma constante nesse subdomínio (Figura 27). As principais variações a essa orientação ocorrem na área abrangida pela Seção Geológico-Estrutural B-B' e se relacionam a paragneisses redobrados com eixo N-S, aflorantes a leste de Urandi, no km 803 da linha férrea. O estereograma das estrias tectônicas e lineações minerais mostra esses elementos estruturais com caimento para E-SE.

As superfícies e faixas de cisalhamento mais evidentes podem ser observadas nas proximidades de Urandi. Nas rochas do Complexo Urandi, essas superfícies se associam a superfícies estriadas de fibras de quartzo, com sulcos/ressaltos transversais, com caimento de 50 a 60° para E-SE, com indicações de movimento reverso. Nos paragneisses a oeste de Urandi, observam-se duas zonas de cisalhamento de 1 e 2m de espessura, com atitude N 25° E; 75° SE, cortando os paragneisses e formando dobras de arrasto, que indicam, de maneira clara, o sentido de movimentação reversa.

Quanto às estruturas rúpteis, como falhas e fraturas, pode-se dizer que o embasamento, no Domínio Estrutural Norte, exibe notáveis falhamentos/fraturamentos subverticais, conjugados nas direções NE e NW, perfazendo entre si um ângulo aproximado de 80°. O mais extenso deles, no norte da área, condiciona o curso do Rio Carnaíba de Dentro segundo a direção NW, com um pequeno trecho mostrando controle NE. Na área desse controle NE, no canto NE da Folha Palmas de Monte Alto, nas proximidades da Fazenda Pé de Serra, ocorrem morros alongados de granito-gnaíse, alinhados e paralelizados ao curso NE do Rio Carnaíba de Dentro. Esses morros encontram-se cortados por inúmeros diques de material granítico e aplítico, com espessura variando entre 2 e 7cm, verticalizados e alinhados segundo N 45° E; localmente mostram foliação sigmoidal, indicando uma movimentação dextral (Simpson & Schmid, 1983).

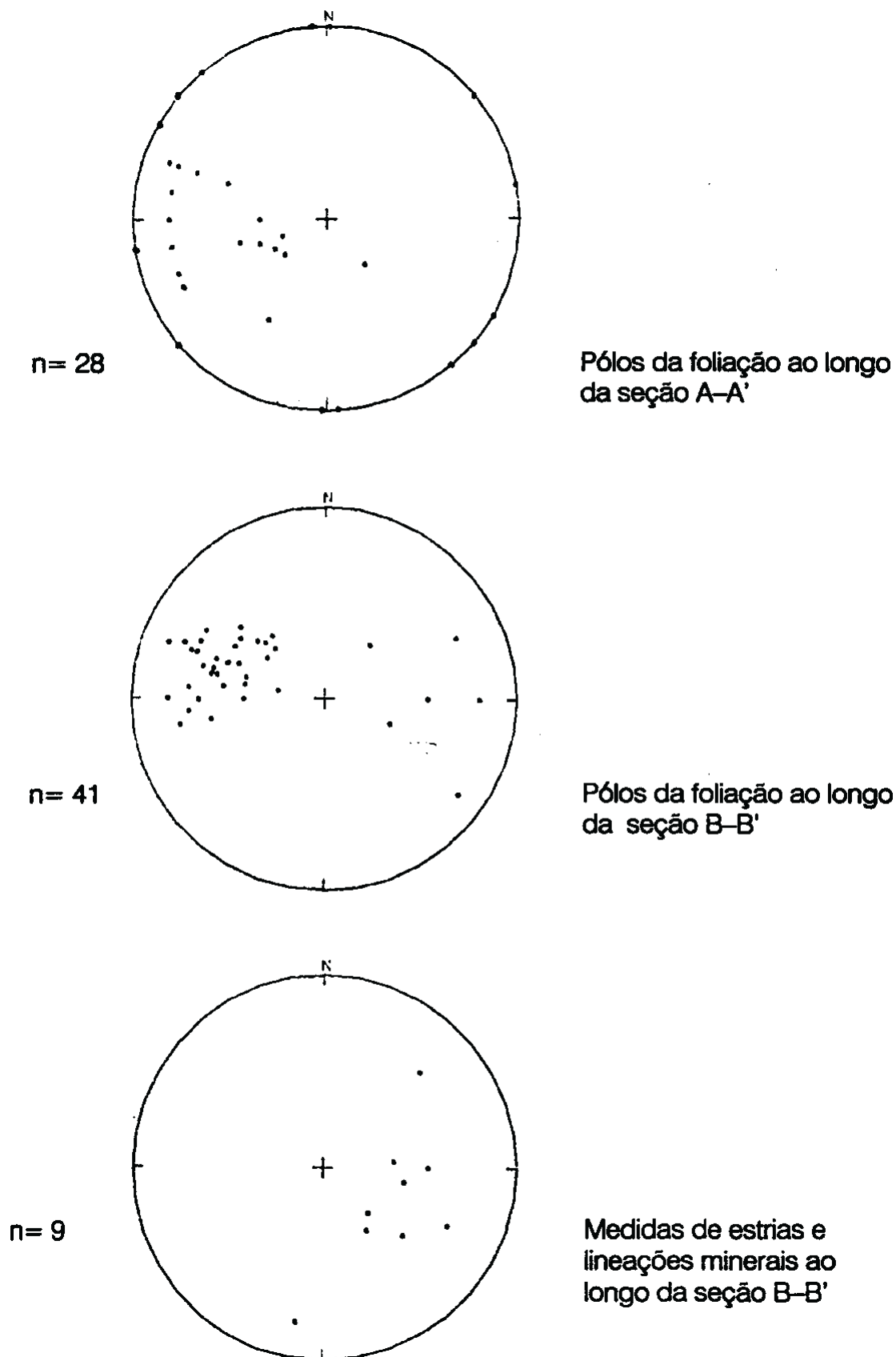


Figura 54 – Estereogramas das foliações e lineações do embasamento, no Domínio Estrutural Norte.

Ao longo do lineamento NW do Rio Carnaíba de Dentro, encontram-se rochas granito-gnáissicas orientadas segundo essa direção NW, apresentando dobras centimétricas com assimetria tipo S, sugerindo movimento de ação sinistral. Alguns lineamentos morfotectônicos, traçados por fotointerpretação, mostram formas arqueadas – como é o caso do Morro Babalu, a S-SE de Guanambi – numa disposição coerente com uma cinemática sinistral.

A figura 28 apresenta os estereogramas das fraturas e falhas no embasamento das Seções A-A' e B-B'. Os estereogramas incluem também diques, veios e superfícies de cisalhamento. Percebem-se as direções NE, NW e N-NE como preferenciais.

Na rodovia BR-030, entre as cidades de Caetité e Guanambi, ocorrem duas estruturas, em rochas do Complexo Santa Isabel, que merecem comentário. Uma delas apresenta formas oclares inclinadas para oeste, contornadas por tênues superfícies de cisalhamento (Figura 29), que talvez correspondam ao desenvolvimento incipiente de dois *horses* (Boyer & Elliot, 1982). A outra estrutura também possui forma oclar e está envolta por rochas foliadas (Figura 30), assemelhando-se a estruturas descritas como *pod* (Arthaud, 1987). Ambas estruturas encontram-se dispostas numa orientação coerente com uma deformação de direção E-W.

Cabe registrar o comportamento anômalo do embasamento no lado oeste da cidade de Palmas de Monte Alto. Nesse local, em contato com os sedimentos da Serra de Monte Alto, o embasamento aparece subvertical a mergulhante para oeste, segundo a direção norte-sul, numa faixa de atividade tectônica localizada, que será discutida no subdomínio seguinte.

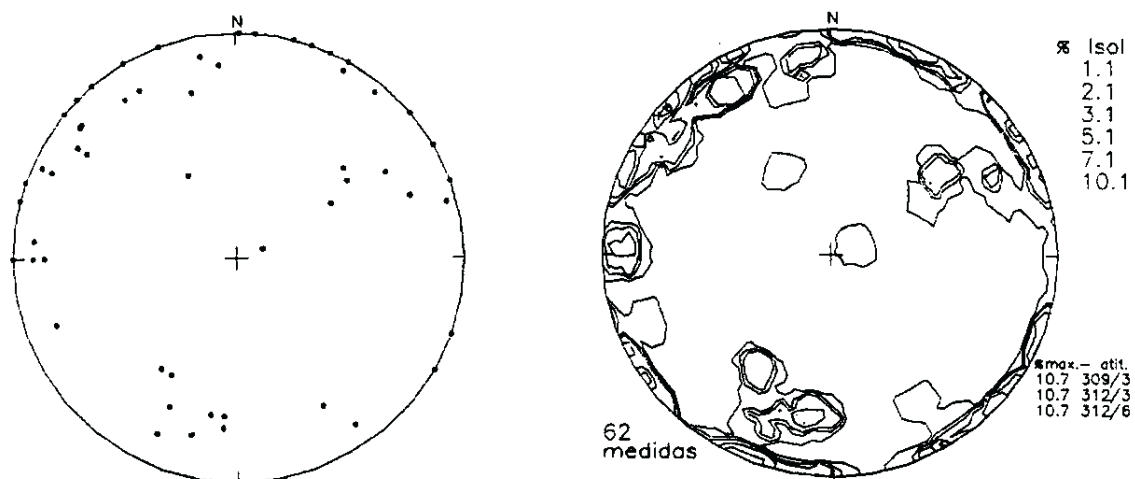
3.2.1.3 – Subdomínio Serra de Monte Alto

Esse subdomínio é composto pelos sedimentos da Serra de Monte Alto e sedimentos adjacentes, a oeste, do Supergrupo São Francisco.

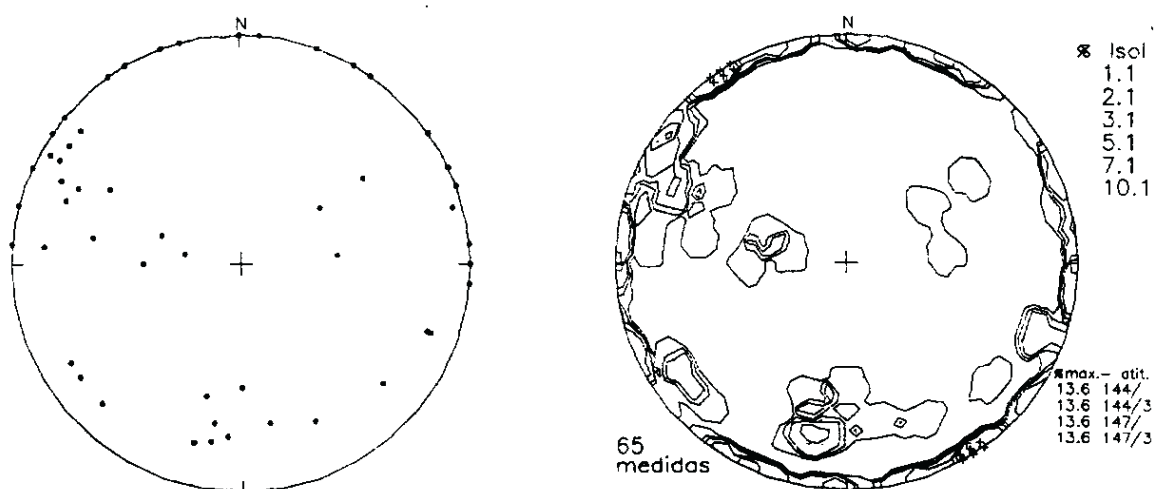
Os sedimentos da Serra de Monte Alto estão dispostos numa estrutura monoclinial, com mergulhos de 10 a 15° para oeste (Figura 31). São arenitos finos, médios, ortoquartzíticos, localmente arcozianos, ferruginosos, com intercalações pelíticas e abundantes estruturas sedimentares, tais como estratificações cruzadas acanaladas, tangenciais e ripples assimétricas. No seu interior encontram-se rochas básicas/intermediárias, concordantes, como é o caso nas proximidades do topo da serra, no trajeto da estrada que liga as cidades de Sebastião Laranjeiras e Candiba, e no sul da serra, junto ao Rio São Domingos. Essas rochas são descritas por Costa et al. (1976) como epidiorito e epidiorito. Os tipos arcozianos e ferruginosos estão representados na base da seqüência; no topo nota-se a tendência a predominar sedimentos de granulometria mais fina, finalizando com os pelitos laminados, que afloram numa delgada faixa entre a cidade de Sebastião Laranjeiras e a localidade de Mato Grosso.

Estratigraficamente acima a esses sedimentos e concordantemente, a oeste, ocorrem paraconglomerados cinza-esverdeados, amarelados quando alterados, de matriz arenopelítica, com seixos/grânulos/fragmentos, de tamanho e arredondamento variáveis, de composição granítica, calcária e pelítica (Figuras 32 e 33). Essa rocha, classificada como diamictito, não exibe acamamento e está em contato, a oeste, com calcários do Grupo Bambuí.

O contato inferior dos diamictitos não é diretamente observado. No nível de observação de fotos aéreas, percebe-se que os diamictitos dispõem-se sobre arenitos e pelitos, com "formas concordantes". Em caminhamentos feitos no Rio Mandiroba e em



Polos das fraturas, falhas, diques, veios e superfícies de cisalhamento ao longo da seção A-A'



Polos das fraturas, falhas, diques, veios e superfícies de cisalhamento ao longo da seção B-B'

Figura 28 – Estereogramas das fraturas e falhas das rochas do embasamento, no Domínio

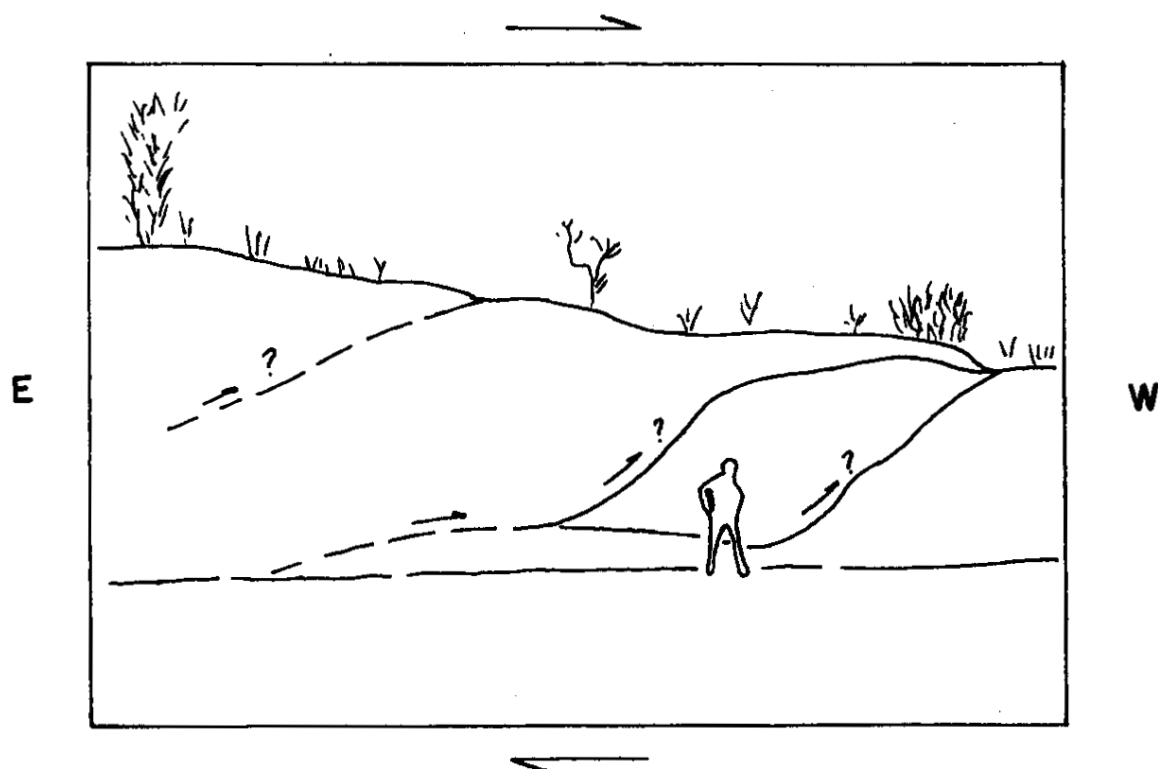


Figura 29 – Rochas do Complexo Santa Isabel com formas ocelares semelhantes a *horses*. BR-030, 24 km a oeste de Caetit .

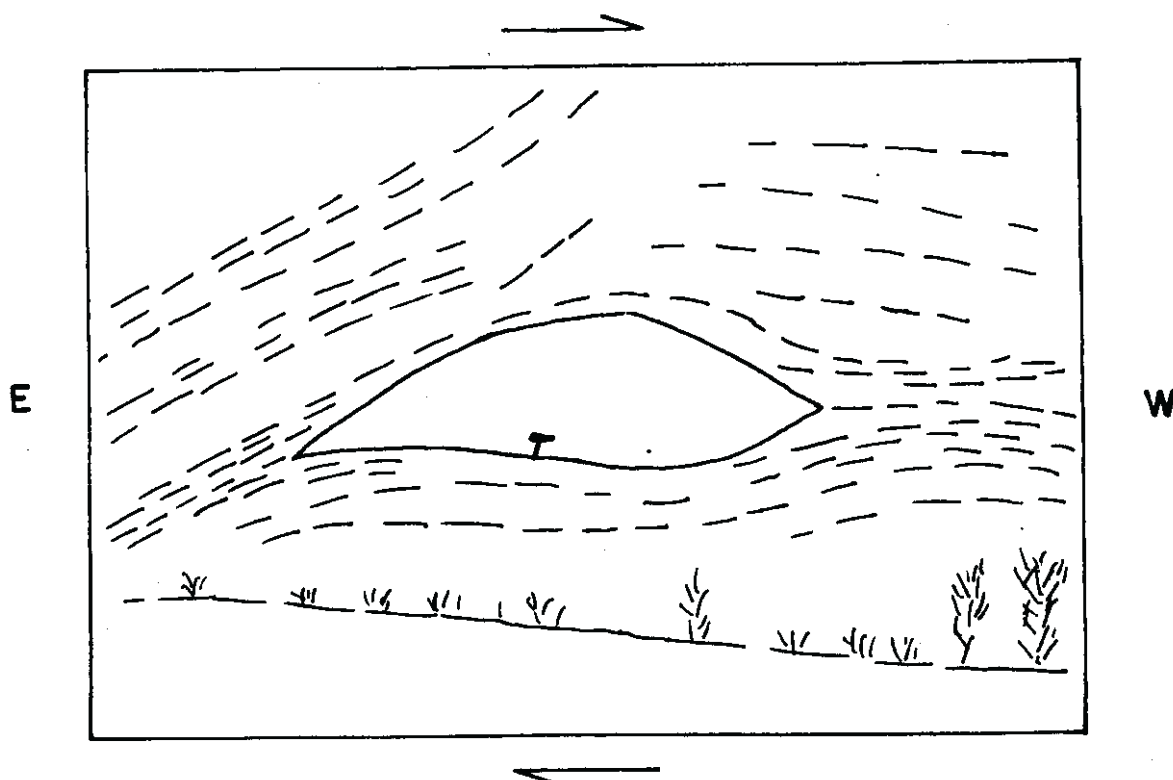


Figura 30 – Forma ocelar semelhante a um *pod* em rochas do Complexo Santa Isabel. Br-030. 30km a oeste de Caetité.



Figura 31 – Entrada norte de Palmas de Monte Alto, vendo-se a escarpa leste da Serra de Monte Alto.



Figura 32 – Diamictito com seixos de rochas granito-gnáissicas. F azenda Lagoinha.

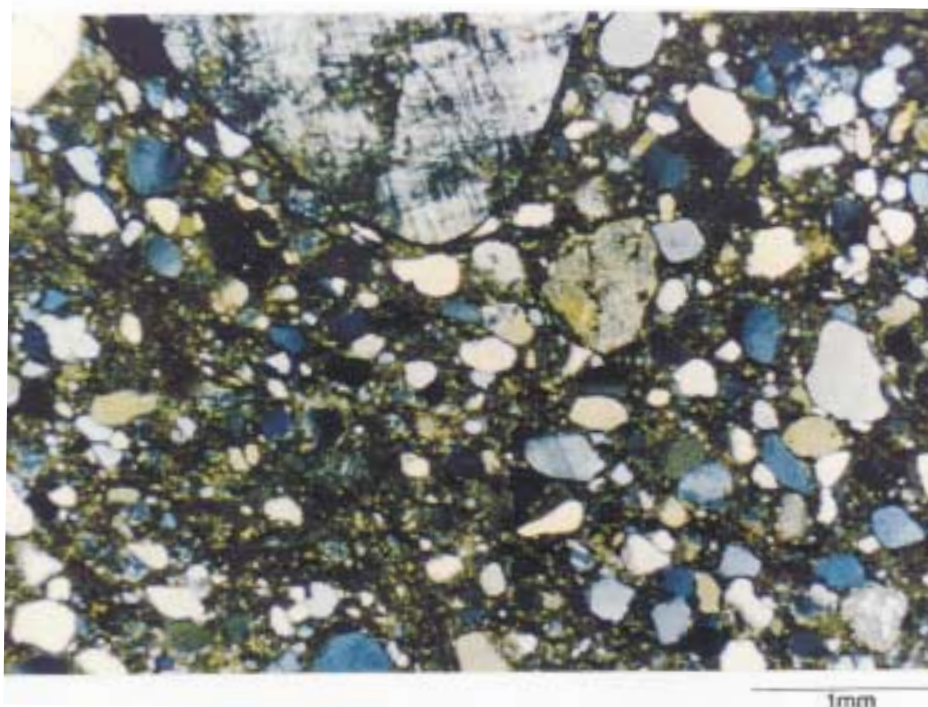


Figura 33 – Fotomicrografia do diamictito, destacando-se um grânulo de microclínio. Note a foliação incipiente. Mesmo local da figura anterior.

um seu afluente da margem direita, que cruza a Fazenda Lagoinha, notam-se exposições não-contínuas de diamictitos e arenitos acamadados com seixos pingados. Na escarpa leste da serra, os arenitos não apresentam deformação e mergulham suavemente para oeste (Figura 34). A sul de Palmas de Monte Alto, no boqueirão da serra, na pequena cachoeira do riacho que abastece a cidade, os arenitos estão diretamente sobre rochas gnáissicas, subhorizontalizados, sem deformação. No centro e no alto da serra, como ocorre na cachoeira do Rio Mandiroba, os arenitos também se encontram indeformados, subhorizontais a suavemente mergulhantes para oeste, em camadas decimétricas, amalgamadas, de arenito fino ortoquartzítico, com abundantes ripples assimétricas (Figura 35) e estratificações cruzadas com sentido da corrente preferencial para NE e W-NW.

O único local onde foi possível observar alguma deformação nessa parte leste e central da serra foi mais a sul, na estrada Sebastião Laranjeiras-Candiba. Na escarpa da serra, arenitos com intercalações pelíticas estão falhados com pequeno empurrão associado a dobras angulares, vergentes para oeste (Figura 36).

Essa aparente tranqüilidade tectônica é quebrada no flanco oeste da serra, ao lado da cidade de Palmas de Monte Alto, na saída da rodovia para Sebastião Laranjeiras. Nesse local, rochas do embasamento mostram espelhos de falha com estrias e sulcos, que indicam falhamentos inversos com inclinação de 30 a 50° para NE. Vinte metros a oeste, o embasamento faz contato direto com uma camada de 50cm de paraconglomerado (Figura 37), superposto por arenitos, com mergulho de 75° para oeste, e direção norte-sul. O paraconglomerado tem seixos de quartzo-leitoso e matriz arenosa; os arenitos mostram variações para termos pelíticos. Sessenta metros adiante para oeste – os afloramentos ao longo do corte da estrada não são contínuos – têm-se camadas pelitoarenosas, superiores a arenitos fraturados, com dobras recumbentes vergentes para oeste, com eixos inclinados 20° para N 45° W (Figura 38). Esses

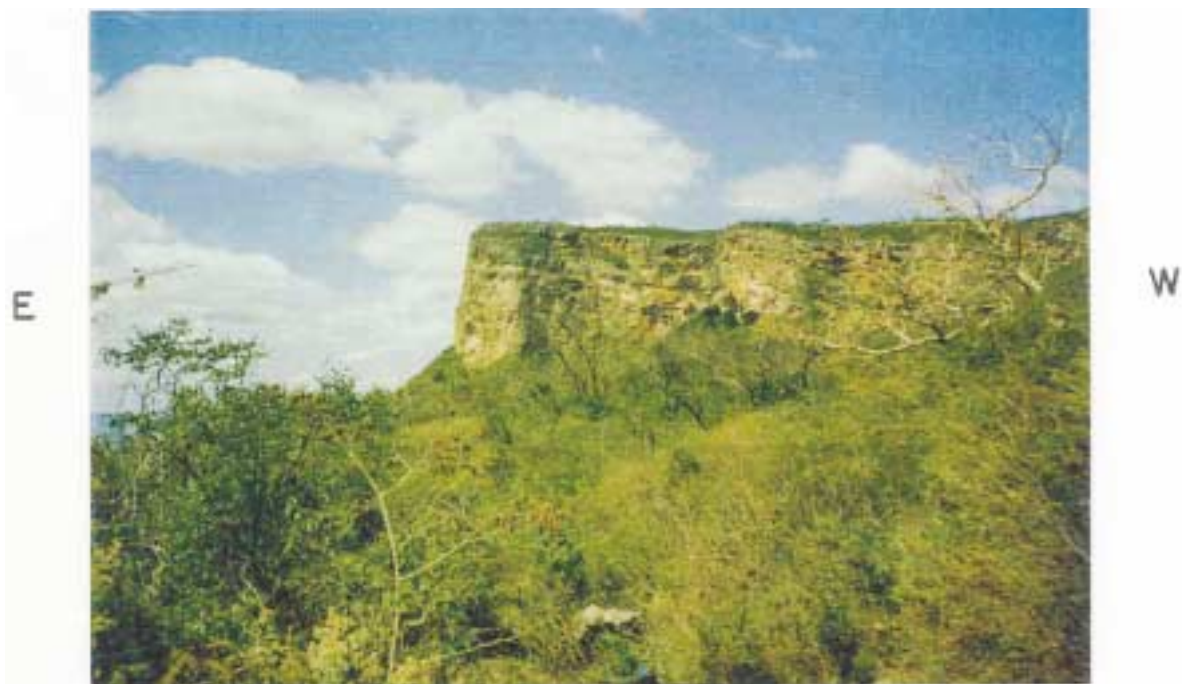


Figura 34 – Escarpa da Serra de Monte Alto, vendo-se o mergulho suave das rochas areníticas para W.

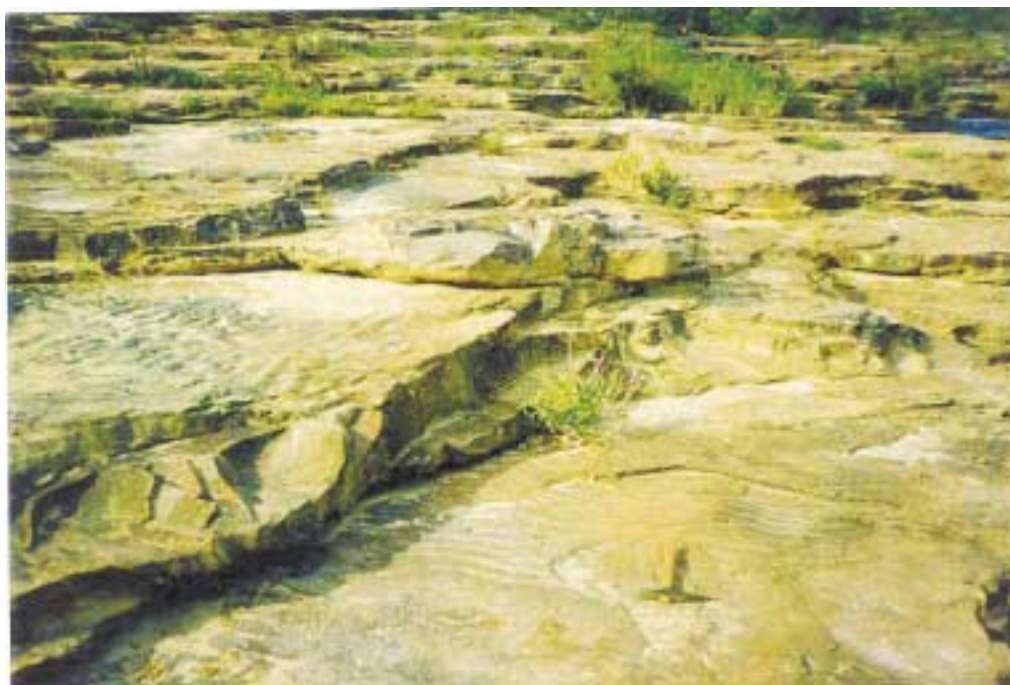


Figura 35 – Arenitos da cachoeira do Rio Mandiroba, com abundantes *ripples* assimétricas.

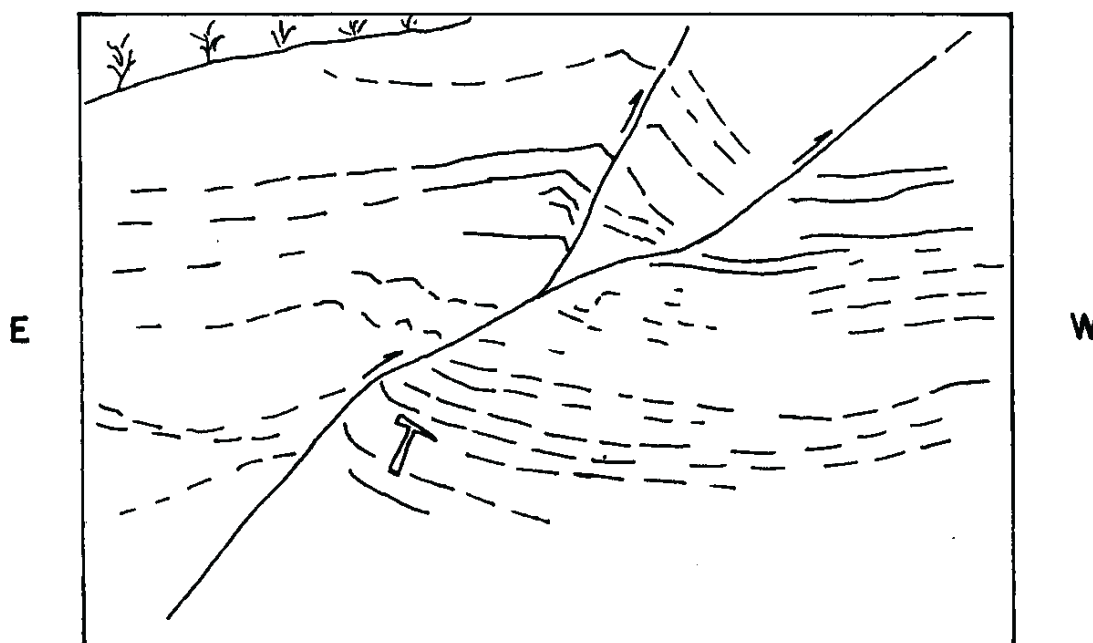


Figura 36 – Pequeno empurrão em arenito com intercalações de pelitos, na escarpa da Serra de Monte Alto. Corte da estrada que liga as cidades de Sebastião Laranjeiras e Candiba.



Figura 37 – Contato entre rocha gnáissica do embasamento e paraconglomerado, fortemente mergulhante para W. Saída de Palmas de Monte Alto para Sebastião Laranjeiras.

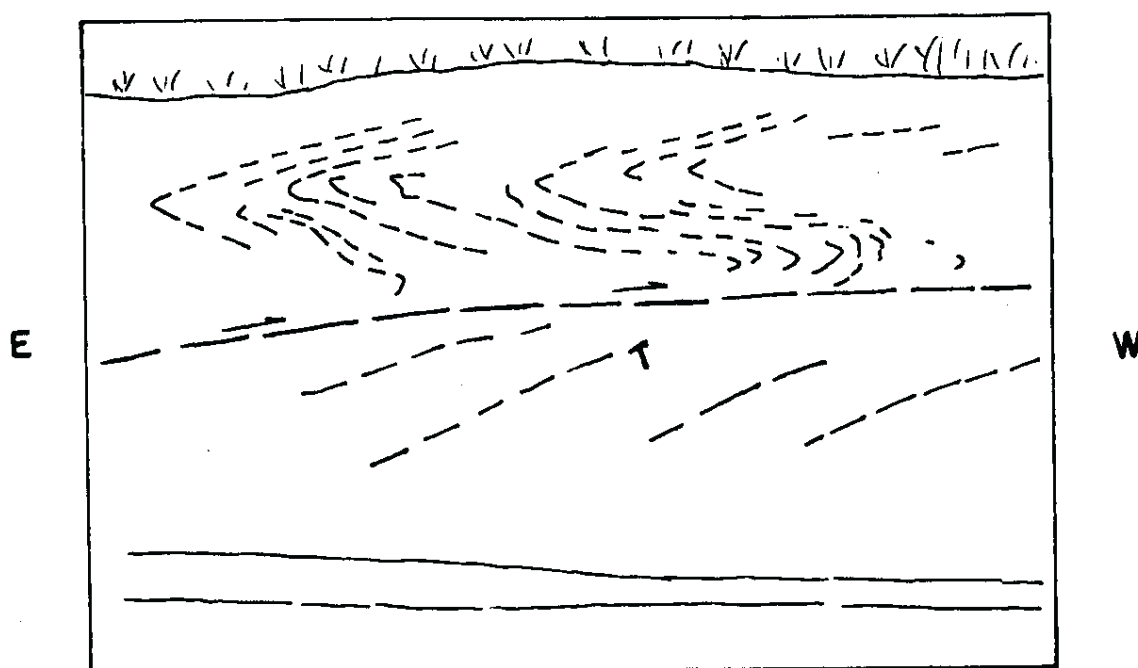


Figura 38 – Arenitos com intercalações de pelitos da Serra de Monte Alto, com dobras recumbentes e fraturas. Saída des Palmas de Monte Alto para Sebastião Laranjeiras.

afloramentos têm continuidade com os cortes da rodovia BR-030, 2km a norte. Ali, o embasamento aparece subvertical a fortemente mergulhante para W, também superposto por conglomerados e arenitos. Cinqüenta metros a oeste, após passar por uma zona brechada/ alterada, encontram-se arenitos sobre diamictitos, num contato de baixo ângulo (Figura 39). O diamictito tem cor esbranquiçada e apresenta seixos de rocha granito-gnáissica.

Esses dois conjuntos de afloramentos, um a sul, ao lado da cidade de Palmas de Monte Alto, e outro 2km a norte, são correspondentes. No sul, os dobramentos recumbentes são interpretados como associados à falha inversa de baixo ângulo, vergente para oeste (Figura 38). No norte, a inversão estratigráfica, com arenitos (Supergrupo Espinhaço) sobre diamictitos (Grupo Macaúbas), também é interpretada como consequência de uma falha de empurrão, só que nesse caso provocando o acavalamiento dos arenitos sobre os diamictitos, estratigraficamente superiores (Figura 39).

Os últimos afloramentos descritos definem uma faixa norte-sul, de atividade tectônica concentrada e complexa, que se estende mais a norte. Aproximadamente 10 km a norte de Palmas de Monte Alto, após a Lagoa do Espinho, encontram-se calcarenitos pretos, cinza, constituindo pequena serra a oeste da rodovia, em contato encoberto com rochas do embasamento a leste. Junto aos afloramentos dos calcários só se percebem deformações rígidas de fraturamentos, com blocos fraturados e basculados, que invalidam medidas de acavalamiento. Porém, subindo a pequena elevação, além das clássicas estruturas cársticas de dissolução, vêm-se dobramentos suaves com eixo aproximadamente norte-sul, horizontalizado e pequena assimetria, mostrando vergência para W (Figura 40). A partir desse ponto, não se percebe mais o alinhamento N-S da citada faixa tectônica, que desaparece no terreno plano e arrasado da região.

A oeste de Palmas de Monte Alto, após cruzar a extremidade da serra, afloram rochas gnáissicas, provavelmente constituindo uma “cunha” do embasamento, relacionada às falhas inversas da faixa tectônica N-S, que passam pela cidade de Palmas de Monte Alto. Para sul, aproximadamente cerca de 3km, desaparecem os vestígios dessa faixa.

As rochas pelíticas do flanco oeste da Serra de Monte Alto, aflorantes ao longo da estrada que liga a cidade de Sebastião Laranjeiras à localidade de Mato Grosso, têm atitudes subhorizontais com fracos mergulhos para SW, concordantes com os arenitos sotopostos. São pelitos e siltitos amarelados, cinza-claros, foliados, com clivagem fazendo um baixo ângulo com a superfície S₁ e mergulhando para SE.

As rochas diamictíticas, na extremidade sul da serra, encontram-se sobre os pelitos; na parte norte encontram-se diretamente sobre os arenitos. Não estão acamadadas e normalmente encontram-se foliadas (em lâmina delgada observa-se que essa foliação é resultante, ao menos em parte, da dissolução de minerais), mergulhando para sudeste.

A meio-caminho entre Palmas de Monte Alto e a localidade de Mandiroba, numa pedreira de calcário usado para calcinação, nas proximidades da Fazenda Buracão, ocorrem calcarenitos e calcirruditos pretos, cinza, subhorizontais, exibindo uma dobra isolada com eixo inclinado N 50° E, com tension gashes associados, indicando vergência para oeste (Figura 41). Algumas centenas de metros para sul, no lado oeste da estrada, têm-se calcários com níveis margosos, clivados, formando dobras suaves com lineação de interseção (L S₀ x S₁), dando o eixo da dobra, inclinado 10° para N 45° E. Observa-se também uma lineação de estiramento, dada por um agregado mineral de

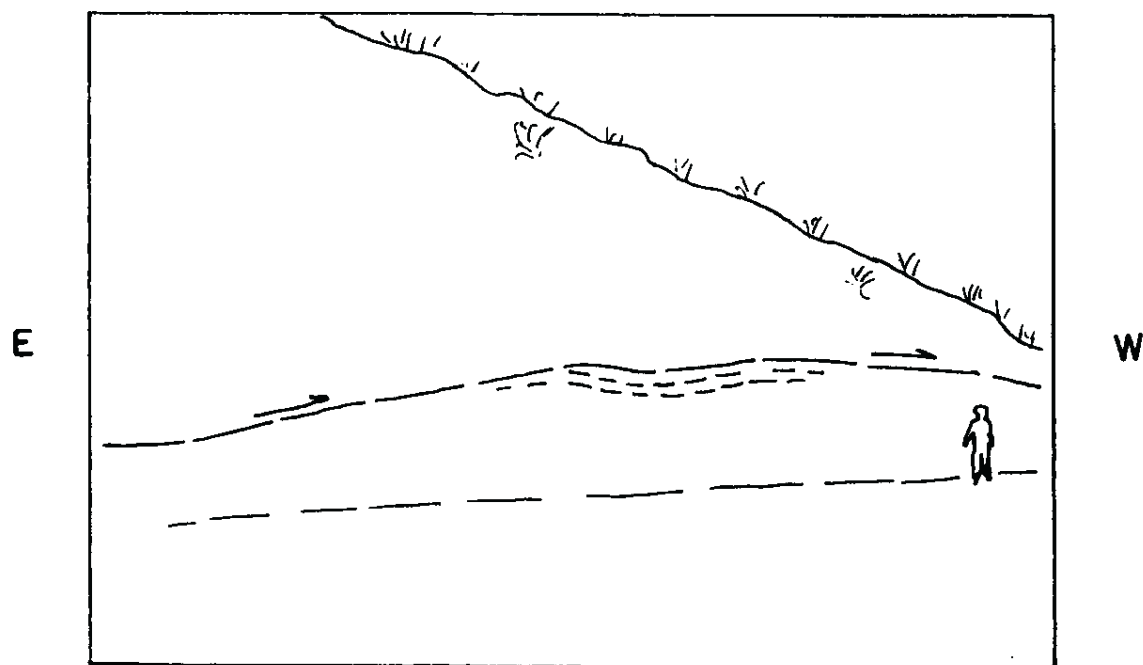


Figura 39 – Arenitos da Serra de Monte Alto sobrepostos a rochas diamictíticas. Rodovia BR- 030, 2km a norte do afloramento da figura anterior.

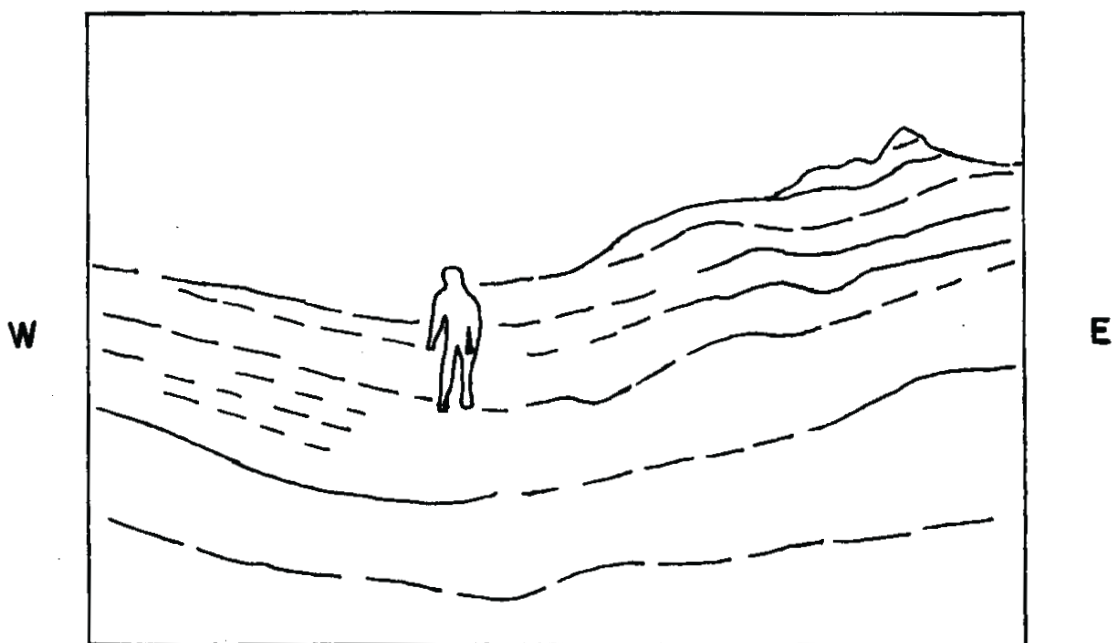


Figura 40 – Calcários com dobras suaves de eixo aproximado N-S. 10km a norte de Palmas de Monte Alto.

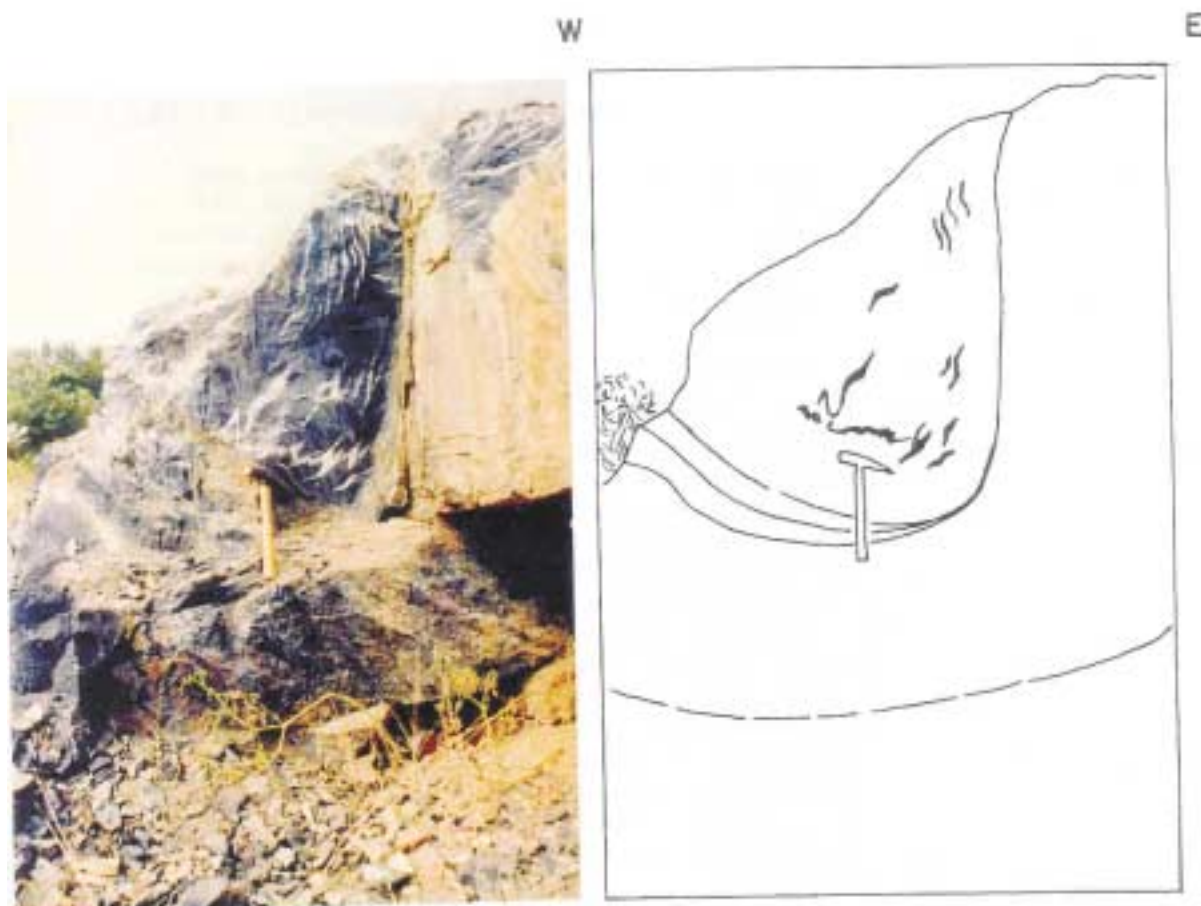


Figura 41 – Dobra isolada em calcários com eixos segundo a direção N 50° E, vergente para W, com *tension gashes* associados.

cor preta e com forma de “cunhas” milimétricas, com inclinação de 10° para S 50° E. Nas proximidades da Seção Geológico-Estrutural B-B’, na margem norte da Lagoa Grande, ocorrem calcários cinza-escuros e siltitos cinza, sobre diamictitos, sendo que o contato entre essas unidades acha-se encoberto por 1m de cobertura de solo. Os calcários e diamictitos têm uma foliação mergulhante para SE, e, na superfície do terreno, vê-se o calcário dobrado numa antiformal suave, com lineações de interseção ($L S_0 \times S_1$) com caimento de 20° para N 20° E.

A deformação das rochas calcárias pode ser vista até 14km a oeste da cidade de Palmas de Monte Alto, nas margens do Rio Casa Velha ou Curralinho, junto à BR-030, onde calcários margosos mergulham 27° para E.

3.2.2 – Domínio Estrutural Sul (Seção C-C’)

Engloba a área onde se situa a Seção Geológico-Estrutural C-C’ (Serra Central-Espinosa-Serra do Espinhaço), no sul da área investigada. Diferencia-se do Domínio Estrutural Norte por apresentar maior intensidade de deformação.

3.2.2.1 – Subdomínio Serra do Espinhaço

Desde o início leste da Seção C-C', na altura da confluência do Rio Mata do São João com o Rio Cana-Brava, até o contato oeste com as rochas do embasamento, predominam rochas filíticas com intercalações quartzíticas. São filitos cinza, avermelhados, arroxeados, prateados, negros, localmente manganésíferos e ferruginosos. De modo semelhante ao Domínio Estrutural Norte, apresentam foliação S_1 paralelizada ao acamamento S_0 , só que mais comumente cortados por uma superfície de crenulação S_2 , fazendo com que o acamamento original seja localmente transposto e só passível de observação nos níveis mais psamíticos.

A figura 42 sintetiza a disposição espacial dos principais elementos estruturais desse subdomínio. De modo diferente do que ocorre no Domínio Estrutural Norte, as foliações apresentam direção-geral NE, com mergulhos divergentes, variáveis de 50 a 80° para NW e SE. As lineações de interseção da clivagem S_1 com a clivagem de crenulação S_2 definem o eixo das dobras menores (D_2), orientadas segundo a direção NE, com ângulo de caimento muito variável para NE e SW. As lineações minerais têm direção N e NE, formando, no plano S_1 , um rake de baixo valor angular.

Ao longo da rodovia que acompanha o Rio Cana-Brava, observa-se uma antiformal métrica em filitos e quartzitos finos intercalados, de eixo NE, com níveis pelíticos crenulados, leve assimetria e pequenas dobras associadas, mostrando vergência para SE (Figura 43); nas fotos aéreas identifica-se o fechamento de megadobras, orientadas segundo a direção NE. Enquanto as camadas quartzíticas, intercaladas nos filitos cinza e negros, encontram-se boudinadas, as rochas filíticas estão intensamente dobradas segundo pequenas dobras isoclinais, com restos de acamamento transposto pela clivagem da crenulação (Figura 44). Em siltitos/filitos vermelhos, violeta e cinza-escuros, ferruginosos e compactos, foi observada uma pequena falha transcorrente dextral, com um rejeito aparente de 15cm, segundo o rumo N 50° E.

3.2.2.2 – Subdomínio Embasamento

As rochas do embasamento nesse domínio apresentam diferenças substanciais em relação às rochas equivalentes do Domínio Estrutural Norte. Aqui ocorrem rochas de composição granitóide e estrutura gnáissica, não se constatando os paragneisses, migmatitos e rochas granulíticas do Domínio Estrutural Norte.

Os lineamentos definidos nas fotografias aéreas, correspondentes à compartimentação morfológica da área e interpretados como strikes das rochas, têm direção NE, infletindo para a direção norte-sul, na extremidade sul da área. Acompanham de maneira concordante a curvatura da Serra do Espinhaço e a estruturação de suas rochas. No campo, esses strikes correspondem à foliação intensa, dada pela orientação mineral das rochas granito-gnáissicas, que afloram como grandes "lascas", mergulhantes para SE (Figura 45).

As foliações apresentam mergulhos constantes para SE e as lineações minerais para NE. São bem nítidas e configuram um rake de pequeno valor angular (Figura 46). As superfícies de cisalhamento são paralelas às foliações e apresentam espelhos de falha com fibras de quartzo, estrias e sulcos, com orientação idêntica à das lineações minerais, evidenciando uma cinemática reversa e dextral.

Outro tipo de superfície cisalhante caracteriza-se por ser vertical e dar um aspecto "fatiado" às rochas granito-gnáissicas. É comum também ocorrer, paralelamente a essas superfícies cisalhantes, veios/diques de material quartzofeldspático e aplítico, que

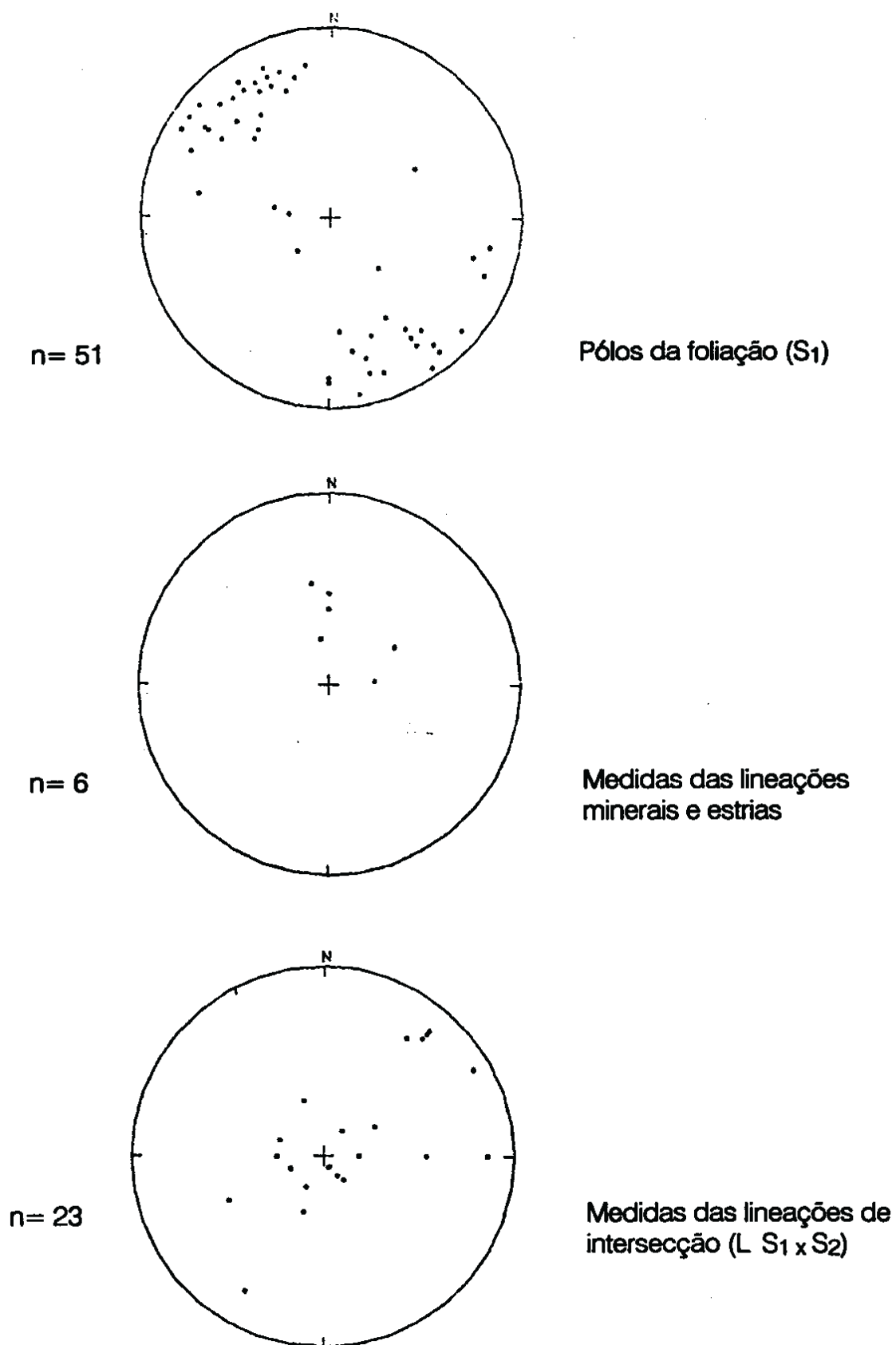


Figura 42 – Estereogramas das foliações e lineações do Supergrupo Espinhaço, ao longo da Seção C–C', Domínio Estrutural Sul.

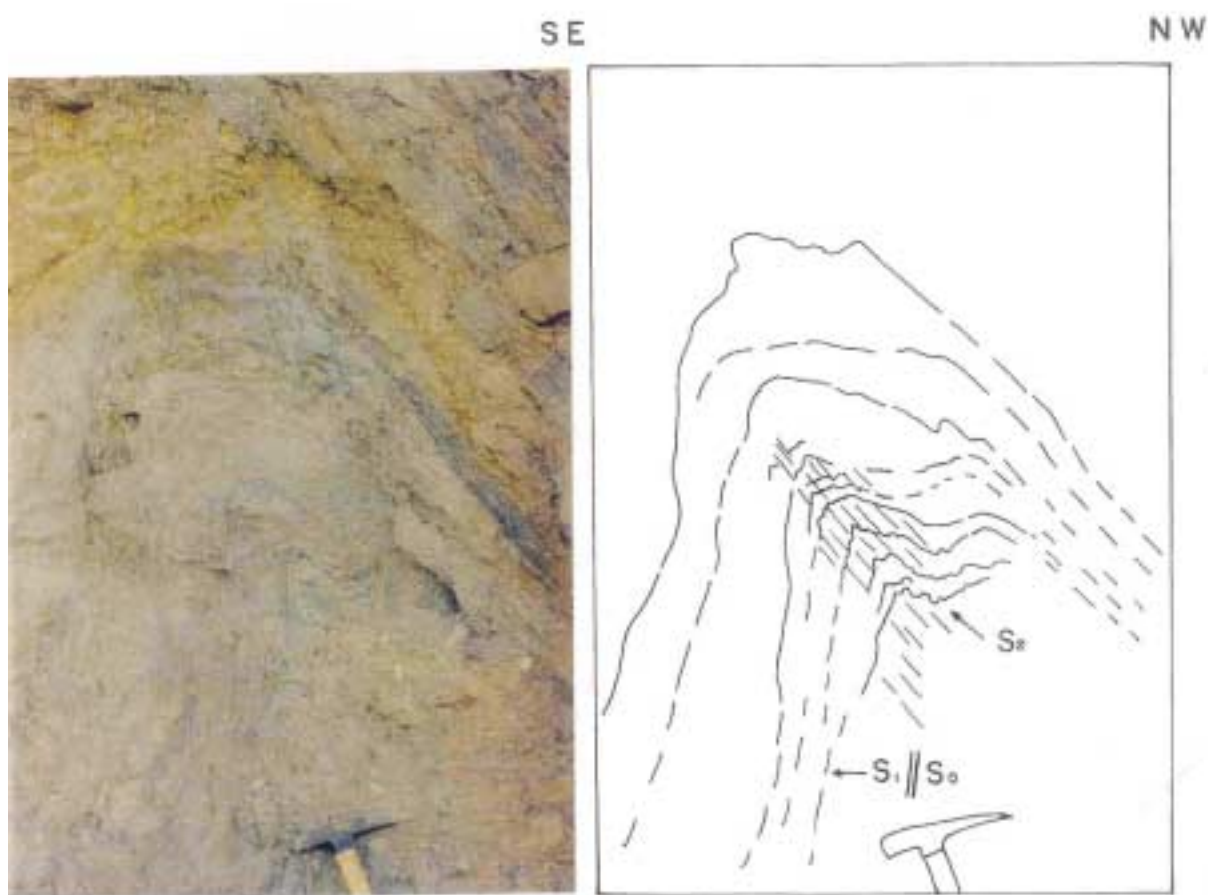


Figura 43 – Antiformal em filitos do Supergrupo Espinhaço, no Domínio Estrutural Sul, mostrando vergência para SE. A clivagem de crenulação desenvolve-se numa posição plano-axial. Serra do Espinhaço, rodovia ao longo do Rio Cana-Brava.

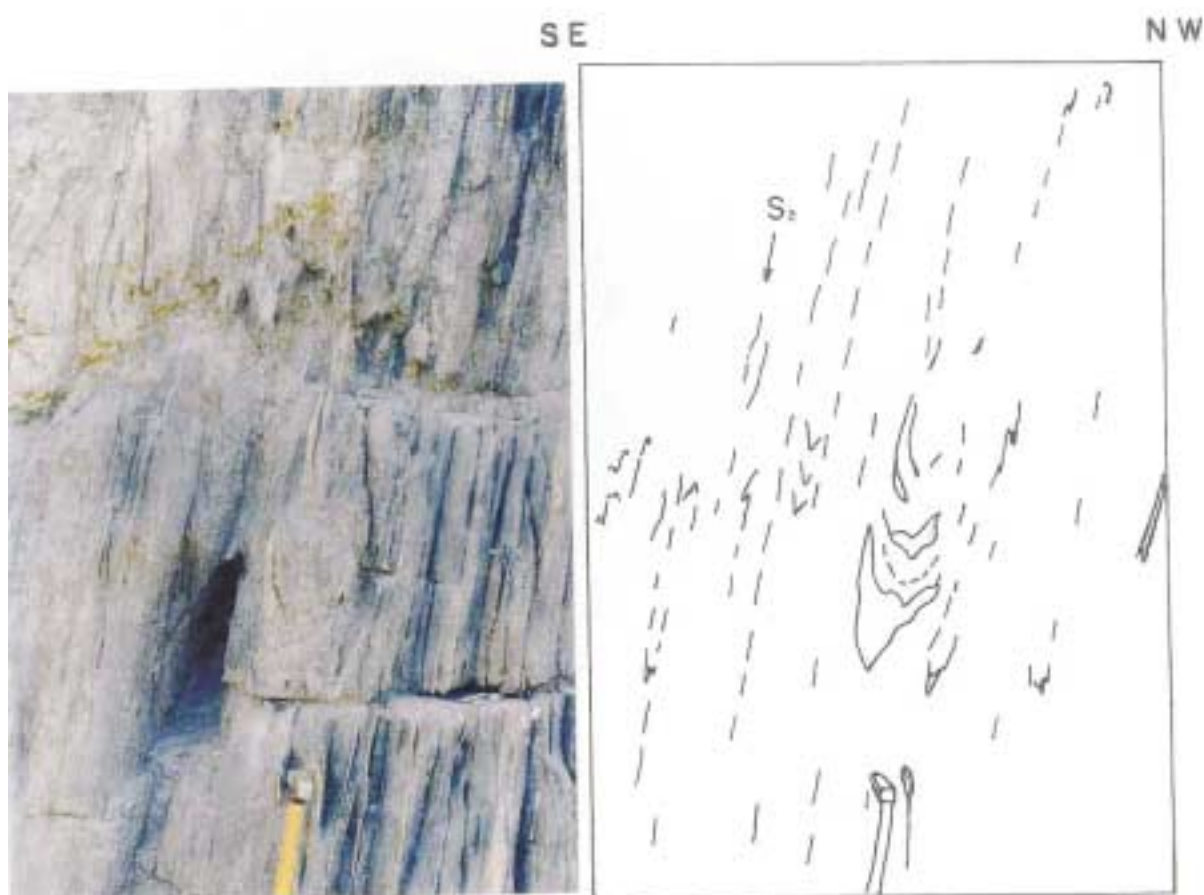


Figura 44 – Filtros cinza, com clivagem de crenulação (S_2) intensamente desenvolvida, transpondo as estruturas S_0 e S_1 . Note os vestígios do acamamento original, com porções quartzíticas e leucocráticas aparecendo como “restos” de pequenas dobras. Serra do Espinhaço, rodovia ao longo do Rio Cana-Brava.



Figura 45 – Rochas meta-granitóides do embasamento, foliadas, aflorando como “lascas”, megalhando para SE. Leste de Espinosa.

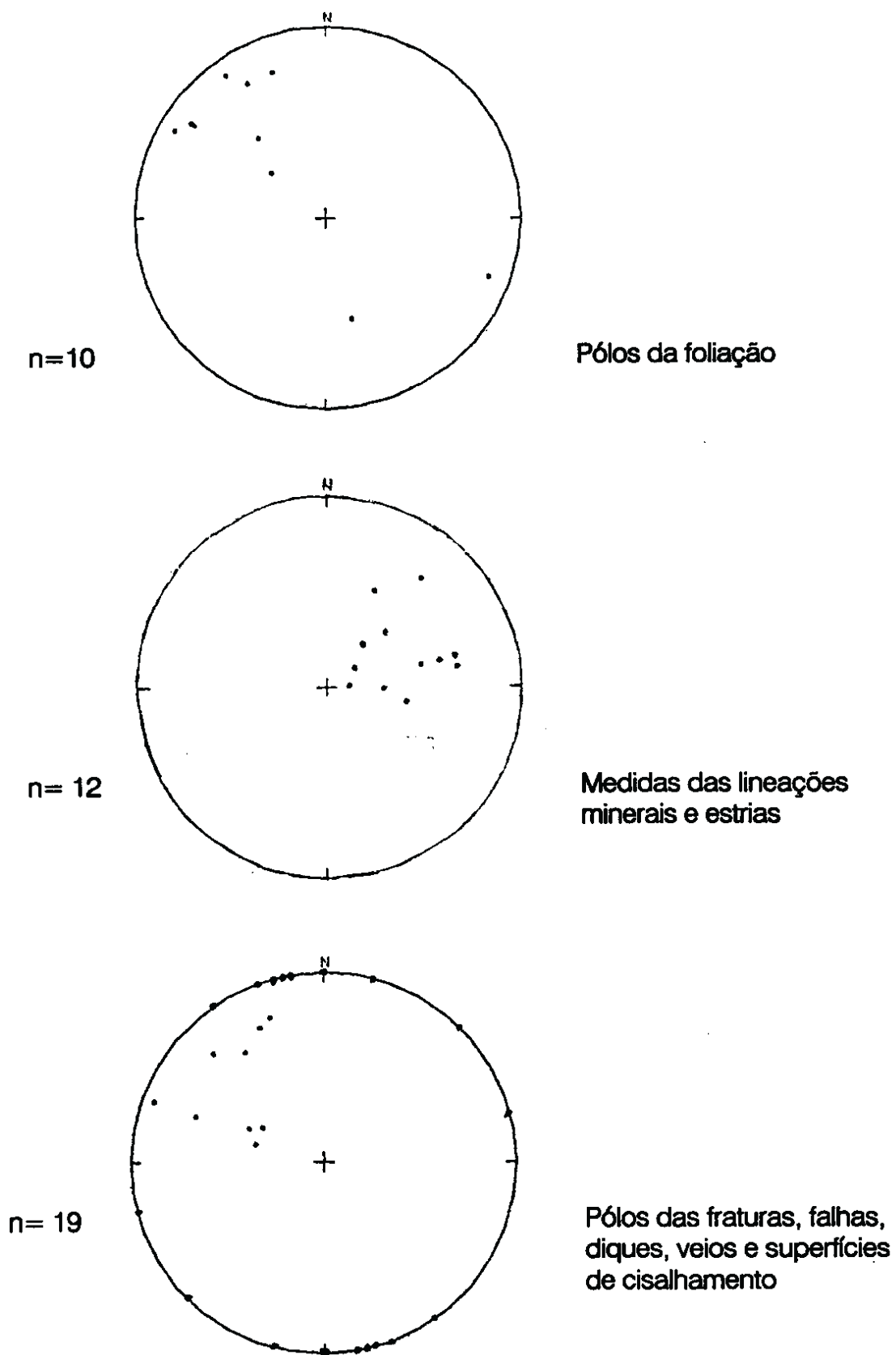


Figura 46 – Estereogramas das foliações, lineações e fraturas/falhas do embasamento, ao longo da Seção C–C', Domínio Estrutural Sul.

se anastomosam paralelamente à foliação geral das rochas. Lateralmente à superfície cisalhante, às vezes notam-se foliações sigmoidais indicando o sentido do movimento. Na figura 46, tem-se o estereograma dessas estruturas, onde se observam as direções entre N 70-80° E, que, no terreno, apresentam foliação sigmoidal com indicação de movimentação dextral (Figura 47).

As principais características desse subdomínio são a cinemática reversa e dextral, a intensa foliação de suas rochas e o paralelismo dessa foliação à estruturação das rochas supracrustais das serras do Espinhaço e Central.

3.2.2.3 – Subdomínio Serra Central

A Serra Central é constituída principalmente por arenitos/metarenitos puros, esbranquiçados, compactos, normalmente exibindo abundantes estratificações cruzadas acanaladas. Nas encostas N, NW e W da serra, esses arenitos estão superpostos por pelitos/metapelitos creme, amarelados, cinza-claros a avermelhados, finamente laminados. Em lâmina delgada, esses arenitos têm características sedimentares e localmente mostram efeitos de deformação e metamorfismo incipiente (Figuras 48 e 49).

Lateralmente às rochas pelíticas, em áreas de nível topográfico inferior e de relevo peneplanizado, ocorrem rochas diamictíticas, cinza, esverdeadas, com seixos, de litologia, tamanho e forma variados, idênticas às rochas diamictíticas do Subdomínio Serra de Monte Alto (Domínio Estrutural Norte). Através da análise de fotografias aéreas, percebe-se a feição mais marcante desse subdomínio, os dobramentos da Serra Central. Esses dobramentos correspondem a uma sucessão de anticlinais e sinclinais de eixos paralelos segundo a direção NE (Figura 50).

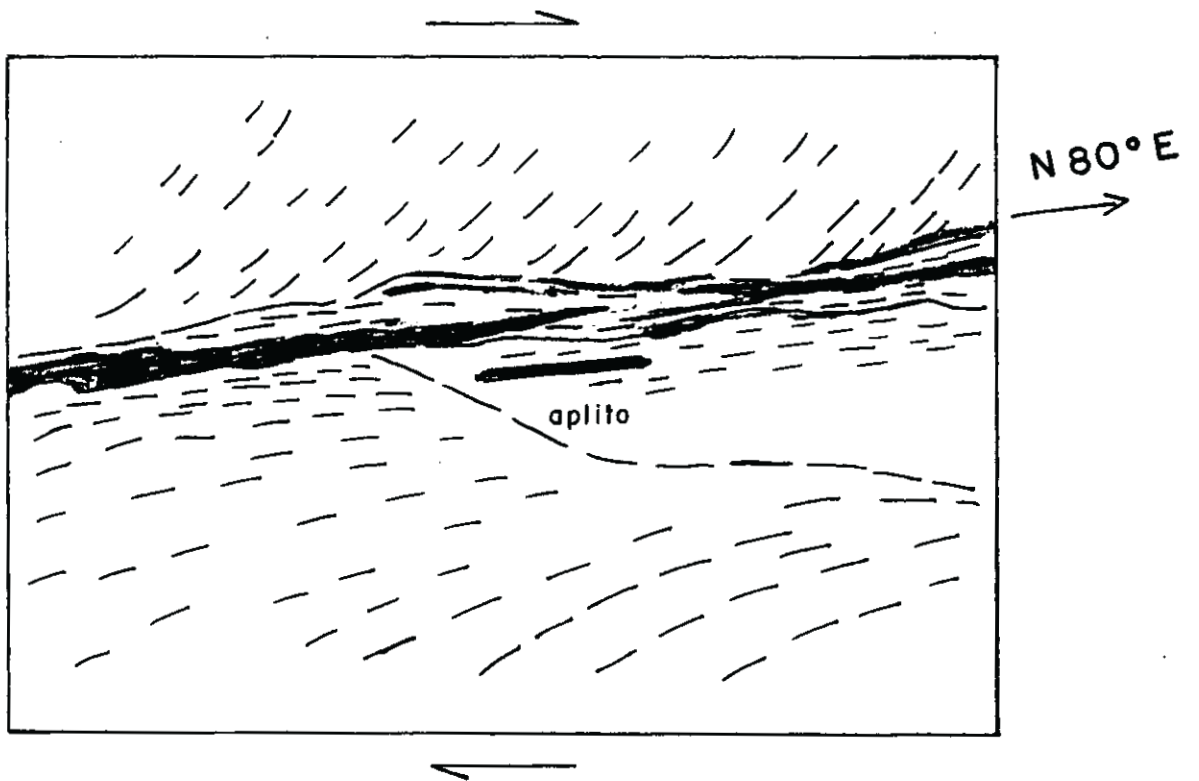
Atravessando a escarpa SE da serra no sentido NW, lateralmente à cidade de Espinosa, inicialmente aflora arenito fino com níveis pelíticos, bem estratificado, com fraturas subverticais de direção N 55° E. Apresenta vestígios de estratificação cruzada, ripples, com atitude N 50° E; 45° SE.

No topo da serra ocorrem arenitos, com foliação apresentando valores angulares variáveis, mas com mergulhos constantes para SE. O acamamento ora mergulha para SE, ora para NW, e as lineações de interseção, definindo eixos de dobramento b, têm direção NE (Figura 51).

No lado leste da serra, localmente ocorre arenito com esparsos seixos ovalados, de rocha quartzítica, de composição idêntica à da matriz. Esses seixos encontram-se orientados, segundo seu maior comprimento, com um caimento de 30° para N 60°E. Nas proximidades, observam-se estratificações cruzadas “torcidas” paralelamente ao plano da foliação mergulhante para SE (Figura 52).

No sítio do sr. José Ramos de Oliveira, margem direita da nascente do Rio Capivara, correspondente ao flanco sudeste de um sinclinal, ocorrem arenitos de granulação média a grossa, ortoquartzíticos, com ripples e abundantes estratificações cruzadas dando o sentido de corrente para W e NW. Esses arenitos mostram acamamento S₁ e a foliação S₁ mergulhando para quadrantes opostos (Figura 53). Na superfície do terreno distinguem-se dobras métricas abertas, levemente assimétricas, mostrando vergência para NW e tension gashes, definindo uma zona de cisalhamento rúptil dextral, de direção N 70° E.

Descendo o Rio Capivara, observam-se camadas de 0,5 a 1m de espessura de arenitos médios a finos, com abundantes estratificações cruzadas, amalgamadas por camadas decimétricas de pelitos. Na proximidade do contato com as rochas pelíticas,



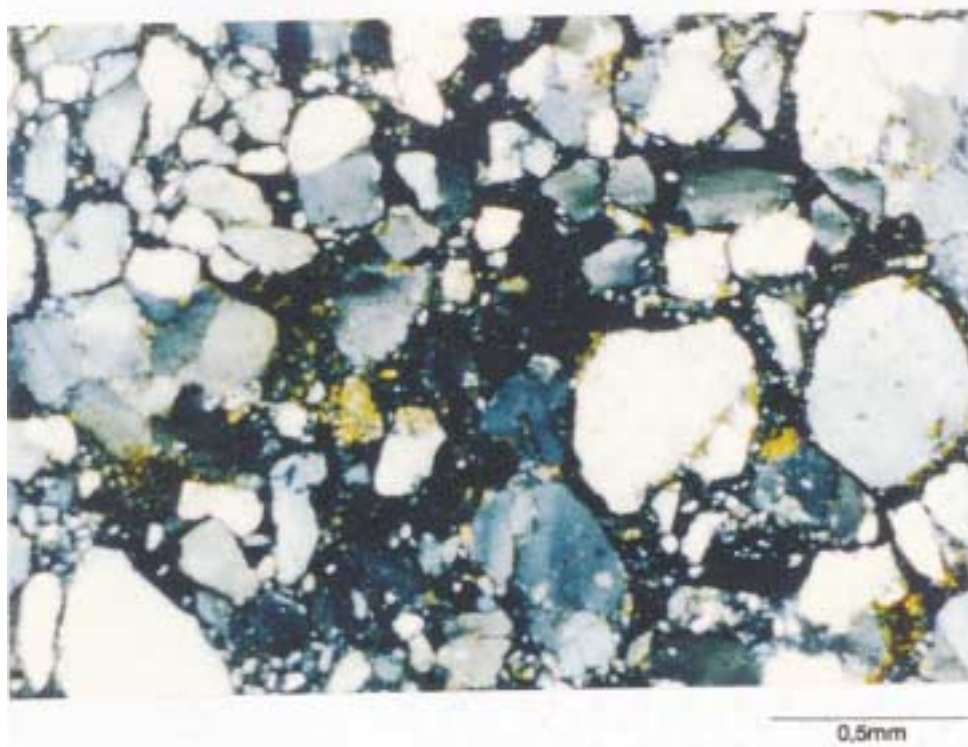


Figura 48 – Arenitos da Serra Central com os grãos de quartzo mostrando textura clástica. Nascente do Rio Capivara.

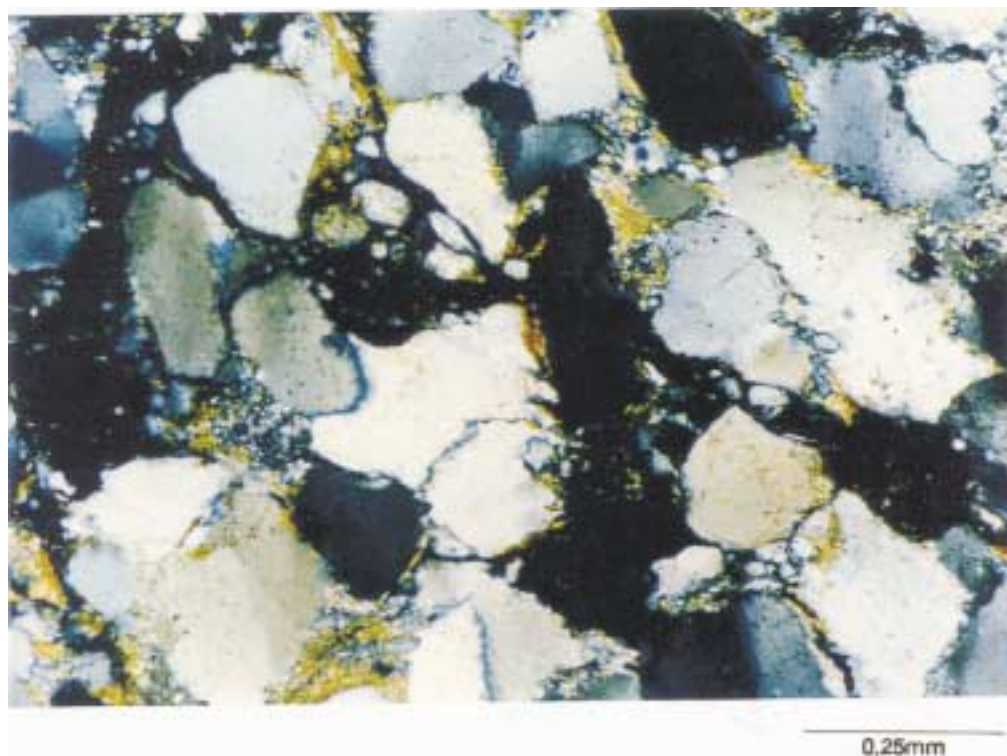


Figura 49 – Arenitos da Serra Central com os grãos de quartzo mostrando contatos suturados. Mesmo local da figura anterior.

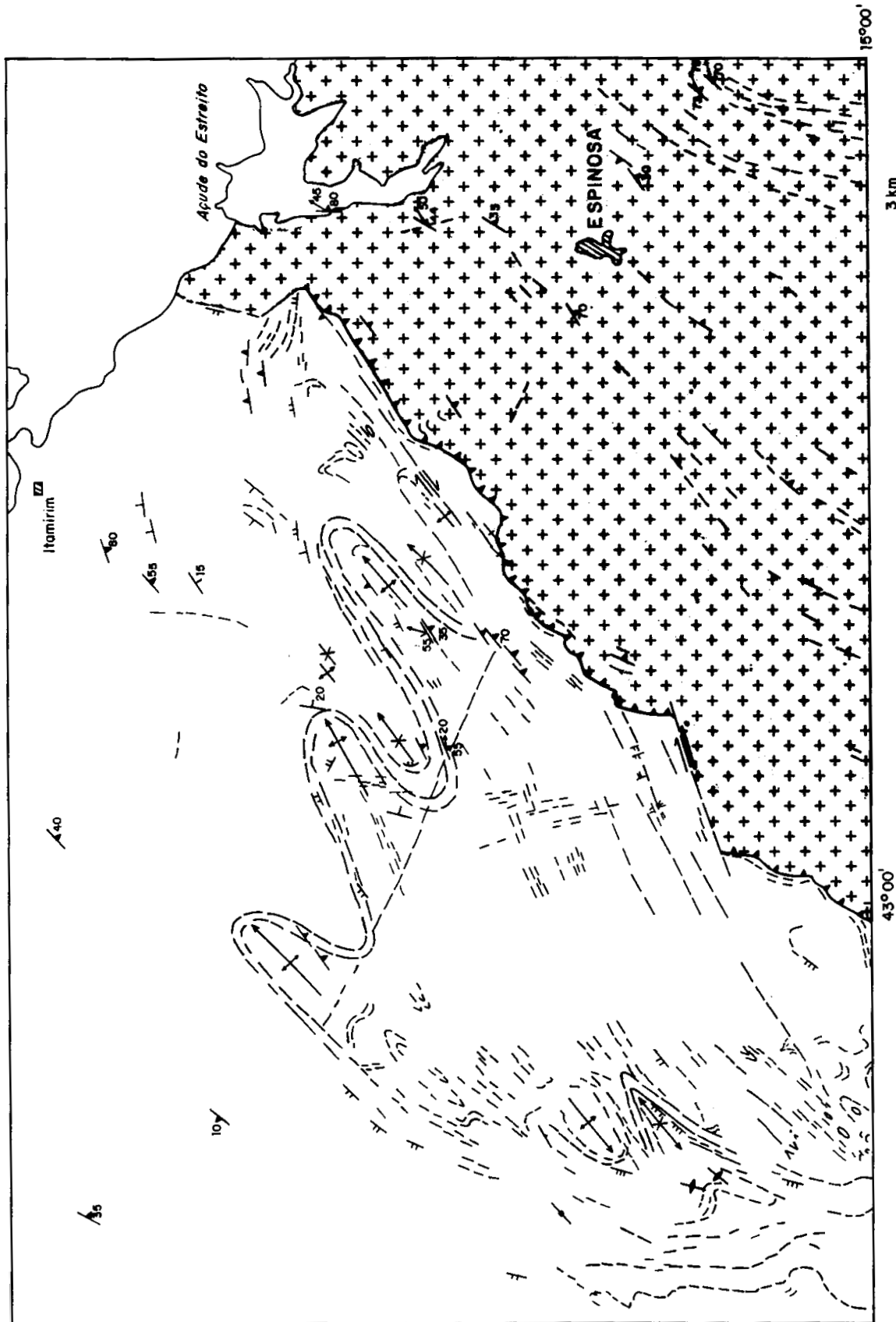


Figura 50 – Mapa estrutural com dobramentos da Serra Central.

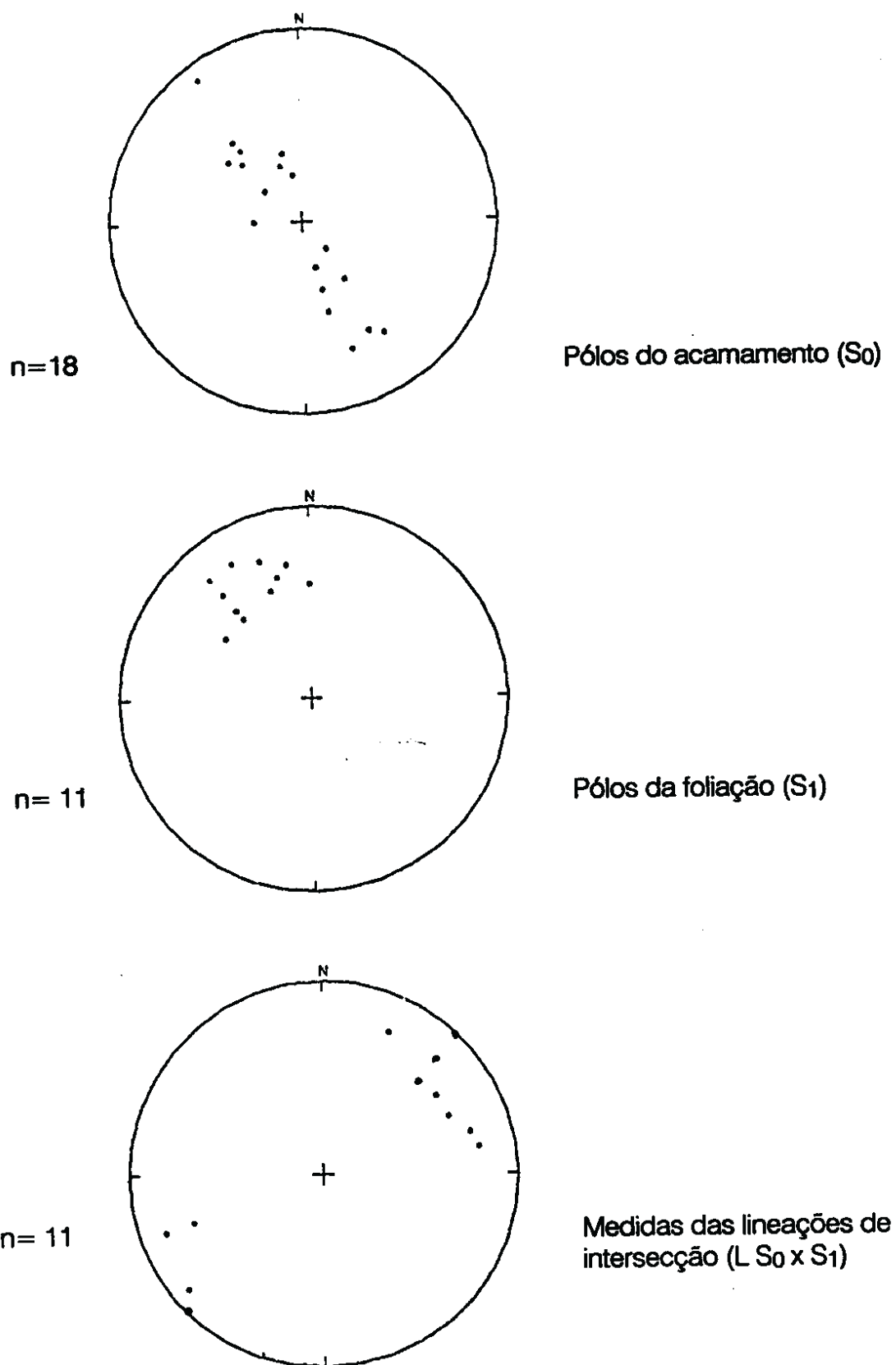


Figura 51 – Estereogramas dos acamamentos, foliações e lineações das rochas areníticas da Serra Central, ao longo da Seção C–C', Domínio Estrutural Sul.



Figura 52 – Arenito com estratificação cruzada mostrando os sets torcidos. O martelo está sobre o plano da foliação S_1 , megulhante para SE. Alto da Serra Central, 18km de Espinosa.

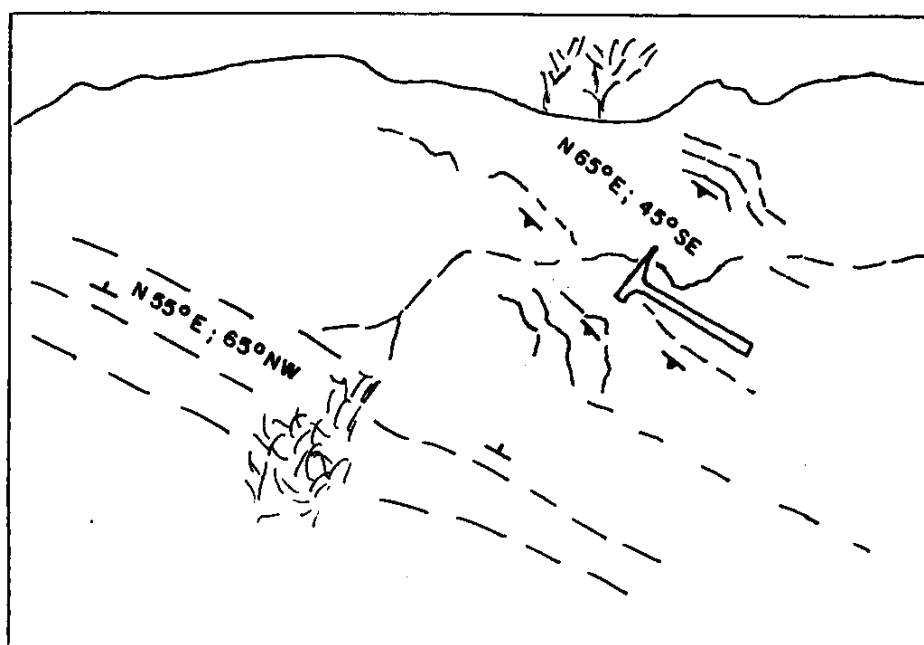


Figura 53 – Arenitos da Serra Central com acamamento (S_0) e foliação (S_1) mergulhando para quadrantes opostos. A foliação S_1 mergulha no sentido do observador da foto. Alto curso do Rio Capivara.

na Fazenda Alto da Colina, os arenitos não se encontram foliados e apresentam formas de leito onduladas devido à presença de estratificações cruzadas. No local, correspondente ao flanco oriental de uma anticlinal, ocorrem veios de quartzo de direção N 35° W, com tension gashes indicando movimento sinistral.

Nos estereogramas da figura 54 pode-se observar que os pelitos são estruturalmente concordantes aos arenitos. A clivagem ardosiana gera uma linhação de interseção na superfície do acamamento, paralela aos eixos nordeste de dobras abertas, de dimensões métricas, visíveis na superfície do terreno. Próximo do contato com os arenitos, observa-se, a olho nu, um mineral preto, alterado, ferruginoso (pirita?), com notável sombra de pressão de fibras de quartzo, estiradas para S 45° E, com inclinação de 80°.

O contato das rochas pelíticas com as rochas diamictíticas encontra-se encoberto na superfície plana e rebaixada da região. Ao longo da estrada, que sai da localidade de Itamirim e acompanha o curso do Rio Pedra Branca de Cima, até a Serra Central, atravessa-se o contato entre essas unidades. Os diamictitos estão dispostos lateralmente aos pelitos, não apresentam acamamento visível e mostram uma foliação mergulhando constantemente para SE, paralela à clivagem dos pelitos.

3.3 – Análise Geométrica

Quando da apresentação dos domínios estruturais, procedeu-se à descrição dos afloramentos mais representativos ao longo das seções geológico-estruturais. Essa descrição, por si mesma, contemplava uma abordagem geométrica, referenciada, basicamente, em nível de observação do afloramento.

Com a integração geral dos dados, pôde-se fazer uma análise geométrica numa escala maior, procurando trazer novos elementos ao melhor entendimento estrutural da área.

3.3.1 – Domínio Estrutural Norte

O comportamento estrutural dos metassedimentos Espinhaço, como o paralelismo da foliação S_1 ao acamamento, com mergulho constante para o quadrante leste, associado à ocorrência de camadas estratigraficamente invertidas, configura a presença de megadobras isoclinais com flanco invertido, vergentes para oeste (vide Anexo II). A deformação responsável por esse dobramento isoclinal gera uma clivagem plano-axial (S_1), paralela ao acamamento nos flancos das dobras.

A geometria dessas dobras, no perfil A-A', pode ser comparada à geometria apresentada pela dobra da figura 13. Corresponde a dobras isoclinais com planos axiais norte-sul, mergulhantes para leste, com flancos invertidos rompidos por falhas de empurrão.

Ao longo da Seção B-B', onde o mergulho das camadas é bem mais acentuado, as megadobras também tendem ao estilo isoclinal, com flancos rompidos por falhamentos, semelhantemente ao que ocorre com os dobramentos dos quartzitos da anticlinal com flanco invertido dos afloramentos da ferrovia (Figura 20).

A clivagem de crenulação S_2 , definindo uma segunda fase de deformação, desenvolve-se associada às dobras menores. Os dobramentos resultantes dessa fase D_2 são coaxiais aos dobramentos principais, relacionados à fase D_1 .

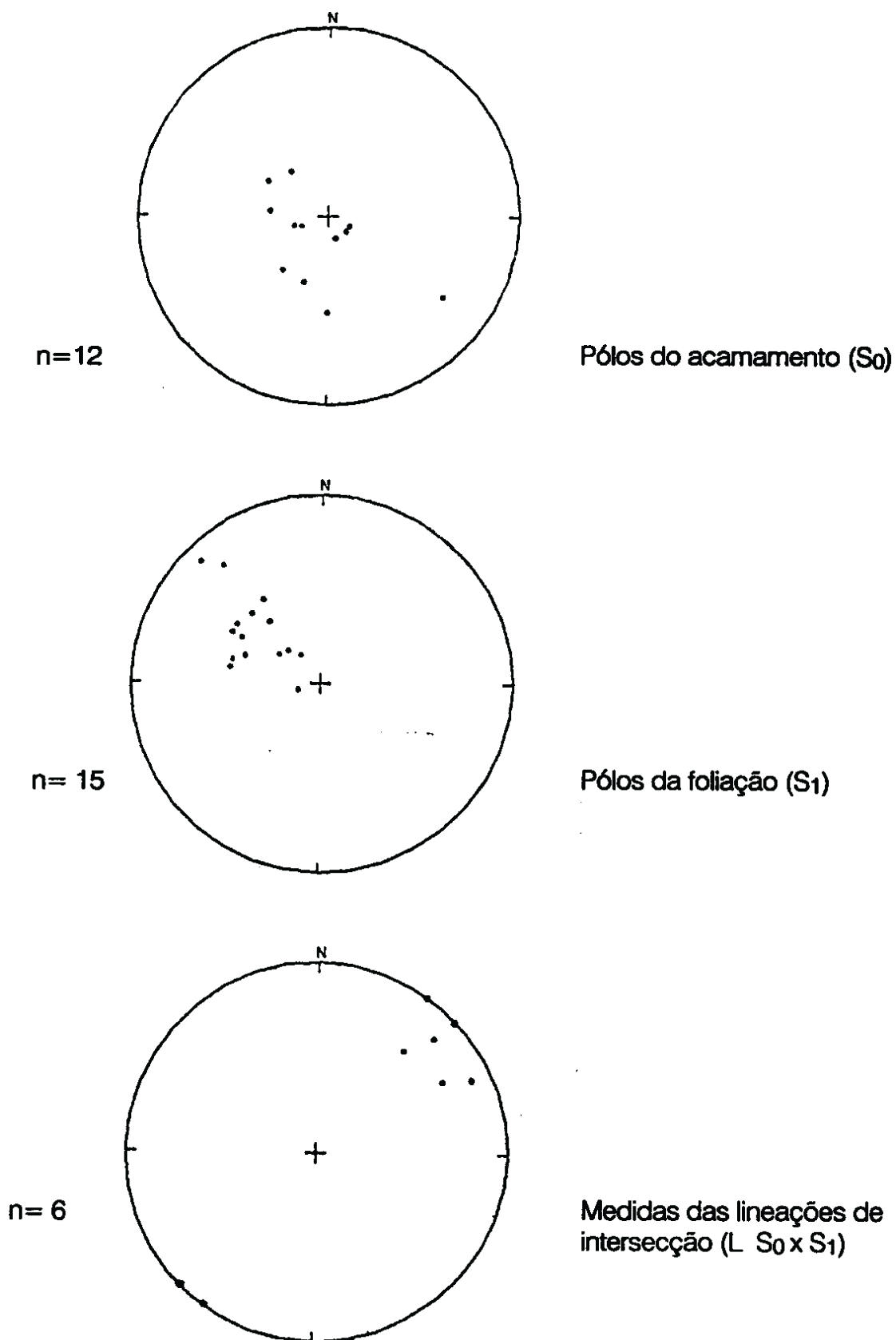


Figura 54 – Estereogramas dos acamamentos, foliações e lineações das rochas pelíticas da Serra Central, ao longo da Seção C–C', Domínio Estrutural Sul.

A análise das fotos aéreas mostra que os eixos das megadobras têm direção norte-sul e estão subhorizontalizados. As medidas dos eixos das dobras menores e das lineações de interseção ($L S_1 \times S_2$), da clivagem de crenulação (S_2) com a foliação (S_1), têm direção aproximada NS, com pequena inclinação para ambos os quadrantes, confirmando essa interpretação.

A faixa tectônica, que passa ao lado da cidade de Palmas de Monte Alto, com falhas inversas atingindo o embasamento e os sedimentos da Serra de Monte Alto, sugere uma geometria de um sistema de empurrão com falhas imbricadas (Boyer & Elliot, 1982).

3.3.2 – Domínio Estrutural Sul

Nesse domínio, os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço também apresentam uma foliação (S_1) paralelizada ao acamamento e uma foliação de crenulação (S_2) relacionada às dobras menores. Porém, de modo diferente do que acontece no Domínio Estrutural Norte, a foliação mergulha alternadamente para quadrantes opostos (NW e SE) e as lineações de interseção ($L S_1 \times S_2$) têm direção-geral NE-SW, com caimentos de alto ângulo. A geometria interpretada é a de megadobramentos com anticlinais e sinclinais fechados (Hobbs et al., 1976), com dobras menores associadas, sem uma assimetria definida. As dobras menores também são relacionadas à segunda fase de deformação, coaxial à primeira.

Os dobramentos da Serra Central constituem-se numa sucessão de meganticlinais e megassinclinais, de eixo NE-SW com dobras menores vergentes para NW e clivagem de plano axial mergulhante para SE. Na figura 50 pode ser observada a geometria desses dobramentos, com dobras abertas no centro e no lado NW da serra, que diminuem de amplitude, tornando-se mais fechadas à medida que se aproximam do contato com as rochas do embasamento, a leste. Na borda oeste da serra, onde se verifica a inflexão das direções morfoestruturais NE e NS, as rochas areníticas encontram-se cisalhadas e apresentam dobramentos mais apertados (Figura 55).

As rochas pelíticas do flanco noroeste da Serra Central estão dobradas de maneira concordante aos arenitos, com anticlinais e sinclinais abertos, com eixos mergulhando de 10 a 20° para NE.

3.4 – Análise Cinemática

Conforme comentado no subitem 3.2, o limite entre os domínios estruturais Norte e Sul foi estabelecido ao longo do alinhamento do Rio Verde Pequeno. Considerando que a passagem lateral de uma área com deformação evidente, para uma área praticamente sem deformação se dê através de uma feição estrutural que promova essa transferência, o limite estabelecido entre os domínios estruturais Norte e Sul deve ser entendido com limitações.

O quadro estrutural apresentado, com falhamentos NW associados a uma cinemática dextral, pode ser interpretado como de falhas de rasgamento (tear faults), que seriam responsáveis pela transferência entre os domínios. Uma outra interpretação possível, compatível com o campo geral da deformação, seria a associação da zona de transferência com as falhas cisalhantes NW do par conjugado. Só que, nesse caso, a cinemática deveria ser sinistral. Como isso parece não ocorrer, resta a possibilidade da zona de transferência ter uma direção aproximada E-W. Nesse caso, os falhamentos de direção NW, que condicionam o curso do Rio Verde Pequeno a noroeste do Açude do



Figura 55 – Dobramentos no flanco oeste da Serra Central. A foto foi visada segundo o sentido NE.

Estreito, não representariam a zona de transferência que poderia ser constituída por um grande número de pequenas falhas transcorrentes E-W, que não foram observadas no campo.

Em toda a área pesquisada, as estruturas definidas indicam uma vergência para W, compatíveis com um modelo tectonoestrutural que admita um transporte tectônico, relativo, de E para W. No Domínio Estrutural Norte essa cinemática é, genericamente, reversa e frontal, enquanto que no Domínio Estrutural Sul é, caracteristicamente, reversa e dextral (Figura 56).

3.4.1 – Domínio Estrutural Norte

Ao longo da Seção Geológico-Estrutural A-A', os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço têm uma acentuada vergência para oeste (vide Anexo II). Os elementos estruturais indicativos de sentido de cisalhamento, como a assimetria de pequenas e grandes dobras, petrotramas oblíquas (foliações S-C) etc., mostram claramente um transporte tectônico de topo para W. Na análise microscópica nota-se a diferença entre quartzitos sem orientação e quartzitos com grãos de quartzo orientados obliquamente à foliação (Simpson & Schmid, 1983), numa movimentação dextral, coerente com essa cinemática (Figuras 57 e 58). As lineações minerais, bem como os seixos estirados do quartzito conglomerático da figura 11, correspondem a estruturas lineares paralelas à direção do transporte tectônico e transversais aos eixos tectônicos b.

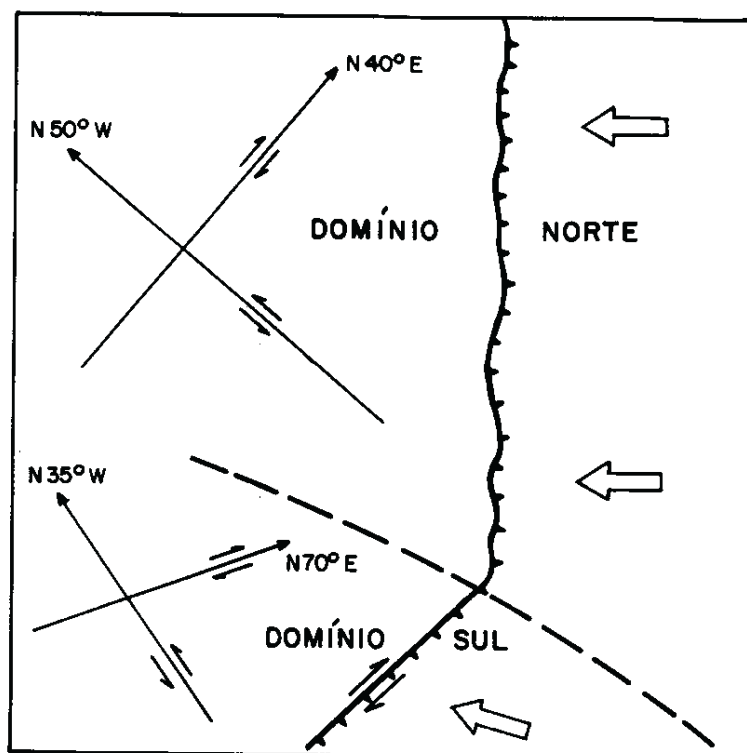


Figura – Esquema da área pesquisada mostrando a cinemática reversa frontal e o par conjugado de cisalhamento do embasamento, no Domínio Estrutural Norte; no Domínio Estrutural Sul está representada a frente de empurrão com componente oblíquo dextral e o par conjugado de cisalhamento, observado nos arenitos da Serra Central.

Na área da Seção B-B', observa-se em planta um estreitamento da faixa de ocorrência do Supergrupo Espinhaço. Nos afloramentos da ferrovia, entre Caetité e Urandi, os metassedimentos apresentam fortes mergulhos e inequívoca vergência para W, com dobras apertadas, o que sugere que essas rochas estiveram sujeitas a uma forte constrição sobre as rochas do embasamento adjacente.

O embasamento também se mostra afetado pela deformação E-W. Nas proximidades do contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço, as rochas do embasamento (Complexo Santa Isabel) acham-se estruturadas ao longo da direção N-S, mergulhantes para E. Mais a oeste, mostram estruturas de deformação coerentes com esforços E-W, como é o caso do duplex embrionário da figura 29 e do possível pod da figura 30.

As rochas diatexíticas (Complexo Guanambi) são as que melhor refletem a deformação rúptil do embasamento, com falhamentos NE e NW, mostrando deslocamentos, que caracterizam um típico par conjugado de cisalhamento, em resposta a esforços compressivos E-W (vide Anexo I).

No Subdomínio Serra de Monte Alto, área de aparente imobilidade tectônica, ocorrem falhas de baixo ângulo imbricadas, definindo uma faixa tectonizada de direção NS, com movimentação reversa, vergente para oeste. Esses falhamentos atingem as rochas do embasamento e os arenitos da Serra de Monte Alto (Figuras 37 e 38); cerca de 2km a norte de Palmas de Monte Alto, os arenitos encontram-se acavalados sobre as rochas diamictíticas (Figura 39).

As rochas calcárias do Grupo Bambuí, aflorantes a norte de Palmas de Monte Alto, em contato lateral com as rochas do embasamento, têm dobras suaves, segundo a direção N-S, vergentes para W, mostrando efeitos do empurrão da citada faixa tectônica (Figura 40). Outras exposições de calcários Bambuí, como as que ocorrem no flanco oeste (Figura 41) e na extremidade sul da Serra de Monte Alto, apresentam-se dobradas, mostrando vergência para NW e lineações de estiramento mineral mergulhando 10° para S 50° E.

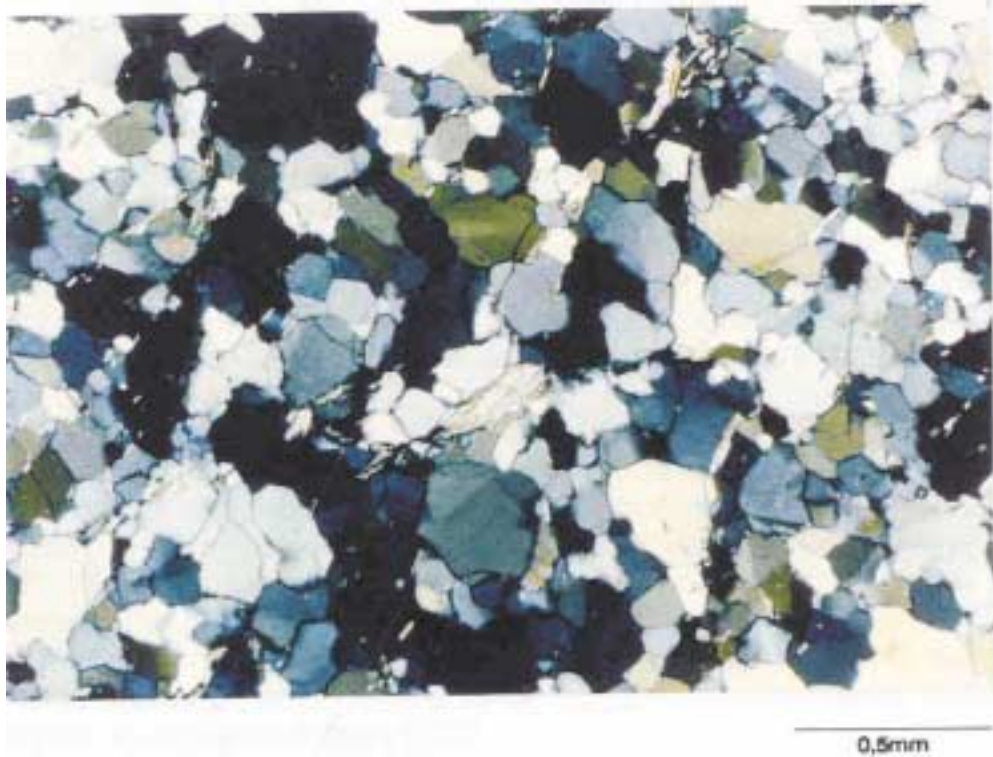


Figura 57 – Rocha quartzítica com cristais de quartzo recristalizados sem orientação definida. Serra do Espinhaço, km 779 da ferrovia entre Licínio de Almeida e Urandi.

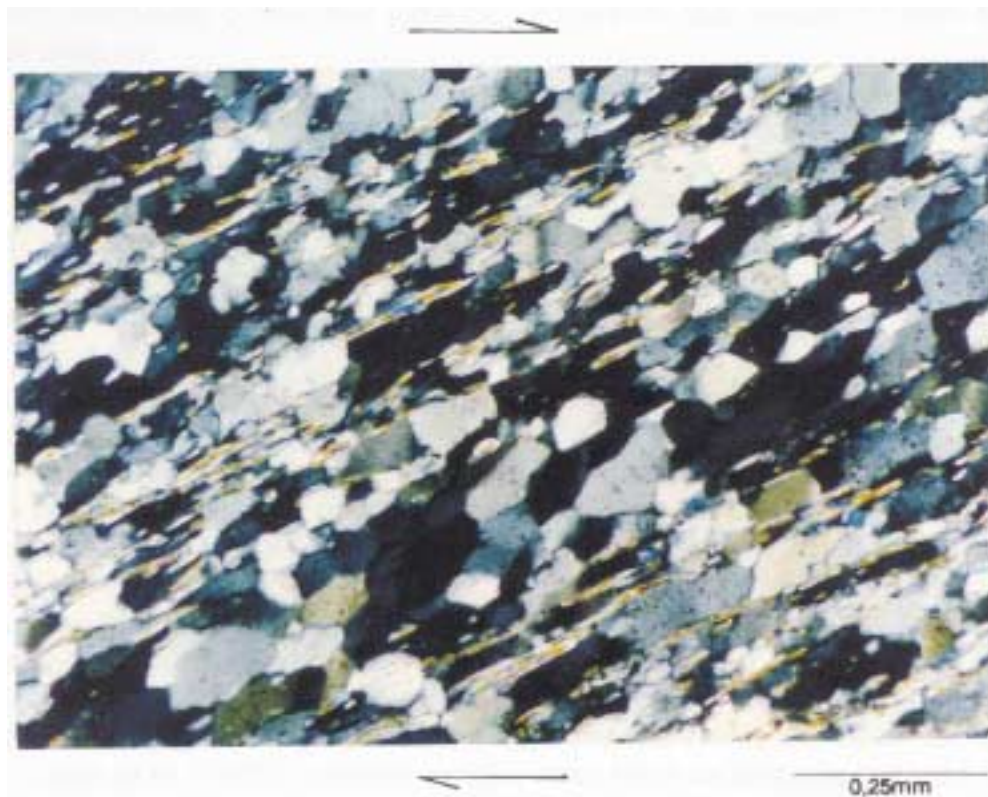


Figura 58 – Quartzito com grão de quartzo recristalizados e orientados obliquamente à foliação da rocha, indicando o sentido de movimento dextral. Borda oeste da Serra do Espinhaço, na altura do paralelo 14°37'S.

3.4.2 – Domínio Estrutural Sul

Apesar de as rochas do Supergrupo Espinhaço não expressarem uma assimetria evidente, como no Domínio Estrutural Norte, a cinemática de compressão leste-oeste, com movimentações reversas e dextrais, é bem clara nesse domínio, principalmente nas rochas do embasamento e nos arenitos e pelitos da Serra Central.

Nesse domínio, destaca-se a participação das rochas granito-gnássicas do embasamento, concordantemente orientadas à curvatura desenhada pelas supracrustais do Supergrupo Espinhaço. A orientação mineral associada às superfícies de cisalhamento, com lineações minerais e estrias tectônicas, que ocorrem nessas rochas, definem uma movimentação reversa e dextral, que perpassa por todo o embasamento, alcançando a Serra Central.

Os sedimentos da Serra Central encontram-se empurrados pelas rochas do embasamento (Figura 59), configurando anticlinais e sinclinais, os quais se mostram mais fechados nas proximidades do empurrão e mais abertos quando mais afastados dele (Figura 50). Os arenitos apresentam zonas de cisalhamento rúptil de direção N 70° E e N 35° W, com tension gashes indicando movimento dextral e sinistral, respectivamente.

Ao empurrão oriundo de E-SE, sobre os arenitos da Serra Central, associam-se falhas de rejeito direcional, com movimento dextral, como normalmente acontece em rampas oblíquas ao empurrão (Butler, 1982).

Os efeitos desse empurrão são observados nas rochas pelíticas no lado norte-noroeste da serra, pois elas se encontram dobradas concordantemente com os arenitos da Serra Central. As rochas diamictíticas, por sua vez, mostram-se sempre foliadas, com mergulhos constantes para SE, sugerindo que também foram afetadas por essa deformação.

4 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Ainda que este trabalho tenha como objetivo o estudo da deformação das rochas, durante a sua execução foram efetuadas observações referentes à geologia geral e estratigrafia, que também são discutidas neste capítulo.

4.1 – Discussões Referentes à Geologia Geral e Estratigrafia

As rochas do embasamento, consideradas indivisas para efeito deste trabalho, apresentam características que permitem a distinção de dois grandes grupos: um de rochas homogêneas, representado basicamente por rochas granitóides, correspondentes ao Complexo Guanambi, e outro de rochas mais heterogêneas, composto por migmatitos e gnaisses com inclusões básicas e ultrabásicas, da fácies granulítica e anfíbolítica, do Complexo Santa Isabel.

As rochas do Complexo Santa Isabel estão em contato com as rochas do Supergrupo Espinhaço, ao longo de uma faixa norte-sul, no flanco oeste da Serra do Espinhaço. Costa et al. (1976) consideram que essa faixa se estenda para sul, além do paralelo 15° S (limite sul da área pesquisada); Moraes et al. (1980), por sua vez, reduzem a extensão dessas rochas até o paralelo 14° 30' S. Pelo que foi possível observar durante os trabalhos de campo, o limite proposto por Moraes et al. (op. cit.) parece estar mais próximo da realidade.

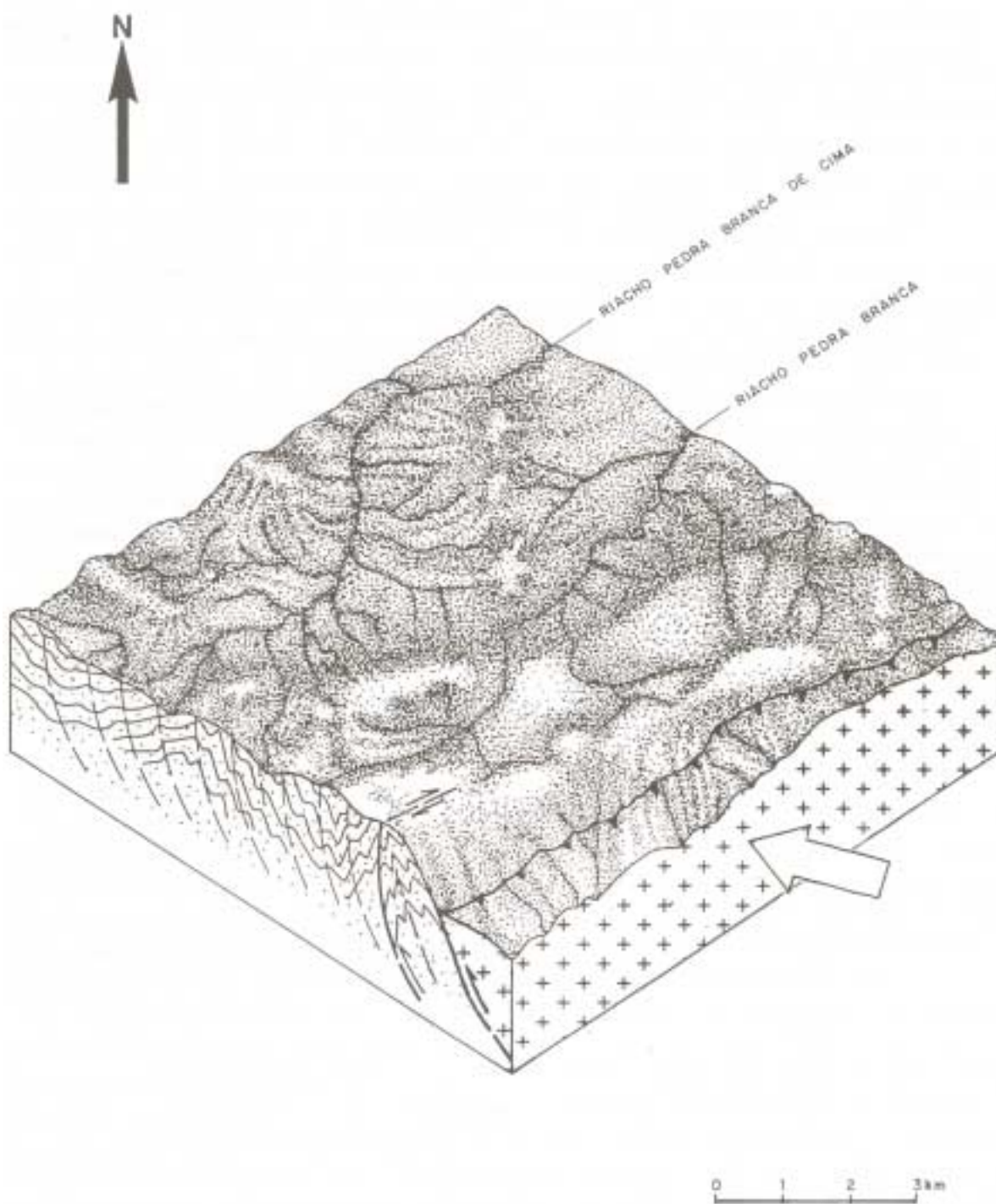


Figura 59 – Bloco-diagrama de parte da Serra Central, mostrando o empurrão das rochas granito-gnáissicas do embasamento, sobre os arenitos do Supergrupo Espinhaço.

Conforme comentado no capítulo referente aos trabalhos anteriores, é admitida a idade arqueana para as rochas do Complexo Santa Isabel e transamazônica para o Complexo Guanambi. Idades mais novas encontradas em rochas do Complexo Guanambi, entre 1.100 e 475 Ma, têm sido interpretadas como sendo devidas a processos de hidrotermalismo, epirogênese, fraturamentos etc., ou “como resultado de sobreposição dos processos tectonotermiais referentes à evolução do Espinhaço.” (Brito Neves et al., 1980). Na área foram encontradas evidências de rochas granitóides intrusivas em rochas do Complexo Santa Isabel, segundo direções preferenciais E-W e N60° W (Figura 60), sendo que essas direções poderiam estar, respectivamente, relacionadas a uma direção de tração e de cisalhamento, correspondentes a um esforço compressivo de direção E-W. Como existem dados que mostram que essa deformação tem idade brasileira (como será discutido adiante), considera-se possível a ocorrência de granitóides de idade brasileira no interior do Complexo Guanambi.

Os metassedimentos da Serra do Espinhaço também foram representados genericamente como Supergrupo Espinhaço. No sinclinal de flanco invertido, aflorante nos cortes da ferrovia entre Urandi e Licínio de Almeida, ocorrem rochas filíticas (pelitos laminados) no interior da estrutura e rochas quartzíticas (arenitos) nos flancos, evidenciando o empilhamento original de uma sequência arenítica por uma pelítica.

Os sedimentos das serras de Monte Alto e Central constituem-se basicamente de arenitos, sobrepostos por pelitos laminados. Na Serra de Monte Alto, a área aflorante de pelitos restringe-se a uma estreita faixa no flanco sudoeste da serra, enquanto que na Serra Central a área aflorante é bem mais extensa. Na borda oeste da Serra Central, o contato entre as rochas pelíticas e rochas areníticas foi traçado com limitação. Ao sul do paralelo 15° S, fora da área pesquisada, esse limite corresponde ao contato entre os “Ritmitos da Serra Central” e “Arenitos da Serra Central”, da Unidade Superior, do Grupo Macaúbas, segundo Drummond et al. (1980).

O contato entre as rochas areníticas e pelíticas parece ser transicional, pois nas partes mais elevadas da Serra de Monte Alto observa-se a passagem gradativa de arenitos, para arenitos com intercalações pelíticas, que por sua vez gradam a pelitos com intercalações areníticas. Durante o desenvolvimento dos trabalhos não se encontraram elementos que justificassem a exclusão desses sedimentos do Supergrupo Espinhaço. Pelo contrário, a presença nessas rochas de intrusões básicas concordantes (soleiras de diabásio), a exemplo do que ocorre no Supergrupo Espinhaço, associada ao fato de esses sedimentos se encontrarem em áreas muito próximas, reforça a possibilidade de correlação dos sedimentos constituintes das serras de Monte Alto e Central, com os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço.

As rochas diamictíticas são correlacionadas ao Grupo Macaúbas. O aspecto litológico/textural dessas rochas é muito semelhante, para não dizer idêntico, às unidades litostratigráficas correlacionáveis, formações Jequitai (MG) e Bebedouro (BA). No sul da área, os diamictitos se sobrepõem a rochas pelíticas; no norte, a rochas pelíticas e areníticas. A literatura geológica registra a existência de uma discordância angular entre os diamictitos Macaúbas e as rochas subjacentes, do Supergrupo Espinhaço (Walde, 1978). Apesar de esse contato não ter sido diretamente observado, não foram encontradas evidências que corroborem a idéia de uma discordância angular. Ao contrário, as rochas diamictíticas dispõem-se sobre os arenitos e pelitos do Supergrupo Espinhaço de modo aparentemente concordante. O contato superior das rochas diamictíticas com os calcários e siltitos do Grupo Bambuí é observado na margem norte da Lagoa Grande, encoberto por cerca de 1m de solo. As rochas diamictíticas do Grupo Macaúbas estão estratigraficamente abaixo das rochas do Grupo Bambuí e as duas unidades apresentam foliações secundárias paralelas.

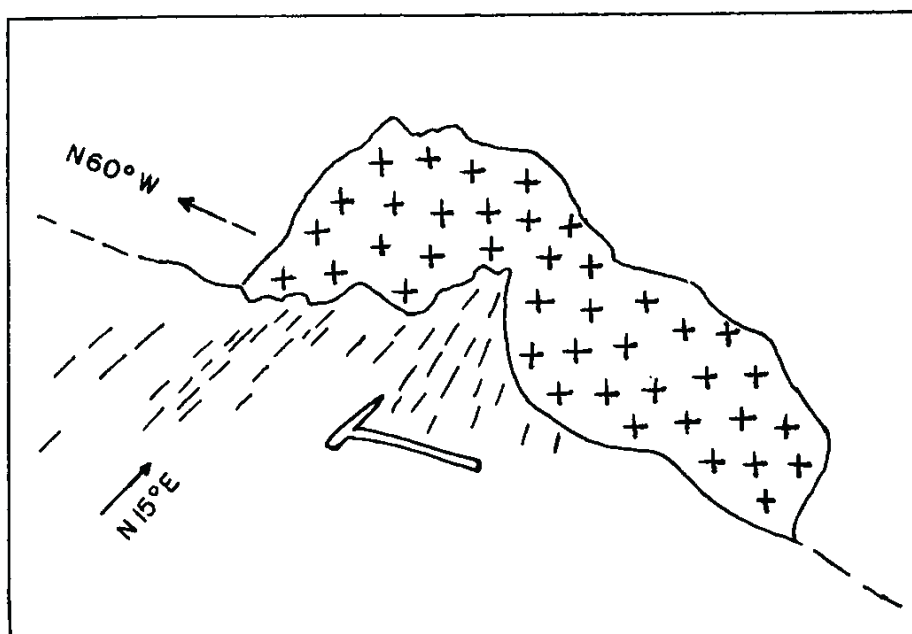


Figura 60 – Rocha gnáissica do Complexo Santa Isabel, com a foliação orientada segundo N15° E, truncada por pequena apófise de granitóide, segundo a direção N 60°W. Afloramento a leste de Morrinhos.

4.2 – Discussões Referentes à Geologia Estrutural e Tectônica

A área pesquisada apresenta uma deformação compressiva E-W, vergente para W, com magnitude decrescente de E para W.

Na parte leste da área, onde foram “amarradas” as seções geológico-estruturais (vide Anexo II), os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço apresentam-se dobrados, com duas fases de deformação coaxiais, progressivas e heterogêneas, correspondentes, ao que tudo indica, a um único evento deformacional. Moraes et al. (1980) consideram que as rochas do Supergrupo Espinhaço acham-se afetadas por, no mínimo, dois estilos de dobramentos. Souza et al. (1990) admitem três fases de deformação e Rocha (1991) descreve três estilos de dobramentos, sem se referirem se essas fases e estilos estão relacionados a um, ou mais eventos deformacionais. Os dobramentos são assimétricos, vergentes para W, fazendo com que as rochas do Supergrupo Espinhaço se encontrem empurradas contra as rochas do embasamento a oeste. O contato entre essas unidades se faz através de falhas reversas (reverse faults); o forte mergulho desses falhamentos (em torno de 70°) pode ser explicado por essas falhas se alojarem em descontinuidades preexistentes (falhas normais), invertendo o sentido original de movimentação dos blocos. Desse modo, a Falha de Santo Onofre (Costa et al., 1976), no âmbito da área pesquisada, deve ser entendida, basicamente, como um falhamento de empurrão.

No Domínio Estrutural Norte, a deformação E-W tem uma cinemática reversa e frontal, enquanto no Domínio Estrutural Sul é caracteristicamente reversa e dextral (Figura 56). As rochas do embasamento encontram-se afetadas por essa deformação E-W, de modo caracteristicamente heterogêneo. No Domínio Estrutural Sul, a deformação é mais intensa, com as rochas granito-gnássicas apresentando-se foliadas, paralela e concordantemente à Serra do Espinhaço, evidenciando uma participação conjunta com os dobramentos das rochas do Supergrupo Espinhaço. A deformação das rochas do embasamento é progressiva, alcançando os sedimentos da Serra Central, empurrando-os e dobrando-os (Figura 59). No Domínio Estrutural Norte, o grau de deformação foi menos intenso e as rochas do embasamento não se encontram empurradas sobre os sedimentos da Serra de Monte Alto, como acontece no Domínio Estrutural Sul com a Serra Central. Além de ter sido menos intensa, a deformação ali teve um comportamento predominantemente rúptil, com extensas falhas de rejeito direcional formando pares conjugados de cisalhamento (NE-SW e NW-SE).

As rochas areníticas e pelíticas da Serra Central encontram-se dobradas com eixos NE-SW, mostrando uma variação na intensidade de deformação, decrescente para NW. Esses dobramentos apresentam geometria e cinemática semelhantes a dobramentos descritos em frentes de empurrão, mais particularmente a dobramentos associados a falhamentos, descritos como fault-propagation folds (Suppe, 1985). Apesar de a deformação a que foram submetidas, essas rochas ainda exibem características sedimentares originais, mostrando que, se ocorre algum metamorfismo, ele pode ser considerado de muito baixo grau.

Não se observam dobramentos nas rochas diamictíticas do Grupo M acaúbas, devido a essas rochas não exibirem acamamento. Ressalte-se, no entanto, que elas apresentam uma foliação constante, paralela à foliação secundária das rochas pelíticas adjacentes. Essa foliação é mais marcante nos limites do Domínio Estrutural Sul e nas suas proximidades.

No Domínio Estrutural Norte, Subdomínio Serra de Monte Alto, os sedimentos arenosos encontram-se aparentemente indeformados numa estrutura monoclinial e não

estão foliados como os sedimentos pelíticos e diamictíticos superpostos, evidenciando o diferente comportamento reológico dessas rochas. Nesse subdomínio, as rochas sedimentares presentes não mostram nenhuma evidência de metamorfismo. A única deformação existente relaciona-se às falhas de empurrão imbricadas, que definem a faixa tectonizada de direção N-S, que passa pela cidade de Palmas de Monte Alto. Essa faixa tectonizada, vergente para W, associa-se à cinemática geral da deformação na área pesquisada e atesta o seu caráter heterogêneo. É responsável pelo acavalamento dos arenitos da Serra de Monte Alto (correlacionados ao Supergrupo Espinhaço), sobre as rochas diamictíticas do Grupo Macaúbas (Figura 39) e pelo dobramento das rochas calcárias do Grupo Bambuí (Figuras 40 e 41). As dobras recumbentes que ocorrem isoladas nos sedimentos da Serra de Monte Alto, no lado oeste da cidade de Palmas de Monte Alto (Figura 38), provavelmente correspondem à expressão terminal do falhamento inverso de baixo ângulo, com deformação dúctil naquele local. Na extremidade sul do Subdomínio Serra de Monte Alto, margem norte da Lagoa Grande, onde não existe vestígio da faixa tectonizada de direção NS, os calcários e siltitos do Grupo Bambuí também mostram dobramentos suaves, de eixo NE, concordantes aos dobramentos apresentados pelas rochas pelíticas e areníticas da Serra Central.

O fato de as rochas dos grupos Macaúbas e Bambuí estarem afetadas pela deformação compressiva E-W leva ao entendimento de que esse evento deformacional foi posterior à deposição das rochas do Supergrupo São Francisco e sua idade estaria compreendida num intervalo correspondente ao desenvolvimento dos eventos termotectônicos, que têm sido atribuídos ao Ciclo Brasileiro (750-450 Ma).

Na área estudada, não existem comentários na literatura a respeito da deformação das rochas do Supergrupo São Francisco. No entanto, a sul da área, Magalhães (1988) e Oliveira (1989) descrevem rochas do Supergrupo São Francisco afetadas por deformação E-W, vergente para W, relacionada aos dobramentos da Serra do Espinhaço.

A literatura existente sobre a região considera que somente as rochas do embasamento a leste da Serra do Espinhaço participam da deformação Espinhaço (Souza et al., 1986/1990 e Rocha, 1991), não existindo referências sobre o envolvimento das rochas do embasamento, nessa deformação, a oeste da Serra do Espinhaço.

A participação das rochas do embasamento na deformação Espinhaço, segundo a bibliografia, parece ser mais evidente a leste da Serra do Espinhaço, na região do vale do Rio Paramirim. Dados geocronológicos levaram Cordani (1978) a considerar a faixa do Paramirim um cinturão móvel brasileiro, que dividiria em dois o Cráton do São Francisco; e rochas do embasamento, com dobramentos correlatos a dobras do Espinhaço, fizeram com que Souza et al. (1986) contestassem o modelo de aulacógeno proposto por Costa & Inda (1982), admitindo um processo tipo subducção intracontinental.

No âmbito da área pesquisada, pode-se dizer que os dados obtidos com a realização deste trabalho estão em desacordo com os principais argumentos utilizados por Almeida (1977) para justificar os limites do Cráton do São Francisco, nessa região. Esse autor considerava que os dobramentos brasileiros não se estendiam à região do Espinhaço na Bahia, e que as rochas do embasamento, nessa mesma região, não participavam da deformação das rochas do Espinhaço.

Nesse sentido, os questionamentos efetuados por Cordani (1978), aos conceitos utilizados por Almeida (1977), na definição do Cráton do São Francisco, mostram-se atuais e relevantes.

5 – CONCLUSÕES

As principais conclusões obtidas com a realização deste trabalho são:

a – A área pesquisada apresenta deformação E-W, compressiva, vergente para W e de intensidade decrescente de E para W.

b – Essa deformação tem intensidade diferenciada, com a extremidade sul da área apresentando uma deformação mais intensa, justificando a separação da área investigada nos domínios estruturais Norte e Sul.

c – No Domínio Estrutural Norte, a cinemática da deformação é genericamente reversa e frontal, enquanto que no Domínio Estrutural Sul é caracteristicamente reversa e dextral.

d – Os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço encontram-se empurrados no sentido W sobre as rochas do embasamento através de falhas reversas; exibem duas fases de deformação, coaxiais, progressivas e heterogêneas, ao que tudo indica, relacionadas a um único evento deformacional.

e – A Falha de Santo Onofre, no âmbito da área pesquisada, constitui-se, basicamente, num falhamento de empurrão.

f – As rochas do embasamento participam da deformação que afetou as rochas do Supergrupo Espinhaço. No Domínio Estrutural Norte, a deformação das rochas do embasamento é menos intensa e tem características mais rúpteis, com notáveis falhamentos transcorrentes, compondo pares conjugados de cisalhamento (NE-SW e NW-SE). No Domínio Estrutural Sul, a deformação é mais intensa e tem um comportamento dúctil-rúptil; as rochas granito-gnáissicas mostram-se estruturalmente concordantes às supracrustais do Supergrupo Espinhaço e encontram-se empurradas para oeste, sobre os sedimentos da Serra Central.

g – O empurrão das rochas do embasamento sobre sedimentos da Serra Central, no Domínio Estrutural Sul, corresponde a um típico sistema de empurrão sobre rampas oblíquas, onde se associam falhas de rejeito direcional que, no caso, têm uma movimentação dextral.

h – As rochas das serras Central e de Monte Alto, correlacionadas ao Supergrupo Espinhaço, são compostas por duas seqüências sedimentares: uma inferior, predominantemente arenítica, e outra superior, pelítica.

i – Enquanto na Serra Central as rochas do Supergrupo Espinhaço encontram-se dobradas em anticlinais e sinclinais de eixo NE, vergentes para NW, com uma fase de deformação, na Serra de Monte Alto essas mesmas rochas correspondem a uma estrutura monoclinal, com mergulho suave para SW.

j – Os sedimentos do Supergrupo São Francisco encontram-se afetados pela deformação de direção-geral E-W. Os diamictitos do Grupo Macaúbas

exibem uma foliação mergulhante para SE; os calcários do Grupo Bambuí mostram dobramentos suaves, com eixos preferencialmente NE, e assimetria indicando vergência para NW.

k – A constatação de que a deformação compressiva de direção-geral E-W, vergente para W, atinge as rochas do Supergrupo São Francisco, leva ao entendimento de que essa deformação deva ter uma idade relacionada ao desenvolvimento dos eventos termotectônicos do Brasileiro (750-450 Ma).

l – Os dados obtidos com a realização deste trabalho estão em desacordo com os principais argumentos utilizados por Almeida (1977), para justificar os limites do Cráton do São Francisco, nessa região. Esse autor considerava que os dobramentos brasileiros não se estendiam à região do Espinhaço na Bahia; e que as rochas do embasamento, nessa mesma região, não participavam da deformação das rochas do Espinhaço.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. O cráton do São Francisco. R. brasileira de geociências, São Paulo, v.7, n.4, p. 349-364, dez. 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. de., HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgar Blucher, 1984. 378p.
- AMARAL, G., KAWASHITA, K. Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. Anais. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967. 214p. p. 214-217.
- ARTHAUD, M.H. Zonas de cisalhamento dúctil. Salvador, [s. ed., s.d.] 40p. (Curso ministrado no 1o. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Salvador, 1987).
- BAPTISTA, M.B. et al. (Coord.). Léxico estratigráfico do Brasil. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984. 560p. Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- BARBOSA, A.L. Síntese da evolução geotectônica da América do Sul. B. Instituto de Geologia. Escola Federal de Minas de Ouro Preto, v. 1, n.2, p. 91-111, set. 1966.
- BARBOSA, O., COSTA, L.A.M. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco; fase IV, II etapa de campo. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM/PROSPEC, 1973. 8 v.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P., JEGOUZO, P. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South American shear zone. J. of structural geology, v.1, n.1, p. 31-42, 1979.
- BOYER, S.E., ELLIOT, D. Thrust systems. B. American Association of Petroleum Geologists, v. 66, n.9, p. 1196-1230, 1982.

- BRITO NEVES, B.B. de, CORDANI, U.G., TORQUATO, J.F.R. Evolução geo-cronológica do Pré-Cambriano no estado da Bahia. In: INDA, H. A.V., DUARTE, F.B. (Org.). Geologia e recursos minerais do estado da Bahia; textos básicos. Salvador: Secretaria de Minas e Energia, 1980. v.3, p. 1-101.
- BRUNI, M.A.L. et al. Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Brasília (SD.23). Brasília: DNPM, 1976. 162p.
- BUTLER, R.W.H. The terminology of structures in thrust belts. J. of Structural geology, v. 4, n. 3, p. 239-245, 1982.
- CABY, R., ARTHAUD, M. Petrostructural evolution of the Lagoa Real Subalkaline metaplutonic complex (Bahia, Brasil). R. brasileira de geociências, São Paulo, v. 17, n.4, p. 636, dez. 1987.
- CORDANI, U.G. Comentários filosóficos sobre a evolução geológica pré-cambriana. Publ. Especial. SBG. Núcleo da Bahia, Salvador, n.3, p. 33-65, 1978.
- CORDANI, U.G. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1973. 98 p. Tese.
- CORDANI, U.G., BRITO NEVES, B. B. de. Geocronologia do Pré-Cambriano. In: INDA, H.A.V., BARBOSA, J.F. Texto explicativo para mapa geológico do estado da Bahia; escala 1:000.000. Bahia: Secretaria das Minas e Energia, 1978. 137 p.p. 32-49.
- COSTA, L.A.M. da, ANGEIRAS, A.G., VALENÇA, J.G., STEVENAZZI, V. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectnogrupos. B. Instituto de Geociências. Geologia, Rio de Janeiro, n. 5, p. 3-34, jul. 1970.
- COSTA, L.A.M. da, INDA, H.A.V. O aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, n. 2, p. 13-18, jan/fev. 1982.
- COSTA, L.A.M. et al. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco; relatório final. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, 1976. 12 v.
- COSTA, L.A.M. da, SILVA, W.G. da. Projeto Santo Onofre; relatório final. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, 1980. 21v.
- DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. 6v. v.2, p. 597-610.

- DAVIS, H.G. Structural geology of rocks and regions. New York: John Wiley, 1984. 492p.
- DERBY, O.A. Contribuições para o estudo da geologia do valle do São Francisco. Arch. Museu Nacional, Rio de Janeiro, v.4, p. 87-119, 1879.
- DOMINGUEZ, J.M.L., ROCHA, G.M.F. Seqüências deposicionais do Espinhaço Setentrional na região sudoeste do estado da Bahia. Uma margem continental proterozóica? B. SBG. Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, n.10, p.190-94, 1989. (SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO DE BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte, 1989. Anais)
- DRUMOND, J.B.V. et al. Projeto Porteirinha Monte-Azul; relatório final. Belo Horizonte: CPRM/DNPM, 1980. 7v.
- EBERT, H. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. An. Academia Brasileira de Ciências, v. 40, p. 215-229, jun. 1968. Suplemento.
- FERNANDES, P.E.C.A. et al. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM; Levantamento de recursos naturais - Folha SD.23. Brasília: 1982. v.29, p. 25-204.
- GLIKSON, A.Y. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. Geological Society of America Bulletin, v. 80, n. 11, p. 3323-3334, nov. 1972. il.
- GUY, M. Quelques principes et quelques expériences sur la méthodologie de la photo - interpretation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO-INTERPRÉTATION, 2, Paris, 1966. Actes. Paris: Societé Internationale de Photogrammétrie [1967] 1v. p. I21-I41 (Archives Internationales de Photogrammétrie, 16).
- HETTICH, M. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. R. brasileira de geociências, São Paulo, v.7, n.2, p. 87-101, 1977.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. An outline of structural geology. New York: John Wiley [1976]. 571p.
- INDA, H.A.V., BARBOSA, J.F. Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia; escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria de Minas e Energia, 1978. 137 p.
- JARDIM DE SÁ, E. F. A Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intra-placa no Proterozóico Médio do Cráton São Francisco. In: INDA, H.A.V., DUARTE, F. B. (Org.). Geologia e recursos minerais do estado da Bahia; textos básicos. Salvador: Secretaria de Minas e Energia, 1981. v.4, p. 111-20.

- JARDIM DE SÁ, E.F. et al. Geocronologia e modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976a. 4v. v.4, p. 205-227.
- JARDIM DE SÁ, E. F. et al. Novos dados geocronológicos sobre o cráton São Francisco no estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976b. 4v. v.4, p. 185-204.
- KARFUNKEL, J., KARFUNKEL, B. Estudo petro-faciológico do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. Anais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. 4v. v.2, p. 179-188.
- KARFUNKEL, J., HOPPE,, A. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: Synthesis and model. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, Amsterdam, v.65, p. 1-21, 1988.
- MAGALHÃES, L. Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas - Serra do Cipó). Ouro Preto: UFOP/DEGEO 1988. 109 p. Tese.
- MARCHESE, H.G. Estromatolitos “Gymnosolenides” en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. R. brasileira de geociências, São Paulo, v.4, n. 4, p. 257-271, dez. 1974.
- MASCARENHAS, J.F., GARCIA, T.W. Mapa geocronológico do Estado da Bahia; texto explicativo. Salvador: Secretaria das Minas e Energia, 1987. 186p.
- MENDES, J.C., WERNICK, E. Pseudocorais de Bom Jesus da Lapa (Grupo Bambuí), Bahia. B. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, v.13, n. 1/2, p. 73-79, dez. 1964.
- MORAES, L.C. et al. Projeto Brumado-Caetité; relatório final de 1a. fase. Salvador: CPRM/DNPM, 1980. 9v.
- MORAES, L.J., GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera no norte de Minas Gerais. An. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v.2, n.3, p. 153-186, 1930.
- OLIVEIRA, J.R.P. de. Comportamento estrutural dos grupos Macaúbas e Bambuí na porção centro-norte de Minas Gerais. Ouro Preto: UFOP/DEGEO, 1989. 111p. Tese.

- PFLUG, R., SCHOBENHAUS, C., RENGER, F. Contribuição à Geotectônica do Brasil Oriental. Série Especial. Div. de Geologia. SUDENE, Recife, n.9, 1969. 59p.
- PFLUG, R., RENGER, F. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do craton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. Anais. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973. 3v. v.2, p. 5-19.
- PFLUG, R. Zur geologie der sudlichen Espinhaço-Zone und ihrer prakambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien. Z. deutsch. Geol. Ges., Hannover, v.115, p.177-215, 1965.
- PORCHER, C.A. Notas preliminares sobre a geologia da quadrícula Ipupiara-Bahia. B. de estudos. Div. Geol. SUDENE, Recife, n.1, p. 9-12, jul. 1967.
- RIMANN, E.A. “A Kimberlita no Brasil”. Ann. Esc. de Minas, Ouro Preto, n. 15, p. 27-32, 1917.
- RIVEREAU, J. C. Notas de aula do curso de fotointerpretação. SICEG. Publ. Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos, Ouro Preto, n.11, p. 37-121, 1972. (SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, FOTOGRAFIA AÉREA – APLICAÇÕES TÉCNICAS, 11, Ouro Preto, 26/31 out. 1970.).
- ROCHA, G.M.F. Projeto Distrito Manganífero do sudoeste da Bahia. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais/Secretaria da Indústria, Comércio e Turismo, 1991. 107 p.
- ROCHA, G.M.F., DOMINGUEZ, J.M.L. Espinhaço Setentrional – Dobramentos isoclinais como causadores de camadas invertidas. B. SBG. Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, n. 10, p. 184-189, 1989. (SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte. 1989. Anais. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NÚCLEO DE BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte, 1989. Anais.)
- SALOP, L.J. Precambrian of the Northern Hemisphere, and general features of early geological evolution. Tradução por G.M. Young. Amsterdam: Elsevier, 1977. 378 p. il. (Developments in Paleontology and Stratigraphy, 3).
- SCHOBENHAUS, C., KAUL, P.F.T. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. Mineração metalurgia, Rio de Janeiro, v.53, n. 315, p. 116-1120, 1971.
- SCHOBENHAUS, C. et al. Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. (Brasília): DNPM, 1984. 501 p.

- SCHÖLL, W.V. Der suwesliche randberlich der Espinhaço, zone Minas Gerais. Geologische Rundschau, Stuttgart, v. 61, p. 201-216, 1972.
- SIMPSON, C., SCHMID, S.M. An evaluation criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. B. Geological Society of America, Boulder, Colo., v.94, n.11, p. 1281-1288, nov. 1983.
- SOUZA, S. L. de, FROES, R.J.B., MORAES, A.M.V. de. Nova concepção sobre a evolução geotectônica do Espinhaço Setentrional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Anais. Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. 6v. v.3, p.1176-1190.
- SOUZA, S.L. et al. Projeto Caetitê; fase II. Salvador: CBPM/CPM, 1990. 3 v.
- STEIN, J.H. et al. Nota preliminar sobre os processos de albitização uranífera de Lagoa Real (Bahia) e sua comparação com a URSS e Suécia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. Anais. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. 5v. v.3, p. 1758-1775.
- STILLE, H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin: Borntraeger, 1940. 717 p.
- SUPPE, J. Principles of structural Geology. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 1985. 579 p.
- TÁVORA, F.J. et al. Determinações de idade potássio-argônio em rochas da região central da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. Anais. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967. 244 p.p. 159-165.
- TURNER, F.I., WEISS, L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York: McGraw-Hill [1963]. 545 p.
- WALDE, D.H.G. Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano entre a serra Mineira e serra do Cabral (região sudoeste da serra do Espinhaço, Minas Gerais). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. 6 v. v.2, p. 711-725.