

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRUTURAL E LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO  
CARRANCAS NA REGIÃO DE CARRANCAS, ITUMIRIM E  
ITUTINGA, SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Leandro Coutinho

Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA**  
TF- (2008/31)

São Paulo  
2008

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRUTURAL E LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO  
CARRANCAS NA REGIÃO DE CARRANCAS, ITUMIRIM E  
ITUTINGA, SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Leandro Coutinho

*Leandro Coutinho*



Orientador: Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto

*Mário da Costa Campos Neto*

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA**  
TF- (2008/31)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025619

**São Paulo**  
2008

TF  
C871  
h.a



## Resumo

O sistema de *nappes* Carrancas (sul de Minas Gerais), localiza-se na margem sul do cráton São Francisco, pertencendo ao Orógeno Brasília Meridional.

O Grupo Carrancas, Neoproterozóico, é constituído basicamente de quartzitos micáceos na base e xistos grafitosos no topo, além de uma unidade de intercalação intermediária. Esses metassedimentos estão dispostos, tectonicamente, sobre gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos e localmente são cavalgados por estes.

Estão estruturados em uma *klippe* sin-metamórfica que descreve uma complexa estrutura em formato de "Z", dobrada e falhada. A foliação principal é uma S2. Na serra de Carrancas as lineações de estiramento mineral são E-W, paralelas aos *mullions* L2, e evidenciam juntamente com indicadores cinemáticos um transporte de topo para E. O transporte na face norte da serra do Pombeiro, sobre as unidades do cráton, está relacionado a uma removimentação lateral dextral. O metamorfismo, sob pressões relativamente elevadas (presença de cianita), aumenta no geral de NW para SE, com o padrão das isógradas oblíquas a direção do transporte tectônico. Os xistos registram paragêneses minerais sin- S2 na passagem de fácies xisto verde a anfibolito, com cloritóide e estaurolita, para fácies anfibolito, com granada e estaurolita e chega a reações de geração de cianita.

O evento D3 atuou concentrando os esforços em zonas de cisalhamento, onde na serra do Pombeiro, arranjos S-C e sigmóides, indicam cavalgamento para NW. Dobras fechadas foram formadas nas proximidades das zonas de cisalhamento, transpondo a clivagem de crenulação S3.

O padrão em "Z" do dobramento maior, inclinado, vergente para NW e com orientação axial de baixo caimento para SW, corresponde à fase D4. Um redobramento aberto D5, orientado N-S, recorta, também como clivagem de crenulação, toda estrutura anterior.

## Abstract

The Carrancas *Nappe* System Carrancas (south of Minas Gerais), in the south edge of Craton San Francisco, belongs to the Southern Brasilia Orogen.

The Carrancas Group, Neoproterozoic, is basically constituted of micaceous quartzites in the bottom and graphitic shales in the top and by an intermediate intercalation unit. These metasediments are situated, tectonically, on archaic and paleoproterozoic gneisses and locally thrust by them.

They are structuralized in one sin-metamorphic *klippe* that describes a complex structure in a "Z" shape, folded and failed. The main foliation is a S2. In the Carrancas mountain range the mineral stretching lineations are E-W, parallel to *mullions* L2, and together evidences with kinematic indicators a transport from top to E. The transport in the north face of the mountain range of the Pombeiro, against the units of the Craton, is related to a dextral lateral movement. The metamorphism, under relatively high pressures (kyanite presence), generally increases from NW to SE, with the pattern of the isogrades oblique to the direction of the tectonic transport. The metapelite register mineral parageneses sin- S2 in the passage from green schist to amphibolite facies, with chloritoid and staurolite, to amphibolite facies, with garnet and staurolite and achieve the kyanite generation reactions.

The D3 event acted concentrating the efforts in shear zones, where in the mountain range of the Pombeiro, S-C arrangements and sigmoides, indicate thrust to NW. Closed folds were formed in the neighborhoods of the shear zones, transposing the S3 crenulation cleavage.

The major inclined folds (with Z pattern) are NW-direct verging with SW plunging axes and it corresponds to a D4 fold phase. An open D5 refold structures are N-S oriented and also as crenulation cleavage, cuts all previous structure.

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>5</b>
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	<b>5</b>
<b>3. MÉTODOS</b> .....	<b>6</b>
<b>4. CRONOGRAMA DAS ATIVIDADES REALIZADAS</b> .....	<b>6</b>
<b>5. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS</b> .....	<b>7</b>
<b>6. GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>7</b>
6.1. Evolução do Conhecimento .....	7
6.2. Contexto Geotectônico .....	8
6.3. Orógeno Brasília Meridional .....	8
6.4. Nappe Socorro-Guaxupé .....	9
6.5. Terreno Andrelândia .....	10
6.6. Nappe Lima Duarte .....	10
<b>6.7. Sistema de Nappes Carrancas</b> .....	<b>11</b>
6.7.1. <i>Estratigrafia do Grupo Carrancas</i> .....	12
- Fácies sedimentar Itumirim- Carrancas- Minduri (Alóctone).....	12
- Fácies Três Pontas- Luminárias (Alóctone) .....	12
- Fácies São Tomé das Letras- Conceição de Rio Verde (Alóctone) .....	13
- Fácies metassedimentar autóctone .....	13
6.7.2. <i>Estrutural</i> .....	13
6.7.3. <i>Metamorfismo</i> .....	15
<b>7. GEOLOGIA LOCAL</b> .....	<b>15</b>
<b>7.1. Descrição das unidades litoestratigráficas</b> .....	<b>15</b>
7.1.1. <i>Quartzitos</i> .....	15
7.1.2. <i>Xistos grafitosos</i> .....	17
7.1.3. <i>Unidade de intercalação dos quartzitos e xistos grafitosos</i> .....	18
7.1.4. <i>Clorita- muscovita xisto</i> .....	18
7.1.5. <i>Biotita xisto</i> .....	19
7.1.6. <i>Biotita gnaisse fino</i> .....	20
7.1.7. <i>Granito Gnaisse</i> .....	20
7.1.8. <i>Outras Ocorrências</i> .....	21

<b>7.2. Litoestratigrafia .....</b>	<b>23</b>
<b>7.3. Análise Estrutural.....</b>	<b>24</b>
7.3.1. <i>Principais aspectos e elementos estruturais</i> .....	24
7.3.2. <i>Detalhamento por domínio estrutural</i> .....	27
- I- Domínio da Serra do Pombeiro (alinhamento E-W na porção noroeste) .....	29
- II- Domínio da Serra do Pombeiro (alinhamento NE-SW, porção central) .....	30
- III- Domínio da Serra do Galinheiro (porção centro-sul).....	32
- IV- Domínio da Serra de Carrancas (alinhamento E-W na porção sul) .....	33
- V- Domínio da Serra das Bicas (alinhamento N-S, porção sudeste).....	34
7.3.3. <i>Micro-estrutural</i> .....	36
7.3.4. <i>Síntese estrutural</i> .....	39
<b>7.4. Metamorfismo .....</b>	<b>42</b>
7.4.1. <i>Paragêneses minerais e suas relações com as principais fases deformacionais</i> .....	42
- Biotita Xisto.....	42
- Xisto grafitoso .....	43
7.4.2. <i>Considerações finais</i> .....	47
 <b>8. CONCLUSÕES .....</b>	 <b>49</b>
 <b>9. BIBLIOGRAFIA .....</b>	 <b>50</b>
 <b>ANEXOS .....</b>	 <b>54</b>

- **Anexo 1-** Mapa geológico da Klippe Carrancas na escala 1: 50.000

- **Anexo 2-** Perfis Geológicos

## 1. Introdução

A extrusão de rochas descoladas de crosta continental profunda, através de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, resulta de uma deformação não-coaxial sin-metamórfica. Durante regimes de colisão continental, este é um dos principais mecanismos geradores de *nappes*. Os mecanismos de propagação das cunhas tectônicas tipo *thick-skinned* para os níveis crustais mais rasos, em direção ao ante-país, é acomodado pela concentração da deformação ao longo de planos de deslocamento e ruptura. Esse processo resulta em um sistema de cavalgamentos (Fritz *et al.*, 1996) que superpõem às *nappes*, compatíveis com a definição de Boyer & Elliot (1982). Essa distinção entre as *nappes* e os sistemas de cavalgamentos foi formalizada no simpósio *Thrust and Nappe Tectonics*, editado pelo *Geological Society of London* (Dennis *et al.*, 1981).

A velocidade de extrusão das *nappes* pode ser estimada, quantitativamente, por texturas metamórficas e pela definição das principais reações entre as paragêneses minerais. A relação entre o estudo de estruturas desenvolvidas em níveis crustais compatíveis com o metamorfismo na transição fácies anfibolito-xisto verde, daquelas desenvolvidas em crosta superior, na mesma história evolutiva e, atualmente no mesmo espaço, possibilita um avanço na compreensão tectônica dos orógenos.

O sistema de *nappes* Carrancas, local de estudo, é um exemplo da transição entre uma deformação neoproterozóica tipo *thick skinned*, fácies anfibolito-xisto verde, sin-colisional, na borda sul do Cráton do São Francisco, a um sistema de cavalgamento em duplex (Trouw *et al.*, 1984; Campos Neto *et al.*, 2004).

## 2. Objetivos

O principal objeto de estudo é o Grupo Carrancas, com enfoque nas serras de Carrancas, Bicas, Pombeiro, Estância e Galinheiro, que configuram uma estrutura dobrada e falhada sobre antigas rochas do Cráton do São Francisco.

Os objetivos principais da pesquisa são:

- estabelecimento da coluna litoestratigráfica para o Grupo Carrancas na região, com o levantamento de campo de seções-tipo e confronto com as propostas de estratigrafia presentes na literatura;
- reconhecimento das principais fases de deformação sin-metamórficas e da hierarquia entre as zonas de cisalhamento e fases de dobramento, compatibilizando cinemática e vergência das estruturas;
- compreensão da geometria e hierarquia das fases de dobramento pós-xistosas;
- estudo microtectônico das relações entre o metamorfismo, a deformação e a cinemática;
- integração geológica na escala 1: 50.000

### 3. Métodos

A confecção no campo do mapa e dos perfis geológicos, juntamente com a coleta sistemática de dados para a análise estrutural e amostras de rochas orientadas para a petrografia metamórfica com ênfase na microtectônica, foram a base para o desenvolvimento do trabalho.

Foram levantadas colunas litoestratigráficas através de seções geológicas com detalhe (1: 25.000), em domínios ausentes de rupturas importantes e compatibilizadas em um esquema regional de fácies, e se possível, de sistema deposicional (Vail *et al.*, 1977).

A análise estrutural teve como alicerce os estudos clássicos da geometria e hierarquia entre fases de dobramentos superpostos e do comportamento e cinemática de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, cuja base teórica para o estudo encontra-se em Ramsay & Huber (1983 e 1987).

A aliança entre o estudo mesoscópico das estruturas e a microtectônica em lâminas delgadas de amostras orientadas (Passchier & Trouw., 1996), permitirá uma maior consistência aos resultados cinemáticos e sua correlação com as condições térmicas em que dada estrutura se desenvolveu, permitindo projetar, no espaço e no tempo, a progressão da estrutura alóctone.

Métodos computacionais foram utilizados para digitalização do mapa e dos perfis geológicos, além de auxiliarem no tratamento dos dados estruturais. Os principais softwares utilizados serão: Arc Gis 9.X, Corel Draw X3, Stereonet.

### 4. Cronograma das atividades realizadas

**A.** Preparação bibliográfica; **B.** Trabalhos de campo; **C.** Petrografia; **D.** Análise estrutural e confecção do mapa geológico; **E.** Integração, interpretação dos dados; **F.** Entrega dos relatórios.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A		x	x	x	x	x	x					
B			x				x					
C			x	x	x	x	x	x	x	x		
D			x	x	x	x	x	x	x			
E				x	x	x			x	x	x	
F						x					x	

Tabela. 1. Atividades realizadas no decorrer dos meses do ano letivo de 2008.

## 5. Localização e Acessos

A área de estudo localiza-se no sul de Minas Gerais, compreendendo as cidades de Carrancas, Itutinga e Itumirim, próximas a Lavras. Geograficamente a área encontra-se entre as coordenadas geográficas de 21°20'N - 21°30'N e 44°35'W - 44°55'W que configuram parte das folhas topográficas SF-23-X-C-I-3 e SF23-X-C-I-4, Itumirim e Itutinga respectivamente (Fig. 1).

O principal acesso até a região se dá pela BR- 381(Rodovia Fernão Dias), que corta grosso modo N-S o estado de Minas Gerais, e entrando sentido Lavras pela BR-265.

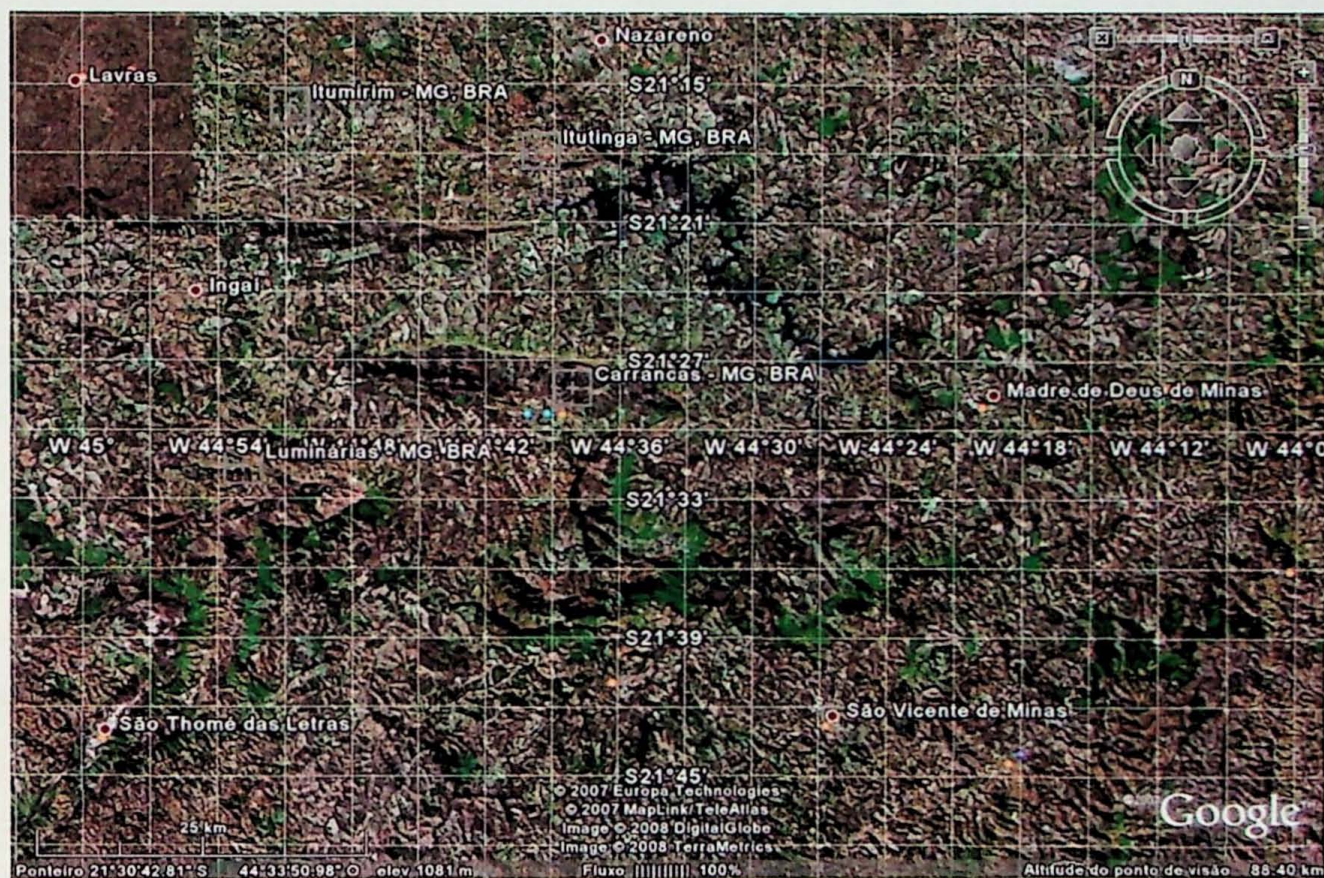


Fig. 1. Imagem extraída do Google Earth mostrando a localização das principais cidades. Nota-se ainda o contraste geomorfológico da Serra de Carrancas sobre o Cráton São Francisco.

## 6. Geologia Regional

### 6.1. Evolução do Conhecimento

Derby (1906) *apud* Pinto *et al* (1991) foi o primeiro a escrever sobre a região, definindo a série Minas como um empilhamento estratigráfico em cinco grupos, separando gnaisses e micaxistos, arenito quartzítico, xisto argiloso, calcário e arenito.

Em 1955 e 1956, Ebert apresentou uma divisão estratigráfica para o centro de Minas Gerais, região pouco metamorfizada em relação à porção sudeste, definindo o Grupo Andrelândia, caracterizado por quartizitos, micaxistos e grauvacas na região de Santa Rita de Ibitipoca e a série Juiz de Fora, caracterizada por gnaisses com granada e sillimanita, além de rochas charnoquíticas e quartizitos feldspáticos.

Na década de 80, um mapeamento mais detalhado da região sul de Minas Gerais foi realizado, onde foram propostos os atuais modelos de deformação e estratigrafia do Grupo São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia (Trouw *et al.*, 1980 ; Ribeiro & Heilbron.,1982; Heilbron., 1985).

## **6.2. Contexto Geotectônico**

A Colagem Brasileira no sudeste brasileiro pode ser sintetizada em dois sistemas orogênicos maiores, Tocantins e Mantiqueira (Brito Neves *et al.*, 1999), ou Faixas Brasília e Ribeira (Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004). O Orógeno Tocantins Meridional e/ou Brasília Meridional registra episódios de subducção e de colisão neoproterozóicos no fechamento de um paleo-oceano Goianides, representando a convergência da Placa Sanfranciscana em subducção sob a Placa Paranapanema (Mantovani & Brito Neves., 2005). Já o Sistema Orogênico Mantiqueira refere-se ao fechamento do paleo-oceano Adamastor onde foram reunidos diacronicamente diversos terrenos e microplacas, tendo sido finalizado pelo Orógeno Araçuaí na convergência da margem passiva oriental Sanfranciscana e o Terreno Juiz de Fora.

## **6.3. Orógeno Brasília Meridional**

Este orógeno representa (Campos Neto *et al.*, 2004) uma pilha colisional de *nappes* entre três terrenos tectônicos principais: domínio de arco magmático desenvolvido na margem continental ativa da Placa Paranapanema (Nappe Socorro-Guaxupé), domínio continental subductado (Terreno Andrelândia) e domínios com afinidades de margem passiva e/ou relacionados à Placa Sanfranciscana (Sistema de Nappes Carrancas e Nappe Lima Duarte)(Fig. 2).

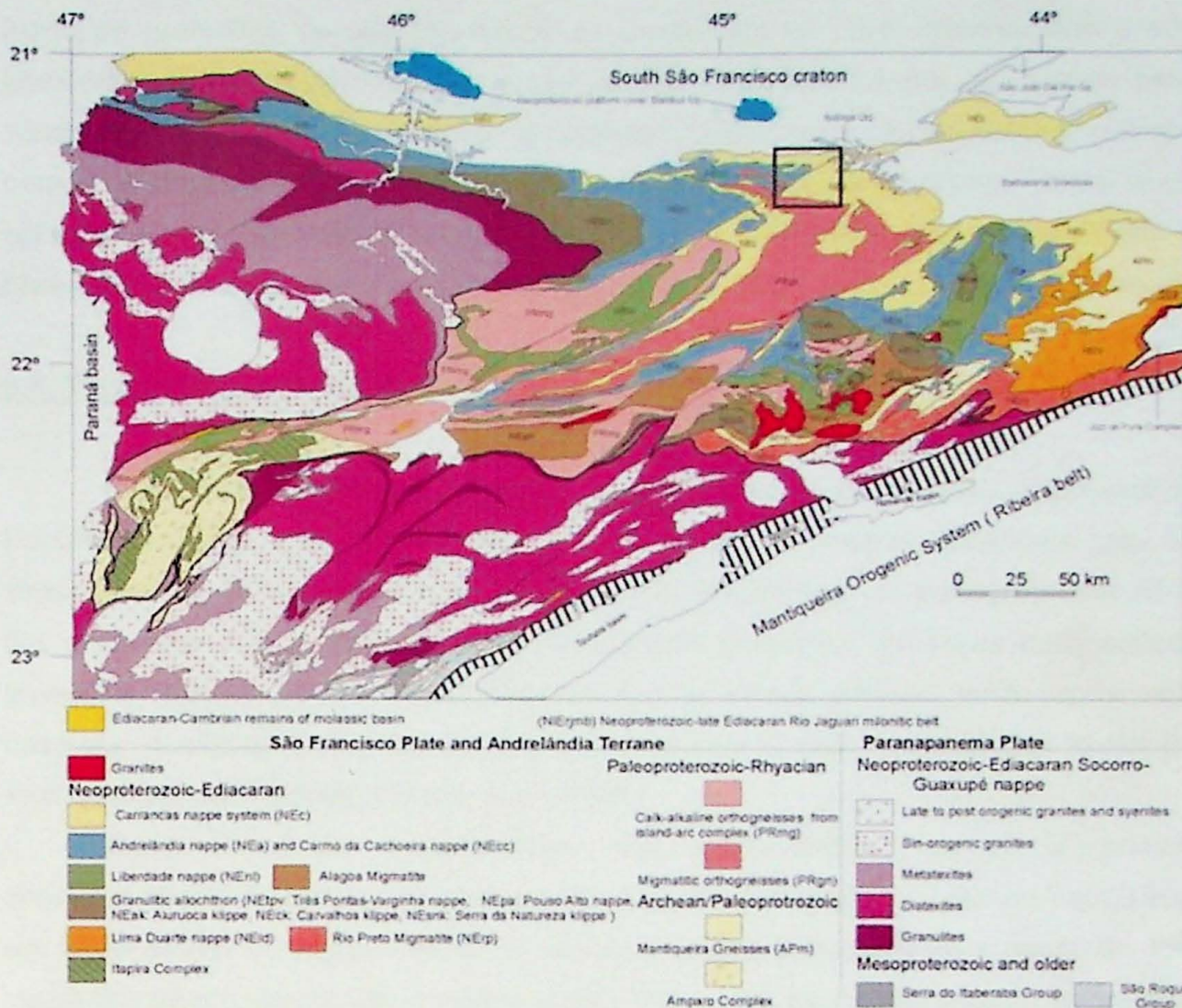


Fig. 2. Mapa geológico do Orógeno Brasília Meridional. (Campos Neto *et al.*, inédito)

#### 6.4. Nappe Socorro-Guaxupé

A Nappe Socorro-Guaxupé é tida como uma espessa lasca de até 15 km de espessura, de idade Neoproterozóica, organizada em uma pilha alóctone e que por sua vez encontra-se segmentada em dois lobos separados por rampas verticais de alto ângulo: Guaxupé (a norte) e Socorro (a sul). Esta pilha é composta por três unidades de crosta continental profunda (Campos Neto e Caby., 2000).

A Unidade Granulítica Basal consiste de granada-biotita-ortopiroxênio-granulito gnaisses bandados, enderbíticos à charnoenderbíticos, com assinatura geoquímica cálcio alcalina e composição intermediária (Janasi., 1999). Na Unidade Diatexítica Intermediária predominam biotita-granada diatexitos graníticos rosados, derivados da fusão por quebra de biotita, de fontes metaluminosas a peraluminosas (Haddad *et al.*, 1997). Por fim, a Unidade Migmatítica Superior possui mesossomas com assinaturas químicas e isotópicas de metagrauvacas e de metapelitos (Janasi., 1999).

Supersuítas magmáticas ocorrem em diferentes níveis estratigráficos da nappe, compondo corpos de dimensões batolíticas. As suítas mais profundas são derivadas da

fusão de granulitos da unidade basal, ao passo que no nível intermediário predominam granitóides híbridos, produtos da contaminação da crosta inferior por rochas básicas de zonas de subducção. Os batólitos apresentam composição cálcio-alcalina, ocorrendo em corpos descontínuos, intrusivos e/ou *in situ* na porção superior da nappe. Todas as unidades apresentam foliação metamórfica de baixo ângulo, com indicadores cinemáticos de topo para ENE, e lineação mineral desenvolvida em condições de deformação não-coaxiais.

### **6.5. Terreno Andrelândia**

O Terreno Andrelândia é um sistema de nappes de alta pressão sotopostas à Nappe Socorro-Guaxupé, com transporte para ENE e NE. As nappes superiores (ca. 5 km de espessura), de alta pressão e alta temperatura, são compostas principalmente Rt-(Sil)-Ky-Grt granulitos com intercalações de (Ky-Grt-Bt) quartzitos, gnaisses calciosilicáticos e granulitos básicos. Já as nappes inferiores, apenas de alta pressão, estão representadas na base por quartzitos com intercalações de micaxistos e, regionalmente por Rt-Grt-Bt-Pl-Qtz xisto/gnaiss homogêneo. (Trouw *et al.*, 1984)

Duas trajetórias metamórficas são reconhecidas, sendo a primeira de descompressão isotérmica, estando registrada nos Ky granulitos basais da nappe superior e em metabásicas da nappe inferior. A descompressão é equivalente a perda de 15 Km de carga litostática para os Ky-granulitos e até 30 Km para as metabásicas, a temperaturas em torno de 700°C e 670°C respectivamente. A segunda trajetória é de aquecimento semi-isobárico e está registrada no topo e na retaguarda das nappes.

### **6.6. Nappe Lima Duarte**

A Nappe Lima Duarte localiza-se no terreno oriental do sistema orogênico, sendo cavalgada a SE pela Nappe Aiuruoca-Andrelândia e cavalgando o Sistema de Nappes Carrancas. Difere do Terreno Andrelândia principalmente no conteúdo litológico e no registro metamórfico, consistindo de quartzitos muito grossos, recristalizados em textura milonítica, onde ortoquartzitos predominam sobre quartzitos imaturos com restritas facies ferríferas bandadas. Os quartzitos ocorrem em lascas espessas de até 750 m, imbricadas com Sil-Grt-Bt gnaisses migmatíticos, com intercalações esparsas e delgadas de gnaisses cálciosilicáticos. Biotita gnaisses e Grt-Bt gnaisses homogêneos predominam na retaguarda. Ocorre um núcleo Mesoarqueano, inserido como uma lâmina na estrutura alóctone de Hbl-Bt gnaisses tonalito-trondjemíticos migmatíticos e polimetamórficos. Na porção sul da estrutura, o pacote metassedimentar se dispõe descolado sobre os Migmatitos Rio Preto. Ainda nesta porção, as lineações minerais indicam fluxo da nappe para ENE, enquanto que mais a norte, o fluxo sofre uma ligeira inflexão para ENN. A estruturação metassedimentar

superior é em forma de duplex rúptil, *thin-skinned*, posterior a foliação de vergência para NW (Campos Neto *et al.*, 2004).

A presença de ortopiroxênio e sillimanita em quartzitos (Vilela, 2000) indica condições de ultra-alta temperatura na região de Lima Duarte. Granulitos básicos ocorrem tendo atingido 950°C – 12 Kbar, com um resfriamento quase isobárico, a uma profundidade de 35 Km, com injeção sin-metamórfica de magma de composição intermediária. Já os paragneisses não atingiram temperaturas maiores do que 800°C, apesar de já terem experimentado alguma anatexia. Este contraste parece indicar que o transporte da seqüência de paragneisses ocorreu independente ao transporte dos quartzitos.

### **6.7. Sistema de Nappes Carrancas**

O sistema de nappes Carrancas compreende uma seqüência metassedimentar organizada em quatro escamas de cavalgamento que constituem o terreno frontal do Orógeno Brasília Meridional e/ou Tocantins Meridional. Este é cavalgado pelo Sistema de Nappes Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2004) e pela Nappe Lima Duarte (Campos Neto *et al.*, 2004) e recobre aparentemente em contato tectônico, os gnaisses antigos da borda sul do cráton do São Francisco.

O Grupo Carrancas (Trouw *et al.*, 1980, 1984) é constituído por Ms quartzitos placosos sobre Mag-Ms-Bt-Qtz gnaisses (Fm. São Tomé das Letras), seguidos por Grt-Qtz-Ms xistos, no geral grafíticos e com lâminas rítmicas de quartzito fino e níveis discretos de metacalcários (Fm. Campestre). Biotita gnaisses granodioríticos finamente bandados e Hbl-Bt gnaisses bandados, constituem a infraestrutura com intrusões de corpos discretos de rochas meta-ultramáficas. (Almeida, 1998).

A idade da deposição da pilha metassedimentar é admitida no Neoproterozóico, cujas análises U-Pb<sub>Zr</sub> em cristais detríticos de dois níveis de quartzito (Valladares *et al.*, 2001) forneceram idades de até 1,04 Ga, uma delas com população modal de 1,2-1,3 Ga, para a área-fonte do pacote metassedimentar. A posição paleogeográfica de margem passiva da borda sul da Placa Sanfranciscana tem sido referida por Ribeiro *et al.* (1995), Trouw *et al.* (2000), Campos Neto (2000).

O metamorfismo a 570 Ma (Valeriano *et al.*, 2004; Campos Neto *et al.*, 2004), aumenta de norte para sul, da facies xisto-verde a facies anfíbolito, em um padrão invertido (Ribeiro e Heilbron., 1982; Heilbron., 1985; Campos Neto e Caby., 1999). A foliação metamórfica é plano-axial de dobras recumbentes e de dobras em bainha (Trouw *et al.*, 1984), contemporâneas ao descolamento das nappes, e encontra-se recortada por uma crenulação/transposição plano axial de dobras com flancos NE e vergência para NW, pós-cavalgamento.

### 6.7.1. Estratigrafia do Grupo Carrancas

É considerado como embasamento dos metasedimentos, um biotita gnaiss tonalítico bandado com estruturas migmatíticas intensamente deformadas. Os metasedimentos são divididos (Ribeiro & Heilbron, 1982) em três fácies sedimentares alóctones que constituem o Grupo Carrancas- Alóctone e uma fácies metasedimentar tida como autóctone. A faixa de filitos grafitosos e biotita xistos, ambos em contato com o embasamento na área de Itumirim e ao sul de Itutinga, são interpretados como autóctones, além dos xistos em Madre de Deus. São considerados alóctones os quartzitos e os xistos que ocorrem na região de Itumirim- Carrancas- Minduri e Luminárias. Próximo ao contato dos metasedimentos com o embasamento, em Luminárias, dispõem-se tectonicamente intercalados evidenciando uma zona de cisalhamento.

#### *- Fácies sedimentar Itumirim- Carrancas- Minduri (Alóctone)*

Esse fácies sedimentar é subdividido em duas formações: Formação São Tomé das Letras e Formação Campestre (Ribeiro & Heilbron, 1982).

A Formação São Tomé das Letras é composta basicamente por um quartzito micáceo, com muscovita esverdeada e turmalina que ocorrem freqüentemente associadas a opacos. Ocorrem ainda níveis ricos em cianita, níveis de quartzito maciços, filitos ou xistos com muscovita verde, além de níveis esporádicos de micro-metaconglomerados ao sul de Itumirim. O quartzito possui variações texturais sendo no geral de granulação fina a média, podendo se tornar de granulação grossa. A espessura estimada da formação é de 50 a 100m, dispondo-se no mapa em grandes lentes.

Já a Formação Campestre é caracterizada pela alternância em diferentes escalas de quartzito com muscovita branca, mica cinzenta grafitosa e quartzo-muscovita filitos ou xistos, apresentando turmalina e ilmenita como minerais acessórios comuns. Na base da formação ocorre um nível de granada- cloritóide filito que na serra do Pombeiro, devido ao metamorfismo, se transforma em granada- estaurolita xisto.

#### *- Fácies Três Pontas- Luminárias (Alóctone)*

Nesse fácies as Formações São Tomé das Letras e Campestre apresentam gradações verticais e laterais, contrastando com o fácies Carrancas, cujo contato é brusco.

A Formação Campestre consiste de filitos e xistos mais ou menos grafitosos com bancos de quartzo subordinados. Já a Formação São Tomé das Letras na Serra da Vargem Grande é composta de quartzitos micáceos com muscovita verde e pequenas intercalações

de quartzitos mais maciços, filito com mica verde e quartzitos bandados com níveis de filitos grafitosos.

Níveis esporádicos de filitos grafitosos encaixados no quartzito são observados em Luminárias. Na Serra Mandembe, juntamente com a transformação de filitos em xistos, surgem estaurolita e cianita.

#### *- Fácies São Tomé das Letras- Conceição de Rio Verde (Alóctone)*

Na Serra de São Tomé das Letras o principal litotipo é um muscovita verde quartzito capeado por um filito de micas verdes. Ocorrem localmente bancos de quartzitos maciços, grosseiros até micro-metaconglomeráticos. A base da Serra de São Tomé é constituída por xistos grafitosos associados à biotita xistos e quartzitos, intercalados com biotita gnaisses.

Essa região é interpretada como uma zona de mistura tectônica com lentes de metassedimentos encaixadas nos gnaisses do embasamento. Entre esses gnaisses, litotipos muito semelhantes ao do Grupo Andrelândia são observados. Devido a este fato, a zona de mistura tectônica é interpretada (Ribeiro & Heilbron.,1982) como zona de transição para o Grupo Andrelândia, que pode ser verificada na continuação direta da Serra de São Tomé a sul, com o muscovita verde quartzito mudando lateralmente e gradualmente para quartzito e quartzito xisto com muscovita e sillimanita.

#### *- Fácies metassedimentar autóctone*

Esse fácies é composto por um biotita xisto homogêneo, além de quartzitos, filitos e xistos equivalentes ao da Formação Campestre.

O biotita xisto é composto de quartzito, clorita, muscovita e biotita, contendo como minerais acessórios mais comuns carbonato, apatita, plagioclásio, turmalina e opacos. Esse biotita xisto está sobre os filitos grafitosos, separados por uma zona de transição gradual que contém quartzitos e xistos com biotita e grafita. Outra característica desta zona de transição é o enriquecimento de feldspato nos metassedimentos e o biotita xisto que se torna semelhante ao do Grupo Andrelândia. Intercalado no biotita xisto de Madre de Deus ocorre um nível de metaconglomerado e um de metacalcáreo, além de quartzitos.

#### 6.7.2. Estrutural

A repetição imbricada das unidades metassedimentares com fatias do embasamento gnáissico está relacionada com a primeira fase de deformação D1, assim como uma clivagem penetrativa S1 que se desenvolveu em condições metamórficas do início da fácies

xisto verde (Trouw *et al.*, 1982). Muitas dobras são correlacionáveis a esta fase, por terem sido redobradas em D2 resultando em um padrão de interferência.

No evento deformacional D2, formaram-se dobras em diversas escalas, em geral fechadas e recumbentes que crenulam a clivagem S1. A xistosidade S2 gerada neste evento constitui a foliação predominante na área. Os eixos das dobras D2 possuem orientação aproximada E-W ou SE-NW, e são praticamente paralelos a uma lineação de estiramento mineral L2.

Trouw *et al.*, (1982) propõem duas principais fases de deformação, D2 e D3. Admite-se que durante D2, verdadeiras dobras em bainha ("sheath folds") se formaram achatadas na superfície S2, com eixos de alongação sub-paralelos a lineação de estiramento mineral, que viram quase 180° dentro da superfície S2 sem resultar em padrão de interferência, sendo interpretado como cortes de dobras em bainha. É comum em zonas de cisalhamento, a lineação de estiramento mineral ser paralelo ao eixo das dobras, sendo, porém esse fato ainda não é muito bem explicado, mas alguns modelos já foram propostos (Williams & Zward., (1977); Hobbs *et al.*, (1976); Trouw, (1973)). Durante o cisalhamento D2, dobras previamente formadas, foram deformadas passivamente, de modo que os eixos giraram progressivamente na direção x do elipsóide de deformação, afetando qualquer elemento linear (Ramsay, 1967).

A sinformal recumbente que sustenta as Serras de Itumirim, Carrancas e Minduri é um exemplo dessa deformação D2, com lineações de estiramento paralelas aos eixos de dobras parasíticas, e mudanças bruscas da direção de estiramento associadas às dobras em bainha. Já no Grupo São João Del Rei a deformação D2 é menos intensa, gerando dobras abertas e suaves.

A fase de deformação D3 é caracterizada por superfícies axiais íngremes e duas grandes zonas de cisalhamento. As zonas de cisalhamento possuem centenas de metros de largura, sendo a faixa central composta de milonitos bordejados por zonas de dobramento. Além dessa deformação dúctil são encontradas falhas na faixa central do tipo rúptil- dúctil. A deformação D3 foi muito heterogênea, limitando-se nas zonas de cisalhamento NE- SW com movimentação dextral, causando um giro da lineação L2 dentro da foliação S2. Tal tipo de deformação foi estudado por Ramsay (1967) que observou que superfícies com lineação, quando dobradas com eixo perpendicular à camada, sofrem uma torção que só as lineações podem evidenciar. À medida que se afasta das faixas centrais, ocorre uma mudança das superfícies axiais S3, assim como das lineações de crenulação L3 que geometricamente possuem o mesmo significado de eixo de dobra.

### 6.7.3. Metamorfismo

O metamorfismo aos quais os metassedimentos foram submetidos é do tipo pressão intermediária (Barrowiano), caracterizado pela paragênese de granada, estaurolita e cianita, e aumenta no geral de norte para sul, desde o fácies xisto verde até o fácies anfibolito alto que marca o aparecimento de sillimanita.

O padrão das isógradas metamórficas foi estabelecido durante D1 e D2, onde o metamorfismo atingiu o seu auge com o crescimento sin-tectônico de porfiroblastos de granada e estaurolita (Trouw *et al.*, 1982). Durante o evento D3 de deformação, que atuou na área após a diminuição da temperatura, houve uma deformação rúptil-ductil nas isógradas metamórficas. É o caso da região de São Vicente de Minas onde uma falha D3 ocasionou um “pulo” metamórfico, colocando lado a lado rochas em fácies anfibolito alto e rochas em fácies xisto verde.

Nas serras do Pombeiro e de Carrancas são mapeadas três isógradas metamórficas que são oblíquas à direção das camadas, passando dos metassedimentos alóctones para os autóctones não havendo pulo metamórfico. Esse fato evidencia que as isógradas foram estabelecidas após os empurrões D1 responsáveis pelo empilhamento dos fácies alóctones sobre os autóctones (Ribeiro *et al.*, 1982).

Feições de retrometamorfismo são observadas com crescimento pós-D3 de clorita, cloritóide e muscovita.

## **7. Geologia Local**

### **7.1. Descrição das unidades litoestratigráficas**

#### 7.1.1. Quartzitos

Esta unidade possui uma ampla distribuição pelas serras, estendendo-se desde a Serra das Bicas, porção sudeste da área, até a Serra da Estância, na porção noroeste, constituindo grande parte da estrutura. Apresenta caráter heterogêneo, onde além de leves variações composicionais no pacote quartzítico, ainda ocorrem intercalados níveis de xistos grafitosos que vão de milimétricos a centimétricos. Essas intercalações aumentam à medida que se aproxima da unidade dos xistos.

No geral a unidade é composta por quartzitos inequigranulares, de granulação fina à média, levemente micáceos ( $\geq 5\%$  de muscovita), com estrutura foliada e textura granoblástica. Os cristais de muscovita, dispersos na matriz granoblástica, estão orientados na foliação principal e oblíqua, porém não definem leitos lepdoblásticos (Foto. 3).

Gradam tanto lateral quanto verticalmente para muscovita quartzitos, intercalados com muscovita-quartzo xisto (Qtz=75%, Ms=25%), ambos contendo muscovitas esverdeadas quando vistas macroscopicamente. Nesses litotipos formam-se agregados lenticulares, menores que um milímetro (Foto. 1), com textura lepidoblástica definida por cristais orientados de muscovita. Associados a esses quartzitos micáceos ocorrem, localmente, níveis decimétricos a métricos de um muscovita xisto de granulação média a grossa, de cor verde, com textura lepidoblástica e estrutura foliada, composto basicamente de muscovita e tendo como acessórios turmalina e opacos (Foto. 2).

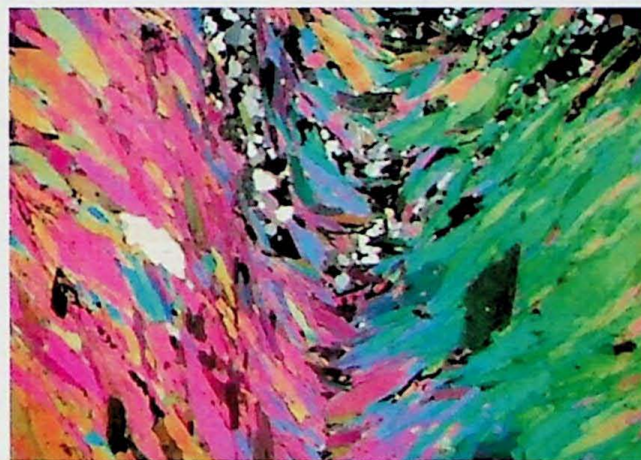
Apenas na serra de Carrancas, em corpos isolados, verificou-se um ortoquartzito de granulação grossa, estrutura foliada e textura fortemente granoblástica.

Além de quartzo e muscovita, trivialmente encontrados compondo a matriz, observa-se menos comumente e subordinadamente cristais de microclínio e plagioclásio ( $\geq 5\%$ ), além de raramente biotita e cianita. Como minerais acessórios comuns desta unidade tem-se turmalina, zircão e opacos, e esporadicamente pequenos cristais xenoblásticos de granada.

Em apenas uma lâmina delgada, pertencente a serra do Galinheiro, ocorre em um nível preferencial, porfiroblastos de cianita em meio à matriz quartzítica. Também, com apenas uma ocorrência, foi descrito um muscovita quartzito com enorme quantidade de minerais pesados e opacos que compõem aproximadamente 60% da rocha. Dentre esses minerais pesados estão turmalina, zircão, rutilo, monazita e epidoto, mostrando alto índice de minerais ultra-estáveis (Foto. 4).



**Foto. 1** (Car-VI-27b). Quartzito com lentes lepidoblásticas de muscovita e contato sub-polygonizado entre os cristais de quartzo que compõem a matriz granoblástica. Notar o aspecto anastomosado da foliação. (Lado maior 6,5mm)



**Foto. 2** (Car-IX-30a). Muscovita xisto de granulação grossa com lentes de quartzo granoblásticas dobradas com plano axial paralelo a foliação principal crenulada. (Lado maior 10,4mm)



Foto. 3 (Car-III-2a). Quartzito de granulação média e textura granoblástica; aspecto retilíneo da foliação com finos cristais de muscovita oblíquos a foliação. (Lado maior 3,25mm)

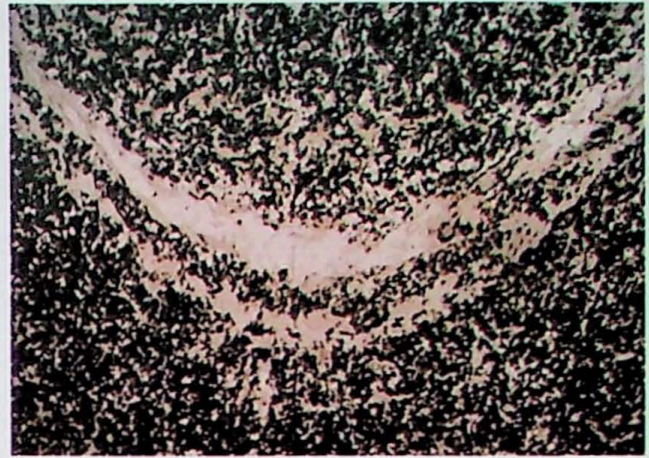


Foto. 4 (Car-VII-36b) Porções intercaladas no quartzito micáceo com alto percentual de minerais opacos, epidoto, rutilo e turmalina; foliação dobrada. (Lado maior 10,4mm)

### 7.1.2. Xistos grafitosos

Juntamente com a unidade dos quartzitos, esta unidade distribui-se amplamente na região. Ao longo da estrutura, esses xistos mostram variações composicionais, além de variações mineralógicas e texturais relacionadas ao metamorfismo que atuou de modo diferencial ao longo da área. É muito comum nesta unidade intercalações de lentes de quartzito, com espessuras que variam de milímetros a poucos centímetros.

A porção nordeste da área, correspondente as serras da Estância e Pombeiro (alinhamento W-E), e é representada por clorita- cloritóide- quartzo- muscovita xistos grafitosos, que gradam metamorficamente a granada, estaurolita e cianita ( $\leq 5\%$ ), e por variações composicionais da mesma. A rocha no geral é inequigranular fina a média, estrutura foliada e texturas que mudam de acordo com a mineralogia. Nas bandas com predomínio de cloritóide sobre cloritas e muscovitas, a textura torna-se nematoblástica, onde cristais prismáticos de cloritóide definem a foliação principal (Foto. 5). Normalmente há predomínio da textura lepidoblástica, e adquirindo localmente porfiroblástica conferida por cristais idioblásticos e esparsos de granadas (até 1mm de diâmetro) e cloritóide. São presentes lentes e bandas milimétricas, de textura granoblástica, compostas exclusivamente por quartzo de granulação média, e com contatos sub-poligonizados entre os cristais.

Nas serras do Galinheiro, Carrancas e Bicas, porções sul e sudeste da área, os xistos grafitosos adquirem uma textura porfiroblástica predominante, podendo chegar a ter até 30% de porfiroblastos na rocha. Representa esta unidade, granada- estaurolita- muscovita xistos  $\pm$  quartzo, além das variações entre esses membros mineralógicos (Qtz=5-20%, Ms=30-40%, Grt=10-15%, St=10-20%) (Foto. 6). A matriz lepidoblástica é definida por muscovitas orientadas de granulação fina a média, e é marcada pela ausência de cloritóide sin-cinemáticos, presentes apenas na Serra do Galinheiro. Substituindo granada e estaurolita é comum ocorrer clorita e cloritóide. Os porfiroblastos de granada possuem

dimensões que vão de 3mm a quase 1cm de diâmetro, sendo na maioria das vezes euédricos e/ou xenomórficos com bordas de reação, e contendo muitas inclusões de quartzo, muscovita e cloritóide. Já os porfiroblastos de estaurolita, com hábito prismático e em média 3mm de comprimento no eixo de alongação, desenvolvem uma forte foliação interna dada por inclusões de grafita, e podem definir bandas com textura nematoblástica. Também são muito comuns leitões milimétricos de quartzo granoblástico sigmoidais intercalados que variam no seu percentual.

Como minerais acessórios comuns desta unidade ocorrem zircão, turmalina, opacos e rutilo.



Foto. 5 (Car-I-48A). Aspecto geral do cloritóide- muscovita xisto crenulado com ênfase nas bandas de textura nematoblástica compostas de cloritóides prismáticos finos sin-S2 crenuladas. (Lado maior 3,25mm)

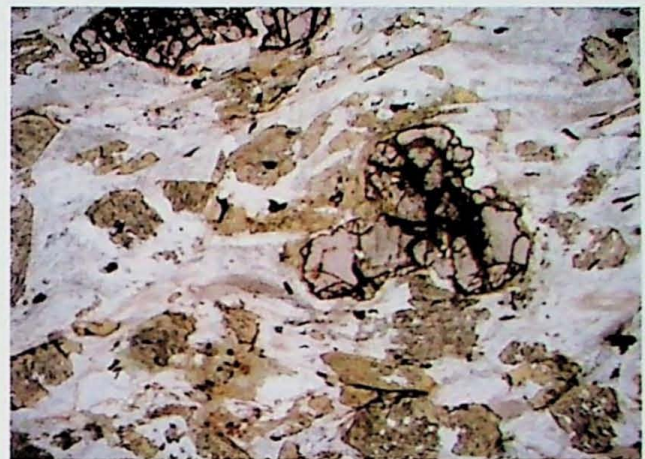


Foto. 6 (Car-IX-1A). Aspecto geral dos xistos grafitosos com enorme quantidade de porfiroblastos de granada e estaurolita pré- cinemáticos. (Lado maior 10,4mm)

### 7.1.3. Unidade de intercalação dos quartzitos e xistos grafitosos

Esta unidade, também distribuída nas serras, ocorre na transição dos quartzitos para xistos grafitosos de modo gradacional. É constituída pelos mesmos quartzitos e xistos grafitosos descritos anteriormente, e difere-se apenas pelo fato de possuir intercalações que variam de decimétricas à decamétricas, não sendo mapeáveis na escala de trabalho.

### 7.1.4. Clorita- muscovita xisto

É uma unidade de pequena dimensão que ocorre restritamente na Serra da Estância e Galinheiro e que representa uma variação lateral de fácies dos xistos grafitosos. Uma característica marcante desta unidade é a ausência de grafita na composição da rocha, propiciando o tom esverdeado ao invés de acinzentado como nos xistos grafitosos.

A rocha é esverdeada, composta basicamente de clorita (20%) e muscovita (50%), com finas lentes de quartzito (30%) intercaladas. Possui estrutura foliada e textura

predominantemente lepidoblástica com lentes granoblásticas de quartzo. É inequigranular média e localmente apresenta muitos porfiroblastos de magnetita octaédricos de aproximadamente 2mm. Os cristais de clorita definem a foliação lepidoblástica sendo sin-Sn.

#### 7.1.5. Biotita xisto

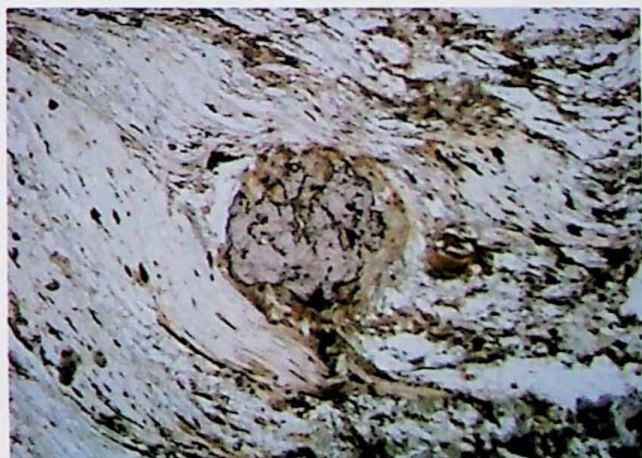
Ausente nas serras está unidade compõe grande parte das baixadas localizadas entre as serras da Estância e do Galinheiro, e entre a de Carrancas e do Pombeiro, aflorando geralmente em grandes lajes.

Possui tom acinzentado semelhante aos xistos grafitosos, porém não possui grafita e a cor cinza se deve ao conteúdo de biotita. Nesta unidade é comum a presença de muitos veios de quartzo com espessuras centimétricas que podem estar discordantes ou concordantes com a foliação, e muitas vezes apresentam-se dobrados com plano axial paralelo a foliação.

A rocha possui estrutura foliada com granulação fina a média, e é composta basicamente de biotita (15 - 25%), muscovita (25%), clorita (10 - 15%), quartzo (25 - 30%) e granada (5%). Subordinadamente ocorrem na matriz cristais de plagioclásio e raramente carbonato intersticial além de opacos. Sua textura é marcada por uma alternância de leitos lepidoblásticos definidos por cristais de biotita, clorita e muscovita que predominam sobre os leitos granoblásticos compostos de quartzo que se arranjam muitas vezes em forma de sigmóides dobrados (Foto. 7). A foliação principal é marcada pelos cristais de muscovita, clorita e biotita, sendo sin-S2. Já os porfiroblastos de granada são sempre pré-cinemáticos em relação à foliação principal S2 e com dimensões aproximadas de 2mm de diâmetro. Comumente estão sendo substituídos nas bordas por biotita e clorita (Foto. 8) em S2 e pós-cinemáticamente onde se formam as vezes pseudomorfos de granada. A foliação principal S2 ainda se apresenta crenulada sem geração de uma foliação.



**Foto. 7** (Car-I-14). Aspecto geral do biotita xisto com lente granoblástica de quartzo ondulada. (Lado maior 3,25mm)



**Foto. 8** (Car-I-14). Porfiroblasto de granada pré- S2 sendo substituído nas bordas por clorita e biotita pós-cinemáticas. (Lado maior 3,25 mm)

#### 7.1.6. Biotita gnaissé fino

Esta unidade ocorre tanto na face norte da escarpa da Serra de Carrancas como nas partes mais baixas a sul da serra, compondo a infra-estrutura da *klippe* na porção sul da área. Aflora de modo menos abundante em relação as outras unidades, e muitas vezes em grau de alteração elevado.

O biotita gnaissé é homogêneo, possui estrutura com bandamento milimétrico e textura granolepidoblástica. Quando alterada nota-se a alternância dos leitos caulíníticos brancos e leitos arroxidados mais ricos em biotita. Em secções delgadas observaram-se que os cristais de biotita (15%- 20%) na maioria das vezes não definem leitos lepidoblásticos, estando dispersas na matriz constituída de quartzo, plagioclásio (5%-10%) e microclínio ( $\geq 5\%$ ) cujos contatos entre os cristais são irregulares. Comumente estão presentes como acessórios opacos e epidoto.

#### 7.1.7. Granito Gnaissé

Disposta na porção norte da área, sob as serras da Estância e do Pombeiro, esta unidade representa o embasamento cratônico dos metassedimentos e a infra-estrutura da *klippe*.

São ortognaisses hololeucocráticos, inequigranulares de granulação fina a grossa, e estrutura levemente foliada às vezes incipiente. Quando próximo a zonas de cisalhamento a estrutura se torna finamente foliada e caráter protomilonítico, com presença de porfiroclastos de K-feldspato rotacionados com sombra de pressão, menores que um centímetro, em meio a uma matriz de granulação fina (Foto. 9).

Basicamente são constituídos de quartzo (35%), microclínio (30%) e plagioclásio (20%), e subordinadamente possuem biotita, muscovita, hornblenda, clorita, titanita, epidoto, zoizita além de opacos, que juntos chegam a totalizar 15% da rocha. Por quase não conter filossilicatos a textura é granoblástica com contatos lobados entre os cristais de feldspato e quartzo.

Grandes cristais de microclínio possuem inclusões de plagioclásio que contêm inúmeras inclusões finas de muscovita, epidoto e zoizita. Os cristais de plagioclásio geralmente apresentam a geminação polissintética levemente deformada formando "*kinks*" (Foto. 10). Já os cristais de microclínio apresentam lamelas de exsolução. Mirmequitas surgem intersticialmente nos contatos do plagioclásio com o microclínio.

Os cristais de biotita e clorita estão presentes tanto orientados na foliação como pós-cinemático desorientados.



**Foto. 9** (Car-I-5). Ênfase no caráter milonítico do gnaíse, com porfiroclastos de microclínio contendo sombra de pressão, e matriz finamente recristalizada dinamicamente (Lado maior 10,4mm).



**Foto. 10** (Car-I-12). Porfiroclasto de plagioclásio com inclusões de zoizita; geminação polissintética deformada (kink); contato lobado entre os cristais de feldspato (Lado maior 3,25mm).

### 7.1.8. Outras Ocorrências

#### *- Rochas metabásicas*

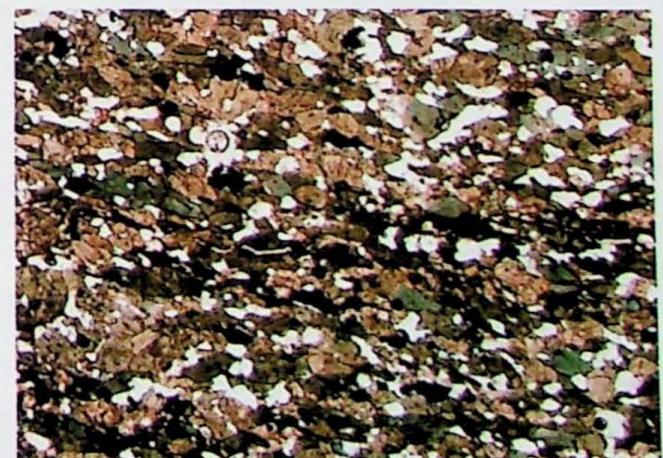
Foram mapeados corpos de rochas metabásicas a norte das serras do Pombeiro e Estância (Anexo 1) além de algumas ocorrências pontuais. Alguns litotipos são encontrados como: clorita- actinolita xisto, hornblenda anfibolito, além de variações texturais.

O clorita- actinolita xisto possui granulação média, estrutura foliada e textura nematoblástica definida por cristais prismáticos de actinolita. A clorita dispõe-se intersticial por entre o arranjo nematoblástico (Foto. 11).

Já o hornblenda anfibolito possui granulação média, estrutura foliada e textura granonematoblástica com cristais de plagioclásio em contatos retilíneos com os cristais de hornblenda orientados na foliação (Foto. 12). Esse mesmo anfibolito ocorre às vezes com piroxênios cálcicos sendo substituídos por anfibólios nas bordas, correspondendo possivelmente aos núcleos de corpos que foram menos hidratados durante o metamorfismo.



**Foto. 11** (Car-VI-144). Aspecto geral do actinolita xisto. (Lado maior 3,25mm)



**Foto. 12** (Car-VIII-161). Hornblenda anfibolito com textura granonematoblástica. (Lado maior 3,25mm)

### - Rochas meta ultra-máficas

Distribuí-se em corpos isolados de pequeno porte, cujas dimensões não foram definidas. Macroscopicamente são rochas de coloração verde escuro, alta densidade e estrutura maciça. Em seções delgadas observou-se que é composta basicamente de serpentina (90%) e clorita (10%). Os cristais de serpentina possuem hábito fibrorradial e encontram-se desorientados compondo a matriz, juntamente com clorita intersticial. A rocha adquire em certas porções textura blasto-porfirítica com grandes placas retangulares de serpentina, interpretadas como possíveis pseudomorfos de piroxênios.

### - Pegmatitos

A ocorrência desses corpos pegmatóides restringe-se apenas a leste da serra das Bicas. Dispõe-se em corpos tabulares concordantes ou discordantes da foliação, possuindo geralmente estrutura levemente foliada. É composto de quartzo, k-feldspato e muscovita bem esverdeada, sendo a granulação grossa a muito grossa.

Observa-se associada a esses pegmatitos uma mineralização com grandes quantidades de hematita confirmada pela difratometria de raio-X (Fig. 3). Nos locais onde foram observadas essas mineralizações, nota-se que a estrutura dos pegmatitos se torna muito foliada com aspecto milonítico marcado por porfiroclastos de k-feldspato. A mineralização ocorre também sin- cinemática a foliação milonítica.

Também a partir da difratometria de raio-X, pode-se detectar teores anômalos de cromo, vanádio e bário nas muscovitas esverdeadas (Fig. 3).

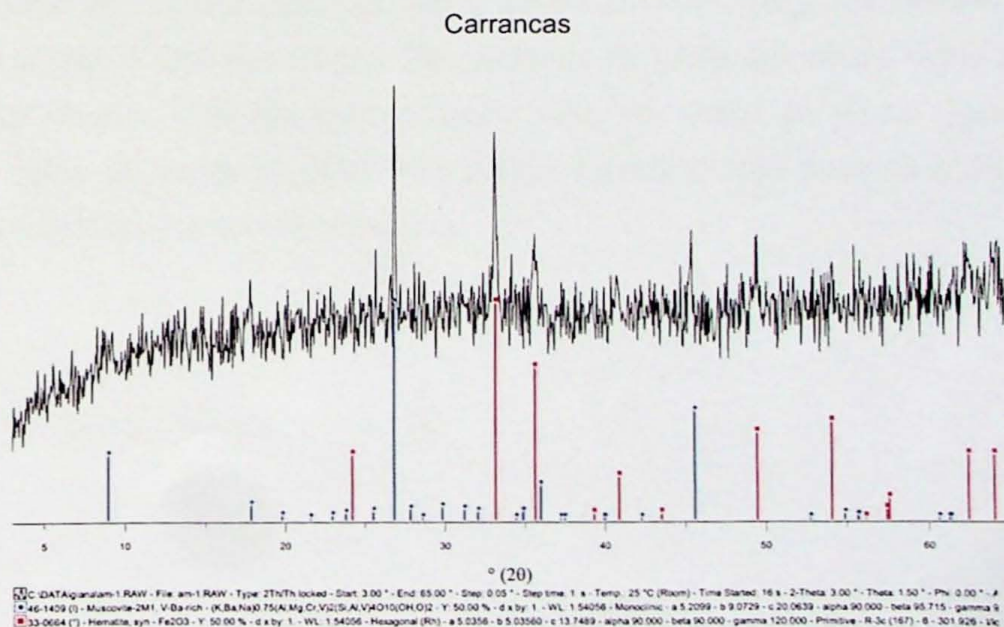


Fig. 3. Difratometria de raio-x revelando apenas hematita na mineralização e teores anômalos de Cr, V e Ba.

## 7.2. Litoestratigrafia

O Grupo Carrancas é composto por metassedimentos de fácies xisto verde/anfibolito, com idade deformacional neoproterozóica. São basicamente quartzitos e xistos grafitosos, dispostos, respectivamente, na base e no topo da seqüência e que admitem uma unidade intermediária onde se intercalam (Fig. 4). Na serra do Pombeiro observa-se que os xistos grafitosos gradam lateralmente para uma fácies sedimentar de ambiente menos redutor, um clorita-muscovita-quartzo xisto. A espessura estimada desse pacote pelito-psamítico é de aproximadamente 300m, sendo estimado em seções geológicas (Anexo 2; Fig.4) na escarpa da serra de Carrancas e na serra do Pombeiro.

Esta seqüência metassedimentar está estruturada em uma *klippe*, alóctone sobre as rochas antigas, arqueano-paleoproterozóicas, da borda do cráton São Francisco. São representadas por três diferentes tipos de gnaisses: um biotita gnaisse cinza, de composição tonalítica e estrutura finamente bandada, com corpos subordinados de rochas meta-ultramáficas; um biotita gnaisse de granulação média à grossa com estruturas migmatíticas, onde ocorrem pequenos corpos tabulares métricos de rochas meta-básicas; e um granito gnaisse hololeucocrático porfirítico, levemente foliado e milonítico-porfiroclástico em zonas de cisalhamento direcionais.

Na serra de Carrancas ortognaisses migmatíticos recobrem, em contato tectônico, os quartzitos e xistos, evidenciando zonas de cavalgamento que truncam os limites da *klippe* (Anexo 2).

A unidade do biotita xisto encontra-se em contato tectônico sobre a seqüência metassedimentar do Grupo Carrancas. Aflora geralmente em estruturas sinformais fechadas relacionadas a quarta fase de deformação. Apenas na serra das Bicas, onde a estrutura é uma sinformal aberta, o biotita xisto aparece tanto por baixo do grupo Carrancas como também por baixo do biotita gnaisse mais antigo. Essa inversão deve-se a diversas zonas de cavalgamento com transporte para leste.

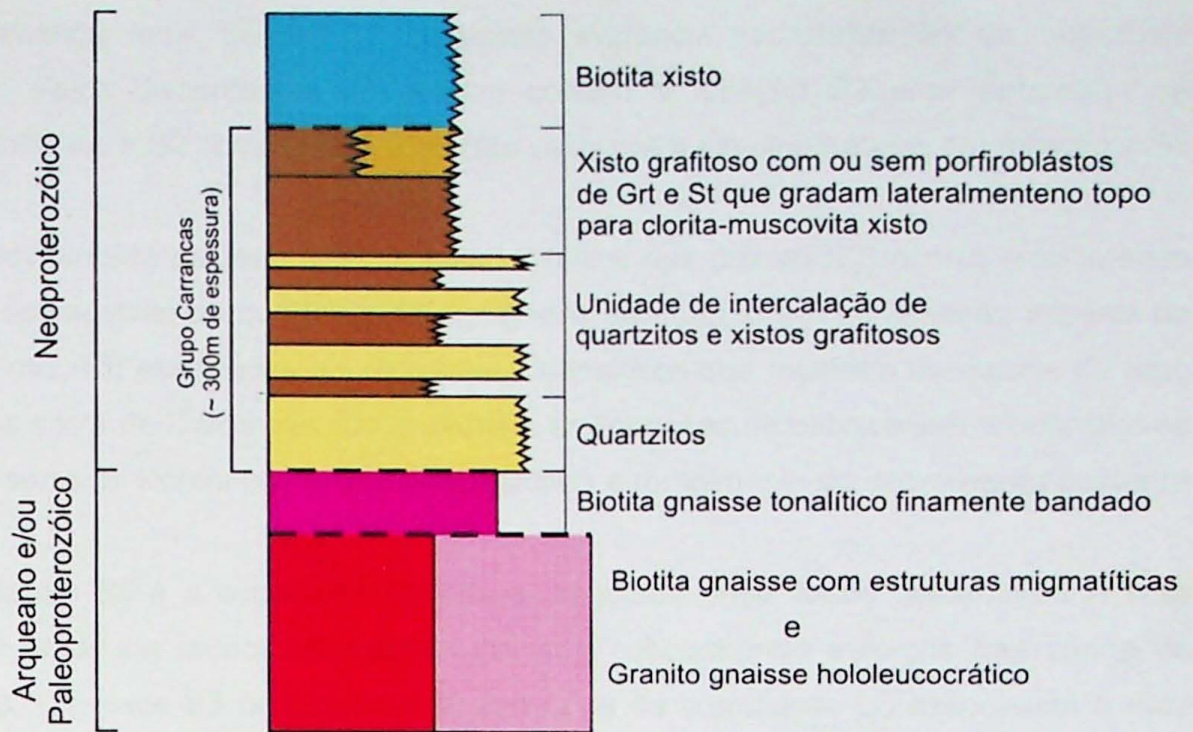


Fig. 4. Coluna tectono-estratigráfica esquemática das unidades mapeadas.

— Contato normal      - - - Contato tectônico

### 7.3. Análise Estrutural

#### 7.3.1. Principais aspectos e elementos estruturais

A região é provida de uma foliação principal S2 que é plano axial de dobras isoclinais recumbentes a inclinadas com dimensões de centenas de metros, ou associadas a arranjos S-C (Foto. 13) nas proximidades de zonas de cisalhamento. A relação de S2 como foliação principal é muito clara em certos locais, onde a variação composicional S0 // S1 está dobrada isoclinamente com plano axial que corresponde à foliação principal (Foto. 14).

Essas dobras isoclinais D2 (Foto. 19) possuem vergência no para norte na Serra do Pombeiro e para E.NE na Serra de Carrancas em confluência com a Serra das Bicas. São geralmente observadas nos quartzitos, onde uma forte xistosidade S2 corta as superfícies S1 dobradas, gerando uma lineação de intersecção que possui direção E-W e que corresponde ao eixo das dobras. Essa lineação encontra-se, na Serra de Carrancas, reorientada por dobramento posterior. Localmente, na posição frontal dos metassedimentos sobre o cráton (Serra do Pombeiro), observa-se, macroscopicamente, o caráter de crenulação da S2 em xistos.

A presença local de dobras intrafoliais evidencia recristalização da superfície pretérita S1. Veios discordantes de quartzo contêm a foliação S2 e/ou encontram-se dobrados admitindo a S2 como plano-axial. São veios pré a sin-cinemáticos em relação a S2 (Foto. 20).

Invariavelmente paralelo aos *mullions* L2 (eixos das dobras D2) ocorre uma intensa lineação de estiramento de quartzo e de agregados de quartzo e uma lineação mineral de muscovita (Foto. 15) associadas a indicadores cinemáticos que mostram transporte de topo para leste, na serra de Carrancas. Os *mullions* e as lineações de estiramento reorientam-se para NW na serra do Pombeiro, devido à intensidade e rompimento do dobramento posterior D3.

A foliação S2 é a superfície dobrada e crenulada pelas fases posteriores. A fase posterior D3 atuou de modo heterogêneo na área concentrando esforços nas zonas de cisalhamento. Os eixos B3 de dobras e as lineações de crenulação L3 associadas a esta fase, estão deformadas dentro da mega-estrutura em forma de "Z" gerada em D4 e com orientação NE-SW. Na Serra do Galinheiro e em certos locais da Serra do Pombeiro, onde D3 foi mais intenso, formaram-se dobras com eixos NE-SW e uma crenulação apertada com superfícies axiais íngremes que gera transposição, vergêntes para NW. A foliação S3 associa-se a pares S-C de cavalgamento para NW na porção norte da serra do Pombeiro, onde mais a sul, na face norte da serra, também é evidenciada uma removimentação lateral dextral que associa-se a uma lineação de estiramento NE-SW.

O padrão de interferência entre D2 e D3 difere de acordo com a posição na estrutura maior, podendo ser observado como dobras em laço na região da Serra do Pombeiro, com plano axial S2 dobrado paralelamente a B3 ou levemente oblíquo (Foto. 16 e 17). Já na Serra de Carrancas em confluência com a Serra das Bicas o padrão de interferência é do meia lua, com os eixos B2//B3 redobrados em uma estrutura sinformal D4. Uma intensa crenulação N-S corta invariavelmente toda a estrutura estando relacionadas a D5.

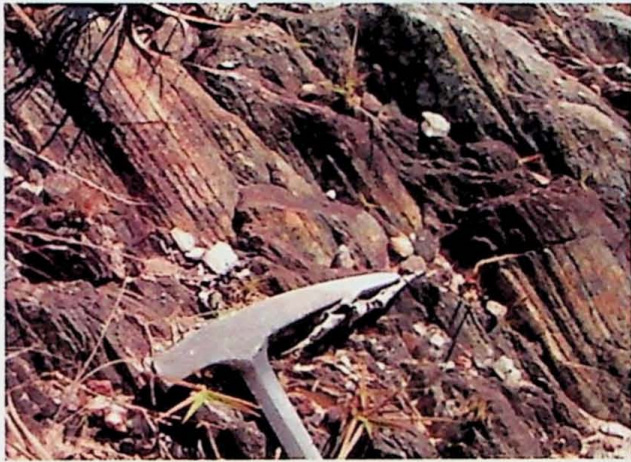
Apenas em corpos restritos de orto-quartzitos na Serra de Carrancas são observadas evidências de uma fase tardia de deformação em nível crustal raso, com formação de falhas inversas preenchidas por quartzo recristalizado e dobras de arraste com flancos rompidos no plano de falha, indicando vergência para NE (Foto. 18).



**Foto. 13.** Foliação S2 principal associada a arranjos S-C e sigmóides de quartzo nas proximidades de zonas de cisalhamento com transporte para NW na Serra do Pombeiro.



**Foto. 14.** Lentes de xisto intercaladas no quartzito, dobradas isoclinalmente com plano axial paralelo a S2. Uma intensa crenulação com plano axial S3 oblíquo também pode ser observada.



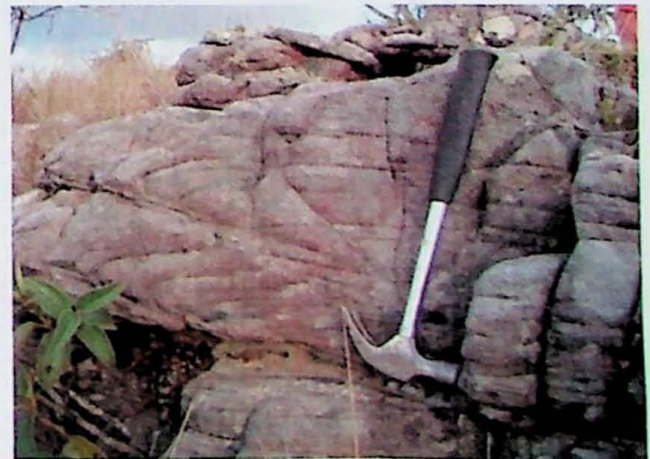
**Foto. 15.** Quartzitos com *mullions* L2 de direção E-W paralelos a lineação de estiramento mineral.



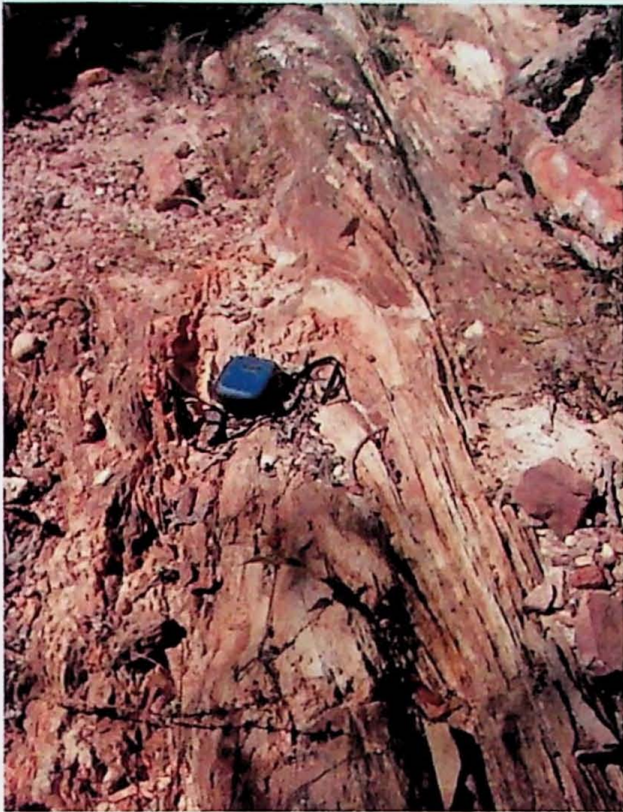
**Foto. 16.** Dobras D2 isoclinais com plano axial foliação principal redobrado em dobras assimétricas D3 descrevendo figura de interferência em laço.



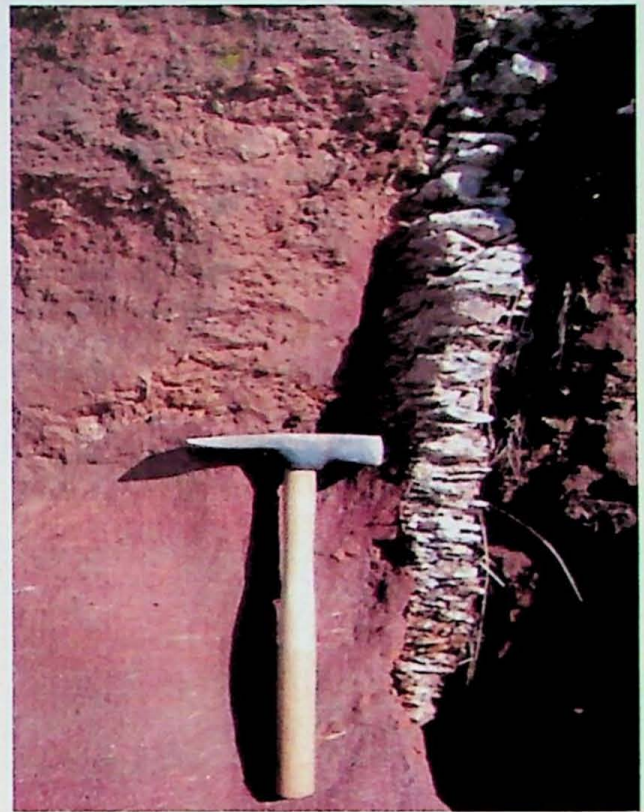
**Foto. 17.** Padrão complexo de interferência entre L2, L3 e possível L4 observado nos quartzitos, formando padrão domos e bacias.



**Foto. 18.** Dobras de arraste tardias nos quartzitos, vergêntes para NE.



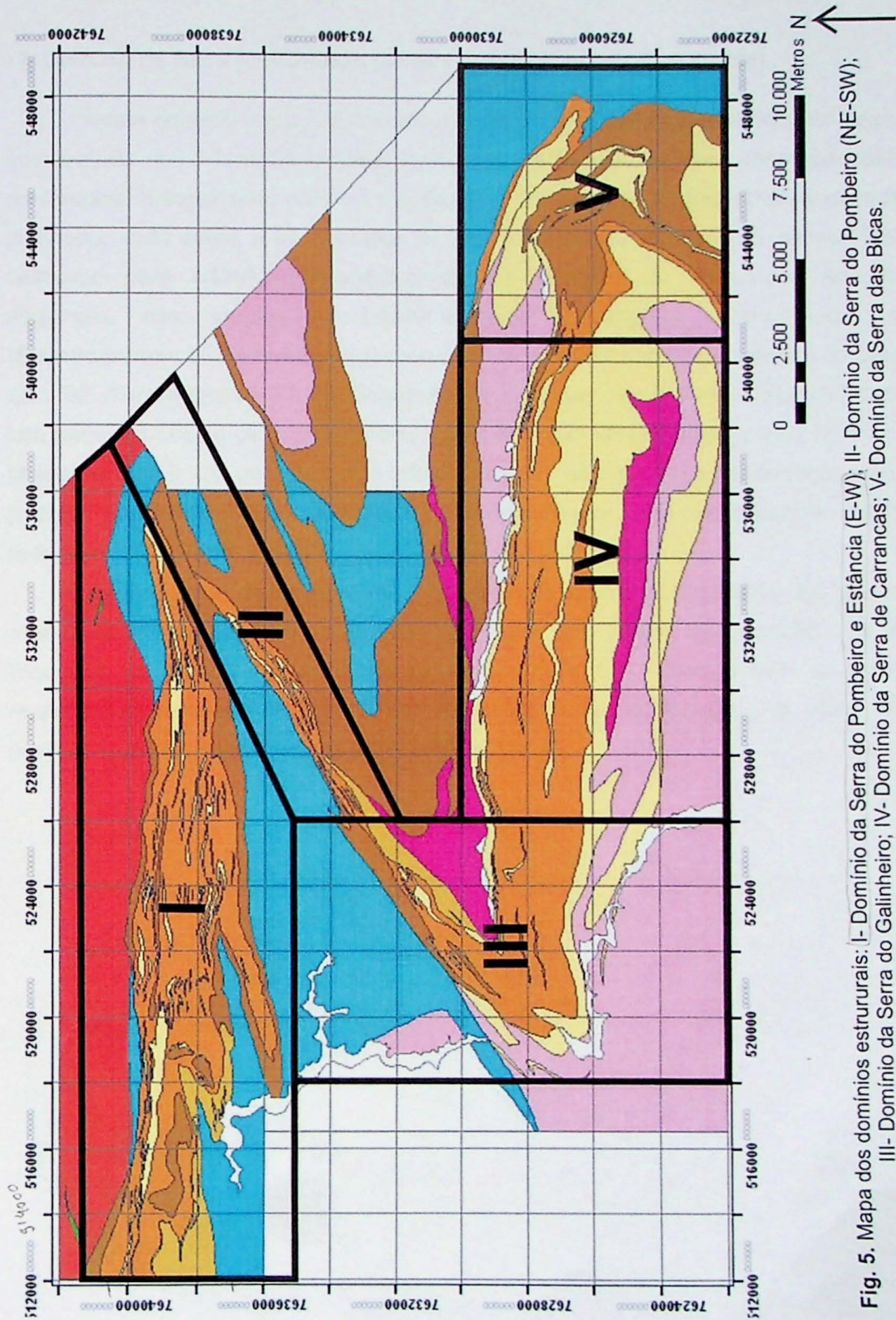
**Foto. 19.** Aspecto geral das dobras D2 com foliação penetrativa S2 principal. Esta dobra é na Serra do Pombeiro, apresentando planos axiais moderadamente inclinados, eixo E-W e vergência para norte.



**Foto. 20.** Veios de quartzo pré-Sn discordantes que desenvolvem a foliação.

### 7.3.2. Detalhamento por domínio estrutural

Para uma melhor compreensão da disposição dos principais elementos estruturais, a estrutura da *klippe* foi dividida em cinco domínios estruturais, distribuídos ao longo das serras do Pombeiro, Galinheiro, Carrancas e Bicas. São: I- Domínio da Serra do Pombeiro (alinhamento E-W); II- Domínio da Serra do Pombeiro (alinhamento NE- SW); III- Domínio da Serra do Galinheiro; IV- Domínio da Serra de Carrancas; V- Domínio da Serra das Bicas (Fig. 5).

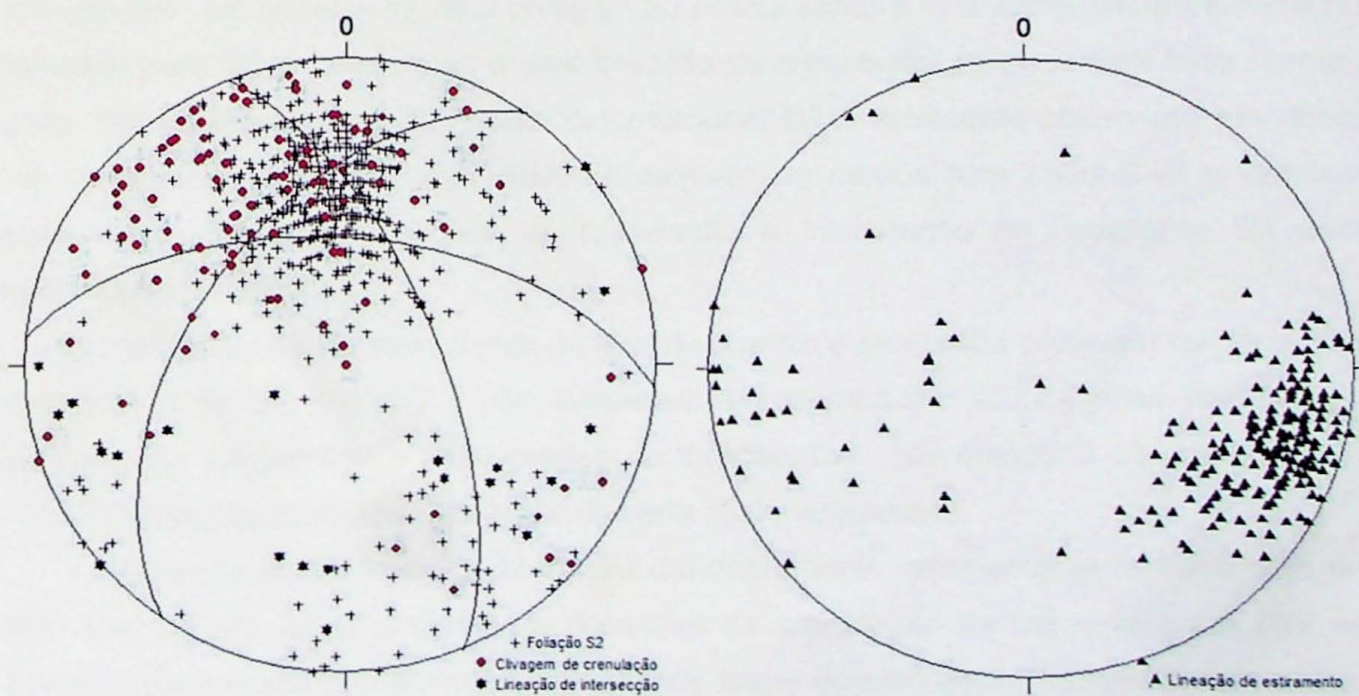


**Fig. 5.** Mapa dos domínios estruturais: I- Domínio da Serra do Pombeiro e Estância (E-W); II- Domínio da Serra do Pombeiro (NE-SW); III- Domínio da Serra do Galinheiro; IV- Domínio da Serra de Carrancas; V- Domínio da Serra das Bicas.

- I- Domínio da Serra do Pombeiro (alinhamento E-W na porção noroeste)

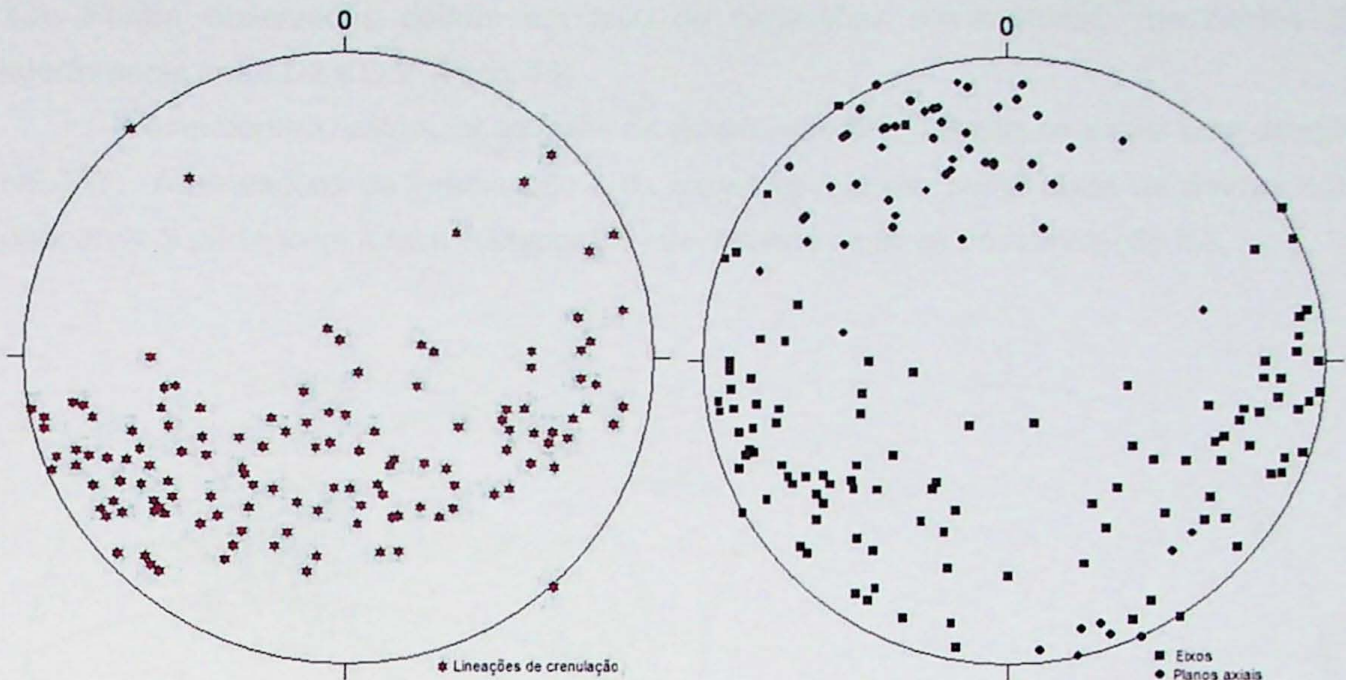
Neste domínio a *klippe* é limitada a norte por uma zona de cisalhamento dextral E-W interpretada como tardi-D3 (Anexo. 1), e possui a foliação S2 com orientação estatística preferencial mergulhando para sul e sudeste. O dobramento D2 é isoclinal moderadamente inclinado, com eixos E-W paralelos a uma lineação de estiramento mineral de baixo caimento para N120° (Estereograma 2). As clivagens de crenulação encontram-se dispersas, com variada orientação nordeste e mergulho variável para sudeste (Estereogramas 1). As lineações de crenulação e linhas de charneira orientam-se para SW e para SE (Estereograma 3 e 4)). Dispersões secundárias de pólos da foliação S2 definem: i. Um pequeno-círculo de grande abertura angular e que admite uma geratriz no campo das lineações SW; ii. Um grande círculo (plano AC) com pólo no campo das lineações SE. Esse padrão geométrico está controlado, respectivamente pela superposição D3/D4/D5, responsável por forte dispersão das clivagens plano-axiais S3.

As lineações de crenulação L3 possuem direção E-W, paralelas aos mullions L2, mas possuem superfícies axiais mais íngremes que geram transposição. Os eixos e lineações de crenulação concentradas no quadrante SW correspondem ao evento D4, responsável pelo padrão em "Z" da mega-estrutura. As lineações e eixos N-S são posteriores e associadas a fase deformacional D5.



**Estereograma 1.** Dispersões da foliação S2 e das clivagens de crenulação, sugerindo superposição de D3, D4 e D5.

**Estereograma 2.** Lineações de estiramento invariavelmente paralelas aos mullions L2.



**Estereograma 3.** Lineações de crenulação muito dispersas, nos quadrantes em SW, S e SE. L3 (E-W), L4 (SW-NE) e L5 (N-S).

**Estereograma 4.** Eixos que mostram as mesmas dispersões que as crenulações. Os eixos E-W correspondem a B2//B3 e os SW a B4, com planos axiais relacionados.

*- II- Domínio da Serra do Pombeiro (alinhamento NE-SW, porção central)*

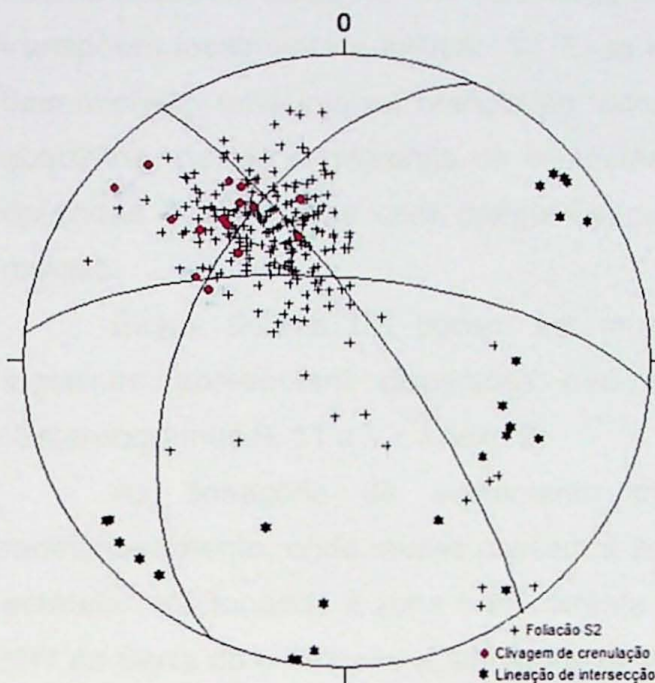
Tanto a foliação S2 como as superfícies axiais de crenulação S3 possuem direções paralelas neste domínio, onde S2 apresenta mergulhos moderados a altos entre 35° e 75° para SE, se tornando sub-vertical próxima a zona de cisalhamento transcorrente dextral de direção SW- NE (Anexo. 1). Já a clivagem S3 possui sempre forte mergulho entre 55° e 80°, também para SE, e associa-se a uma lineação de crenulação no geral com forte caimento para SW (Estereograma 7). A fase deformacional D2 é facilmente observada em dobras isoclinais inclinadas, com dimensões de dezenas de metros com eixos E-W e vergência para norte. Algumas lineações de crenulação e intersecção no quadrante SE estão associadas à fase D2.

As lineações de estiramento mineral de quartzo e muscovita possuem no geral baixo caimento para SE (N110°) e são subparalelas aos *mullions* L2. Algumas lineações de estiramento encontram-se reorientadas na direção SW- NE devido à transcorrência de removimentação dextral na face norte da serra (Estereograma 6).

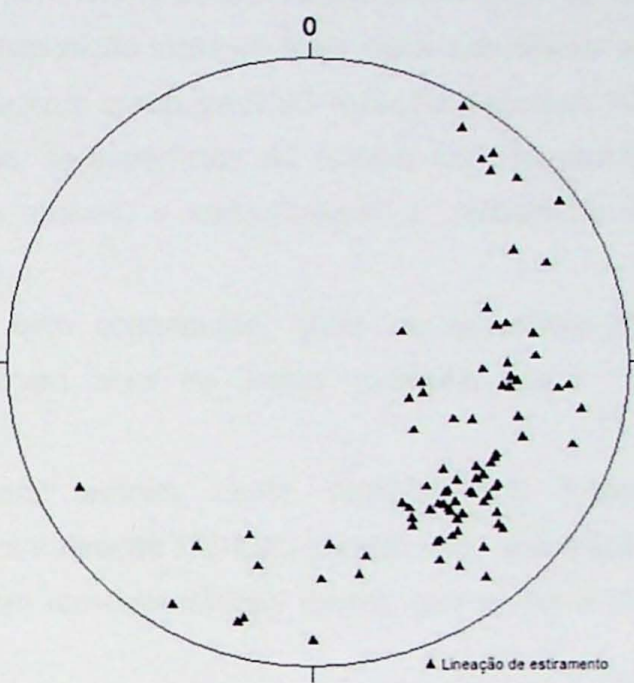
A dispersão da foliação S2 mostra um dobramento relativamente fechado com eixo NE- SW (Anexo 2). O conjunto de lineações de crenulação de caimento para SW está relacionado a esses dobramentos, com planos axiais de crenulação íngremes mergulhando para SE, e lineações de intersecção NE-SW (Estereograma 5, 7 e 8). A geometria desse dobramento é compatíveis com a fase deformacional D3 que possui nesta porção da área estruturas vergêntes para NW como dobras assimétricas em diversas escalas de eixos NE-SW e pares S-C que se associam a um cavalgamento sin-D3 de transporte para NW (Foto.

13). Foram observadas dobras em laço de dimensões centimétricas, resultantes da interferência entre D2 e D3. (Foto. 16)

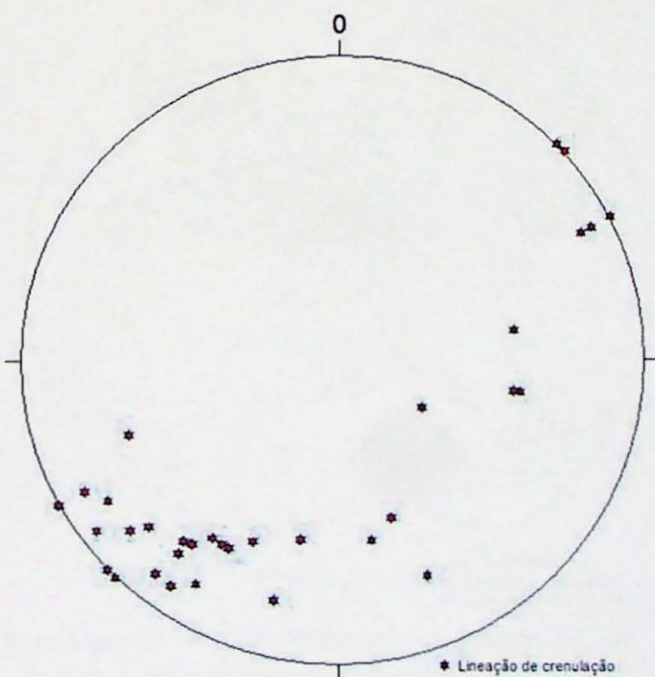
Neste domínio estrutural as fases de deformação D3 e D4 são co-axiais com direção NE-SW. As lineações de intersecção e de crenulação, assim como eixos de dobras com direção N-S pertencem à fase posterior D5 que deforma os eixos de crenulação B3.



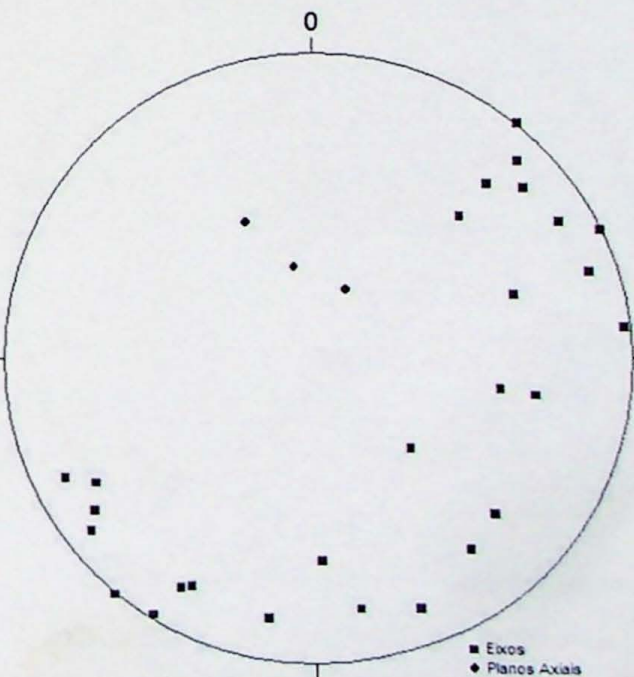
**Estereograma 5.** Dispersão da foliação S2 que reflete o dobramento D3 de eixo NE-SW.



**Estereograma 6.** Ênfase para algumas lineações de estiramentos reorientadas NE-SW pela removimentação dextral, e lineações SE relacionadas ao transporte para NW.



**Estereograma 7.** Lineações de crenulação concentrando-se na direção NE-SW (L3/L4), e um conjunto N-S (L5).



**Estereograma 8.** Eixos de dobras relacionados à D3/D4 com orientação preferencial NE-SW.

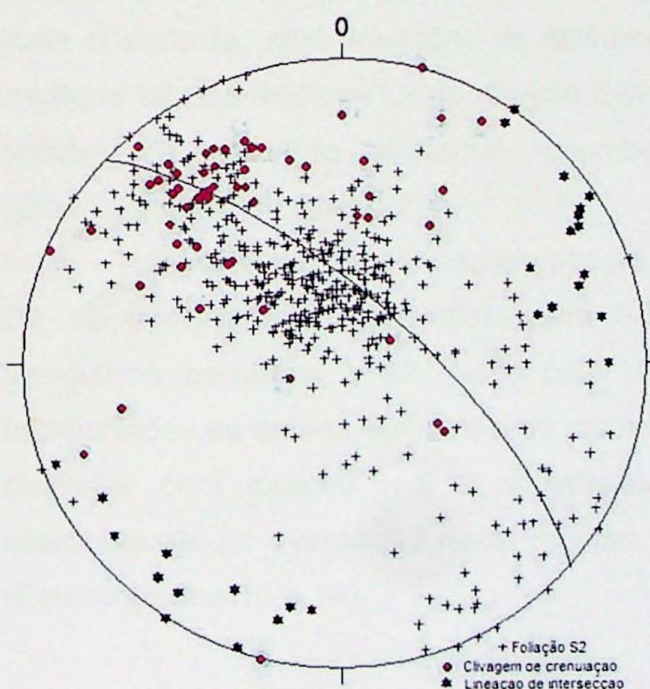
- III- Domínio da Serra do Galinheiro (porção centro-sul)

Uma característica marcante deste domínio é a presença de dobras fechadas em diversas escalas relacionadas à fase D3 que atuou intensamente nesta porção. Essas dobras possuem eixos NE-SW com vergência para NW, e uma clivagem plano axial S3 que transpõem localmente a foliação S2. Essa transposição torna-se mais clara nos xistos que desenvolvem uma intensa crenulação fechada com plano axial S3 foliação principal. Nos quartzitos, devido à diferença de competência, as superfícies S2 podem ser observadas dobradas e onduladas com mergulhos mais suaves, e desenvolvem a xistosidade S3 oblíqua.

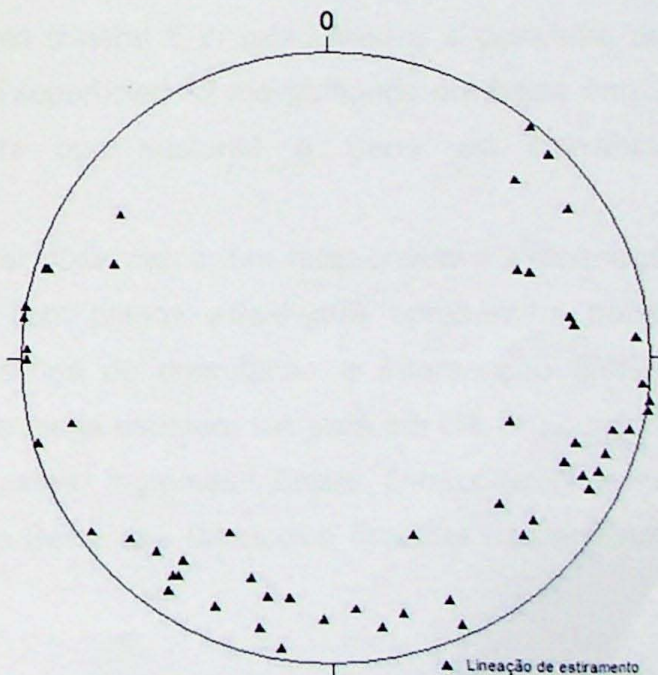
Essas dobras D3 podem ser muito bem observadas, onde as superfícies S2 íngremes apresentam dispersões que indicam eixo de baixo caimento para SW (Estereogramas 9, 11 e 12; Anexo 2)

As lineações de estiramento mineral sofrem neste domínio um intenso redirecionamento, onde muitas passam a adquirir direção NE-SW, paralelo aos eixos B3, e estando relacionados à zona transcorrênte com removimentação dextral que limita a face NW da Serra do Galinheiro (Estereograma 10).

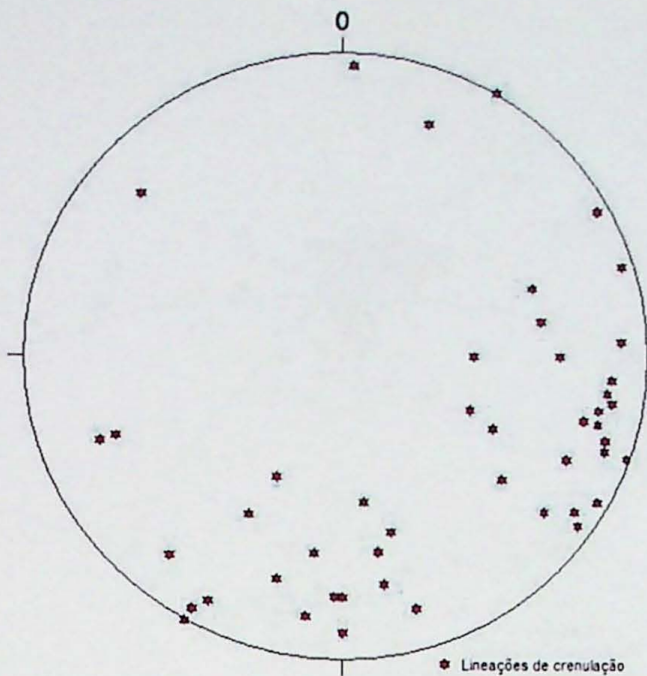
O padrão co-axial de D3 e D4 também é observado, recortado por lineações de crenulação L5 de direção N-S.



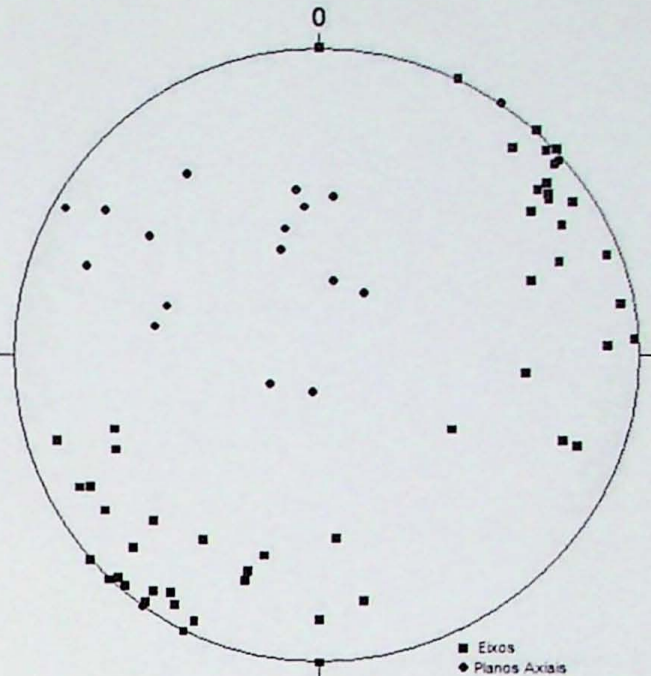
**Estereograma 9.** Forte dispersão da foliação S2 no dobramento D3, com lineações de intersecção NE-SW.



**Estereograma 10.** Lineações de estiramento E-W paralelas aos mullions L2, e muitas com direção NE-SW reorientadas na zona de cisalhamento dextral.



**Estereograma 11.** Lineações de crenulação N120° paralelas aos *mullions* L2, e muitas orientadas NE-SW (L3//L4) e N-S (L5).

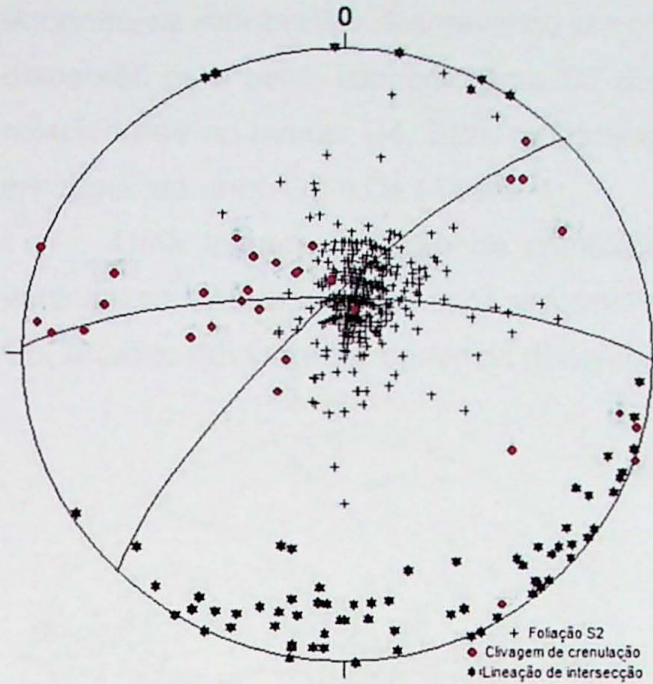


**Estereograma 12.** Eixos NE-SW com planos axiais compatíveis com a deformação D3 e D4.

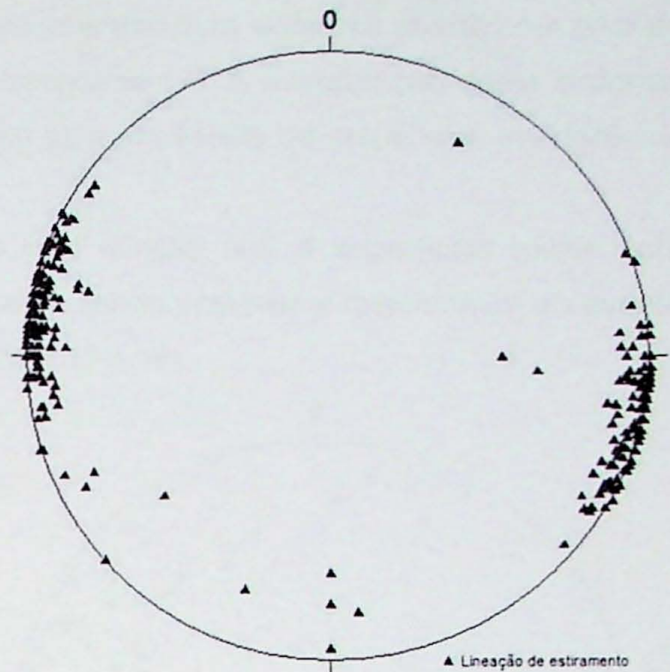
*- IV- Domínio da Serra de Carrancas (alinhamento E-W na porção sul)*

Na Serra de Carrancas a foliação principal S2 mergulha sempre com baixo ângulo para sul, cujos pólos da foliação S2 possuem apenas uma pequena dispersão indicando suaves ondulações de eixos N-S com lineações de crenulação e intersecção associadas (Estereogramas 13, 15 e 16). A vergência das estruturas indica transporte preferencial para leste e sudeste, com lineações de estiramento mineral E-W relacionadas e paralelas aos *mullions* L2. Os *mullions* L2 de direção E-W e superfícies S2 mergulhando em baixo ângulo refletem a estrutura sinformal recumbente que sustenta a Serra de Carrancas (Estereograma 14; Anexo 2).

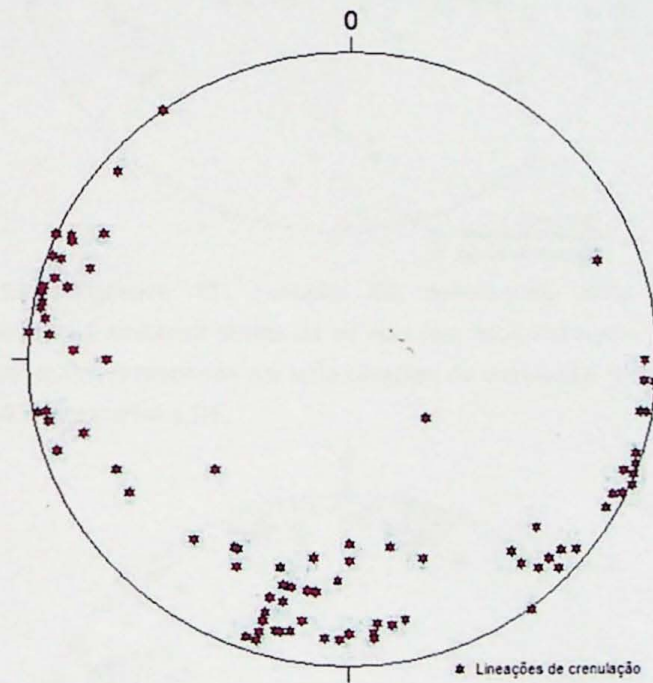
Três conjuntos de lineações podem ser observados: um relacionado à deformação D3 de direção E-W que inflete para SE, com planos axiais que apresentam baixos mergulhos paralelos a S2; outro com lineações de crenulação e intersecção SW-NE relacionadas as dobras em escala de mapa da mega estrutura formada em D4; um conjunto posterior com direção N-S e superfícies axiais íngremes. Essas lineações N-S são relacionáveis ao evento D5 muito intenso na Serra das Bicas que fica nas proximidades (Estereograma 15 e 16).



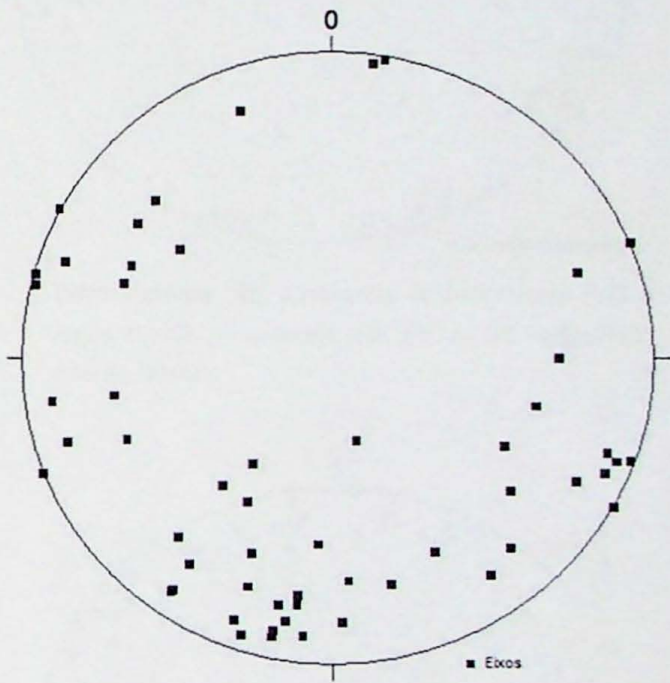
**Estereograma 13.** Pólos da foliação S2 indicando uma pequena dispersão de eixo N-S e outra com eixo NW-SE, marcado pelas lineações de intersecção.



**Estereograma 14.** Lineação de estiramento E-W paralela aos mullions L2.



**Estereograma 15.** Dois conjuntos de lineações podem ser visualizados, um com direção N110°- N290° (L3) e outro N-S (L5). As lineações NE-SW correspondem a D5.



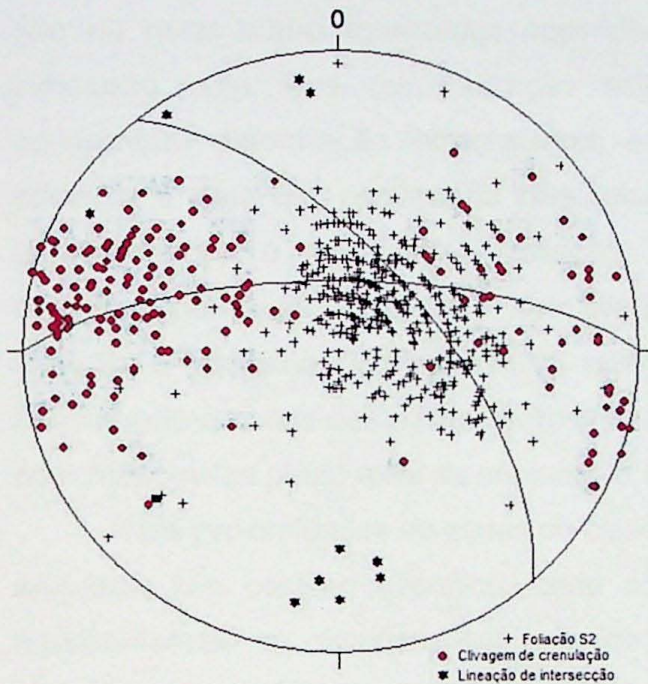
**Estereograma 16.** Eixos que mostram a mesma relação das lineações de crenulação.

**- V- Domínio da Serra das Bicas (alinhamento N-S, porção sudeste)**

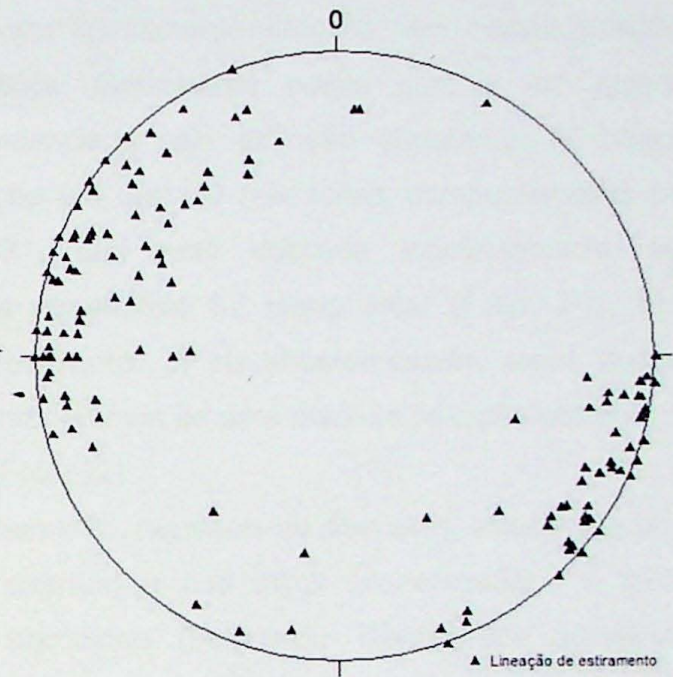
No topo da Serra de Carrancas em confluência com a Serra das Bicas foram observadas dobras isoclinais inclinadas de dimensões métricas com inúmeras dobras parasitas. Essas dobras isoclinais pouco inclinadas possuem como eixo os mullions L2, paralelos a lineação de estiramento, apresentam-se paralelizados aos eixos B3, e que estão reorientados na direção NW-SE com vergência para NE e transporte de topo para E (Estereogramas 18 e 20). A foliação principal S2 paralela as clivagens de crenulação S3

encontra-se redobradas descrevendo em mapa uma estrutura sinformal aberta com eixo de dispersão com baixo caimento para SE (Estereograma 17). A estruturação desta sinforma relaciona-se ao evento D4. Esse redobramento gera em escala de mapa uma interferência em meia lua entre D3 e D4 (Anexo. 1).

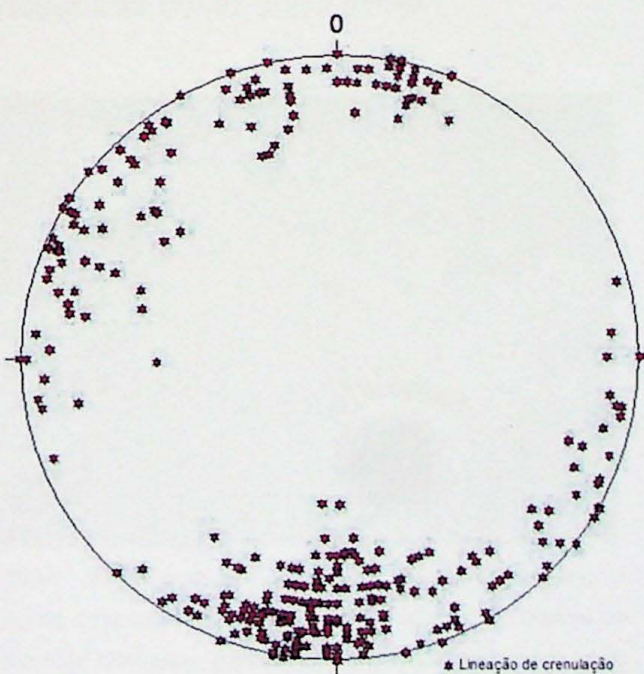
Uma intensa lineação de crenulação com direção N-S e superfícies axiais sub-verticais recorta toda a estrutura sinformal aberta, sendo posterior e relacionável ao evento D5, atuante em todos os domínios (Estereograma 17 e 19).



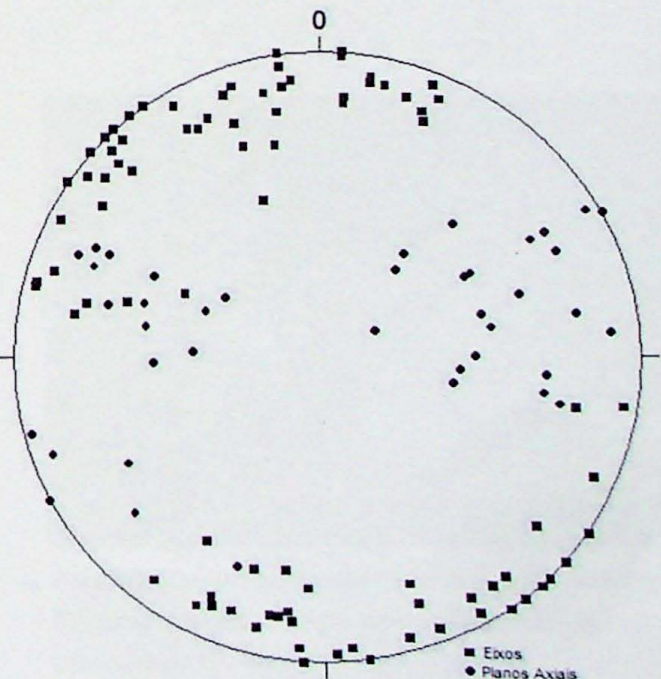
**Estereograma 17.** Foliação S2 descrevendo uma estrutura sinformal aberta D4 de eixo com baixo caimento para SW, e recortada por uma clivagem de crenulação N-S relacionadas a D5.



**Estereograma 18.** Lineações de estiramento (L2) com moda  $N110^{\circ}$ , redobradas em D3 e D4, adquirindo a direção NW-SE.



**Estereograma 19.** Lineações de direção aproximada NW-SE (L3) sendo deformada por eixos N-S (L5).



**Estereograma 20.** Conjunto de eixos SE-NW e outro N-S com os planos axiais correspondentes.

### 7.3.3. Micro-estrutural

Neste tópico serão abordadas apenas as principais estruturas microtectônicas das rochas que compõem a estrutura da *Klippe*, quartzitos e xistos grafitosos.

#### - Quartzitos

O tipo de contato entre os cristais de quartzo, pertencentes à fábrica granoblástica, são no geral sub-poligonizados podendo ser ligeiramente irregular em certas porções, indicando uma leve recristalização estática. Geralmente esses cristais de quartzo apresentam deformação intracristalina, evidenciada pela extinção ondulante. A foliação principal é uma S2, confirmada pela relação em que S0 (variações composicionais pré-metamórficas) é paralela a foliação S1, que está dobrada isoclinalmente com desenvolvimento de uma forte xistosidade penetrativa S2 plano axial (Foto. 21). Essa foliação é contínua com geometria retilínea (Foto. 3) ou anastomosada, essa quando relacionada a zonas de cisalhamento e/ou interferência de uma discreta foliação oblíqua S3, com muscovitas plano axial de crenulação (Foto. 22).

Nas proximidades de zonas de cisalhamento, regionais ou discretas, esses quartzitos adquirem um caráter milonítico, onde a alternância dos leitos granoblásticos e lentes lepidoblásticas se dispõem em arranjos sigmoidais (Foto. 23). Dentro dos agregados sigmoidais lepidoblásticos de muscovita formam-se inúmeros pares S-C, muitas vezes associados à porfiroclastos de plagioclásio não muito maiores que os cristais de quartzo da matriz (Foto. 24). Quando isolados, os cristais de muscovita freqüentemente formam estruturas como "*mica fishes*".

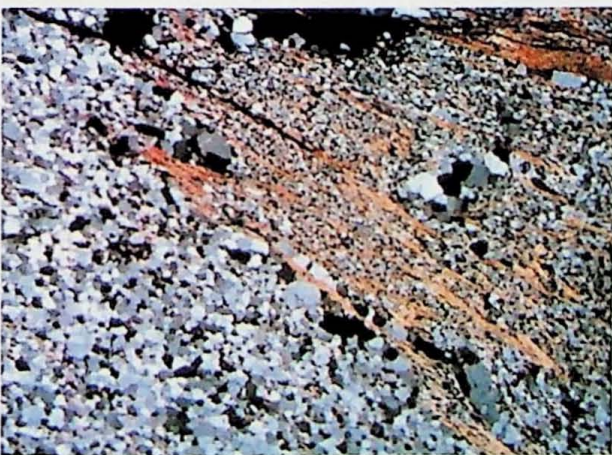
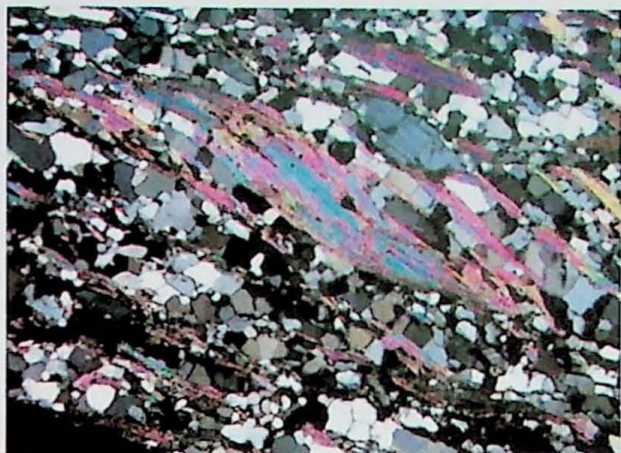


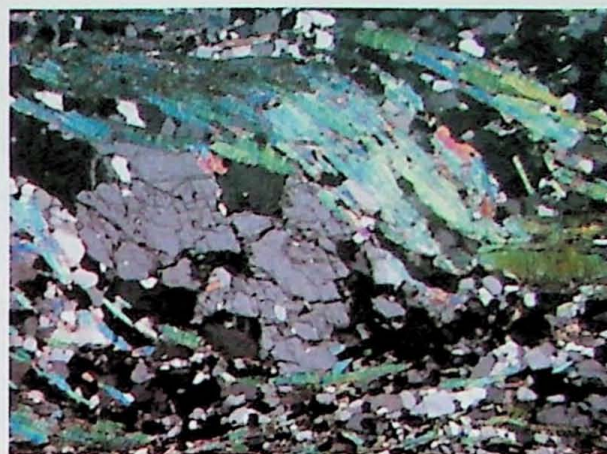
Foto. 21 (Car-III-22). Quartzito inequigranular fino a médio com contatos sub-poligonizados entre os cristais de quartzo; destaque para a mudança composicional, onde os leitos micáceos S0//S1 estão dobrados com plano axial S2 principal (Lado maior 6,5mm).



Foto. 22 (Car-III-35b). Caráter anastomosado da foliação S2 devido interferência de uma foliação oblíqua S3 de crenulação (Lado maior 3,25mm).



**Foto. 23** (Car-IX-8). Leitões lepidoblásticos compostos de muscovita que se arranjam em sigmóides e *mica fishes*; notar o contato poligonizado entre os cristais de quartzo indicando recristalização estática pós-cinématica (Lado maior 3,25mm).



**Foto. 24** (Car-IX-8). Porfiroclásto de plagioclásio com sombra de pressão, associado a sigmóides de muscovita (Lado maior 3,25mm).

### - Xistos Grafitosos

A foliação predominante, assim como nos quartzitos, é uma xistosidade S2 que nos xistos se manifesta como uma clivagem de crenulação podendo ser contínua ou espaçada, dependendo da efetividade da transposição da xistosidade pretérita S1. Nos porções onde a xistosidade S2 é contínua, as superfícies S1 podem ser observadas apenas em pequenos micrólitos presos na foliação. Já onde há predomínio da clivagem espaçada S2, a foliação pode ser dividida em dois domínios: domínio da clivagem espaçada e domínio dos micrólitos que neste caso se estendem como bandas por entre as clivagens (Foto. 25). Esses micrólitos representam o acamamento S0 // S1 (xistosidade transposta) preservados dentro da xistosidade S2. A foliação pretérita S1 também pode ser vista na forma de arcos poligonais de muscovita e dobras intrafoliais com flancos rompidos na foliação principal.

A xistosidade S2 encontra-se sempre crenulada (Foto. 26), desde crenulações abertas até cúspide, com desenvolvimento de uma clivagem de crenulação zonal S3 plano axial. Localmente essa clivagem de crenulação zonal S3 transpõe a xistosidade S2, se tornando a foliação principal. Fases mais tardias de deformação, menos intensas, foram observadas pontualmente, onde a xistosidade S2 está crenulada em duas direções com planos axiais ortogonais que formam um padrão de interferência domos e bacias entre D3 e D4 (Foto. 27).

No clorita- cloritóide- muscovita xisto grafitoso ± quartzo, pertencente a porção norte e noroeste da área, observou-se porfiroblastos de cloritóide e granada euédricos, pré-cinématicos a D2, sendo portanto seu crescimento relacionado ao evento deformacional D1. Cristais de cloritóide se desenvolveram também sin-S2, constituindo leitões nematoblásticos.

Já no granada- estaurolita- muscovita xisto grafitoso, muito porfiroblastico, nota-se que os porfiroblastos de granada são sempre pré-cinématicos a D2 e D3, com a foliação S2

se amoldando nos porfiroblastos e truncando a foliação interna dos cristais. Nos cristais prismáticos de estaurólita claramente se distinguem duas foliações internas determinadas por inclusões de grafita, uma oblíqua e uma paralela ao eixo de alongação do mineral (Foto. 28). Já nos porfiroblastos de granada, as inclusões de grafita e quartzo podem ou não definir foliações internas, mas quando apresentam, essas possuem formatos espiralados. Comumente os porfiroblastos apresentam sombras de pressão com quartzo recristalizando em caldas assimétricas (Foto. 29).

Nestes xistos porfiroblásticos a foliação tem aspecto anastomosado, devido não somente a interferência de S3, mas também devido ao fato já citado dela se amoldar nos porfiroblastos. É muito comum a presença de lentes granoblásticas de quartzo recristalizado que descrevem sigmóides, além de pares S-C presentes na matriz lepidoblástica.

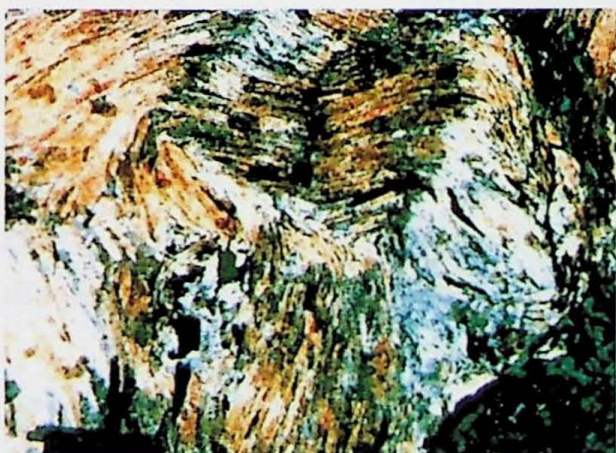
Posterior a todas as fases sin- xistosas (pós-cinemáticamente), são observados na Serra do galinheiro grandes porfiroblastos de cloritóides que se desenvolvem por cima das foliações S2 e S3 como se estivessem “carimbando” a foliação (Foto. 30).



**Foto. 25** (Car-IX-2). Xisto grafitoso com destaque para os domínios de micrólitons contidos entre a xistosidade contínua S2 que está crenulada com plano axial S3 (Lado maior 3,25mm).



**Foto. 26** (Car- IX-13). Aspecto geral do muscovita xisto com a xistosidade S2 muito crenulada e contendo pequeníssimos micrólitons aprisionados (Lado maior 10,4mm).



**Foto. 27** (Car-VI-3). Foliação principal S2 crenulada em duas direções com eixos B3 e B4 perpendiculares entre si que descrevem um padrão caixa de ovos e/ou domos e bacias (Lado maior 3,25mm)



**Foto. 28** (Car-IX-26). Porfiroblasto de estaurólita pré-cinemático contendo duas ou mais foliações internas. (Lado maior 3,25mm)

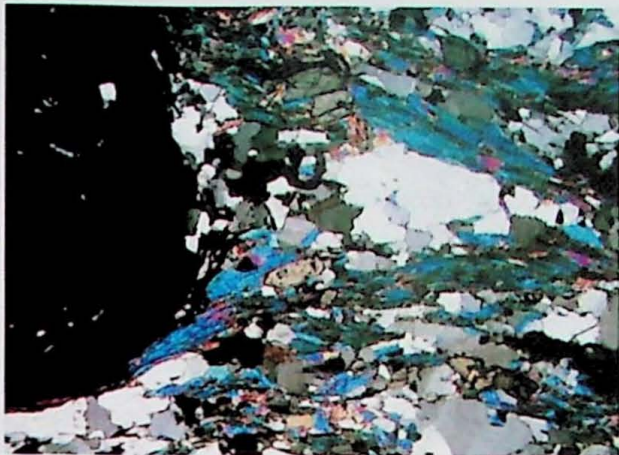


Foto. 29 (Car-IX-14). Sombra de pressão no porfiroblasto euédrico de granada (Lado maior 3,25mm).



Foto. 30 (Car-VI-45). Porfiroblastos pós-cinemáticos de cloritódes que crescem sobre a foliação substituindo estaurolita (Lado maior 3,25mm).

#### 7.3.4. Síntese estrutural

No detalhamento estrutural pode-se identificar cinco principais eventos deformacionais que atuaram na *klippe*, D1, D2, D3, D4 e D5, produtos da uma deformação contínua que se propagou desde a crosta continental profunda (deformação dúctil) até os níveis crustais mais rasos (deformação rúptil-dúctil). O evento deformacional D1 foi responsável pela primeira recristalização mineral metamórfica, gerando uma foliação e/ou xistosidade S1 pretérita, muito bem observada em seções delgadas. Não se tem quaisquer evidências da vergência das estruturas e transporte relacionadas a este evento.

A principal e mais intensa fase de deformação é o evento D2, onde a foliação S1 foi dobrada em um padrão isoclinal simétrico com comprimentos de onda que variam de metros a dezenas de metros, resultando em uma forte recristalização metamórfica plano axial que constitui a foliação principal regional S2. A intersecção entre essas foliações resultam em lineação de intersecção da xistosidade S2 nas superfícies S1 preservadas, e correspondem ao eixo das dobras D2. A foliação S2 também pode adquirir caráter milonítico nas proximidades de zonas de cisalhamento. As dobras D2, na Serra do Pombeiro e Carrancas, possuem no geral vergência para norte e eixos de direção E-W (*mullions* L2) paralelos a lineação de estiramento mineral, com exceção na confluência da Serra Carrancas com Serra das Bicas onde os *mullions* L2 estão claramente sendo redobrados, adquirindo direção NW- SE e cujas dobras passam a ter vergência variando de NE para SE dentro da uma estrutura sinformal aberta D4 (Anexo 2).

Na Serra do Pombeiro essas dobras D2 são fortemente inclinadas, e fazendo parte de uma estrutura antiformal com superfícies axiais S2 que mergulham para sul e sudeste com ângulos entre 40° e 70°. Já na Serra de Carrancas o dobramento D2 admite planos axiais S2 que mergulham com ângulos entre 5° e 25°, refletindo a estrutura sinformal recumbente que sustenta a *klippe* nesta porção.

A deformação D3 atuou de modo mais heterogêneo na área, concentrando os esforços em duas principais zonas de cisalhamento: uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, de direção E-W que limita a *klippe* na face norte da Serra do Pombeiro e Estância; e outra com uma removimentação lateral dextral de direção SW-NE (Zona de cisalhamento de Três Corações) que se estende ao longo da área passando pela Serra do Galinheiro. Nesta fase formaram-se também dobras assimétricas em diversas escalas, vergêntes para NW, com eixos no geral de direção NE-SW, associadas a uma clivagem de crenulação S3 com alto mergulho para SE que transpõe localmente S2 na serra do Pombeiro. Essas dobras D3 são bem fechadas nas proximidades das zonas de cisalhamento transcorrente dextral (Serra do Pombeiro e Galinheiro). Também nas proximidade da zona de cisalhamento transcorrente dextral de direção NE-SW, nitidamente ocorre uma paralelização da lineação de estiramento com os eixos B3.

O evento deformacional D4 possui orientação axial NE-SW e foi responsável pelo redobramento dos eixos B2 e B3 gerando a estrutura em formato de "Z". Essas dobras podem ser fechadas ou abertas como no caso da serra das Bicas.

A fase de deformação D5 atuou sob menor intensidade ao longo de toda a estrutura, crenulando os xistos e gerando intersecções de direção N-S.

No domínio estrutural da serra das Bicas fica clara a superposição de D4 e D5, onde os eixos B2//B3 estão dobrados descrevendo uma estrutura sinformal aberta D4, com eixo de direção NE-SW, que se encontra fortemente recortada por uma intensa lineação de crenulação N-S com superfícies axiais sub-verticais relacionadas a D5.

Há evidências de dois principais transportes tectônicos na *klippe*, sendo o primeiro relacionado ao transporte da *nappe* sin-D2 e uma retomada do plano de deslocamento da *klippe*, sin-D3. O transporte da *nappe* sin-D2, possui movimentação de topo para E e SE, paralelo aos *mullions* L2, evidenciado por indicadores cinemáticos (sigmóides) na Serra de Carrancas. Já na Serra do Pombeiro os indicadores cinemáticos (muitos pares S-C) indicam movimentação de topo para NW com geração concomitante de uma crenulação D3 de eixo NE- SW. A esse transporte associam-se lineações do tipo-*mullion*, que predominam no nordeste da serra do Pombeiro e na serra do Pombeiro-Estância (Fig. 6).

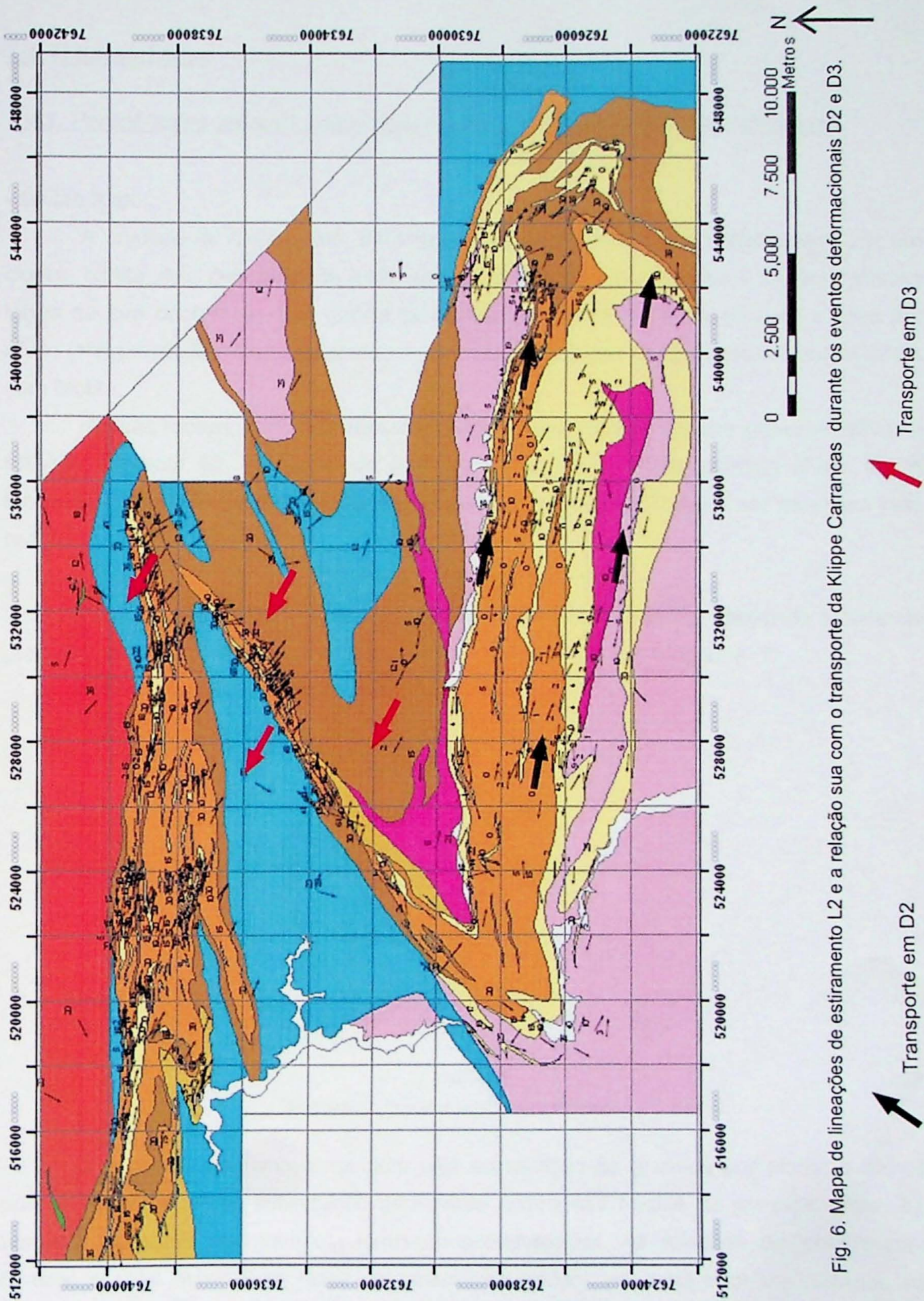


Fig. 6. Mapa de lineações de estiramento L2 e a relação sua com o transporte da Klippe Carrancas durante os eventos deformacionais D2 e D3.

Transporte em D2

Transporte em D3

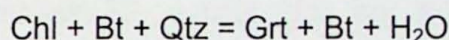
## 7.4. Metamorfismo

### 7.4.1. Paragêneses minerais e suas relações com as principais fases deformacionais

#### - Biotita Xisto

A unidade do biotita xisto, de ampla distribuição pela área, é representada por um clorita- biotita xisto com granada e não apresenta contraste metamórfico e mineralógico ao longo de sua ocorrência. São rochas de composição pobre em alumínio ( $\downarrow$ Al) e ricas em sódio ( $\uparrow$ Na) e cálcio ( $\uparrow$ Ca), dificultando muito o aparecimento de cloritóide em coexistência com biotita.

Nessas rochas os porfiroblastos de granada encontram-se sempre pré-cinemáticos a foliação principal S2, composta de clorita e biotita em equilíbrio químico (Foto. 8). A formação dos porfiroblastos de granada associados ao evento D1 pode ser expressa pela reação:



Essa reação marca o pico metamórfico em D1 nessa unidade, chegando à zona da granada no fácies xisto verde com paragênese de Grt+ Chl + Bt ( Diagrama. 1)

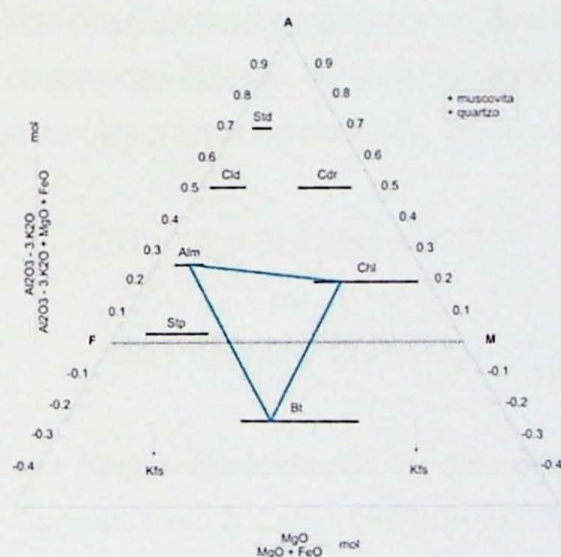


Diagrama. 1. Paragênese mineral no biotita xisto.

O retrometamorfismo é marcado pela substituição de granada por clorita e biotita pós- cinemáticas. Essa substituição geralmente ocorre nas bordas da granada (Foto. 8), podendo substituir por completo formando pseudomorfos. As relações de crescimento mineral e suas respectivas fases deformacionais podem ser mais bem visualizadas na Tabela. 2.

	S1	S2	S3	Pós- S3
Granada	-----			
Biotita	-----	-----		-----
Clorita	-----	-----		-----

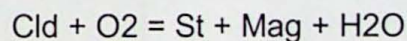
Tabela. 2. Relação de crescimento mineral com as principais fases deformacionais.

- *Xisto grafitoso*

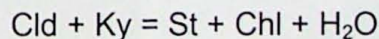
Esta unidade dos xistos grafitosos, como já foi dito anteriormente, é de ampla ocorrência na área, e possui uma composição rica em alumínio ( $\uparrow$ Al) e pobre em potássio, cálcio e sódio ( $\downarrow$ K,  $\downarrow$ Ca e  $\downarrow$ Na), além de uma alta relação Fe/Mg. Tal composição favorece o aparecimento de porfiroblastos de cloritóide, estaurolita, granada, cianita e clorita sendo ideal para controle do metamorfismo.

Na serra do Pombeiro esses xistos possuem uma foliação S2 com finos cristais prismáticos de cloritóide sin-S2, que podem aparecer também, em seção basal, na forma de porfiroblastos octaédricos maiores (Foto. 31). Os porfiroblastos de granada são inter a sin-cinemáticos à foliação S2 (Foto. 32). Já os porfiroblastos de estaurolita estão presentes tanto pós-S2 (Foto. 33), como sin-S2, substituídos por mica branca (Foto. 34). Clorita também está presente, recristalizada na foliação S2. A relação de crescimento entre as principais fases minerais pode ser observada na Tabela. 3.

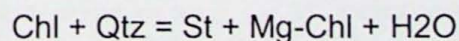
A entrada do cloritóide no sistema pode estar relacionada à reação entre pirofilita e clorita, embora não tenha sido observado tal mineral em seções delgadas ( $\text{FeChl} + \text{PrI} = \text{FeCld} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ ). Foram observadas texturas de substituição do cloritóide pela estaurolita, sugerindo a formação de estaurolita a partir do cloritóide, como nas reações abaixo:



ou



Apesar da paragênese cianita- cloritóide não ter sido observada neste trabalho, ela foi descrita, na região, por Campos Neto & Caby (1999). A formação da estaurolita também pode ter sido produto da reação entre clorita e quartzo:



A associação de  $\text{Cld} + \text{Chl} + \text{Grt}$  (Diagrama. 2) marca o início do metamorfismo em fácies xisto verde, que evolui para a paragênese de  $\text{Cld} + \text{Chl} + \text{St}$  (Diagrama. 3) já na transição para o fácies anfibolito, no evento deformacional D2.

	S1	S2	S3	Pós- S3
Granada	-----	-----		
Clorita	-----	-----		-----
Cloritóide	-----	-----		-----
Estaurolita	---	-----		-----

Tabela . 3. Relação de crescimento entre as principais fases minerais na serra do Pombeiro.

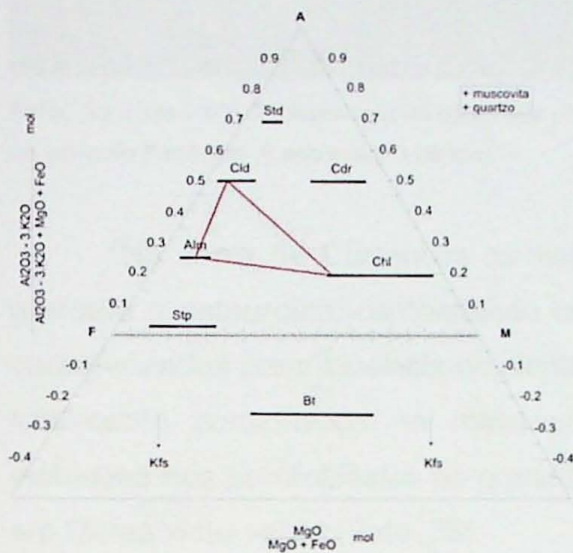


Diagrama. 2. AFM mostrando a paragenese mineral do metamorfismo em fácies xisto verde na serra do Pombeiro.

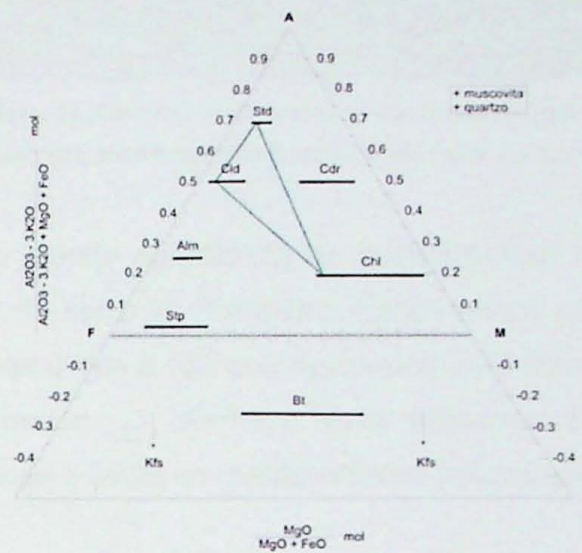


Diagrama. 3. AFM com paragenese de pico metamórfico na serra do Pombeiro. Transição para o fácies anfibolito.

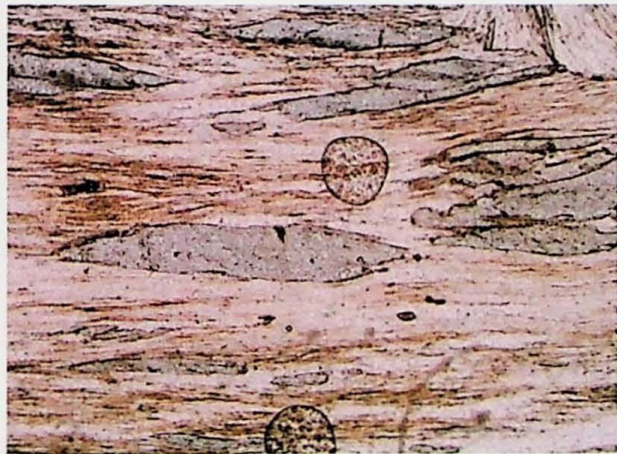


Foto. 31 (Car-II- 108A). Porfiroblastos octaédricos de cloritóide sin-S2.. Tonalidades amarronzadas devem-se a alteração supergênica da mica branca. (Lado maior 1,30mm)

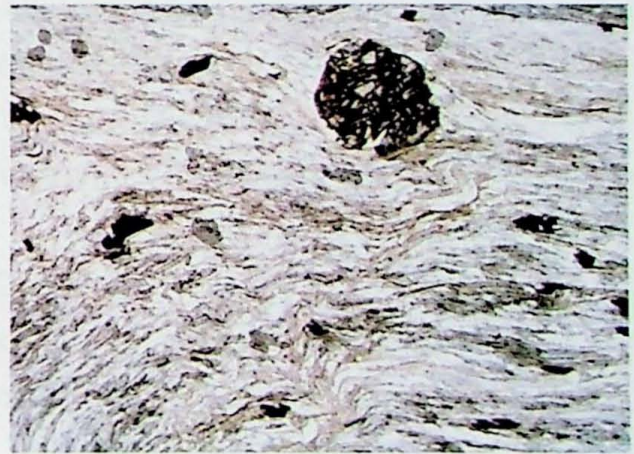


Foto. 32 (Car-I-45). Cristais prismáticos de cloritóide sin-S2 descruvendo a foliação; porfiroblasto de granada euédrico pré- S2; foliação S2 crenulada. (Lado maior 3,25mm)



Foto. 33 (Car-I- 92). Porfiroblastos de estaurolita pós-S2 na serra do Pombeiro. (Lado maior 3,25mm)

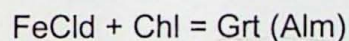


Foto. 34 (Car-I-48). Porfiroblasto de estaurolita em xisto a cloritóide, substituído mica branca. (Lado maior 3,25mm)

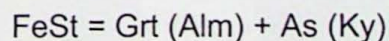
Na serra de Carrancas os xistos possuem grande quantidade de porfiroblastos de granada e estaurolita, contrastando com os xistos da serra do Pombeiro. Esses xistos são caracterizados pela ausência de cloritóides sin-cinemáticos à S2, que aparentemente foram totalmente consumidos no metamorfismo progressivo. O cloritóide está presente em inclusões nos porfiroblastos de granada, evidenciando o início do metamorfismo progressivo em fácies xisto verde (Foto. 35).

Os porfiroblastos de granada são no geral inter a sin-S2, e são sincrônicos ou antecedem os porfiroblastos de estaurolita. Estes exibem um crescimento contínuo (?), desde condições inter-cinemáticas a condições pós-cinemáticas. As feições texturais entre os porfiroblastos de granada e estaurolita mostram duas principais relações do metamorfismo progressivo: porfiroblastos de estaurolita substituindo granada (Foto. 36); porfiroblastos de granada sin-S2 com inclusões de estaurolita (Foto. 37).

A cristalização precoce dos porfiroblastos de granada em relação aos de estaurolita, indica que o metamorfismo atuou em pressões relativamente elevadas e pode ser descrito pela reação:



A reação que marca o pico metamórfico nessas rochas é a da substituição de estaurolita por granada e cianita, esta raramente observada:



A paragênese mineral de St + Grt + Ky (Diagrama. 4) representa o auge do metamorfismo progressivo.

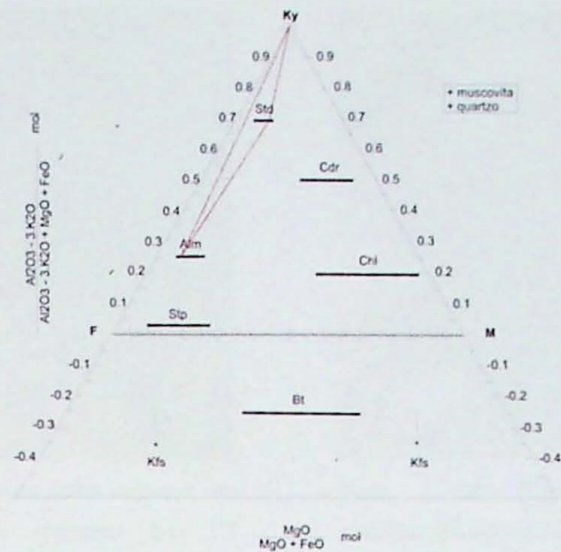


Diagrama. 4. AFM mostrando a paragénesis do pico metamórfico na serra de Carrancas.

O retrometamorfismo nesses xistos é representado pela substituição dos porfiroblastos de estaurolita e granada por clorita e cloritóide pós-cinemáticos (Fotos 38 e 39). Nas proximidades da serra do Galinheiro esse retrometamorfismo foi muito efetivo com a substituição quase por completo dos porfiroblastos (Foto. 40). As relações de crescimento dos principais minerais metamórficos estão representadas na Tabela. 4.

	S1	Cedo S2	Tarde S2	S3	Pós- S3
Granada	-----	-----	-----		
Clorita	-----				-----
Cloritóide	-----				-----
Estaurolita		-----	-----		

Tabela. 4. Relações de crescimento mineral na serra de Carrancas.



Foto. 35 (Car-IX-26). Observam-se inclusões de cloritóide nos porfiroblastos de granada pré- S2; notar que eles também estão presentes na fratura associados à clorita, substituindo a granada no retrometamorfismo pós-cinemático. (Lado maior 3,25mm)



Foto. 36 (Car-IX-26). Grande porfiroblasto de estaurolita prismática se desenvolvendo substituindo porfiroblastos de granada no metamorfismo progressivo. (Lado maior 3,25mm)



Foto. 37 (Car-VI-46). Cristais de estaurolita incluídos nos porfiroblastos de granada que crescem em D2 substituindo estaurolita. (Lado maior 3,25mm)



Foto. 38 (Car-IX-26). Clorita retrometamórfica substituindo estaurolita inter/sin-S2. (Lado maior 3,25mm)



Foto. 39 (Car-IX-26). Zona de sombra-de-pressão em granada. Notar cristais pós-cinemáticos de cloritóide. (Lado maior 3,25mm).

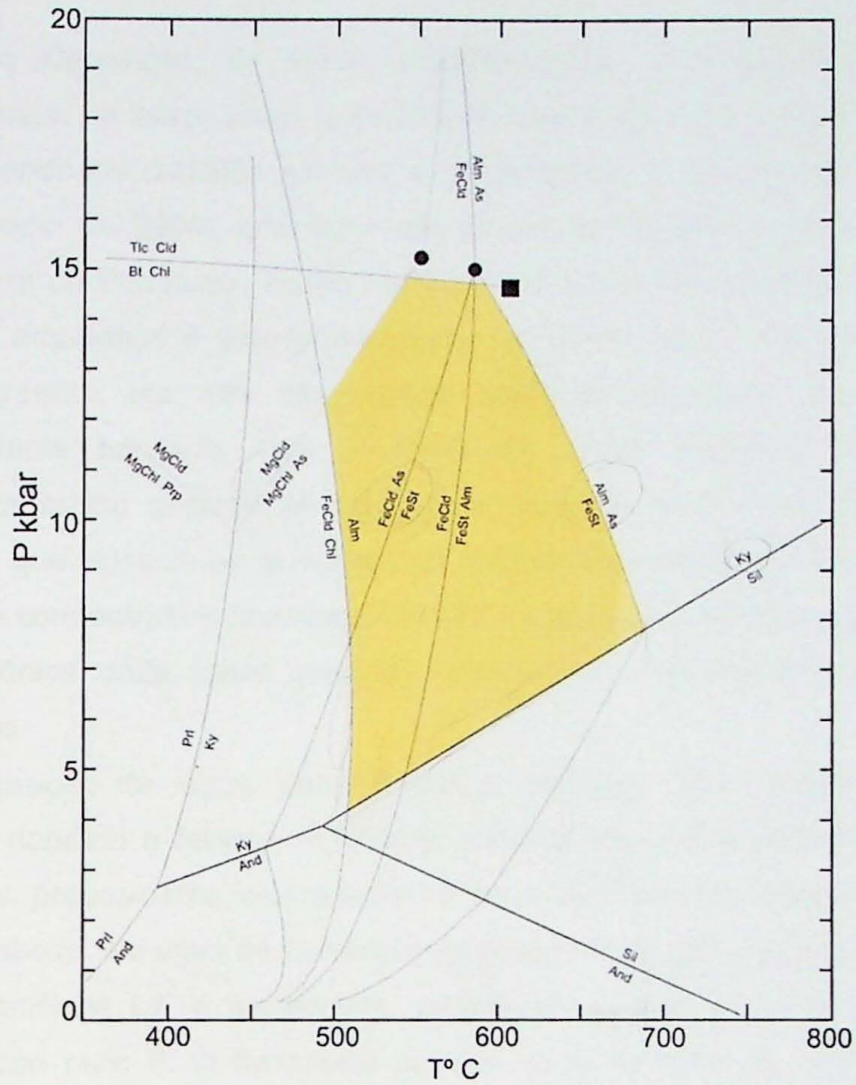


Foto. 40 (Car-VI-3). Grandes porfiroblastos de cloritóide pós-cinemáticos substituindo porfiroblastos de estaurolita granada (Lado maior 3,25mm).

#### 7.4.2. Considerações finais

O grupo Carrancas, na região estudada, exibe uma transição metamórfica do fácies xisto verde, ao xisto verde- anfibolito (Serra do Pombeiro), até o fácies anfibolito (Serra de Carrancas). O pico metamórfico na serra do Pombeiro (porção noroeste da área) foi atingido com a paragênese sin-S2 de Cld + Chl + St que evolui na serra de Carrancas (porção sudeste), para paragênese também sin-S2, de St + Grt + Ky. Em ambos os domínios o metamorfismo foi progressivo a partir de condições de fácies xisto verde em presença de Cld e Chl pré S2, incluídos em porfiroblastos de granada.

A presença de cianita confirma que o metamorfismo se deu sob pressões relativamente elevadas, pressão esta que propicia a entrada da granada, antecedendo o aparecimento de estaurolita. A reação de  $FeSt = Alm + As$ , limita a máxima temperatura a que esses metassedimentos foram submetidos, aproximadamente a 680°C. O campo P x T no qual a trajetória metamórfica se desenvolveu, assim como as principais reações citadas anteriormente, podem ser observadas no Diagrama. 5.



**Diagrama. 5.** Diagrama P x T para metapelitos no sistema KFMASH. Ênfase para campo rachurado no qual a trajetória metamórfica se desenvolveu. Modificado de Spear and Cheney (1989).

Em contraste, a unidade do Biotita xisto encontra-se, na região, sempre sob condições de fácies xisto verde.

\*Obs: Abreviações minerais segundo Kretz (1983).

## 8. Conclusões

O Grupo Carrancas, de idade neoproterozóica, é composto basicamente de quartizitos micáceos na base, xistos grafitosos no topo e por uma unidade de intercalação intermediária, sendo os contatos normais e gradacionais. A espessura desse pacote foi estimada na ordem de 300m, com base em seções geológicas na escarpa da serra de Carrancas e serra do Pombeiro. Esses metassedimentos estão dispostos, tectonicamente, sobre gnaisses arqueanos e paleoproterozóicos do cráton São Francisco, que estão, na região, representados por três associações litológicas principais: um biotita gnaiss tonalítico finamente bandado, com presença de corpos discretos de rochas meta-ultramáficas; um biotita gnaiss de granulação média à grossa que possui estruturas migmatíticas e que associa-se a corpos de rochas meta-básicas; um granito gnaiss hololeucocrático com estrutura levemente foliada. Na serra de Carrancas pode-se observar a inversão tectônica onde esses gnaisses cavalgam os metassedimentos, truncando o contato da *klippe*.

A estruturação da *klippe* sin-metamórfica descreve uma complexa estrutura em formato de "Z", dobrada e falhada. A foliação principal regional é uma S2, plano axial de dobras isoclinais, praticamente recumbentes na serra de Carrancas e fortemente inclinadas na serra do Pombeiro. Na serra de Carrancas as lineações de estiramento mineral são E-W, paralelas aos *mullions* L2, e evidenciam, juntamente com indicadores cinemáticos, um transporte de topo para E. O transporte na face norte da serra do Pombeiro, sobre as unidades do cráton, está relacionado a uma removimentação lateral dextral. O metamorfismo atuou sob pressões relativamente elevadas (presença de cianita), e aumenta no geral de NW para SE. Os xistos registram paragêneses minerais sin- S2 na passagem de fácies xisto verde a anfíbolito, com cloritóide e estauroлита, para fácies anfíbolito, com granada e estauroлита, chegando a reações de geração de cianita.

O evento D3 atuou concentrando os esforços em zonas de cisalhamento. Localmente associa-se a cavalgamento para NW por rompimento de flanco inferior de dobra D3 fracamente inclinada; ou a zonas transcorrentes dextrais, com transposição da clivagem de crenulação S3.

O padrão em "Z" da mega-estrutura é controlado por dobras fortemente inclinadas, vergentes para NW, cuja orientação axial é de baixo caimento para SW, e corresponde à fase deformacional D4. Um redobramento aberto D5, orientado N-S, possui uma clivagem de crenulação sub-vertical que recorta toda estrutura anterior.

## 9. Bibliografia

- ALMEIDA, S. (1998). Petrologia de rochas ultramáficas associadas ao Grupo Andrelândia e seu embasamento, na região de Liberdade, Arantina, Andrelândia, São Vicente de Minas e Carrancas, MG. *Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*.
- BOYER, S. E. & ELLIOT, D. (1982). Thrust Systems, *AAPG Bull.* **66**(9): 1196-1230.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano- Pan African Cycle orogenic collage. *Episodes*, v.22, p. 155- 166.
- CAMPOS NETO, M.C. (2000). Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. *Tectonic Evolution in South America*: 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S., VLACH, S.R.F., CABY, R., SZABÓ, G.J. & VASCONCELOS, P. (2004). Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem brasileira no sul do cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Revista do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo*, **4** (1): 13-40.
- CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. (1999). Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and nappe system south of São Francisco Cráton, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v.97, p.3-26.
- CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. (2000). Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics*, v.19, p. 669-687.
- DENNIS, J. G., PRICE, R. A., SALES, J. K., HATCHER, R., BALLY, A. W., PERRY, W. J., LAUBSCHER, H. P., WILLIAMS, R. E., ELLIOTT, D., NORRIS, D. K., HUTTON, D. W., EMMETT, T & McCLAY, K. R. (1981). What is a thrust? What is a nappe? *Geological Society, London, Special Publications*; 1981; v. 9; p. 7-9.
- EBERT, H. (1955). Pesquisas na parte Sudeste de Minas gerais e no Nordeste, Relatório Anual do Diretor; Rio de Janeiro, DF, DGM / DNPM, ano 1954, p.79-89.

- EBERT, H. (1956a). Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor Rio de Janeiro, DF, DGM / DNPM, ano de 1955, p.69- 81.
- EBERT, H. (1956b). A tectônica do Sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. DGM / DNPM, ano de 1956, p.97- 107 e 136-137.
- FRITZ, H., DALLMEYER, R. D. & NEUBAUER, F. (1996). Thick skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic – Austria), *Tectonics*, **15**(6): 1389-1413.
- HADDAD, R. C. (1997). O batolito Pinhal-Ipuíuna (SP-MG): um exemplo de magmatismo cálcio-alcalino potássico neoproterozóico no sudeste brasileiro. *Tese de doutoramento, IG-USP*, 270p.
- HEILBRON, M. (1985). O metamorfismo da área de Itutinga- Madre de Deus de Minas-MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3. Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: SBG-MG: 219-233.
- HOOPS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1976). An outline of structural geology. *Wiley*, New York, 571 p.
- JANASI, V. A. (1999). Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. 304 f. Tese (Livre-Docência)– *Instituto de Geociências, USP*, São Paulo.
- KRETZ, R. (1983). Symbols for rock- forming minerals. *American mineralogist*. 68: 277- 279
- MANTOVANI, M.S.M. & BRITO NEVES, B.B. (2005). The Paranapanema Lithospheric Block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent theories. *Gondwana Research*, **8**, (3): 303-315.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J., (1996). Microtectonics. *Springer*. 289p.

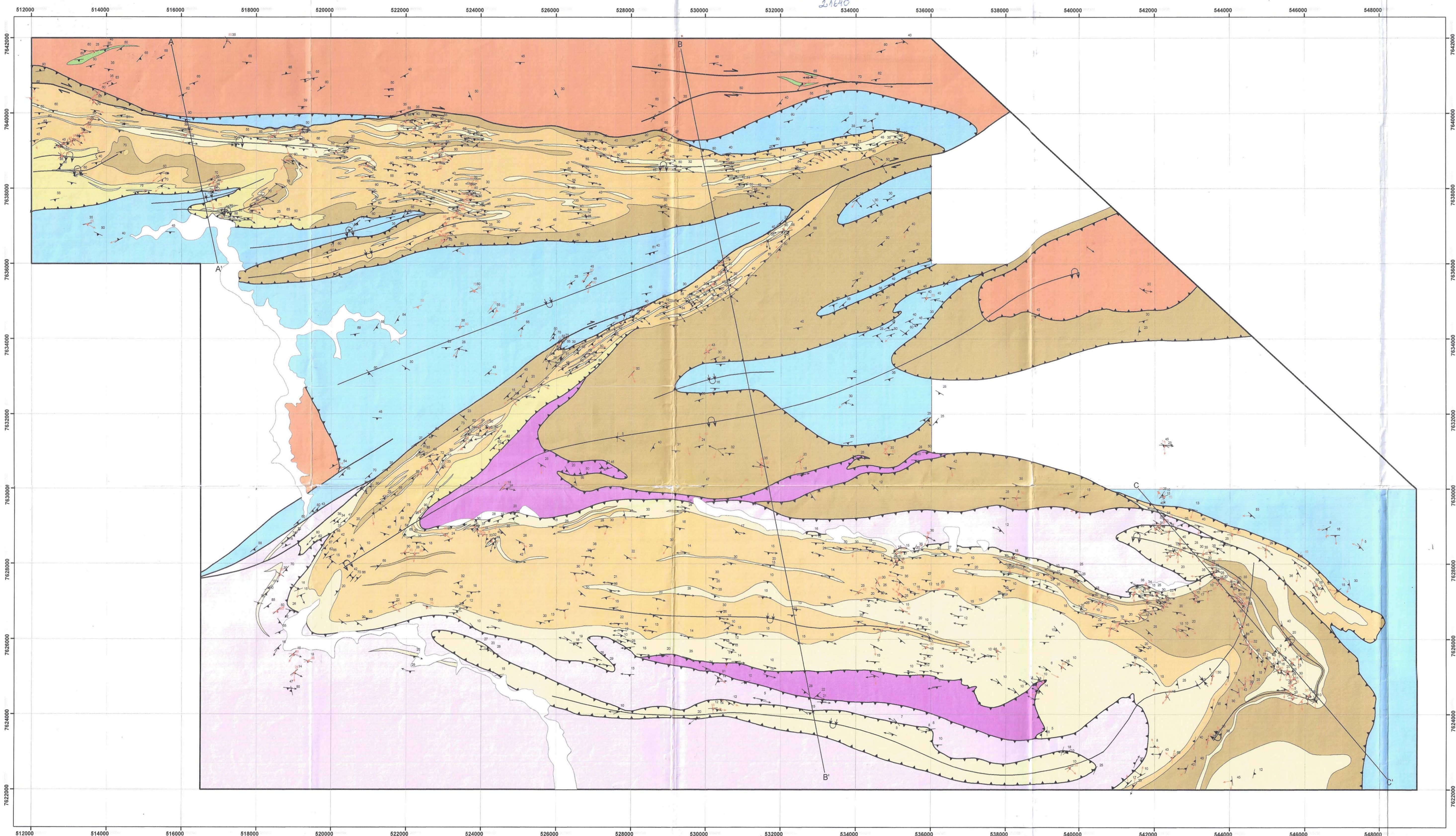
- PINTO, C. P.; BRANDALISE, L. A.; SOUZA, H. A.; VASCONCELLOS, B R. M.; BARRETO, E. L.; DIAS GOMES, R. A. A.; CARVALHAES, J. B.; PADILHA, A. V.; HEINECK, C. A.; GROSSI SAD, J. H. (1991). Lima Duarte, Folha SF.23-X-C-VI,. Estado de Minas Gerais. Brasília: DNPM, p.201. (*Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*).
- RAMSAY, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M.I. (1983). The techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis. Academic Press: 1-305.
- RIBEIRO, A.; HEILBRON, M. (1982). Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. Anais. Salvador: SBG, 1982, v. 1, p.177-186.
- RIBEIRO, A.; TROUW, R. A. J.; ANDREIS, R. R.; PACIULLO, F. V. P.; VALENÇA, J. (1995). Evolução das bacias Proterozóicas e o termo tectonismo-brasiliano na margem sul do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 235- 248.
- SPEAR, FS., CHENEY, JT. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- FeO- MgO- K<sub>2</sub>O- H<sub>2</sub>O. *Contrib Mineral Petrol* 101: 149- 164
- TROUW, R.A.J. (1973). Structural geology of the Marsfjallen area, Caledonides of Vaterbotten, Sweden. *Sver. Geol. Unders. Ser. C.* 689, 115 p.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. (1980). Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras- Minas Gerais. *Anais XXXI Congr. Bras.Geol., Balneário de Camboriú, SC*, vol. 5, p 2773-2784.
- TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P.; Chrispim.S. J.; Daylan. H. (1982). Análise de deformação numa área a SE de Lavras Minas Gerais. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia*, p 186- 197.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. (1984). Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, 55 (1): 71-85.

- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; Tupinambá, M. & Andreis, R.R. (2000). The central segment of Ribeira Belt. *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 287-310.
- WILLIAMS, P. F. & ZWARD, H. J. (1977). A model for development of the Sve-Koli Caledonian nappe complex. In: S. K. Saxena and Bhattacharji (eds.), *Energetics of Geological Processes*, Springer Verlag, New York, 169- 187.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR.; R.M. & THOMPON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part 3: Relative change in sea level from coast onlap. In: C. E. Payton, ed.. *Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 26: 63-82.
- VALLADARES, C. S.; MACHADO, N.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HEILBRON, M.; GAUTHIER., (2001). G. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasilia Belt, southern border of São Francisco craton: implications for the evolution of Proterozoic basins. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 3. *Extend abstract*. Santiago: Sociedad Geológica de Chile, 261- 264.
- VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J. and SIMÕES, L.S.A. (2004). U-Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): Sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, V.130, p. 27-55.
- VILELA, L. G. G. (2000). Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG. *Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, USP*, São Paulo. 180 p.

# Anexos

# MAPA GEOLÓGICO DA KLIPPE CARRANCAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP  
BIBLIOTECA



## Legenda

### Unidades Tectono-Litoestratigráficas

- |                              |                 |   |                 |  |                                   |
|------------------------------|-----------------|---|-----------------|--|-----------------------------------|
| Quaternário                  |                 | Depósitos de colúvio e aluvião  | Grupo Carrancas |  | Clorita-biotita xisto com granada |
|                              | Neoproterozóico |   |                 | Xistos grafitosos muitas vezes porfiróblásticos com (Chl, Cld, Grt, St, Ky) que gradam lateralmente para um clorita-muscovita xisto. |                                   |
|                              |                 | Intercalações métricas a decamétricas de quartzitos e xistos-grafitosos +/- porfiróblastos de Cld-St-Grt-Ky.                              |                 |  |                                   |
|                              |                 | Quartzito micáceo com intercalações milimétricas de xisto grafitoso e níveis esporádicos de um muscovita xisto com muscovitas esverdeadas |                 |  |                                   |
|                              |                 | Biotita gnaise com composição tonalítica, finamente bandado, +/- granada  |                 | Anfibolito   |                                   |
| Arqueano e Paleoproterozóico |                 | Biotita gnaise metatexitico de granulação média grossa. Ocorrem rochas meta ultra-máficas e corpos máficos associados                     |                 |  |                                   |
|                              |                 | Granito gnaise hololeucocrático de grauulação média a grossa. Ocorrem corpos lenticulares de rochas máficas.                              |                 |  |                                   |

### Convenções Geológicas

- |  |  |  |                                    |
|--|--|--|------------------------------------|
|  | Foliação S2                                  |  | Zonas de cavalgamento              |
|  | Clivagem de crenulação S3, S4 e/ou S5        |  | Eixo de antiforma isoclinal        |
|  | Lineação de estiramento mineral (L2 e/ou L3) |  | Eixo de sinforma isoclinal         |
|  | Lineação de crenulação (L3, L4 e/ou L5)      |  | Eixo de sinforma aberta            |
|  | Contato normal                               |  | Zona de cisalhamento transcorrente |

### Escala Gráfica



### Escala numérica

1: 50.000

Carreiros	Itapicoba	Ruínas
Três Cordeiros	Luminais	Medus
Correção do Rio Verde	Casimbu	Avoacas

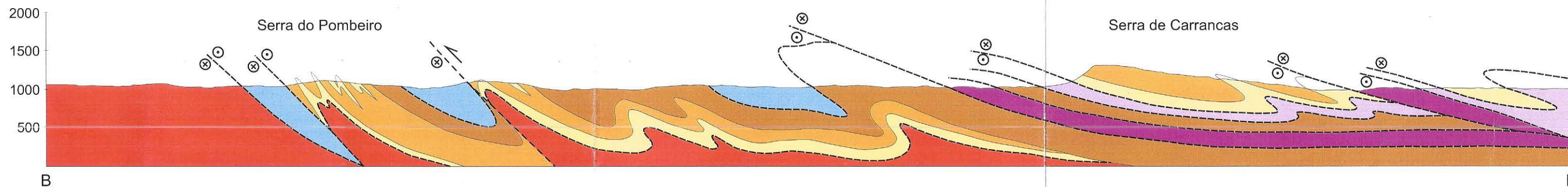
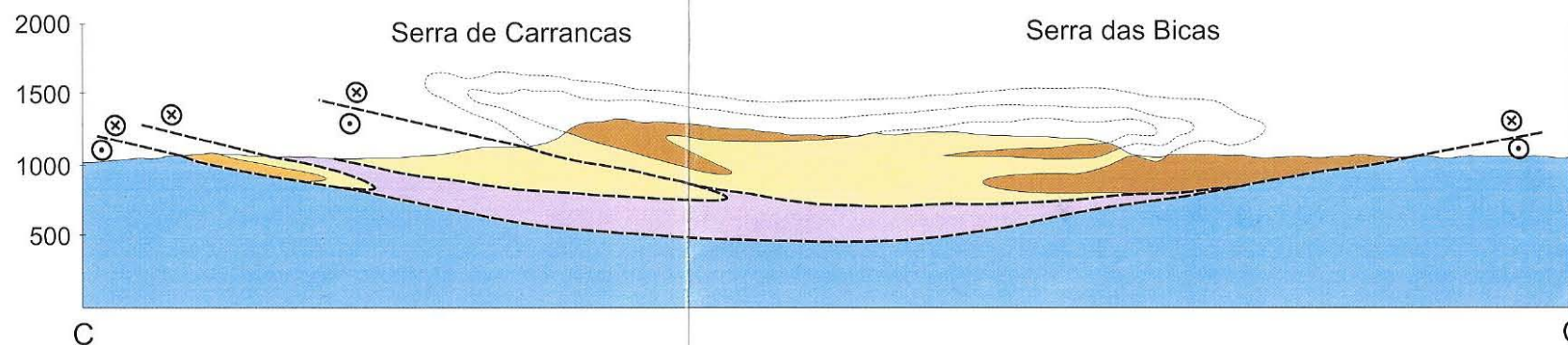
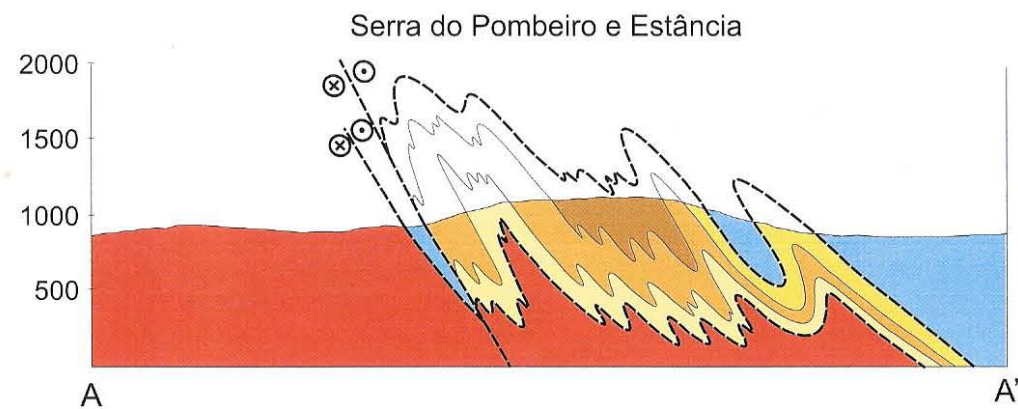


Declinação Magnética 1975

17° 25'

A declinação magnética cresce 9' anualmente

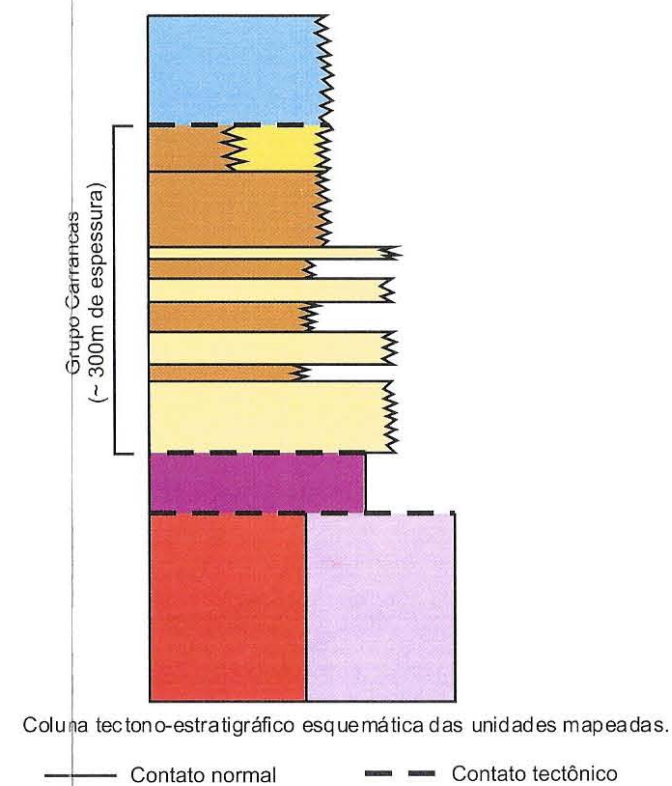
# Perfis Geológicos

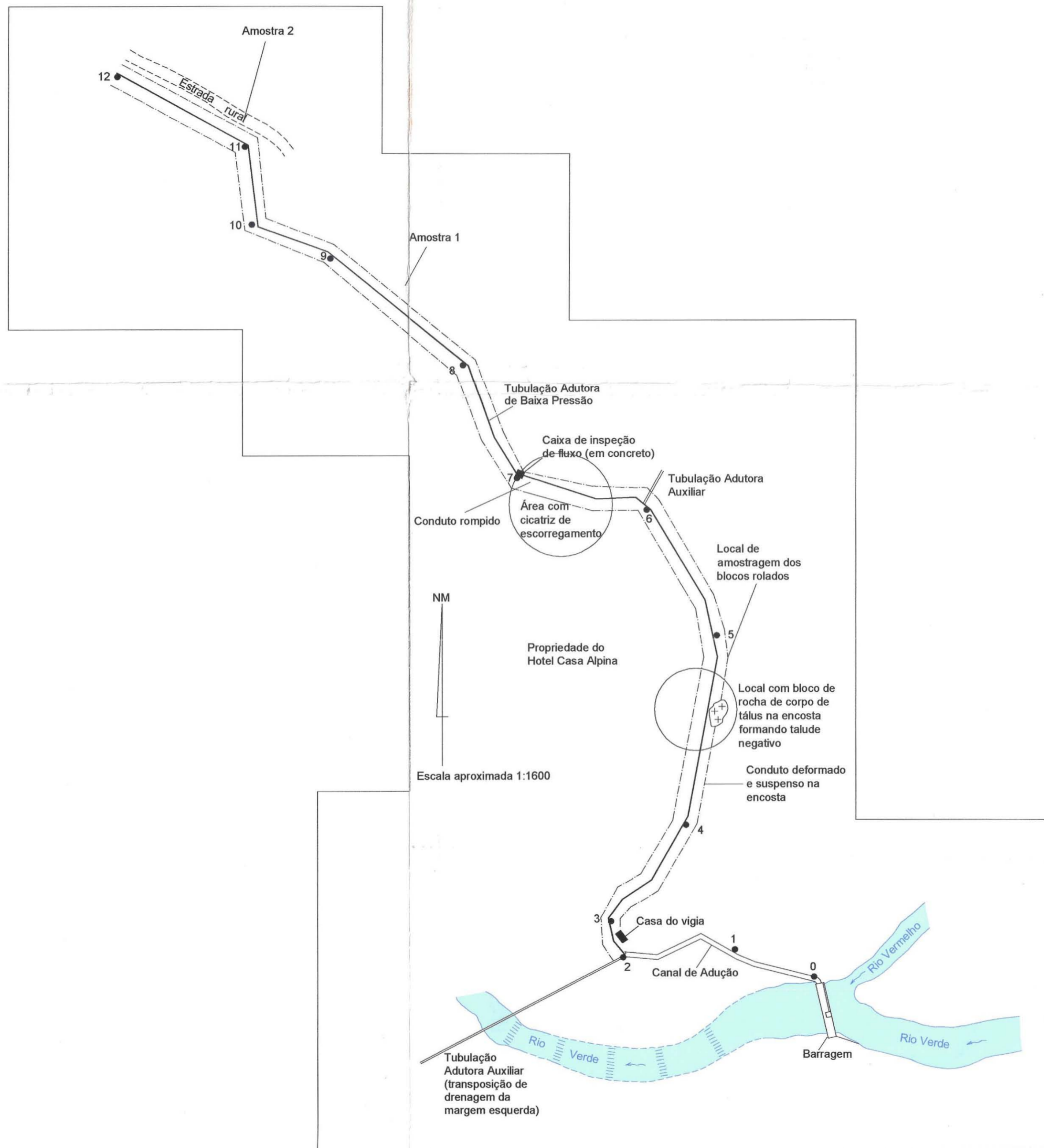


## Legenda

### Unidades Tectono- Litoestratigraficas

Arqueano e Paleoproterozóico	[ ]	[ ]	[Red]	Granito gnaiss hololeucocrático de graulação média a grossa. Ocorrem corpos lenticulares de rochas máficas.	[Blue]	Clorita- biotita xisto com granada
			[Purple]	Biotita gnaiss metatexítico de granulação média grossa. Ocorrem rochas meta ultra-máficas e corpos máficos associados		
Neoproterozóico	[ ]	Grupo Carrancas	[Yellow]	Quartzito micáceo com intercalações milimétricas de xisto grafítico e níveis esporádicos de um muscovita xisto com muscovitas	[Orange]	Intercalações métricas a decamétricas de quartzitos e xistos-grafíticos +/- porfiroblastos de Cld- St-Grt- Ky.
			[Light Yellow]	esverdeadas		
			[Brown]	Xistos grafíticos muitas vezes porfiroblásticos com (Chl, Cld, Grt, St, Ky) que gradam lateralmente para um clorita- muscovita xisto.		





Fonte: Levantamento topográfico realizado por Antonio Carlos Varela, e responsabilidade técnica de Ubiratan Caldas

DOAÇÃO
<i>IGC - USP</i>
Date: <i>20/02/09</i>

