

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Litoestratigrafia e caracterização estrutural do Grupo Brusque
na região do Morro do Carneiro, Tijucas, SC**

Flávio Henrique Remédio

Orientador: Prof. Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08/22)**

**SÃO PAULO
2008**

TF
R386
FH.L

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Litoestratigrafia e caracterização estrutural do Grupo Brusque na
região do Morro do Carneiro, Tijucas, SC**



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

TF- (2008/22)

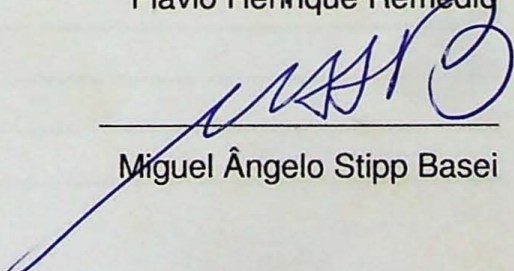
São Paulo
2008

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025604


Flávio Henrique Remédio


Miguel Ângelo Stipp Basei

TF
R 386
FH.L

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

Investigación e cartografía ambiental de Grupo Urbano en
región de Mayo de Caracas, Tercer BC



MONOGRAFIA DE TRABAJO DE FORMATURA

TF (2000)

250 Págs
2000

[Handwritten signature]
Prof. [illegible]
[Handwritten signature]
Prof. [illegible]

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Sumário

1.	Resumo	1
2.	Abstract	2
3.	Introdução.....	3
4.	Objetivos.....	3
5.	Materiais e Métodos	4
6.	Trabalhos Prévios.....	5
6.1.	O Cinturão Dom Feliciano.....	5
6.1.1.	Cinturão Granitóide	6
6.1.1.1	Batólito Florianópolis	6
6.1.1.2.	Batólito Pelotas	7
6.1.1.3.	Batólito Aiguá	8
6.1.2.	Cinturão Metavulcanossedimentar (Domínio Intermediário).....	8
6.1.2.1.	Grupo Brusque	9
6.1.2.2.	Grupo Porongos	13
6.1.2.3.	Grupo Lavalleja	13
6.1.3.	Bacias vulcânossedimentares pós metamórficas (Domínio Externo)	14
6.1.3.1.	Bacia de Itajaí.....	14
6.1.3.2.	Bacia de Camaquã	15
6.1.3.3.	Bacia Arroyo Del Soldado.....	15
7.	Resultados Obtidos	16
7.1.	Geologia Local.....	16
7.2.	Petrografia	17
7.2.1.	Metadiamictito.....	17
7.2.2.	Quartzito	18
7.2.3.	Biotita-Quartzo-Muscovita Xisto	19
7.2.4.	Granada-Muscovita-Quarzo-Biotita Xisto	20
7.2.5.	Metarritmitos	20
7.2.6.	Filito Sericítico com Quartzo	21
7.2.7.	Clorita Xisto	21
7.2.8.	Clorita-Tremolita Xisto.....	21
7.2.9.	Turmalinitos	22
7.2.10.	Calciossilicáticas.....	23
7.2.11.	Metabásicas.....	23
7.2.12.	Granito Protomilonítico.....	24
7.2.13.	Biotita Granito Porfírico	25
7.2.14.	Granito Equigranular com Biotita	25

7.2.15. Granito com turmalina.....	26
7.2.16. Complexo Camboriú	26
7.3. Caracterização Estrutural	27
7.1.1. Domínio Sertão do Valongo	27
7.3.2. Domínio Morro do Carneiro.....	29
7.3.3. Domínio Rio Santa Luzia	30
7.3.4. Domínio Sertão da Miséria.....	31
7.3.5. Domínio Campo Novo.....	32
7.4. Metamorfismo.....	32
7.5. Litoestratigrafia e Evolução Geotectônica.....	34
8. Conclusões.....	36
Referências Bibliográficas	38

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a minha mãe, Ana Margarida Martins Remédio, que manteve firme a si mesma e a mim na ausência de meu pai durante esta fase tão especial da minha vida. Sua força de vontade será sempre o guia dos meus passos.

Agradeço sinceramente meu orientador Professor Doutor Miguel Ângelo Stipp Basei por toda a confiança que depositou neste trabalho, por todos os valiosíssimos ensinamentos e pelos momentos agradáveis nas atividades de campo e tardes de trabalho.

Agradeço ao Instituto de Geociências por proporcionar as condições necessárias ao desenvolvimento deste trabalho e aos professores Mario Campos, Osvaldinho, Paulinho, Marcos Egidio e todos os professores da Geologia que de alguma forma apoiaram este trabalho.

Agradeço finalmente aos grandes amigos que conquistei durante a graduação. O "aclamado" Grupo da Morte, Pulga, Hemorróida, Argolinha, Infiadinho e Barriga e aos veteranos Lesma, Carrapato e Brenda que, de alguma forma, serviram de exemplo nestes cinco anos.

1. Resumo

O Grupo Brusque corresponde a porção metavulcanossedimentar do cinturão de dobramentos Dom Feliciano em Santa Catarina. É composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas básicas de idade neoproterozóica deformadas e metamorizadas em baixo a médio grau. Este trabalho teve como objetivos: elaborar um mapa geológico de detalhe da área do Morro do Carneiro; estabelecer uma coluna litoestratigráfica para o Grupo Brusque na área em questão; caracterizar estruturalmente as rochas metavulcanossedimentares; propor uma evolução geotectônica para a região. As unidades presentes na área mapeada foram agrupadas em cinco domínios principais: 1) no centro-sul o Domínio Sertão do Valongo composto predominantemente por metabasaltos e rochas calcissilicáticas, incluindo meta-exalattos (turmalinitos), além de mica xistos, esta sequência define uma grande estrutura sinformal com eixo mergulhando levemente para S-W, estão presentes repetições das unidades em decorrência de embricamentos tectônicos que tiveram transporte de W para E, as paragêneses minerais indicam fácies xisto verde; 2) no centro-oeste o Domínio Morro do Carneiro, restrito ao morro homônimo, onde ocorrem rochas essencialmente paraderivadas, as lineações de estiramento mineral associadas aos indicadores cinemáticos definem essa estrutura como uma *Klippe* com transporte para E, a assembléia mineral aponta para metamorfismo no fácies xisto verde; 3) no Domínio Sertão da Miséria, ao norte, predominam rochas gnáissico-migmatíticas; 4) no noroeste o Domínio Campo Novo, composto por um biotita granito a megacristais de feldspato centimétricos (Valsungana) e por um biotita muscovita granito leucocrático (Campo Novo); 5) no sudeste o Domínio Rio de Santa Luzia, é composto por rochas graníticas deformadas, colocadas em contato tectônico com os metasedimentos do Brusque pela Zona de Cisalhamento Major Gercino com cinemática transcorrênte dextral.

2. Abstract

The Brusque Group represents the supracrustal rocks of the northern tip of the Dom Feliciano Belt. It is composed of a metavolcanosedimentary sequence of Neoproterozoic age deformed and metamorphosed in green schist to low amphibolite metamorphic facies. The major aims of this work were: compilation of a geological map of Morro do Carneiro region, elaborate a stratigraphical column for the supracrustal rocks, present a structural characterization of the area and a geotectonic evolution for the Brusque Group. To facilitate the structural analysis the mapped units were grouped in five major domains: 1)- Sertão do Valongo Domain – composed mainly by calcisilicate, metabasalts and meta-exalative (turmalinites) rocks deformed and metamorphosed in green schist to low amphibolites facies, these units conforms a major SW dipping sincline in the central part of the area, repetitions of the metamorphic units by thrust faults are common; 2)- Morro do Carneiro Domain – restrict to the homonymous hill, represents an allochthonous structure displaced towards E, composed essentially of green schist metasedimentary rocks with a thick diamictite layer on its upper part; 3) Sertão da Miséria Domain - composed of gneiss-migmatite-granite domain related to the Camboriu Complex; 4)- Campo Novo Domain – occurs in the northwestern part of the area being essentially composed of late tectonic intrusive granitoids (Valsungana and Campo Novo granites); 5)- Rio de Santa Luzia Domain – it is the southeastern domain with mylonitic porphyritic granites juxtaposed to the Brusque Group metasedimentary rocks by the Major Gercino dextral shear zone.

3. Introdução

O Morro do Carneiro se localiza na Folha Cartográfica de Tijucas, litoral de Santa Catarina a aproximadamente 50 km a norte da cidade de Florianópolis e a 657 km da Cidade de São Paulo. Na região estão expostas uma série de rochas metassedimentares e metavulcânicas além de um conjunto de corpos ígneos tardios.

Este complexo metamórfico pré-cambriano corresponde ao Grupo Brusque, uma das principais unidades litoestratigráficas de Santa Catarina, que está inserido no cinturão de dobramentos Dom Feliciano, um dos principais domínios tectônicos da porção sudeste do continente sul americano.

A evolução geotectônica de faixas de dobramentos pré-cambrianos abrange inúmeros processos relacionados à sua sedimentação, granitogênese, deformação e metamorfismo, por conseguinte, a reconstituição da história geológica dessas áreas fica condicionada a estes fatores tornando-se muito complexa.

O progresso do conhecimento geológico em relação aos complexos metamórficos do Brasil e, em específico, de Santa Catarina é bastante significativo no que diz respeito à sua evolução tectonometamórfica, no entanto muitas lacunas em aberto ainda impedem a completa compreensão da história geológica destes terrenos.

O principal procedimento para o estudo dessas regiões é uma abordagem multidisciplinar que envolva um mapeamento geológico de detalhe com levantamento litoestratigráfico, definição da estrutura, caracterização do metamorfismo e análise das texturas e microestruturas das unidades litológicas presentes, tudo isso apoiado em datações radiométricas, permitindo assim, a elaboração de uma proposta de evolução geológica local consistente e passível de regionalização.

4. Objetivos

Este trabalho, além do aprimoramento técnico e acadêmico do aluno e a familiarização do mesmo com a rotina de estudos e com as técnicas empregadas em trabalhos semelhantes, teve como objetivos:

A elaboração de um mapa geológico de detalhe (escala 1:25.000) da região do Morro do Carneiro;

O estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica para o Grupo Brusque na área em questão;

A caracterização estrutural das rochas metavulcanossedimentares do Grupo Brusque na região;

A proposição de uma evolução geológica para o Grupo Brusque;

A confecção de perfis geológicos.

5. Materiais e Métodos

Pretende-se efetuar a cartografia das rochas presentes na região do Morro do Carneiro e sua caracterização litoestratigrafia e estrutural. Para esse fim já se dispõe de dados cartográficos, petrográficos e estruturais disponíveis no Laboratório de Cartografia do IGc, coletados durante os projetos de mapeamento geológico realizados anualmente pelo Instituto. Foram selecionados relatórios de mapeamento dos projetos Tijucas (1992), São João Baptista (2003), Comburiu (2005) e Itapema (2008) somando aproximadamente 1000 pontos descritos. As informações retiradas destes relatórios, como número do ponto, grupo de trabalho, localização espacial, descrição litológica e dados estruturais foram dispostas em uma planilha de dados.

Além disso, foram realizadas três etapas de campo na região. A primeira referente à primeira etapa de campo da disciplina Mapeamento Geológico ocorreu no período de 13 a 21 de março de 2008, a segunda, mais curta, onde participaram o autor, o orientador deste trabalho e dois alunos de iniciação científica relacionadas à região durou de 20 a 23 de junho de 2008, e uma terceira, referente à segunda etapa da disciplina Mapeamento Geológico que ocorreu entre 7 e 19 de Julho de 2008. Esta etapa foi útil na verificação das relações estratigráficas entre as rochas vulcânicas e as sedimentares e na coleta de amostras orientadas a serem estudadas.

As amostras coletadas foram laminadas e descritas em microscópio petrográfico disponíveis no laboratório de microscopia do IGc. Esta descrição teve ênfase em microtectônica e metamorfismo, também foram utilizadas as sessões delgadas e as descrições petrográficas dos projetos de mapeamento geológico anteriores, mesmo que estas não possuam orientação.

Em consequente foi realizado o tratamento dos dados estruturais. Foram gerados estereogramas, cada um correspondente a um domínio estrutural e portador das foliações e/ou lineações obtidas em campo. Para a delimitação destes domínios estruturais foram levados em conta fatores como tipo litológico, orientação preferencial, presença de mega estruturas ou qualquer fator considerado relevante.

Tudo isso, somado a uma revisão bibliográfica densa e detalhada foi utilizado na elaboração de um mapa geológico de detalhe, um ou mais cortes geológicos e de uma coluna litoestratigráfica para as rochas presentes confeccionados em ArcGis 9.2 auxiliando na reconstrução da evolução tectonometamórfica do Complexo Metamórfico Brusque, no que diz respeito às orientações deformacionais e as fases minerais características de cada eventos deformacional que atuou na região.

6. Trabalhos Prévios

6.1. O Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano aflora como uma faixa alongada de direção NE-SW com cerca de 1200 km de extensão e 150 km de largura que se estende da região sul-litorânea de Santa Catarina até o Uruguai. Esta faixa faz limites NW com um embasamento gnaíssico-migmatítico representado pela Microplaca Luis Alves a norte e pelo Craton Rio de La Plata na parte centro-sul e por duas vezes é coberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná restringindo uma parte ao Estado de Santa Catarina (Fig. 1), uma ao Estado do Rio Grande do Sul e uma ao Uruguai.

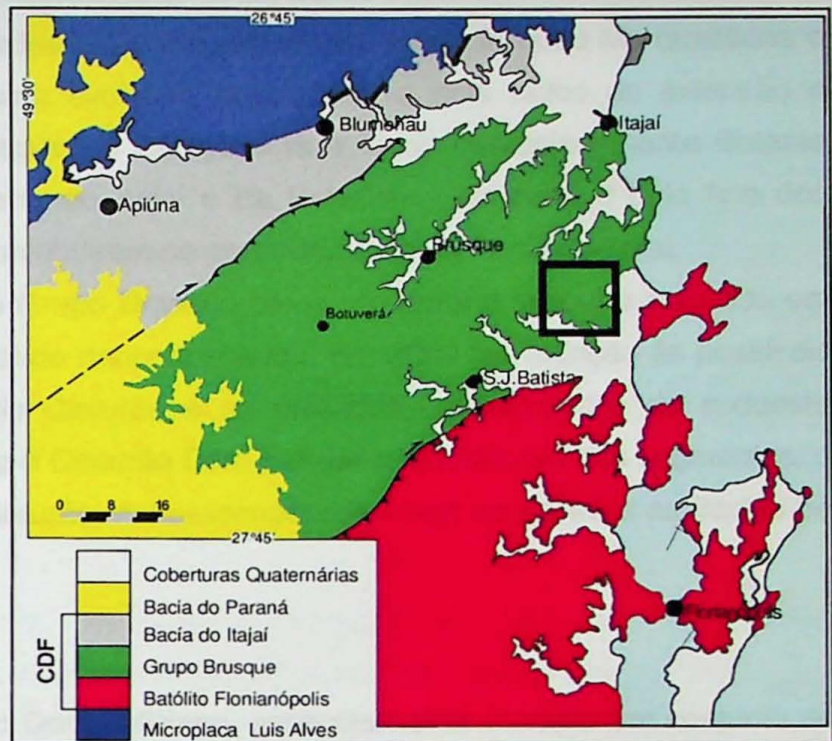


Figura 1: Cinturão Dom Feliciano (CDF) em Santa Catarina, com destaque para a área mapeada.

No Cinturão Dom Feliciano podem ser identificados três segmentos alongados paralelamente a seu eixo maior, cada qual com características litológicas muito distintas. Uma faixa litorânea granítica-migmatítica, uma faixa central constituída por um conjunto de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, representado em Santa Catarina pelo Grupo Brusque, e uma faixa a NW constituída de sedimentos anquimetamórficos (Basei, 1991), o contato entre estas unidades é sempre tectônico.

As primeiras interpretações da evolução geotectônica do sudeste brasileiro a citar o Cinturão Dom Feliciano são de Fragozo Cesar (1980), quando o autor, estudando o cinturão no Rio Grande do Sul, individualiza esta faixa da Faixa Brasília propondo, em concordância com as propostas de Porada (1979), um ciclo orogênico de idade brasileira, com subducção de placa oceânica para oeste. Neste âmbito o Cinturão Dom Feliciano teria sido gerado em um único ciclo orogênico e suas unidades representariam: um arco magmático, um depósito de margem continental passiva e bacia marginal e uma associação molássica vulcanossedimentar e plutônio-vulcanossedimentar.

Basei, (1985), estudando o cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, apresentou uma gênese para o cinturão, relacionada a uma subducção brasileira do tipo A. Nesta

hipótese a faixa granítica-migmatítica litorânea, de grau metamórfico maior representaria as zonas mais profundas do cinturão, os metamorfitos do Grupo Brusque seriam os registros das bacias de back arc e os sedimentos anquimetamórficos do Grupo Itajaí a NW seriam constituintes da antefossa molássica do cinturão. Esta polaridade metamórfica seria compatível com a vergência das unidades do Cinturão Dom Feliciano.

Silva (1991) baseado em idades U-Pb em zircões em torno de 2000 Ma questiona o par orógeno/molassa e sugere uma evolução relacionada a dois ciclos de extensão e riftiamento crustal. Este lapso temporal é reforçado pela idade demasiadamente distante entre o vulcanismo félsico da Bacia do Itajaí e da Paleobacia Brusque e pelo fato dos metamorfitos do Grupo Brusque contribuírem no preenchimento da Bacia do Itajaí.

Em 1991 Basei apresenta o Grupo Brusque como um terreno suspeito colocado em sua posição atual somente no final do neoproterozóico. Em 2000 faz menção às possíveis correlações entre as unidades do Cinturão e as unidades características do sudoeste africano, novamente apresentando o Cinturão Dom Feliciano dividido em três segmentos, o Cinturão Granitóide no litoral, o Cinturão Metavulcanossedimentar no centro e as Bacias de Foreland a NW.

6.1.1. Cinturão Granitóide

Faixa mais leste do Cinturão Dom Feliciano, essencialmente constitui um conjunto de rochas granitóides que freqüentemente apresentam uma xistosidade bem definida e às vezes, estruturas migmatíticas. Ocorrem rochas paraderivadas como tetos pendentes de suas suítes. Em Santa Catarina o cinturão granitóide é representado pelo Batólito Florianópolis, este é separado de seus correlatos Pelotas (RS) e Aguiá (UY) pelas coberturas sedimentares da Bacia do Paraná.

6.1.1.1 Batólito Florianópolis

Através de relações de campo e características particulares dos litotipos do Batólito Florianópolis é possível distinguir nele três suítes principais, Suíte Águas Mornas, São Pedro de Alcântara e Pedra Grande (Basei, 2000).

A Suíte Águas Mornas, que tem como litotipo principal os granitóides da região de Santo Amaro da Imperatriz (Zanini et al., 1997), representa um conjunto de granitóides deformados com enclaves máficos normalmente tonalíticos, e migmatitos de leucossomas granodioríticos a monzograníticos. A idade destas rochas ainda é controversa, Basei (2000), apoiado em valores U-Pb de zircões e titanitas, indica um curto intervalo entre o magmatismo e sua deformação milonítica, com idades próximas a 606 Ma, por outro lado Silva (2000) apresenta idades próximas a 2100 Ma para a geração dos granitóides. Ainda na Suíte Águas Mornas encontram-se os litotipo da Suíte Paulo Lopes, uma serie de biotita

monzogranitos, protomiloníticos, grossos a muito grossos, com datações Pb-Pb em zircões de 642 ± 46 Ma (Silva et al., 1997).

A Suíte Pedro de Alcântara é composta predominantemente por biotita granitóides cinzas, equigranulares ou inequigranulares, médios, com enclaves máficos anfibolíticos ou biotíticos. Na maioria das vezes mostram uma leve foliação, que pode se apresentar mais pronunciada ou menos. Também ocorrem corpos de gabros maciços, de granulação média a grossa, com megacristais de piroxênio de até 1 cm. Para a suíte Pedro de Alcântara, Basei (2000) efetuou duas isócronas Rb-St que indicaram idades de 593 ± 24 e 595 ± 11 ,

A Suíte Pedras Grandes corresponde ao último evento magmático expressivo do Batólito Florianópolis e nela predominam biotita monzogranitos com variações a sienogranitos, de porte bastante variado, isótopos, vermelhos a rosados que freqüentemente apresentam xenólitos dos granitóides deformados. Silva et al (1997) indicaram um valor SHRIMP em zircões de 593 Ma, outros autores (Basei, 1985) sugerem que este magmatismo foi contínuo até próximo de 550 Ma.

6.1.1.2. Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas tem cerca de 400 km de extensão e largura entre 70 e 110 km, nele predominam rochas granitóides deformadas a isótropas que freqüentemente trazem restos das rochas metamórficas que os comportam.

Segundo Philipp (1998) este batólito composto por seis suítes graníticas. A Suíte Intrusiva Pinheiro Machado com composição bastante variada (diorítica, tonalítica, granodiorítica, monzogranítica). A Suíte Intrusiva Erval de composição monzogranítica equigranular. A Suíte Intrusiva Viamão, monzogranítica porfirítica com granodioritos e sienogranitos subordinados. A Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, monzogranítica a alcalifeldspato granítica, com textura porfirítica equigranular grossa. A Suíte Granítica Cordilheira, caracterizada por leucogranitos com moscovita, contendo turmalina e granada como acessórios. A Suíte Granítica Dom Feliciano, sienogranítica, associada à greisens e mineralizações de Sn. Este mesmo autor indicou idade entre 620 a 605 Ma para a Suíte Intrusiva Pinheiro Machado e para as demais suítes idades entre 595 e 550 Ma e identificou três eventos deformacionais, dois mais antigos de natureza dúctil, e um mais novo de natureza rúptil.

Basei (2000) sugeriu que o Batólito Pelotas é composto por apenas três das seis suítes acima citadas. A Suíte Pinheiro Machado, principal suíte do batólito, composta por granodioritos associados à monzogranitos, dioritos e tonalitos quase sempre com foliação de fluxo. A Suíte Viamão representada por corpos alongados, paralelos às principais zonas de cisalhamento, de composição geral monzogranítica a granodiorítica. A Suíte Dom Feliciano onde predominam leucogranitos isótopos de composição e estrutura muito homogênea. Neste âmbito considerou-se que estas três suítes são registros da evolução

magmática natural de um único batólito. A Suíte Pinheiro Machado, que se constitui dos litotipos mais máficos do Batólito Pelotas, seria a mais antiga, com idades U-Pb em zircões de 610 ± 5 Ma (Babinski et al, 1997), interpretadas como a idade de colocação destes granitóides. A Suíte Viamão, provável correlata dos granitóides tipo Paulo Lopes, ainda pouco estudada geocronologicamente, teria idade Rb-Sr de 572 ± 22 Ma e idade U-Pb de 595 ± 1 Ma (Babinski et al 1997) e como magmatismo mais tardio do no batólito a Suíte Dom Feliciano que apesar de não possuir datações U-Pb apresenta a mesma relação com rochas vulcânicas ácidas e diques riolíticos que apresenta a Suíte Pedras Grandes.

6.1.1.3. Batólito Aiguá

Assim como seus correspondentes no sudeste brasileiro, no Escudo Uruguaio o Batólito Aiguá é composto por uma série de rochas granitóides poli-intrusivas, de composição principalmente calcio-alcalinas. Possuem idades U-Pb, obtidas em zircões retirados de monzogranitos da região de Cañas, de 587 ± 16 Ma, (Preciozzi et al, 1999), este mesmo autor apresenta idades K-Ar, retiradas das mesmas amostras, 20 a 30 Ma mais jovens, indicando um processo de resfriamento longo.

Neste Batólito Preciozzi et al (1999) identificaram o Terreno Punta Del, um terreno constituído por uma série de gnaisses e migmatitos, não reconhecidos em território brasileiro e apresenta idades U-Pb em torno de 1 Ga. Intensamente retrabalhados no brasileiro e na orogênese Rio Doce, esta unidade é provavelmente correlata dos complexos gnáissicos do sudoeste africano, em especial do Cinturão Kibaran-Namaqua na Namíbia.

6.1.2. Cinturão Metavulcanossedimentar (Domínio Intermediário)

Faixa central do Cinturão Dom Feliciano atinge larguras de aproximadamente 40 km, é essencialmente composto por intercalações sedimentares e vulcanossedimentares, com metamorfismo no fácies xisto verde, localizadamente no fácies anfibolito baixo, onde são identificadas pelo menos três fases de dobramento, a superfície de transposição mais evidente geralmente é a S2 que se desenvolveu concomitantemente ao pico metamórfico, (Basei, 2000).

Estas rochas são representadas pelo Grupo Brusque em Santa Catarina, pelo Grupo Porongos no Rio Grande do Sul e pelo Grupo Lavalleya no Uruguai. A correlação destas unidades é sugerida principalmente por sua posição geotectônica, suas características litológicas e metamórficas e pelo magmatismo que comportam, no entanto quando se trata da idade de sedimentação das paleobacias os dados não são muito consistentes. Todas possuem embasamento paleoproterozóico (2,3 - 2,0 Ga) e metamorfismo e granitogênese neoproterozóicos (0,76 - 0,6 Ga), deixando um espaço de tempo muito amplo para sua sedimentação.

6.1.2.1. Grupo Brusque

O Grupo Brusque compreende uma faixa de direção NE-SW, com cerca de 75 km de extensão e largura máxima de 45km. Possui limites tectônicos definidos a noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí-Perimbó (Silva 1991) e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bittencourt et al. 1989), ambas zonas de movimento transcorrente dextral, concordantes, subverticais e com alta taxa de deformação. Na porção central, especificamente, tem-se corpos intrusivos sintectônicos (Valsungana, Serra dos Macacos) que dividem o Grupo Brusque em duas faixas estreitas, uma a norte e outra a sul. O contato entre o batolito granitóide Valsungana e o Grupo Brusque é tido como intrusivo através de relações de campo. O Grupo Brusque mais estes granitóides formam um conjunto alóctone com transporte para NW, onde se encontra o Vale do Rio Itajaí. Esse movimento é o responsável por colocar os metamorfitos do Grupo Brusque por sobre os sedimentos do Grupo Itajaí que, por conta disso, encontra-se dobrado e falhado.

Philipp et al. (2004), baseando-se nos possíveis protólitos dominantes dividiu o Grupo Brusque em cinco subunidades:

A Subunidade Clástica representada por xistos e filitos com biotita, muscovita, clorita, quartzo, granada subordinada e raros termos grafitosos, quartzitos brancos a amarelados predominantemente puros com níveis micáceos ricos em minerais opacos e metaconglomerados suportados por uma matriz quartzosa com teor de muscovita e minerais opacos e seixos muito estirados de quartzito com diâmetro de até 20 cm

A Subunidade Química constituída de mármore calcíticos e dolomíticos de cores esbranquiçadas a alaranjadas com estruturas primárias definidas por um bandamento milimétrico a centimétrico de níveis calcíticos, níveis dolomíticos e estreitos níveis ricos em micas e anfibólios.

A Subunidade Clástico-química que abrange dois tipos de rochas margosas: uma com afinidades aluminosas representadas por xistos nematoblásticos castanhos escuros ricos em anfibólio com lentes lepidoblásticas de biotita; outra com afinidades alumino-silicosas representada por rochas cálcio-silicáticas de estrutura bandada, raramente xistosa, com bandas milimétricas de continuidade lateral muito marcante onde alternam níveis de diopsídio, grossulária, biotita, flogopita e anfibólios e níveis ricos em plagioclásio, K-feldspato, epidoto, quartzo e titanita.

A Subunidade Metavulcânica Básica correspondente a anfibólio xistos de cor verde escura a preta com estrutura planar marcada pela orientação dos prismas de anfibólio, compostos por albita, actinolita, epidoto, clorita e subordinadamente plagioclásio cálcico, hornblenda e quartzo. Ocorrem termos com textura blastoporfírica caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio cálcico de até 3 mm prismáticos euédricos a subeuédricos e mais raramente textura blastoamigdaloidal caracterizada pela presença de agregados arredondados de quartzo com até 4 mm.

A Subunidade Magnésiana constituída de corpos tabulares de extensão métrica a decamétrica e espessuras de até 4 m concordantes à foliação principal representada por tremolita xistos esverdeados com clinocloro, talco e magnetita e subordinadamente, tremolita actinolita xistos também esverdeados com minerais opacos.

O magmatismo do Grupo Brusque caracteriza-se por um conjunto de corpos graníticos, isótopos a levemente foliados, com caráter aluminoso e forte contribuição crustal em sua geração. Estas intrusões podem ser reunidas em três conjuntos principais, todos com características tarditectônicas em relação às principais fases de metamorfismo e deformação (Basei, 2000). A Suíte São João Batista, mais antiga, é caracterizada por pequenos stocks e corpos filoneanos de leucogranitos micáceos, ocasionalmente apresentando granada, turmalina e fluorita. A Suíte Valsungana, em posição temporal intermediária, é composta por corpos granitóides cinza esbranquiçados, freqüentemente apresentando megacristais centimétricos de microclínio em uma matriz grossa rica em biotita. Estes granitóides, deformados somente nas bordas provavelmente em decorrência dos processos associados a sua colocação, são responsáveis pela ocorrência de inúmeros veios pegmatóides em meio às encaixantes supracrustais e sua instalação esta relacionada à evolução das grandes zonas de cisalhamento de alto ângulo Major Gercino e Itajaí-Perimbó (Philipp et al, 2004). A Suíte Nova Trento, mais tardia, representada por biotita granitóides cinza claros a levemente rosados com grande vivência crustal. Apesar da diferença de idade e das características mineralógicas, todas as intrusões apresenta aureola de metamorfismo de contato que atinge o fácies piroxênio-hornfels (Basei, 1985; Caldasso et al, 1988; Castro et al, 1999).

A orientação predominante nos metamorfitos é NE-SW, paralela ao alinhamento dos corpos granitóides e aos contatos geológicos mais importantes. A evolução tectônica metamórfico-deformacional do Grupo Brusque relaciona-se com quatro fases de dobramentos superpostos, associadas cada uma a eventos de metamorfismo que geraram superfícies de foliação metamórfica características. A principal fase deformacional é a D2, embutida na orogênese brasileira, gerou a principal superfície de transposição medida e representa um evento dúctil tangencial caracterizado por dobramentos de grande componente horizontal com eixos NE e vergência para NW (Basei, 1987).

Posteriormente, durante o estágio pós-colisional do ciclo brasileiro, essas estruturas foram redobradas por um evento transcorrente D3 de escala litosférica que gerou a atual forma alongada do cinturão. Este evento é responsável por grandes dobramentos cilíndricos normais ou com vergência para NW e localmente evolui para a principal superfície de transposição. É acompanhado por metamorfismo M3 no fácies xisto verde e pode ser observado como mega-dobras ou Kinks, também com orientação NE-SW. A superfície S1 é frequentemente observada como resquícios de uma xistosidade pretérita quase, ou totalmente transpassada pelo desenvolvimento da S2, as raras feições de interferência

S1/S2 observadas sugerem que ambas sejam homo axiais (Basei, 1987). O comportamento subhorizontal do da superfície S2 acompanhado dos grandes cavalgamentos e falhamentos inversos que delimitam seu contato frontal reforça a sugestão de aloctonia do Grupo Brusque (Basei, 1985).

O pico de metamorfismo regional M2 é responsável pela formação de rochas do fácies xisto verde a anfibolito baixo e pode ser caracterizado no tipo bárico de baixa P/T. Regionalmente apresenta um claro zoneamento metamórfico onde predominam termos pelíticos nas regiões mais distais ao Batolito Valsungana e termos mais xistosos nas proximidades do batolito (Basei, 1985). Philipp et al (2004) sugere que a disposição espacial das zonas de metamorfismo estejam relacionadas a intercalações tectônicas de fatias da seqüência metamórfica e que a contribuição das intrusões no metamorfismo regional se restringe a formação de rochas cornubianíticas.

As rochas metassedimentares apresentam relações de contato gradacionais e são marcadas pela alternância sistemática entre metapelitos, quartzitos metamargas e mármore. Os espessos pacotes de ritmitos pelíticos e arenopelíticos sugerem deposição em correntes de turbidez de baixa densidade, nos metaconglomerados a presença de seixos essencialmente arenosos, ricos em quartzo, em uma matriz também rica em quartzo pode indicar conglomerados intraformacionais. Esta seqüência pelítica, associada aos mármore e rochas cálcioossilicáticas é indicativa de uma sedimentação com ampla contribuição continental (Philipp et al, 2004). A deposição de sedimentos ortoquímicos, BIF's e xistos grafitosos indicam condições anóxicas (Silva, 1991).

As texturas blastoporfiríticas e blastoamigdaloidais nas rochas metabásicas somadas a sua grande homogeneidade composicional podem indicar derrames básicos subaquosos, estas rochas ocorrem intercaladas as rochas metaultramáficas e aos metapelitos indicando uma posição distal com relação à área de costa (Philipp et al, 2004)

Basei et al (1994) e Philip et al. (2004) sugerem que as unidades vulcanossedimentares associam-se a um ambiente de rift com sedimentação marinha vulcânica básica à químico-exalativo e para a unidade metassedimentar sugerem uma evolução relacionada à turbiditos de leques submarinos, ou seja, depósitos mais distais.

São notadas algumas diferenças entre as seqüências a norte e a sul das rochas intrudidas no Brusque. Na parte ao sul as principais exposições se concentram na região do Rio do Oliveira, onde se localiza o Morro do Carneiro. Nesta região a deposição teve início com uma unidade vulcano-exalativa, onde é verificado um espesso pacote de turmalinitos associados espacialmente com metabasaltos, BIF's, ortoquartzitos possivelmente originados de chert e rochas cálcioossilicáticas. Sobre este pacote, em discordância tectônica ocorre um pacote psamo-pelítico representados por quartzitos micáceos, quartzo sericita xistos, sericita xistos pelíticos e, subordinadamente metaconglomerados e metavucânicas ácidas (Basei, 2000).

Na parte ao norte do batólito as principais exposições dos metamorfitos se encontram nas proximidades do Ribeirão do Cinema e do Ribeirão do Ouro. Nesta região as seqüências sedimentares se diferem das primeiras principalmente pela ausência de turmalinitos e a rara presença de termos químico-exalativos (Silva, 1991). A deposição se iniciou com uma unidade pelítico-psamítica presente como mica quartzo xistos granadíferos e quartzitos, passando para uma unidade psamo-pelítica representada por metarritimitos e sericita xistos, que é sobreposta por uma unidade vulcanossedimentar caracterizada por metamargas, calcioxistos, metabásicas e sericita xistos cinza (Basei 1985). As rochas máficas representam um magmatismo básico sinsedimentar com afinidades toleíticas a alcalinas onde são frequentemente observadas estruturas de imiscibilidade de líquidos presentes como basaltos variolíticos (Silva et al, 1985; Basei, 1985).

Os dados geocronológicos atualmente conhecidos no Grupo Brusque sugerem de forma bastante consistente que as transformações deformacionais polifásicas sofridas pelo CMB ocorreram no intervalo de 600 Ma a 2000 Ma (Basei 2000). Este dado foi obtido através da datação de zircões de rochas metavulcânicas tufáceas, coletadas a sul de Nova Trento, utilizando-se o método U-Pb convencional que oferece a idade de cristalização do zircão. Dados obtidos em metassedimentos do CMB pelo método Sm-Nd colaboram com esta interpretação, pois sendo a idade modelo TDM interpretada como o momento da diferenciação manto-crosta, pode-se dizer que a área-fonte dos sedimentos que preencheram o complexo não é mais antiga que 2000Ma. (Basei, 1991). Hartmann et al. (2003) obteve, pelo método U-Pb SHRIMP em zircões detríticos de quartzitos do Brusque, a idade máxima de 2023 ± 7 Ma para a sedimentação da bacia. Outra datação, desta vez de uma rocha metavulcânica básica (Basei 2000) por Sm-Nd, gerou uma idade modelo TDM de 1670Ma interpretada pelo autor como a mais antiga possível para a sedimentação do Brusque. A idade isocrônica de rocha total 706 ± 50 Ma, obtida pelo método Rb-Sr em biotita gnaiss do Cinturão indica, segundo Basei (2000), a idade da segunda fase de metamorfismo (M2), tida como o clímax metamórfico do brasileiro. Enquanto isso, Silva et al. (2002) indica a idade de 639 ± 11 Ma, dada pelo método U-Pb SHRIMP em zircões de metarritolito, como registro do magmatismo sindeposicional. Consideram-se, ainda, eventos deformacionais ao redor de 640 ± 20 Ma e magmatismo tardio por volta de 600 ± 10 Ma.

A partir destes valores conhecidos, pode-se determinar um intervalo dentro do qual está compreendido o processo de deposição dos sedimentos do CMB. Trata-se de um evento posterior à formação do embasamento (1670 Ma) e anterior aos grandes eventos metamórficos e colisionais (706 ± 50 Ma.), uma vez que os sedimentos encontram-se, também, dobrados e metamorfizados. Diante desta exposição vê-se que o intervalo determinado atualmente para a sedimentação é muito amplo, e as idades das primeiras fases de vulcanismo, ainda pouca precisas. Deste modo, fica prejudicada a completa

reconstrução da evolução geológica e temporal do CMB, ficando clara a necessidade de mais estudos geocronológicos deste complexo.

6.1.2.2. Grupo Porongos

As melhores exposições do Grupo Porongos são observadas nas proximidades de Santana da Boa Vista associadas ao Domo de Santana-Canapé e a Nappe Cerro da Árvore. O Domo de Santa-Canapé é caracterizado por uma estrutura antiformal que apresenta no núcleo o embasamento do Grupo Porongos (Gnaiss Encantadas) recobertos pelos metamorfitos do Grupo Cerro das Madeiras constituídos de metarcóseos, quartzitos impuros, metapelitos e alguns gnaisses anfibolíticos (Basei, 2000). O flanco oriental deste domo é cavalgado pela Nappe Cerro da Árvore, nesta unidade predominam metavulcânicas com ocorrência subordinada de metacherts, mármore e metapelitos.

Estas unidades atingiram condições de metamorfismo que vão desde a zona da clorita no fácies xisto verde até a zona da estauroлита no fácies anfibolito. O magmatismo na região do Antiforme Canapé apresenta características geoquímicas indicativas de ambientes tectônicos que variam desde o estagio rift até a fase de subducção (Basei, 2000).

6.1.2.3. Grupo Lavalleya

O Grupo Lavalleya ocorre como uma faixa alongada com cerca de 60 km de comprimento e 20 km de largura média e corresponde a uma associação de camadas métricas a decamétricas de rochas metassedimentares e metavulcânicas em domínios com predomínio de um ou outro tipo, e intrusões máficas localizadas. Faz limites com o Complexo Carapé a leste e com o Terreno Piedra Alta a noroeste, ambos os contatos por zonas de cisalhamentos transcorrentes, a oeste é intrudido pelo Complexo Las Animas. Seu limite norte é ainda mal definido, mas pode constituir uma faixa contínua com o Complexo Las Tetras (Mallmann 2004). Três unidades foram reconhecidas por Sánchez Bettucci (1998) baseadas em diferenças de associações litológicas e grau metamórfico. Estas são denominadas, de SE para NW, de Formação Zanja Del Tigre, Formação Fuente Del Puma e Formação Minas.

A Formação Zanja Del Tigre, inferior, constitui-se de uma seqüência metavulcanossedimentar onde se intercalam mica xistos, xistos com granada, mármore, gabros e anfibolitos. A Formação Fuente Del Puma apresenta uma seqüência vulcanossedimentar com contribuição vulcânica claramente maior que da Formação Zanja Del Tigre com presença de gabros, basaltos, brechas vulcânicas e riolitos intercalados em metaconglomerados, calcioarenitos, calciodolomitos e mica xistos. A Formação Minas, superior, corresponde a uma série estritamente sedimentar com metapelitos, quartzitos, arcóseos e calcários com termos estromatolíticos.

Os corpos plutônicos do Grupo Lavalleya como em seus correlatos são vários e bastante diversificados, os maiores corpos são representados pelos granitóides Maldonado, Intrusivo na Formação Fuente Del Puma e pelos granitóides Petinente, intrusivos na Formação Zanja Del Tigre.

6.1.3. Bacias vulcânossedimentares pós metamórficas (Domínio Externo)

Faixa mais a W do Cinturão Dom Feliciano, este domínio é composto por uma série de sequências sedimentares paleozóicas pouco deformadas que, assim como as demais unidades do cinturão, se divide em três partes separadas pela Bacia do Paraná, as bacias de Itajaí em Santa Catarina, de Camaquã no Rio Grande do Sul e do El Soldado-Piriápolis no Uruguai.

6.1.3.1. Bacia de Itajaí

A Bacia de Itajaí, localizada próximo ao vale do Rio Itajaí corresponde a um pacote sedimentar espesso, de eixo maior orientado N60E, caracterizado por uma sequência sedimentar epiclástica com alguma contribuição vulcânica e piroclástica. Estes sedimentos encontram-se afetados pelo Granito Subida, um corpo quartzo-feldspático, com raros máficos que apresenta aureola de metamorfismo de contato e alguns xenólitos dos sedimentos da bacia.

O Grupo Itajaí apresenta evidências de ao menos duas fases de deformação, distintas por suas orientações axiais (Basei, 1985). A primeira, com vergência para noroeste, mostra dobras com flancos longos e flancos curtos com planos axiais mais próximos a vertical na borda norte passando para mega dobras de flanco inverso próximo a borda sul. A segunda, apresentando caimento aproximadamente sul que configuram dobras amplas de grande comprimento de onda, descontínuas e isópacas, seria mais restrita e verificada principalmente nos arenitos arcossianos da região de Blumenau.

Primeiramente denominado Série Itajaí por Dutra (1926), o Grupo Itajaí está subdividido em duas sequências já reconhecidas nos primeiros trabalhos efetuados na região.

Silva e Dias (1981), redefinindo estas formações, chamaram a unidade inferior representada por uma sequência essencialmente psamítica com intercalações conglomeráticas e vulcânicas ácidas de Formação Gaspar e de Formação Campo Alegre a unidade superior representada por uma sequência de ritmitos psamo-pelíticos.

Basei (1985) subdividiu o Grupo Itajaí em duas unidades, uma Unidade Arenítica Inferior e uma Unidade Siltítica Superior, ambas se subdividindo em duas. Na base a Subunidade Areno-conglomerática, representada por arenitos arcossianos maciços intercalados com tufos vulcânicos e com espessas camadas conglomeráticas. Sobre ela estaria a Subunidade Areno-Siltítica Rítmica, caracterizada por um pacote rítmico, com

camadas centimétricas a dessimétricas siltíticas e areníticas com presença de níveis microconglomeráticos. Na sequência a Subunidade Siltico-Arenítica constituída por bancos siltíticos e areníticos com predomínio dos termos siltíticos. No topo estaria a Subunidade Argilo-Siltítica onde predominam sititos e argilitos cinza azulados, homogêneos, finamente laminados com raras lentes de material mais grosso.

Os diversos domos riolíticos da Bacia de Itajaí possuem idades ao redor de 564 Ma, o Granito Subida tem idade de 558 Ma sendo esta a idade mais jovem possível para a deposição das unidades sedimentares (Basei, 2000). O mesmo autor apresenta datações próximas a 560 Ma obtidas em clastos de rochas vulcânicas dos conglomerados da unidade superior do Gr. Itajaí, sugerindo uma contemporaneidade entre o vulcanismo e o preenchimento da bacia.

6.1.3.2. *Bacia de Camaquã*

Fragoso Cesar et al (1999) subdividiu a Bacia de Camaquã em duas unidades separadas por uma discordância angular. Em sua porção inferior estaria a Formação Arroio dos Nobres representada em sua base por uma sequência de leques deltaicos constituídos por ritmitos areno-pelíticos que, ao topo, passam para arenitos conglomeráticos e conglomerados. Sobre estes se encontra um espesso pacote rudítico onde predominam conglomerados e arenitos grossos. Na porção superior da Formação Arroio dos Nobres predominam arenitos com cunhas rudíticas subordinadas. Sobre a Formação Arroio dos Nobres, o Grupo Guaritas, representado por depósitos continentais sub-horizontais, apresentando em sua base conglomerados e arenitos arcossianos de leques aluviais, que gradam para arenitos arcossianos eólicos interdigitados com brechas, conglomerados e arenitos fluviais sobrepostas, em contato erosivo, por um pacote de conglomerados, arenitos e pelitos fluvio-deltaico.

Basei (2000), em concordância com as propostas que retiram o Grupo Guaritas da transição proterozóico-fanerozóico, associa este grupo a fase de rift precursor da Bacia do Paraná.

Intercalado na sequência sedimentar Guaritas ocorre uma importante manifestação vulcânica expressa por derrames lenticulares semelhantes a lavas pahoehoe (Lopes et al 1999). Remus et al (1998) obtiveram nestes derrames idades U-Pb em SHRIMP de 470 Ma.

6.1.3.3. *Bacia Arroyo Del Soldado*

No Uruguai não ocorre uma única bacia paleozóica correlacionável as bacias paleozóicas de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, mas sim uma serie de pequenas bacias de características similares (Basei, 2000). Entre estas o Grupo Arroio Del Soldado é a sequência mais significativa, este grupo compreende uma sucessão com cerca de 5 km de espessura composta de pelitos e calcários com intercalações de conglomerados, arenitos e

formações ferríferas bandadas, contém dobras suaves e falhas direcionais NNE-SSW de baixa temperatura na porção oeste, com deformação crescente para leste (Mallmann, 2004). Gaucher et al. (1998) interpreta a unidade como plataformar, sem atividade magmática. Segundo Gaucher (1998), a idade máxima de deposição é de 633 ± 8 Ma, dada pela idade U-Pb SHRIMP do Granito Puntas de Santa Lucía (Hartmann et. al. 2003), sobre o qual a seqüência repousa em discordância. A idade mínima é de 532 ± 11 , dada pela idade do granito intrusivo Guazunambí.

7. Resultados Obtidos

7.1. Geologia Local

A seqüência exposta na região do Morro do Carneiro, assim como a grande maioria das exposições do Grupo Brusque, tem grande diversidade litológica apresentando rochas metassedimentares associadas a depósitos que variam de termos conglomeráticos até depósitos de fácies carbonáticas, com intercalações de rochas metavulcânicas relacionadas a derrames basálticos e depósitos piroclásticos, além de uma série de corpos granitóides intrusivos que podem se mostrar maciços, com uma foliação incipiente, ou intensamente milonitizados pela ação de

eventos deformacionais que, assim como a colocação destes corpos, é posterior ao pico metamórfico de sua hospedeira. Analisando a distribuição espacial destes litotipos no mapa geológico, as orientações das estruturas nos mapa de dados estruturais e relações de contato verificadas em campo, podemos subdividir a região em estudo em cinco domínios litológicos principais conforme mostra a figura 2.

A centro-sul da área se tem um grande domínio denominado Domínio Sertão do Valongo, onde ocorrem termos metavulcanoexalativos, como rochas metabásicas, tremolita xistos e turmalinitos, intercalados em termos metassedimentares de fácies pelítico ao psamítico, como quartzitos, muscovita quartzo xistos, biotita quartzo xistos, clorita xistos e filitos sericíticos, além de rochas com composição calciossilicáticas, estruturalmente define uma grande sinformal com eixo de direção aproximadamente NE-SW mergulhando



Figura 2: Domínios geológicos e estruturais.

levemente para SW, este domínio encontra-se subdividido em seis subdomínios definidos para facilitar o tratamento dos dados estruturais.

A centro-oeste da área um pequeno domínio denominado Domínio Morro do Carneiro, restrito ao Morro homônimo, onde ocorrem rochas essencialmente paraderivadas, que variam do fácies conglomerático até o fácies pelítico, como metadiamictitos, quartzitos, muscovita quartzo xistos, filitos sericíticos e metarritimitos, as superfícies metamórficas mergulham W-SW assim como as lineações de estiramento e as foliações S_{n+1} .

A sudeste da área um domínio granítico-milonítico denominado Domínio Rio de Santa Luzia, próximo ao Rio de Santa Luzia onde predomina um biotita milonito que mais a sul grada para um granito porfirítico com biotita, este granito frequentemente exibe uma série de enclaves máficos de porte centimétrico ricos em biotita e anfibólios, as foliações metamórficas S_n e S_{n+1} tem alto mergulho, preferencialmente para NW, ao contrario das lineações de estiramento, sub-horizontais, com direção NE-SW.

A noroeste da área um grande domínio granítico denominado Domínio de Campo Novo, onde se verificam um biotita granito porfirítico, um leucogranito equigranular com biotita, um granito com turmalina e, mais raramente, migmatitos.

Finalmente a norte um domínio gnáissico-migmatítico denominado Domínio do Sertão da Miséria onde predominam gnaisses com biotita que, mais a norte gradam para um migmatito, localizadamente podem ocorrer afloramentos de biotita granito.

7.2. Petrografia

7.2.1. Metadiamictito

Os metadiamictitos são restritos ao Domínio Morro do Carneiro e suas maiores exposições estão localizadas no topo deste morro, sob forma de escarpas verticais de face muito reta que atingem cerca de 20m de altura, apresentam colorações claras acinzentadas e salpicadas pelo branco dos clastos.

A rocha é sustentada pela matriz e mostra uma foliação milonítica muito ressaltada pelo estiramento dos clastos que

podem atingir até 30 cm no seu eixo maior. Os clastos em sua maioria são de ortoquartzito, mas também ocorrem clastos menores, com até 10 cm, de quartzitos mais finos com alto teor de minerais opacos. A matriz mostra um bandamento milimétrico onde se alternam lentes quartzíticas de granulação fina a muito fina, lentes finas muito ricas em minerais

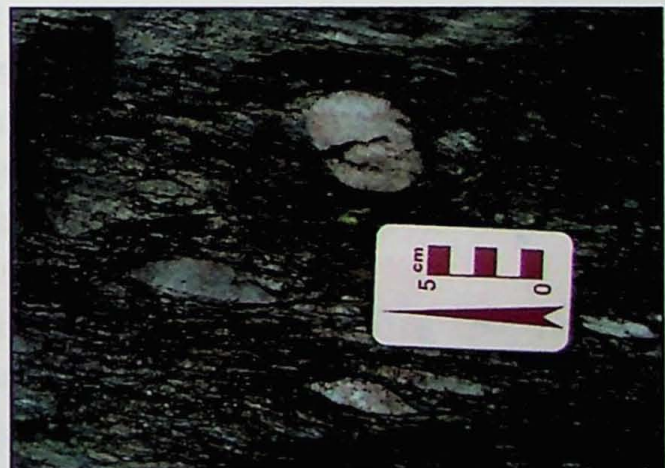


Figura 3: Clastos quartzíticos sigmoidais (Transporte do topo para a esquerda da foto).

opacos xenomórficos e estirados e alguns níveis lepidoblásticos de muscovita e biotita subordinada. Não raramente são notados arranjos S-C da foliação, ressaltado pelos seixos quartzíticos sigmoidais (Fig. 3).

A textura porfiroblástica é verificada em granadas quase incolores granulares a xenomórficas que podem se apresentar rotacionadas e deformadas, magnetitas octaédricas a subdiomórficas e em menor quantidade de quartzo, que também podem se mostrar rotacionados e de cloritoide. Uma crenulação aberta e bem espaçada também se faz presente nas lentes lepidoblásticas além de pequenas dobras intrafoliares definidas por níveis de minerais opacos.

7.2.2. Quartzito

Os quartzitos ocorrem amplamente nos domínios Sertão do Valongo e Morro do Carneiro, afloram em escapas que alcançam até 30 m nos topos dos morros, em cortes de estradas e drenagens, ou como blocos de diferentes tamanhos.

No Domínio Sertão do Valongo, a rocha se mostra milimetricamente bandada com alternância entre níveis quartzíticos de granulação fina a níveis de granulação grossa, por vezes este bandamento apresenta dobras ligeiramente fechadas, centimétricas e assimétricas. Geralmente são bem recristalizados, mas podem ocorrer porções mais friáveis. São comuns níveis milimétricos de muscovita ou sericita, minerais opacos ocorrem xenomórficos e estirados concordantemente a orientação geral, mas pode se mostrar médios e subdiomórficos com hábito indicativo de magnetita. Subordinadamente ocorre turmalina fina a média prismática e clorita muito fina. A textura geral é granoblástica, são comuns grãos com extinção ondulante e contatos serrilhados, algumas vezes interlobados.

No Domínio Morro do Carneiro também ocorre uma unidade de quartzitos com bandamento milimétrico onde se alternam lentes de granulação fina e lentes de granulação ligeiramente mais grossas, ocorrem pacotes com intercalações milimétricas de muscovita e sericita. Os quartzitos deste domínio podem ser diferenciados dos demais por se apresentarem mais friáveis e com alto teor de minerais opacos, que em alguns casos atingem cerca de 20% da composição e pela presença de grânulos quartzíticos com aproximadamente 1 mm (Fig. 4).



Figura 4: Grânulo quartzítico em matriz quartzítica (Lado maior: 10,4 mm).

7.2.3. Biotita-Quartzo-Muscovita Xisto

Este xisto de grande expressão no Domínio Sertão do Valongo geralmente aflora alterado em cortes de estrada, exposições frescas são escassas mais podem ser verificadas em cortes de drenagens onde sua continuidade lateral é verificada por dezenas, às vezes centenas de metros.

A rocha apresenta uma xistosidade muito penetrativa onde frequentemente se observam dobras milimétricas intrafoliares e crenulações oblíquas muito apertadas que podem transpor a orientação principal, dobramentos abertos com porte métrico a centimétrico também são verificados. Geralmente mostra um bandamento mineral centimétrico a milimétrico, onde lâminas quartzosas se intercalam em bandas mais micáceas. As lentes quartzosas são inequigranulares, em geral finas a médias, a textura é granoblástica, são comuns cristais com extinção ondulante e contatos interlobados. As lentes micáceas



Figura 5: Lentes lepidoblásticas com predomínio de uma das fazes do conjugado de crenulação (Lado maior: 10,4).

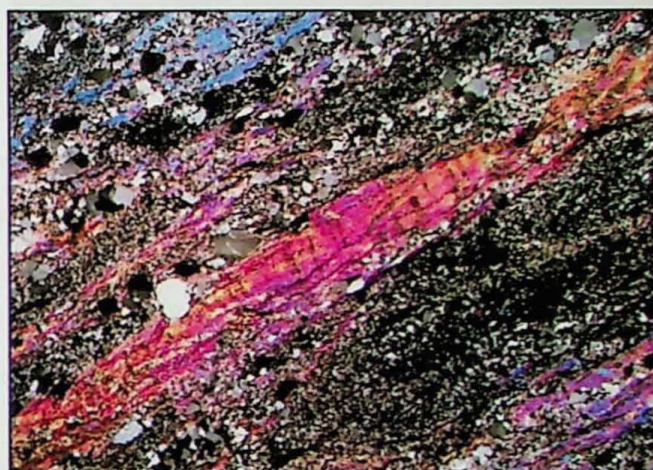


Figura 6: Alternância entre lentes lepidoblásticas e granoblásticas com alto teor de minerais opacos (Lado maior: 10,4 mm).

são lepidoblásticas equigranulares com granulação que varia de muito fina a grossa, são compostas por muscovita, quartzo, granada porfiroblástica, biotita e subordinadamente clorita fina. A grafita está presente concentrada em lentes milimétricas ou dispersa por toda a rocha. Como minerais acessórios ocorrem turmalina prismática, epidoto fino e apatita muito fina.

São comuns microestruturas como arcos poligonais e dobras intrafoliares que podem apresentar finas lentes de minerais opacos dobrados juntamente com níveis micáceos também ocorre uma crenulação ligeiramente apertada que afeta toda a foliação, não raramente esta crenulação mostra mais de uma orientação (Fig. 5).

No Domínio Morro do Carneiro também ocorre uma unidade de biotita-quartzo muscovita xisto com bandamento composicional alternando lentes lepidoblásticas e lentes granoblásticas. Este xisto se diferencia dos demais, principalmente pela presença marcante de minerais opacos que por vezes ultrapassam 30% da composição da rocha (Fig. 6). Nas lentes lepidoblásticas ocorrem de forma xenomórfica e estirados concordantemente a

foliação, nas lentes granoblásticas são xenomórficos com algumas ocorrências subidiomórficas com hábito indicando magnetita, também podem apresentar bordas de biotita ou rutilo.

7.2.4. Granada-Muscovita-Quarzo-Biotita Xisto

Este xisto ocorre localizadamente a NW do Domínio Sertão do Valongo, próximo as regiões de contato com as rochas intrusivas do Domínio Campo Novo, quando fresca apresenta colorações acinzentadas escuras e colorações roxas a avermelhadas quando mais alterado.

A rocha é xistosa e frequentemente exibe crenulações finas e dobramentos de porte métrico, espaçados ou mais raramente, muito apertados, também é freqüente um bandamento composicional milimétrico a centimétrico onde se alternam lentes quartzosas e lentes micáceas. As primeiras são granoblásticas e equigranulares, podem ser observadas lentes de granulação grossa e lentes de granulação muito fina, por vezes ocorrem lentes centimétricas com bandamento granular interno. As lentes lepdoblásticas são medias a finas e compotas por biotita, muscovita e subordinadamente quartzo, não raramente são verificadas lentes lepdoblásticas, compostas por biotita, internamente desorientadas e granadas esqueletais indicando uma fase de cristalização mineral estática (Fig. 7). A presença subordinada de andaluzita muito fina e disseminada pela rocha em algumas poucas amostras reafirma uma possível fase de cristalização sobre condições de baixa pressão. Como mineral acessório ocorre epidoto fino, associado à biotita, ou como pseudomorfos porfiroblásticos com sombra de pressão, turmalina média prismática e clorita muito fina, dispersa ou concentrada em laminais de granulação media. Também podem ocorrer concentrações de grafita.

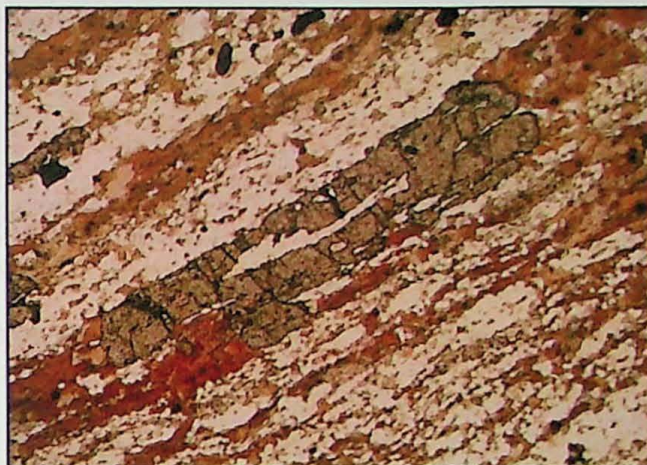


Figura 7 Porfiroblasto de granada esqueletal (Lado maior: 8,32 mm).

7.2.5. Metarritmitos

Os metarritmitos são restritos ao Domínio Morro do Carneiro e afloram na base deste morro, sob forma de escarpas de até 20 m, em cortes de estrada ou em blocos. Normalmente encontram-se alterados e muito friáveis, em tons de cinza,

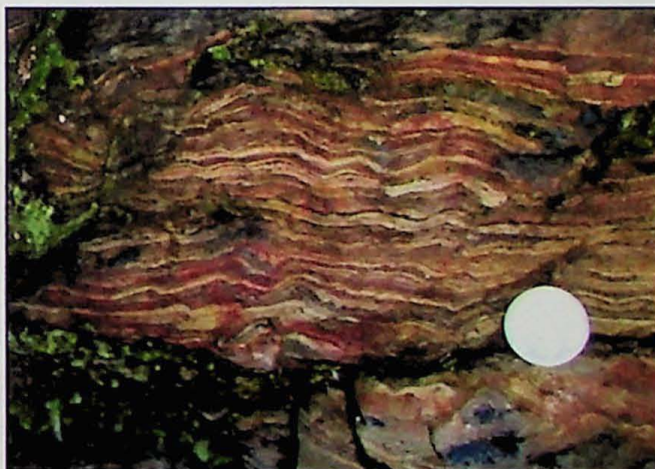


Figura 8: Bandamento entre níveis quartzíticos e níveis sericíticos (Transporte do topo para a direita da foto).

bege ou avermelhados.

A rocha mostra um bandamento milimétrico a centimétrico, muito contínuo que, não raro, apresenta-se afetado por crenulações assimétricas ligeiramente apertadas e muito penetrativas (Fig. 8). Neste bandamento estão presentes lentes quartzíticas, inequigranulares muito finas a finas intercaladas em lentes de material mais pelítico, lepdoblásticas, compostas por sericita e clorita, não raramente ocorrem pacotes métricos quartzíticos ou sericíticos intercalados.

7.2.6. Filito Sericítico com Quartzo

Os filitos têm grande amplitude na área em estudo, e ocorrem principalmente no Domínio do Sertão do Valongo, no Domínio Morro do Carneiro ocorre de forma localizada como pacotes intercalados nos ritmitos. Geralmente afloram alterados em drenagens ou em blocos, mas foram conferidos afloramentos relativamente frescos e muito contínuos em cortes de estradas secundárias.

A rocha é xistosa, de granulação muito fina e composta essencialmente por sericita, quartzo e subordinadamente clorita. Na maioria das vezes mostra-se composicionalmente homogênea, mas pode apresentar-se milimetricamente bandada com alternância de lâminas com mais ou menos quartzo ou de granulação mais fina ou menos fina.

Crenulações que podem ser muito finas e apertadas ou centimétricas e pouco mais abertas frequentemente são verificadas e não raramente mostra uma ou mais fases de geração em padrão “caixa de ovos”.

7.2.7. Clorita Xisto

São raros os afloramentos frescos deste xisto, que é restrito ao Domínio Sertão do Valongo. Afloram alterados em colorações verdes claras ou escuras.

Ocorrem sempre associados às rochas metabásicas e calciossilicáticas, possuem granulação muito fina e são compostos essencialmente por clorita, quartzo e subordinadamente sericita e biotita. Podem apresentar-se milimetricamente bandadas, com alternância de lâminas com mais ou menos quartzo, mais raramente mostram lâminas de anfibólio de granulação fina. Este bandamento é a estrutura mais evidente neste litotipo, no entanto não são raras ondulações espaçadas e crenulações abertas ou ligeiramente apertadas que podem exibir mais de uma orientação.

7.2.8. Clorita-Tremolita Xisto

Estas rochas ultramáficas ocorrem no Domínio Sertão do Valongo e em pontos isolados, como pacotes intercalados nos outros litotipos deste domínio, de forma que suas dimensões não são suficientes para definir algum corpo no mapa geológico. Geralmente

aflora em blocos ou como corpos tabulares com poucos metros de espessura em tons claros de cinza, verde ou azul.

A rocha é essencialmente xistosa e não apresenta bandamento composicional. Estruturas deformacionais como crenulações e dobramentos abertos são comuns (Fig. 9). Possui granulação fina a muito fina e textura nematoleptoblástica marcada pela orientação de tremolita e actinolita aciculares ou prismáticas e pela

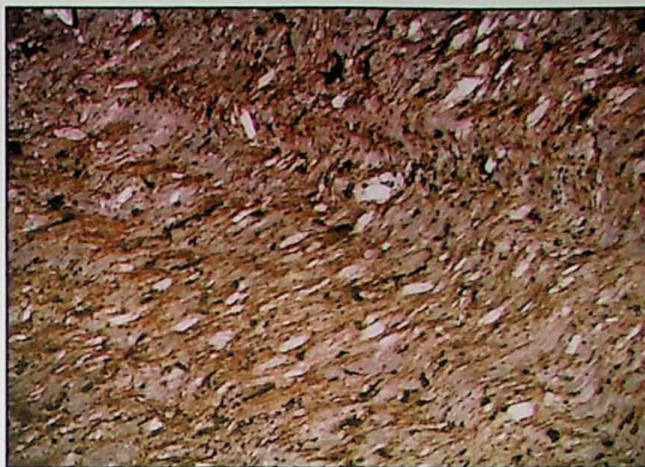


Figura 9: Crenulação e porfiroblastos de tremolita (Lado maior: 10,4 mm).

orientação de clorita que pode estar dispersa na rocha ou concentrada em lentes muito finas. Por vezes apresenta textura porfiroblástica com cristais médios de tremolita e actinolita concordantes ou oblíquos a foliação (Fig. 9). Comporta teores consideráveis de minerais opacos que alcançam até 25% da rocha, normalmente são xenomórficos, finos a médios, e mostram-se estirados de forma concordante a orientação principal. Subordinadamente pode ocorrer biotita fina associada aos minerais opacos.

Arcos poligonais e lentes de orientação interna oblíqua são frequentes, também podem ser verificados porfiroblastos de tremolita com sombra de pressão e orientação truncando a foliação principal.

7.2.9. Turmalinitos

Os turmalinitos são restritos ao Domínio Sertão do Valongo e frequentemente ocorrem como pequenas intercalações nas rochas calciossilicáticas, o maior corpo registrado se localiza próximo as margens do Rio do Oliveira, onde aflora em forma de blocos grandes e frescos, porém rolados.

A rocha é milimetricamente bandada, alternando lentes de granulação fina a lentes de granulação muito fina de turmalina



Figura 10: Bandamento entre lentes de cherts e níveis ricos em turmalina.

ora prismática ora granular e lentes de quartzo associados a depósitos de "chert" que costumeiramente ocorrem estiradas e com feições de boudinamento (Fig. 10), também podem ocorrer pequenas intercalações anfibolíticas. Não raramente este bandamento mostra uma crenulação centimétrica bem espaçada além de pequenas dobras intrafoliares marcadas por lentes turmaliníticas muito finas.

7.2.10. Calciossilicáticas

As rochas calciossilicáticas são restritas ao Domínio Sertão do Valongo, onde ocorrem de forma ampla e sempre associada as rochas metabásicas. Costumam aflorar alteradas em colorações ocre a alaranjadas.

A rocha mostra um bandamento composicional milimétrico a centimétrico onde lentes nematoblásticas equigranulares finas a grossas compostas por hornblenda prismática e biotita subordinada, se alternam com lentes de granulação média a grossa compostas por quartzo e minerais carbonáticos (Fig. 11) e lentes finas quartzíticas relacionadas à depósitos de “chert”. Lentes lepidoblásticas de muscovita fina com ou sem grafita e biotita subordinada podem ocorrer, assim como lentes de clorita fina que em alguns casos exibem porfiroblastos médios de tremolita. Epidoto também pode estar presente como porfiroblastos (Fig. 12), concentrado em

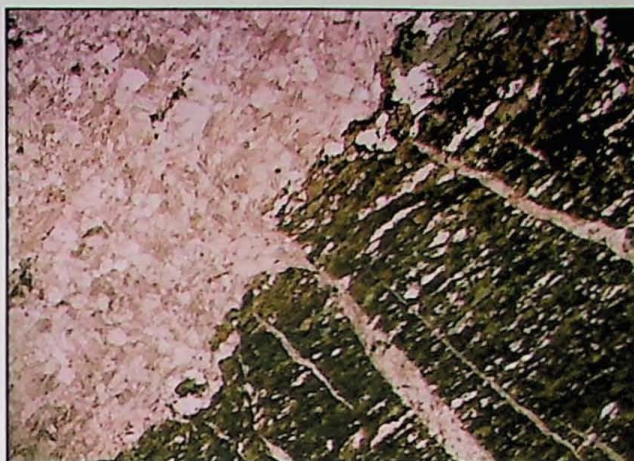


Figura 11: Bandamento de hornblenda e minerais carbonáticos (Lado maior: 10,4 mm).



Figura 12: Porfiroblasto de epidoto (Lado maior: 10,4 mm).

lentes de granulação grossa, ou fino e xenomórfico disperso pela rocha. Minerais opacos também são importantes e podem compor até 10% da rocha, ocorrem finos, xenomórficos e estirados concordantemente ou porfiroblásticos com granulação média. Mais raramente pode apresentar clinopiroxenio como porfiroblastos ou muito fino e xenomórfico.

7.2.11. Metabásicas

As rochas metabásicas são restritas ao Domínio Sertão do Valongo e costumam aflorar em forma de blocos ou em cortes de drenagens onde se encontram alteradas em tons de cinza esverdeados claros ou escuros.

A rocha apresenta um bandamento milimétrico onde se alternam lentes de granulação média a lentes de granulação muito fina, também podem ocorrer lentes de diferentes concentrações minerais, não raramente este bandamento mostra-se crenulado ou com dobramentos de porte métrico, abertos e espaçados, estas estruturas podem ocorrer simultaneamente e orientadas em diferentes direções.

A textura geral é granonematoblástica e apresenta essencialmente hornblenda prismática a subdiomórfica (Fig. 13) que pode se mostrar em camadas centimétricas com orientação interna obliqua plagioclásio e quartzo granulares com contatos lobados a polygonizados, além de minerais opacos xenomórficos que geralmente estão estirados concordantemente a foliação. Subordinadamente mostra epidoto

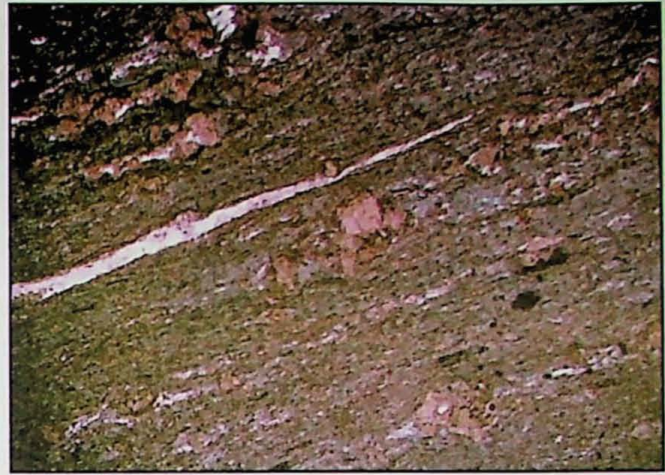


Figura 13: Hornblenda fina prismática e porfiroblastos de epidoto (Lado maior: 10,4 mm).

xenomórfico muito fino e disseminado pela rocha ou porfiroblástico e com feições de boudinamento (Fig. 13). Titanita ocorre como mineral acessório e, em casos mais raros, textura ígneas reliquias estão presentes na forma de aglomerados circulares milimétricos, com núcleo de quartzo muito fino e bordas radiadas de piroxênio incolor fino e prismático.

7.2.12. Granito Protomilonítico

Este granito aflora no Domínio Rio de Santa Luzia onde ocorre como blocos grandes e rolados, afloramentos "in situ" estão geralmente mais alterados em cortes de estradas e drenagens.

A rocha é bandada, com lentes centimétricas de granulação média a muito fina, compostas por quartzo com extinção ondulante e contatos interlobados, k-feldspato e plagioclásio granulares, intercaladas em lentes muito descontínuas,



Figura 14: Porfiroclastos de quartzo e feldspato (Lado maior: 10,4 mm).

milimétricas, lepdoblásticas, de granulação fina a muito fina, compostas por biotita, podem ocorrer porfiroclastos pertíticos. Hornblenda pode ocorrer de forma subordinada, concentrada em lentes milimétricas, em algumas lentes de biotita ou dispersa pela rocha, como minerais acessórios mostra turmalina fina a média, epidoto fino e xenomórfico, muscovita e clorita muito finas nas lentes lepdoblásticas.

Plagioclásio e k-feldspato também estão presentes como porfiroclastos que podem atingir até 20% da composição da rocha (Fig. 14), apresentam-se com granulação média a muito grossa, estirados, fraturados, às vezes com "efeito dominó", também são comuns porfiroclastos de quartzo intensamente deformados e micro cristalizados.

Em direção a sul esta rocha se torna menos milonitizada e grada para um biotita granito que frequentemente mostra uma serie de enclaves máficos, com até 20 cm, ricos em anfibólios e biotita (Fig. 15).

7.2.13. Biotita Granito Porfíritico

Este granito ocorre no Domínio Campo Novo e costuma aflorar como blocos grandes e rolados ou mais alterado em cortes de estrada.

A rocha é porfíritica com fenocristais de k-feldspato idiomórficos a subidiomórficos, em média com 3 cm, mas que podem alcançar até 10 cm, frequentemente encontram-se orientados em uma foliação de fluxo muito incipiente (Fig. 15), a matriz é equigranular média ou



Figura 15: Fenocristais de k-feldspato orientados em foliação de fluxo.

inequigranular seriada e composta quartzo que pode apresentar extinção ondulante, k-feldspato, plagioclásio, biotita média a fina, tabular que por vezes define uma foliação muito incipiente e hornblenda média, prismática a subidiomórfica. O índice de cor pode alcançar até 20% da rocha. Como minerais acessórios ocorrem opacos subidiomórficos, epidoto xenomórfico, turmalina e apatita muito fina.

Também são frequentes enclaves máficos, com até 20 cm, de rochas básicas anfibolíticas e, de forma menos frequente, de xistos com biotita.

7.2.14. Granito Equigranular com Biotita

Este granito ocorre no Domínio Campo Novo próximo do contato com o Domínio Morro Do Carneiro e aflora como grandes blocos rolados ou muito alterados em cortes de estradas.

Trata-se de um granito a leucogranito equigranular médio composto por quartzo, k-feldspato, microclínio, plagioclásio, biotita e, mais raramente, hornblenda e minerais opacos, como acessórios mostra epidoto e apatita.

Frequentemente mostra uma orientação muito incipiente marcada por cristais de biotita e por uma leve deformação dos cristais de quartzo e feldspato, também são comuns cristais de quartzo com extinção ondulante e contatos poligonizados.

7.2.15. Granito com turmalina

Este granito ocorre ao norte do Domínio Sertão do Valongo, próximo ao contato com o Domínio Campo Novo e aflora, na maioria das vezes, como pequenos blocos.

A rocha é um leucogranito equigranular médio a inequigranular seriado composto por quartzo que costumeiramente mostra extinção ondulante, k-feldspato, microclínio, plagioclásio, muscovita fina ou média e

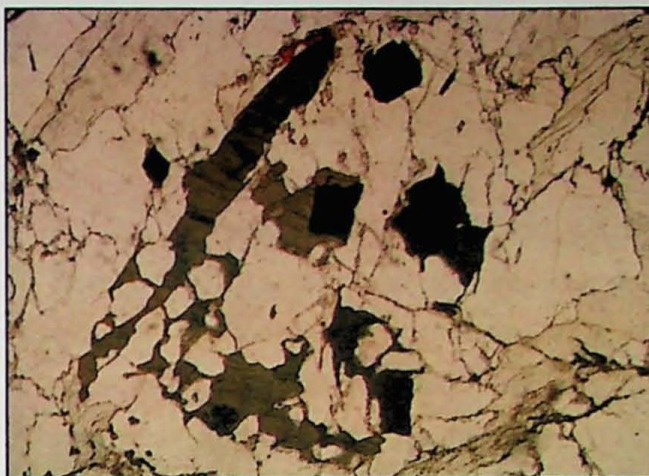


Figura 16: Turmalina prismática, minerais opacos idiomórficos e muscovita placóide (Lado maior: 10,4 mm).

placóide e turmalina fina a média e prismática (Fig. 16). Como acessórios mostra epidoto, minerais opacos e apatita. Também é frequente uma foliação muito incipiente marcada por cristais de turmalina, muscovita e por um leve estiramento mineral, localizadamente se pode notar xenólitos centimétricos das rochas metabásicas que os comportam.

7.2.16. Complexo Camboriú

Estas rochas são restritas ao Domínio Sertão da Miséria, onde geralmente afloram em forma de grandes blocos rolados, suas maiores exposições estão a norte do Morro Grande, em grandes escarpas esculpidas por drenagens, onde sua continuidade lateral pode ser verificada por algumas dezenas de metros.

A rocha em geral é equigranular média a fina, com textura granoblástica marcada pela orientação de sigmoides de

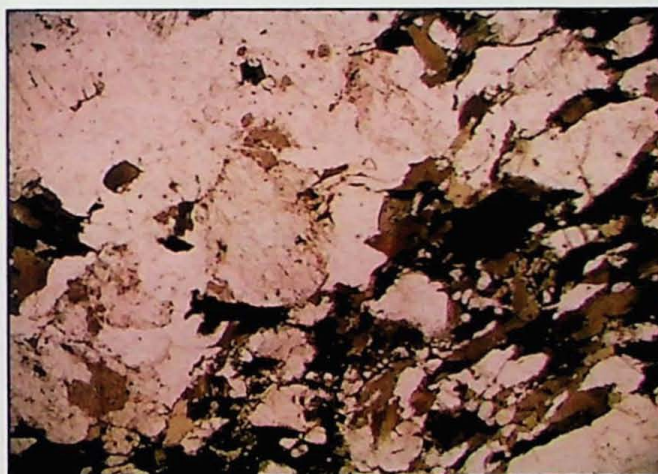


Figura 17: Bandamento gnáissico com quartzo plagioclásio k-feldspato e biotita (Lado maior: 10,4 mm).

plagioclásio, k-feldspato e quartzo com extinção ondulante, ocorrem lentes milimétricas lepdoblásticas muito descontínuas compostas por biotita e subordinadamente clorita (Fig. 17). Hornblenda pode ocorrer disseminada pela rocha ou concentrada nas lâminas de biotita, como minerais acessórios apresenta opacos finos a médios subidiomórficos e titanita fina xenomórfica. Mais raramente pode apresentar porfiroclastos grossos de quartzo e k-feldspato que dificilmente atingem 10% da composição da rocha. Na porção NW deste domínio estas rochas encontram-se migmatizadas, com bandamento estromático centimétrico, onde, no leucossoma apresenta granulação média a fina com quartzo,

plagioclásio e k-feldspato e, no melanossoma mostrar quartzo, biotita, e subordinadamente muscovita, clorita e hornblenda.

7.3. Caracterização Estrutural

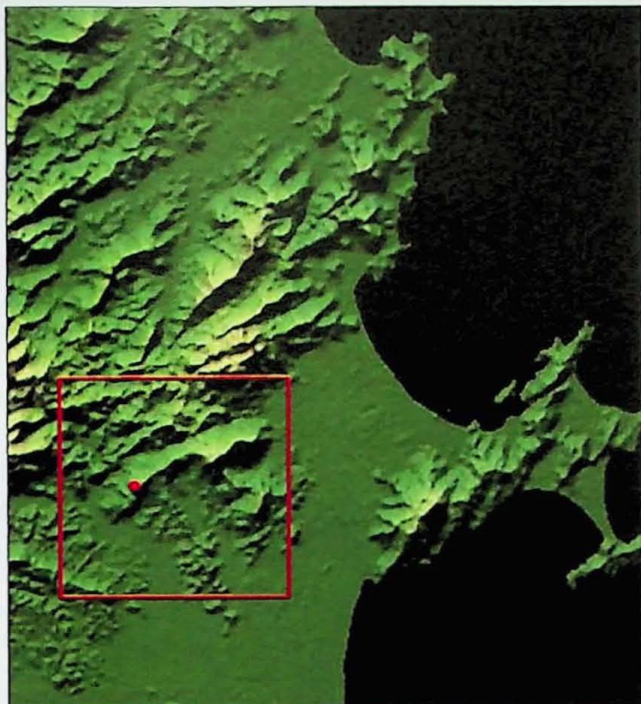


Figura 18: Imagem de satélite da região do Morro do Carneiro. (● Morro do Carneiro) com destaque para a área mapeada.

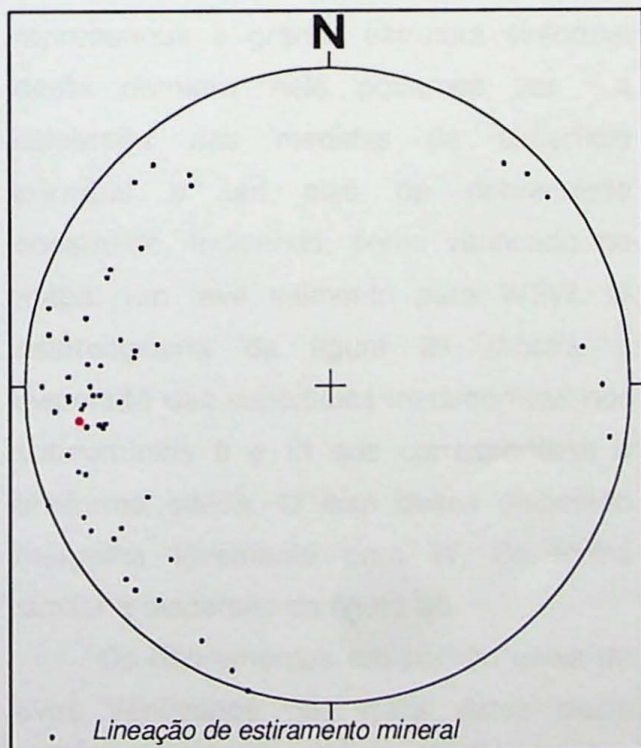


Figura 19: Estereograma de lineações de estiramento mineral do domínio Sertão do Valongo.

A evolução estrutural do Grupo Brusque é caracterizada por uma série de eventos superpostos relacionados a regimes compressivos e transcorrentes, conforme apontam as inúmeras estruturas verificadas em campo e em lâminas delgadas.

A imagem de satélite da região do Morro do Carneiro (Fig. 18) deixa clara a orientação NE-SW dos lineamentos. De fato esta é a direção geral dos contatos e zonas de transcorrência e da maioria das estruturas medidas, como componente horizontal das superfícies metamórficas e lineações de crenulação e estiramento mineral. Estas estruturas são mais marcantes nos domínios onde predominam rochas metamórficas, visto que a maioria dos corpos graníticos é posterior aos eventos mais importantes.

7.1.1. Domínio Sertão do Valongo

No Domínio Sertão do Valongo a intercalação entre rochas metavulcânicas e metassedimentares pode ser explicada não só como decorrência do acamamento original, mas também como resultado de uma série de embricamentos tectônicos. Isto é evidenciado por estruturas de estiramento como lentes quartzíticas e porfiroblastos com feições de boudinamento (Fig. 10 e 13) nas rochas metabásicas e calciossilicáticas, litotipos mais basais da sequência. Tais

cavalgamentos foram contemporâneos a geração da principal foliação medida e responsáveis pela paralelização do acamamento aos contatos de cavalgamento deste domínio (Perfil BB', anexo1). O estiramento mineral conferido aponta uma direção aproximadamente E-W para este episódio. O estereograma da figura 19 mostra as lineações de estiramento mineral mergulhando em geral, poucos graus para W.

Considerando uma foliação metamórfica S1 paralela ao acamamento original S0 e as dobras intrafoliares conferidas nos mica xistos e nos quartzitos do domínio é evidente que a superfície metamórfica medida representa ao menos uma superfície S2.

As foliações metamórficas do Domínio Sertão do Valongo descrevem uma grande estrutura sinformal de direção NE-SW, que lateralmente passa para uma estrutura antiformal, com eixo de mesmo comportamento. O estereograma da figura 20 trata os dados estruturais dos subdomínios I e II, que representam a grande estrutura sinformal deste domínio, nele podemos ver a dispersão das medidas da superfície principal e um eixo de dobramento construído, indicando, como verificado no mapa, um leve caimento para WSW. O estereograma da figura 21 mostra a dispersão das superfícies metamórficas nos subdomínios II e III que correspondem a antiforma citada. O eixo dessa dispersão mergulha levemente para W, de forma similar a dispersão da figura 20.

Os dobramentos em padrão caixa de ovos verificados nos mica xistos deste domínio demonstram que a superfície metamórfica foi afetada por ao menos dois

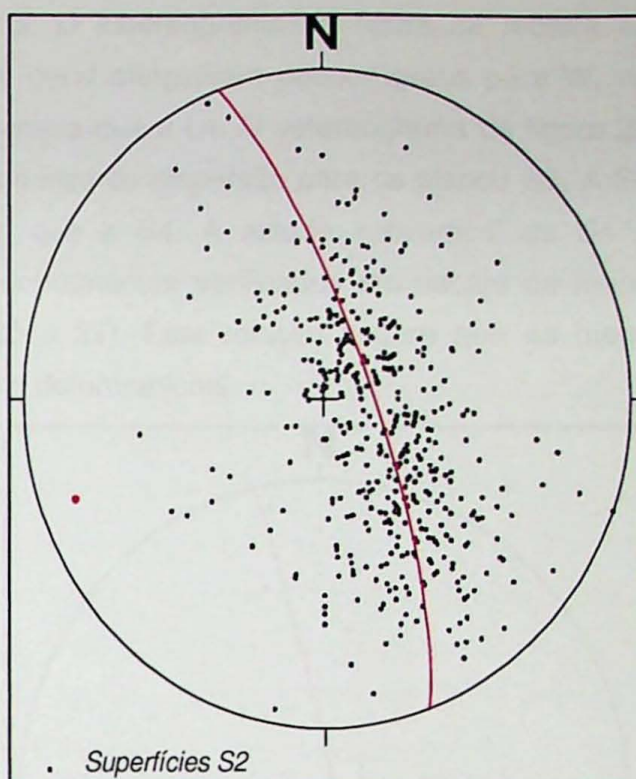


Figura 20: Estereograma de superfícies S2 dos subdomínios I e II.

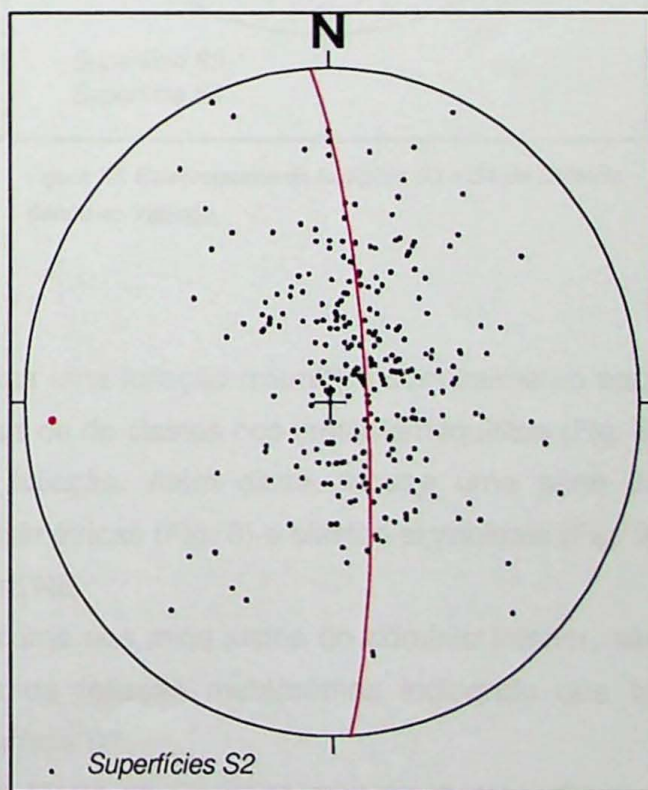


Figura 21: Estereograma de superfícies S2 dos subdomínios II e III.

eventos deformacionais em direções distintas. O estereograma da figura 22 mostra as lineações de crenulação L3 e L4, ambas em geral mergulham poucos graus para W, no entanto a L3 apresenta uma dispersão mais ampla que a L4. O estereograma da figura 23 mostra os planos de crenulação S3 e S4 e um eixo de dispersão para os planos S3. A S3 apresenta em geral mergulhos mais baixos que a S4. A atitude subvertical da S4 é compatível com o plano axial dos grandes dobramentos verificados em escala de mapa tanto na direção como no mergulho (Fig. 20 e 21). Esta relação sugere que os mega dobramentos são resultado deste quarto evento deformacional.

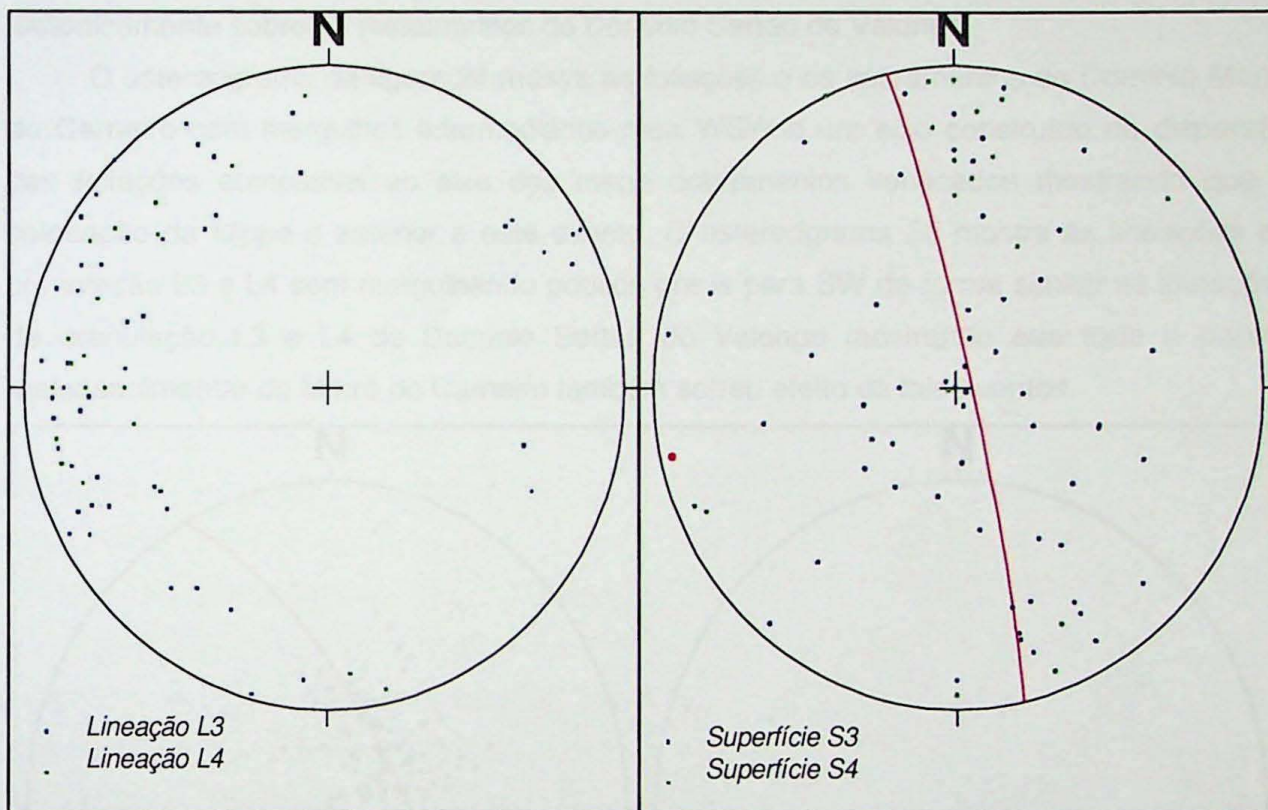


Figura 22: Estereograma de lineações L3 e L4 do Domínio Sertão do Valongo.

Figura 23: Estereograma de foliações S3 e S4 do Domínio Sertão do Valongo.

7.3.2. Domínio Morro do Carneiro

No Domínio Morro do Carneiro predomina uma foliação milonítica com caimento para SW, muito ressaltada por estiramentos minerais ou de clastos nos metadiamequititos (Fig. 3) paralelos ou subparalelos ao caimento da foliação. Além disso, mostra uma série de indicadores cinemáticos como crenulações assimétricas (Fig. 8) e clastos sigmoidais (Fig. 3) indicado sentido aproximado de transporte para NE.

Nos mica xistos deste domínio, assim como nos mica xistos do domínio inferior, são observadas dobras intrafoliares plano-axiais da foliação metamórfica indicando que tal superfície corresponde no mínimo a uma superfície S2.

O contato da sequência que compõe o Morro do Carneiro com os metamorfitos do Domínio Sertão do Valongo é dado por um importante cavalgamento. Esta superfície é

obliqua as foliações do domínio inferior (Perfil AA', anexo1), indicando que este episódio posterior a transposição de tal xistosidade. A presença das crenulações L3 e L4 neste domínio demonstra que tal cavalgamento é anterior aos eventos S3 e S4. A orientação obliqua entre os estiramentos minerais de ambos os domínios reforça a hipótese de dois eventos cavalgantes distintos.

O mergulho das foliações para SW, paralelo ao mergulho dos estiramentos, associados aos sigmóides indicativos de transporte para NE sugerem aloctonia para esta sequência metamórfica permitindo defini-la como uma estrutura tipo *klippe*, colocada tectonicamente sobre os metamorfitos do Domínio Sertão do Valongo.

O estereograma da figura 24 mostra as foliações e os estiramentos do Domínio Morro do Carneiro com mergulhos intermediários para WSW e um eixo construído de dispersão das foliações compatível ao eixo dos mega dobramentos verificados mostrando que a colocação da *klippe* é anterior a este evento. O estereograma 25 mostra as lineações de crenulação L3 e L4 com mergulhando poucos graus para SW de forma similar as lineações de crenulação L3 e L4 do Domínio Sertão do Valongo mostrando que todo o pacote metassedimentar do Morro do Carneiro também sofreu efeito de tais eventos.

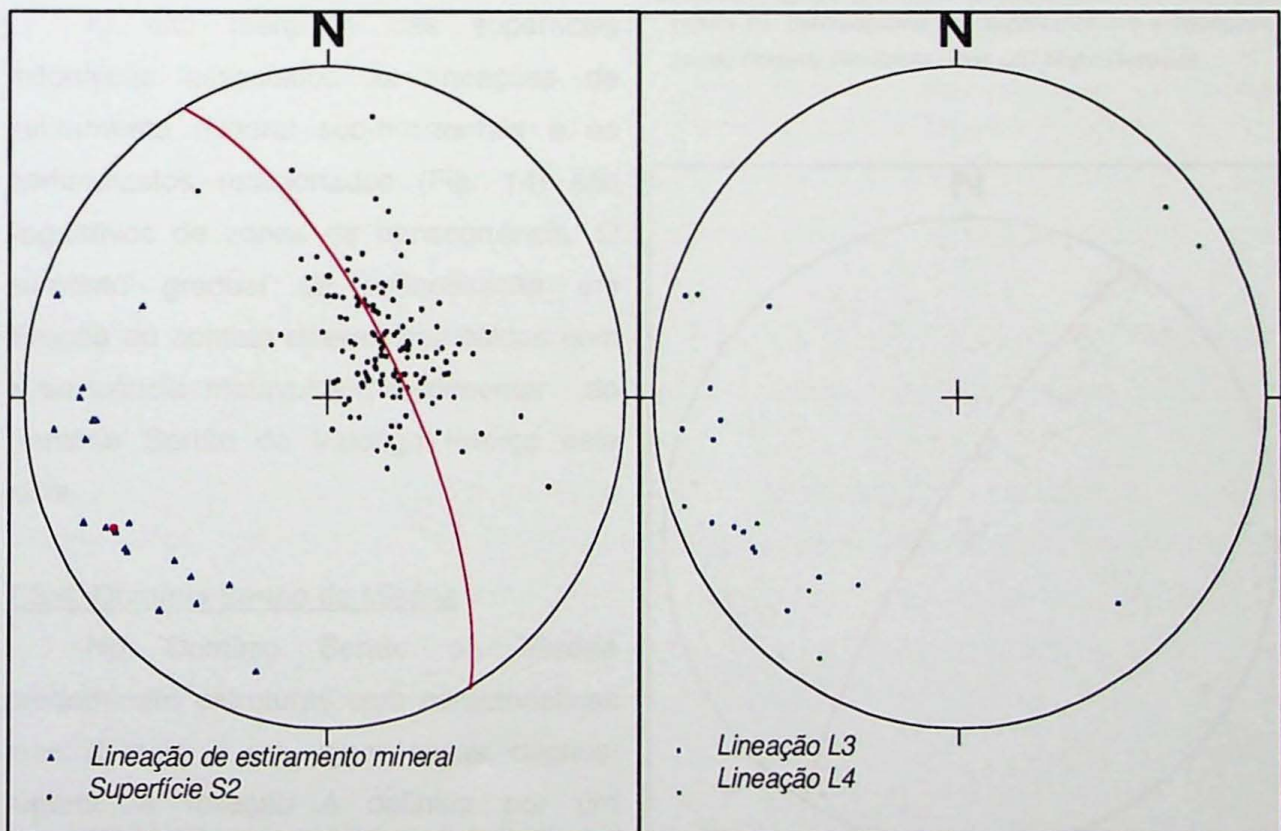


Figura 24: Estereograma geral do Domínio Morro do Carneiro.

Figura 25: Estereograma geral do Domínio Morro do Carneiro.

7.3.3. Domínio Rio Santa Luzia

No Domínio Rio Santa Luzia predominam mergulhos mais altos, em geral caindo para NW. Nos granitóides presentes, ocorre uma foliação milonítica que se torna menos intensa

em direção oposta ao contato com o Domínio Sertão do Valongo. As lineações de estiramento mineral, caracterizada por porfiroclastos de K-feldspato centimétricos, ao contrario das foliações tem mergulho sub-horizontal, com direção aproximada NE-SW. Foram verificados porfiroclastos rotacionados indicando movimentos dextrais.

A figura 26 mostra a dispersão das superfícies miloníticas do Domínio Rio de Santa Luzia e um eixo de dispersão construído com mergulho para SW. Também estão lançados os estiramentos minerais em média com poucos graus de mergulho para NE.

O alto mergulho das superfícies miloníticas associados às lineações de estiramento mineral sub-horizontais e os porfiroclastos rotacionados (Fig. 14) são sugestivos de zonas de transcorrência. O aumento gradual da milonitização em direção ao contato desses granitóides com a sequência metavulcanossedimentar do Domínio Sertão do Valongo reforça esta idéia.

7.3.4. Domínio Sertão da Miséria

No Domínio Sertão da Miséria predominam estruturas com características mais dúcteis, e em alguns casos, dúcteis-rúpteis. A foliação é definida por um bandamento gnáissico, as vezes migmatítico ou, mais raramente, por uma lineação mineral de estado líquido/sólido em alguns granitóides. Os mergulhos das foliações são médios a altos e em geral, mergulham para SW.

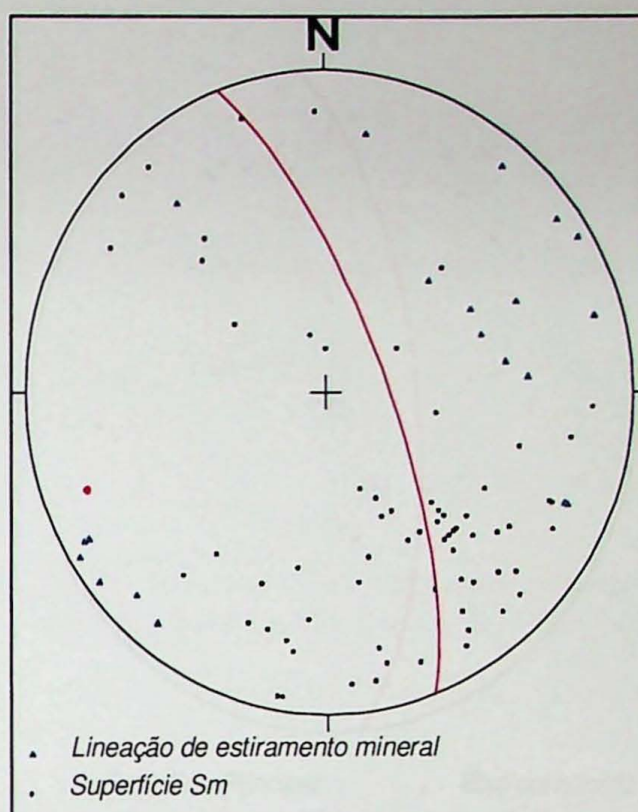


Figura 26: Estereograma de superfícies Sm e lineações Lm do Domínio Rio Santa Luzia (ZC Major Gercino).

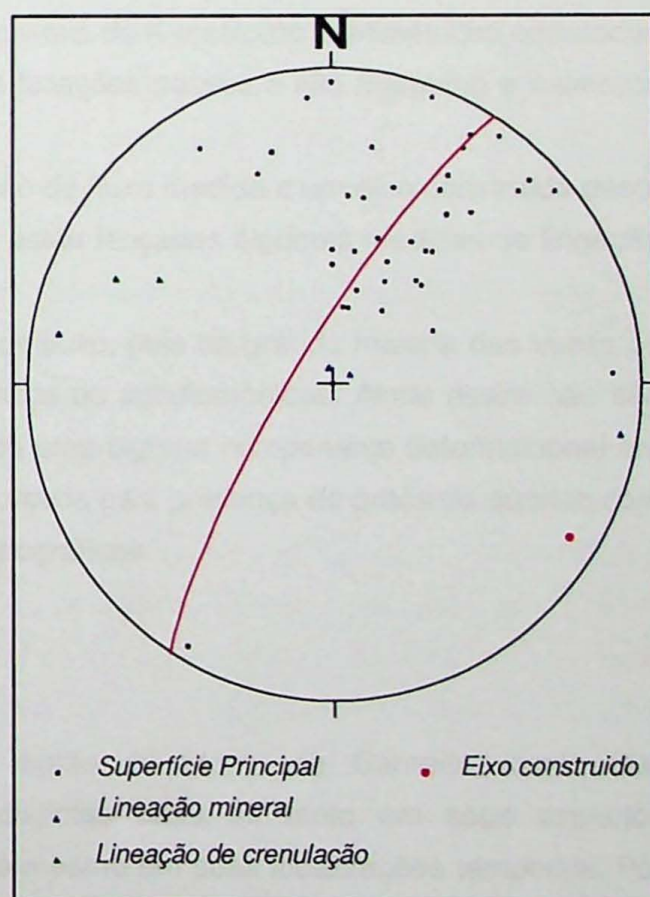


Figura 27: Estereograma geral do Domínio Sertão da Miséria.

A figura 27 mostra a dispersão das foliações medidas no Domínio Sertão da Miséria e um eixo construído desta dispersão, com leve caimento para SE, além de algumas poucas medidas coletadas de estiramentos minerais e lineações de crenulação.

As estruturas verificadas, com características mais dúcteis do que os demais litotipos descritos como o bandamento gnáissico-migmatítico e alguns corpos ígneos com leve orientação indicam que estas rochas foram geradas sob altas pressões e temperaturas.

7.3.5. Domínio Campo Novo

No Domínio Campo Novo predominam uma série de corpos ígneos plutônicos que, na maioria das vezes, apresentam uma foliação de fluxo muito bem definida por fenocristais de K-feldspato centimétricos orientados (Fig. 16). Termos maciços não são raros. As foliações possuem alto mergulho e caimento geral para SW.

A figura 28 mostra a dispersão da foliação de fluxo medida e um eixo construído desta dispersão, mergulhando para W, além disso, estão lançadas algumas medidas de lineação mineral.

A orientação mineral é sugerida como de fluxo, pois na grande maioria das vezes os cristais de k-feldspato se encontram idiomórficos ou subidiomórficos. Ainda assim não são raros cristais levemente deformados sugerindo uma alguma componente deformacional em estado pouco mais sólido, esta hipótese é reforçada pela presença de grãos de quartzo com extinção ondulante verificados em lâminas petrográficas.

7.4. Metamorfismo

O conjunto de rochas exposto na região do Morro do Carneiro, como dito anteriormente, apresenta unidades muito distintas entre si, tanto em seus aspectos composicionais, como em suas gêneses e até mesmo em suas localizações temporais. Por conseguinte suas trajetórias metamórficas são características, mesmo que ocorram interligadas.

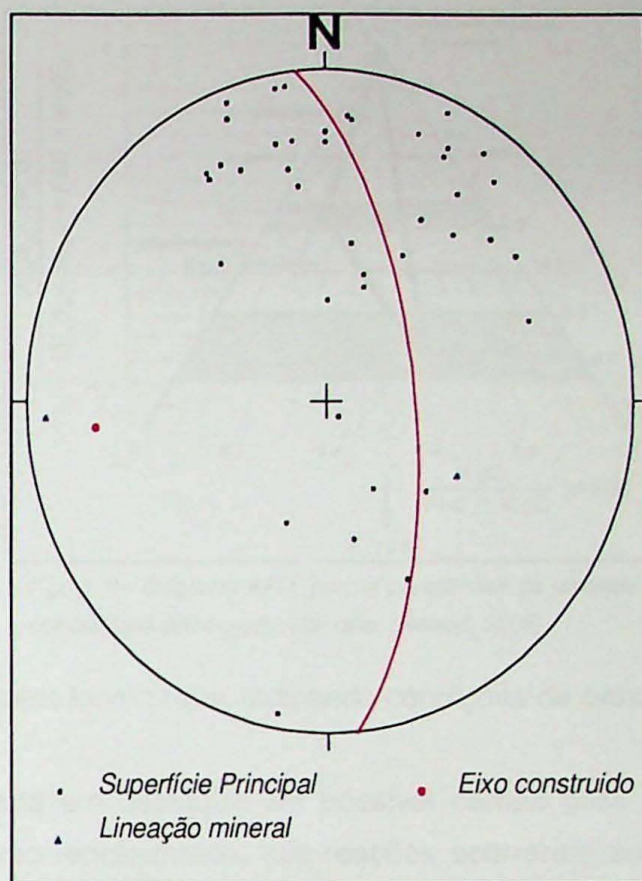


Figura 28: Estereograma geral do Domínio Campo Novo (medidas de fluxo ígneo no Granito Valsungana).

De modo geral foram observadas nas rochas metamórficas, paragéneses de baixo ou médio grau metamórfico.

No Domínio Sertão do Valongo, a unidade dos biotita-quartzo-muscovita xisto apresenta, além de biotita, quartzo e muscovita, grafita, granada e silimanita. Tal paragénesese está representada na figura 29 e confirma o baixo grau do metamorfismo atuante posicionando a unidade no fácies xisto verde, na zona da granada.

A unidade dos muscovita quartzitos, apesar de possuir mineralogia muito simples, também apresentou silimanita em pontos localizados, indicando condições de baixa pressão e alta temperatura.

No diagrama KFMASH da figura 30 está em destaque um possível campo para a ocorrência destas reações metamórficas, como representado, tais reações ocorreram sob pressões entre 3 e 5 Kbar e temperaturas entre 500 e 550°.

Ainda no Domínio Sertão do Valongo temos a unidade das rochas metabásicas, cuja assembléia mineral mostra principalmente hornblenda e epidoto. Tal paragénesese poderia sugerir fácies epidoto-anfibolito, no entanto a provável origem ígnea do epidoto não permite

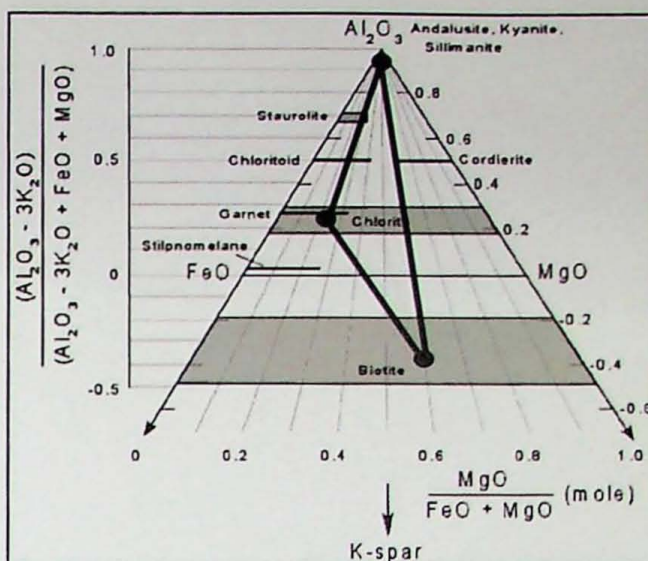


Figura 29: Diagrama AFM, para a paragénesese da unidade dos biotita-quartzo-muscovita xisto. (Nelson, 2008).

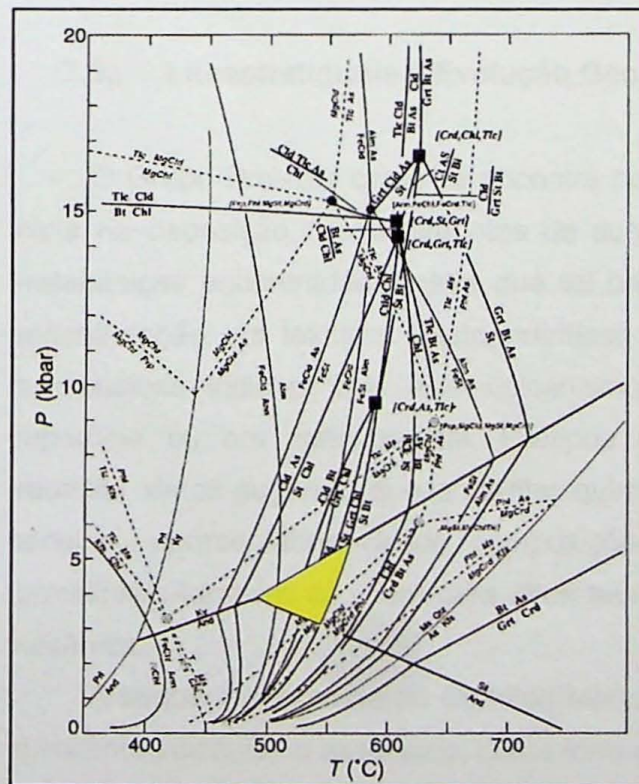


Figura 30: Diagrama KFMASH (Ferry, 2008)

tal afirmativa. Da mesma forma os piroxênios identificados em análises microscopias poderiam ser sugestivos de grau metamórfico mais alto, não fosse sua origem magmática.

No Domínio Morro do Carneiro, apesar de puramente metassedimentar, apenas a unidade dos metadiamequititos apresentou minerais índices. A rocha tem assembléia mineral composta por quartzo, muscovita, biotita, granada e cloritoide, conforme ilustrado na figura 31. Tal paragénesese aponta para um metamorfismo de grau xisto verde alto.

A unidade dos biotita gnaisses no Domínio Sertão da Miséria apresenta além de biotita, quartzo, plagioclásio, k-feldspato e hornblenda. Este conjunto de minerais, associados ao bandamento estromático verificado nas rochas do norte deste domínio, sugere apenas que a rocha foi submetida a altas pressões e temperaturas.

Da mesma forma as assembléias minerais dos granitos do Domínio Campo Novo sugerem apenas que estes litotipos foram gerados a partir de rochas submetidas a pressões e temperaturas extremas.

Vale ressaltar que ao longo das regiões de contato destes granitos com o Domínio Sertão da Miséria ocorre a unidade dos granada-muscovita-quartzo-biotita xisto ocorre, essa unidade apresenta texturas típicas de cristalização estática como lentes micáceas internamente desorientadas e granadas esqueletais (Fig. 7). Tais características associadas à presença localizada de andaluzita afirmam que este litotipo sofreu efeito de metamorfismo de contato e provavelmente se trata da unidade dos biotita quartzo muscovita xisto sobre efeito de tal evento metamórfico.

7.5. Litoestratigrafia e Evolução Geotectônica

O Grupo Brusque como se encontra hoje é registro de uma história geológica que se inicia na deposição dos sedimentos de sua paleobacia. A grande quantidade de rochas metabásicas encontradas mostra que tal bacia teve intenso vulcanismo associado à sua sedimentação. As texturas blastoporfíricas e blastoamigdaloidais verificadas nas rochas metabásicas indicam que este vulcanismo teve caráter extrusivo, tendo ocorrido em superfície ou em subsuperfície. Litotipos descritos como turmalinitos, clorita xistos e tremolita xistos sugerem que o caráter químico destas exalações era inconstante e muito peculiar, apresentando desde composições ultramáficas até depósitos de chert. Os turmalinitos também apontam para altos teores de boro em algum instante desta atividade vulcânica.

A sequência exposta no Domínio Morro do Carneiro, como citado anteriormente, não apresenta vulcanismo associado, desta forma fica claro que o vulcanismo na paleobacia não atuou durante toda sua existência.

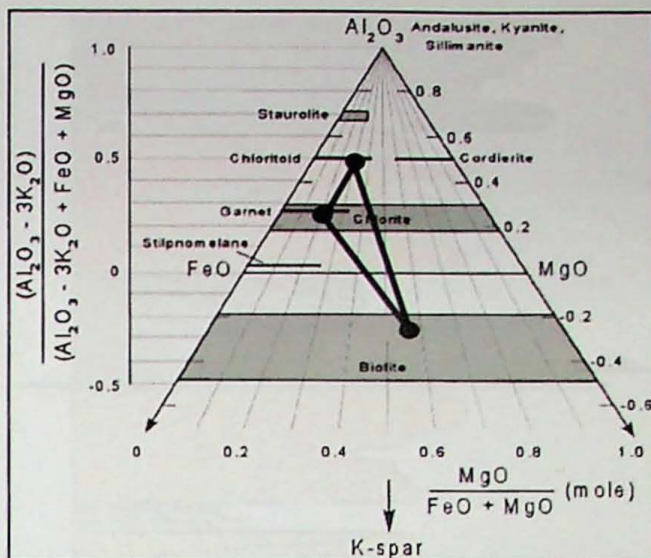


Figura 31: Diagrama AFM, para a paragénesese dos metadiamequititos (Nelson, 2008).

O mapa e os perfis geológicos construídos apontam para uma sequência iniciada pelos litotipos de associação vulcânica, tal sequência está ilustrada na coluna litoestratigráfica da figura 32.

Na base está a unidade das rochas metabásicas e sobrepostas a elas está a unidade das rochas calciossilicáticas, ambos os litotipos apresentam como intercalações de diferentes portes pacotes de clorita xistos, sobre as rochas calciossilicáticas encontra-se a unidade dos turmalinitos. Sobre os turmalinitos se inicia uma sequência de termos com associações sedimentares com a unidade dos biotita-muscovita-quatzos xistos na base, sobreposta pela unidade dos filitos sericíticos com quartzo que por sua vez está coberta pela unidade dos quartzitos.

Estas são as unidades que correspondem a sequência exposta no Domínio Sertão do Valongo. Esta sequência e frações dela se repetem mais de uma vez ao longo deste domínio, esta repetição é explicada como intercalações tectônicas decorrentes do fechamento do antigo sistema deposicional destas rochas.

Acima da sequência metavulcanossedimentar do Domínio Sertão do Valongo está a sequência metassedimentar da *Klippe* Morro do Carneiro. Na base a *klippe* apresenta a unidade dos metarritimitos coberta pela unidade dos quartzitos e sobre estes se encontra a unidade dos muscovita xistos, um pacote de pequena expressão. No topo da *klippe* encontra-se a unidade dos metadiamequititos.

Intrusivas no Domínio Sertão do Valongo estão a unidade dos granitos com turmalina e a unidade dos granitos equigranulares com biotita. Tendo em vista que estas unidades não fazem contato, sua idade relativa fica prejudicada. A grande presença de turmalina nos granitos com turmalina além de alguma quantidade de muscovita indica que estas rochas estão intimamente ligadas aos metamorfitos deste domínio não só pela relação rocha hospedeira//rocha encaixante e são, provavelmente, produto da fusão das rochas

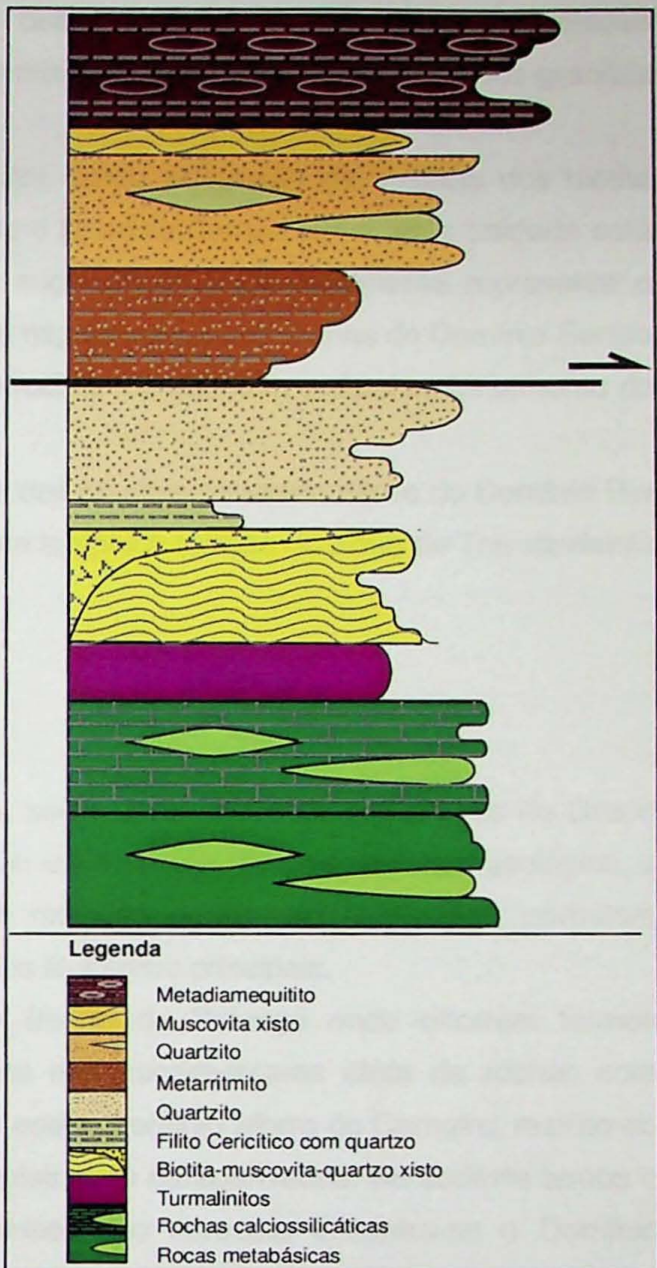


Figura 32: Coluna litoestratigráfica da sequência metavulcanossedimentar do Domínio Sertão do Valongo e da *Klippe* Morro do Carneiro.

metavulcanossedimentares mais profundas deste domínio. Considerando tal relação geológica, é provável que os granitos com turmalina tenham se instalado antes dos granitos equigranulares com biotita.

Posteriormente a estes corpos granitóides temos a intrusão da unidade dos biotita granitos porfiríticos que representa quase todo o Domínio Campo Novo, esta unidade está intimamente ligada a unidade dos gnaisses migmatíticos e provavelmente representa o produto da fusão destas rochas. Por sua vez, a migmatização das rochas do Domínio Sertão da Miséria indica que, de alguma forma, estas rochas representem o atual embasamento do Grupo Brusque.

Finalmente temos a inserção da unidade dos granitos protomiloníticos do Domínio Rio de Santa Luzia, esta colocação se deu de forma tectônica através da Zona de Transferência Major Gercino.

8. Conclusões

A sequência exposta na área mapeada, assim como todas as exposições do Grupo Brusque, é bastante diversificada. A distribuição espacial dos litotipos no mapa geológico, o comportamento estrutural dos mesmos e as relações de contato verificadas, permitem subdividir a região em estudo em cinco domínios litológicos principais.

No centro-sul encontra-se o Domínio Sertão do Valongo onde ocorrem termos metavulcanoexalativos intercalados em termos metassedimentares além de rochas com composição calciossilicáticas. No centro-oeste está o Domínio Morro do Carneiro, restrito ao morro homônimo, onde ocorrem rochas essencialmente paraderivadas. No sudeste temos o Domínio Rio de Santa Luzia, granítico-milonítico. No noroeste encontra-se o Domínio Campo Novo, granítico. Finalmente no norte está o Domínio Sertão da Miséria, gnáissico-migmatítico.

A série do Domínio Sertão do Valongo apresenta na base a unidade das rochas metabásicas, sobrepostas pela unidade das rochas calciossilicáticas e seguidas da unidade dos turmalinitos, acima destas ocorrem as unidades metassedimentares, partindo dos biotita-quartzo-muscovita xistos, seguidos dos filitos sericíticos com quartzo e pela unidade dos muscovita quartzitos. A sequência que corresponde ao Domínio Morro do Carneiro apresenta na base a unidade dos metarritimitos, sobreposta pela unidade dos quartzitos, seguida pela unidade dos muscovita-quartzo xisto, finalmente sotopostos pela unidade dos metadiamequititos. Os gnaisses-migmatíticos do Domínio Sertão da Miséria são intrusivos nos metamorfitos do Domínio Sertão do Valongo assim como a unidade dos granitos com turmalina. A unidade dos granitos equigranulares com biotita e a unidade dos biotita granitos porfiríticos representam o Domínio Campo Novo e também são intrusivas. Por fim temos a colocação tectônica dos granitos protomiloníticos do Domínio Rio Santa Luzia.

A sequência correspondente ao Domínio Sertão do Valongo ou frações dela se repetem mais de uma vez em decorrência de embricamentos tectônicos que, como indicado pelo estiramento mineral do domínio, tiveram transporte com direção aproximada E-W.

A série que compreende o Domínio Morro do Carneiro foi colocada tectonicamente sobre as rochas metavulcanossedimentares do Domínio Sertão do Valongo em um evento compressivo com transporte para NW, conforme indicam as lineações de estiramento mineral e os indicadores cinemáticos, permitindo então definir toda a estrutura como uma *Klippe*.

As foliações no Domínio Sertão do Valongo definem um grande dobramento com eixo mergulhando levemente para SW, este dobramento, conforme apontam as estruturas verificadas representam um evento deformacional de pelo menos quarta ordem. As lineações de crenulação presentes no Domínio Morro do Carneiro, sugerem que tal dobramento é posterior ao cavalgamento da *klippe*.

O alto mergulho das superfícies metamórficas do Domínio Rio Santa Luzia associado as lineações de estiramento mineral sub horizontais e a porfiroclastos rotacionados apontam para uma inserção tectônica para tais granitos protomiloníticos através de um movimento dextral associado a Zona de Cisalhamento Major Gercino.

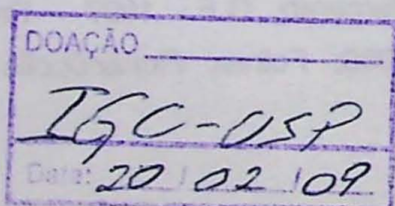
O metamorfismo atuante na área foi de médio grau metamórfico apresentando paragêneses características de fácies xisto verde. A colocação dos corpos granitóides do norte da área também causou metamorfismo de contato com geração de andaluzita.

Referências Bibliográficas

- Babinski, M., Chernale, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. – 1997 – U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J.S. Amer. Earth Science.*, 10(3-4):263 – 274.
- Basei M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de doutoramento. Universidade de São Paulo, SP, Brasil.
- Basei M.A.S. & Teixeira W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano – Eo-Paleozóico de Santa Catarina. In: Silva L.C. & Basei M.A.S. 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. In: CBG, 36, Natal, 1990. *Anais. Natal: SBG. V.6 p.2649-57.*
- Basei M.A.S. 1991. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6: 2649-2657.
- Basei M.A.S., Neto M. da C.C., Junior O.S.. 1994. Geologia do Grupo Brusque na região de Canelinha, SC. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1: 243-244.
- Basei M.A.S. 2000. Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Concurso para obtenção do título de Professor Livre-Docente. Universidade de São Paulo, SP, Brasil.
- Basei, M.A.S.; Siga JR., O.; Masquelin, H.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M.; Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its Foreland Domain, The Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A; Campos, D.A. *Tectonic Evolution of South America*, P-311-334, RJ.
- Basei, M.A.S.; Siga JR, O.; Prazeres Filho, H.J.; Nutman, A.P.; Sato, K.; Harara, O.M.; Passarelli, C.R.; Kaulfuss, G.; Castro, N.A.; Reis Neto, J.M. – First evidence for a Mesoproterozoic age of the Votuverava and Perau basins (southern Ribeira belt, Brazil): regional stratigraphic inferences based on U-Pb zircon ages of metabasic rocks. Submetido ao *Journal of South American Earth Sciences* (em revisão).
- Bettucci L.S. 1998. *Evolución Tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la Región Minas-Piriápolis, Uruguay*. Tese de Doutorado, Univesidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 344 p.
- Bitencourt M.F., Hackspacker P.C., Nardi L.S. 1989. A Zona de Cizalhamento Major Gercino – Santa Catarina. In: SBG, SNET, 2, Fortaleza, Atlas, p. 214 – 216.
- Caldasso, A.L. da S., Camozzato, E., Ramgrab, G.E. & Silva, M.A.S. da, - 1998 – Os granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, SC, In: Cong. Bras. Geol., 35, Belem, SBG. V.3;p1104-1116
- Campos R.S. de. 2007. petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Cinturão Dom Feliciano, região da Serra da Miséria, Itapema, SC.

- Dissertação de mestrado apresentada com registro parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, Brasil.
- Castro, N.A. de; Basei, M.A.S. & Crósta, A.P. – 1999 – The W (Sn-Mo) specialized Catinga and other intrusive granitoids in the Brusque Group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, Southern Brazil. *RBG*. V29, n1, p17-26.
- Fragoso Cesar A.R.S. – 1980 – O Craton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul Riograndense. *Cong. Bras. De Geol., Anais, SBG.31, Comboriu*, 5:2879-2891.
- Gaucher, C. & Sprechmann, P. – 1998 – Grupo Arroio Del Soldado: Paleontologia Edad y Correlaciones (Vendiano-Cámbrico Inferior, Uruguay). *Actas del II Congreso Uruguaio de Geología, Punta del Este, Uruguay*, 183-187p.
- Hartmann L.A., Bitencourt M.F., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Rivera C.B., Betiollo L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*: 16: 477-492;
- Lopes, R. da C., Wildner, W., Sander, A. & Camozzato, E. – 1999 – Alogrupos Guaritas: Aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do vulcanismo Rodeio Velho (Encerramento do ciclo brasileiro ou instalação da Bacia do Paraná?). I Simposio sobre Vulcanismo e ambientes associados, Abstracts, Gramado, RS, p17.
- Mallmann, G. – 2004 - Evolução estrutural da porção sul do terreno Nico Peres, Uruguai: Registro da convergência entre as placas Rio de La Plata e Kalahari no final do neoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências* 34(2):201-212
- Phillip, R.P. – 1998 – A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, University of São Paulo, Brasil, Vol 1, 255p.
- Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt M.F., Souza R.R., Liz J.D., Wild F., Arend S., Oliveira A.S., Duarte L.C., Rivera C.B., Prado M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (1): 21-34.
- Porada, H. – 1979 – The Damara-Ribeira Orogen of the Pan African-Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57: 237 – 265.
- Preciozzi, F., Masquelin, H. & Basei M.A.S. – 1999 – The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology, *Actas*, 338 – 340p, Cordoba, Argentina
- Remus, M.V.D. – 1998 – Metalogenese do cobre e evolução crustal da região de Caçapava do Sul-RS, Unpublished thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, Federal University of Rio Grande do Sul, RS, Brazil.

- Sander A. 1992. Petrografia e litoquímica de uma parcela da seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC. Dissertação submetida como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, RS, Brasil.
- Silva L.C. & Dias A.A. 1981. Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I Geologia. *Acta Geológica Leopoldinensia* 5 (10): 3-120.
- Silva L.C. 1983. Basalto variolítico com matriz ultramáfica do tipo Quech. Primeiras evidências de derrames komatíticos (?) na seqüência vulcano-sedimentar Rio Itajaí Mirim (SC). Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, *Atas*, Porto Alegre, pp.: 266-292.
- Silva L.C., Oliveira J.M.P., Aumond J.J., Lopes R.M.M., Eipper J., Ferro G. 1985. Caracterização petrográfica da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão Iajaí-Mirim). In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, *Atas*, Porto Alegre, pp.: 11-23.
- Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de geociências*, 21 (1): 60-73.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 1997. U-Pb (SHRIMP) geochronology in the Camboriú Complex and other gneisses from the basement of the Neoproterozoic southern Brazilian Granitic province, Brazil. In: SBG, International Symposium of Granitic Rocks and Associated Mineralization, II., Salvador, *Boletim de Resumos Expandidos*, 278-279.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. – 2000 – Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil, *American Mineralogist*, v85, p649-667.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Santos J.O.S. 2002. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, João Pessoa, pp.: 510.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., & Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African system of orogens. *Precambrian Research*, 136, 203-240.
- Zanini, L.F.P., Branco, P.M., Camozzato, E. & Ramgrab, G.E.- 1997 - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1:100.000; Folhas Florianópolis e Lagoa, Brasília, CPRM, 252pp



Legenda

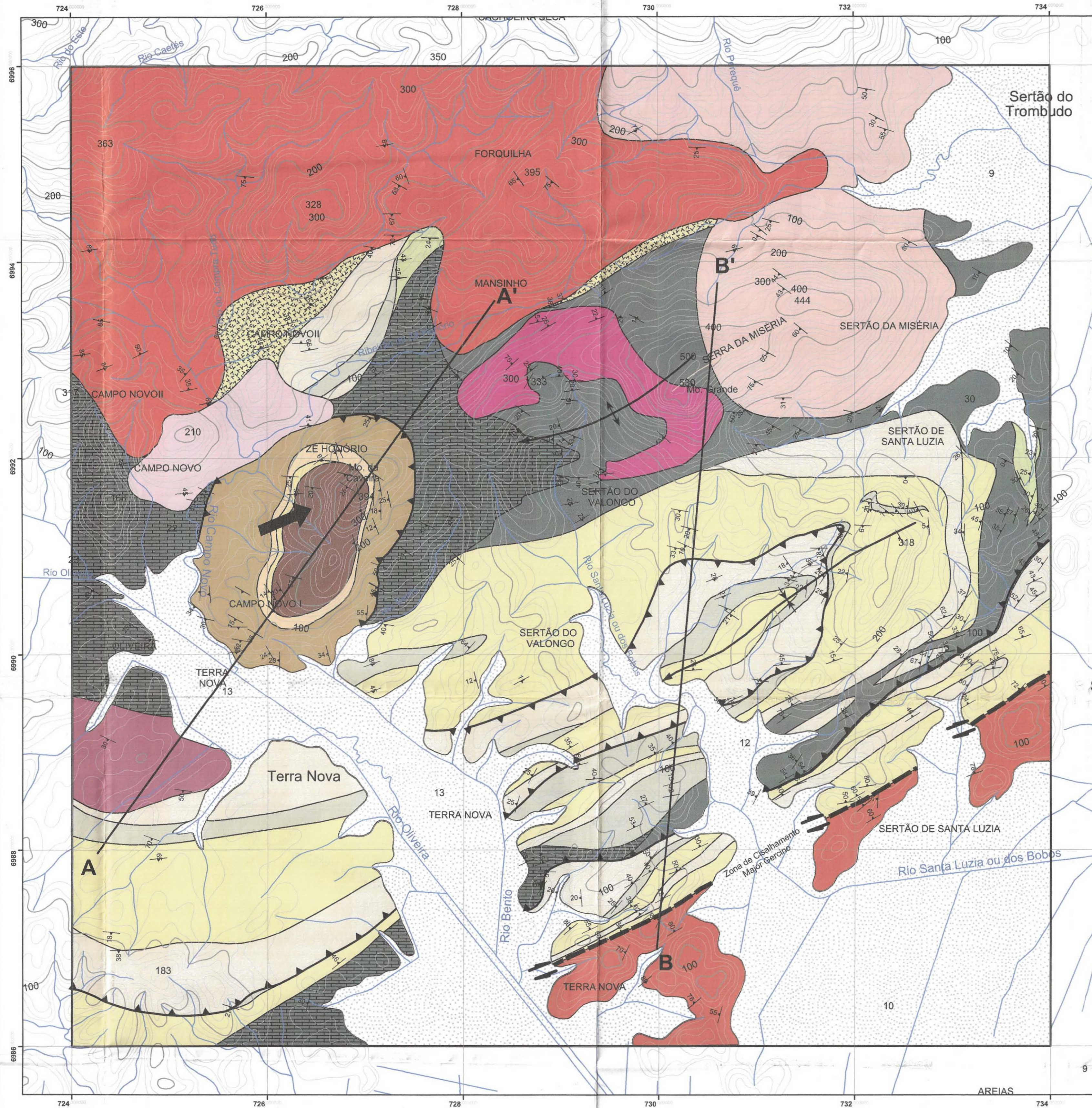
- Metadiamiquitito
- Metarrilitito
- Filito sericítico com quartzo
- Quartzito
- Biotita-quartzo-muscovita xisto
- Muscovita-quartzo-biotita xisto
- Clorita xisto
- Clorita-tremolita xisto
- Turmalinito
- Calciossilicática
- Metabásica
- Granito com turmalina
- Leucogranito
- Biotita granito porfirítico
- Granito protomilínítico
- Biotita gnaiss
- Migmatito

Curvas topográficas

Drenagens



Mapa geológico da região do Morro do Carneiro, Tijucas, SC



Legenda

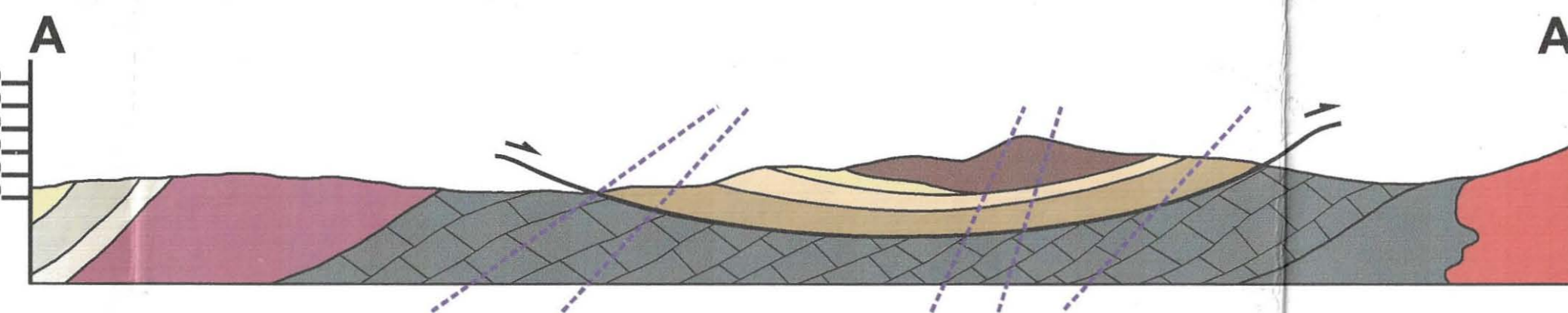
- | | |
|--|-------------------------|
| | Depósitos Quaternários. |
| | Batólito Florianópolis. |
| | Complexo Camboriú. |
-
- | | | |
|----------------------|--|---|
| Rochas Ígneas | | Granitos porfíricos com fenocristais de k-feldspato e matriz quartzo-feldspática com biotita. |
| | | Leucogranitos equigranulares com biotita localmente inequigranulares médios seriados. |
| | | Leucogranitos inequigranulares com turmalina e biotita. |
-
- | | | |
|----------------------|--|--|
| Grupo Brusque | | Metadiamiclitos com clastos quartzíticos centimétricos muito estrados e matriz granoleptoblástica de quartzo, muscovita, magnetita, biotita e granada. |
| | | Quartzo-muscovita xistos com biotita, magnetita e granada. |
| | | Quartzitos com grânulos esparsos, magnetita, muscovita, biotita e intercalações de filitos sericíticos com quartzo. |
| | | Metarritmitos com bandamento centimétrico alternando lentes quartzíticas e sericíticas. Localmente pode mostrar pacotes métricos de um ou outro tipo. |
-
- | | | |
|---|--|--|
| Sequência Metavulcanossedimentar | | Muscovita quartzitos com turmalina, biotita, silimanita e intercalações de quartzo-muscovita xistos. |
| | | Filitos sericíticos impuros com quartzo e clorita e intercalações métricas de quartzitos micáceos. |
| | | Quartzo-muscovita xistos com biotita, granada e silimanita e intercalações métricas a decamétricas filíticas e quartzíticas. // Quartzo-biotita xistos com muscovita, granada e andaluzita. |
| | | Turmalinitos com bandamento milimétrico alternando lentes de turmalina, lentes de quartzo e minerais carbonáticos e lentes de hornblenda e epidoto subordinado. |
| | | Rochas calciossilicáticas com bandamento centimétrico alternando lentes de quartzo e minerais carbonáticos e lentes de hornblenda e epidoto. // Intercalações métricas de xistos cloríticos com quartzo, sericita e tremolita. |
| | | Rochas metabásicas com bandamento centimétrico alternando lentes quartzo-feldspáticas e lentes de hornblenda, epidoto e clorita. // Intercalações métricas de xistos cloríticos com quartzo, sericita e tremolita. |

- | | | | |
|--|------------------------------------|--|----------------------|
| | Contatos Normais | | Superfície principal |
| | Contatos por cavalgamento | | |
| | Zona de Cisalhamento Major Gercino | | |
| | Antiformas | | Curvas topográficas |
| | Sinformas | | Drenagens |

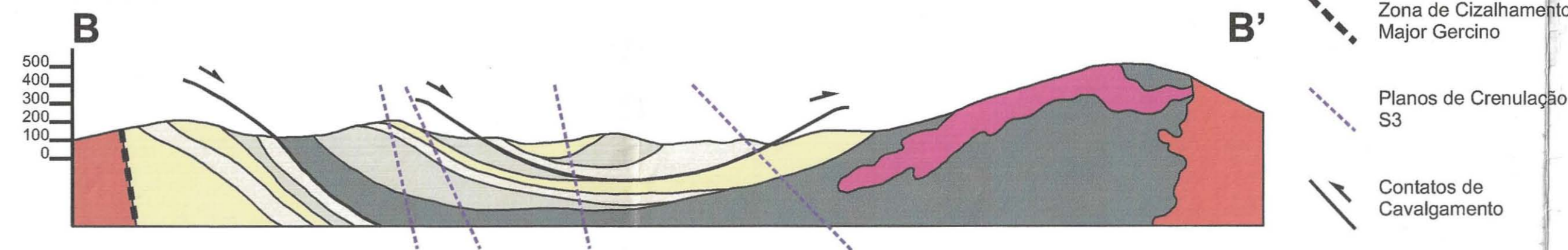
Datum: Córrego Alegre 22s
Escala Gráfica: 1:25.000



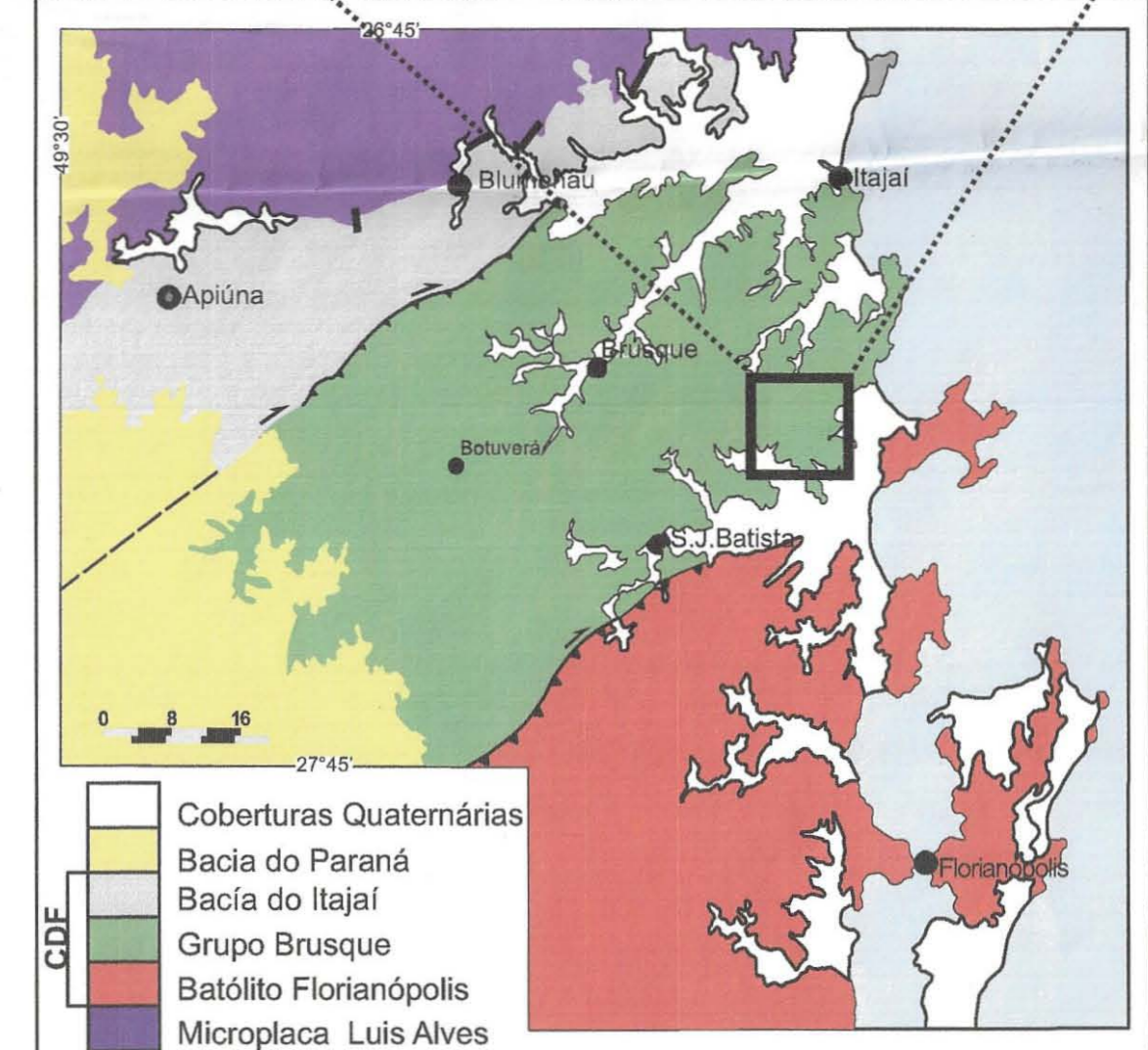
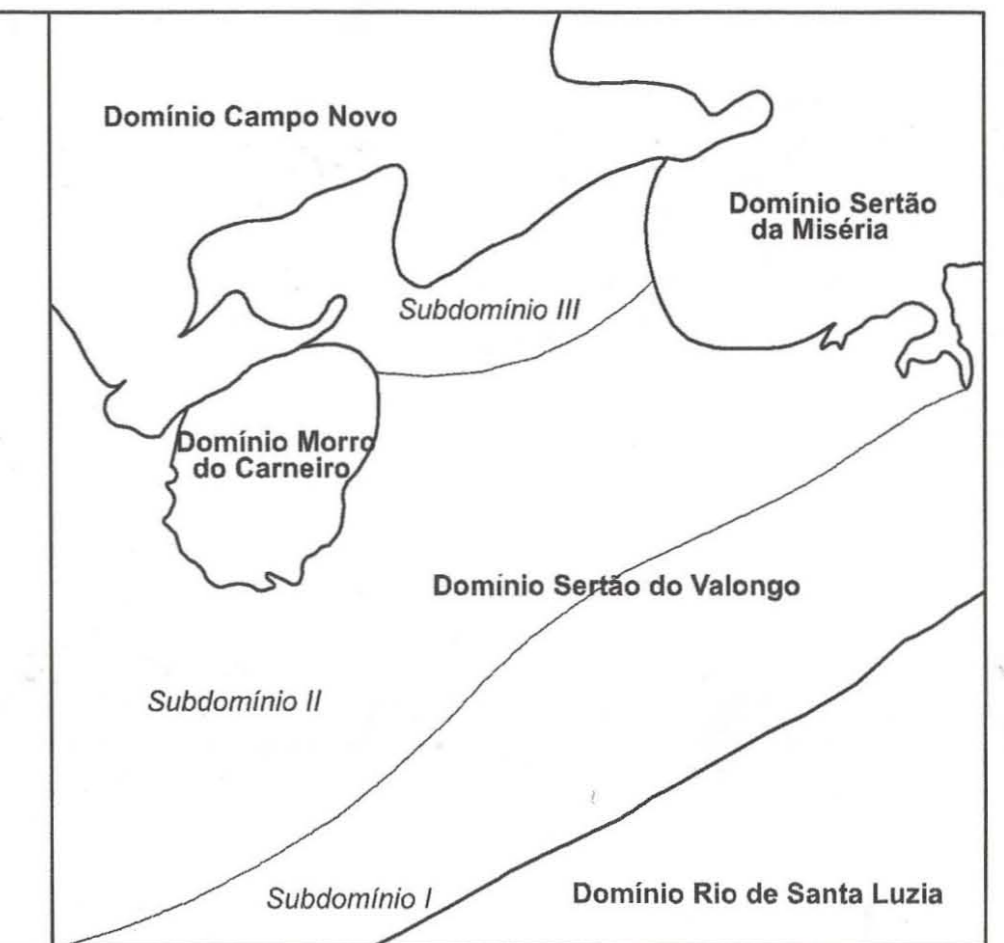
Perfil A-A'



Perfil B-B'

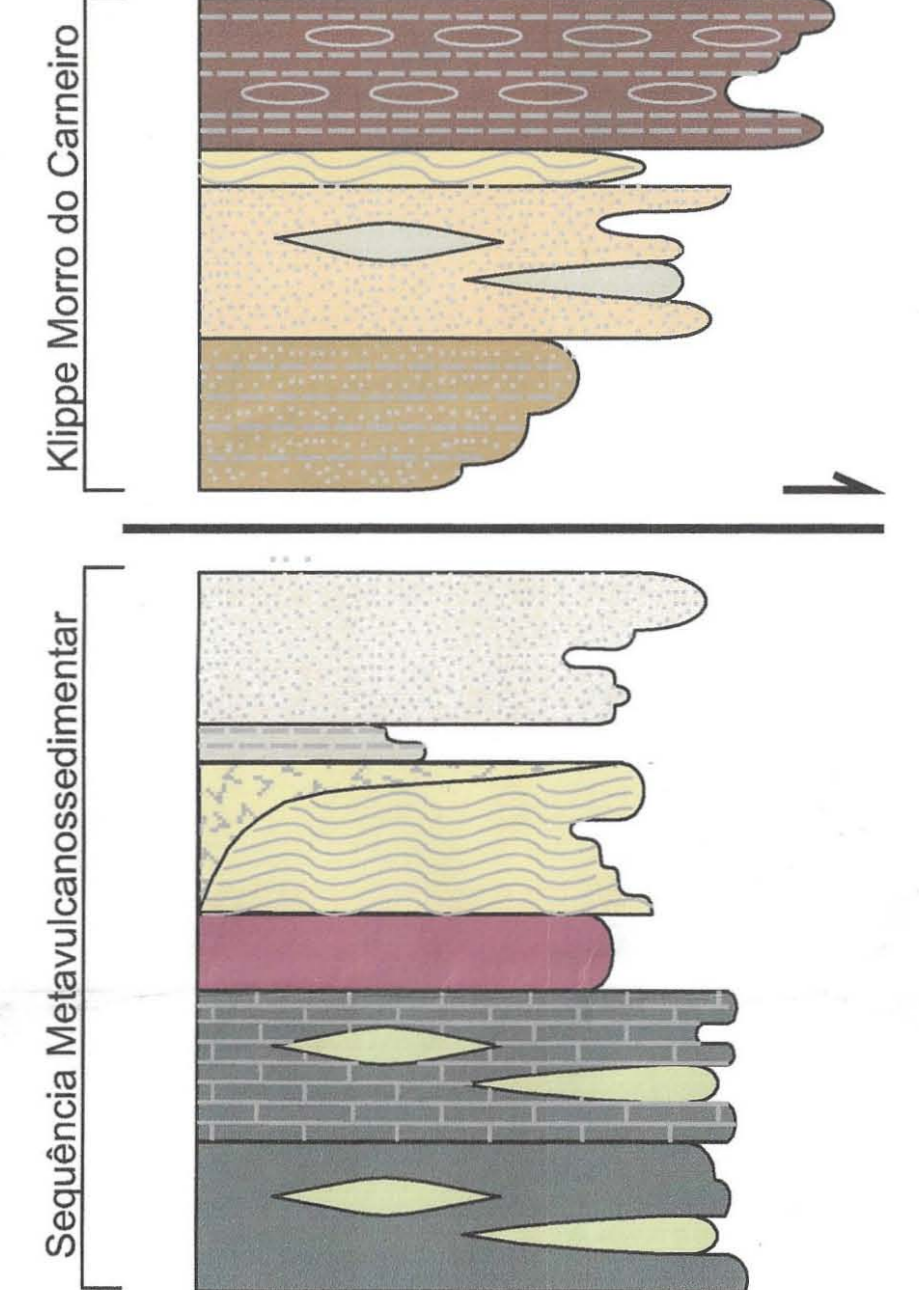


Dominios Estruturais



Localização e contexto geológico regional

Cinturão Dom Feliciano (CDF) em Santa Catarina



Coluna litoestratigráfica

