UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A ZONA DE CISALHAMENTO SINISTRAL
“SIERRA BALLENA” NO URUGUAI**

Carlos Gómez Rifas

Orientador: Prof. Dr. Georg Robert Sadowski

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005475

**A ZONA DE CISALHAMENTO SINISTRAL
"SIERRA BALLENA" NO URUGUAI**

Carlos Gómez Rifas

Orientador: Prof. Dr. Georg Robert Sadowski

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1995

ÍNDICE

Capitulo 1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Preâmbulo.....	1
1.2. Objetivos da Pesquisa.....	2
1.2.1. Objetivos Gerais.....	2
1.2.1. Objetivos Específicos.....	2
1.3. Definições.....	3
1.3.1. Zonas de Cisalhamento.....	3
1.3.2. Petrologia e Petrografia das Rochas Miloníticas.....	3
Capitulo. 2. OS TRABALHOS ANTERIORES.....	9
2.1. Pré-devoniano no Uruguai.....	9
2.1.1. Trabalhos de Valor Histórico.....	9
2.1.2. Fases de Estudos Sistemáticos.....	9
2.1.3. Os Trabalhos mais Recentes.....	10
2.2. A Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena no Uruguai.....	14
Capitulo. 3. METODOLOGIA.....	25
3.1. Fotointerpretação Geológica e Interpretação de Imagens....	25
3.1.1. Fotos Aéreas.....	25
3.1.2. Imagens de Satélite.....	25
3.1.2.1. O Sensor TM.....	25
3.1.2.2. Imagens Usadas.....	27
3.2. Geofísica.....	27
3.2.1. Gravimetria.....	27
3.3. Sondagens.....	27

3.4. Métodos de Geologia de Campo.....	28
3.4.1. Discussão Sobre os Critérios para Definição da Cinemática.....	28
3.4.2. Tectônica de Fraturamento.....	35
3.4.3 Determinação da Deformação Usando Xenólitos.....	35
3.5. Estimativas Indiretas de Rejeitos e Deformação nas Falhas	37
3.5.1. Correlação Entre Comprimento e Rejeito nas Falhas de Rejeito Direcional.....	37
3.5.2. Cálculo das Deformações em Zonas de Cisalhamento Dúctil.	38
3.6. Bandas de Cisalhamento.....	38
3.7. Métodos de Determinação do Sentido de Movimento em Milonitos.....	39
3.7.1. Porfiroclastos Assimétricos com Caudas.....	39
3.7.2. Peixes de mica.....	41
3.7.3. Sombras de Pressão.....	42
3.7.4. Grãos Fraturados e Traslados.....	42
3.8. Orientação Cristalográfica Preferencial.....	43
3.8.1. Amostras Orientadas.....	43
3.8.2. Diagramas de Orientação Cristalográfica Preferencial....	44
3.9. Determinações Mineralógicas.....	46
 Capítulo. 4. CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL	67
4.1. Introdução.....	67
4.2. O Craton do Rio de La Plata.....	67
4.3. Terreno Nico Peres.....	69
4.4. Cinturão Dom Feliciano.....	70
4.5. Domínio Sierra de Las Ánimas.....	73
4.6. Zona de Cisalhamento Sinistral.....	75
4.7. Domínio Pelotas.....	79
4.8. Domínio Rochas.....	80
4.9. Evolução Tectônica.....	80

Capitulo. 5. ZONA DE CISALHAMENTO SINISTRAL SIERRA BALLENA....	82
5.1. Compartimentação Tectônica Proporcionada pela Z.C.S.S.B....	82
5.2. Expressão Geomorfológica.....	82
Capitulo. 6. GEOLOGIA DOS BLOCOS ADJACENTES.....	84
6.1. A Região Oriental.....	84
6.1.1. Litologia.....	84
6.2. A Região Ocidental.....	90
6.2.1. Lascas de Embasamento Antigo.....	91
6.2.2. Granitos pré D1.....	92
6.2.3. Granitos pós D1.....	94
6.2.4. Grupo Lavalleya.....	96
6.2.5. Formação Piedras de Afilar.....	99
6.3. Geologia Estrutural da Região ao W da Z.C.S.S.B.....	100
6.3.1. O Grupo Lavalleya.....	100
6.3.2. Os Granitos pré D1.....	100
6.3.3. Os Granitos pós D1 do Bloco Ocidental.....	101
Capitulo. 7. GEOLOGIA DA Z.S.S.B.....	102
7.1. Descrição Petrográfica e Petrologia das Rochas Geradas e Afetado pela Z.C.S.S.B.....	102
7.2. Estruturas Internas nos Cataclasitos e	112
7.3. Estruturas Rúpteis.....	113
7.4. Dobras.....	114
Capitulo. 8. CONCLUSÕES.....	181
Bibliografia.....	183 a 206

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURAS.....	TÍTULOS.....	Pags.
1 a 8 - Mapas.....	encarte	
9 - Sistemas dobrados da Faixa Ribeira.....		16
10a - Prédevoniano do Uruguai.....		17
10b - Diques máficos do Uruguai.....		18
11 - Cinturão Dom Feliciano.....		19
12 - Geologia da região de Minas - Mariscal.....		20
13 - Principais unidades litológicas do Brasileiro e Transamazônico.....		21
14a - O primeiro mapa.....		22
14b - Geologia da região Minas Maldonado.....	23 e 24	
15 - Bandas espectrais.....		48
16 - Estruturas tectogênicas.....		49
17 - Estrias.....		50
18 - Modelo de Falhas conjugadas.....		50
19 - Caso simples de Falhas conjugadas.....		51
20 - Fraturas e falhas transcorrentes.....		51
21 - Fraturas e falhas inversas.....		52
22 - Fraturas e falhas normais.....		52
23a - Caso complexo de fratura.....		53
23b - Classificação de falha segundo rejeito.....		53
24 - Sistema de Riedel.....		54
25 - Xenólitos de Laghetti, Suíça.....		55
26 - Xenólitos e elipsoide.....		56
27a - Falha dúctil a frágil em perfil.....		57
27b - Bloco diagrama de zona de cisalhamento.....		57
28 - Cisalhamento calculado.....		57
29 - Diagrama de Flinn para xenólitos.....		58
30 - Término de zona de cisalhamento.....		59
31 - Geometria de porfiroclasto.....		66
32 - Uso de "augen" como indicador cinemático.....		61

33 - Combinações de simetria de porfiroclastos.....	62
34 - Relação de sistema externo e interno.....	62
35 - Sistema de porfiroclastos sigma e delta.....	63
36 - Fish-Flasch.....	64
37 - Microfalhas sintéticas.....	65
38 - Padrões de eixo C de quartzo.....	66
39 - Curvas P - T de pargasita.....	116
40 - Diagrama Rb x Sr Granito Molles.....	117
41 - Padrões de terras raras.....	118
42 - Rb/Sr - Secção W-E na ZCSSB.....	119
43 - Perfil geoquímico da ZCSSB.....	120
44 - Perfil geoquímico a ZCSSB.....	121
45 - Diagramas Debon Lefort (Milonitos).....	122
46 - Diagrama de Wahlen.....	123
47 - Diagrama de Garrels-Mckenzie.....	124
48 - Milonito a granada quartzo.....	125
49 - Diagramas de aranha.....	126-127
50 - Diagrama de Garrels e Mckenzie.....	128
51 - Diagrama de Cox et al p/Fazenda El Fortin.....	129
52 - Diagrama de Ba x Nb p/ Fazenda El Fortin.....	130
53 - Padrões de terras raras.....	131
54 - Diagrama de Garrels-Mckenzie p/ "la Coronilla".....	132
55 - Diagrama de Wahlen.....	133
56 - Diagrama Rb versus Sr, granito Aiguá.....	134
57 - Diagrama de Wahlen, Granito Dona Ignacia.....	135
58 - Diagrama Rb - Ba - Sr.....	136
59 - Dobras Intrafoliaais.....	137
60 - Rede Schmidt, dobras em milonitos.....	138
61 - Idem.....	139
62 - Dobra de "Casa do Lagarto".....	140
63 - Veio de quartzo.....	141
64 - Diagrama de Schmidt, dobra "Casa do Lagarto".....	142
65 - Dobra D2.....	143
66 - Diagrama da dobra D2.....	144

67 - Diagrama de Batchelor et al, granito Aiguá.....	145
68 - Geoquímica de granitoides.....	146
69 - Diagrama de Chappel e White, granito Aiguá.....	147
70 - Diagrama de Lisle.....	148
61 - Espectrometria de raios gama.....	149
72 - Idem.....	150
73 - Enclave cognato.....	151
74 - Histograma de azimutes de XY.....	152
75 - Idem.....	153
76 - Diagramas de Harker, granito Aiguá.....	154
77 - Diagramas Debon - Lefort, granito Aiguá.....	155
78 - Índices de Peacock.....	156
79 - Nb x SiO ₂	157
80 - log Rb x Log Y + Nb.....	158
81 - Diagrama Índice de Shand, granito Aiguá.....	159
82 - Índice de Peacock.....	166
83 - Diagrama Tas - grupo lavalleja.....	161
84 - Diagrama Rb - Sr de Ague-Brimhall.....	162
85 - Idem granitos pós-Di.....	163
86 - Diagrama de Peacock, granitos Cerro los Zorros.....	164
87 - Xenólito leucogranito róseo.....	165
88 - Enclave ácido, granito Cerro Feo.....	166
89 - Diagrama de Chappel e White, granito Penitente.....	167
90 - Diagrama Debon Lefort, idem.....	168
91 - Diagrama Rb versus y + Nb.....	169
92 - Diagrama Debon - Lefort, granodionito Moreno.....	170
93 - Diagrama de Harker, granodiorito Moreno.....	171
94 - Diagrama Batchelor e Bowden, granito Penitente.....	172
95 - Diagrama Cu/Pb x Nb/ Th, grupo Lavalleja.....	173
96 - Diagrama Ba - Sr - Nb, granitoides a W	174
97 - Padrões de terra raras, idem.....	175
98 - Dobras D2 em metacalcareos.....	176
99 - Dobras D2, diagrama de Schmidt.....	177
100 - Milonitos do granito Cerro los Zorros.....	178

101 - Foliação Sn + 1, idem.....	179
102 - Diagrama La/Yb x SiO ₂	180

9 Fotografias

40 Fotomicrografias

Encarte com mapas e secção

As armas e os Barões assinalados
Que, da Ocidental praia Lusitana,
Por mares nunca de antes navegados
Passaram ainda além do Trapobana,
Em perigos e guerras esforçados,
Mais do que prometia a força humana,
E entre gente remota edificaram
Novo Reino, que tanto sublimaram;

E também as memórias gloriosas
Daqueles Reis que foram dilatando
A Fé, o Império, e as terras viciosas
De África e da Ásia andaram devastando,
E aqueles que por obras valerosas
Se vão da lei da Morte libertando:
Cantando espalharei por toda a parte,
Se a tanto me ajudar o engenho e arte.

Cessem do sábio Grego e do Troiano
As navegações grandes que fizeram;
Cala-se de Alexandre e de Trajano
A fama das vitórias que tiveram;
Que eu canto o peito ilustre Lusitano,
A quem Neptuno e Marte obedeceram,
Cesse tudo o que a Musa antiga canta,
Que outro valor mais alto se alevanta.

E vós, Tágides minhas, pois criado
Tendes em mim un novo engenho ardente
Se sempre em verso humilde celebrado
Foi de min vosso rio alegremente,
Dai-me agora um som alto e sublimado,
Um estilo grandíloquo e corrente,
Por que de vossas águas Febo ordene
Que não tenham enveja às de Hipocrene.

Luis de Camões.

Dedicatória:

Dedico esta obra:

1. À memória da SOCIEDADE DE AMIGOS DA EDUCAÇÃO POPULAR.
2. A minha esposa Elda, e meus filhos Leandro e Tiago.

AGRADECIMENTOS :

Ao Prof. Dr. Georg Robert Sadowski, orientador deste trabalho, pela ajuda e boa disposição para resolver todos os problemas que apareceram no seu desenvolvimento, a nossa gratidão mais expressiva.

A Direção e pessoal da DINAMIGE no período 1985-1995 em especial aos Profs. Pedro Oyhantçabal Cironi, Fernando Alvaro Tabó Galli, Enrique Carlos Masquelin Arcelus, Leda Sanches, Qco. José Maria Filipini Alba e Helena Baraldi, pela sua ajuda desinteressada que não teve jamais interrupção.

A Direção e pessoal do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP), no período 1985-1994, muito particularmente aos Profs. Drs. Umberto Cordani, Koji Kawashita e Rômulo Machado; assim como aos colegas de pós-graduação pelo recebimento e abertura sem limites e sua disposição para nos auxiliar sempre que foi necessário.

Aos colegas Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher e Milka K. de Brodkorb pela sua ajuda no estudo da petrografia dos milonitos e no estudo dos minerais opacos destas rochas respectivamente.

Ao Prof. Dr Jorge Luis Bossi Scorza e Lic. Rosa Lima Navarro de Chilabert pelo impulso prestado nas etapas iniciais do trabalho e sua permanente assistência que foi sempre tão valiosa.

Ao DAAD e BGR instituições que apoiando financeiramente todo o trabalho, fizeram possível o mesmo, fica a nossa eterna gratidão. Finalmente, assinala-se o permanente e importante apoio do Dr. Klaus Fessefeldt durante todas as etapas do trabalho.

ABSTRACT

Sierra Ballena Shear Zone is a mylonitic belt 6 Km wide and 750 Km long. It is composed by mylonites and ultramylonites of different types, due to differences in composition of protoliths and intensity of deformation.

It is the last Pre-Devonian event in the Uruguay-Rio Grande do Sul Shield. S.B.S.S.Z. is the collisional border between the Pelotas magmatic arc and the passive margin of the Rio de la Plata craton. Her mylonites register a large activity time because they present features corresponding to "hot mylonites" as well as "cold" ones. Initial formation pressure and temperature correspond to amphibolite facies following to greenschist to brittle in the late stages. Her kinematics shows essentially a synistral component as part of simple shear as well as transtensional.

It constitutes simultaneously with the Alem-Paraíba-Cubatão-Lancinha Shear Zone one of the most extensive shear belts of SW Gondwana. Her reactivation occurs in Phanerozoic times affecting Paraná Basin sediments and performing the borders of Meso-Cenozoic basins.

The eastern block is mainly integrated by various granitic rocks which are here described; meanwhile the western block exposes highly deformed granites, and a supracrustal sequence.

The supracrustal have been folded in two events and are integrated by limestones, dolomites, marbles, metamicroconglomerates, metasiltsstones and acid, basic and intermediate metalavas, as well as reworked tuff; all of the Lavalleja Group.

A supracrustal sequence integrated by mylonitized schists and possible acid metavolcanic rocks, dominated by recumbent folding and horizontal foliation is described here for the first time: Fazenda El Fortín Formation, situated between the Aiguá Granite and S.B.S.S.Z.

CAPITULO 1. INTRODUÇÃO.

1.1. Préambulo.

O assunto cinturões de cisalhamento tem sido elaborado criteriosamente nas últimas décadas. Desde o antigo trabalho de Lapworth, 1885; na região da falha de Moine, várias abordagens quantitativas, texturais e cinemáticas em várias escalas de observação tiveram lugar. Ao nível da escala continental os cinturões de cisalhamento foram alvo de vários projetos de cunho internacional.

Um destes, diretamente relacionado com o nosso continente, o IGCP-202, Megafalhas da América do Sul, trouxe para o nosso meio o primeiro conjunto de análises sistemáticas efetuadas ao nível da América Latina. No Brasil sucederam-se desde 1984 alguns simpósios sobre o tema, e várias teses de mestrado e doutorado. Recentemente novo impulso foi dado com projetos de caráter multinacional envolvendo as zonas de cisalhamento do Nordeste e Sul-Sudeste do Brasil, da Argentina e do Uruguai. Neste último caso vem a contribuição desta tese, em que foi escolhida uma das zonas de cisalhamento mais expressivas do território uruguaio para fins de estudo e interpretação: a Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena-Açotéia.

O embasamento pré-cambriano do escudo Uruguaio-Sul Riograndense é cortado por extensos cinturões miloníticos alguns dos quais atravessam o Uruguai estendendo-se ao Brasil. Paralelos a faixa de dobramentos Lavalleja temos dois conjuntos de cinturões de cisalhamento notáveis. O primeiro corresponde a um conjunto de falhas transcorrentes e de empurrão correspondente à borda transpressiva do cinturão sobre o craton denominada " Zona de Sutura de Sarandí del Yí-Las Animas (Gómez Rifas, 1989, 1991, 1993) e o segundo corresponde ao extenso cinturão milonítico Sierra Ballena (veja figuras 1, 2, 3, 4, e 5). Este último, objeto deste trabalho, constitui uma notável feição continental, claramente visível nas imagens de satélite e é um notável exemplo de cinturão milonítico transcorrente de mais de mil quilómetros de comprimento. Este sistema de falhamento do qual

Sierra Ballena faz parte e que propomos designar de Sistema de Cisalhamento Uruguaio-Sul Riograndense, condicionou a evolução de várias feições geológicas de importância através de uma longa história evolutiva de progressão e reativação.

1.2. Objetivos da pesquisa.

Delineamos aqui os principais objetivos almejados no estudo desta zona de cisalhamento.

1.2.1. Objetivos gerais.

Estudar uma das zonas de cisalhamento mais expressivas que afetam o Escudo Uruguaio-Sul Rio Grandense e tentar definir seu papel na tectônica da região.

Explicar o papel da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena no controle da atual distribuição das rochas supracrustais do Cinturão Dom Feliciano.

Caracterizar sua relação com a tectônica rúptil regional.

1.1.2. Objetivos específicos.

Identificar a geometria e a cinemática da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena e seu desempenho na estruturação de bacias sedimentares vizinhas.

Determinar seu papel na compartimentação tectônica do pré-cambriano do Uruguai.

Avaliar as condições de pressão e temperatura que tiveram lugar durante o desenvolvimento da foliação milonítica.

1.3. Definições.

1.3.1. Zonas de Cisalhamento.

Os trabalhos de Simpson, 1981 e de Sadowski, 1983 foram inicialmente considerados como base metodológica da maior parte da presente tese.

Segundo Ramsay e Graham, 1970; as zonas de cisalhamento são exemplos de deformação não homogênea. Elas se formam onde é energeticamente mais favorável concentrar a deformação em zonas relativamente estreitas dentro das rochas encaixantes virtualmente não deformadas e podem ocorrer nos regimes frágil, frágil-dúctil, e dúctil (Sibson, 1977, Ramsay 1980). As zonas de cisalhamento frágil ou falhas constituem discontinuidades nas paredes das zonas de cisalhamento, no entanto as zonas de cisalhamento frágil-dúctil podem ser estruturas como as falhas apresentando alguma deformação dúctil da rocha encaixante ou podem produzir fissuras de extensão onde esta se deforma de maneira dúctil. Nas zonas de cisalhamento dúctil o deslocamento é atingido por fluxo dúctil, isto é, o esforço de cisalhamento é sempre finito e as suas variações são contínuas através da zona.

No início da década de 80, Sadowski, (1980, 1983, 1984) aplicou o conceito de zonas de cisalhamento de Ramsay e Graham, 1970, a nível continental, e aplicou-o às faixas de cisalhamento do Nordeste e Sudeste do Brasil, e na frente Grenville no Canadá. Vários outros trabalhos se sucederam neste tema, seguindo a tendência de linhas de pesquisa de caráter internacional (Hackpacher, 1984; Ebert, 1993; Vauchez et al, 1992, etc).

1.3.2. Petrologia e petrografia das rochas miloníticas.

A definição do termo milonito tem evoluído desde que Lapworth, 1885; criou o mesmo. Eis a definição original: "Os milonitos podem ser descritos como brechas de pressão microscópicas com estrutura de fluxo, nas quais a pasta

caolinica, silicatada e terrígena somente cristaliza de forma parcial; os "xistos a augen" são brechas de pressão, com estrutura de pressão, nas quais a totalidade da pasta intersticial se cristalizou toda".

A aplicação do conceito de Lapworth obrigou aos geólogos que trabalhavam com milonitos profundos a desenvolver critérios próprios tais como blastomilonitos (hoje em dia um termo redundante), filonitos, etc.; com várias controvérsias a respeito. Higgins, 1971; tentou sistematizar a terminologia. Na tabela 1 se apresenta sua classificação:

第1表 Higgins (1971) による圧砕岩類 "Cataclastic Rocks" の分類

Approximate volume percent porphyroclasts in rocks with fluxion structure, or Approximate volume percent fragments in rocks without fluxion structure.	Rocks without primary cohesion		Rocks with primary cohesion				Visible to naked eye
--	-----------------------------------	--	-----------------------------	--	--	--	---

All rocks are gradational

CLASIFICACIÓN DAS ROCHAS MILONITICAS SEGUNDO HIGGINS, M.W.; 1971.

Higgins, 1971; assim define os milonitos: "... são brechas de pressão coerentes, com estrutura de fluxo que pode ser visível a olho nu ou unicamente em secção delgada com porfiroclastos geralmente maiores que 0,2 mm. Estes porfiroclastos constituem de 10 a 50 % da rocha. Os milonitos geralmente apresentam recristalização o neomineralização até um grau limitado, mais a textura dominante é cataclástica. Sibson, 1977; propôs uma classificação das rochas miloníticas que é exposta na tabela 2.

		RANDOM - FABRIC		FOLIATED			
INCOHESIVE		FAULT BRECCIA (visible fragments > 50% of rock mass)		?			
		FAULT GOUGE (visible fragments < 50% of rock mass)		?			
	Class/devitrified glass	PSEUDOTACHYLITE		?			
COHESIVE	NATURE OF MATRIX Tectonic reduction in grain size dominates grain growth by recrystallization & neomorphism	CRUSH BRECCIA (fragments > 0.5 cm)		0 - 10%			
		FINE CRUSH BRECCIA (0.1cm < frags. < 0.5cm)		10 - 50%			
		CRUSH MICROBRECCIA (fragments < 0.1 cm)		50 - 90%			
				90 - 100%			
	Grain Growth pronounced	Cataclastic Series	PROTOMylonite		BLASTOMylonite		
			MYLONITE Series	MYLONITE			
				ULTRAMylonite			
				PILLOWITE VARIETIES			

TABELA 2. CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DAS ROCHAS DE FALHA SEGUNDO SIBSON, R.H.; 1977.

Bell e Etheridge, 1973; tinham proposto a seguinte definição: "um milonito é uma rocha foliada, comumente lineada e que contém megacristais e que ocorre em zonas planares estreitas de intensa deformação. Geralmente têm granulação mais fina que as rochas laterais, às quais passa gradualmente".

Boullier-Guegen, 1975; dividiram os milonitos em duas classes a saber:

CLASSE I:

Baixa temperatura (abaixo de 1000 °C) e alta taxa deformacional.

CLASSE II. Milonitos SP :

Corresponde a alta temperatura e um regime de baixa taxa deformacional.

No Uruguai, no nosso estado atual de conhecimento

milonitos desta última classe existem unicamente na parte central da Folha Paso Lucio, no limite ocidental das supracrustais Dom Feliciano (Gómez Rifas, no prêlo).

Takagi, 1982, 1986; fez uma revisão histórica da definição dos milonitos e sua classificação com base numa extensa bibliografia e propôs o esquema que aparece na tabela 3 e que é ainda usado por muitos especialistas.

	Não-coesivas	Coesivas	
		Natureza da Matéria	
		Predomina a redução do tamanho do grão.	Crescimento do grão, predominantemente > 0,1 mm
Volume de Fragmentos	Brecha de Falha	Microbrecha	P-Milonitos
	Gauche de falha	Cataclástico	F-Milonitos
	Fábrica aleatória (com trituração)		Folhado (com recristalização)
			Gneiss milonítico
			Blastomilonito

TABELA 3: CLASSIFICAÇÃO DOS MILONITOS SEGUNDO TAKAGI, H.; 1982, 1986.

Ramsay e Huber, 1987; baseados em vários autores propuseram as definições a seguir:

Cataclasitos: "Nome geral dado aos produtos da cataclase que possuem coesão interna".

Dividem-se segundo a proporção de material parental reconhecível:

Protoclastito: > 50 %.

Cataclasitos: 10-50 %.

Ultracataclasito : < 10%.

Pseudotaquilito: Rocha formada por vidro preto ou escuro, que ocorre em superfícies de falha, localizadas na crosta superior, produzida por calor gerado pela fricção.

Milonito: Rochas foliadas, coesivas, formadas por processos localizados de fluxo plástico e recristalização dinâmica e

geralmente caracterizada por deformação finita elevada.

Dividem-se de acordo com a proporção de material parental reconhecível em:

Protomilonito > 50 %.

Milonito 10-50 %.

ultramilonito < 10 %.

Neste trabalho será usada a classificação dos milonitos exposta em Ramsay-Huber, 1987; exceto quando se especificar o contrário.

No intuito de esclarecer as feições de deformação das rochas em pauta e sua petrologia apresentamos a tabela abaixo conforme proposto por Takagi, 1986.

Tabela 4. Feições de deformação comuns em cada mineral e na rocha total em milonitos-blastomilonitos e em cataclasitos (Takagi, 1986).

	Milonitos-Blastomilonitos	Cataclasitos
=====		
Quartzo	Extinção ondulante (fraca-moderada) Formação de ribbon quartz*	Extinção ondulante (forte)

Plagioclásio	Virgamento da geminação Exsolução * Arqueamento Fendas de extensão	Microfalhas Bandas em kinks. Bandas de deformação. Fraturas cicatrizadas

K-feldspato	Extinção ondulante Exsolução*	Extinção ondulante Fendas de extensão Bandas de deformação Fraturas cicatrizadas

Biotita	Arqueamento	Alteração para clorita

Hornblenda	Arqueamento kinking Fendas de extensão	Alteração para clorita

Allanita	Arqueamento kinking fendas de extensão	Granulação Cominuição.

Rocha total	Estrutura de fluxo Bandas de fluxo Sombras de pressão Bandas de cisalhamento Mirmequitas* Foliação milonítica	Fraturas Venulação Bandas em kink Granulação Distribuição aleatória dos minerais*

=====

*= feições não assinaladas no trabalho de Takagi, 1986.

CAPITULO 2. OS TRABALHOS ANTERIORES.

2.1. Pré-devoniano no Uruguai.

2.1.1. Trabalhos de valor histórico.

Assinalam-se aqui trabalhos antigos referentes ao pré-devoniano no Uruguai com referência à região em pauta: Darwin, 1840, 1845, 1875, 1876; proporciona os primeiros dados referentes à geologia de Montevideo, Maldonado e Colonia del Sacramento. Avé Lallemant, 1884; faz uma rápida revisão da região das minas de ouro de Cuñapirú e Minas de Corrales (no departamento de Rivera), assinala a presença de granitos, sienitos, dioritos, xistos, meláfios, calcários, mármore e conglomerados, nas serras de Minas e Maldonado e Lavalleya.

Guillemain, 1910, 1911, 1912, repete os trabalhos antigos e apresenta novos dados referentes à geologia de Nico Pérez (departamento de Florida) e as jazidas de manganês de La Papagaya-Zapucay (departamento de Rivera).

Walther, 1908, 1909a, 1909b, 1913, 1915, 1935, etc.; é o autor dos alicerces da Geologia Uruguiaia. Os seus 52 trabalhos foram o mais valioso aporte ao conhecimento geológico do Uruguai e mantiveram liderança até 1966.

2.1.2. Fase dos estudos sistemáticos.

Mac Millan, 1933; leva a cabo o primeiro levantamento regional importante de rochas cristalinas no Uruguai. Estabelece a divisão entre o "Complexo Arcaico" e a "Série de Minas".

Caorsi e Goñi, 1958; elaboraram o primeiro mapa geológico na escala 1:500.000, descrevem os terrenos "arqueozoicos" do embasamento cristalino uruguaio, integrados por orto e paragneisses de alto grau metamórfico, muscovita xistos e biotita xistos, além de anfíbolitos, derivados de rochas diorito-gábricas no departamento de Montevideo.

Os autores mencionados, atribuem ao Proterozoico a Série Metamórfica de Lavalleya, segundo eles integrada por

quartzitos e metapelitos, ardósias e filitos na estrada Minas Pan de Açúcar e conglomerados da Mina Oriental, assim como calcários da região entre Minas e Laguna del Sauce. Além disto, integraram num grupo de rochas de idade desconhecida todos os granitos, granodioritos e pegmatitos do Uruguai.

Ferrando-Fernandez, 1971; foram os autores do primeiro trabalho de interpretação cronoestratigráfica do predevoniano no Uruguai, baseado em dados radiométricos obtidos por outros autores (Umpierre-Halpern, 1971, Umpierre, 1966 e Hart, 1966). Subdividiram o embasamento cristalino uruguaio em um Ciclo Jovem, correlato ao Baikaliano e outro Antigo, vinculado ao Limpopo-Kibali da África.

Hasui et al, 1975; consideraram as rochas do Ciclo Brasileiro (similar ao Baikaliano na época) do Escudo Atlântico no Brasil e Rio de La Plata como componentes da Faixa Ribeira, subdividindo a em Sistemas de Dobramentos e Maciços Medianos dentro de moldes da teoria geossinclinal clássica. Destarte, estenderam sua divisão ao Uruguai e estabeleceram do Leste para Oeste os Sistemas de Dobramentos Rocha e Tijucas-Lavalleja, separados pelo Maciço Mediano de Pelotas. A Oeste do Sistema Tijucas-Lavalleja estaria o craton do Rio de La Plata.

Bossi, 1966, 1969a, 1969b, 1969c, 1978, 1983; Bossi et al, 1965, 1967, 1975 aperfeiçoaram os esquemas anteriores, conforme consta na tabela 5, estabelecendo uma nova estratigrafia do predevoniano uruguaio, defendida em Bossi 1983, e que foi mantida por seus autores até 1988. Na ocasião (1983) aventou a hipótese da existência de um núcleo primitivo na região de Cerro Chato-Santa Clara, cuja existência não se comprovou.

Preciozzi et al, 1985; publicaram o segundo mapa geológico em escala 1/500.000 do Uruguai mantendo a subdivisão do cristalino já estabelecida considerando as formações molássicas Piedras de Afilar e Barriga Negra assim como as vulcano-plutônicas alcalinas de Sierra de Las Animas e de Los Ríos como pertencentes a base do Paleozoico.

Fragoso César, Machado e Gómez Rifas, 1987; com base numa revisão bibliográfica e algumas seções regionais de campo, incluindo dados do presente trabalho subdividiram o cinturão Dom Feliciano em quatro zonas de Oeste para Leste:

- uma zona ocidental composta por gnaisses pré-brasileiros, supracrustais brasileiras Lavalleja, granitoides brasileiros e

Tabela 5. Estratigrafia do Pre-Devoniano no Uruguai

FERRANDO-FERNANDEZ 1971	BOSSI - 1983	PRECIOZZI et al. - 1985	FESEFELDT - 1988	NESTE TRABALHO
F. Piedras de Afilar	485-545 F. Sierra de Animas F. Sierra de Ríos	CAMBRO-ORDOVICIANO F. Piedras de Afilar	CAMBRICO F. Sierra de Animas	F. Sierra de Animas 520 ± 15 m.a. F. Sierra de los Ríos ***** F. Piedras de Afilar
F. Sierra de Ríos			Pre-cambriano Superior	
F.S. de Animas Granitos pós tectônicos	CICLO OROGENICO JOVEM F. Sierra Ballena 510-550 Granitos pós- orogênicos F. Piedras de Afilar	CAMBRIANO F. Sierra de Animas F. Sierra de los Ríos PROT. SUP. A CAMBRIANO Granitoides tardi-póstectônicos Grupo Barriga Negra	Grupo Barriga Negra	G. Barriga Negra Cisalhamentos Sierra Ballena e Sarandí del Yí
CICLO Granitos BAIKALIANOSintectônicos 700 m.a.	535-590 Granitos sin- orogênicos e granodioritos 600 ± 20 Diques não orogênicos de microgabro 610-670 Gnaisses-Migmatitos 900 ± 50 Lavas básicas	PROT. SUP. TARDIO F. SIERRA BALLENA GRUPO LAYALLEJA-ROCHA F. Paso del Dragón Granitos sintectônicos	Serie de Minas	Happes de Minas e Valentines Granitos tardi-pós-tectônicos
Granitos pós- tectônicos F. Arroyo Grande F. Paso Severino	CICLO OROGENICO ANTIGO 1930 ± 35 "Granitos" pós e tardi-orogênicos 1900-2050 "Granitos" sin- orogênicos 1930-2170 Migmatitos Gnaisses, F. metamórficas não migmatizadas	PROTEROZOICO MEDIO Granitos tardi-postectônicos F. Paso Severino, Cerros de San Juan, Arroyo Grande, San José, Montevideo, Valentines, Pavas, Complexo Basal, metamorfitos de Manuel Díaz, metavolcanitos de Ojosmía.		F. Cerros de Aguirre Grupo Lavelleja Grupo Rocha ?F. Fazenda El Fortín ?F. Martín Seroa ?F. San Carlos Granitos Pré D1
CICLO LIMPOPO KIBALI 1800 m.a.			PRECAMBRICO INFERIOR	PROTEROZOICO MÉDIO Enxame de diques de microgabro e gabro 1373 ± 40-1604 ± 40 m.a.
Granitos tardi 1800 m.a.			F. Isla Patrulla F. Pavas F. Anfibolito-leptinitica F. Valentines	Granitoides tardi-pós-tectônicos 1800-2000 m.a. Granitos sin-orogênicos F. Paso Severino, Cerros de San Juan, Arroyo Gde., San José, Montevideo, Valentines, Pavas, Manuel Díaz e Ojosmín. Complexo Basal
Granitos sintectônicos F. Montevideo				
?Rochas fundamentais				

unidades pós tectônicas como o complexo plutônico-vulcano-sienítico Sierra de Las Animas e restos de cobertura molássica: Formação Barriga Negra.

-Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena. Esta zona transecta todo o Escudo Uruguaio com direção N 15 E, limitando às zonas Ocidental e Central, tendo continuidade no Rio Grande do Sul na Zona de Cisalhamento de Açoteia-Piquiri (Picada, 1971) (IBGE, 1986).

-Zona Central, que corresponde à zona de maior atividade granítica e correspondente a extensão do batólito de Pelotas.

-Zona Oriental. Composta pelas supracrustais Rocha com três unidades: unidade quartzítica, unidade dos xistos verdes e unidade Faro de La Paloma, integrada por metasiltitos anquimetamórficos; rochas graníticas diversas (Complexo Granítico Santa Teresa, Granito Sierra de Rocha), lascas tectônicas de gnaisses do embasamento pré-brasiliano, assim como restos de uma bacia molássica (a seqüência vulcano-sedimentar dos Cerros Aguirre).

Segundo os autores referidos acima, as unidades analisadas na extensão uruguaia do Cinturão Dom Feliciano, e suas correlativas no Escudo do Rio Grande do Sul, são compatíveis com um modelo evolutivo calcado na Teoria de Tectônica de Placas. De acordo com este modelo, as unidades brasileiras do Uruguai podem ser relacionadas aos diversos estágios evolutivos do Océano Adamastor (Hartnady et al, 1985), que teria se desenvolvido entre os paleocontinentes do Rio de La Plata-Kalahari.

-Estágio I (1000-900 Ma): neste estágio no paleocontinente do Rio de La Plata, desenvolveu-se uma plataforma continental do tipo Atlântico. Os depósitos desta plataforma continental de tipo Atlântico estão bem preservados na Zona Ocidental pela seqüência basal (quartzitos, meta-calcários e metapelitos) das supracrustais Lavalleya e localizadamente no Craton do Rio de La Plata pelos depósitos correlatos da Formação Piedras de Afilar.

-Estágio II (900-800 Ma): Fechamento do Oceano Adamastor. Geração de uma zona de subdução de litosfera oceânica sob a borda oriental do paleocontinente do Rio de La Plata, desenvolvendo um arco magmático de tipo Andino com intrusões de granitoides pré-tectônicos.

-Estágio III (~800-680 Ma): Colisão dos Paleocontinentes Rio de La Plata e Kalahari. Como produtos desta colisão, cuja sutura ofiolítica é reconhecida no lado africano (Faixa Khomas e

Cinturão Gariep), desenvolveram-se as principais fases metamórficas e deformacionais, com geração de dobras precoces (D1 e D2) com vergência centrífuga. Neste estágio formaram-se grandes corpos de granitóides sin-tectônicos.

-Estágio IV (~680-500 Ma): soerguimento pós-colisional do cinturão. Corresponde ao desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento verticais (e.g. Z.C.S.S.B), acompanhado pela quarta fase (F4), responsável pela estruturação terminal de "Domos e Bacias". Durante este estágio formaram-se os granitoides tardi- e pós-tectônicos, estes últimos tendo ainda preservados restos de sua atividade hipoabissal e vulcânica (Formações Sierra de Los Rios e Sierra de Las Animas). Nas bacias resultantes desta estruturação final depositaram-se as molassas pós-tectônicas da Formação Barriga Negra.

Dalla Salda et al, 1988; correlacionam a geologia do Escudo do Rio de La Plata e Tandilia com a da África Sudoeste traçando paralelos entre o Grupo Nama com a Formação Piedras de Afilar e o Grupo La Tinta (Argentina). Por outro lado correlacionam a porção cratônica de idade transamazônica do Uruguai com as formações cronoequivalentes de Tandilia. Também dividem o Transamazônico no Uruguai em dois domínios separados pela falha Fray-Bentos Valentines. O primeiro domínio a norte da mesma e outro a sul da falha. Note-se duas incorreções neste trabalho: a falha Fray Bentos-Valentines não existe e a Zona de Sutura Sarandí del Yí-Las Animas corta ambos domínios e controla a tectônica e a evolução geológica da região em pauta. (Veja figura 13).

A faixa milonítica de Sarandí del Yí-Las Animas, primitivamente destal, evoluiu no fim do Ciclo Brasileiro para sinistral. Ela tem 13 Km de espessura e mais de 300 Km de comprimento e foi mencionada pela primeira vez por Gómez Rifas, 1989.

Bossi-Campal, 1991; subdividiram o embasamento cristalino uruguaio em três províncias estruturais maiores: Craton do Rio de La Plata, terreno Nico Pérez e Cinturão Cuchilla Dionisio, considerando as duas últimas incluídas no Ciclo Brasileiro.

Fragoso César, 1991; em tese de doutorado no IG/USP, compartimenta o Cinturão Dom Feliciano nas seguintes unidades litoestruturais: 1) Faixa Tijuca, 2) Batólito Pelotas, 3) Batólito Escuzilhada do Sul e 4) Faixa Rocha, estimando a idade dos grandes cisalhamentos em torno de 550 Ma. Na sua extensão da Faixa Tijuca ao Uruguai o citado autor coloca o flysch Arroyo Azucarera, a Bacia de Barriga Negra, assim como intrusões graníticas sin-tardicinemáticas ao avanço das nappes, e o miogeoclíneo Lavalleya, que define como uma margem continental passiva.

Segundo Fragoso César, 1991; o "Miogeoclíneo Lavalleya registra a fase pré-orogênica de deriva continental expansão do Oceano Adamastor, durante o Proterozoico Superior. Neste estágio, a formação deste miogeoclínio iniciou com grande transgressão sobre o então individualizado Continente Rio de la Plata onde, graças a calmaria tectônica e clima equatorial, foi extensiva a deposição calcária, parcialmente devida à instalação de colônias algais.

Segundo o citado autor: "é inevitável concluir que o Cinturão Dom Feliciano constitui um grande complexo alóctone justaposto a outras estruturas, sejam cratônicas ou orogênicas durante o evento tardi-colisional ou pós-colisional de sua evolução.

Fragoso César et al, 1993; em resumo de meia página, mudam completamente os esquemas anteriores e sugerem a exposição de três placas no escudo do Rio Grande do Sul: "a) Placa Rio de la Plata, preservada como um segmento continental com embasamento eo-proterozoico, cobertura plataformar neo-proterozoica [Formação Piedras de Afilar] e o Bloco Valentines, refletindo a subdução da Placa Pampeana. Em sua margem oriental (faixa Tijuca), ela ocorre subductada sob a b) Placa Piratini, gerando nesta um arco cordilherano durante o fechamento do oceano Tapes ...c) Placa Vacacaí, um arco de ilhas intraoceânico situado no interior do Oceano Charrua ...".

Fragoso César et al, 1994, em resumo publicado em Congresso, teorizam a evolução do terreno Piratini, segundo três orogenias neoproterozoicas: a) Orogenia Piratini (840-770 Ma), gerada pela instalação de um arco magmático cordilherano devida à subducção para SE da litosfera oceânica oriental da Placa Rio de la Plata.

b) Orogenia Porongos (em torno de 680 Ma), colisão deste terreno com a borda continental oriental da Placa Rio de la Plata e destruição do Oceano Tapes. c) Orogenia Serra do Herval (635-560 Ma), um novo arco cordilherano produzido por uma zona de subdução com mergulho para NW sob o conjunto acrescido e afetando a neoformada plataforma Rocha. No Oeste do Estado do Rio Grande do Sul mencionam o Terreno Vacacaí, segundo os mesmos autores, também afetado por três orogenias: a) Orogenia Rio Vacacaí (750-680 Ma), b) Orogenia Vila Nova (680-650 Ma), c) Orogenia Bom Jardim (650-530 Ma).

Os autores referidos estendem o Terreno Piratini para o Uruguai, abrangendo a área correspondente a Região Granítica Central de Fragoso César et al, 1987, o terreno Rio Vacacaí ficaria restrito ao Estado do Rio Grande do Sul.

No que diz respeito aos últimos trabalhos (1993,1994) com menção as diferentes orogenias e sentidos de subdução propostos neste modelos, faltariam ao nosso ver mais subsidios de natureza principalmente geoquímica, geocronológica e estrutural para confirmá -los.

Algumas destas informações que , a nosso ver essenciais ao modelo seriam, a título de exemplo as seguintes:

- a. definição da polaridade geoquímica-geocronológica dos granitoides intrusivos no maciço de Pelotas.
- b. definição geoquímica da natureza e genese dominante dos granitoides da região quanto a sua classificação tectônica.
- c. caracterização detalhada da cronologia, geometria e cinemática das eventuais nappes no Lavalaje e no Rocha.
- d. definição da idade de sedimentação do Rocha e melhor caracterização da sua relação com as formações correspondentes no cinturão de Gariep.
- e. Maior quantidade de datações U/Pb, Sm/Nd, etc; para caracterizar a evolução tectono-magmática regional.

FIGURA 9

Sistemas Dobrados e Maciços Medianos da Faixa de Dobramentos Ribeira, segundo Hasui et al, 1975.-

FIGURA 10b. A cartografia do pre-devoniano no Uruguai, segundo Bossi, 1983. É proposto um núcleo primitivo à norte de Valentines. Atualmente esta região é considerada parte do craton do Rio de La Plata com cobertura e deformação brasileiras. (Gómez Rifas, 1991; Gómez Rifas et al., 1993).

FIGURA 10b:

Esboço geológico do enxame de diques máficos do Proterozoico Inferior do Uruguai, segundo Bossi et al, 1993. Os círculos cheios correspondem a os diques de basalto andesítico, os círculos abertos a os diques andesíticos e os triângulos correspondem a diques com composições intermediárias entre basaltos andesíticos e andesitos.

FIGURA 11 O Cinturão Dom Feliciano no Uruguai, segundo Fragoso-César, Machado e Gómez Rifas, 1987.

Carta Geológica del área estudiada a partir del relevamiento a escala 1/100.000. Se hace énfasis en aspectos litológicos, estructurales y tectónicos.

Fe de erratas

	dice	debe decir
Fm. Sierra de Animas
Fm. Barriga Negra
Granitoides sin - orogénicos
Granitoides post - orogénicos

FIGURA 12: Geologia da região de Minas- Mariscal-Polanco, segundo Bossi, 1989.

The major lithological units within the Brazilian and Transamazonian cycles of Uruguay. After Bossi (1987).

FIGURA 13: As principais unidades litológicas nos Ciclos Brasileiro e Transamazônico do Uruguai segundo Dalla Salda et al. 1988.

FIGURA 14a:

.O primeiro mapa da Sierra Ballena:Walther,1919.Este autor a descreve como formada por quartzitos.

LEGENDA DA FIGURA 14b:

GEOLOGIA DA REGIAO MINAS MALDONADO.

Em preto a sequência calcárea do Grupo Lavalleja.

1. Formação Sierra de Animas.
2. Maciço La Montañera (quartzo-sienito).
3. Conglomerado "Las Ventanas".
4. Formação San Carlos.
5. Granito Minas.
6. Granito Penitente.
7. Granito Cerro de Los Zorros.
8. Granodiorito Moreno.
9. Granito Aiguá.
10. Maciço de Pan de Azúcar (sienito).
11. Riólitos Cerro Arequita (Cretácico Inferior).
12. Cerro Marmarajá. (Riólitos , Cretácico Inferior).
13. Granito Doña Petrona.
14. Granito del Sauce.
15. Graben de Tapes Grande.
16. Meta-arenitos de Mangacha (F. Piedras de Afilar).
17. Granito Arroyo de La Calera.
18. Granito Carapé.
19. Granito Doña Ignacia.
20. Granito Cerro Feo.
21. Granito Barriga Negra.
22. Quartzito Cerro Campanero.
23. Granito Arroyo Perdido Chico.
24. Meta-arenito Valle de la Calera. (F. Piedras de Afilar).
25. Quartzito de Salus.

CAPITULO 3. METODOLOGIA.

A metodologia usualmente adotada envolve desde a escala continental até a microcópica, visando ampla visualização da estrutura a ser analisada. Para o estudo em questão decidiu-se preliminarmente por uma análise regional envolvendo a área entre Mariscal e Punta del Este (figura 2) com auxílio de consulta bibliográfica, algumas viagens de campo e utilização de imagens de satélite Thematic Mapper e fotos aéreas. A seguir escolheu-se uma área chave para estudos de detalhe e semi-detalhe nas escalas 1/20.000 e 1/40.000. Foi escolhida a falha de Aiguá entre as coordenadas UTM $y = 6216-6196$; $x = 599,32-578,00$; abrangendo uma área de 426 Km². Mencionamos aqui alguns dos principais métodos dos quais fizemos uso daqueles mais adequados para a escala de análise proposta por este trabalho.

3.1. Fotointerpretação geológica e interpretação de imagens.

3.1.1. Fotos aéreas:

Desde 1966, o Uruguai encontra-se totalmente coberto por fotografias aéreas nas escalas 1/20.000 e 1/40.000. Desde 1987 existem ainda 8 folhas (6 das quais correspondem a Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena) com um recobrimento por foto aérea 1/60.000. Existem também fotomosaicos controlados na escala 1/50.000 formados a partir do levantamento 1/20.000 que cobre a totalidade do país.

3.1.2. Imagens de satélite.

3.1.2.1. O sensor TM:

O TM é um imageador multiespectral de elevada resolução espacial que foi inicialmente colocado em órbita no Landsat 4 em 6 de julho de 1982 e subseqüentemente incluído no Landsat 5 em 1984. Em vários aspectos o TM representa uma extensão lógica do MSS, sistema imageador operacional desde 1972 nos Landsat 1, 2 e 3. Na tabela 6, são mostradas as características das bandas do TM Landsat 5 e suas aplicações potenciais. A figura 15 apresenta as bandas espectrais do TM superpostas do espectro de emissão radiante de objetos selecionados.

TABELA 6

CARACTERÍSTICAS GERAIS E APLICAÇÕES POTENCIAIS DAS BANDAS DO TM-LANDSAT

BANDA	POSICÃO NO ESPECTRO	CAMPO DE VISADA INSTANTÂ-NEO NO TERRENO (IFOV)	NÍVEL DE QUAN-TITIZAÇÃO	APLICAÇÃO POTENCIAL
TM1	0,45 - 0,53 μm	30 metros	256	Estudos batimétricos de água limpa, mapeamento de corpos d'água, sedimentos em suspensão, diferenciação solo/vegetação, indicando concentração de caroteno e clorofila e eventualmente diagnóstico de presença de íons férricos e de manganês.
TM2	0,52 - 0,60 μm	30 metros	256	Caracterização de vegetação sadia (pico do verde), possibilidade de diagnóstico da presença de óxidos de Fe (limonita).
TM3	0,63 - 0,60 μm	30 metros	256	Diferenciação de espécies vegetais associadas a banda de absorção de clorofila (Divisão de bandas 3/4).
TM4	0,76 - 0,90 μm	30 metros	256	Estudos de volume de biomassa e delimitação de corpos d'água e alguma possibilidade de detecção da presença de íons férricos.
TM5	1,55 - 1,75 μm	30 metros	256	Vegetação com "stress" hídrico. Possibilidade de detecção de limonita (Divisão de bandas 5/1 e 5/2) e de compostos com Hidroxilas e carbonatos (Divisão de bandas 5/7)
TM6 (BANDA THERMAL)	10,4 - 12,5 μm	120 metros	256	Propriedades térmicas do solo, rocha, vegetação e água. Discriminação de rochas silicáticas
TM7	2,08 - 2,35 μm	30 metros	256	Deteção de minerais com hidroxilas (Al-OH, Mg-OH) e carbonatos. Indicada para mapeamento de áreas de alteração hidrotermal (Divisão de bandas 5/7).

3.1.2.2. Imagens usadas.

Para a análise geológico estrutural cujos resultados estão representados nas figuras 1 até 4 , foram utilizadas as imagens a seguir:

-Imagens TM falsa cor, combinando as bandas 2-3-4 na escala 1/500.000. São imagens que cobrem todo o Uruguai e parte dos países vizinhos. Origem INPE (SP,Brasil).

-3 imagens falsa-cor, que cobrem os departamentos de Montevideo, Canelones, Maldonado, San José e partes dos departamentos limítrofes. Este tipo de combinação possibilita a melhor visualização das estruturas do embasamento. Origem INPE.

-4 imagens correspondentes a dois quadrantes da imagen 223-084, na escala 1/100.000, nas bandas 3 e 4, cor cinza, correspondentes a Z.C.S.S.B., emprestadas por curtos períodos pela Direção de Energia do Ministério da Indústria, Energia e Mineração do Uruguai. Origem: INPE.

3.2. Geofísica.

3.2.1. Gravimetria.

Sendo disponível desde 1973, a carta gravimétrica do Uruguai, na escala 1/1.000.000; e desde 1991 a parte correspondente ao Uruguai do South American Gravity Project; as mesmas foram usadas para inferir falhas e eventuais espessuras de pacotes rochosos, confrontadas com a informação geológica disponível por sondagens, e cartas geológicas publicadas, e o resultado da interpretação das imagens TM. O resultado de tal análise foi integrado nas figuras 1 até 4

3.3.Sondagens.

Foi usada a informação estratigráfica proporcionada pelo acervo do Museu de Testemunhos da DINAMIGE. Durante seis anos foram examinadas 1340 sondagens correspondentes a 93.000 metros de perfuração realizadas nas bacias sedimentares de todo o Uruguai. A informação processada foi utilizada na elaboração das figuras 1 até 4

No caso de Argentina e Brasil meridional, a informação foi obtida através de uma exaustiva revisão bibliográfica.

3.4. Métodos de Geologia de campo.

Foram percorridas todas as estradas e sendas carroçáveis da área de interesse além de percorridos vários pontos fora das mesmas de carro ou a pé. Foram coletadas amostras e colhidas medidas de estruturas com auxílio da bússola Clar da Breithaup & Sohne tipo Stratokompass.

A análise fotogeológica nas escalas 1/20.000, 1/40.000, 1/60.000 e 1/500.000 obtida do material já existente foi compilada, estudada e transferida a um plano 1/40.000 que foi base dos trabalhos de campo de um trecho de melhor exposição da Z.C.S.S.B.

Locais da área escolhida foram mapeadas em escala 1/20.000, e outras de maior interesse foram mapeadas em escala 1/1. Para estes últimos foram usadas folhas de acetato transparente que se fixaram diretamente acima das rochas. Com marcador indelével se desenhou as estruturas muito detalhadamente. Uma vez norteada a folha de acetato e completada a tarefa se retiram os dados mensuráveis da rocha e se leva a folha de acetato para o escritório para estudo. Mediante Xerox foram obtidos mapas nas escalas 1/1, 1/2 e 1/4.

3.4.1. Discussão sobre os critérios para definição da cinemática e do sentido de movimento de superfícies de falha em rochas competentes.

A determinação de direção e sentido do movimento nas falhas é um requerimento básico na análise da tectônica rígida. É indispensável estabelecer a cinemática das falhas para várias escalas, especialmente naqueles casos onde o deslocamento não pode ser determinado pelos rejeitos e separações; (Sadowski, 1983,1984) das estruturas geológicas. Carey- Brunier, 1974; Angelier, 1975, 1977, 1979, 1983, 1984; Etchecopar et al, 1981; Armijo et al, 1982; Etchecopar et al, 1987a, 1987b; e Petit, 1987 desenvolveram vários métodos.

As descrições morfológicas das estruturas correspondentes são raras na literatura geológica (Tjia, 1964; Dzulinski, 1965; Tjia, 1967, 1971; Elliot, 1976; Hobbs et al, 1976). Sadowski, 1983; utilizou as fraturas de Riedel.

Petit, 1987; com base nos experimentos já clássicos de Tchalenko, 1967, 1970a, 1970b e Wilcox, 1973; desenvolve a terminologia de fraturas que se apresenta na figura 16. A única intenção desta terminologia é descrever a posição geométrica das fraturas elementares num contexto de cisalhamento. A seguir descrevemos as principais feições utilizadas para análise cinemática de Zonas de Cisalhamento.

A. Indicadores cinemáticos de cisalhamento não ligados a fraturas secundárias.

A.1. Estrias.

As estrias ocorrem por ação de um elemento arador (uma rocha, fragmento de "gauge," ou grão mineral) o qual é obviamente mais duro que a parede que estria, apesar de que pode ser do mesmo material (veja figura 17).

A.2. Cristalizações vinculadas as irregularidades da superfície da falha.

As irregularidades na superfície de falha apresentam cristalizações locais de minerais fibrosos (quartzo, epidoto em rochas magmáticas, calcita nos calcários). Eles aparecem como conjuntos de escalonamentos (escalonamentos de acresção) mais ou menos normais as estrias e encaram a mesma direção. Estes escalonamentos são congruentes (i.e. as descidas se dão no sentido do movimento do bloco adjacente) onde estão as fases euhédricas dos cristais (Elliot, 1976; Petit, 1987) e onde as cristalizações formadas têm forma de janelas de tipo dominó (Ramsay e Huber, 1983, 1987).

A.3. Relações das fraturas que aparecem nas rochas desprovidas de discontinuidades anteriores. Modelo de fraturamento no caso simples e ideal.

Este modelo de fraturamento pode ser aplicado as fraturas que aparecem nas rochas consideradas como homogêneas e isotrópicas, em razão da ausência de discontinuidades anteriores a ruptura.

A orientação de falhas do modelo é diretamente

produto dos resultados dos experimentos de compressão efetuados em mecânica de rochas em materiais isotropos.

Devido a ausência de anisotropia inicial, as três direções de deformação global descontínua X,Y e Z correspondem aproximadamente às três direções dos esforços principais, σ_1 , σ_2 , e σ_3 respectivamente.(Anderson, 1951).

Por consequência, neste modelo, a intersecção de falhas conjugadas é paralela à direção intermediária Y, o plano perpendicular a esta intersecção é perpendicular às falhas e contem as direções de encurtamento Z e alongamento X que são respectivamente bissetrizes dos diedros agudos e obtusos definidos pela falhas (figuras 17 e 18).

Observe-se que os planos perpendiculares às falhas e contendo as estrias, chamados planos M ou planos de movimento por Arthaud, 1969; (Blés,1981), são confundidos num único plano que é aquele que contem as direções Z e X.

Neste modelo, as fraturas de extensão e as juntas estiliolíticas se dispõem paralela e normalmente as direções de encurtamento (figura 19).

-as fraturas de extensão estão situadas no plano perpendicular a X, isto é no plano bissector do diedro agudo de falhas conjugadas.

-as juntas estiliolíticas aparecem no plano perpendicular a Z. Este plano contém as direções X e Y e é o bissector do diedro obtuso definido por falhas conjugadas.

No que se refere ao tipo de falhas definido por Anderson, 1951; podem-se distinguir três modelos simples de fraturamento:

- um modelo de fraturamento por falhas transcorrentes (figura 20)
- um modelo de fraturamento por falhas inversas (figura 21).
- um modelo de fraturamento por falhas normais.(figura 22).

Nas figuras 20a, 21a, e 22a, representamos as fraturas de extensão que podem ser distribuídas seja por acaso no volume de rocha considerado, seja em échelons alinhados segundo as direções dos planos de falhas.

Além do mais, numerosos autores: Arthaud-Mattauer, 1972; Beach, 1974; Chokroune, 1969; Hancock-Atiya, 1975; Delair, 1977; têm destacado a relação existente entre as juntas

estiliolíticas (compressão) e as fraturas de extensão. Com frequência as fraturas de extensão são associadas às juntas estiliolíticas e é verossímil que são produtos de dissolução resultante da formação de estiliolitos que, circulando nas partes porosas das rochas, são recristalizados nos espaços criados pela abertura de fraturas de extensão.

A.4. Relação de fraturas ligadas à reativação de descontinuidades antigas:

Durante sua deposição, sua intrusão ou, posteriormente, as rochas da parte superficial da crosta terrestre podem ser afetadas por redes de juntas ou diaclases. Estas rochas podem igualmente apresentar um sistema simples de fraturamento formado no curso de uma fase antiga de tectônica rúptil.

As compressões de uma fase tectônica podem por tanto aplicar-se nos materiais rochosos já afetados por descontinuidades diversas e em particular por fraturas resultantes de esforços tectônicos anteriores.

* Reativação de um sistema de duas famílias de descontinuidades e reativação de descontinuidades de direção variável em duas dimensões.

Arthaud e Chokroune, 1972; estudaram as deformações sofridas por duas famílias de diáclases subverticais que afetam os calcários da cobertura sedimentar do embasamento hercínico nas Charentes e em Poitou sob o efeito da compressão pirenaica.

Verificaram-se que as descontinuidades das duas famílias de diáclases subverticais têm atuado em cada local, ora como falhas transcorrentes, ora como fraturas de extensão, ou então como falhas estiliolíticas.

Desta forma, conclui-se que uma rede pre-existente de duas famílias de diáclases ou um outro tipo de descontinuidade, pode ativar ou reativar-se de forma variada em função da orientação dos esforços durante uma fase tectônica dada.

Quando a direção de encurtamento estiver situada no interior de um dos dois diedros, agudo ou obtuso, definido por duas famílias, as descontinuidades funcionam como falhas e o ângulo (2θ) definido por duas falhas limitando os diedros poderá ser inferior ou superior a 90° .

Por outro lado, se a direção de encurtamento torna-se paralela ou perpendicular, a uma ou outra das duas famílias, as descontinuidades funcionam no primeiro caso, como fraturas de extensão, e no segundo caso como juntas estiliolíticas, caso a dissolução sob pressão da rocha for possível (Sadowski, 1977).

* Reativação de descontinuidades de orientação variável em três dimensões. Caso complexo de fraturamento.

Na cobertura calcárea moderadamente dobrada, situada ao norte de Montpellier, Arthaud e Mattauer, 1969; estudaram a repetição de fraturas resultante da solicitação de descontinuidades, pela compressão pirenaica.

Desde a fase tectônica pirenaica, as direções principais da deformação global descontínua definidas por Arthaud, 1969; por meio de planos de movimento de microfalhas, seriam as seguintes:

- direção de encurtamento subhorizontal próxima à direção N-Sul.
- direção de alongamento igualmente horizontal e próxima da direção E-W.
- direção intermediária próxima à vertical.

Arthaud supõe que as descontinuidades já existiam antes de seu funcionamento como falhas, fraturas de extensão e estiliolíticas já que sua orientação no espaço é variada.

Próximo à zona de reativação de fraturas da fase pirenaica a distribuição espacial é a seguinte (figura 23 a):

a) as juntas estiliolíticas perpendiculares à direção de encurtamento são subverticais e de direção E-W.

b) as fraturas de extensão perpendiculares à direção de estiramento são subverticais e de direção N-S.

- c) as descontinuidades que têm funcionado como microfalhas possuem uma distribuição mais complexa. Elas seguem sua posição por referência às direções principais da deformação, sendo possível distinguir: falhas transcorrentes destrais ou sinestrais, falhas inversa e falhas normais.

Em projeção hemisférica, estas repartem-se da seguinte maneira:

- plano contendo as direções de encurtamento Z e de alongamento X, contendo os pólos dos planos de transcorrência.
- plano contendo as direções de encurtamento Z e intermediária Y contendo os pólos das falhas inversas.
- plano contendo as direções de estiramento X e intermediária Y contendo os pólos das falhas normais.

Acompanhando sua orientação com respeito as direções principais da deformação global descontínua, as descontinuidades têm funcionado como falhas normais ou como transcorrentes o que fizeram por deslizamento com afastamento ou por deslizamento com reaproximação.

As falhas oblíquas e os três planos contendo as direções principais das deformações são falhas com afastamento ou falhas com reaproximação que correspondem segundo sua posição a um dos oito tipos definidos na figura 23b

. Métodos de estudo de fraturas à escala de afloramento.

O estudo de fraturamento é geralmente efetuado com o auxílio de métodos estatísticos que utilizam as projeções hemisféricas de tipo Wulff ou mais freqüentemente do tipo Schmidt.

Estes métodos clássicos permitem transferir a um ou mais diagramas um número grande de medições de orientação de planos de fratura (direção e mergulho) obtidas de um ou muitos afloramentos. As orientações dos planos são representadas por seus pólos e o traçado de curvas de isodensidade de pólos nos diagramas permite definir os agrupamentos ou famílias de fraturas

e ainda os máximos de frequência e os limites de variação de fratura no interior destas famílias.

Para as fraturas sem movimento dedutível como é o caso de certas diáclases, estes métodos estatísticos de estudo são os únicos que podem ser usados.

Pelo contrário, onde há indicação do movimento, o estudo de outros tipos de fraturas (fraturas de extensão, falhas diversas e juntas estiliolíticas) não pode limitar-se ao estudo puramente estatístico da orientação de seus planos.

Com efeito, a separação dos diversos tipos morfogênéticos de fraturas deve facilitar o estudo de sua repartição em famílias e ainda a definição dos principais caracteres geométricos de fraturas de cada família.

Observações a efetuar no estudo de fraturas:

- a) Para juntas e diáclases:
 - Atitude espacial do plano.
 - a relação com as outras descontinuidades (estratificação, xistosidade, foliação, fraturas diversas).
- b) Para as fraturas de extensão :
 - Atitude da fratura.
 - a natureza do preenchimento e sua espessura.
 - a orientação das cristalizações (se elas existem).
-) Para as juntas estiliolíticas:
 - a direção e o mergulho do plano médio da junta.
 - a direção e o caimento dos picos ou das colunas estiliolíticas.
- d) Para as falhas:
 - a direção e o mergulho do plano médio da falha.
 - a direção e o mergulho das estrias e do espelho em que se encontram.
 - a natureza da falha (somente com deslizamento, transcompressiva ou transtracional).
 - o sentido do movimento que está indicado: para as falhas somente com deslizamento, pela marca de objetos puxados; da disposição em grade das fraturas de extensão associadas; para as falhas com desvio, pela presença e a posição de cristalizações em fibras ou de rocha moída nas roturas de declive dos espelhos e para as falhas com tendência estiliolítica ou por estiliolitos dissimétricos.

3.4.2. Tectônica de fraturamento.

De forma básica, Riedel: 1929, definiu, para uma zona de cisalhamento, quatro famílias de fraturas secundárias que se desenvolveriam em função dos esforços de compressão e tração associados a um binário. Tais fraturas foram designadas T, R, R1 e P. A primeira (T) é de tração, R e R1 são de cisalhamento sintético e antitético formando um conjunto de aproximadamente 60° e simétrico em relação a T. P seria uma fratura simétrica a R em relação à direção de cisalhamento maior e também sintética. Portanto, teríamos três famílias de fraturas cisalhantes secundárias excluindo a zona de transcorrência e suas paralelas, das quais, apenas as fraturas R1 seriam antitéticas (Sadowski, 1980, 1983, 1984) (Vialon et al, 1976) (figura 24).

Aplicações de análise destes sistemas de juntas para definição de cinemática de falhas são encontradas em Sadowski, 1983, 1991 e Da Silva et al, 1982. Latjai, 1974; mostrou em laboratório a existência de uma família de fraturas de esmagamento perpendiculares à direção de compressão máxima.

Estudos perpetrados em modelos por Wilcox et al, 1973; Emmons, 1969; Mandl et al, 1987; Closs, 1955; Oertel, 1962; Morgenstern e Tchalenko, 1967; Freenol, 1974; Groshong e Rodger, 1970; Tullis et al, 1973; Tchalenko et al, 1970, 1975; mostraram além das fraturas citadas, que as zonas de falhas são acunhadas em seção transversal e, por vezes delimitadas por empurrões e que a principal tensão de compressão está orientada a 45° do limite da zona de cisalhamento.

3.4.3. Determinação da deformação usando xenólitos.

Em vários dos granitos estudados (notoriamente nos batólitos de Aiguá e Doña Ignacia) foram encontrados xenólitos deformados.

Para usar xenólitos como marcadores de deformação devem fazer-se duas suposições:

-a primeira é que no estado prévio ao cisalhamento os xenólitos tinham forma elipsoidal. (Simpson, 1981). (figura 26).

-a segunda é que os xenólitos deformam-se homogeneamente com sua matriz. (Simpson, 1981).

As razões axiais dos xenólitos são medidas diretamente no campo. Os sistemas de juntas perpendiculares à lineação de estiramento são bastante freqüentes, e permitem a medição da seção X_f/Z_f ou a razão eixo intermediário/menor dos xenólitos elipsoidais (figura 27). (Simpson 1981). As seções X_f/Z_f , ou seja a interseção das superfícies subhorizontais dos afloramentos, com os planos de foliação subverticais das rochas.

As razões axiais de um mínimo de 30 a 50 xenólitos deveriam ser medidas antes de poder chegar a uma determinação precisa da deformação finita (Ramsay e Allison, 1979) (Simpson, 1981). As superfícies X_f/Z_f (isto é aquelas que mostram xenólitos com eixos longo/curto) são raras vezes expostas numa área suficientemente grande para permitir a obtenção de um número suficiente de medições.

Simpson, 1981; em estudos efetuados nos Alpes mediú as razões axiais dos xenólitos dum grande número de localidades e as lançou num diagrama Flinn. Na rocha não deformada as razões axiais se situavam próximas a $R=1$, ou seja deformação simples sem variação de forma. Notou que com aumento da deformação, a tendência foi de que a maior parte dos pontos se afastasse da linha $k=1$, ficando dentro do campo oblato do diagrama. Ocasionalmente os xenólitos com razões X/Z de 100/1 e ainda 200/1 ocorrem em zonas de cisalhamento de mais de um metro de espessura nos orthognaisses da nappe de Maggia (Simpson, 1981). Tais razões extremas não são nunca encontradas nas zonas de cisalhamento nas rochas não foliadas. Estes xenólitos muito alongados podem ser devidos a coincidência dos eixos maiores dos xenólitos não cisalhados com o eixo longo do elipsoide finito na zona de cisalhamento. (fig. 29 e 30).

	1100 Km	178	380	83
Cubatão	820 Km	129	274	60
Taxaquara	230 Km	29	62	14
=====				

3.5.2.Cálculo das deformações em zonas de cisalhamento dúctil.

Ramsay e Graham, 1970; Coward, 1976; têm apresentado métodos quantitativos na tentativa de determinar o deslocamento ao longo de zonas de cisalhamento com componente dúctil. Ramsay, 1967; e Ramsay e Graham, 1970; e Sanderson, 1985; analisando a variação de ângulo de uma linha dentro de uma zona de cisalhamento com a deformação cisalhante estabeleceram algumas equações que permitem auxiliar na definição do parâmetro de deslocamento dúctil bem como das taxas de achatamento e encurtamento associadas.

Sadowski, 1983, 1983; aplica tal relação às zonas de grandes falhas do nordeste brasileiro, porém sem levar em conta eventuais componentes de cisalhamento puro.

3.6.Bandas de cisalhamento.

Se a zona de cisalhamento é relativamente estreita (da ordem de metros ou menos de espessura) pode ser possível determinar a relação angular entre o limite da zona de cisalhamento ou plano de fluxo e a nova foliação desenvolvida na zona de cisalhamento (figura 27a).

Esta relação angular pode ser usada para computar a deformação cisalhante, γ , e usando $\gamma = 2/\tan 2\theta'$ de Ramsay e Graham, 1970; o sentido de cisalhamento através da zona (figura 28a) é o deslocamento (S) através da zona (figura 28) usando $s = \int_0^x \gamma dx$.

As bandas de cisalhamento, Simpson 1981, 1986; são zonas de cisalhamento de escala centimétrica que se formam num regime de fluxo não coaxial muito mais espesso, tal como numa grande zona de cisalhamento ou zona de falhamento dúctil.

São geralmente subparalelas umas às outras, igualmente

espaçadas através do afloramento (figura 30) (geralmente a intervalos de 1 a 10 centímetros) e desviam alguma anisotropia planar preexistente (por exemplo: acamamento, foliação metamórfica, bandamento milonítico anterior) com um sentido de cisalhamento consistente. Às vezes, as zonas miloníticas contêm conjuntos conjugados de bandas de cisalhamento com sentido oposto. São geralmente vistas como indicadores de um forte componente de achatamento (Platt e Visser, 1980), embora as experiências em plasticina de Harris e Cobbold, 1984; tenham demonstrado que os sistemas conjugados podem ocorrer no cisalhamento simples se existe deslizamento ao longo dos planos de foliação.

3.7. Métodos de determinação do sentido de movimento em milonitos.

3.7.1. Porfiroclastos assimétricos com caudas.

Em muitos milonitos é comum achar porfiroclastos, relictos de minerais relativamente rígidos formando estruturas augen numa matriz foliada de grão fino (Simpson, 1981, 1986; Passchier e Simpson, 1986; Bossière, 1980). Estes porfiroclastos são diferentes dos porfiroblastos (grãos que cresceram devido a reações metamórficas nas rochas). Um completo tratamento do assunto foi feito em Vernon, 1978. Os porfiroclastos podem ter diâmetros de menos de 0,01 até vários centímetros e podem ser observados tanto em afloramentos como em lâmina delgada. Com frequência os porfiroclastos têm mantos estreitos e caudas prolongadas (figura 31) seja de material dinamicamente recristalizado do mineral hospedeiro, seja de material de reação de feldspato para mica branca mais quartzo. A simetria interna destes porfiroclastos e suas caudas pode ser ortorrombicas ou monoclinicas (figuras 32 e 33). Para definir tanto a simetria interna ou externa dos porfiroclastos se desenha um plano de referência contendo o eixo de simetria do grão (X3 na figura 32) e o eixo de estiramento ou lineação de estiramento (X1). O plano de referência deveria ser paralelo às caudas do porfiroclasto

a partir do grão central (Passchier e Simpson, 1986; Simpson, 1981). Uma simetria ortorrômbica das caudas dos porfiroclastos sugere que a matriz foi deformada num regime predominante coaxial, e a determinação do sentido do movimento pode não ser possível. Se a matriz deformou-se num regime não coaxial, de fluxo relativamente homogêneo, então todos os porfiroclastos e caudas da rocha tenderão a ter uma vergência idêntica de simetria monoclinica.

Em afloramento ou em lâmina delgada, a observação do plano normal ao eixo de simetria interno monoclinico (X^3) mostra que as caudas a os lados do porfiroclasto " saltam " de um lado do plano de referência para o outro (figuras 31, 33, 34) . Estes " passos na escada " (Lister- Snoke, 1984) podem ser usados para determinar o sentido de cisalhamento desde que as caudas sejam relativamente longas e chegam a ser paralelas ao plano de referência à alguma distância do grão central se as caudas " saltam " para a direita o sentido do cisalhamento e destal, se elas " saltam " para a esquerda então as rochas sofreram cisalhamento sinistral.

Passchier e Simpson, 1986; Simpson, 1981; Simpson e Schmidt, 1983; têm subdividido os sistemas monoclinicos porfiroclastos/cauda em dois tipos geométricos chamados tipo σ e tipo δ . Os tipo σ de Simpson-Schmidt, 1983; são caracterizados por caudas em forma de cunha de materialrecristalizado (figura 35) . A linha média das caudas fica em lados opostos do plano de referência em todos os pontos. Às vezes as caudas mesmas têm uma morfologia característica com forma planar do lado da cauda mais afastado do plano de referência (figura 35). Supõe-se que os sistemas de porfiroclastos do tipo σ se desenvolvem quando a taxa de recristalização dinâmica do mineral é alta com respeito à taxa de deformação por cisalhamento na rocha (Passchier e Simpson, 1986; Simpson, 1986).

Os porfiroclastos do tipo δ e caudas diferenciam-se do tipo σ em que a linha média das caudas corta o plano de referência próximo ao grão central. As caudas tendem a ser mais finas que os tipo σ e existem geralmente identações do material de grão mais fino próximo ao porfiroclasto (figuras 34 e 35). Os tipo δ parecem ocorrer unicamente em ultramilonitos de grão muito fino e alta deformação, onde a taxa de recristalização

dos porfiroclastos é bastante baixa com respeito à taxa de deformação por cisalhamento.

Para ótimos resultados usando a simetria dos tipos σ ou σ , de sistemas porfiroclasto/cauda devem procurar-se os critérios a seguir: os sistemas devem ter uma simetria monoclinica interna o tamanho do grão da matriz deve ser menor com respeito ao tamanho do porfiroclasto, a trama da matriz deve ser relativamente homogênea, e as rochas devem ter sofrido uma história deformacional simples.

3.7.2. Peixes de mica.

Com freqüência grandes grãos originais de mica branca ficam como porfiroclastos nos milonitos e são conhecidos como "peixes de mica" (Eisbacher, 1970; Lister e Snoke, 1984; Simpson, 1986). Os grãos de mica são orientados com freqüência com seus planos 001 a baixo ângulo com a foliação milonítica principal, de tal forma que eles fazem face à direção de encurtamento crescente. A recristalização dinâmica das margens da mica resultam em caudas prolongadas de finos grãos de mica que se estendem paralelos ao plano de fluxo (Lister e Snoke, 1984). Estes peixes de mica são um caso especial de porfiroclastos do tipo σ .

Se os peixes de mica são suficientemente grandes para serem vistos no afloramento, então pode observar-se o fenômeno de "fish-flash". Uma amostra orientada de milonito observa-se olhando no plano de foliação. Como a maioria dos peixes de mica serão orientados com seus planos (001) com o mesmo ângulo de foliação, o espécimen "brilha" ao ser rotado e inclinado pelo observador até que os grãos de mica derem a máxima refletividade instantânea (fish-flash). A visual dos planos (001) de mica é então paralelo ao vector de movimento relativo da zona de cisalhamento (figura 36).

3.7.3. Sombras de Pressão

Muitas rochas deformadas contêm cristais grandes (megacristais) que são rodeados por domínios de sombras de pressão nos quais precipita novo material. Os melhores exemplos conhecidos são orlas de quartzos adjacentes a cristais de granada em metapelito (Rosenfeld, 1970; Schoneveld, 1977). Nestes sistemas de sombras de pressão, os eixos longos de fibras de quartzo novo precipitado, marcam a direção de estiramento crescente na história de deformação da rocha. Assim o sentido de componente rotacional da direção de deformação pode determinar-se rapidamente (Ramsay e Huber, 1983).

3.7.4. Grãos fraturados e transladados.

Os minerais rígidos, tais como feldspatos que fluem numa matriz dúctil são com freqüência incapazes de acomodar esforço por mecanismos de deformação cristal-plástico e se fraturam. Estas rupturas podem iniciar-se e propagar-se ao longo de planos cristalográficos específicos tais como (010) e (001) em feldspatos. Assim as fraturas iniciais nos grãos rígidos podem ser orientadas variavelmente com respeito ao plano de fluxo.

Enquanto a deformação continua o grão gira geralmente na mesma direção do sentido de cisalhamento através da zona milonítica. Ao mesmo tempo, a presença de fraturas permite que o grão se estire ao longo da direção de fluxo.

Os grãos que têm fraturas iniciais de baixo ângulo com o plano de fluxo serão estendidos ao longo de falhas de empurrão ou falhas de rejeito direcional. (figura 37). O sentido do rejeito destas falhas serão os mesmos do sentido do corte através da zona de cisalhamento. Aquelas fraturas que se iniciaram a ângulos entre 45° e 135° do plano de fluxo tendem a formar falhas de ângulo inverso alto, ou mais comunmente falhas normais de alto ângulo (figura 37b). Este estilo de deformação é análogo com o cisalhamento de um maço de cartas que se encontra na margem de uma mesa, e deve notar-se que as falhas de alto ângulo são antitéticas ao sentido de cisalhamento geral. Claramente aquelas

fraturas que são inicialmente a um ângulo alto com o plano de fluxo, mais logo são rotados nos 45° limites num ângulo de orientação baixo, podem mudar o sentido de rejeito de antitético para sintético. Portanto recomenda-se que sejam usadas unicamente aquelas fraturas de alto ângulo (50 a 130° na figura 37) ou muito baixo (menores que 20° ou maiores que 160°) com o plano de fluxo.

3.8. Orientação cristalográfica preferencial.

3.8.1. Amostras orientadas.

Os estudos de orientação cristalográfica preferencial iniciam-se pela coleta de amostras orientadas. Em geral, recomenda-se que as amostras sejam correta e cuidadosamente orientadas no campo. Os planos naturais da rocha (dois pelo menos) devem ser medidos e marcados na rocha. É indispensável traçar uma seta indicando o azimuth, e desenhar o plano horizontal na rocha. Com o auxílio de uma bússola traçamos uma reta horizontal no plano da amostra que indique o rumo entre 0° e 180° quando a bússola for de azimuth ou rumo do quadrante no caso de bússola de quadrante. (Sadowski, 1986). A seguir, traçamos uma reta menor indicando o rumo de mergulho, numa perpendicular à direção. Anotamos na caderneta o rumo e o ângulo de mergulho medidos. Na amostra desenhamos um sinal (+) no plano se estiver voltado para cima e um sinal (-) se estiver voltado para baixo. Se o plano for vertical, convém assinalar o quadrante para o qual está voltada a face. (Sadowski, 1986).

No caso de utilizar-se bússola Clar, traça-se no plano uma reta indicando a reta de maior declive e na perpendicular a direção e o sinal (+) para a superfície voltada para cima e o sinal (-) para aquela voltada para baixo.

Os cortes a fazer na oficina de laminação são: paralelo e perpendicular à direção de elongação mineral mas perpendiculares à foliação. O símbolo de orientação deverá ser transferido ao corte assim que este seja feito, isto é, antes que possa ser rotado

ao redor de um eixo vertical ou horizontal. Uma vez que a lâmina de rocha é aderida à lamina de vidro, deve agregar-se o número de amostra, o azimute e o corte efetuado.

3.8.2. Diagramas de orientação cristalográfica preferencial.

É costume marcar na rede a foliação principal da rocha, como um plano vertical E-W que contém a lineação de alongação mineral. É também recomendável marcar o limite da zona de cisalhamento (SBZ) ou plano de fluxo, como um segundo plano vertical no diagrama.

Os padrões de eixos c de quartzo que se medem nos milonitos deformados não coaxialmente são comumente assimétricos com respeito à foliação principal e à lineação na rocha (figura 38), são geralmente simétricos ao plano de fluxo. Os padrões são de guirlanda única se os eixos c formam uma banda difusa de pontos através da estereonete (figura 39a), e de guirlanda cruzada se a guirlanda principal tem girlandas menores que se ramificam.

Os máximos podem ocorrer próximo ao centro do diagrama (tipo II, guirlanda cruzada, Lister, 1977), próximo aos pólos do plano de fluxo (tipo I guirlanda cruzada, Lister, 1977), ou a meio caminho entre ambos, dependendo do sistema predominante dos planos cristalográficos e direções que têm acompanhado a mudança de forma do cristal. (Simpson, 1986). Por exemplo: um máximo de eixos c próximo ao plano de fluxo implicaria que os planos cristalográficos (0001) foram alinhados subparalelos ao plano de fluxo, uma orientação que favoreceria o deslizamento sob os planos basais na direção cristalográfica (a) (Tullis et al, 1973; Tullis, 1977). (Simpson, 1986).

A posição do máximo de eixos c dentro de uma distribuição em guirlanda única não fornece uma única solução à questão dos sistemas de deslizamento; para este tipo de análise é necessário encontrar as orientações de todos os eixos cristalográficos usando um goniômetro de textura de raios X (Simpson, 1986).

Para o propósito de determinar o sentido de cisalhamento num milonito com quartzo, é de fundamental

importância a assimetria da orientação cristalográfica preferida (OCP), com referência à foliação principal. Onde os grãos de quartzo foram deformados plasticamente por deslizamento nos planos basais (0001) na direção ou em combinação com deslizamento de losangos ou prismas, o padrão de eixos resultante, é geralmente uma guirlanda tipo I ou tipo II que é oblíqua ao plano de foliação num sentido que é o mesmo ao sentido de cisalhamento da rocha (figura 38).

Em outras palavras uma deflexão horária no padrão dos eixos c reflete um sentido de cisalhamento sinistral (Simpson e Schmid, 1983; Lister e Snoke, 1984; Simpson, 1986). Outros sistemas de deslizamento tais como prismas na direção (c), podem produzir padrões OCP muito diferentes, mais estes são relativamente raros e podem ser peculiares de zonas de deformação de alta temperatura.

Em muitos milonitos os padrões de eixos c de quartzo são muito difusos e difíceis de interpretar (Passchier, 1983), sendo freqüente achar padrões bastante simétricos a partir de zonas de alta deformação por cisalhamento. Existe também um número de observações repetidas de padrões de eixos c assimétricos que dão um sentido incorreto de cisalhamento quando comparados com outros critérios na mesma rocha (Garcia-Celma, 1982). Por este motivo, é recomendável que as medições sejam confinadas às camadas de quartzo bem longe dos feldspatos ou outros grãos rígidos, e zonas de desenvolvimento de trama homogênea, bem longe de dobras mesoscópicas ou boudins.

3.9. Determinações mineralógicas.

No intuito de definir a assembléia mineralógica das unidades afetadas pela Z.C.S.S.B. foram feitas separações de minerais nas amostras a seguir:

- a) SBZ 67. (Unidade MC). No laboratório da DINAMIGE uma amostra de 3,5 Kg foi moída a 125-63 μm e posteriormente atacada com HCl em frio por 2 horas, lavada, secada, e atacada novamente com HF em frio, por 20 minutos, lavada, secada e submetida a separação mediante tetrabromoetano. A fração densa foi passada no separador isodinâmico Frantz, obtendo-se um concentrado de granada. Para a escolha da metodologia foram feitas previamente várias provas e os diversos estágios foram controlados no microscópio AxioPlan Zeiss. O concentrado foi levado aos Laboratórios da ANCAP em Pando, onde a amostra foi submetida a difratometria de RX, determinando-se que a granada é almandina. (veja figura 48 e microfotografia 4). Posteriormente um frotis de este último concentrado foi analisado por microsonda eletrônica no Instituto de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Göttingen, pelo Dr. Jorge Ellis, e foram obtidos os resultados a seguir: SiO_2 : 36,26 %, TiO_2 : 0,11 %; Al_2O_3 : 22,50 %; Fe^*O : 39,85 %; MnO : 0,59 %; MgO : 1,20 %; CaO : 2,44 %; Na_2O : 0,02%; K_2O : 0,006%; P_2O_5 : 0,02%; que correspondem à média aritmética de 6 pontos analisados. Não existe diferença significativa da borda para o centro das granadas. Estes resultados correspondem a: 97% almandino, 1,4% spessatita, 0,7% grossularia e 0,6 % piropo.
- b) SBZ 4. (Unidade MC). No laboratório do BGR, em Hannover, uma amostra de 5 Kg foi moída e tamisada, obtendo-se duas frações: (5) 125-63 μm e (7) 210-125 μm . Ambas foram tratadas com uma solução $d = 2,96$, resultando 4 frações; duas das quais leves: (9) 125-63 μm e (10) 125-63 μm ; assim como duas pesadas: (12) 125- 63 μm e (14) 210-125 μm . Todas foram passadas no separador isodinâmico Frantz. Da fração leve tratada no intervalo 1,4 Å/5° resulta a fração 16. Da fração pesada no intervalo 0,3-0,4 Å e 0,4-0,5 Å e posterior tratamento com CH_2I_2 chegou-se num concentrado com $d > 3,33$ (19). De todas as frações foram feitos preparados de grãos montados em bálsamo do Canadá ($n = 1,55$) exceto a fração 9 que foi montada em aroclor ($n = 1,665$).

O preparado 19 da amostra SBZ resultou ser um concentrado de epidoto de $d > 3,3$ com $\sim 5\%$ de ferri-pargasita. Mediante uma mesa vibratória a ferri-pargasita foi levada a $\sim 2\%$.

Finalmente as frações 5, 9/10, 16, 12 e 19 foram submetidas a análise química de elementos maiores, menores e traços por fluorescência de raios X no laboratório do BGR, Hannover (veja tabela 11 e figura 47).

c) SBZ 390. No laboratório da BGR em Hannover, uma amostra de 2,7 Kgs foi moída e tamisada obtendo-se duas frações: (6) 125-63 μm e (8) 210-125 μm .

Ambas foram tratadas mediante uma solução pesada $d = 2,96$ obtendo-se uma fração leve: (11) 125-63 μm e duas pesadas (13) 125-63 μm e (15) 210-125 μm . Todas as frações foram passadas no separador isodinâmico Frantz. Da fração leve no intervalo 1,4 $\text{\AA}/10^\circ$ -1,4 $\text{\AA}/5^\circ$ chegou-se a fração nº (17) 125-63 μm . As frações passadas no intervalo 0,3-0,5 $\text{\AA}$ foram tratadas com CH212 ; $d = 3,2$ -3,25 obtendo-se a fração (18) 125-63 μm .

Finalmente as frações 6, 11, 17, 13 e 18 foram submetidas a análise química de elementos maiores, menores e traça por fluorescência de raios X no laboratório do BGR, Hannover. (veja tabela 11 e figura 47).

A fração 18 resultou ser um concentrado puro de anfibólio cálcico, sua análise química aparece na tabela 11 e de acordo com Leake, 1978a, 1978b, pode chamar-se ferro-pargasita.

FIGURA 15 : Bandas espectrais do sensor TM superimostas ao espectro de emissão radiante de objetos seleccionados, segundo Sadowski e Covington, 1986.

FIGURA 16 : Estruturas de aspecto comparável mais de sentido oposto. Petit, J.P., 1987.-

c. Terminologia para a descrição de fraturas elementares secundárias num contexto de cisalhamento.

Petit, J.P., 1987.-

FIGURA 17 .a.Estrias causadas por elemento arador.
 .b.Cristalizações a "sotavento".Petit,1987.

FIGURA 18: . Modelo de falhas conjugadas em uma rocha desprovida de descontinuidades pre-existentes.Blès,1981.

FIGURA 19: .Esquema de caso simples e ideal de falhas conjugadas. $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ = esforços principais; X,Y,Z=direções principais da deformação global.Traço fino=cubo de referência;traços médios=planos de falhas conjugadas com estrias.Blés,1981.

FIGURA 20: .Sistema simples e ideal de fraturação por falhas transcorrentes.a.Vista em perspectiva.b.Representação em diagrama Schmidt.Blés,1981.

FIGURA 21 .Sistema simples e ideal de fraturação por falhas inversas.a).Vista em perspectiva.b).Representação em diagrama Schmidt.As setas indicam o sentido do movimento dos compartimentos superiores das falhas.(Blès-Feuga,1981).

FIGURA 22 .Sistema simples e ideal de fraturação por falhas normais.a).Vista em perspectiva.b).Representação em diagrama Schmidt.As setas indicam o sentido de movimento dos compartimentos superiores das falhas.(Blès-Feuga,1981).

FIGURA 23a. Caso complexo de fraturação. (Arthaud-Mattauer, 1969; In: Blès-Feuga, 1981). ...

Esquema da repartição de fraturas segundo sua orientação por relação às três direções principais da deformação global descontínua; a = representação em perspectiva da deformação global descontínua de um cubo de referência por diversas fraturas; b = domínios de repartição dos polos das diferentes fraturas (projeção no hemisfério inferior, tipo Schmidt).

FIGURA 23b Clasificação de uma falha segundo a direção e o sentido do movimento. (A partir do ponto central, as setas indicam o rejeito do compartimento assimilado). i = falha inversa; n = falha normal; d = falha transcorrente dextral; s = falha transcorrente sinistral; is = falha inversa sinistral, si = falha sinistral inversa; sn = falha sinistral normal; ns = falha normal sinistral, nd = falha normal dextral; dn = falha dextral normal; di = falha dextral inversa; id = falha inversa dextral. (Blès-Feuga, 1981). -

FIGURA 24. Relações entre as diferentes fraturas em échelon de uma zona de cisalhamento. Reorientação dos eixos cinemáticos ao interior da zona.

Z: eixo de encurtamento máximo.

X: eixo de alongamento máximo.

R R': sistema conjugado de Riedel.

T: fissura de extensão.

P: sistema simétrico de R.

Tendo precisão os valores angulares são função de φ ($\varphi = 30^\circ$).

(Vialon, Ruhland e Grolier; 1976).

FIGURA 25 :

Xenolitos máficos em granito gneissico, que não foram submetidos a esforço de cisalha. Os blocos máficos tem um aspecto aproximadamente equidimensional. Laghetti. Suíça. Fotografia de Simpson, 1981.

FIGURA 26 Os traços axiais de xenolitos deformados em um gneiss foliado e suas relações com os eixos do elipsoide de deformação finita. (Simpson, 1981).

FIGURA 27a. Vista em perfil de uma falha inversa hipotética que apresenta a transição da fracturação rúptil a deformação dúctil na profundidade (Sibson 1977,1983;Simpson,1986).

FIGURA 27b. Bloco diagrama de uma zona de cisalhamento dúctil de largura X. A linha pontilhada (SBZ) é o limite da zona de cisalhamento e é paralela ao plano de fluxo do cisalhamento simples. O ângulo θ' entre a nova foliação e SBZ diminui no esforço de cisalhamento (γ) de acordo com $\gamma_2/\tan 2\theta$ (Ramsay e Graham, 1970; Simpson, 1986).

FIGURA 28. Cisalhamento (γ) calculado para os pontos sucessivos a través da largura X da zona de cisalhamento em (b). A integração da área em embaixo da curva da deslocação, S.

FIGURA 29. Diagrama Flinn para xenólitos básicos deformados e agregados de quartzo gráudo.

Xenólitos de:

- -gneiss não deformado.Laghetti.
- ⊙ -gneiss não deformado.Piatto.
- x -gneiss sometido a cisalhamento.Laghetti.
- ⊗ -gneiss sometido a cisalhamento.Piatto.
- * -gneiss sometido a cisalhamento.Naret.
- * -gneiss sometido a cisalhamento.Val Peccia.

□ Agregados de grãos de quartzo gráudo em gneiss sometido a cisalhamento.Laghetti,Suiça.

+ Agregados de grãos de quartzo gráudo em gneiss sometido a cisalhamento.Laghetti.Suiça.Simpson,1981.

FIGURA 30 Esquema de terminação de uma pequena zona de cisalhamento (Simpson, 1981) em gneiss granítico não foliado em Maggia (Suíça), e os perfis correspondientes de esforço de cisalhamento versus distância, desenhados a intervalos segun o comprimento da zona. A xistosidade é definida por biotita. (Simpson, 1981).

FIGURA 31 - Geometria de um porfiroclasto e suas caudas recrystalizadas dinamicamente num milonito tipico. S_c é o bandamento composicional e é paralelo às caudas do porfiroclasto que saiem do grão central. (Simpson, 1986).

FIGURA 32: O uso dos augen para predizer o sentido do cisalhamento.

A. Esquema correspondente a uma zona de cisalhamento dextral. O material de grão fino forma "caudas" que se estendem na direção do cisalhamento.

B. Esquema correspondente a uma zona de cisalhamento sinistral. As sombras de pressão são preenchidas por minerais secundários. (Simpson, 1981).

FIGURA 33 .Combinações de simetria externa e interna entre porfiroclasto,bandamento composicional (S_c) e foliação secundária (S_f).A linha pontilhada é o plano de referência.MONO=monoclinico; ORTHO=ortorrombico.

FIGURA 34 .O plano de referência contém a lineação (X_1) e os dois eixos de simetria (X_3) para grão (simetria interna) e foliação secundária (simetria externa).Veja que as caudas "pulam" da parte inferior direita para esquerda superior,indicando componente de cisalhamento sinistral.(Passchier e Simpson,1986;Simpson,1981).

FIGURA 35. Sistemas de porfiroclastos σ e δ em uma zona de cisalhamento sinistral.

a. Onde as caudas são compridas e o plano de referência é fácil de definir, a linha média das caudas tipo σ não cruza o plano de referência, mais no tipo δ as caudas cruzam o plano de referência, perto do grão central.

b. Onde as caudas são curtas sua morfologia característica pode facilitar a determinação do sentido de cisalhamento. Passchier e Simpson, 1986; Simpson, 1986.

FIGURA 36 - "Fish-flash" (brilho dos peixes). O plano de foliação é orientado de forma que os "peixes" de mica apresentam o máximo de refletividade conjunta. A linha visual do observador aos planos da mica dá o sentido do cisalhamento para milonito. Simpson, 1986.

FIGURA 37. Desenvolvimento de microfalhas sintéticas e antitéticas em grãos fraturados em uma zona milonítica sinistral. Simpson, 1986.

Initial Fracture Angle (α)
with respect to Flow Plane

Offset after left-lateral
shear strain

a) $0^\circ - 35^\circ$

detachment
fault

b) $165^\circ - 180^\circ$

thrust
fault

c) $90^\circ - 130^\circ$

high-angle
normal faults

d) $50^\circ - 90^\circ$

STAGE 2
high-angle
normal faults

STAGE 1
high-angle
reverse faults

STAGE 3

thrust
faults

FIGURA 38. Padrões de eixos C de quartzo de zonas miloníticas não coaxiais.

a) Relação entre foliação milonítica Sc, plano de fluxo do grosso da zona de cisalhamento, ou limite da zona de cisalhamento (SZB), e a elongação mineral (L) para zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais como se desenhem numa projeção estereográfica de hemisfério inferior (Simpson, 1986).

b) Distribuição da guirlanda de eixos C de quartzo para zona de cisalhamento sinistral. As zonas escuras correspondem as máximas concentrações. Notar que a guirlanda é assimétrica com respeito ao plano SC (Simpson, 1986). -

c) Guirlanda tipo I de distribuição de eixos C segundo Lister, 1977 (Simpson, 1986).

CAPITULO 4. CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL.

4.1. Introdução.

É preciso adiantar que para definição de um contexto geotectônico do pré-devoniano no Uruguai não existem (exceto para as regiões Arroyo Grande, Arroyo de la Virgen e Aiguá) dados suficientes que permitam chegar a definir ambientes geotectônicos com precisão aceitável em termos de uma modelagem tectônica moderna.

A região de estudo envolve a porção centro-meridional do Escudo-Uruguai-Sul Rio Grandense (veja figuras 1,2 e 9) que por sua vez compreende a borda oriental do craton do Rio de la Plata (incluído o chamado terreno Nico Pérez de Bossi-Campal, 1991) e parte do cinturão Dom Feliciano (Fragoso César, 1980) compreendendo a faixa metamorfica Lavalleya e molassas e a porção meridional do Maciço de Pelotas.

4.2. O Craton do Rio de la Plata.

O Craton do Rio de la Plata compreende ochas datadas entre 1800 e 2300 Ma (método Rb/Sr, rocha total) (Umpierre-Halpern, 1971; Ferrando-Fernández, 1971; Soliani, 1986; Cordani-Soliani, 1990) no Uruguai. A esta macro-unidade foram integrados os terrenos granito-greenstone do Rio Grande do Sul (Fragoso César, 1984; Soliani, 1986)

Consideramos também compreendido nesta unidade o embasamento de idade similar das provincias argentinas de Buenos Aires, Entre Rios, Corrientes e Misiones, assim como do próprio Rio de la Plata e da bacia do Paraná no Uruguai e no Estado do Rio Grande do Sul (figuras 1, 2, e 3) (Tabela 5). Nas figuras 1 e 3 se estabelecem os novos limites do Craton do Rio de la Plata.

Fragoso César, 1980 sugere que "o Maciço Mediano de Joinville (Hasui et al, 1975) representa um acunhamento do Cratón do Rio de la Plata entre esta faixa móvel e aquela caracterizada pela faixa de dobramentos de Apiaí (Hasui et al, op. cit.)"

No mesmo trabalho, o citado autor dividiu o craton do Río de la Plata em terrenos gnaissico-granticos e cinturões vulcano-sedimentares.

No Uruguai os terrenos gnaissicos-granticos ocorrem como complexos associados a migmatitos na região de Carmelo, Conchillas, Minuano e Florida. As idades estão compreendidas entre 2030 e 1970 Ma (Rb/Sr) (Ferrando-Fernandez, 1971). As rochas granulíticas são reconhecidas na região do Arroio Tornero e Ismael Cortinas (Ferrando- Fernández, 1971).

Segundo Preciozzi et al, 1985; o Complexo Basal é integrado por gnaisses muscovíticos e/ou biotíticos, gnaisses anfibólicos e migmatitos de texturas variadas.

Uma localidade típica do Complexo Basal é a Piedra Alta, sitio da Declaratória da Independencia, que fica na cidade de Florida, capital do departamento do mesmo nome. As rochas são agmatitos (foto 1). Outras localidades são as nascentes do Arroio Carreta Quemada (na folha K25 do Plano Cartográfico Nacional), e Cantera Indaré onde se encontram migmatitos "lit par lit" (departamento de Florida).

Preciozzi-Bourne, 1992; apres^{entam} dados petrográficos e geoquímicos para os granitoides do Arroyo de la Virgen e Isla Mala (departamento de Florida). Trata-se intrusões zonadas de idades Rb/Sr, rocha total, no intervalo 1894-2450 Ma. Segundo estes autores o Granito Isla Mala ter-ia-se formado num ambiente pré-colisão de placas/margem continental, enquanto que o Granito Arroyo de la Virgen sugere um ambiente tardi-orogênico. Para a região Arroyo Grande, Preciozzi, 1989; considera que o leucogranito ali existente é pós-orogênico enquanto que os granodioritos são pré-colisionais.

Fragoso-César, 1980; considerou alguns dos cinturões vulcano-sedimentares do cartón do Río de la Plata como tendo as características gerais de "greenstone belts". Segundo o citado autor, no sul do Uruguai teriamos o Cinturão Paso Severino (equivalente a Formação Paso Severino de Bossi, 1966, 1969, 1983 e Bossi et al, 1975) e no extremo noroeste o Cinturão Arroyo Grande (que equivale a Formação Arroyo Grande de Ferrando-Fernandez, 1971 e Fernández-Preciozzi, 1974).

Um enxame de mais de 2000 diques de gabro e microgabro introrðiuiu as rochas anteriores em ambiente anorogénico. A extensão destes diques varia de uma média de 3 km a máximo de 20 km, com espessuras oscilando entre 0,5 e 80 metros. Estes diques foram alvo de muitos trabalhos, entre os quais cabe mencionar os de Bossi, 1978; Bossi-Navarro, 1982; Gómez Rifas, 1988; Bossi-Campal, 1991; Bossi et al, 1993, Texeira et al, 1994. Estes diques se restringem ao craton do Rio de la Plata sendo seccionados transversalmente pelo seu limite representado regionalmente pela Zona de Sutura Sarandí del Yí-Las Animas.

Segundo Bossi et al, 1993; os dados Rb/Sr para varios diques definiram uma idade de $1,86 \pm 0,12$ Ga com $R_i = 0,7031$. Esta idade é bastante diferente de aquela de 1300-1645 Ma estimada por Gómez Rifas, 1988; com base em determinações K/Ar em rocha total mas é consistente com determinações em biotitas das rochas encaixantes no contato com os diques. Teixeira et al, 1994; relacionaram estes diques a um evento abortado de abertura oceânica ocorrido por volta de 1723 a 1730 Ma, baseados em datações Ar/Ar em rocha total e Rb/Sr em hornblendas enquanto que a idade de resfriamento regional das encaixantes entre 1,8 a 2,0 Ga.

Segal- Villar, 1989; definem um complexo gabroide perto de Mal Abrigo, no Norte do departamento de San José, integrado po gabro-norito-olivínico. Existem dois maciços similares um a norte de Raigón e outro na beira do Río San José. Segundo nossas evidências de campo estes maciços são anteriores ao enxame de diques máficos por seren cortados pelos mesmos.

4.3. Terreno Nico-Pérez.

Bossi-Campal, 1991; delimitaram o terreno "Nico Pérez" como a região compreendida entre a faixa milonítica de Sarandí del Yí-Las Animas e o limite ocidental dos epimetamorfitos do Grupo Lavalleya.

Bossi-Campal, 1992; descrevem o "Terreno Nico Pérez" como integrado por metamorfitos profundos da Formação Valentines, granitos a quartzo celeste, milonitos muscovíticos com foliação horizontal, supracrustais e magmatismo sin-pós-tectónico do ciclo Brasileiro".

A área abrangida pela definição de Bossi-Campal,

1991, do "Terreno Nico Pérez" corresponde em linhas gerais com o "Cinturão Granulítico Valentines" definido por Fragoso César, 1984.

Segundo nosso entender, com base nos dados existentes, são mais cautelosas as conclusões de Cordani-Soliani, 1990, quando analisando as idades K/Ar e Rb/Sr das "ilhas cristalinas" de Rivera e Acegua, chegam a afirmar que "os terrenos do embasamento, representados por gnaisses diversos do Proterozoico Inferior fazem parte do Craton do Rio de la Plata. Os granitos intrusivos deformados ou não, do Proterozoico Superior, parecem corresponder, respectivamente, às fases sintectônica (690-650 Ma) e tardi- a póstectônica 580-570 Ma do Ciclo Brasileiro, representando episódios magmáticos reflexos sobre a borda cratônica, decorrentes da evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano, a leste. Desta forma, a granitogênese descrita, associada aos eventos sin, tardi e póscolisionais do Cinturão Dom Feliciano corresponderia aos granitos de tipo I Caledoniano, segundo Pitcher, 1982.

Novas datações em granulitos da região Valentines-Cerro Chato (Cordani, com. pers.) são consistentes com o modelo anterior. Trata-se de uma idade isocrônica de $1825,3 \pm 71,7$ Ma (Rb/Sr, rocha total) com $R_o = 0,703038 \pm 0,000139$ e uma idade K/Ar em biotita de $545,5 \pm 13$ Ma.

4.4. O cinturão Dom Feliciano.

Com base nos dados existentes o cinturão Dom Feliciano, separado do Craton do Rio de la Plata no Uruguai pela Zona de Cisalhamento de Sarandí del Yí, seria divisível em três domínios: Dominio Nico Pérez, Dominio Lavalleya, Dominio Sierra de Las Animas, Dominio Batólito de Pelotas e Dominio Rocha.

O Dominio Nico Pérez, também designado Terreno Nico Pérez por Bossi-Campal, 1991; é constituído por um embasamento granulítico-migmatítico e gnaissico de idade Meso a Paleoproterozoica reativado e intrudido no Brasileiro. Possui esparsos restos de coberturas brasileiras pouco deformadas. Embora simpatizemos com a designação "Terreno" proposta pelos autores acima mencionados, aguardamos os dados paleomagnéticos em elaboração (D'Agrella, comunicação verbal) para adotá-la.

O Dominio Lavalleya ou, Faixa de Metamorficas Lavalleya e composto por seqüências metamórficas de baixo a medio graus que Bossi, 1983 subdividiu em Grupo Lavalleya e Carapé respectivamente. O Grupo Lavalleya e constituido essencialmente por uma seqüência carbonática integrada por calcários, dolomitos e metamargas, metavulcanicas básicas até ácidas com dominio das primeiras, datadas por K/Ar de 626 ± 47 a 1203 ± 65 e seqüência detrítica constituida por metapelitos até quartzitos. Estas unidades são intruidas por granitos brasileiros e intrusões alcalinas tardias e inclusive mesozoicas.

Os dolomitos, intercalados com meta-arenitos de Polanco pertenceriam a esta unidade, não cabendo, a nosso ver, isolá-los do Grupo Lavalleya por serem anquimetamórficos, a exemplo do que consta em Preciozzi et al, 1975. Walther, 1919; demonstrou que eles são mais antigos que o granito Polanco, datado em 584 Ma, idade Rb/Sr, rocha total, corrigida pelo fator 1,47/1,42.

A seqüência carbonática é dominante sobre as restantes; sendo vastas as áreas ocupada pela mesma: Polanco, María Albina, Puntas del Tacuarí, Laguna del Sauce, Carapé, Puntas del Verbal, Guazunambí (Gómez Rifas et al, 1981).

A seqüência detrítica é integrada por filitos, metagrauvacas, metapelitos, meta-orto-quartzitos, ritmitos arenopelíticos, metapsamitos, xistos a duas micas e quartzitos micáceos, aflora representativamente em ambos os lados da estrada 60 entre a cidade de Minas e o entroncamento com a estrada 81. É famosa a lavra de filito para rocha ornamental, chamada "Livro Gigante", aberta em metapsamitos e metasiltitos piritosos de cores ocre e cinza alternados, às vezes esverdeados.

A seqüência vulcânica é integrada por prasinitos, metatufos, metapiroclastitos e metagabros (Midot, 1984). Na região de Mina Valencia, mais precisamente embaixo da ponte da Cañada del Espinillo da estrada 12, ao sul da cidade de Minas foram escolhidas as amostras que se apresentam nas tabelas 8 e 9 com datação K/Ar em rocha total e análises químicas.

TABELA 8

Datações K/Ar em rocha total para rochas basálticas da Cañada del Espinillo, região de Mina Valencia, departamento de Lavalleja. Folha Fuente del Puma, G 27 do Plano Cartográfico Nacional.

AMOSTRA	%K	Ar40 Rad	Ar atm%	Idade (Ma)	Periodo
A	0,1436	4,17	56,52	626±47	Neoproterozoico Superior
B	0,0994	3,50	60,76	736±116	Neoproterozoico Médio.
C	0,1388	5,10	17,81	761±60	Idem
G	0,0946	6,28	36,86	1203±65	Mesoproterozoico.

TABELA 9

ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCHAS BASÁLTICAS DA CAÑADA DEL ESPINILLO, FOLHA FUENTE DEL PUMA, G 27 DO PLANO CARTOGRAFICO NACIONAL, DEPARTAMENTO DE LAVALLEJA.

AMOSTRA	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	HgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	P ₂ O ₅ %	LOI%
A	47.69	2.46	11.7	18.59	0.26	5.32	7.69	2.17	0.18	0.13	3.14
B	44.93	1.82	11.29	16.92	0.22	5.56	5.20	3.47	0.11	0.12	9.84
C	47.22	2.17	13.03	18.22	0.23	5.23	7.50	3.25	0.18	0.11	2.39
E	48.42	2.28	11.57	16.99	0.22	4.45	11.89	1.17	0.09	0.13	2.29
G	50.54	1.88	13.57	14.39	0.20	6.64	4.61	4.27	0.12	0.11	3.20
232	48.02	1.79	12.91	16.27	0.22	5.63	8.95	2.90	0.10	0.07	2.59

SO₃% amostra A --0.05; as demais, 0.00. Os resultados a seguir são em ppm.

AMOSTRA	Ba	P	Cu	Ag	B	Zn	Sb	Ni	V	Mn	Be	Mo	As	W	Co	Y	Cd	Nb	Cr	Pb	Sn
A	30	658	446	1	11	137	0	27	332	1300	0	0	0	1	42	13	0	4	2	0	0
B	18	510	375	5	0	133	0	45	500	1667	0	0	0	1	57	11	0	7	5	0	0
C	218	546	136	0	16	130	0	38	596	1807	0	0	0	0	59	17	1	12	4	0	0
E	29	737	377	0	2	113	0	27	376	1554	0	0	8	3	42	23	0	13	5	0	0
232	17	436	676	0	2	144	0	55	552	1686	0	0	5	2	60	13	0	4	6	0	0

O diagrama de Peacock para as rochas vulcânicas do Grupo Lavalleja permite deduzir a formação de duas séries (sensu Kuno, 1968). (veja figura 82).

-a- Uma série de basaltos que evoluem para traquiandesitos sofrendo simultaneamente espilitização. Esta é a série mais antiga. Se caracteriza por um índice de Peacock de 52.40. Abrange rochas entre 42 e 58% de SiO₂ Wt.

-b- Uma série posterior mais evoluída e associada às fases terminais de evolução do Grupo Lavalleya. Ela abrange os termos basalto → dacito → riólito e os dados permitem calcular um índice de Peacock de 60.7 ou 61.5. Abrange rochas entre 47 e 77% Wt de SiO_2 .

O Grupo Carapé seria integrado segundo Bossi, 1983 e Bossi-Campal, 1992; por gnaisses, anfobolitos e mármore de grau médio de metamorfismo, aparentemente cavalgando o Grupo Lavalleya na região sul da cidade de Minas. É intrudido por granitos tardios tais como o Pan de Azúcar (559 ± 28 Ma, Rb/Sr).

4.5 . Dominio Sierra de Las Animas.

O limite leste do Craton do Rio de La Plata é uma zona de cisalhamento sutural de 13 quilômetros de espessura e mais do que 250 quilômetros de comprimento: é a Zona de Cisalhamento de Sarandí del Yí (Gómez Rifas, 1989) (figuras 1, 2 e 3), com direção Norte-Sul e que pode seguir-se embaixo do próprio Rio La Plata e que passa ao leste da sondagem Lobo 1 (figura 3).

Na parte sul desta Zona de Cisalhamento se encontra a Formação Sierra de Las Animas. ao leste e ao oeste de importantes faixas miloníticas que formam parte da Zona de Cisalhamento de Sarandí del Yí.

A formação Sierra de Las Animas é integrada por granitos alcalinos, sieno-granitos, sienitos, traquitos, dacitos, ignimbritos, brechas e muito excepcionalmente tinguaítos (Walther, 1919).

Em fins de 1989 temos feito um rápido levantamento desta formação. A mesma apresenta grande variabilidade litológica, o que seguramente responde a episódios diversos no tempo, o que permitirá no futuro dividi-la em várias unidades.

O maciço "La Montañera" (figura 2) é uma intrusão tardia, anelar, integrada por sienito de grão grosso, centimétrico; o qual engloba xenólitos arborescentes não orientados de sienito cinza de grão fino. Normalmente os mesmos estão rodeados de coroas de reação.

O maciço "Pan de Azúcar" é também uma intrusão anelar, com maior variabilidade litológica que o complexo "La Montañera". É integrada por sienitos com arfvedsonita, ortoclásio e quartzo. Existe relação gráfica entre o quartzo e o ortoclásio. Textura hipidiomorfa grossa.

Segundo Segal-Villar, 1989b, as fases metálicas são pirita, calcopirita, blenda, molibdenita, luzonita, stibioluzonita, sulfetos de Bi, cubanita, ouro, electrum, titano-magnetita, marcasita, goetita, lepidocrocita.

Antecedentes bibliográficos: Caorsi- Goñi, 1958; Walther, 1919, 1938; Termier-Termier, 1956; Bossi- Fernandez, 1963; Bossi, 1966, 1969, 1983; Bossi et al, 1965, 1975; Preciozzi et al, 1979, 1988, Segal-Villar, 1989; Bernasconi, 1983, Dalla Salda, 1988, Bossi-Navarro 1991.

Cingolani et al, 1993 apresentam datações Rb/Sr, rocha total, que dão uma idade de 520 ± 5 M.a. (Cámbrico Superior). Bernasconi, 1983; supõe que o complexo alcalino Kuboos-Bremen (Sudáfrica) é correlato com a Formação Sierra de Las Animas.

O sienito gnaissico de Piquiri (RS) com uma idade de K/Ar (rocha total) de 580 ± 25 (Soliani, 1986) e locado numa posição tectônica equivalente pode ser seguramente correlacionado com a Formação Sierra de Las Animas.

Ao Norte da Formação Sierra de Las Animas ocorrem granitos de grão grosso, a biotita, ao sul da Fonte del Puma (fonte d'água mineral de mesa), no folha Fuente del Puma, G 27, do Plano Cartográfico Nacional. Segundo nosso entender estes granitos seriam sin colisionais assim como o Maciço Granítico da Sierra de Los Alamos que tem forma fusiforme e foi colocado na zona de sutura de Sarandí del Yí- Las Animas, ao sul da cidade de Sarandí del Yí. (Veja figuras 1 e 2).

4.6. A Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena no Uruguai.

Walther, 1969; é o primeiro em mapear Sierra Ballena. Ele chama de quartzitos os milonitos da Z.C.S.S.B. que encontra na Abra de Perdomo. Este falso conceito é repetido por Caorsi- Goñi, 1958.

Bossi, 1966; escreve: "trata-se de rochas metamórficas mesozonais: quartzito com muscovita, gnaiss a duas micas, xisto a glaucofano, que pode derivar-se por metamorfismo, seja de um riólito ou de um sedimento durante a evolução do geossinclíneo".

Ferrando-Fernandez, 1971; acrescentam maior informação: "é integrada por rochas mesozonais que formam um banco cuja potencia varia entre 100 e 1300 metros que se desenvolve em forma quase ininterrupta de rumo constante e mergulhos variáveis entre 60 e 80°. Compõe-se principalmente de quartzito que apresenta importantes variações petrográficas, já que varia muito seu conteúdo em muscovita e glaucofano, chegando a atingir 30 % de anfibólio; ocasionalmente apresenta biotita e pirita. Às vezes parecem provir de rochas ígneas ácidas".

Bossi et al, 1975, afirmam: É discordante com respeito ao Grupo Lavalleya e deve pelo menos ser aventada a hipótese da sua origem por blatomilonitização".

Preciozzi et al, 1979, repetem conceitos anteriores e assinalam: " a formação Sierra Ballena é constituída por cataclasitos quartzíticos de grão fina e anfibólio (constatou-se a presença de glaucofano). Desenvolve típicas texturas cataclásticas". Este trabalho tem por mérito de ser o primeiro em reconhecer rochas cataclásticas na Sierra Ballena.

Preciozzi et al, 1985; descrevem a Sierra Ballena como formada por: " cataclasitos e milonitos de composições e texturas variáveis, variando em função dos terrenos afetados. Este acidente tectônico maior, foi reativado provavelmente muitas vezes durante o Cambro-Proterozoico".

Fragoso César et al, 1987; são os primeiros em reconhecer a Sierra Ballena como: " uma grande zona de

transcorrência sinistral" que chamam "a zona de cisalhamento Sierra Ballena". Segundo eles "os quartzo-ultramilonitos ($\pm$ sericiticos) constituem o litotipo mais comum, sendo responsáveis pelas cristas retilíneas que destacam na paisagem esta zona de cisalhamento".

Bossi-Navarro, 1991 voltam a conceitos anteriores: " é integrada por 2 a 4 bancos de quartzito a muscovita e/ou glaucofano que localmente contém biotita ou pirita. Entre estes bancos de quartzito resistentes, desenvolvem-se faixas de blastomilonito que inicialmente foram chamadas migmatito bandado ...".

A Z.C.S.S.B. inicia-se na Ponta Ballena, no Río de La Plata, 10 Km a W de Punta del Este e continúa até o Slenito Piquiri, no Río Grande do Sul, ao longo da falha de Açotéia. A espessura nas redondezas de Aiguá é próxima de 6000 metros.

Ela separa dois domínios bem diferentes:

a) Bloco Oriental.

Entre a Zona de Sutura Sarandí- Las Animas e a Z.C.S.S.B., (veja figuras 1 a 4), abrange:

- O Grupo Lavalleya integrado por rochas supracrustais de grau metamórfico desde muito baixo até médio, assim com metamorfismo de contacto na borda de numerosas intrusões. O Grupo Lavalleya é integrado por calcáreo, filito, mármore, xistos, meta-arenito, metabasaltos e metalavas. Veja figura .
- Embasamento da faixa dobrada: É integrado por gnaisses e granitos muito deformados.
- Maciços graníticos: Leucogranito de Minas, Granito Polanco, Granito foliado do Cerro de Los Dos Hermanos, Granitos ocelares do Cerro de Los Zorros, Granodiorito Moreno, Granitos miloníticos que formam a megadobra da Serra de Cabral, Granito del Yermal, Granito Guazunambí, Granito de la Policlínica, Granitos tipo S do Salto del Penitente, Granito de Carmen Susena, Granito do Arroio Tórtora e Granito do Cerro Feo.
- Dois grabens: Tapes Grande e Marmarajá; preenchidos por riólitos, ignimbritos, basaltos e cinzas vulcânicas de idade cretácica. Veja figura 2.

b) Bloco Ocidental.

Entre a Z.C.S.S.B. e o Oceano Atlântico. É integrado pela Zona Central e Oriental da Faixa de Dobramento, conforme Fragoso César et al (1987) e é composta por:

- Formação Fazenda "El Fortín": possível seqüência vulcano sedimentar milonitizada paralela a Sierra Ballena.

- Formação San Carlos: conglomerados polimicticos e metapelitos com xistosidade milonítica.

-Formação Cerros de Aguirre: Rochas não metamórficas de possível idade predevoniana; são argilitos, arenitos silicificados, grauvacas e basaltos.

-Formação Martín Soroa: Meta-arenitos a muscovita e meta-arenitos de grão muito fino com biotita de origem metamórfico. As rochas preservam sempre a estratificação original e às vezes están silicificadas.

Formação Faro La Paloma-La Pedrera: Metasiltitos de grão muito fino com estratificação laminar paralela de mergulho próximo vertical, sempre preservada. Estruturas sedimentárias preservadas.

-Unidade dos Xistos Verdes: seqüência de grau metamórfico médio que está muito bem exposta na estrada Rocha- Faro de La Paloma.

-Maciços graníticos:

Batolito de Aiguá, Granito subalcalino cataclástico de Mina Florencia, Granitos foliados tipo S das Sierras de Rocha, Batólito de Garzón, Granitos intrusivos de Cerro Áspero, Complexo Granítico de Santa Teresa.

-Cinturões miloníticos (veja figuras 1 a 5) Fundamentalmente de protolito granítico, o mais notável tem foliação milonítica de azimute 000° : é a Zona de Cisalhamento do Arroio Alférez, com mais de 2000 metros de espessura e 70 km de comprimento.

-Cobertura Fanerozoica:

Um conjunto de grabens: a) Graben da Lagoa Mirim; preenchido por basaltos wealdianos de mais de 1200 metros de espessura.

b) Graben de Aiguá: profundidade do topo do embasamento não conhecida. Riólitos, ignimbritos e conglomerados de idade cretácica.

Em conclusão podemos afirmar que a W da Z.C.S.S.B. predominam as rochas supracrustais (mais de 80% da área) no entanto a leste da Z.C.S.S.B. predominam os granitos e granitos deformados (mais de 70% da área correspondente a embasamento predevoniano) e existe uma extensa região de cobertura fanerozoica: a bacia de Aiguá-Mirim-Pelotas, onde o topo do embasamento encontra-se muito deprimido (veja figura 3) como resultado da tectônica germanotípica wealdiana que se abriu por zonas de debilidade crustal do pré-devoniano: a Z.C.S.S.B., a falha Normal de Aiguá, a falha Normal do Cebollatí e a falha Normal do Chuí (veja figuras 1 a 5); assim como por um sistema de falhas normais com rejeito para leste e que passa por as cidades de Jaguarão e Porto Alegre.

4.7. Domínio Pelotas.

Também designado Batólito de Pelotas e Terreno Piratiní (Fragoso César, 1993), separado do Domínio Lavalleya pela Zona de Cisalhamento Sierra Ballena e do Domínio Rocha pela Zona de Cisalhamento designada aqui de Laguna de Rocha. Este domínio é constituído por um conjunto de gnaisses, migmatitos e granitos, sin, tardi a pós cinemáticos além de coberturas metaareníticas das Formações São Carlos e Martín Soria e metamorfitos milonitizados da Formação Fazenda "El Fortín". Coberturas meso-cenozoicas estão espalhadas na região. O Batólito de Pelotas, conforme mencionamos no capítulo anterior, tem sido considerado a raiz de um arco magmático envolvendo intrusões graníticas diversas. No Estado do Rio Grande do Sul, Fragoso César , 1991; considera evidências de magmatismo de arco andinotipo no complexo calci-alcalino de Pinheiro Machado, com idades da ordem de 770 a 890 Ma, de magmatismo tardi a pós tectônico representado por diques riolíticos tipo Serra das Asperezas e pequenos plutons pós colisionais como os de Conde Matarazzo com idades Rb/Sr de 446 ± 69 Ma (Soliani et al, 1984, Soliani, 1986, Fragoso César, 1990). Tal subdivisão converge com a de Soliani , 1986; e com datações posteriores de Koester et al, 1994.

Tal conjunto leva a crer tratar-se da raiz de um complexo arco magmatico com atividade remontante ao início de Brasiliano e se estendendo até o Siluriano, afetado por cisalhamentos de cavalgamento, seguidos de transcorrência.

No Uruguai é constituído por granodioritos, tonalitos e granitos cortados por diques riolíticos. Alguns dos corpos datados são o granito tipo S folheado Penitente com idade Rb/Sr 779 ± 24 Ma (veja fig 94); o granito Aiguá 582 ± 31 Ma (Rb/ Sr); granito alcalino Florencia, 591 ± 95 Ma (Rb/Sr).

4.8. Dominio Rocha.

Designado também (Hasui et al, 1975) de sistema de Dobramento Rocha ou (outros) Zona Oriental. É constituído por meso e epimetamorfitos clasto-pelíticos (Sanchez-Mezzano, 1993) (metarenitos, metagrauvacas e metapleitos), intrudidos pelo Complexo ígneo granítico de Santa Teresa. Apresentam coberturas molássicas vulcanosedimentares da Formação Cerros de Aguirre. Os granitos de Santa Teresa estão datados de 537 ± 7 Ma, rocha total por Rb/Sr e 490 Ma , K/Ar em muscovitas.

4.9. Evolução tectônica.

A organização espacial e temporal acima descrita permite vários tipos de interpretação conforme se desprende na literatura cujos principais modelos já foram mencionados. Adotando a posição mais conservadora possível consideramos a seguinte evolução como plausível.

- a. Consolidação e esfriamento do craton do Río de la Plá cerca de 1,8-2,0 Ga.
- b. Distensão do craton seguida de intrusões de enxames de diques de gabro e microgabro há cerca de 1,7 Ma (Teixeira et al, 1994) . O processo de riftiamento não teve continuidade.
- c. Cisalhamento dextral da borda oriental do craton ao longo da Zona de Cisalhamento de Sarandí del Yí , em idade ainda não esclarecida (1,2 Ga ? , idade K/Ar em muscovitas, Teixeira com. pers.).
- d. Início da deposição do Grupo Lavalleya, na borda do craton. A sequência integrada por rochas vulcânicas (predominante básicas), metacarbonatos, metamargas, ardósias, filitos e quartzitos corresponde a uma sequência QPC de Condie (1989) indicando desenvolvimento de uma eventual margem passiva, conforme já aventado por outros autores (Frago César, 1994). Provavelmente iniciada a cerca de 1 a 0,8 Ga.

e. Fechamento do Oceano por sob o maciço de Pelotas há cerca de 0,9-0,8 Ga.

f. Destarte entre o maciço de Pelotas e a margem passiva haveria um oceano ~~o~~mar, designado Tapes por Fragoso César et al, 1993.

g. Colisão do Batólito de Pelotas com o craton do Rio de la Plata com deformação F1 da faixa de dobramento então gerada. Fragoso César denominou o evento de Orogenia Porongos, atribuindo lhe uma idade de cerca de 800-680 Ma, com geração de granitos S sincolisionais tipo granito Penitente (779 ± 24 Ma, Rb/Sr).

h. Não fica clara a geração do Oceano Adamastor a oriente do Maciço de Pelotas na América do Sul, uma vez que somente a Formação Rocha permite avaliar estratigráficamente o ambiente tectônico deste lado do Maciço. No entanto se levamos em conta a paleojunção com o cinturão Gariep e a possível correlação do Stinkfontein do Gariep. Destarte a origem e fechamento do Oceano Adamastor teria se processado com a evolução da faixa Gariep

(segundo Hartnady- Von Veh, 1990):

- abertura do Oceano Adamastor com formação de margem passiva sobre o craton de Kalahari a cerca de 717 ± 11 Ma (idade Rb/Sr correspondente ao enxame de diques básicos da Gannakouriep Suit

- último pulso de fechamento com acreção do terreno Marmora ao Gariep teria acontecido por volta do Nama inferior (cerca de 560 Ma).

- deposição do sistema marginal do Grupo Nama teria se dado ainda durante a ultima colisão estendendo-se até o período de intrusão das igneas de Kuboos (521 ± 12 Ma, 525 ± 60 Ma , U/Pb).

i. Pelo exposto o fechamento do Oceano Adamastor ter-se-ia dado posteriormente do Oceano Tapes.

j. Segundo os dados referentes ao Gariep, se a margem passiva do Adamastor estava sobre o Kalahari a zona de subducção poderia estar sob o Maciço de Pelotas.

k. Com a colisão e fechamento do Adamastor ocorreria intrusão do Complexo Igneo de Santa Teresa e correlatas bem como o cisalhamento geral.

CAPITULO 5. ASPECTOS REGIONAIS DA ZONA DE CISALHAMENTO SIERRA BALLENA.

5.1. Compartimentação tectônica proporcionada pela Z.C.S.S.B.

A. Z.C.S.S.B. constitui o contato entre a faixa de metamorfitos brasileiros Lavalleja e a raiz de arco magmático representada pelo Batólito de Pelotas ou Terreno Piratini (Fragoso César, op. cit.). Sua extensão é nítida em imagens de satélite entre Punta Ballena e Mariscala onde se interrompe sob a cobertura local do graben de Pelotas fazendo parte da sua borda ocidental no trecho entre Vergara e Aiguá-Mariscala.

A norte sua extensão sofre bifurcações no cinturão milonítico de Otazo que se estende para dentro do batólito de Pelotas continuando no Brasil sob o nome Dorsal de Canguçu. Considerando seu papel como limite entre os compartimentos tectônicos mencionados sua extensão normal se daria ao longo do cinturão milonítico NNE que continua na falha de Açotéia no Rio Grande do Sul. Ao longo da falha de Açotéia ocorrem pequenos grabens como o de Arroio Boici (Sayeg, 1993). No Brasil, embora sofrendo desvios locais, continua a limitar o batólito de Pelotas submergindo sob a bacia do Paraná, debaixo do sinclinal de Torres. Mantovani et al, 1995; propõem sua extensão na falha de Major Gercino onde, neste caso também separaria o Batólito de Pelotas do Grupo Brusque, o que a nosso ver, necessitaria de maiores estudos.

No Uruguai chega a conformar a borda oriental da extensão local da Bacia do Paraná onde, reativada, afetou os sedimentos carboníferos e permianos por cataclase (Elizalde et al, 1970). Mais ao Sul, sob a bacia do Rio de la Plata, os dados gravimétricos e sondagens indicam sua junção em cunha com a Zona de Cisalhamento de Sarandi del Yí, onde ambas passam, então, a delimitar profundos grabens preenchidos por camadas meso-cenozoicas.

5.2. Expressão geomorfológica.

No Uruguai, a Z.C.S.S.B. constitui as "Sierras" La

Ballena, Caracoles e Cerro Largo, ficando a rás do chão entre Mariscal e Treinta y Tres.

Em conjunto constitui uma estreita e extensa cordilheira com cerca de 300 km de comprimento e em média 1 Km de largura desde Punta Ballena a beira do Río de la Plata até Cerro Largo a sul da cidade de Melo, perdendo-se sob os sedimentos gondwanicos

Em relação ao relevo regional a Z.C.S.S.B. constitui um ressalto apenas relativo uma vez que as cotas mais elevadas se concentram nos terrenos dos blocos adjacentes. Geralmente ela se resalta na sua vertente oriental onde a área adjacente é mais deprimida além, de nesta vertente, se concentrarem as maiores bacias meso-cenozoicas próximas a falha (bacias de San Carlos e de Aiguá, esta ultima, parte do extenso graben de Pelotas).

Na região estudada (folha de Aiguá. F-26) a espessura dos milonitos chega a 5,8 Km notando-se que as diferentes litologias que compõem a Zona de cisalhamento geram feições geomorfológicas distintas. Algumas destas feições são nitidamente observadas em imagens de satélite, podendo ser, por vezes, extrapoladas por interpretação, além da area mencionada.

Quartzo ultramilonitos (figuras 6 e 7) condicionam serras longadas que atingem na região estudada alturas de no máximo 250 metros acima do nível do mar, o que significa 100 metros acima do vale do Arroio del Aiguá. Um observador cuidadoso notará que tais serras são separadas por falhas transversais que geralmente apresentam pequenos abatimentos como se fossem teclas de um piano.

No entanto ultramiloniotis placosos (figuras 6 e 7) geram vales estreitos no meio das serras de quartzo-ultramiloniotis, onde tem lugar a formação de solos espessos.

As restantes litologias que integran a Z.C.S.S.B. originan peneplanicies segundo o eixo da mesma, onde por vezes as rochas mais ricas em SiO_2 constituem elevações pouco evidentes, sempre alongadas segundo o eixo da zona de cisalhamento.

CAPITULO 6. GEOLOGIA DOS BLOCOS ADJACENTES.

Introdução:

No Uruguai (figuras 1 até 7) podem distinguir-se algumas diferenças entre as regiões ao leste e ao oeste da Z.C.S.S.B.:

- a) O bloco leste é representado por terrenos essencialmente granitoides com faixas miloníticas e manchas esparsas de metasedimentos clásticos e metamorfitos não químicos representando o batólito de Pelotas. Mais a Leste ocorre, separada por zona de cisalhamento a Formação Rocha e vulcanoplutônicas associadas além das molassas Cerros de Aguirre.
- b) As metamorficas clasto-químicas e de origem vulcânica do Grupo Lavalleya s.l. dominam no bloco ocidental. São praticamente inexistentes os meta-sedimentos calcáreos ao leste da Z.C.S.S.B. que no entanto, ocupam centenas de Km² no bloco oeste (Gómez Rifas et al, 1981). Paleogeograficamente isto restringiria o "Oceano Tapes" de Fragoso César et al, 1993; a região entre a Zona milonítica de sutura de Sarandí del Yí-Las Ánimas e a Z.C.S.S.B. (veja figuras 1 até 7).
- c) A Formação Piedras de Afilar está restrita ao Bloco Oriental.

A seguir passamos a uma descrição dos blocos adjacentes a Z.C.S.S.B. entre Mariscal e Punta del Este (figura 2) com um posterior detalhamento na área da folha de Aiguá F-26.

6.1. A região oriental.

É constituída pelos granitoides Aiguá, Garzón, Florencia, Santa Teresa, Sierra de Rocha, Arroio del Alferez, etc; e as formações San Carlos, Martín Soroa, Rocha, Fazenda El Fortín e Cerros de Aguirre, cortadas por cinturões miloníticos diversos.

6.1.1. Litologias.

Granito Aiguá.

Ocorre ao sul da cidade de Aiguá constituindo um

corpo batolítico alongado subparalelamente a Z.C.S.S.B., com uma área de mais de 300 Km². É um granito a biotita castanha com titanita e allanita. Sua composição mineralógica é constituída essencialmente por plagioclásio, albíta-oligoclásio, microclinio, quartzo e biotita castanha com muscovita, epidoto, opaco e clorita neoformados e accesorios constituídos por titanita, ilmenita, apatita, zircão e opacos. Possui enclaves máficos de composição anfibolítica, cognatos.

Analisando o diagrama de Batchelor e Bowden, 1985 (figura 67) e a distribuição das amostras no mapa geológico (figuras 9 e 8) foi possível definir várias facies com distinta geoquímica e distribuição geográfica:

1. Diques básicos cognatos.
2. Facies "Arroyo Las Palmas" (amostras na parte central do maciço entre UTM y= 6208 e 6202).
3. Facies "Cerro El Teniente" (amostras a norte de UTM y= 6208).
4. Dique de microgranito a duas micas.
5. Facies "La Coronilla" amostras ao sul de UTM y= 6202.

Preciozzi et al, 1993; apresentam uma isócrona Rb/Sr, rocha total, para o Granito Aiguá com 582 ± 31 m.a., R.I.= 0.7232.

Na figura 68 se ilustra a discriminação dos facies do Granito Aiguá com base a distribuição percentual dos elementos maiores.

Usando o diagrama de Whalen, 1987; (figura 55), pode ver-se que a maioria das amostras do Granito Aiguá estão plotadas nos campos: "Granitos Félsicos Fraccionados" (FG) e "Granitos M, I e S não fraccionados".

As amostras do facies "La Coronilla" ficam no campo dos "Granitos Félsicos Fraccionados" (FG). Estas amostras no diagrama de Chappel e White, 1974; (figura 69) mostram uma clara tendência evolutiva no batólito.

Esta tendência resulta evidenciada no diagrama Rb versus Sr de Ague- Brimhall, 1988 (figura 56) na qual se mostra um "trend" hipotético de evolução magmática do Granito Aiguá.

Existem dois grupos principais:

1. Granitos Fortemente Contaminados e Reduzidos (ISCR).
 - a. Dique de microgranito a duas micas.
 - b. Facies "Cerro El Teniente ".
2. Granitos Fortemente Contaminados (ISC).
 - a. Facies "La Coronilla".
 - b. Facies " Arroyo Las Palmas".

Conhecida a existencia de diversos facies no Granito Aiguá se pôs em ação um levantamento da espectrometria de raios gamma no batólito Aiguá, cujos resultados aparecem no diagrama da figura 71 para contagem total e, na figura 72, para urânio em contagens por segundo.

Estes diagramas de "box and whisker" ajudam a comprovar a existência dos facies já enunciados no batólito Aiguá e confirmam a tendência evolutiva que se expressa no diagrama de Ague-Brimhall, 1988 (figura 56). Não existem diferenças significativas entre grupos para os parâmetros Th e K da espectrometria realizada.

O Granito Aiguá freqüentemente apresenta no eixo do batólito enclaves básicos cognatos (figura 73, fotografias 6 e 7, microfotografia 40). Do histograma da figura 74 parece evidente a independência da orientação dos mesmos da Z.C.S.S.B., assim como a possibilidade de que o facies "La Coronilla" seja mais tardio que os facies "Cerro El Teniente" e "Arroyo Las Palmas".

Tal hipótese resulta confirmada por comparação com os dados que se apresentam na figura 56, onde as amostras mais evoluídas pertencem ao facies "La Coronilla".

A dependência da forma dos enclaves básicos cognatos do Granito Aiguá (valor aproximado ao Rf de Lisle, 1985; medido na horizontal) com relação a distância do eixo da Z.C.S.S.B. fica evidente na figura 70. O mesmo sucede com a orientação de todos os indicadores cinemáticos a menos de 5 Km do eixo da Z.C.S.S.B. (veja figura 75).

Na figura 76 se apresentam os diagramas de Harker, 1909; para o Granito Aiguá. O diagrama Al_2O_3 versus SiO_2 mostra um claro alinhamento das amostras, desde termos pobres em SiO_2 e ricos em Al_2O_3 até ricos em SiO_2 e pobres em Al_2O_3 .

Nos diagramas de Debon-Lefort 1983, (figura 77) a maior parte das amostras do Granito Aiguá se encontram nos campos 1 e 2, granito e adamellito, no entanto os diques básicos se encontram nos campos 12 e 7, gabro e monzodiorito.

Usando o diagrama de índice de Peacock, modificado segundo Brown, 1982, pode-se ver que o índice de Peacock, é 58.31; que corresponde a uma série cálcico-alcalina.

Analisando simultaneamente as figuras 69 e 79 é evidente uma origem por fusão crustal para o 30% das amostras do Granito Aiguá, assim como a proximidade desse campo para o resto das amostras.

O Granito Aiguá aparece no campo dos granitos de arco vulcânico no diagrama de Pearce, 1984 (veja figura 80); e no campo dos granitos peraluminosos no diagrama de índices de Shand (1922). (veja figura 81).

No diagrama La/Yb (figura 104) versus SiO_2 % wt (Ross, 1989) as amostras do Granito Aiguá posicionam-se entre as rochas fracionadas. Este diagrama serve para avaliar o achatamento do padrão de terras raras ou seja a primordialidade da unidade amostrada, sendo que as rochas menos evoluídas se caracterizam por uma baixa razão La/Yb.

Na fazenda Yamamdú Rodriguez, próxima a localidade 297, (veja figuras 6 até 8), existe um enxame de diques básicos que carecem de quartzo na norma CIPW. O maior deles tem azimuth 70° , 300 metros de comprimento e 30 metros de largura. Também ocorrem centenas de diques de azimuth 00° (como na localidade 293) e 1 a 15 metros de comprimento e menos de 2 metros de espessura. Supõe-se que estes diques são apenas tardios a respeito da "mise en place" do Granito Aiguá.

O único xenólito de rocha calcosilicatada metamórfica de cor esverdeada (veja fotografia 8) encontrado no Granito Aiguá, a 600 metros a W do ponto 297, apresenta forma sub-esférica e coroa de reação.

Granito Florencia.

Granito pós D1, datado em 591 ± 95 Ma (Rb/Sr, rocha total; Preciozzi et al, 1993), de cor rósea, textura granular isoxenomórfica e com foliação definida por " ribbon quartz" nas bordas leste e oeste, forma uma cunha cujo ápice foi arrastado pela Z.C.S.S.B. É um granito sub-alcálico, com cristais de microclínio e oligoclásio subautomorfos, quartzo com extinção ondulante e biotita-muscovita. Como principais acessórios: zircão, titanita, apatita e opacos.

Granito Garzón

Maciço granítico bordejado por importantes falhas, datado em 590 ± 25 Ma. (Rb/ Sr, rocha total, Ferrando-Fernandez, 1971). Trata-se de um granito porfiroide a quartzo, K feldspato, oligoclásio e biotita. Xenólitos sub-esféricos com um comprimento médio entre 10 e 20 cm, de composição anfibolítica são comuns, como os que podem ver-se na Punta José Ignacio.

Complexo Granítico Santa Teresa.

Datado em 537 ± 7 Ma (Rb/Sr rocha total), 490 Ma (K/Ar, rocha total, em muscovita) (Ferrando-Fernandez, op. cit.). É um granito porfiroide com grandes fenocristais de feldspato potássico, que por vezes atingem 10 cm de comprimento, geralmente brancos que são evidentes numa matriz a quartzo-plagioclásio e biotita de cor cinza. Existem facies muscovíticas granodioríticas.

Granito Sierra de Rocha.

Corpo granítico sin-transcorrente bordejado por milonitos e ultramilonitos. É um granito a granada e duas micas, quartzo e feldspatos. Forma uma serra de 1 Km de espessura e várias dezenas de Km de comprimento.

O resto dos corpos graníticos que são delimitados na figura 2 são ainda pouco conhecidos.

Granito Doña Ignacia e Formação Fazenda "El Fortín".

Esta unidades serão descritas no capítulo seguinte, devido a sua grande proximidade a zona de cisalhamento.

Formação San Carlos.

É constituída por metaconglomerados polimicticos com matriz dominante, meta-arcosios com intercalações de metapelitos verdes transformados em sericita xistos de baixo grau metamórfico. Apresenta seixos de granito assim como de xistos sericíticos e quartzito de cor rósea.

Formação Martín Soroa.

Composta por meta-arenitos e metasiltitos de metamorfismo muito baixo até inexistente que se encontram no curso médio do Arroio Martín Soroa, a NE de Punta del Este. Às vezes afetados por metamorfismo de contato, na proximidade de corpos graníticos. Aparece em pequenas manchas esparsas na area do Maciço de Pelotas.

Grupo Rocha.

Do outro lado do maciço granitoide Aiguá- Pelotas temos as formações da zona oriental compostas pelo Grupo Rocha. São metasedimentos clásticos de grau metamórfico baixo.

Quartzitos e meta-arenitos desenvolvem texturas granoblásticas finas a médias, com porcentagens variáveis de sericita, muscovita e clorita. Metapelitos e meta-arenitos finos apresentam texturas granolepidoblásticas pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e quartzo-sericíticos. As litologias mais finas possuem texturas lepidoblásticas.

6.1.2. Estruturas.

A estrutura geral esta sublinhada por extensas zonas de cisalhamento anastomosadas que configuram na porção central do bloco ocidental, feições lenticulares quilométricas. Algumas destas lentes constituem stocks e batólitos como os granitoides Nuñez, Cerrillos de Maldonado e Cerro Olivo.

Uma forte tropia representada por lineações de imagem com direção N60E afeta o Maciço de Pelotas na sua metade ocidental enquanto que na porção oriental a partir do contato do proterozoico indiferenciado (metagranitos, gnaisses e quartzitos) com os granitos Garzón e Isla de Los Talas e tropia passa a ser NNE paralelizando-se a zona de cisalhamento de Laguna de Rocha (figura 2).

No trecho correspondente ao dominio Rocha a tropia é NNE e cortada por sublongitudinalmente pela falha sinistral de 19 de Abril.

Os metamorfitos Rocha apresentam três fases de deformação penetrativa. A primeira apresenta dobras isoclinais e subisoclinais com foliação plano axial de tipo clivagem ardosiario. A segunda fase deformou a primeira com transposição. A terceira desenvolve fraturamentos e kink-bands (Preciozzi et al, 1993).

6.2. A região ocidental.

A região ocidental conforme consta na figura 2 é constituída na região considerada por lascas do embasamento, formações do Grupo Lavalleya, granitos sin, tardi e pós tectônicos (Minas, granodiorito Moreno, Granodiorito Carmen Suzena, granitoides Cerro de Los Zorros, de La Torre, Pan de Azúcar, Calaguala, Sauce de Aiguá, Complexo Serra de Cabral, Complexo da Serra de Cabral, etc. Metamorfitos de grau médio do Grupo Carapé (Bossi, 1983). Molassas Piedras de Afilar, Formação Las Ventanas (Midot, 1984), quartzito de Salus e Formação Sierra de Las Animas.

6.2.1. Lascas de embasamento antigo.

Fora da região em pauta, na localidade F26-476 (UTM x= 566,6 y= 6204,8) aparecem migmatitos "lit par lit", quimicamente intermediárias, de grão fino. Neles pode distinguir-se claramente um leucossoma de espessura centimétrica até milimétrica rico em quartzo e feldspatos e um melanossoma mais abundante em minerais escuros tais como biotita, opaco e anfíbolios, de menor tamanho de grão, e aspecto mais xistoso. Existem também áreas nas quais se formam grandes massas de leucossoma com fortes evidências de estrutura fluidal.

Na porção em que podem visualizar-se as "camadas" alternantes de leucossoma e melanossoma são muito abundantes as dobras chevron de flanco longo e ápice agudo, tipo 4F de Hudlestone, 1973; com plano axial de direção entre 84 e 110°, subverticais, cerradas, com charneira inclinada 60-90/110°. A maior parte das dobras são isópacas. Há inúmeras dobras parasitas com azimuth plano axial de direção 100-118°. Existem também dobras com espessamento de charneira. Uma clivagem de fratura plano axial é muito freqüente.

Esta região é considerada como lasca do Embasamento Antigo no meio do Cinturão Dom Feliciano.

Até hoje foram individualizadas outras duas lascas de embasamento antigo no sul do Uruguai:

- a. Na ponte do Arroio Pan de Azúcar na estrada 12 (UTM x= 560,0 y= 6173,0), onde aparecem gnaisses de grão fino com xistosidade 84°, com uma xistosidade superimposta de direção 110°, assim como filões pegmatíticos de cor rósea de azimuth 45°, de forma sinuosa. Aparecem dobras similares de plano axial 100°, assim como dobras ptigmáticas.
- b. Os gnaisses da estrada 12, a sul da megadobra da Serra de Cabral (UTM x= 571.0 y= 6160,0). São gnaisses muito deformados nos que alternam leitos anfíbólicos de cor esverdeada com leitos leucocráticos. Existem dobras muito cerradas com grande espessamento de charneira e eixo β 25/S 75 W, com fortes evidências de redobramento.

6.2.2. Granitos pré D1.

Granito Cerro de Los Zorros.

Na folha de Aiguá (figuras 6, 7 e 8) aparecem várias áreas desta unidade. A maior delas é um morro em forma de cunha que atinge a cota de 310 metros, situado a 2 Km. a W do eixo da Z.C.S.S.B.

É um granito às vezes ocelar, a ortoclásio, microclinio, plagioclásio e quartzo; e como minerais acessórios e secundários temos: biotita, muscovita, epidoto, clinozoisita, allanita e opacos cúbicos automorfos (veja microfotografias 5 e 36). Na tabela 10 estão expostas as micro-estruturas originadas pela Z.C.S.S.B. no Granito Cerro de Los Zorros.

No diagrama Rb versus Sr de Ague-Brimhall (figura 84) observa-se que o Granito Cerro de Los Zorros fica próximo dos granitos ISCR (tipo I, fortemente contaminados e reduzidos e próximo de algumas amostras do Granito Penitente (figura 80, tipo S).

No diagrama de Peacock (figura 86) o Granito Cerro de Los Zorros se situa na série alcalina.

A textura tipo do Granito Cerro de Los Zorros aparece na fotografia 9. A foliação é transposta por cisalhamento destrai de azimut 000°.

Na localidade 362, a 3500 metros para W do eixo da Z.C.S.S.B. foi achado um xenólito (veja figuras 75 e 87) de razão axial (X-Z)= 6,2 e azimute do plano X-Y, 75°.

Em outras localidades foram encontrados agregados de porfiroblastos de quartzo que têm uma média de azimute do plano X-Y, 42°; os mesmos foram utilizados como indicadores cinemáticos (figura 75).

Em vários locais observa-se no granito um bandamento com dobras transpostas com plano axial subhorizontal e queda para 170-180°.

Granito Molles

O estado atual de conhecimento sobre o Granito Molles sera exposto no capítulo 7.

Granito Sauce.

Trata-se de um granito orientado a duas micas, em que a muscovita é neoformada. Possui microclínio, ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e como acessórios epidoto e opacos idiomorfos. Muitas vezes o plagioclásio é idiomórfico, zonado e centimétrico.

O Granito Sauce entra nos campos I-SC e I-WC no diagrama de Ague-Brimhall, 1988; numa posição diferente de todos os granitos analisados (veja figuras 84 e 85).

As micro-estruturas produzidas pela Z.C.S.S.B. são expostas na tabela 10.

Granito Cerro Feo.

É um granito tipo S, porfiroide orientado, com foliação SC (superfície S azimuth 78° , superfície C azimuth 005°) e com uma foliação posterior horizontal. Alternam-se faixas miloníticas de azimuth 70° , enriquecidas em máficos e micas. No primeiro tipo de rocha, os megacrístais zonados de K-feldspato são de 30-50 mm de comprimento e 6-15 mm de largura e constituem entre 50-60 % da rocha. Os megacrístais, localmente, tem forma de peixe e são geminados segundo Carlsbad e às vezes orientados a 80° . A matriz é de cor verde escura. Existem enclaves básicos e ácidos métricos e evidências de estado de fluxo, assim como diques básicos de azimuth 130° e 20 centímetros de espessura. (veja figura 88).

A posição do Granito Cerro Feo no diagrama de Ague-Brimhall (figuras 84 e 85) é próxima do Granito Penitente e todas as amostras estão associadas ao campo ISC-R (granitos tipo I fortemente contaminados e reduzidos).

Granodiorito Carmen Susena.

Granodiorito róseo orientado (localmente isótropo) segundo 100° , de grão fino a médio, às vezes milonítico, com muscovita neoformada. Ficam fora da região em pauta (veja figuras 84 e 85), na folha Aiguá F26 e próximo da mina "Taconita" da senhora Carmen Susena. Nodiagrama da figura 96 aparece como rocha pobremente evoluída. Forma uma serra, "divortium aquarium" regional, com forma sigmoide, de 5 quilômetros de comprimento.

6.2.3. Granitos pós D1.

Granito da Torre de Micro-ondas.

Granitos róseos, geralmente isótipos ou com foliação de azimute 40° , grão médio a quartzo, plagioclásio, ortoclásio e microclínio, e como acessórios: epidoto, clinozoisita, zircão, clorita e opacos.

Apresenta extinção ondulante em quartzo, recristalização de quartzo, virgamento da geminação em plagioclásio, mirmequitas de origem tectônica e exsolução dos feldspatos; assim como neoformação de clorita-opacos. Com baixa freqüência nas suas bordas observam-se efeitos de metamorfismo de contato na forma de corneanas do Grupo Lavalleya.

Granito Penitente.

É evidente no diagrama de Chappel e White, 1974 (figura 89) que este é um granito tipo S.

Foi datado pelo método Rb/Sr em rocha total em 779 ± 24 m.a. ; (Preciozzi et al, 1993).

Trata-se de um stock granítico de aproximadamente 70 Km^2 , tardicinemático a duas micas, quartzo, plagioclásio, ortoclásio e microclínio, biotita, " ribbon quartz" e "mortar quartz", associado a efeitos de cataclase da Z.C.S.S.B.; e opacos idiomorfos. A titanita aparece alterada. Algumas amostras apresentam cataclase generalizada.

No campo é freqüente achar encraves de dimensões métricas de restos de supracrustais, de bordas muito difusas, que lembram muscovita-xisto.

Plotado no diagrama de Ague-Brimhall, 1989 (figura 85) várias das amostras entram no campo ISCR (granitos fortemente contaminados e reduzidos) ou próximo do mesmo, em razão de sua derivação por fusão crustal.

Nos diagrmas de Debon-Lefort, 1983 (figura 90) o Granito Penitente aparece nos campos 1 (granito) e 3 (granodiorito). Observe-se que na figura 90b é plotado no setor I (muscovita > biotita, em volume) e no setor II biotita > muscovita.

No diagrama de Pearce, 1984; (figura 91) as amostras ficam no extremo superior do campo VAG (granitos de arco vulcânico) e na parte média do campo dos WPG (granitos de intra-placa).

O padrão de terras raras (figura 53) apresenta uma forte anomalia em Eu, assim como um teor muito baixo de Ho e Er. Este padrão é similar àquele da suite intrusiva Sabro do Rio Grande do Sul (Nardi, com. pers.).

No diagrama de Batchelor e Bowden (figura 94) ocupa parcialmente o campo dos granitos tardiorogênicos. Mediante a norma CIPW para as mesmas amostras determinou-se um plagioclásio com média de 96,5 % molar de albita (desvio padrão = 2,32 %). O granito Penitente é uma série expandida cujos termos mais evoluídos se encontram na borda leste do maciço (figura 96).

A figura 75 ilustra uma independência da grande maioria dos indicadores cinemáticos a respeito da Z.C.S.S.B.; assim como da S1 e S2 do Grupo Lavallega.

Granodiorito Moreno

Corpo fusiforme de eixo maior concordante a Z.C.S.S.B. São granodioritos a quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e como acessórios opacos, biotita, muscovita (neoformada),

epidoto-clinozoisita e titanita metamictica. O plagioclásio é freqüentemente zonado e inclui gotas de quartzo. Mirmequitas de origem ígnea. Virgamento da geminação em plagioclásio. Na lâmina delgada aparece um reticulado de fendas muito finas de orientação aleatória.

Plotado no diagrama de Debon-Lefort, 1983 (figura 92), fica integralmente no campo 3: granodiorito. Os diagramas de Harker, 1909 (veja figura 93) indicam uniformidade geoquímica , própria dos corpos intrusivos pouco diferenciados.

No diagrama de Ague-Brimhall, 1988 (figura 85) fica fora dos campos nele tracejados numa área que comparte unicamente com o Granodiorito Carmen Susena (pré D1).

No diagrama triangular (Rb-Ba-Sr) de El Bouseilly-El Sokkary (veja figura 96) é plotado como rocha pouco evoluída . Tratar-se ia de um granitoide de arco magmático continental.

Granito Arroyo Tórtora.

Granito tardi-cinemático porfiroide isótropo a biotita-hornblenda. Engloba xenolitos ovóides o subesféricos, tanto ácidos como básicos; às vezes semidigeridos ou a borda nítida. Forma extensos rochedos e ocupa uma posição topográfica alta. Se encontra no extremo NW da folha Aiguá F-26.

6.2.4. Grupo Lavalleya.

Como já mencionamos anteriormente, Walther, 1919, realiza a primeira descrição destas rochas sob o título "Fundamento Cristalino". Bossi, 1966, criou este nome estratigráfico: "as rochas integrantes são: filitos,

cloritoxistos, quartzitos, calcáreos, prasinitos. Excepcionalmente talco-xisto e xisto grafitoso", recentemente o autor tem atribuído a estas rochas ao cinturão Cuchilla Dionisio (Bossi- Campal, 1993).

Na região em pauta foram distinguidas três seqüências :

1. Pz Cb. carbonática (dolomito, mármore, calcáreo).
2. Pz Cl. clástica (meta-arenito, metasiltito, metaconglomerado
3. Pz V. vulcânica (metalavas ácidas, básicas e intermediárias)

A seqüência carbonática.

Os dolomitos são foliados, com foliação definida por muscovita e opacos automorfos cúbicos.

Fora da região em pauta a química dos elementos maiores dos calcáreos do Grupo Lavalleya foi estudada e discutida em Gómez Rifas et al, 1981.

Os mármore brancos (sem foliação visível) foram encontrados em três localidades distintas: 101, 99 e 7 (veja figuras 6, 7, 8 e 9).

A jazida do sinclinal de Puntas de Tacuarí, onde os calcáreos têm uma espessura aparente (mergulho da $S_0=S_1$, acima de 70°) entre 1200 e 1500 metros é evidência de prolongada subsidência e clima tropical (Gómez Rifas et al, 1981). Nesta região a área ocupada pelos calcáreos é de 21.9 Km². Os calcáreos apresentam um bandamento original fortemente transposto por outro de origem tectono-metamórfica.

A seqüência clástica.

Meta-sedimentos imaturos de baixo grau. Os moscovita-xisto estão integrados por moscovita, clorita, quartzo, opacos, turmalina e albita.

Sempre a W das lavras abandonadas de calcáreo que estão mapeadas na figura 6 aparece uma faixa aparentemente contínua de metamicroconglomerado de baixo grau. Estruturas de transposição com foliação evidenciada por orientação de micas ao longo de S1 posteriormente crenulada por S2, em ápices de dobras D2 afetam as rochas.

Fora da região em pauta, próximo do Craton do Rio de la Plata, na estrada 12, ao sul de Mina Valencia (dolomito, departamento de Lavalleya) encontram-se meta conglomerados de matriz argilosa-calcárea de cor cinza, com aspecto de fluxo viscoso, com seixos orientados de metalamito de cor parda, de diâmetro máximo de 40 cm.

Meta-turbiditos se encontram ao sul da cidade de Minas e ao norte da fábrica de cimento da ANCAP, estratigráficamente por embaixo dos calcáreos.

A sequência vulcânica.

É integrada por metalavas ácidas, básicas e intermediárias, assim como por tufos retrabalhados.

Na figura 82 aparecem os índices de Peacock para as rochas metavulcânicas do Grupo Lavalleya.

No entanto na figura 83 se apresenta o diagrama TAS para as mesmas. No item 4.3.1. já foram definidas as duas séries de rochas vulcânicas do Grupo Lavalleya.

A série que compreende rochas com menos de 58 % de SiO_2 parece relacionadas ao campo dos basaltos. A série menos evoluída (que chega até riólito no diagrama TAS, parece também relacionada a basaltos continentais de intraplaca no diagrama Ce/Pb versus Nb/Th de Condie, 1990 (figura 95). No entanto os dados não são conclusivos.

A série menos evoluída resulta ter uma menor variação nos parâmetros considerados, é por tanto uma série geoquimicamente restrita.

Como pode ver-se no diagrama TAS (figura 83) aparece aqui pela primeira vez (amostras de embaixo da ponte de Cañada del Espinillo, 2 Km a NW da lavra de Mina Valencia), basaltos tholeitos de teor muito baixo em K20 % wt.

Ocorrem ainda faixas de xistos a anfibólio (actinolita) ± clorita e quartzo, sericita, microclina e granada além de opacos (magnetita, etc), epidoto e apatita são xistos de coloração verde e eventual associação vulcano-sedimentar.

6.2.5. Formação Piedras de Afilar.

Ocupando uma área muito restrita, sobre o Granodiorito Moreno, em discordância erosiva, ocupando uma posição topográfica muito elevada, aparecem os metasedimentos da Formação Piedras de Afilar (veja figura 8).

São compostos localmente por quartzitos imaturos com feldspato potássico e moscovita. O quartzo apresenta extinção ondulante e inclui palhetas de muscovita. Quando a muscovita se encontra fora dos grãos de quartzo é orientada. Existem ainda alinhamentos de inclusões fluídas. Preservam a estratificação original. Os feldspatos potássicos são de tamanho muito maior que os grãos de quartzo. A clinozoisita aparece no feldspato. Como acessórios: limonita, epidoto-clinozoisita e zircão.

A estratificação original mergulha 15° para W, e a foliação 60° para W, tendo as dois o mesmo azimute.

No plano da foliação é freqüente uma lineação por cisalhamento para 145°.

Estes metasedimentos aparecem em discordância erosiva com o Embasamento Antigo nos Cerros Monzón a SW da estação Valentines, foram arrastados pela Zona de Cisalhamento de Sarandí del Yí-Las Ánimas nos Cerros San Francisco e são autoctones no local típico, na costa SE do departamento de Canelones. Podem eventualmente ser correlacionados com metasedimentos similares das serras de Buenos Aires, na República Argentina.

6.3. Geologia Estrutural da região a W da Z.C.S.S.B.

6.3.1. O Grupo Lavalleya.

As deformações ducteis aparecem em três eventos (Midot, 1984; Machado et al; Fragoso et al, 1987, 1993).

O primeiro evento, E1, gera dobras similares, cerradas, recumbentes. Uma provável fase de nappeamento gerou a foliação S1.

O segundo evento, E2, gera dobras fechadas a cerradas de ápice arredondado, localmente de classe 1C de Ramsay, 1987. Os eixos sobre as superfícies S² estão contidos na direcção NE-SW. Planos axiais verticais superpostos a D1, geram um padrão de interferencia em cogumelo, tipo 2-3 de Ramsay, 1967. Na localidade III (metacalcários, veja figuras 8 e 9), onde foi estudado o maior conjunto de dobras domina o padrão em cogumelo. Localmente também aparecem figuras em laço (veja figura 100). Seu plano axial é representado por uma xistosidade, porém domina a feição clivagem de fratura e crenulação nas rochas anisótropas.

Nas proximidades da Z.C.S.S.B. os planos axiais D2 coincidem aproximadamente com os planos da foliação milonítica na Z.C.S.S.B. donde supõe-se que poderam estar eventualmente arrastados e paralelizados a Z.C.S.S.B. por arrasto posterior a sua formação. A distancias de alguns quilômetros são comuns direcções por volta de N40E.

6.3.2. Os Granitos pré D1.

Na localidade SBZ 283 (veja figuras 8 e 9) distante 2900 metros a W do eixo da Z.C.S.S.B., no Granito Cerro de los Zorros, se encontram milonitos graúdos com foliação SC. O plano S tem azimute 33° e o plano C tem azimute 00°. Foram tiradas fotografias que uma vez ampliadas geraram os desenhos que

aparecem na figura 102.

Como já mencionamos domina uma foliação de transposição sub-horizontal com evidências de cisalhamento tangencial possivelmente associado a D1. Próximo a Z.C.S.S.B. tal foliação sofre superposição clara da foliação vertical subparalela a zona de cisalhamento.

Na localidade SBZ 375 observou-se a foliação definida por máficos sendo transposta por estreitas faixas de cisalhamento sinistral de azimut 54° . (veja figura 103).

6.3.3. Os granitos pós D1 do bloco ocidental.

Estes granitos são pobremente foliados nas bordas e isótipos no centro dos maciços. Cabe assinalar que a forma fusiforme do Granodiorito Moreno pode ser devida a elongação e arrastro pela Z.C.S.S.B.

CAPITULO 7. GEOLOGIA DA ZONA DE CISALHAMENTO SINISTRAL SIERRA BALLENA.

7.1. Descrição petrográfica e petrológica das rochas geradas e afetadas pela Z.C.S.S.B.

Na tabela 10 estão expostas micro-estruturas a nível cristalino na Z.C.S.S.B. de acordo com as diferentes unidades afetadas e em função à distância do eixo médio da zona de cisalhamento. Da análise desta tabela surge que na região em pauta as unidades geológicas mapeadas mais afetadas por ela são (veja figuras 6,7 e 8):

Granito Molles.

Quartzo ultramilonitos (Q_M).

Filonitos e xistos miloníticos a clorita (MC).

Formação Fazenda: "El Fortín". (FF).

Ortho-gnaisses "La Coronilla". (GnC).

Granito Doña Ignacia.

Granito Aiguá.

Granito Molles.

O Granito Molles ocupa regiões topograficamente relativamente baixas. É um metagranito folheado geralmente a muscovita, anfibolio e dois feldspatos com intercalações de ultramilonitos a sericita- quartzo quando próximo ao eixo da Z.C.S.S.B. (veja microfotografias 35 e 37).

Quando afetado pela Z.C.S.S.B. ele apresenta (Tabela 10) foliação milonítica, extinção ondulante em quartzo, neoformação de epidoto, mirmequitas de origem tectônica, "flame perthites" e neoformação de biotita.

Na figura 40 se apresenta o diagrama de classificação de plutons de Ague-Brimhall, 1988. A maior parte das amostras do Granito Molles ficam próximas dos granitos ISCR (tipo I fortemente contaminados e reduzidos). Observa-se um claro aumento relativo no teor de SiO₂ provavelmente associada a neoformação de quartzo.

TABELA 10.

DISTRIBUIÇÃO DE MICRO-ESTRUTURAS NA ZONA DE CISALHAMENTO
SINISTRAL SIERRA BALLENA

	δ_M	δ_S	δ_Z	δ_{MO}	QU	U ₀	QU	MC	FF	G _{NC}	δ_{Is}	δ_A	δ_A	δ_A	δ_A	δ_A
Distância máxima ao eixo m	7500	5000	4200	1200	400	400	500	2100	2700	4600	4100	4000				
Distância mínima ao eixo m	5600	4000	1400	800	0	0	0	200	600	3200	2700	3000	4000			
Extinção ondulante em quartzo																
Neoformação de quartzo																
Tipo de "ribbon-quartz"				1		1	3	1	1	1	1	1		1	1	
neoformação de anfibólio cálcico																
Neoformação de muscovita	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Neoformação de epidoto	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Virgamento da geminação em plagioclásio	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Foliação milonítica	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Mirmequitas de origem tectônica	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
"Flame perthites"	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Neoformação de biotita	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Neoformação de feldspato	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Número de amostras estudadas	3	4	5	2	3	4	2	9	11	7	4	2	6	6	1	3

LEGENDA

Microestrutura observada em todas as amostras estudadas.

Microestrutura observada em algumas das amostras estudadas.

Microestrutura ausente nas amostras estudadas.

1

Tipo de "ribbon-quartz" (Boullier-Bouchez, 1978).

Microestrutura incipiente nas amostras estudadas.

Quartzo-ultramilonito (Q^u).

No trecho Punta del Este-Mariscal da Z.S.S.B. ocorrem quase sempre duas serras mais ou menos paralelas de quartzo-ultramilonito.

A rocha de cor caramelo ou preta é integrada por quartzo (sempre mais de 70 % de SiO₂ wt), porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato e, como acessórios: epidoto, opaco, (magnetita martitizada, pirita, hematita, hematita limonitizada), zircão e, na serra leste, augita-aegirina primária e sericita.

Na tabela 10 aparecem as microestruturas próprias destas rochas que se caracterizam pela cominuição generalizada de quartzo e feldspatos assim como pela recristalização de quartzo sem formação de " ribbon-quartz". Às vezes nos escassos feldspatos aparecem "flame perthites". Também foi observada boudinage no microclínio.

Quimicamente apresentam uma média de 73 % com um máximo de 96,58 % de SiO₂ wt. Nos padrões de terras raras que se apresentam na figura 41 pode comprovar-se um enriquecimento de HRREE e eventualmente LRREE nos quartzo ultramilonitos em comparação com o granito Aiguá e um empobrecimento importante em Eu.

Na figura 42 se ilustra o comportamento da razão Rb/Sr em secção transversal a Z.C.S.S.B. Nela as serras de quartzo-ultramilonito aparecem como picos de máxima, o maior dos quais corresponde a serra do leste. Comparando a razão Rb/Sr com as encaixantes a leste, é evidente um dramático incremento. Os dados expostos levam a concluir que os quartzo-ultramilonitos seriam rochas muito evoluídas.

Os perfis geoquímicos que se apresentam nas figuras 42 e 43 mostram para os quartzo-milonitos (amostras 156, 157, 158) uma silificação e acréscimo de TiO₂, Zr e Y; assim como um empobrecimento em K₂O e Ba.

Ultramilonitos placosos.

Na região em pauta (figuras 6, 7, e 8) existem três faixas estreitas baixo desta nomenclatura. A faixa do extremo encontra-se no meio das duas serras de quartzo-ultramilonito, num vale alongado e estreito. A faixa do leste e a faixa central são também regiões orograficamente deprimidas e compridas longitudinalmente. Existe certeza de que o protólito das rochas da faixa W é granítico, no entanto algumas amostras das outras faixas sugerem um protólito sedimentar.

A assembléia mineral é definida por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e como acessórios: opacos (magnetita-hematita e limonita), epidoto e augita-aegirina e às vezes muscovita, almandina, carbonato e ferri-pargasita.

O perfil geoquímico da Z.C.S.S.B. mostra para os ultramilonitos placosos (Up) uma silificação (mais pronunciada na faixa do extremo leste) em comparação com os granitos da região de Água e acréscimo de V, Zr e TiO₂, assim como perda de K₂O e P₂O₅.

Milonitos e filonitos a clorita (MC).

São milonitos e filonitos a quartzo, dois feldspatos, clorita epidoto, opaco (magnetita às vezes idiomorfa, hematita, pirita idiomorfa, magnetita martitizada, pirita limonitizada) e às vezes biotita, almandina, muscovita, zircão, apatita, allanita, clinozoisita-epidoto, pargasita ferro-ferri-potásica (veja tabela 11 e microfotografias 1, 2, 3, 4, 8, 9 e 34). A determinação da almandina foi feita por difractometria de raios X, no Laboratório de ANCAP, a partir de amostra concentrada no separador magnético isodinâmico Frantz da DINAMIGE. Posteriormente foram analisadas por microsonda eletrônica na Universidade de Göttingen (veja item 3.9). Convém assinalar que a pargasita tem sido historicamente aludida como glaucofanio.

O diagrama de Debon-Lefort, 1983; (figura 45) indica que os protólitos possíveis destas rochas poderiam ter sido adamellititos, granito, tonalitos e monzodioritos.

TABELA 11. DETERMINAÇÃO DE ANFIBÓLIOS PELA MICROSONDA ELECTRÔNICA (BGR, HANNOVER).

SERIE BORNBLENDANALYSEN, MIKROSONDE

DS	37978 1	37978 2	37978 3	37978 4	37978 5	37978 6	37978 7	37978 8	37978 9	37978 10	37978 11
SiO2	37.86	37.72	37.67	37.62	38.13	37.78	37.73	37.46	38.28	38.21	38.38
TiO2	0.619	0.682	0.716	0.667	0.632	0.697	0.594	0.742	0.644	0.647	0.523
Al2O3	12.18	12.49	12.95	12.59	12.56	12.82	12.80	12.49	12.42	12.43	11.98
Fe2O3	9.03	9.92	9.59	10.19	9.59	9.80	10.32	9.72	10.16	9.89	10.20
FeO	18.59	18.19	18.19	17.67	18.06	18.07	17.66	18.08	18.30	18.07	18.34
MnO	0.954	0.919	0.852	0.828	0.881	0.887	0.928	0.820	0.984	0.927	0.896
HgO	4.22	4.47	4.19	4.41	4.52	4.34	4.32	4.28	4.29	4.48	4.49
CaO	11.00	11.07	10.86	10.65	10.80	10.88	10.87	10.90	11.09	10.83	11.18
Na2O	1.36	1.49	1.44	1.60	1.61	1.52	1.45	1.38	1.35	1.60	1.41
K2O	1.84	2.02	1.99	2.00	1.98	1.98	1.92	1.93	1.87	1.95	1.74
Spuren	0.00	0.05	0.00	0.06	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	0.05	0.00
Summe	97.64	99.01	98.44	98.29	98.78	98.79	98.64	97.83	99.41	99.09	99.13

Spurenelemente (ppm)

Cr	0	320	0	420	140	90	120	250	90	320	0
Ni	0	0	0	0	0	0	110	0	0	0	0

Strukturformelberechnung für Bornblende

Program(C) P.Müll. r

DS	37978 1	37978 2	37978 3	37978 4	37978 5	37978 6	37978 7	37978 8	37978 9	37978 10	37978 11
Si	5.9933	5.9998	5.9093	5.9123	5.9568	5.9084	5.9057	5.9185	5.9530	5.9551	5.9853
AlIV	2.0067	2.1002	2.0907	2.0877	2.0432	2.0916	2.0943	2.0815	2.0470	2.0449	2.0147
Summe T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Ti	0.0737	0.0802	0.0845	0.0788	0.0743	0.0820	0.0699	0.0882	0.0753	0.0758	0.0616
Al	0.2655	0.2024	0.3031	0.2433	0.2683	0.2707	0.2669	0.2453	0.2298	0.2388	0.1882
Cr	0.0000	0.0058	0.0000	0.0076	0.0025	0.0016	0.0022	0.0046	0.0016	0.0058	0.0000
Fe3+	1.0754	1.1677	1.1320	1.2053	1.1269	1.1537	1.2157	1.1552	1.1886	1.1604	1.1967
Fe2+	2.4615	2.3800	2.3870	2.3226	2.3588	2.3637	2.3114	2.3896	2.3804	2.3554	2.3923
Mn	0.1279	0.1218	0.1132	0.1102	0.1166	0.1175	0.1230	0.1097	0.1296	0.1224	0.1184
Hf	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Hg	0.9960	1.0422	0.9802	1.0322	1.0528	1.0108	1.0091	1.0075	0.9946	1.0413	1.0430
Summe C	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Ca	1.8651	1.8553	1.8250	1.7927	1.8074	1.8228	1.8233	1.8447	1.8484	1.8084	1.8672
Na	0.1349	0.1447	0.1750	0.2073	0.1926	0.1772	0.1767	0.1553	0.1516	0.1916	0.1328
Summe B	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
Na	0.2813	0.3057	0.2637	0.2793	0.2956	0.2846	0.2633	0.2660	0.2563	0.2919	0.2939
K	0.3720	0.4029	0.3979	0.4017	0.3940	0.3942	0.3832	0.3894	0.3716	0.3879	0.3456
Summe A	0.6533	0.7086	0.6615	0.6810	0.6896	0.6788	0.6464	0.6554	0.6279	0.6798	0.6394
Summe OH	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

INA-Klassifikations-Parameter

CANA	7.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
NAB	0.1349	0.1447	0.1750	0.2073	0.1926	0.1772	0.1767	0.1553	0.1516	0.1916	0.1328
NAKA	0.6533	0.7086	0.6615	0.6810	0.6896	0.6788	0.6464	0.6554	0.6279	0.6798	0.6394
Si	5.9933	5.9998	5.9093	5.9123	5.9568	5.9084	5.9057	5.9185	5.9530	5.9551	5.9853
AlIV	2.0067	2.1002	2.0907	2.0877	2.0432	2.0916	2.0943	2.0815	2.0470	2.0449	2.0147
MGFE	0.2881	0.3045	0.2911	0.3077	0.3086	0.2995	0.3039	0.2966	0.2947	0.3066	0.3036

ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 1 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferro-pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 2 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferroan pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 3 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferro-pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 4 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferroan pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 5 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferroan pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 6 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferro-pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 7 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferroan pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 8 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferro-pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 9 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferro-pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 10 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferroan pargasite
 ANALYSE : DS 37978 Punktanalyse 11 MS 153, Name nach LEAKE: potassian ferri ferroan pargasite

(veja figura 39)

AMOSTRA	SiO2 %	TiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	P2O5 %	(SO3) %	(Cl) %	(F) %	LOI %	Sucesso %
4(5)	61.68	0.409	16.94	4.79	0.080	1.53	4.74	5.12	2.39	0.216	0.08	0.005	0.097	1.24	99.32
4(9/10)	64.87	0.327	16.81	3.14	0.058	1.32	3.18	5.69	2.56	0.092	0.04	0.007	0.080	1.29	99.46
4(16)	71.64	0.056	15.49	0.40	0.011	0.15	1.98	5.30	2.76	0.067	0.02	0.002	0.083	1.38	99.34
4(12)	40.32	0.910	17.66	15.11	0.219	2.58	15.51	1.15	1.22	1.027	0.43	0.004	0.120	2.89	99.15
4(19)	38.24	0.492	21.77	13.65	0.215	0.98	19.80	0.26	0.60	0.148	0.27	0.008	<0.020	2.70	99.13
390(6)	66.88	0.478	14.67	4.62	0.085	1.41	3.73	3.84	2.54	0.102	<0.01	0.029	0.074	0.93	99.39
390(11)	69.12	0.317	14.74	3.26	0.057	1.04	3.06	3.99	2.51	0.057	<0.01	0.015	0.026	1.32	99.51
390(17)	69.62	0.059	17.02	0.52	0.012	0.17	3.30	5.46	2.14	0.061	0.02	0.003	0.052	1.08	99.52
390(13)	43.64	2.127	13.02	18.34	0.368	4.70	11.19	1.10	2.01	0.606	0.04	0.108	0.123	1.86	99.23
390(18)	40.24	0.928	12.71	22.85	0.499	6.76	10.60	1.29	1.75	0.028	0.03	0.161	<0.020	1.94	99.79

(As) ppm	Ba ppm	Bi ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cs ppm	Cu ppm	Ga ppm	Hf ppm	La ppm	Mo ppm	Rb ppm	Ni ppm
<3	1377	<5	122	13	15	<5	20	19	<5	45	<3	9	<5
4	1562	<5	47	9	13	<5	14	16	<5	31	5	10	<5
14	2152	<5	<5	<5	<5	<5	<10	10	<5	<5	43	5	12
10	264	6	534	40	77	7	80	46	22	265	4	15	15
<3	103	<5	695	20	86	<5	26	60	11	327	<3	9	<5
<3	1351	<5	117	11	25	<5	13	18	6	67	<3	14	8
6	1412	<5	38	9	18	<5	<10	14	<5	36	5	9	13
8	1587	<5	<5	<5	<5	<5	<10	16	<5	<5	17	6	<5
4	384	<5	616	38	143	10	68	31	52	383	4	78	51
5	216	6	118	44	183	7	36	33	7	87	4	21	57

Pb ppm	Rb ppm	Sb ppm	Sc ppm	Se ppm	Sr ppm	Ta ppm	Tb ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
23	73	13	16	<2	1072	<5	6	<3	76	<5	18	59	210
23	74	9	6	<2	976	<5	<5	<3	56	<5	9	51	52
66	45	7	<2	5	870	<5	<5	<3	11	<5	<3	21	28
50	52	9	70	11	1588	<5	33	11	236	<5	88	96	1223
72	27	15	97	10	2167	<5	28	6	290	<5	123	71	252
17	55	<5	10	<2	378	<5	17	<3	60	<5	27	58	289
29	51	8	5	<2	383	<5	7	<3	47	<5	13	51	97
41	25	6	<2	2	487	<5	<5	<3	22	<5	5	15	39
23	47	10	52	9	259	<5	115	8	224	<5	181	196	2571
7	18	<5	67	3	69	5	14	<3	254	<5	71	269	88

TABELA 11 (Segunda parte) Determinação de clinozoisita-epidoto e anfibólios por fluorêscencia de raios X. (BGR, Hannover).

pirita idiomorfa, magnetita martitizada, pirita limonitizada) e às vezes biotita, almandino, muscovita, zircão, apatita, allanita, clinozoisita-epidoto, pargasita ferro-ferri-potásica (veja tabela 11 e microfotografias 1, 2, 3, 4, 8, 9, e 34). A determinação do almandino foi feita por difractometria de raios X, no Laboratório de ANCAP, a partir de amostra concentrada no separador magnético isodinâmico Frantz da DINAMIGE.

O diagrama de Debon-Lefort, 1983 (figura 45) ilustra sobre os protólitos possíveis destas rochas que poderiam ter sido: adamellititos, granitos, tonalitos e monzodioritos.

Devem ter-se em conta as modificações sofridas no metamorfismo milonítico. Neste sentido, Jordt-Evangelista et al, 1993 estudam uma zona de cisalhamento no Granito Mamona (MG) e comparando o granito com os filonitos a clorita produzidos estabelecem que: " verifica-se que, em termos relativos, as maiores variações foram para o Ca e Na, que praticamente desapareceram e o OH, que duplicou. Al e Si quase não variaram. K e Mg aumentaram um pouco e Fe diminuiu."

Comparando as médias das análises químicas do Granito Aiguá com as médias dos filonitos MC são evidentes grandes incrementos de MgO ($\Delta = + 63,72\%$), Fe_2O_3 ($\Delta = + 33,90\%$), MnO ($\Delta = + 42,85\%$); CaO ($\Delta = 35,82\%$), P_2O_5 ($\Delta = + 29,68\%$), Zr ($\Delta = + 38,29\%$); Nb ($\Delta = + 51,35\%$); Y ($\Delta = + 57,14\%$) e grandes perdas de K_2O ($\Delta = - 34,38\%$); Rb ($\Delta = -27,73\%$) e Ba ($\Delta = -22,50\%$). Verifica-se escassa variação em $\text{SiO}_2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3\%$, e $\text{Na}_2\text{O}\%$.

No entanto, o diagrama de Whalen, 1987 (figura 46) compara o Granito Aiguá e os orthognaisses "La Coronilla" com os milonitos e filonitos MC.

A maior parte das amostras MC proveriam de granitos tipo A e parece como pouco provável que o granito Aiguá seja o protólito das rochas MC, ainda que sejam consideradas as variações já assinaladas.

Nesta unidade foram agrupadas rochas de diversa origem mas que atingiram um aspecto final muito similar. O diagrama da figura 47 permite discriminar três grupos de diversa origem.

A figura 48 ilustra sobre o caráter progressivo da milonitização sofrida pelas rochas da unidade MC, assim como sobre a estrutura da assembléia mineral na escala microscópica.

Formação Fazenda "El Fortín". (FF).

Na região da Fazenda "El Fortín" ocorre assembléia de dois tipos de rocha. Aparentemente injetados em granada, muscovita, quartzo xistos ocorrem feições tabulares discordantes constituídas por rochas de aspecto ígneo com matriz fina a afanítica com pórfiros de feldspato róseo arredondados. As rochas aparentemente ígneas têm textura similar a brechas de ultramilonitos a quartzo, dois feldspatos e biotita, epidoto, titanita, clorita, sericita, zircão, augita-aegirina, arfvedsonita, carbonato e opaco (pirita, ilmenita, calcopirita) . No plano da foliação milonítica: martita martitizada. Esta martitização avança pelos planos cristalográficos. Existe também magnetita totalmente idiomorfa, às vezes martitizada, como acessórios (veja microfotografias 11, 12, 13 e 31).

O processo milonítico mais importante é a formação de "ribbon quartz" do tipo 1 de Boullier-Bouchez, 1978. (tabela 10).

Desde o início dos trabalhos de campo surgiu a hipótese da origem vulcano-sedimentar desta seqüência milonítica. A presença de meta-sedimentos (que seriam eventualmente mais antigos que o Grupo Lavalleya parece plausível (veja figura 50)

As rochas de origem ígnea no diagrama de Cox et al, 1977; são dacitos e riólitos. No entanto o diagrama Ba versus Nb da figura 52 não permite chegar a conclusões definitivas sobre a origem granítica ou vulcânica dos milonitos da Formação Fazenda "El Fortín" (FF nas figuras 8 e 9).

Os diagramas de aranha ilustram para a Formação Fazenda "El Fortín" (figura 49b, amostra 145) em relação com o granito Aiguá (amostras 169 e 170) um incremento em Ba, Th e Nb e um notável enriquecimento em Ce, Hf, Zr, Sm, Y e Yb. O perfil geoquímico da figura 43 permite definir para as amostras de origem ígnea (145, 145C) uma perda de SiO_2 e acréscimo de Ba, V, Y e P_2O_5 .

O padrão de terras raras (figura 53) para rochas ígneas da Formação Fazenda "El Fortín" mostra um enriquecimento em terras raras leves, uma marcada anomalia em Eu, e um nível de terras raras pesadas similar a dos hawaitos da Série Arequita (Cretácico).

Gnaisses "La Coronilla". GnC.

Orthognaisses a quartzo, plagioclásio, microclínio e orthoclásio. Foliação definida por biotita, muscovita, epidoto, opaco e "ribbon quartz" do tipo I de Boullier- Bouchez, 1978.

Estas rochas apresentam: neoformação de muscovita a partir do plagioclásio e neoformação de plagioclásio, microclínio, biotita, quartzo e epidoto (veja microfotografias 30 e 23a).

Os cristais de plagioclásio da microfotografia 23a apresentam zonado oscilatório e deformação sin-milonítica com posterior neoformação de muscovita nas caudas dos clastos relictos. Na lâmina observa-se a reacção plagioclásio --> muscovita + epidoto + quartzo + opaco; que se produz nas caudas do plagioclásio. Os processos sofridos pela milonitização destas rochas estão expostos na tabela 10.

Granito Doña Ignacia. γ Ig.

Granito graúdo às vezes porfiroide, que passa de protomilonito até ultramilonito nas bordas, com enclaves básicos cognatos. A plagioclásio, ortosa, microclínio, quartzo e como acessórios biotita parda, apatita, zircão, augita-aegirina, titanita e opaco (magnetita limonitizada e nas ultramilonitas da borda W, ouro).

Trata-se de um corpo granítico geralmente foliado que é mais diferenciado que o Granito Aiguá, segundo ilustra o diagrama triangular de El Bouseily- El Sokkary, 1975 (figura 58) . O mesmo ocorre no diagrama de Whalen, 1987 (figura 57) no qual a maior parte das amostras caem no campo dos granitos tipo A.

Na tabela 10 estão ennumerados os principais processos miloníticos sofridos pelo Granito Doña Ignacia, os mais importantes dos quais são:

- desenvolvimento de foliação milonítica.
- formação de "ribbon-quartz" de tipo I de Boullier-Bouchez, 1978.
- neoformação de muscovita a expensas do plagioclásio.
- formação de mirmequitas.
- formação de "flame perthites" (veja microfotografia 15).

Aliás, no nosso entender, o Granito Doña Ignacia, teve sua "mise en place" simultaneamente as etapas iniciais do evento gerador da foliação milonítica da Z.C.S.S.B.

Granito Aiguá. (X A).

Granito de grão grosso, às vezes porfiroide a ortosa, microclínio, plagioclásio, quartzo e como acessórios: biotita marrón, augita-aegirina, apatito, zircão, epidoto, muscovita, titanita e às vezes allanita. Os opacos são: magnetita-ilmenita, hematita, limonita e às vezes nas facies "La Coronilla" e "Las Palmas" aparece pirita oxidada.

Da tabela 10 é evidente que quando mais próximo da Z.C.S.S.B. está o Granito Aiguá, maiores são os efeitos da mesma nas rochas, ao nível microscópico. (veja microfotografias 16 até 26 e 40).

Estos efeitos são:

- Neoformação de quartzo, muscovita e epidoto.
- Virgamento da geminação em plagioclásio.
- Formação de "flame perthites".
- Extinção ondulante em quartzo.
- Quebramento da titanita.
- Cominuição do quartzo e dos feldspatos.

No capítulo siguiente serão discutidos os aspectos petrológicos do Granito Aiguá e dos outros granitos da área em pauta.

7.2 . Estruturas internas nos cataclasitos e milonitos.

A intensidade da deformação interna das rochas afetadas pela Z.C.S.S.B. possui gradiente irregular do Leste para Oeste constatando-se uma transição brusca com o bloco Oeste e uma transição com o Leste constituída por um número expressivo de faixas cataclásticas com microbrechação.

A foliação do Granito Aiguá sofre uma virgação anti-horária antes de se paralizar com a Z.C.S.S.B. (vide figura 8). Xenólitos em relação $X/Z \approx 3$ são comuns.

Apesar de que no eixo da Sierra de Los Caracoles o grau de deformação em termos de ultramilonitização e blastomilonitização parece atingir o máximo local numa transição de cerca de 3 a 4 Km (cabe lembrar que domina cataclase com recristalização apenas de quartzo) ocorrem zonas de cisalhamento intenso que ocorrem como faixas de microbrechas a milonitos isolando blocos menos deformados, tais como ocorre no caso da Formação Fazenda "El Fortín".

Os protomilonitos num trecho de 1,5 Km para W do Km 81 da estrada 39 exibem feições a olho nu uma matriz afanítica com porfiroclastos de feldspato de forma próxima a elipsóides planos levemente prolatos com eixo X subhorizontal e leve achatamento a longo de Z ($X \gg Y > Z$) com uma relação $X/Z \approx 10$. Nestas mesmas temos juntas conjugadas com atitudes (mergulho/rumo de mergulho) 80/ 250 e 80/ 035 indicando uma componente máxima que teria gerado de quebraimento com atitude aproximada N40W e um eixo σ_2 subvertical.

Na zona de deformação milonítica mais intensa na faixa de ultramilonitos e quartzomilonitos com ferro-ferri pargasita potássica ocorre forte laminação com dobras intrafoliaes cerradas e transpostas de tipo 2 de Ramsay ou então redobramentos em laço ou inclusive dobras em bainha. Uma lineação mineral subhorizontal com queda para sul é evidente. Relações X/Z da ordem de 6 a 7 até 10 e Y/Z de 2 a 3.

Os cristais de quartzo apresentam sinais de coalescimento, formam lenticulas e ribbons. Os cristais de feldspato são ora arredondados ou elípticos e por vezes angulosos e quebrados, indicando deformação francamente dútil. No entanto na fotomicrofia 23 a se apresentam evidências de neoformação de plagioclásio (Orthognaisses "La Coronilla", 3200 metros ao leste do eixo da Z.C.S.S.B.). Quartzo em fitas pequenas ocorre também.

O dobramento e retomada da foliação cataclástica indica progressão do falhamento e milonitização sucessivas.

As texturas são predominantemente cataclásticas com achatamento de grãos subparalelamente às superfícies C de cominuição. Nestas ocorre recristalização de quartzo. Ferro-ferri pargasita foi observada em finas agulhas e agregados intergranulares e nas faixas C. De acordo com Deer et al, 1989, a neoformação da ferro-pargasita ocorre entre 500 e 800 °C. (veja figura 47b).

7.3. Estruturas dúteis.

Extensas fraturas antitéticas destrais tipo R1 de Riedel de alto ângulo com a zona de cisalhamento são observáveis em foto aérea por vezes deslocando as faixas de milonitos. Tais feições foram observadas em escala mesoscópica em várias secções como na ruta 13 apresentando direcção N50W. Fraturas sintéticas R com atitude N 50E vertical também foram observadas. A foliação milonítica é subvertical caindo cerca de 80 para NW sendo paralelizada por juntas próximas com estrias.

A Z.C.S.S.B. foi claramente reativada no Mesozoico uma vez que a partir de Aiguá para Norte constitui limite do graben de Aiguá. No Brasil através da falha transtensional de Açoteia constitui borda de bacia molássica cambriana, mostrando ali componente distensivo.

Blocos menos deformados delimitados por zonas de cisalhamento secundárias como o da Fazenda "El Fortín" encontram-se justapostos a Z.C.S.S.B.

7.4. Dobras.

As dobras vinculadas a Z.C.S.S.B. podem ser separadas em tipos distintos de acordo com as formações envolvidas a saber: dobras nos milonitos da zona principal de cisalhamento e dobras na Formação Fazenda El Fortín. Nos granito-gnaisses vizinhos a zona de falha no bloco oeste também ocorrem feições características.

As dobras nos milonitos falhados apresentam características do modelo E de Ramsay e Huber, 1987, com flancos planos, longos e ápices relativamente estreitos, proprios de materiais anisotrópicos em que a proporção do material dúctil passa o competente é baixa moderada e o contraste de viscosidade é elevado. Resultam formas em "chevron" fechadas e cerradas com as implicações genéticas normalmente associadas a tais dobras como ápices bulbosos, colapso de ápices e "saddle reefs" preenchidos por quartzo ou vazios (figura 59, foto 4a). As camadas incompetentes são constituídas por leitos micáceos e as outras mais ricas em quartzo e feldspato, ou milonitos finos destes minerais por vezes indistinguíveis a vista desarmada.

A disposição espacial destas dobras geralmente é do tipo reclinado, com eixos de alto ângulo de mergulho, até vertical. Os estereogramas da figuras 60 e 61 indicam esta situação. A lineação de estiramento no entanto permanece transversal aos eixos. As dobras podem ser ora cilíndricas (caso da figura 60) até acilíndricas (figura 61). Há tipos com ápice levemente espessado (1C de Ramsay, 1967) até similares (tipo 2 de Ramsay, 1967). Localmente em casos de rutura por achatamento e transposição dos flancos observa-se tipo 3 de Ramsay (foto 4d

Feições de transposição ou deformação progressiva resultando em ruturas de flancos ao longo da foliação cataclástica e dobras intrafoliais bem como encurvamento dos eixos gerando dobras em bainha nos milonitos foram observadas em vários locais (foto 4b, 4c) com eixos paralelos a oblíquos ao estiramento.

Não observamos foliação plano axial óbvia nestas dobras. A sua assimetria se mostra frequentemente em "Z" indicando transposição sinistral, coerente com o falhamento.

Na Formação Fazenda El Fortin observa-se um bandamento constituído por leitos centimétricos mais e menos micaceos com uma xistosidade subparalela. Este bandamento é subhorizontal e apresenta dobras desde muito suaves até fechadas (Fleuty, 1964; apud Ramsay, 1967) isópacas a com ápice levemente espessado (1C de Ramsay, op. cit), inclinadas a normais com vergencia e assimetria locais para fora da Z.C.S.S.B. (para leste, veja figuras 64 e 65). Os perfis indicaram contraste de viscosidade baixo e moderada de camadas incompetentes sobre as competentes resultando num modelo similar ao B de Ramsay-Huber, 1987. A foliação plano axial apresenta-se como uma clivagem com característica de fratura com crescimento de minerais sobrepostos e subparalela a zona de cisalhamento Sierra Ballena o que resulta em nítida lineação paralela ao eixo de dobra do tipo intersecção e/ou corrugação das bandas micáceas (vide fotomicrografia 31 e figuras 62 e 65).

As dobras resultante são de eixo pouco inclinado com vergencia centrífuga em relação a zona de cisalhamento, eventualmente associadas a uma tectônica transpressiva do tipo estrutura em flor (Ramsay-Huber, 1987) transpressiva. A xistosidade subhorizontal agora ondulada indica dobramento pretérito de tipo recumbente.

Nos granitos da Serra de Los Zorros observa-se um bandamento de níveis máficos ricos em hornblenda e biotita intercalados na matriz rósea quartzo-feldspática. O bandamento apresenta dobras provavelmente recumbentes da fase D1 crenuladas e transpostas por uma clivagem de fratura e transposição sinistral, preenchida por micas. O bandamento e foliação corrugados são subparalelos podendo-se atribuir-lhe origem ígnea ou associado ao mecanismo de injeção do granito. As dobras recumbentes estariam associadas a fase D1 de cavalgamento superimposto por deformação posterior, de alto ângulo.

FIGURA 39 -

a) Curvas de estabilidade P-T determinadas experimentalmente para os membros finais pargasita (Pa), ferropargasita (Fpa) (presente em várias amostras da unidade MC, veja tabela 11) magnesiohastingtonita (MHa) e hastingtonita (Ha) com diferentes buffers de oxigenio (FMQ, fayalita+ magnetita+ quartzo; WM, wüstita+magnetita; HM, hematita+magnetita).

b) Curvas de estabilidade P-T determinadas a altas pressões para pargasita (Pa), hastingtonita (Ha), tschermakita (Ts) e tremolita (Tr). Todos são OH-anfibólios e estão em condições de excesso de H_2O . Fo, forsterita; Cpx, clinopiroxênio; En, enstatita; Di, diopsídio, Q, quartzo; Ol, olivino; Gt, granada; Mt, magnetita; L, líquido (Gilbert, et al; 1981; IN: Deer et al, 1978).

FIGURA 40.

Diagrama Rb versus Sr em ppm para o Granito Molles (Pré D1). Metagranito foliado a muscovita, anfibólio e dois feldspatos. A exceção da amostra 306 todas as amostras apresentavam foliação milonítica, e uma média de 79.19 % de SiO₂ com 2.38 % de desvio padrão. Amostras de mais de um kilograma cada uma analisadas por fluorescência de raios X no BGR. Campos dos granitos I_SC; I-SCR e I-WC segundo Ague, J.J._ Brimhall, G.H.; 1988.-

FIGURA 41

Padrões de terras raras normalizadas por condrito para rochas da folha Aiguá F 26. Amostras de mais de um kilograma cada uma analisadas por ICP no BGR, Hannover

156 : Quartzo ultramilonito com 74.02 % de SiO₂; amostra de grão não visível a olho nu; de cor caramelo; coletada a 300 metros para W do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena.

157 : Quartzo ultramilonito com 73.52 % de SiO₂; de grão não visível a olho nu; de cor preta; coletada no eixo da Zona de Cisalhamento.

169 : Granito Aiguá; Cerro "El Teniente". Granito graúdo a porfiroide; foliado a biotita e dois feldspatos. 71.15 de SiO₂.

170 : Dique de microgranito a duas micas e dois feldspatos e epidoto, augita-aegirina e opaco como acessórios. Espessura 1,5 metros. 73.00 % de SiO₂.

Neoformação de feldspato
Virgamento da geminação em plagioclásio
Foliação milonítica

FIGURA 42

Secção W-E na Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena, a sul da cidade de Aiguá. Comportamento da razão Rb/Sr; amostragem ao longo das sendas para as fazendas "El Transhumante" e "El Fortín"; amostras analisadas por fluorescência de raios X, no BGR, Hannover. Os números acima da secção corresponden às fotomicrografias. Não existe correspondencia biunívoca entre elas e a amostragem anterior.

Para efeitos comparativos se estabelecem as razões Rb/Sr a seguir:

ES= Hawaiito, Emperor Sea Mountain, Wood; 1981.

AM= Manto promédio, Faure; 1986.

FIGURA 43:

Perfil geoquímico da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena. Os picos de máxima SiO_2 % wt. correspondem as serras de quartzo-ultramilonito. Existe uma correspondência biunívoca entre altas % de SiO_2 wt e as máximas alturas topográficas sobre o nível do mar; assim como os mínimos correspondem a faixas muito compridas, deprimidas topograficamente. E evidente também um empobrecimento de % de K_2O wt nas serras de quartzo-ultramilonito.

FIGURA 44:

Perfil geoquímico da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena (continuação) ; para localização das amostras veja figuras 8 e 7.

FIGURA 45. Diagramas de Debon Lefort, 1983; aplicados aos milonitos e filonitos MC. Figura 45a: 1=granito, 2=adamellitito, 3=granodiorito, 4=tonalito, 5=quartzo-sienito, 6=quartzo-monzonito, 7=monzodiorito, 8=quartzo-diorito, 9=sienito, 10=monzonito, 11=monzogabro, 12=gabro. Figura 45b: O setor I corresponde a muscovita ou muscovita > biotita (em volume). O Setor II corresponde a biotita > muscovita e setor III corresponde somente a biotita. Os anfibolios não são comuns no setor III e muito raros nos setores II e I.

São milonitos e filonitos a quartzo, dois feldspatos, clorita, epidoto, opaco, e as vezes biotita, granada, muscovita, zircão, augita aegirina, titanita, allanita, riebeckita e hastingtonita (veja microfotografias 1,2,3,4,8,9 e 34).

Amostras de mais de um kilogramo cada uma, analisadas por fluorescência de raios X, no BGR, Hannover.

FIGURA 46

Diagrama de Whalen, et al 1987. $Zr + Nb + Ce + Y$ versus $(K_2O) + (Na_2O) / CaO$ (wt%) para os milonitos e filonitos MC. FG= Granitos félsicos fraccionados. OGT= Granitos tipo M, I, e S não fraccionados. O resto do diagrama é o campo dos granitos tipo A.

- Milonitos e filonitos MC.
- Granito Aiguá.
- △ Orthognaisses "La Coronilla".

Veja que as amostras dos milonitos e filonitos MC tem boa correlação com uma reta de pendente contrária à aquela do Granito Aiguá e Gnaisses "La Coronilla" e que a maioria das amostras MC estão no campo dos granitos tipo A.

FIGURA 47 Diagrama de Garrels Mac. Kenzie; 1971 para os milonitos e filonitos a clorita (MC).

Permite discriminar três grupos de amostras: a) Amostras 158, 314 e 175. São milonitos de cor cinza com bandamento milonítico definido por bandas brancas. No diagrama de Le Maitre, 1989 (figura 45) ficam no campo dos granitos monzoníticos. No diagrama de Whalen, J.B.; 1987 aparecem no campo dos granitos tipo A.b) Amostra 180. São ultramilonitos a quartzo e dois feldspatos e augita-aegirina e opaco como acessórios (veja microfotografia 39). Na lâmina o bandamento milonítico aparece dobrado. 66,01% de SiO₂ wt.c) Amostras 4, 143, e 390 (veja microfotografias 2 e 3). São milonitos de cor cinza escuro de grão muito fino. No diagrama de Le Maitre, 1989; ficam nos campos 9*, 4 e 5 respectivamente. No entanto no diagrama de Whalen J.B., 1987; se acham nos campos OGT, FG e A respectivamente.

Trend dos Granitos tipo A (Plimer, 1983).

Trend dos Granitos tipo A (Coolins et al; 1982).

0 0,5 1mm

FIGURA 48 :

Desenho a partir de microfotografia muito ampliada da amostra 67 (MC), milonitoa granada-quartzo-muscovita-opaco-sericita-augita-aegirina. Observe-se o padrão helicítico sinistral na granada, definido por opaco (veja microfotografia 4). A granada isolada no Laboratório da DINAMIGE por Helena Baraldi, foi determinada, por difractometria de raios X, na ANCAP, como almandina. As muscovitas com forma de "mica fish" são antigas já que elas sofreram a deformação milonítica. O padrão helicítico na granada sugere uma milonitização progressiva de carácter sinistral. Nas "caudas" das granadas se forma: opaco, quartzo, muscovita e granada.

FIGURA 49

Figura 49 .Diagramas de aranha, normalizando rocha/ORG (Ocean Ridge Granite, segundo Pearce,J et al; 1984);desde o Granito Aiguá isótopo até os ultramilonitos do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena.

50.a.Amostra 169.Granito Aiguá.(sin-tardi D2).Granito isótopo de grão grossa a biotita e dois feldspatos.Coletada a 6800 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento.

Amostra 150.Granito Aiguá foliado a biotita castanha, clorita e dois feldspatos.Foliação definida por muscovita sincinemática e "mortar quartz".Coletada a 4000 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento..

b.Amostra 145.Milonito com 30% de porfiroclastos, a dois feldspatos e biotita castanha.Neoformação do quartzo, biotita, zoisita, epidoto e opaco.Formação de "ribbon quartz".

Coletada a 1250 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento.

Amostra 143.Milonito SC com 50-60 % de porfiroclastos.Neoformação de plagioclásio e feldspato potássico.Abundância de "ribbon quartz".Foliação definida por biotita verde e epidoto.Coletad a 2200 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento.

.c. Amostra 156.Ultramilonito a quartzo e dois feldspatos.Foliação definida por "ribbon quartz" e opaco.Coletada a 300 metros ao oeste do eixo da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena.

Amostra 170.Dique tardio no Granito Aiguá.Microgranito a microclinio zonado, plagioclásio subautomorfo, epidoto e muscovita.Coletada a 7200 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento.

.d.Amostra 157. Ultramilonito de cor preta.Foliação definida por "ribbon quartz" e opaco.Coletada a 50 metros para W do eixo da Zona de Cisalhamento.

Observa-se que as amostras 169,170,143 e 145 apresentam enriquecimentos em Rb, K2O, Ba e Th e empobrecimento progressivo dos outros elementos com incompatibilidade decrescente.

No entanto as amostras 150,156 e 157 evidenciam uma forte depressão em Ba assim como em Nb,Ce,Hf,Zr,Sm, Y e Yb e enriquecimento em Rb e Th.

O padrão das amostras 169,170,143 e 145 é similar ao mostrado por Pearce,J et al;1984 para os granitos sin-colisionais.

FIGURA 50: Distribuição das rochas da Formação Fazenda "El Fortín" no diagrama de Garrels & Mackenzie (1971). Os pontos acima do eixo X correspondem a muscovita xisto, da região da dobra chamada "do lagarto".

Granitos tipo A (Plimer, 1983).

Granitos tipo A (Coolins et al., 1982).

FIGURA 51: Diagrama de Cox et al., 1979 para rochas metavulcânicas da Formação Fazenda "El Fortín". Amostras analisadas por fluorescência de raios X, no BGR (Alemanha).

Figura 52 : Diagrama Ba Vs Nb para a Formação Fazenda "El Fortín" (Precámbrico) e a Série Arequita (Cretácico). As amostras cujo número aparece no diagrama são metasedimentos. Na Série Arequita : + amostras com 40-60 % de SiO₂; o amostras com 60-70%; Δ : amostras com 70-80% de SiO₂. A Formação Fazenda "El Fortín" tem desde 64 até 71% de SiO₂. : exceção feita dos metasedimentos: □ Para comparação a área dentro da linha pontilhada é a abrangida por as 19 amostras do Granito Aiguá. A linha pontilhada interior é a região de maior concentração das mesmas.

A área escurecida corresponde as vulcanitas do Paleozoico dos Andes Centrales (Breitkreuz, C. et al;1989); SiO₂ variando desde 41.73 até 82.90% (55 amostras).

FIGURA 5.3

Padrões de terras raras normalizadas por condrito para rochas da folha Alguá F26.

145: Milonito (% de matriz variável entre 15 e 50% según bandas alternadas). Minerais primários: plagioclásio, quartzo, opaco l. biotita. Minerais neoformados: quartzo, epidoto, biotita, opaco. Os processos miloníticos mais importantes são: a formação do ribbon quartz e o bandamento milonítico.

Formação Fazenda "El Fortín".

143: Milonito (MC) (% de matriz variável entre 20 e 45% según bandas alternadas). Minerais primários: plagioclásio, feldespato potássico, quartzo, biotita opaco. Minerais neoformados: quartzo, epidoto, augita-aegirina, carbonato, clinozoisita, "ribbon quartz". Os processos miloníticos mais importantes são: exsolução do plagioclásio, neoformação de quartzo e opaco, e o bandamento milonítico.

155: Granito Molles: Granito pré D1. Foliação definida por augita-aegirina, opaco, "mortar quartz", clinozoisita e muscovita. Amostra coletada a 800 metros para W do eixo da Z.C.S.S.B. Numa localidade desta unidade foram achados xenólitos de milonita de forma sub-esférica (fotografia 2 e 3). Granito tipo ISCR (figura 40).

498: Granito Penitente. (Tipo S). Granito de grão médio foliado a muscovita de cor rósea. Foliação definida por quartzo e muscovita. Restos de supracrustais. Tardicinemático a duas micas.

FIGURA 54

Diagrama de Garrels, L.M.-Mackenzie, F.T.; 1971 para os orthognaisses "La Coronilla". GnC. Orthognaisses a dois feldspatos, quartzo, epidoto, opaco, muscovita, biotita, apatito e zircão. (Veja microfotografias 23b e 30). Foliação definida por biotita, muscovita, epidoto, opaco e ribbon-quartz do tipo I de Boullier-Bouchez, 1978. (Veja Tabela 10). Plagioclase zonada. Lamelas de exsolução em microclínio. Formação de "muscovita fisl." e mirmequita na borda dos K-feldspatos. Boudinage e alongamento do epidoto.

Granito tipo A (Plimer, I.R.; 1983).

Granitos tipo de Coolins, W.J. et al; 1982).

FIGURA 5.5 Diagrama de Whalen, J.B. et al; 1987 que permite discriminar entre os granitos tipo A e os granitos orogênicos (tipos M, I e S). Granito Aiguá (A) e Gnaisses "La Coronilla" (GnC) (sin-tardi D2). FG: granitos fêlsicos fraccionados. OGT: Granitos M, I e S não fraccionados.

As amostras cujo número aparece no diagrama são miloníticas. Os diques básicos cognatos do Granito Aiguá com valores médios de $Zr+Nb+Ce+Y = 415$ ppm e $K_2O+Na_2O/CaO = 0.58$ (wt%) ficam fora do diagrama.

No entanto nos granitos tipo A observa-se um enriquecimento nos cátions fortemente carregados tais como Nb, Zr, Y e Ce no Granito Aiguá e Gnaisses "La Coronilla" apresentam a tendência contrária.

SIMBOLOGIA USADA:

- ⊙ Orthognaisses "La Coronilla".
- Granito Aiguá Facies Cerro "El Teniente" (amostra a norte de UTM y= 6208).
- ▲ Dique de microgranito a duas micas (amostra a norte de UTM y= 6208).
- △ Granito Aiguá Facies "Arroio Las Palmas". (parte central do maciço entre UTM y=6208 e 6202).
- Granito Aiguá Facies "La Coronilla"; amostras a sul de UTM y= 6202).

FIGURA 56

Diagrama Rb versus Sr em ppm para o Granito Aiguá e orthogneisses "La Coronilla". Campos dos granitos I-SC; I-SCR e IWC segundo Ague, J.J.- Brimhall, G.H.; 1988.-

- ⊙ Ortho-gnaisses "La Coronilla".
- Diques básicos cognatos da parte central do Granito Aiguá.
- Granito Aiguá Facies Cerro "El Teniente" (amostra a norte de UTM y= 6208).
- ▲ Dique de microgranito a duas micas (amostra a norte UTM y= 6208).
- △ Granito Aiguá Facies Arroio "Las Palmas" (parte central do maciço entre UTM y= 6208 e 6202).
- Granito Aiguá Facies "La Coronilla" amostras a sul de UTM y= 6202).
- ◆ Conteúdo Rb-Sr em ppm nos condritos.

Trend hipotético de evolução magmática do Granito Aiguá.

As amostras cujo número aparece no diagrama são miloníticas.

FIGURA 57

Diagrama de Whalen J.B.; 1987 para o Granito Doña Ignacia. FG: Granitos félsicos fraccionados. OGT: Granitos M, I e S não fraccionados. A amostra 404 corresponde a protomilonito com importante formação de muscovita a partir do plagioclásio. A 154 corresponde a granito orientado com "flame perthites" e neoformação de clinozoisita, epidoto e quartzo nos planos de foliação.

FIGURA 58

Diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseilly, A.M.-El Sokkary, A.A.; 1975 para os granitos do leste da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena.

- Diques basicos cognatos da parte central do Granito Agua.
- Granito Agua facies "Cerro El Teniente" (amostra a norte de UTM y= 6208).
- ▲ Dique de microgranito a duas micas (amostra a norte UTM y= 6208).
- △ Granito Agua, facies "Arroio Las Palmas"; (parte central do maciço entre UTM y= 6208 e 6202).
- Granito Agua, facies "La Coronilla"; amostras a sul de UTM y= 6202.
- + Granito Doña Ignacia.
- * Ortho-gnaisses "La Coronilla".

As amostras cujo numero aparece no diagrama são miloniticas.

FIGURA 59

Dobras intrafoliaes, similares, de eixo próximo da vertical; em milonitos (MC) a dois feldspatos, quartzo e no plano da foliação quartzo, opaco, arfvedsonita, clinozoisita e epidoto. Lineação de corrugação fina no flanco da dobra maior 25° para 030° com plunge norte. Lineação mineral no mesmo flanco 52° para 258° com plunge sul. Eixo construído 78° para 302° .

FIGURA 60. Rede de Schmidt (hemisfério inferior) para as dobras similares de eixo próximo da vertical em milonitos MC. Estão plotados outros elementos estruturais que correspondem a dados coletados no caminho desde a estrada 39 até o ponto 102. (veja figuras 8 e 7).

SIMBOLOGIA USADA:

- ⊙ Foliação milonítica das dobras da figura 59.
- ▲ Foliação milonítica na secção do caminho referido.
- △ Lineação de estiramento.
- Estrias.
- Veios.
- * Plano axial.
- ★ Eixo construído.
- + Fraturas de cisalhamento.

FIGURA 61 Rede de Schmidt correspondente as dobras nos Ultramilonitos Placosos (Up): são dobras intrafoliares correspondentes a localidade 315 e outras próximas a Fazenda "El Fortín" (UTM x= 589-590, y= 6207-6208). (Veja figuras 8 e 7).

SIMBOLOGIA USADA:

- Plano axial de dobras intrafoliares na localidade 315.
- Projecção do plano axial no círculo máximo correspondente.
- Plano de transposição.
- - - Círculo pi.
- Eixo de dobra na foliação milonítica. (localidade 315).
- * Lineação de intersecção.
- * Lineação de intersecção (localidade 315).
- * Lineação de estiramento.
- Eixo construído.
- ↑ Charneiras F2.
- ⊙ Foliação milonítica (localidade 315).
- Plano axial F2.
- Foliação milonítica.

FIGURA 62: Dobra da "Casa do Lagarto" (Formação Fazenda "El Fortín"). Anticlinal em granada-muscovita-quartzo xisto, ângulo entre flancos 135° . Plano axial vertical de azimute N 42° E. Lineação medida na charneira 6 para 215° . Eixo D2: 8 para 209° . Fora da dobra, observa-se a atitude praticamente horizontal, suavemente ondulada da xistosidade. Desenho a partir de fotografia.

FIGURA 63 Veio de quartzo dobrado nos ortho-gnaisses "La Coronilla (GnC); (fotografia levemente retocada). Localidade 340, próxima da estrada 39. Corte vertical na veira de camino secundário (veja figuras 7 e 8). Eixo 5° para 205°. Na dobra inferior a parte central tem aspecto granítico. A dobra de tipo recumbente indica tendência a encurtamento estratigráfico.

FIGURA 64. Diagrama em rede de Schmidt (hemisfério inferior) correspondente a dobra D2 chamada da "Casa do Lagarto"; antiformal de ângulo entre flancos 135° , Formação "Fazenda El Fortín". Plano axial vertical de azimuth $N42E$.

- ▽ xistosidade da dobra.
- xistosidade regional.
- Q eixo construído 2° para 220° .
- plano axial $N 40 E$, vertical.
- * lineação
- Q eixo medido.
- Q eixo construído para os dados regionais.
- círculo pi da dobra.
- círculo pi para os dados regionais.

FIGURA 65. Dobra D2, fechada, muito inclinada em gnaisses miloníticos com neoforção de plagioclásio na unidade Up (veja figuras 7 e 8). Eixo construído com auxílio da rede de Schmidt 05° para 005, plunge NE. Plano axial 009/64 NW. Indica vergência para E. Veja diagrama figura 66. Localidade 325.

FIGURA 66: Diagrama em rede de Schmidt da dobra D2, fechada, muito inclinada em gnaisses miloníticos, da localidade 325 (Ultramilonitos placosos, Up, veja figuras 7,8 e 65). Hemisfério inferior.

SIMBOLOGIA USADA:

- Sn.
- * Lineação.
- Eixo construído N 5 E / 5 NE.
- Plano axial: N 9 E / 64 NW.

FIGURA 68: A partir do diagrama de Batchelor & Bowden da figura anterior foi possível (tomando em conta sua distribuição geográfica) separar os facies cuja geoquímica de elementos maiores aqui se apres enta.

Facies "Arroio Las Palmas": amostras entre UTM y= 6208 e 6202.

Facies "Cerro El Teniente": amostras a norte de UTM y= 6208.

Facies "La Coronilla": amostras a sul de UTM y= 6202.

FIGURA : 69.

Diagrama de Chappel, B. W. e White, A.J.R.; 1974.- $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (proporção molecular) Vs SiO_2 para o Granito Aiguá. A linha pontilhada une os pontos discriminados no campo dos granitos félsicos fraccionados no diagrama de Whalen, J.B. et al; 1987. As amostras cujo número aparece no diagrama são miloníticas.

- Dique básicos cognatos.
- Cerro "El Teniente". (Amostras a norte de UTM y= 6208).
- ▲ Dique de microgranito a muscovita.
- △ Arroio "Las Palmas". (Parte central do maciço entre UTM y= 6208 e 6202).
- "La Coronilla" (amostras a sul de UTM y= 6202).

FIGURA 70. Diagrama de Lisle, 1985; aplicado a os enclaves básicos cognatos do Granito Aiguá (sin-tardi D2).

- △ enclave distante entre 4 e 5 Km do eixo da Z.C.S.S.B.
- enclave distante entre 8 e 9 Km do eixo da Z.C.S.S.B.
- enclave distante entre 9 e 10 Km do eixo da Z.C.S.S.B.
- * enclave distante mais de 10 Km do eixo da Z.C.S.S.B.

É evidente uma total dependência do R_f a respeito da distância do eixo da Z.C.S.S.B.

FIGURA : 71 .

Espectrometria de raios gamma no batólito Aiguá. Diagrama de "box and whisker" para análise de variância. Contagem total em contas por segundo versus grupos.

Grupo 1. Cerro "El Teniente" $n=28$, média= 1399,14; desvio padrão= 300,888. (Medições à norte de UTM $y= 6208$).

Grupo 2. Arroio "Las Palmas". $n= 45$; média= 1342,111; desvio padrão= 278,476. (Medições na parte central do maciço entre UTM $y= 6208$ e 6202).

Grupo 3. "La Coronilla". $n=38$, média= 1380,052; desvio padrão= 327,912. (Medições à sul de UTM $y= 6202$).

Também foram feitas medições nos diques básicos: $n= 23$, média= 581,363636; desvio padrão= 110,7268391; assim como no dique de microgranito a muscovita: $n=2$, $\bar{x}= 1113,00$. Dados de campo de junho de 1993. O aparelho usado é o GAD 1, da SCINTREX, propriedade da DINAMIGE.

O Granito Aiguá (sin- tardi D2), é um granito a dois feldspatos (plagioclásio zoneado, às vezes com zoneação oscilatória), esfeno, zircão, biotita marróm e magnetita-ilmenita. Enclaves básicos cognatos.

FIGURA : 72.

Espectrometria de raios gamma no batólito Aiguá. Diagrama de "box and whisker" para análise de variância. Urânio em contas por segundo versus grupos.

Grupo 1. Cerro "El Teniente" $n=28$, média=33,107. Desvio padrão 2,2124822. (Medidas a norte de UTM $y=6208$).

Grupo 2. Arroio "Las Palmas". $n=45$, média=26,000. Desvio padrão= 1,062206. (Medidas na parte central do maciço entre UTM $y=6208$ e 6202).

Grupo 3. "La Coronilla". $n=38$, média= 27,026. Desvio padrão= 1,3084075. (Medidas a sul de UTM $y=6202$).

Também foram feitas medições nos diques básicos: $n=23$ média=15,347. Desvio Padrão= 5,33094; assim como no dique de microgranito a muscovita: $n=2$ $\bar{x}=29$. Dados de campo de junho de 1993. O aparelho usado é o GAD 1, da SCINTREX, propriedade da DINAMIGE.

FIGURA 73: Enclave cognato no Granito Aiguá. Desenho baseado em fotografia ampliada. Localidade 406. Facies: "La Coronilla" (veja figuras 6,7 e 8).O carácter de semidigerido do enclave fundamenta que seja considerado cognato. Azimut do plano axial (X-Z); 98° . Frequêntemente em lâmina delgada estes enclaves apresentam coroa de reacção.

FIGURA : 74

FACIES : "CERRO EL TENIENTE"

FACIES: "ARROIO LAS PALMAS"

FACIES: "LA CORONILLA"

Histograma de azimutes do plano X-Z (veja figura 26)
 dos enclaves básicos cognatos do Granito Aiguá. O batólito está
 foliado segundo a S2 do Grupo Lavalleya. n= 33.

a- Azimute da foliação milonítica na Z.C.S.S.B.

b- Azimute de S2 do Grupo Lavalleya e da foliação do próprio
 batólito Aiguá.

c- Azimute do plano axial das dobras D1 e D2 do Grupo Lavalleya.

FIGURA : 75 .

Diagrama de azimuth do plano axial X-Z (veja figura 26) dos indicadores cinemáticos versus distância em metros do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Bailena.

SIMBOLOGIA USADA:

Indicadores cinemáticos em granitos pré D1:

- A: Xenólitos básicos no Granito Cerro Feo. $\checkmark$ CF.
- B: Xenólitos ácidos no Granito Cerro Feo. $\checkmark$ CF.
- C: Xenólitos de leucogranito no Granito "Cerro de los Zorros". $\checkmark$ Z.
- D : Agregados de grãos de quartzo no Granito "Cerro de los Zorros". $\checkmark$ Z.
- E: Agregados de grãos de quartzo no Granito Molles. $\checkmark$ Mo.
- F : Xenólito granítico a borda nítida no Granito Molles. $\checkmark$ Mo.

Indicadores cinemáticos em rochas pós D1.

- G: Enclaves básicos cognatos no Granito Aiguá. $\checkmark$ A.
- H: Enclaves básicos cognatos no Granito Doña Ignacia. $\checkmark$ Ig.
- J: Selxos de quartzo no Grupo Lavalleya. PzCl.
- K: Agregados de grãos de quartzo no Grupo Lavalleya. PzV.
- L: Agregados de grãos de quartzo no Granito Penitente. $\checkmark$ P.

Indicadores cinemáticos na Zona de Cisalhamento.

- M: Agregados de grãos de quartzo nos milonitos MC.
- N: Xenólitos básicos a borda nítida em GnM.

1: Azimute da superfície S1 no Grupo Lavalleya. 2: Azimute da foliação milonítica em Z.C.S.S.B. 3: Azimute da superfície S2 no Grupo Lavalleya. 4: Azimute do plano axial das dobras D1 e D2 no Grupo Lavalleya.

FIGURA 76: Diagramas de Harker, A.; 1909, para o Granito Aiguá e seus diques básicos cognatos.

Figura 77. Diagramas de Debon-Lefort, 1983; aplicados ao Granito Água. Granitos a dois feldspatos (plagioclásio zoneado, às vezes com zoneação oscilatória) esfeno, zircão, alanita (pouco freqüente), biotita marrom, muscovita (neoformada, exceto nos diques de granito a dois micas) e magnetita-ilmenita. Enclaves básicos cognatos. ■ =diques básicos. Figura 77a. 1= granito. 2= adamellito. 3= granodiorito. 4= tonalito. 5= quartzo-sienito. 6= quartzo-monzonito. 7= monzodiorito. 8= quartzo-diorito. 9= sienito. 10= monzonito. 11= monzonito. 12= gabro. Figura 77b. O setor I corresponde a muscovita > biotita (em volume). O setor II corresponde a biotita > muscovita e o setor III corresponde somente a biotita. Os anfíbolios não são comuns no setor III e muito raros nos setores II e I. LG= leucogranito.

DIAGRAMA DE INDICE DE PEACOCK
MODIFICADO SEGUNDO BROWN, 1982.

FIGURA: 78.

Neste diagrama aparecem discriminados os facies do Granito Aiguá

- Diques básicos cognatos.
- Cerro "El Teniente" (a norte de UTM y=6208).
- ▲ Dique de microgranito a muscovita.
- △ Arroio "Las Palmas" (Parte central do maciço entre UTM y= 6208 e 6202).
- "La Coronilla" (Amostras a sul de UTM y= 6202).

A reta de melhor ajuste é $y = 4,21 - 0,072 x$. O índice de Peacock é 58,31%. As retas tracejadas correspondem a adição e subtração do desvio padrão. No cálculo da reta de melhor ajuste não foram considerados os diques básicos. As amostras cujo número aparece no diagrama são miloníticas.

FIGURA : 79.

Diagrama Nb ppm Vs SiO₂ (% wt) para o Batolito Aiguá. Granito com dois feldspatos (plagioclásio zoneado, às vezes com zoneação oscilatória) esfero, zircão, biotita marrão e magnetita-ilmenita. Enclaves básicos cognatos. (sin-tardi D²). Campo das rochas derivadas de fusão crustal segundo Pearce, J. A.-Gale, G.H.; 1975. As amostras cujo número aparece no diagrama são miloníticas.

- Diques básicos cognatos.
- Cerro "El Teniente". Amostras a norte de UTM y= 6208.
- ▲ Dique de microgranito a muscovita.
- △ Arroio "Las Palmas". Amostras da parte central do maciço entre UTM y =6208 e 6202.
- "La Coronilla". Amostras a sul de UTM y= 6202.

Amostras de rocha total, de mais de 1 quilograma cada uma, analisadas por fluorescência de raios X, no BGR (Hannover, Alemanha).

FIGURA : 80.

Diagrama log Rb (ppm) Vs log Y+Nb (ppm) de Pearce, J.A. et al; 1984; para o Granito Aiguá (sin-tardi D2).

syn-COLG= Granitos sin-colisionais.

VAG= Granitos de arco vulcânico.

WPG= Granitos continentais.

ORG= Granitos das cordilheiras meso-oceânicas.

FIGURA 81: Diagrama de índice de Shand (1922), para o Granito Aiguá. Granito a dois feldspatos (plagioclásio zoneado, às vezes com zoneação oscilatória), esfeno, zircão, biotita marrom, alanita (pouco freqüente) e magnetita-ilmenita. Enclaves básicos cognatos. Os quadrados cheios correspondem aos diques básicos cognatos. Campos de discriminação tectônica segundo Maniar e Piccoli, 1989.

FIGURA 82: Diagrama de índice de Peacock para as rochas metavulcânicas do Grupo Lavallega. A reta a é a de melhor ajuste gráfico para a soma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; a reta a* corresponde a $\text{CaO} \text{ \% wt.}$. O ponto de corte da um índice de Peacock de 52,4 % de $\text{SiO}_2 \text{ wt.}$ A reta b corresponde a série mais evoluída, para a soma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Graficamente são possíveis duas retas para $\text{CaO} \text{ \% wt.}$; b* e b**, que permitem definir um índice de Peacock de 60,7 e 61,5 % de SiO_2 respectivamente.

1 PICRITO	6 BASALTO	11 ANDESITO BASALTICO
2 TEFRITO BASANITICO	7 TRAQUIBASALTO	12 ANDESITO
3 FONOTEFRITO	8 ANDESITO TRAQUIBASALTICO	13 DACITO
4 TEFRIFONOLITO	9 TRAQUIANDESITO	14 RIOLITO
5 FONOLITO	10 TRAQUITO	15 FOIDITO

..... LINHA DIVISORIA ALCALINO-SUB ALCALINO

Figura 83 Diagrama Tas (Sabine 1989), (Zanettin 1984), (Irvine e Baragar 1971) para Rochas Vulcânicas do Grupo Lavalleya (Precâmbrico Dpto. Lavalleya).

• MIDOT, D. 1984

◊ ESTE TRABALHO (CAÑADA DEL ESPINILLO)

— TRENDS DO GRUPO LAVALLEYA

Δ METALAVAS DO GRUPO LAVALLEYA, FOLHA AIGUA F-26

▲ METAVULCÂNICA FAZENDA EL FORTIN (PRECAMBRICO)

FIGURA:84

Diagrama Rb-Sr de Aague, J.J.-Brimhall G.H.; 1988 para os granitos pré D1 da Região de Aiguá.

- Granito Sauce.
- Granito Molles.
- Granito Cerro de "Los Zorros" (ocelar).
- Granito Cerro Feo.
- △ Granito Carmen Susena.
- ◆ Rb-Sr em ppm nos condritos. (Wedepohl, K.H.; 1970).

FIGURA:85

Diagrama Rb-Sr em ppm de Ague, J.J.-Brimhall, G.H.;1988 para os granitos pós D1 da Região de Aiguá.

- ▲ Gnaisses Coronilla
- Granito Aiguá.
- + Granito da Torre de micro-ondas.
- Granito Penitente (tipo S).
- Diques básicos cognatos do Granito Aiguá.
- △ Granito Doña Ignacia.
- Granodiorito Moreno
- * Granito Arroio Tórtora.
- ◆ Rb-Sr em ppm nos condritos (Wedepohl,K.H.; 1970).

FIGURA : 86.

Diagrama de Peacock, M.A.; 1931, para o Granito Cerro de Los Zorros (pré- D1). Metagranitoides foliados com dois foliações, uma das quais forma textura ocelar e é horizontal. Formados por feldspato potássico, plagioclásio amplamente sericitizado, biotita de cor castanha escura, opaco automorfo no interior dos feldspatos. Microclina com "gotas" de plagioclásio. "Flame perthites" e mirmequitas na borda dos feldspatos. Foliação definida por "mortar quartz". Exsolução dos feldspatos. Neoformação de quartzo, muscovita e biotita. Virgamento da geminação em plagioclásio.

FIGURA 87 :

Xenólito de leucogranito róseo na borda ocidental do Granito Cerro de Los Zorros, no kilómetro 162 da estrada 13; 2800 metros a W do eixo da Z.C.S.S.B. Plano X-Z de azimuth 72° . R de Lisle, 1985 = 6.2. Evidências de rotação sinistral.

FIGURA 89:

Diagrama de Chappel, B.W. e White, A.J.R.; 1974. - $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (proporção molecular) Vs SiO_2 para o Granito Penitente. Granitos tardicinemáticos a dois micas e dois feldspatos de grão fino, com restos de supracrustais. Muscovita, biotita castanha, opaco automorfo, epidoto, esfeno (alterado), "mortar quartz" e "ribbon quartz" nos planos de foliação. Às vezes cataclasis generalizada em fase rutil. A amostra 492 é milonítica.

Figura 90. Diagramas de Debon-Lefort, 1983; aplicados no Granito Penitente. Granitos tipo S tardicinemáticos a dois micas e dois feldspatos, de grão fino com restos de supracrustais. Muscovita, biotita castanha, opaco automorfo, epidoto, esfeno (alterado), "mortar quartz" e "ribbon quartz" nos planos de foliação. As vezes cataclasis generalizada em fase rutil.

Figura 90a: 1= granito, 2= adamellito, 3= granodiorito, 4= tonalito, 5= quartzio-sienito, 6= quartzio monzonito, 7= monzodiorito, 8= quartzio-diorito, 9= sienito, 10= monzonito, 11= monzogabro, 12= gabro.

Figura 90b: O setor I corresponde a muscovita ou muscovita > biotita (em volume). O setor II corresponde a biotita > muscovita e o setor III corresponde somente a biotita. Os anfíbolios não são comuns no setor III e muito raros nos setores II e I.

Amostras de mais de um kilogramo cada uma, analisadas por fluorescência de raios X, no BGR, Hannover.

FIGURA 91:

Diagrama Rb (ppm) versus Y+Nb (ppm) (Pearco, 1984); para o Granito Penitente.

VAG= Granitos de Arco vulcânico; WPG= Granitos de Intra placa; ORG= Granitos das cordilheiras meso-oceânicas. O Granito Penitente é um granito tipo S, pós D1; datado em 779± 24 m.a. (método Rb/Sr, rocha total. Preciozzi et al, 1993). Granito a duas micas com biotita, muscovita, opaco e "mortar quartz" nos planos de foliação e avançada sericitização dos feldspatos pelos planos de geminação. Os números 1 a 10 correspondem ao "trend" de diferenciação no diagrama Rb-Ba-Sr (figura 96) de El Bouseilly- El Sokkary, 1975.

SIMBOLOGIA USADA:

- Granodioritos
- Granito Anomalo.
- + Granitos normais.
- Granitos Fortemente Diferenciados.

No campo é comum achar enclaves de supracrustais que lembram muscovita-xisto de borda difusa e dimensões métricas.

Figura 92. Diagramas de Debon-Lefort, 1983; aplicados ao Granodiorito Moreno. Granodiorito a quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e como acessórios opacos, biotita, muscovita (neoformada) epidoto e titanita metamictica. O plagioclásio é freqüentemente zonado e inclui gotas de quartzo. Às vezes augita, aegirina. Figura 92a: 1= granito, 2= adamellito, 3= granodiorito, 4= tonalito, 5= quartzo-sienito, 6= quartzo-monzonito, 7= monzodiorito, 8= quartzo-diorito, 9= sienito, 10= monzonito, 11= monzogabro, 12= gabro.

Figura 92b. O setor I corresponde a muscovita ou muscovita > biotita (em volume). O setor II corresponde a biotita > muscovita e o setor III corresponde somente a biotita. Os anfíbolos não são comuns no setor III e muito raros nos setores II e I.

Amostras de mais de um kilogramo cada uma, analisadas por fluorescência de raios X, no BGR, Hannover.

Figura 92c. Q= quartzo, B= minerais máficos, F= feldspato + muscovita.

FIGURA : 93.

Diagramas de Harker, 1909; para o Granodiorito Moreno.

FIGURA 94.

Diagrama de Batchelor e Bowden, 1985 para o Granito Penitente (tipo S). Para as mesmas amostras a norma CIPW determina um plagioclásio com uma $\bar{X}$ de 96.5% molar de albita ($G = 2.32\%$). É um granito com muscovita, biotita, opaco e "mortar quartz" nos planos de foliação. Os feldspatos apresentam sericitização que avança pelos planos de geminação. O epidoto aparece quebrado e a titanita muito alterada. As vezes cataclasis generalizada. No campo é comum achar enclaves de supracrustais que lembram muscovita-xisto. O campo do Granito Saibro do Rio Grande do Sul neste diagrama é coincidente (Nardi, com.pers.).

FIGURA 95

Diagrama Ce/Pb Vs Nb/Th (CONDIE, 1990) para a seqüência metavulcânica do Grupo Lavalleja, na região de Aiguá.

IOB= Basaltos das ilhas oceanicas.

SBZ= Basaltos relacionados a zonas de subdução.

SZC= Componente de Zona de subdução.

CWPB= Basaltos continentais de intra-placa.

DM= Manto empobrecido.

HIMU= Manto com alta razão U/Pb (Th/Pb).

PM= Manto primordial.

Continente= composição média da corteça superior segundo Taylor e McLennan, 1985.

Os valores à seguir são valores médios com um desvio padrão:

EA= Basaltos do Arqueano temprano. LA= Basaltos do Arqueano tardio. EP= Basaltos do Proterozoico temprano. LP= Basaltos do Proterozoico tardio.

□ Rochas com 48-50% de SiO₂.

* Rochas com 70-90 % de SiO₂.

FIGURA 96:

Diagrama triangular Rb-Ba-Sr de El Bouseilly, A. M.- El Sokkary, A.A.; 1975 para os granitos, granodioritos o dioritos predevonianos a W do eixo da Z.C.S.S.B. (Comparar com figura 59).
SIMBOLOGIA USADA:

Granitos pré D1.

- Granito Molles
- Granito Sauce de Agua.
- △ Granito Cerro de Los Zorros.
- ⊕ Granito Cerro Feo (tipo S).
- * Granodiorito Carmen Suzena.

Granitos pós D1.

- Granodiorito Moreno.
- ♀ Granito Penitente.
- † Granito Torre de Micro-ondas.
- ▲ Granito Arroyo Tórtora.

FIGURA 97

Padrões de Terras Raras normalizadas por condrito para rochas a W da Z.C.S.S.B., na folha Aiguá F26.

Amostra 520. Hawaito da Série Arequita (Cretácico Inferior), 47,07 % de SiO₂ wt; 1,92% de K₂O wt. Numa pasta afanítica aparecem fenocristais de hornblenda parda com corõa de reacção e plagioclásio corroído.

Amostra 522. Basalto andesítico da Série Arequita. 54,09 % de SiO₂ wt. Numa pasta afanítica preta aparecem vacuolas preenchidas por vidro com formas muito compridas e estreitas (Cabelos de Pelé ?), às vezes vazias.

Amostra 527. Granito Cerro Feo. (tipo S). Protomilonitos com foliação S-C. (pré D1).

Amostra 548. Granito Arroyo Tórtora. Granitos tardi-cinemáticos porfiroides isótipos a biotita-hornblenda.

FIGURA 98

Dobras D2 em metacalcáreos do Grupo Lavallega.
Azimute do plano axial: 45° , vertical. Eixo B 45° para 45° .
Ângulo entre braços 24° . Localidade SBZ 111. (veja figuras 8 e 9).

FIGURA 99

Rede de Schmidt para as dobras D2 do Grupo Lavalleja na localidade SBZ 111. (veja figuras 8, 9 e 100).

Simbología usada:

- foliação.
- ⊙ eixo de dobras
- ⊙ eixo calculados
- ⊙ eixo promedio 208/24°.
- plano axial promedio N36E vertical.
- plano axial médio.

Milonitos do Granito Cerro de Los Zorros (tipo S, pré D1). Foliação SC. Veja figura 103. Desenho feito a partir de fotografias ampliadas.

FIGURA 101

Foliação definida por máficos transposta por estreitas faixas de cisalhamento sinistral de azimuth 54° , no Granito Cerro de Los Zorros (tipo S, pré D1). Localidade SBZ 375. (veja figuras 8 e 9).

FIGURA 102

Diagrama Lantano/Íterbio versus SiO_2 wt para várias rochas predevonianas da região de Agua.

1. Granito Penitente. (amostra 498) (pós DI). Granito orientado a duas micas (tipo S) (veja figura 89). tardicinematico.
2. Grupo Lavalloja. (amostra 192) meta-arenito da sequência clástica.
3. Granito Arroyo Tortora (amostra 548). Granitos porfíroides isotropos (pos DI). Xenólitos ácidos e básicos. Forma extensos rochedos.
4. QU. Quartzo ultramilonito (amostra 156) (no eixo da Z.C.S.S.B.). Milonitos de cor caramelo.
5. MC. Milonitos cor cinza escuro (amostra 143). Derivada de rocha ígnea. Xistosidade por biotita verde e epidoto.
6. Granito Molles. (pré DI). (Amostra 155). Metagranito foliado a muscovita. Enclaves subesfericos de milonito.
7. Granito Sauce. (amostra 196). Granitos orientados a duas micas.
8. Up. Ultramilonitos cor caramelo (amostra 157).
9. Granito Agua. Facies Cerro "El Teniente" (amostra 169) (veja figuras 55 e 67). Granito porfíroide a biotita (pós DI).

ROCHAS FRACCIONADAS:

10. FF. Milonito derivado de rocha ígnea (veja figuras 49b e 50), de grão fina, de cor preta, com foliação definida por micas e opacos. Virgamento da geminação em plagioclásio.. (amostra 145)
11. Granito Agua. Facies Arroyo "Las Palmas". (amostra 150) (pós DI).
12. Granitos Cerro Fco. (Pré DI). (Amostra 527). Granitos miloníticos tipo S. (veja figura 88).
13. Granito Agua (pos DI). Dique de microgranito a duas micas. (amostra 170).

CAPITULO: CONCLUSÕES

A Z.C.S.S.B. é uma feição de grandeza continental que controla a geologia estrutural do Escudo-Uruguaio-Sul-Riograndense e sua cobertura fanerozoica, determinando desde Punta Ballena até o Sienito Piquiri, RS; a distribuição, a natureza e a idade das litologias a um e ao outro lado da Z.C.S.S.B. Os exemplos mais notórios são:

- a) as importantes ocorrências de calcários, dolomitos e mármore do bloco ocidental não existem no bloco oriental.
- b) Não são conhecidos até hoje granitos pré D1 no bloco oriental, a menos de 70 quilômetros do eixo da Z.C.S.S.B
- c) Controla a borda E da bacia Aiguá-Pelotas.
- d) No Rio Grande do Sul encaixa a bacia molássica de Camaquã.
- e) Constitue o limite ocidental do Maciço Batolítico de Pelotas (Fragoso César et al, 1987), e por tanto das raízes de importante arco magmático que colidiu com o miogeoclíneo Lavallega.

Baseados nos trabalhos de Bossière, 1980, 1985 e Pryer, 1993; tomando em conta as tabelas 10 e 11 e a assembléia mineral na Z.C.S.S.B pode determinar-se as condições de metamorfismo siguientes:

- a) Zona da foliação milonítica (veja tabela 10), 550 °C, que corresponde a facies anfibolito. (veja tabela 11 e figura 47b).
- b) Zona das "flame perthites" (veja tabela 10) 450-500 °C que corresponde ao facies xistos verdes superior.

c) Baseados na ocorrência de ferri-pargasita na unidade MC (veja tabela 11) e o geobarómetro de Hollister et al, 1987, pode chegar-se na equação:

$$P \text{ (em kilobars, } \pm 1 \text{ kbar)} = -4,76 + 5,46 \text{ Al (T)} = -4,76 + 5,46 (2,36) = 8,55 \pm 1 \text{ Kilobar.}$$

A existência de "milonitos quentes" retomados em níveis crustais mais rasos indica um amplo espectro de evolução temporal da zona de cisalhamento envolvendo o momento de colisão até períodos tardi a pós-orogénicos.

Hollister et al, 1987; estabelecem ainda baseados em diagramas publicados, que os anfibólitos podem cristalizar entre 650 e 950 °C em composições calco-alcalinas.

Os granitos ao leste da Z.C.S.S.B. são de tipo VAG (granitos de arco vulcânico) no entanto no bloco ocidental parecem estar numa transição entre VAG e WPG (granitos de intraplaca). Determinou-se que o Granito Penitente é de tipo S, assim como o Granito Cerro Feo. Fica comprovada a mistura de magmas no Granito Aiguá, Granito Molles e Granito Doña Ignacia. Foi possível definir vários fácies no Granito Aiguá. Abundam os granitos anómalos no bloco leste, sendo menos freqüentes no bloco ocidental; onde a proporção de granitoides pobremente evoluídos é muito maior.

A Z.C.S.S.B. paraleliza todos os indicadores cinemáticos numa faixa de 5000 metros a ambos os lados do eixo. Fora desta distância os indicadores cinemáticos são independentes da mesma.

A existência de "kink bands" superpostos a dobras da foliação milonítica indicaria a continuação de esforços compressivos após a geração das mesmas, em nível mais elevado na crosta.

O sistema de juntas e falhas associadas dominante na Z.C.S.S.B é de tipo R1 de Riedel antitéticas, freqüentemente associada a movimentos extensos (Gamond-Giraud, 1982).

O movimento na Z.C.S.S.B. gerou estrias com caimento para sul e por conseguinte um componente de soerguimento do bloco oriental que expõe rochas de facies mais profundas e no qual, por coincidência, encontra-se o ponto mais elevado do Uruguai: o Cerro Catedral.

O movimento dominante seria sinistral. Ocorrem componentes transtracionais evidenciados pelos elipsóides com tendência prolata e associação com algumas bacias transtrativas na porção brasileira, posteriormente comprimidas por progressão do falhamento.

No Mesozoico houve reactivação com componente distensivo na borda da bacia Aiguá-Pelotas.

BIBLIOGRAFIA

AGUE, J.J._BRIMHALL, G.H.; 1988. Magmatic arc asymetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness and depth of cristallization. Geol. Soc. Am. Bull. 100: 912-917.

ALMEIDA, F.F.H., et al; 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic margin south of the Amazon River. Em: Nairm, A. E.-Stehli, F.G. (Eds): The ocean basins and margins. 441-446. Plenum Press. New York.

ANDERSON, E.M., 1951. The dynamics of faulting. 206 pp. Oliver & Boyd. London.

ANGELIER, R.J.; 1975. Sur l'analyse de mesures recueillies dans le sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinématiques. C.R. Acad. Sc. Paris (D) 281: 1805-1808.

ANGELIER, R.J.; 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales ... Bull. Soc. Geol. France 7 ser. XIX: 1309-1318.

ANGELIER, R.J.; 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics 56: T 17- T 26.

ANGELIER, R.J.; 1983. Analyses qualitative et quantitative des populations des jeux de failles. Bull. Soc. Geol. France XXV n 5: 661- 672.

ANGELIER, R.J.; 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. J. Geophysical R. 89 n B 7: 5835-5848.

ANGELIER, R.J.; 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *J. Struct. Geol.* 11 (1/2): 37-50.

ARMIJO, R. et al; 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics* 82: 145-160.

ARTHAUD, F.; 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. France* 7, XI: 729-737.

ARTHAUD, F. et al; 1972. Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. *Rev. Inst. Fr. Pétrol. Ann. Combust. Liquides* 27 (5) : 715-732.

ARTHAUD, F.-MATTAUER, M.; 1969. Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique. *C. R. Acad. Sc. Fr.* 268: 1161-1164.

ARTHAUD, F. -MATTAUER, M.; 1972. Sur l'origine tectonique des certains joints stylolithiques ... *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7 (14): 12- 17.

AVÉ LALLEMANT, G.; 1884. Apuntes mineros de la República Oriental. *An. Soc. Cient. Arg. T XVII*: 49-68.

BATCHELOR, R.- BOWDEN, P.; 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48: 43- 55.

- BAPTISTA, M.B. et al; 1984. Léxico Estratigráfico do Brasil. 541 pp. DNPM. Brasília.
- BELL, T.H. - ETHERIDGE, M.A.; 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos 6: 337- 348.
- BERNASCONI, A.; 1983. Geological Comparison of the Precambrian and Early Paleozoic Terrains between the southern west coast of Africa and the south-east coast of South America. Prec.R. 23: 9-31. 5 figs.
- BLÈS, J.L. et al; 1981. La Fracturation des Roches. BRGM. Manuels et méthodes. n 1: 1-123. Orleans.
- BOSSI, J.L.; 1966. Geología del Uruguay. Colección Ciencias 2. pp 1-469.
- BOSSI, J.L.; 1969. Geologia del Uruguay. 2ª edición. Colección Ciencias 2. pp. 1-469. Universidad de la República. Montevideo.
- BOSSI, J.L.; 1978. Recursos Minerales del Uruguay. 348 pp .Ed. Daniel Aljanati. Montevideo.
- BOSSI, J.L.; 1983. Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay (Sud América). Zbl. Geol. Palaont.; Teil I H 3/4 :417- 429.
- BOSSI, J.L.; 1987. Evidencias geológicas sobre la posible existencia de un núcleo cratónico de más de 2000 m.a. en el NE DE Uruguay. Atas III Simp. Sul B. Geol. 2: 821- 832. Curitiba.

- BOSSI, J.L._CAMPAL, N.; 1993. El Cinturón Cuchilla Dionisio: Evento Brasiliano Uruguayo. Em: Preciozzi et al, 1993. Guia de Excursiones. Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico en la Cuenca del Plata. (43-56).
- BOSSI, J.L.; 1989. Recientes avances sobre la geología del cinturón orogénico moderno (1000-500 m.a.) en Uruguay. Bol. de Invest. 20: 1-24. Fac. Agron. Montevideo.
- BOSSI, J.L. et al; 1965. Predevoniano en el Uruguay. Bol. Fac. A Agron. 78: 1- 84. Montevideo.
- BOSSI, J.L. et al; 1967. Basamento cristalino del Sur-Este del Uruguay. Abstracts Pap. Symp. Continental Drift emphasizing the Hist. of South Atlantic Area. LASCO/ CD/ 2.10. Montevideo.
- BOSSI, J.L. et al; 1975. Carta Geológica del Uruguay. pp 1-32. 1 mapa escala 1/ 1.000.000. Direcc. Suelos y Fert. MAP. Montevideo.
- BOSSI, J.L.; et al; 1987. Curso de Geología. Cuaderno Práctico II. Fac. Agron. Dpt. Apoyo Pedagógico. 987/300/87. 86 pp.
- BOSSI, J.L.- FERNANDEZ, A.; 1963. Evidencias de diferenciación magmática hacia el final del Gondwana Uruguayo. Bol. Univ. Paraná Geol. 9: 1-20. 4 figs. 1 mapa. Curitiba.
- BOSSIÈRE, G.; 1980. Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Étude pétrologique de la partie occidentale de la Grande Kabylie. Thèse Doctorat d' Etat. 302 pp. Nantes.
- BOSSIÈRE, G.; 1985. Pétrologie d'un granite génétiquement lié au fonctionnement d'une zone blastomylonitique de haute pression... Bull. Soc. géol. France ,1985 (8) t I n 2; pp. 239-247.

BOULLIER, A.M.- BOUCHEZ, J.L.; 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Geol. France 7, XX n 3: 253-262.

BOULLIER, A.M.- GUEGUEN, Y.; 1975. SP-Mylonites: Origin of Some Mylonites by Superplastic Flow. Contrib. Min. Petrol. 50: 93-104.

BREITKREUZ, C. et al; 1989. Paleozoic volcanic events in the Central Andes. J. South Am. E. Sc. v 2 n 2 : 171- 189.

BROWN, G.C.; 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. EM: Andesites (Ed: Torpe, R.S.) :437-461.; 724 pp. Wiley.

CAORSI, J.H.- GOÑI, J.C.; 1958. Geología Uruguay. Bol. Inst. Geol. Uruguay 37: 1-73.; 41 figs. Montevideo.

CARVALHO, P.F.; 1932. Reconhecimento geológico do estado do Rio Grande do Sul. Bol. Ser. Geol. Mineral. Bras. 66:1-72. Rio de Janeiro.

CAREY, E. BRUNIER, B.; 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. C. R. Acad. Sc. Fr. 279 (D): 891-894.

CHAPPEL, B.W.- WHITE, A.J.R.; 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol. 8: 173-174.

CHOUKROUNE, P.; 1969. Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques ("concentriques"). Tectonophysics 7: 57-78.

CLOSS, E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. Geol. Soc. Am. Bull. 66 (3): 241-256.

CONDIE, K.C. 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon Press.-476 pp.

CONDIE, K.C.; 1990. Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. Em: HALL, R.P.- HUGHES, D.J. (Eds.) Early precambrian basic magmatism. 486 pp. Blackie & Son Ltd. New York.

CONDIE, K.C.; 1973. Archean magmatism and crustal thickening. Geol. Soc. Am. Bull. 84: 2891-2992.

COOLINS, W.J. et al; 1982. Nature and origin of A-type granite with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Min. Petrol. 80: 189-200.

COWARD, M.P.; 1976. Strain within ductile shear zones. Tectonophysics 34:181-197.

COX, K.G. et al; 1979. The interpretation of igneous rocks. 450 pp .Allen & Unwin Ltd. London.

DALLA SALDA, L. et al; 1988. The Rio de la Plata Cratonic Region of Southwestern Gondwanaland. Episodes 11 (4): 263-269.

DA SILVA, M.E. et al; 1982. Modelo geométrico e cinemático para os falhamentos de idade brasileira da faixa de dobramento Ribeira, Estado de São Paulo, Brasil. Actas V Cong. Lat. Am. Geol T II :11-21.

DARWIN, C. 1840. Geological introduction. Em: Darwin, C (Ed.)
The Zoology of the Voyage of HMS Beagle, under the command of
Captain Fitzroy, R.N.; during the years 1832- 1836. 1: 3-12.
Smith Elder & Co. London.

DARWIN, C. 1845. A naturalist voyage round the world, or a
Journal of researches into the Natural History and Geology of the
countris visited during the voyage of HMS Beagle under the
command of Captain Fitzroy, R.N. (2 nd edition) London.

DARWIN, C.; 1876. Geological observations on the volcanic
islands and parts of South America visited during the HMS Beagle
VII: 1-27. 5 lam. 38 fig. 2 mapas. (2 nd Ed) Smith Elder & Co.
London.

DEER, W.A. et al, 1989. Rock Forming Minerals. Second edition.
Longman Group Limited.

DELAIR, J. 1977. Fracturation des roches calcaires. 68 pp, 13 pl,
2 annexes. Thèse de 3ème cycle. Montepellier

DOS SANTOS, E.L. et al; 1984. Os escudos sul-rio-grandense e
catarinense e a bacia do Paraná. Em: Schobbenhaus et al; (Eds).
Geologia do Brasil. 501 pp. DNPM. Brasília.

DZULINSKI, S et al; 1965. Tectoglyphs on slicksided surfaces.
Bull. Acad. Polonaise Sci. Sér. Geol. Geogr. XIII: 149-154.

EBERT, H.D. et al. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva
das faixas móveis das bordas sul e sudeste do Craton de São
Francisco e da Síntaxe de Guaxupé. Anais IV Simp. Nac. Estudos
Tectônicos. SBG Núcleo MG Bol. 12: 166-171.

EISBACHER, G.H.; 1970. Deformation Mechanics of Mylonitic Rocks and Fractured Granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Am. Bull. 81: 2009-2020.

EL BOUSEILY- EL SOKKARY, A.A.; 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chemical Geology. 16: 207-219.

ELLIOT, D.; 1976. The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets. Phil. Trans. R. Soc. London. A 283: 289-312.

EMMONS, R.C.; 1969. Strike-slip rupture patterns in sand models. Tectonophysics 8: 71-87.

ENDO, I.-MACHADO, R.; 1993. Sistema de cisalhamento transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o neoproterozoico do Brasil Oriental. Anais IV Simp. Nac. Est. Tect. Soc. Bras. Geol. Núcleo MG. Bol. 12: 356-359. Belo Horizonte. MG.

ENGELDER, J.T.; 1973. The influence of quartz fault-gouge ... Trans. Am. Geophys. Union. 54 (4):465

ETCHECOPAR, A; VASSEUR, G. 1987. A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. J. Struct. Geol. 9 n 5-6: 705-717.

ETCHECOPAR, A- MALAVIELLE, J.; 1987. Computer models of pressure shadows: a method for strain measurements and shear-sense determination. J. Struct. Geol. 9: 5-6: 667-677.

- ETCHECOPAR, A et al; 1981. An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol. 3: 51-65.
- FAURÉ, G.; 1986. Principles of isotope geology. 589pp. 2nd. ed. Wiley & Sons. Co. Ltd.
- FERRANDO, L.A- FERNANDEZ, A.N.; 1971. Esquema tectónico crono-estratigráfico del predevoniano en el Uruguay. Anais XXV Cong. Bras. Geol. 1: 199-210. figs 1-3. Sao Paulo.
- FESEFELDT, K.; 1988. Asesoramiento Geológico y Yacimentológico a la DINAMIGE. Documento BGR 102131. 186 pp. 5 mapas. Hannover, febrero 1988.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-sul-riograndense. Anais 31º Cong. Bras. Geol. (5): 2879-2892.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base aos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. Res. exp. Bol. Res. Workshop Geoq. SBGq-IGUSP: 8-16.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. et al; 1993. As placas proterozoicas do Escudo Gaúcho. Primer Simp. Int. Neoprot- Cámbr. Cuenca del Plata. Res. Ex. Tomo 1 n. 3.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S; 1993. As placas brasileiras do sul e sudeste da plataforma sul- americana. Anais IV Simp. Nac. Estudos Tect. SBG Núcleo MG. Bol. 12: 183-188. Belo Horizonte. MG.

FRAGOSO CÉSAR, ARS et al 1987. Observações sobre o cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. Atas III Simp. Sul Bras. Geol. 2:791-809.

FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; SOLIANI, J.L.; 1984. Compartimentação tectonica do Craton do Rio de la Plata. Anais XXXIII Cong. Bras. Geol. 5: 2426-2434. Rio de Janeiro.

GAMOND, J.F._ GIRAUD, A.; 1982. Identification des zones de faille a l'aide des associations de fractures de seconde ordre. Bull. Soc. Geol. de France, (7): t XXIV n 4 ; pp 755-762.

GARCIA CELMA, A.; 1982. Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. J. Struct. Geol. 4 (4): 443-455.

GARRELS, L.M.-Mac KENZIE, F.T.; 1971. Evolution of sedimentary rocks. 307 pp. Norton Inc. New York.

GÓMEZ RIFAS, C.G. et al; 1981. Las Calizas del Uruguay. Bol Inst. Geol. Uruguay. 38: 5-37. 9 mapas. 6 tab.

GÓMEZ RIFAS, C.G.; 1988. La edad de los microgabros negros del Proterozoico Medio del Uruguay. Actas Primera Reunión Geol. Uruguay. 106-107. Salto. Uruguay.

GÓMEZ RIFAS, C.G.; 1989. Tectónica cretácica en Uruguay. Contrib. Simp. Cretácico de América Latina. Parte A. Eventos y Registro

Sedimentario. IGCP 242. :A 319- A 325.

GOMEZ RIFAS, C.G.; 1991. Carta Geológica de un sector de la Hoja G 20 Valentines a la escala 1/20.000. pp 1-54. 3 anexos. 1 mapa. Relatório interno da DINAMIGE.

GOMEZ RIFAS, C.G. et al; 1993. Evolución estructural de la región Valentines. Primer Simp. Internac. Neoproterozoico- Cámbrico de la Cuenca del Plata. Resúmenes Extensos. Tomo 1.n 20.

GOMEZ RIFAS, C.G., no prêlo. Carta Geológica de la Hoja Paso Lucio. Programa Carta Geológica. DINAMIGE. 12 pp.

GOÑI, J.C. et al; 1962. Estratigrafía e geología econômica do Precambriano e Eopaleozoico uruguaio e sul-riograndense. Pub. Univ. Rio Grande do Sul. Esc. Geol. Contrib. XVI Cong. Bras. Geol. Avulso 3: 1-105, 36 figs, 11 láms.

GROSHONG, R.H.- RODGERS, D.A.; 1978. Left lateral strike slip fault model. Em: WICKHAM, J.-DENISON, R. (eds.) Structural Style of the Arbuckle Regio. Geol. Soc. Am. Trip 3.

GUILLEMAIN, C.; 1910. Lagerstätten in der Republik Uruguay. Berwirtschaft Mitt (Beiblatt Z. prakt.Geol)1 (9): 189-192. Berlin.

GUILLEMAIN, C.; 1911. Zur Geologie Uruguays. Z. Deutsch Ges (B. Monatsber) 63 (4) : 203-220 .figs 1-3 . 1 mapa. Berlin.

GUILLEMAIN, C.; 1912. Beitrage zur Geologie Uruguays. N.Jb. Min.

Geol. Palönt. 33: 208-264. figs 1-7. lám. 7. Stuttgart.

GUIMARAES, D.; 1964. Geologia do Brasil. Mem. Div. Fom. Prod. Min. Dep. Nac. Prod. Min. n 1: 1-764. Rio de Janeiro.

HACKSPACHER, P.C.- OLIVEIRA, D.C.; 1984. A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Portalegre e Santa Mônica, RN. Cong. Bras. Geol. 33 (4): 1679-1692. Rio de Janeiro.

HANCOCK, P.L.-ATIYA, M.S.; 1975. Development of en-echelon vein segments by the pressure solution of formerly continuous veins. Procc. Geol. Assoc. 86: 281-286.

HARKER, A.; 1909. The natural history of igneous rocks. Mac Millan. New York.

HARRIS, L.B.-COBBOLD, P.R. ; 1984. Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. J. Struct Geol. 7: 37-44.

HART, S.R.; 1966. Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. Geol. Soc. Am. Annual Meeting. 86. San Francisco.

HARTMANN, L.A. et al; 1979. O complexo granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. Acta Geol. Leopoldensia. 6 : 93- 112. São Leopoldo.

HARTNADY, C. et al; 1985. Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa. Episodes. 8 (4): 236- 244.

HARTNADY, C.- VON VEH, M.W.; 1990. Tectonostratigraphic and structural history of the Late Proterozoic- Early Paleozoic Gariep Belt, South Africa. Guidebook Geocongress 90. Geol. Soc. South Africa. pp 1-49.

HARTNADY, C. et al; 1985. Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa. Episodes. 8 (4): 236- 244.

HASUI, Y., et al; 1975. The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc. 5 (4): 257- 266.

- HIGGINS, M. W.; 1971. Cataclastic rocks. Prof. Paper USGS. 687:1-97.
- HOBBS, B.E. et al; 1976. An outline of Structural Geology. Wiley & Sons. 571. New York.
- HOLLISTER, L.S. et al; 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. Am. Mineral. 72: 231-239.
- IRVINE, T.N._BARAGAR, W.R.; 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sc. 8: 520-548.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA, 1986. Mapa Geológico. Escala 1/1.000.000. Folhas SH/SI 22/21. Porto Alegre/Uruguaiana/Lagoa Mirim.
- KOESTER, E. et al; 1994. Evolução Geocronologica do Magmatismo Sintectônico à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. C. Bras. Geol 38, (2): 383- 384. Camboriú, S.C.
- KUNO, H. 1968. Differentiation of basalt magmas. Em: Hess, H.H._Poldervaart, A. (Eds). Basalts. The Poldervaart Treatise of Rocks of Basaltic Composition. vol 2: 588-623. Wiley. New York.
- LAPWORTH, C.; 1885. The highland controversy in British Geology: its causes, course and consequences. Nature 32: 558-559.
- LATJAI, E.Z. et al, 1974. The evolution of brittle fracture in rocks. J. Geol. Soc. London. 130: 1-18.
- LEAKE, B.E.; 1978a. Nomenclature of amphiboles. Am. Min. 63: 1023-1052.
- LEAKE, B.E.; 1978b. Nomenclature of amphiboles. Min. Mag. 42: 533-563.
- LEINZ, V. et al. Problema geológico do pós-Arqueano no Rio Grande do Sul. Min. Metal. 4 (22): 203-206. Rio de Janeiro.
- LEINZ, V. et al.; 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras, Rio Grande do Sul. - Bol. Diret. Prod. Min. Sec. Agric. Indust. Com. Rio Grande do Sul. 90: 1-39. Porto Alegre.
- LISTER, R.J. 1985 . Geological Strain analysis: a manual for the Rf/Ø method. Pergamon Press Ltd. Oxford.

- LISTER, G.S. 1977. Discussion: crossed girdle C axis fabrics: *Tectonophysics* 39: 51-54.
- Lister, G.S.-SNOKE, A.W.; 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6 (6): 617-638.
- MAC MILLAN, J.G.; 1932. Sobre los granitos de Piriápolis y la geología de la región circunvecina. *Bol. Inst. Geol. Perf.* 16: 3-9. 1 mapa.
- MAC MILLAN, J.G.; 1933. Terrenos precámbricos del Uruguay. *Bol. Inst. Geol. Perf.* 18: 1-61. 1 mapa. Montevideo.
- MACHADO, R. et al; 1987. Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. *Atas III Simp. Sul Bras. Geol.* 2: 811-819. Curitiba.
- MACHADO, R.- ENDO, I.; 1993. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: Um exemplo de tectônica transpresional neoproterozoica. *Anais IV Simp. Nac. Estudos Tect.*; SBG, Núcleo MG. *Bol.* 12: 189-191.
- MANDL, G.; 1987. Discontinuous fault zones. *J. Struct. Geol.* 9 (1): 105-110.
- MANIAR, P.P.- PICCOLI, P.M.; 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101:635-643.
- MASQUELIN, H.C., 1990. Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este-Uruguay. *Acta Geol. Leopoldensia* 30 (XII): 139-158.
- MENARD, H.W. 1962. Correlation between length and offset on very

large wrench faults. J. Geophys. R. 67: 4096-4098.

MORGENSTERN, N.R.-TCHALENKO, J.S.; 1967. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. Geotechnique 17:309-328.

MIDOT, D.; 1984. Étude géologique et diagnostic métallogénique pour l'exploration du secteur de Minas (Uruguay). Thèse présentée pour l'obtention du Diplôme de docteur de 3ème cycle à la Univ. Pierre et Marie Curie. 175 pp. Inédit.

OERTEL, G.; 1962. Stress, strain and fracture in clay models of geologic deformation. Geotimes. 6:26-31.

PASSCHIER, C.W.; 1983. The reliability of asymmetric c-axis fabric of quartz to determine sense of vorticity. Tectonophysics 99: T9-T18.

PASSCHIER, C.W.-SIMPSON, C.; 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. J. Struct. Geol. 8 (8): 831-843.

PEACOCK, M.A.; 1931. Classification of igneous rock series. J. Geol. 39: 54-67.

PEARCE, J. et al; 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol. 24: 956-983.

PEARCE, J.A.-GALE, G.H.; 1975. Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Em: Sp. Pub. Geol. Soc. London: Volcanic processes in ore genesis. pp 14-24.

- PETIT, J.P.; 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.* 9 (5/6): 597-608.
- PICADA, R.S.; 1971. Ensaio sôbre a tectonica do Escudo Sul Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. *Ann. 25^a Cong. Bras. Geol.* 167-191. São Paulo.
- PINTO, R.F. et al; 1993. O limite entre as placas "Rio Vacacaí" e " Rio de la Plata" na região de coxilha do Tabuleiro, RS. *Primer Simp. Int. Neop.-Cámbr. Cuenca del Plata. Tomo I n. 6.*
- PLATT, J.P.- VISSERS, R.L.M.; 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2 (4): 397-410.
- PLIMER, I.R.; 1983. The geology of tin and tungsten deposits. *Course Handbook Inst. of Min. & Petrol. Mining Univ. Leoben. Osterreich.*
- PRECIOZZI, F.-BOURNE, J.H.; 1992. Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *J. South Am. Earth Sc.* 6: 169-181.
- PRECIOZZI, F. et al (eds.). 1993. Guía de excursiones. *Primer Simp. Int. Neoprot.- Cámbr. Cuenca del Plata. 124 pp. 46 figs. DINAMIGE, Montevideo.*
- PRECIOZZI F. et al; 1979. Carta geoestructural del Uruguay a escala 1/ 2.000.000. *MIE. IGIETA. 62 pp. 11 figs. 1 mapa. Montevideo.*
- PRECIOZZI, F. et al; 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1/ 500.000. *MIEM. DINAMIGE. 90 pp , 2 figs., 1 mapa. Montevideo.*

- PRYER, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. J.Struct. Geol. 15 (1): 21-36.
- RAMSAY, J.G.; 1967. Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill Book Company. New York.
- RAMSAY, J.G.; 1980. Shear zone geometry: a review.J. Struct. Geol. 2 (1/2): 83-99.
- RAMSAY, J.G.- ALLISON,I.; 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian Granite. Schweiz. Min. Pet. Mitt. 59: 251-279.
- RAMSAY, J.G.- GRAHAM, R.H.; 1970. Strain variation in shear belts. Can J. Earth Sc. 7: 786-813.
- RAMSAY, J.G.- HUBER, M.I.; 1983. The techniques of modern structural geology. Vol 1. Strain analysis. Academic Press. London.
- RAMSAY, J.G.- HUBER; M.I.; 1987. The techniques of modern structural geology. Vol 2. Folds and fractures. Academic Press. London.
- RANALLI, G.; 1977. Correlation between length and offset in strike-slip faults. Tectonophysics. 37: T 1- T 7.
- RIEDEL, W.; 1929. Zur mechanik geologischen Brucherscheinungen. Centralbl. f. Min. Geol ü. Päläont. B: 354-368.

- ROGERS, J.W. et al; 1995. Tectonic assembly of Gondwana. *Journal of Geodynamics* (19) (1): 1-34.
- ROSENFELDT, J.L.; 1970. Rotated garnets in metamorphic rocks. *Prof. Paper Geol. Soc. Am.* 129:1-105.
- SABINE, P.; 1989. Setting standards in petrology: The commission on systematics in petrology. *Episodes*. 12 (2): 84-86.
- SADOWSKI, G.R.; 1977. Origem de clivagem por dissolução por pressão em quartzitos. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* 49 (2): 275-280.
- SADOWSKI, G.R.; 1980. Brazilian precambrian ductile shear belts. *XXVI Int. Geol. Cong.* 5 (1) 385.
- SADOWSKI, G.R.; 1983. Sobre a Geologia Estrutural de Cinturões de Cisalhamento Continentais. Tese Livre Docência. IGUSP. 108 pp. São Paulo.
- SADOWSKI, G.R.; 1984. Estado da arte do tema: geologia estrutural de grandes falhamentos. *Anais XXXIII Cong. Bras. Geol.* 1767-1793.
- SADOWSKI, G.R.; 1986. Análise estrutural. Em: Manual de coleta de amostras em geociências. *Bol. Núcleo SP. da Soc. Bras. Geol.* 2: 11- 13.
- SADOWSKI, G.R.; 1991. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. *Bol. IGUSP. Sér. Cient.* 22: 15-28.

SADOWSKI, F.G.-COVINGTON, S.J.; 1987. Processing and analysis of commercial satellite image data of the nuclear accident near Chernibyl, USSR. US. Geol. Surv. Bull. 1785: 1-19. 15 figs.

SANCHEZ, L.-MEZZANO, A.; 1993. Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha. Primer Simp. Int. Neoproterozoico-Cámbrico. La Paloma-Minas. v 2: 47.

SCHONEVELD, C; 1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. Tectonophysics 39: 453- 472.

SEGAL, S.J._VILLAR, L.M.; 1989a. Caracterización petrológica y metalogenética del complejo gábrico próximo a San José de Mayo. 40 pp. Informe interno. DINAMIGE. Montevideo.

SEGAL, S.J._VILLAR, L.M.; 1989b; Caracterización petrológica y metalogenética de las sienitas de Sierra de Las Ánimas. Dpto de Maldonado. Uruguay. 6pp. Informe interno. DINAMIGE. Montevideo.

SHAND, S.J.; 1943. Eruptive Rocks. J. Wiley. New York.

SIBSON, R.H.; 1977. Fault rocks and fault mechanism. J. Geol. Soc. London. 133: 191-213.

SIBSON, R.H.; 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. J. Geol. Soc. London 140: 741-767.

SIMPSON, C.; 1981. Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia Nappe Ticino.

Mitt. Geol. Inst. Eidg. Tech. Hoch. Univers. Zurich. Neue Folge 236: 1-266. 3 mapas.

SIMPSON, C.; 1986. Determination of movement sense in mylonites. J. Geol. Education 34: 246-261.

SIMPSON, C. SCHMID, S.M.; 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 94: 1281- 1288.

SOLIANI, E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul Rio Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. 239 pp. 118 figs. 34 tabelas .Tese de doutoramento. IGUSP. São Paulo.

TAKAGI, H. 1982. On the definition of mylonite and the classification of mylonitic rocks. Gakujutsu Kenyu Waseda University. Series of Biol. & Geol. 31: 49- 57.

TAKAGI, H. 1986. Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. J. Struct. Geol. 8 (1): 3-14.

TCHALENKO, J.S.; 1967. The influence of shear and consolidation on the microstructure of some clays. Ph. D. thesis. London Univ. 395 pp. London.

TCHALENKO, J.S.; 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Am. Bull. 81: 1625-1640. 12 figs.

TCHALENKO, J.S. et al, 1970. Structural analysis of Dasht-e-Bayaz (Irán) earthquake fractures. Geol Soc. Am. Bull. 81:41-60.

TCHALENKO, J.S. et al; 1975. Dasht E Bayaz fault, Irán. Earthquake and earlier related structures in bed rock. Geol. Soc. Am. Bull. 86: 703-709.

TERMIER, H- TERMIER, G.; 1956. Traité de Geologie-L'evolution de la lithosphère- Pétrogénèse. Ed Masson. Paris.

THORNTON, C.P._TUTTLE, O.F.; 1960. Chemistry of igneous rocks. Am. J. Sc. 258: 664-684.

TJIA, H.D.; 1964.; Slickesides and fault movements. Geol. Soc. Am. Bull. 75: 683-686.

TJIA, H.D. 1967. Sense of fault displacements. Geologie en Mijnbouw 46: 392- 396.

TJIA, H.D.; 1971. Fault movement, reoriented stress field and subsidiary structures. Pacific Geol. 5: 49-70.

TULLIS, J. 1977. Preferred orientation of quartz. Tectonophysics 39: 87- 102.

TULLIS, J. et al; 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. Geol. Soc. Am Bull. 84: 297-314.

UMPIERRE, M.; 1966. Geocronología de las lavas mesozoicas del Uruguay. Em: BOSSI, J.L; 1966. Geología del Uruguay.

UMPIERRE, M.- HALPERN, 1971. Edades Sr/Rb en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Rev.Asoc. Geol. Arg. 26: 133-151. 4 figs. Buenos Aires.

VAUCHEZ, A. et al.; 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. Geology 20: 1007-1010.

Vialon, P. et al; 1976. Éléments de tectonique analytique. 118 pp .Masson et Cie. Paris.

VERNON, R.H.; 1978. Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. Geol. Rundsch. 67: 288-305.

WALTHER, K. 1908. Sobre la descomposición de unos granitos. Rev. Secc. Agron. IV: 117- 124. 2 figs. 2 pl.

WALTHER, K. 1909. El diluvio en los alrededores de Montevideo. 1ª Parte. Geología. Rev. Inst. Agron. V: 263- 271. 3 fig. 2 pl.

WALTHER, K. 1909. Rocas metamórficas con inclusiones de cal cerca de La Sierra, departamento de Maldonado. Rev. Inst. Agron. 5: 273- 281. 2 figs. 2 pl.

WALTHER, K. 1911. Über permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus dem Norden der Republik Uruguay. N.J. für Min.; Jahrg BB 31: 575-609. 1 fig. 7 pl.

WALTHER, K. 1913. Über ein Vorkommen von Epidotadinole und gefrittetten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay. Centralblt f. Min. Jahrg 68: 81. (2 fig).

WALTHER, K. 1915. Sobre yacimientos geológicos de valor práctico en la República Oriental del Uruguay. III. Talco. Rev. Min. Industrias 2 (12): 49-62. 1 fig.

WALTHER, K. 1919. Lineas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. Rev. Inst. Nac. Agron. 3: 1-186. Montevideo.

WALTHER, K. 1935. La estructura geológica de los alrededores de Montevideo. An. Mus. Hist. Nat. 2ª Serie IV (7): 1-17. 5 pl.

WALTHER, K. 1938; Eruptivos afro-brasileños-argentinos de edad permo-triaso- eojurásica. Bol. IGU 24: 117-168.

WEDEPOHL, K.L. 1970, Handbook of Geochemistry (4 partes) Springer Verlag. Berlin.

WHALEN, J. B. et al, 1987: A- type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Min. Petrol. 95: 407-419.

WILCOX, R.E. et al., 1973. Basic wrench tectonics. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 57 (1): 74-96.

WOOD, D.A.; 1981. Trace element variation in Atlantic Ocean basalts and Proterozoic dykes from northwest Scotland ... Tectonophysics 75: 91-112.

ZANETTIN, B.; 1984. Proposed New Chemical Classification of Volcanic Rock. Episodes 7 (4): 19-20.

Fotografía 1 . Agmatitos de embaixo da Ponte do Río Santa Lucía Chico na Piedra Alta de la Florida, na cidade de Florida, capital do departamento do mesmo nome. Localidade típica do Complexo Basal do Craton do Río de La Plata. Neste local, em 25 de agosto de 1825 foi proclamada a Independencia do Uruguai.

Fotografia 2.

Enclave sub-esférico a borda nítida, máfico, foliado; no metagranito Molles (pré D1). Junto com o diagrama da figura 40 e a fotografia 3 é evidência forte de interacção de magmas de diversa origem na gênese do granito.

Fotografía 3:

Enclave lanceolado a borda nítida ácido foliado no Metagranito Molles (pré D1). Veja o diagrama da figura 40 e a fotografia anterior. A bússola no centro da fotografia está orientada segundo o norte .

Fotografia 4a:

Dobras cerradas de ângulo entre flancos 35° de eixo
B $75/270^\circ$ nos ultramilonitos placosos (Up) na Z.C.S.S.B.
Localidade 315, 2500 metros a sul da estrada 13 (veja figuras 9
e 7).

N

Fotografia 4b:

Dobras similares de ângulo entre flancos 25° , azimuth do plano axial 29° , polo do plano axial $309^\circ/60$ W, eixo B 65 S para 29° ; razão charneira/flanco = $5,5/0,8$; intra-foliação milonítica; nariz que aponta para SW. Ultramilonitos placosos (Up). ($71,22\%$ de SiO_2 ; amostra de mais de um kilogramo de peso, analisada por fluorescência de raios X, no BGR; Hannover). Localidade 315. (veja figuras 7,8, e 9).

N

Fotografia 4c:

Dobras em M, de ângulo entre flancos 25° , eixo B 63° N para 25° , polo do plano axial $295/60^\circ$ W, azimuth do plano axial 25° . Intrafoliação milonítica. Localidade 315 (Ultramilonitos placosos, Up).

Fotografia 4d:

Dobras métricas em corte vertical. Ângulo entre flancos 25° . Polo do plano axial $115/55E$. Lineações no plano da foliação milonítica 9° plunge N para 27° , 10° plunge S para 38° . A regra preta na parte central da fotografia tem 50 cm. de comprimento. Estas dobras em M definem um encurtamento estratigráfico da Fm-1; assim como um esforço compressivo normal a 25° , que é o azimuth da foliação milonítica.

Fotografia 5:

Dobra sinclinal em meta sedimentos da Formação Fazenda "El Fortin". Razão charneira/flanco 2/1,5. Ângulo entre flancos 50° . Polo do plano axial 165/60E. Eixo 38 para 250° . O nariz da dobra aponta para SW. A estrutura é evidência de esforço compressivo normal a 78° ; resultando em encurtamento estratigráfico da Fm-1. Na parte central da fotografia aparecem microfalhas sinistrais subhorizontais. (corte vertical). Localidade 346, veja figura 9.

FOTOGRAFIA 6: Enclave básico orientado no Granito Aiguá, facies "Cerro El Teniente". Plano axial (X-Z) azimuth 88° . Comprimento 28 centímetros, largura 6,6, cms. Os fenocristais de feldspato de maior tamanho estão orientados segundo 80° . Fotografia tirada na veira da estrada 109, 3600 metros a sul do entroncamento com a estrada 39 (veja figuras 7, 8 e 9).

Fotografia 7: Aspecto da borda de um enclave básico cognato no Granito Aiguá, facies "La Coronilla". Observa-se uma orientação dos cristais félsicos concordante com a interfase enclave-rocha caixa, indicando o carácter de mais frio do enclave máfico.

FOTOGRAFIA 8:

Xenólito de rocha metamórfica de cor esverdeada com coroa de reação no Granito Aiguá, facies "La Coronilla". Localidade: 600 metros a W do ponto 297 (veja figura 9). Foi o único xenólito deste tipo achado nos trabalhos de campo, na proximidade da área do enxame de diques básicos que carecem de quartzo normativo.

FOTOGRAFIA 9 :

Textura do Granito "Cerro de Los Zorros". É um granito a duas micas, de grão grosso, às vezes porfiroide, com dois bandamentos (pré D1); um dos quais aparece aqui transposto, definidos por biotita, opaco e augita-aegirina (veja microfotografias 5 e 36).

Os planos de transposição, por cisalhamento destal de azimut 00° são indicados pelas setas pretas. Localidade 167, lavra abandonada de pedra britada, naveira sul da estrada 13, a 2400 metros para W do eixo da Z..C.S.S.B.

SIMBOLOGIA USADA NAS FOTOMICROGRAFIAS

m-----microclinio
 p-----plagioclásio
 q-----quartzo
 e-----epidoto
 op-----opaco
 b-----biotita
 r-----"ribbon quartz"
 mq-----"mortar quartz"
 mi-----mirmequitas de origem ignea
 mt-----mirmequitas de origem tectônica
 a-----allanita (ortita)
 f-----ferrohastingita
 af-----anfibólio
 c-----carbonato
 s-----sericita
 g-----granada
 d-----diopsídio
 z-----zoisita
 S-----plano S
 C-----plano C
 t-----titanita (esfeno)
 tu-----turmalina
 V-----virgamento da geminação
 o-----ortosa
 mu-----muscovita
 eg-----egirina-augita
 pm-----plagioclásio microclinizado
 fp-----"flame perthites".

Todas as fotomicrografias tem a mesma escala:

 1mm

Fotomicrografia 1. Amostra SBZ 1. Unidade MC. Coletada a 1900 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena. Milonito de protólito granodiorítico. Minerais primários: microclinio, plagioclásio, quartzo. Minerais neoformados: epidoto, opaco, biotita, quartzo, quartzo comminuido (II), "ribbon quartz", feldspato. Procesos observados: sericitização do feldspato, exsolução do plagioclásio; preenchimento dos quebramentos do plagioclásio por biotita e opaco, mirmequitização do feldspato. Recristalização de quartzo nas bordas do feldspato alterado, este quartzo é orientado segundo o fluxo milonítico. Nas sombras de pressão dos grãos maiores cristalizaram epidoto, biotita e opaco. Bandamento milonítico. (UTM x= 592,9 y= 6216,80)

Fotomicrografia 2. Amostra SBZ 4. Unidade MC. Coletada no eixo da Zona de Cisalhamento S.B. P-milonito (sensu Takagi, 1986). Minerais neoformados: epidoto, quartzo, biotita, carbonato, opaco (II e III), ferrohastingita, "ribbon quartz". Minerais primários: quartzo, opaco (I), biotita (I). Existem duas foliações miloníticas definidas por anfibólio e epidoto. O carbonato cristaliza em veios normais a foliação. O feldspato está comminuido assim como o quartzo. O plagioclásio está sericitizado segundo os planos de geminação. Este processo afeta a maior parte dos grãos do mineral. Reconhece-se também cristalização tardia de opacos automorfos. O quartzo cristaliza em ribbons. A rocha tem 62,64 % de SiO₂ e 3,82 % de CaO. (UTM x= 593,00 y= 6220,7).

Fotomicrografia 3. Mesma amostra anterior em LN. Observa-se duas foliações miloníticas, definidas por anfibólio, opaco e epidoto.

Fotomicrografia 4. Amostra SBZ 67. Coletada a 800 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento S.B. Unidade MC. F-milonito (sensu Takagi, 1986). Minerais primários: granada, quartzo I, opaco I, biotita I. Minerais neoformados: quartzo II, opaco II, muscovita, sericita. Opacos deformados segundo a foliação milonítica. As granadas são helicíticas sendo a milonitização posterior a sua geração. Como produto da reação que gerou granada sobrou quartzo. A história da milonitização foi progressiva. O padrão helicítico sinistral na granada é definido por opaco. (UTM x=591,30 y= 6213,95).

2

1

4

3

Fotomicrografia 5. Amostra 375. Granito Cerro de los Zorros. (pré D1. Minerais primários: feldspato potássico, plagioclásio amplamente sericitizado. Biotita de cor castanha escura. Opaco automorfo no interior dos feldspatos. Minerais neoformados: opaco, quartzo, muscovita. Mirmequitas na borda dos grãos de origem tectônica. O quartzo cristaliza no interior de fraturas. Extinção ondulante no quartzo. Exsolução do feldspato. A análise de rocha total por fluorescência de raios X no laboratório do BGR indicou 68.84% de SiO₂ wt e um índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (1960) de 86.05.

Fotomicrografia 6. Amostra SBZ 55. Rocha de metamorfismo de contato do Grupo Lavalleya (sequência metaclástica) com o Granito de La Torre. É integrada por diopsídio, titanita, andesina e apatito. Coletada a 4000 metros ao W do eixo da Sierra Ballena. (UTM x=585,50 y= 6210,2).

Fotomicrografia 7. Amostra SBZ 68. Ultramilonito do eixo da Zona de Cisalhamento S.B. Minerais primários :quartzo, feldspato, apatito, opaco. Minerais neoformados :opaco II, epidoto, zoisita. Foliação SC. Extinção ondulante em quartzo. Formação de "ribbon quartz". Neoformação de epidoto. Exsolução de feldspato. Opacos deformados no plano da foliação milonítica. Outros opacos tardios automorfos. Unidade Up (UTM x= 590.00 y= 6211,2).

Fotomicrografia 8. Amostra SBZ 129. Unidade MC. Coletada no eixo da Zona de Cisalhamento SB; na senda para a Fazenda "El Transhumante, num vale estreito cumprido entre duas serras de milonito. Milonito. Minerais primários: plagioclásio, feldspato potássico, ferrohastingtonita. Minerais neoformados: zoisita, "ribbon-quartz", opaco. É possível que por milonitização a ferrohastingtonita tenha-se enriquecido em Na⁺ ou K⁺, já que os grãos mais finos são mais azuis. Opacos automorfos nas fendas abertas nos feldspatos.

7

8

5

9

Fotomicrografia 9. Mesma amostra da fotomicrografia anterior, LN; no mesmo local da lâmina. A foliação é definida por anfíbolio e opaco e quartzo deformados. A foliação é de tipo SC. Alguns grãos de anfíbolio estão deformados em forma de olhos, no entanto outros foram cominuídos. O mesmo acontece com os feldspatos. São notáveis opacos automorfos tardios. Observa-se exsolução do feldspatos e mirmequitas de origem tectônica, na borda dos grãos assim como extinção ondulante no quartzo.

Fotomicrografia 10. Amostra SBZ 20. Coletada a 800 metros a leste do eixo da Z.C.S.B.; na senda para a Fazenda "El Transhumante". Milonito. Minerais primários: ortoclásio, plagioclásio, ferrohastinguita, quartzo I, pirita, magnetita, rutilo. Minerais neoformados: "ribbon quartz", biotita, opacos, limonita, epidoto, clorita. Processos observados: exsolução dos feldspatos, virgamento da geminação em plagioclásio, deformação dos opacos, extinção ondulante no quartzo, formação de "ribbon quartz", neoformação de epidoto, mirmequitas de origem tectônica, rotação dos clastos dos minerais primários. Formação de foliação milonítica definida por quartzo, opaco, clorita, biotita e ferrohastinguita.

Fotomicrografia 11. Amostra SBZ 130. Coletada a 950 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB., na senda para a fazenda "El Transhumante". Formação Fazenda "El Fortín". Minerais primários: feldspatos zonados, ortoclásio, microclinio, plagioclásio, quartzo, titanita, granada, opaco, allanita. Minerais neoformados: sericita, opaco, "ribbon quartz", limonita. Opacos indeformados na foliação milonítica. Processos observados: formação de ribbon quartz. Rotação sinistral dos clastos de minerais primários. Formação de foliação milonítica. Neoformação de feldspato.

Fotomicrografia 12. Amostra SBZ 19. Coletada a 900 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB.; na senda para a fazenda "El Transhumante". Formação Fazenda "El Fortín". Milonito SC típico. Minerais primários: microclinio, plagioclásio, feldspato mesopertítico, quartzo, titanita, allanita. Minerais neoformados: opacos muito deformados, epidoto, "ribbon quartz", zoisita. Processos observados: mirmequitas na borda dos feldspatos, exsolução do feldspato, sericitização do feldspato, epidoto e opaco subautomorfo nas sombras de pressão dos clastos dos minerais primários; extinção ondulante no microclinio. Observa-se a diferença entre a deformação e a penetratividade do plano S (onde ocorre a maior neoformação mineral) e o plano C, menos penetrativo.

Fotomicrografia 13. Amostra SBZ 131. Coletada a 1400 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB.; na senda para a Fazenda "El Transhumante". Milonito. Minerais primários: titanita, ortoclásio, microclinio, biotita, quartzo, plagioclásio, apatito, anfíbol, allanita. Minerais neoformados: opaco (II e III automorfo), quartzo, feldspato, biotita II, illita, sericita, plagioclásio. Processos observados: quebraimento da titanita. Neoformação de biotita, feldspato, epidoto. Mirmequitas de origem tectônica.

10

9

12

11

14

13

16

15

Fotomicrografia 14. Amostra SBZ 17. Coletada a 1900 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Brecha formada a partir de um metapelito. Minerais primários: sericita, turmalina, zircão, opaco, quartzo. Minerais neoformados: muscovita, illita, quartzo. Processos observados: quebraimento e boudinage da turmalina. Extinção ondulante no quartzo.

Fotomicrografia 15. Amostra SBZ 146. Milonita da borda oeste do Granito "Doña Ignacia", coletada a 3000 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Minerais primários: feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, titanita, microclínio. Minerais neoformados: clorita, sericita, quartzo, epidoto, "ribbon quartz", quartzo cominuído, opaco, feldspato. Processos observados: exsolução e sericitização do plagioclásio. Neoformação de feldspato, epidoto e quartzo. Mirmequitas de origem tectônica. Formação de "ribbon quartz". Observa-se opaco automorfo no interior do plagioclásio e deformado acompanhando os minerais neoformados.

Fotomicrografia 16. Amostra SBZ 215. Coletada a 5100 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Granito foliado, facies de borda do Granito Aiguá; na estrada 39, 7 quilômetros ao sul de Aiguá. Minerais primários: plagioclásio zonado, feldspato potássico, microclínio, quartzo, biotita verde. Inclusões de quartzo globular no plagioclásio. Inclusões de plagioclásio no feldspato mesopertítico. Minerais neoformados: epidoto, biotita, opaco, quartzo. Processos observados: recristalização de quartzo e biotita. Extinção ondulante em quartzo. Neoformação de epidoto. Virgamento da geminação em plagioclásio.

18

17

19

19

Fotomicrografia 17. Amostra SBZ 44. Coletada a 5250 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral SB. Granito foliado, facies de borda do batólito Aiguá; na estrada 39, 7,1 quilômetros ao sul de Aiguá. Minerais neofomados: muscovita, quartzo, opaco automorfo. Minerais primários: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico. Quartzo orlando os grãos dos minerais primários. Processos observados: extinção ondulante no quartzo. Neoformação de muscovita, quartzo e opaco. Virgamento da geminação em plagioclásio. Recristalização de quartzo em fendas abertas em grãos primários de quartzo. Quebramento, sericitização e exsolução do plagioclásio.

Fotomicrografia 18. Amostra SBZ 45. Coletada a 4400 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SE.; na estrada 39; 8,5 quilômetros ao sul de Aiguá. Granito foliado, facies de borda do Granito Aiguá. Minerais primários : feldspato potássico, plagioclásio zonado, microclinio, feldspato mesoperitítico, quartzo I, biotita I (cor castanha), apatito, zircão , opaco I. Inclusões de quartzo globular no feldspato. Minerais neoformados: quartzo II, biotita II, epidoto, opaco II. Processos observados: neoformação de quartzo, epidoto e biotita. Extinção ondulante no quartzo. Virgamento da biotita. Exsolução dos feldspatos (principalmente o plagioclásio zonado). Apertura de fendas nos feldspatos preenchidas por os minerais já mencionados.

Fotomicrografia 19. Amostra SBZ 142. Coletada 4400 metros ao leste da Zona de Cisalhamento Sinistral SB.; na estrada 39; 9 quilômetros ao sul de Aiguá. Milonito de protolito granítico (Granito Aiguá). Minerais primários: plagioclásio, titanita, feldspato potássico, opaco, quartzo. Minerais neoformados: muscovita, sericita, zoisita, "ribbon quartz", opaco, "mortar quartz", epidoto. Processos observados: neoformação de epidoto, muscovita, quartzo, biotita. Exsolução dos feldspatos. Virgamento da geminação em plagioclásio. Extinção ondulante em quartzo. Mirmequitas de origem tectônica. Foliação milonítica. Deformação e rotação dos clastos de minerais primários. Observam-se opacos automorfos no plano da foliação milonítica.

21

20

22

Fotomicrografia 20. Amostra SBZ 32. Coletada a 3800 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB.; na estrada 39, 11 quilômetros ao sul de Aiguá. Granito foliado, facies de borda do Granito Aiguá. Minerais primários: feldspato mesopertítico, feldspato potássico com mirmequitas, microclinio, plagioclásio I e II, quartzo I e II. Biotita. Minerais neoformados: quartzo III, epidoto, muscovita, clorita. Processos observados: Plagioclásio → quartzo + epidoto + opaco + sericita. Sericitização do plagioclásio. Exsolução do plagioclásio. Extinção ondulante no quartzo. Biotita → clorita + opaco. Neoformação de quartzo, epidoto, opaco, muscovita e clorita. Virgamento da geminação em plagioclásio. Mirmequitas de origem tectônica.

Fotomicrografia 21. Amostra SBZ 290. Coletada a 6650 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB.; no centro do Granito Aiguá. Minerais primários: allanita, biotita, plagioclásio, feldspato mesopertítico, microclinio zonado, quartzo. Inclusões de quartzo globular dentro do feldspato mesopertítico assim como dentro do plagioclásio. Minerais neoformados: clorita, epidoto, opaco. Processos observados: virgamento da biotita. Neoformação de epidoto e muscovita. Extinção ondulante em quartzo. Exsolução do feldspato. Observa-se um entrelaçamento irregular de fendas muito finas.

Fotomicrografia 22. Amostra 172. Coletada a 7000 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Granito Aiguá. Granito róseo porfiroide a biotita. Minerais primários: allanita, quartzo, biotita verde, mirmequitas de origem ígnea, ortoclásio, plagioclásio. Opaco automorfo dentro do plagioclásio. Feldspato mesopertítico e no seu interior, plagioclásio zonado. Minerais neoformados: quartzo, epidoto, opaco, muscovita, biotita, clorita. Processos observados: neoformação de biotita, epidoto, quartzo, opaco, e muscovita. Exsolução de feldspato. Extinção ondulante em quartzo. Virgamento da biotita e plagioclásio.

Fotomicrografia 23a. Amostra SBZ 48. Coletada a 3200 metros ao leste do eixo da Z.C.S.S.B. Ortognaisses "La Coronilla". Plagioclásio zonado, a parte interior é mais rica em anortita. O crescimento do plagioclásio parece ser simultâneo a formação de foliação milonítica. Significa um ascenso do batólito simultâneo com a milonitização, com a conseqüente passagem de bandamento ígneo para bandamento tectônico. A cauda antecede um pouco o processo milonítico. Na cauda observa-se a reação: plagioclásio + muscovita + opacos + clinozoisita- epidoto. Nos feldspatos potássicos aparecem "flame perthites" e mirmequitas de origem tectônica.

Fotomicrografia 23b Amostra SBZ 291. Coletada 7700 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Protomilonito de origem granítico. (Granito Aiguá).Minerais primários: quartzo, microclinio zonado, biotita castanha, opaco, plagioclásio, titanita. Quartzo globular no interior do microclinio. Minerais neoformados: epidoto, muscovita, biotita, quartzo, clorita. Processos observados: preenchimento por quartzo nas fendas abertas nos minerais primários. Neoformação de epidoto, muscovita, quartzo e biotita. Mirmequitas de origem tectônica. Virgamento da geminação em plagioclásio. Extinção ondulante em quartzo. Exsolução dos feldspatos. Esta rocha foi analisada no BGR (Alemanha) por fluorescência de raios X; e tem um 68,50 % de SiO₂ wt e um índice de Diferenciação de Thorton e Tuttle (1960) de 85.44 %.

23 a

23 b

25

24

Fotomicrografia 24. Amostra SBZ 49. Coletada a 4750 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB., na estrada 39; 16,5 quilômetros ao sul de Aiguá. Granito Aiguá. Granito de grão médio a biotita castanha com foliação incipiente. Minerais primários: feldspato potássico, biotita castanha, microclinio, zircão. Quartzo globular incluído no plagioclásio. Minerais neoformados: quartzo, muscovita, epidoto, opaco II automorfo, biotita, clorita. Processos observados: neoformação de epidoto, quartzo, muscovita, clorita, opaco, biotita. Virgamento da geminação em plagioclásio. Mirmequitas de origem tectônica. Extinção ondulante em quartzo. Abertura de fendas no quartzo.

Fotomicrografia 25. Amostra 299. Coletada a 7800 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Granito Aiguá. Granito porfiroide a biotita. Minerais primários: feldspato mesopertítico, microclinio, plagioclásio, biotita, opaco automorfo, quartzo, titanita, apatito. Quartzo globular incluído no feldspato mesopertítico. Minerais neoformados: muscovita, quartzo, clorita, epidoto, biotita, clorita, quartzo. Extinção ondulante em quartzo. Virgamento da geminação em plagioclásio. Mirmequitas de origem tectônica. Exsolução de feldspato. Virgamento da biotita. Preenchimento das fendas abertas nos minerais primários por quartzo mortar.

Fotomicrografia 26. Amostra SBZ 141. Coletada a 5850 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB.; na estrada 39; 20 quilômetros ao sul de Aiguá. Granito Aiguá. Protomilonito de protólito granítico. Minerais primários: quartzo, plagioclásio zonado, feldspato mesopertítico, microclinio. Minerais neoformados: epidoto, quartzo, clorita. Processos observados: neoformação de epidoto, quartzo e clorita. Extinção ondulante em quartzo. Virgamento da geminação em plagioclásio. Mirmequitas de origem tectônica. Preenchimento das fendas abertas nos minerais primários por quartzo mortar. Exsolução dos feldspatos.

28

29

26

27

Fotomicrografia 27. Amostra SBZ 386. Coletada a 5700 metros a W do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Granodiorito Moreno. Minerais primários: plagioclásio, biotita castanha, opaco automorfo, titanita, apatito, quartzo, feldspato potássico. Mirmequitas de origem ígnea. Quartzo globular no interior dos feldspatos. Minerais neoformados: epidoto, quartzo, biotita. Processos observados: neoformação de epidoto, quartzo, biotita, exsolução dos feldspatos. Formação de mirmequitas de origem tectônica. Esta rocha foi analisada no BGR (Alemanha) por fluorescência de raios X e tem 72.24% de SiO₂ e um índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (1960) de 91,32.

Fotomicrografia 28. Amostra SBZ 384. Coletada a 7600 metros a W do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Granodiorito Moreno. Granodiorito foliado inequigranular a biotita castanha. Minerais primários: opaco automorfo, biotita I, plagioclásio cálcico, quartzo, feldspato potássico. Minerais neoformados: clorita, opaco, quartzo, biotita. Processos observados :exsolução dos feldspatos. Virgamento da geminação em plagioclásio. Mirmequitas de origem tectônica. Neoformação de quartzo, biotita, clorita, opaco. Observa-se um entrelaçamento irregular de fendas muito finas. Esta rocha foi analisada no BGR (Alemanha) por fluorescência de raios X e tem 68,82 % de SiO₂ e um Índice de Diferenciação de Thornton e Tuttle (1960) de 93,33.

Fotomicrografia 29. Amostra SBZ 383. Coletada a 7600 metros a W do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena. Granodiorito Moreno. Granodiorito inequigranular a biotita castanha. Minerais primários : opacos automorfos, plagioclásio, feldspato potássico, feldspatos zonados, biotita, titanita, quartzo. Minerais neoformados :quartzo, clorita, opaco. Processos observados : neoformação de quartzo, clorita, opaco. Exsolução de feldspato, mirmequitas de origem tectônica. Extinção ondulante em quartzo. Observa-se um entrelaçamento irregular de fendas muito finas. Esta amostra foi analisada no BGR (Alemanha) e tem 70,08 % de SiO₂ wt , e um índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (1960) de 94,50.

Fotomicrografia 30. Amostra SBZ 132. Coletada a 5300 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral Sierra Ballena; na estrada 39; 29 kilómetros ao sul de Aiguá. Gnaisses La Coronilla (UTM $x = 589,7$ $y = 6191,00$). Minerais primários: biotita, opaco, plagioclásio zonado, quartzo. Minerais neoformados: muscovita, clorita, quartzo. Processos observados: neoformação de quartzo, muscovita, clorita. Extinção ondulante no quartzo. Exsolução dos feldspatos.

Fotomicrografia 31. Amostra SBZ 84. Coletada a 2400 metros ao leste do eixo da Zona Cisalhamento SB. Ultramilonito F (sensu Takagi, 1986). Formação Fazenda "El Fortín". Minerais primários: quartzo, completamente cominuído, feldspato mesopertítico 5%. Minerais neoformados: opacos automorfos, biotita. Reconhecem-se duas foliações, sendo a mais nova aquela definida pelos opacos automorfos de última geração. Observando a lâmina a olho nu, são visíveis dobras em M, dobras parassitas.

Fotomicrografia 32. Amostra SBZ 83. Coletada a 2900 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Formação Fazenda "El Fortín". Minerais neoformados: opaco, muscovita, biotita, quartzo. Minerais primários: oligoclásio, quartzo, feldspato potássico. Existe foliação milonítica definida por opaco às vezes automorfo, muscovita, e quartzo cominuído. Se reconhece uma alteração linear a 90° da foliação milonítica definida por inclusões fluidas que cortam todos os minerais. Os minerais primários estão reduzidos a formas lenticulares e se encontram entre os planos de minerais neoformados. Nas caudas dos feldspatos encontra-se quartzo neoformado.

Fotomicrografia 33. Amostra SBZ 81. Coletada a 2000 metros ao leste da Zona de Cisalhamento Sinistral SB. Unidade MC. Milonito de protolito sienítico. Minerais primários: biotia verde, zircão, quartzo, feldspato potássico, albita, egirina-augita (crystal de cor de interferência verde, no ângulo superior esquerdo da fotomicrografia), arfvedsonita. Minerais neoformados: opaco subautomorfo, quartzo, plagioclásio. Processos observados: neoformação de opaco, quartzo e plagioclásio. Foliação milonítica.

31

30

33

32

Fotomicrografia 34. Amostra SBZ 80. Coletada a 1800 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral SB. Unidade MC. Minerais neoformados: epidoto, sericita, quartzo, plagioclásio, muscovita, zoisita. Minerais primários: opaco, plagioclásio, quartzo, ferrohastingtonita. Processos observados: neoformação de epidoto, sericita, plagioclásio, muscovita, quartzo, sericita. Foliação milonítica.

Fotomicrografia 35. Amostra SBZ 74. Coletada a 4150 metros a W do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Embasamento do Grupo Lavallega; milonitos de protólito granítico. Minerais primários: microclinio, plagioclásio, opaco, allanita, biotita I. Minerais neoformados: opaco automorfo, biotita II, quartzo, zoisita, epidoto. Mirmequitas de origem tectônica. Exsolução dos feldspatos. Extinção ondulante em quartzo. Reorientação da biotita. Preenchimento das fendas abertas nos minerais primários por quartzo mortar e outros minerais neoformados. Rotação e deformação dos minerais primários.

Fotomicrografia 36. Amostra SBZ 71. Coletada a 1750 metros ao W do eixo da Zona de Cisalhamento SB. Leucogranito de granulação grossa milonítico (Granito Cerro de Los Zorros). Minerais primários: quartzo I e II, plagioclásio, opaco I, feldspato potássico, biotita I. Minerais neoformados: opaco II, quartzo III ("ribbon quartz" e "mortar quartz"), biotita II, epidoto. Processos observados: exsolução dos feldspatos, neoformação de epidoto, opaco, quartzo, biotita. Virgamento da geminação em plagioclásio. Mirmequitas de origem tectônica. Extinção ondulante em quartzo. Preenchimento das fendas abertas nos minerais primários por quartzo mortar e outros minerais neoformados.

36

37

34

35

Fotomicrografia 37. Amostra SBZ 70. Coletada a 800 metros a W do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral SB. Milonito de protólito granítico (Granito Molles). Minerais primários: quartzo, opacos, feldspato mesopertítico, plagioclásio, biotita I. Minerais neoformados: clorita, biotita, epidoto, opaco II. Processos observados: definição de Sm e Sm' por quartzo (sensu Hackspacher et al, 1989). Boudinage em plagioclásio. Virgamento da geminação em plagioclásio. Exsolução dos feldspatos. Rotação e deformação dos clastos dos minerais primários. Mirmequitas de origem tectônica. Neoformação de epidoto, clorita, biotita, opaco. Cominuição generalizada.

Fotomicrografia 38. Amostra 69. Coletada a 360 metros a W do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral SB. Unidade QU. Ultramilonito. Minerais primários: feldspato mesopertítico, plagioclásio, quartzo. Minerais neoformados: opacos automorfos, "ribbon quartz", feldspato. Processos observados: neoformação de feldspato, opaco, ribbon quartz. Cominuição generalizada. O tamanho dos grãos minerais primários e neoformados é similar. Pode definir-se Sm e Sm'.

Fotomicrografia 39. Amostra SBZ 42. Coletada a 1300 metros ao leste do eixo da Zona de Cisalhamento Sinistral SB. Unidade MC. Ultramilonito. Minerais primários: plagioclásio, quartzo, feldspato potássico. Minerais neoformados: sericita, biotita, opaco, ribbon quartz, clorita. Processos observados: neoformação de sericita, opaco, "ribbon quartz", clorita. Microfalhas de rejeito submilimétrico e penetração milimétrica a 90° da foliação milonítica.

Fotomicrografia 40. Amostra SBZ 224. Granito Aiguá. Xenólito básico. Assembléia mineral: hornblenda, andesina, actinolita e como acessórios: titanita, epidoto, quartzo.

- alha normal Carmelo-Masoller.
- sistema de falhas normais do Rio Uruguay.
- sistema de falhas normais do Rio Santa Lucia Grande.
- Zona de Cisalhamento de Sarandi del Yi.
- Falha normal Dayman-Blanquillos.
- Falha normal de Arapey.
- Graben de Santa Lucia.
- Megadobra da Fazenda Nuestra Señora de Lourdes.
- Megadobra da Serra de Cabral.
- Zona de Cisalhamento de Sierra Ballena.
- Zona de Cisalhamento de Otazo.
- Megafalha normal do Rio Paraná.
- m- Sienito Piquiri (Neoproterozoico Superior).
- n- Granito Cacapava do Sul.
- o- Zona de Cisalhamento de Cangucu.
- p- Zona de Cisalhamento de Ibare.
- q- Sienitos e traquitos Sierra de Animas (Cambrico Medio).
- r- Sienitos do Paso Juan Ramon. (Cambrico?).
- s- nappes de Valentines- Cerro Chato.
- t- Zona de Cisalhamento da Colonia del Sacramento.
- u- Falha normal de Artigas.
- v- Falha normal de La Paz.
- w- granito tarditectonico de Cerrezuelo.
- x- anortosito Capivarita (Neoproterozoico Superior).
- y- granito tarditectonico de Cerro de Las Cuentas.
- z- granito posttectonico Mahoma (tipo S).

FIGURA 3 - ZONA DE CISALHAMENTO SIERRA BALLENA NO URUGUAI

LEGENDA

	FALHAS NORMAIS		LIMITES DO EMBASAMENTO
	FALHAS TRANSCORRENTES		LIMITE INTERNACIONAL URUGUAI-BRASIL
	FALHAS DE EMPURRÃO		LIMITES DA ZONA GRANITICA CENTRAL DO CINTURÃO DOM FELICIANO
	MACIÇOS GRANITICOS		RUMO E MERGULHO
	TROPIAS MAIS NOTÁVEIS		COBERTURAS BASÁLTICAS FANEROZOICAS

FIGURA 2. ESBOÇO GEOESTRUTURAL DOS BLOCOS ADJACENTES À ZONA DE CISCALHAMENTO SINISTRAL "SIERRA BALLENA", COM BASE EM INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS TM, ENTRE MARISCALA E PUNTA DEL ESTE.

- GRANITOS, GRANITÓIDES E METAGRANITOS DE ALTO GRAU.
- a) Rio de la Plata.
 - 21. Granito Chileno.
 - 22. Metagranito de Paso de la Jirama.
 - 23. Granito ocular de Cerro de los Zorros.
 - 24. Granito Suroeste de Agua.
 - 25. Granito Nube.
 - 26. Complexo metagranítico e de metagranitos de alto grau Serra de Caba.
 - 27. Metagranito e micaxistos de Cerro Ocho.
 - 28. Domo granítico Serra de Caba.
 - 29. Metagranito Hincón de Aparicio.
 - 30. Metagranito Jato de los Tules.
 - 31. Complexo granítico Sudoeste de Maldonado.
 - b) Rio de la Plata.
 - 32. Granito Cerro Carapé.
 - c) Rio de la Plata.
 - 33. Granito cianocristalino de Minas.
 - 34. Leucocrato Pico de Aguiar.
 - 35. Granito porfírico Puntas de Pico de Aguiar.
 - 36. Granito Puntas del Soldado.
 - 37. Complexo granítico Arroyo del Soldado.
 - 38. Granito porfírico Arroyo del Soldado.
 - 39. Granito calcio-alciano Puntas de Maldonado.
 - 40. Granito tipo S Cerro del Puente.
 - 41. Granito Cerro Encarnado.
 - 42. Granito Paso de los Carros.
 - 43. Granito porfírico Cerro Pico.
 - 44. Granitólito Boreo.
 - 45. Granito Arroyo de la Calera.
 - 46. Granito Aguiar.
 - 47. Granito porfírico de Garzón.
 - 48. Granito Nube.
 - d) Rio de la Plata.
 - 49. Metagranito Puntas del Pico.
 - 50. Granito del Pico de Chico.
 - 51. Granitólito e alcali granito Laguna de los Clanes.
 - 52. Granito Los Tules.
 - 53. Granito Puntas Chiles.
 - 54. Granito Florencia.
 - 55. Granito Los Cerillos de Maldonado.
 - 56. Granito Cerro Aguiar.

- Coberturas do Cenozoico.
Coberturas do Cretáceo.
- CAMBRIÓ MÉDIO.
- Formação Sierra de los Animas.
Nordmarkit.
Sionitos.
Tranquitos.
- Zonas de Ciscalhamento.
- NEOPROTEROZOICO
- Metassas clásticas.
Formação Las Ventanas.
Formação Piedras de Afilar.
- Supracrustais dobradas e metamorfasadas.
- Formação quartzito de Salus.
Formação San Carlos.
Formação Cerros de Aguiar.
Formação Martín Soron.
- GRUPO LAVALLEA.
Sequência vulcânica.
Sequência carbonática.
Sequência clástica.
Sequência clástica (quartzitos).
- GRUPO ROCHA.
Meta-sedimentos e metavulcânitos indiferenciados.
- PALEOPROTEROZOICO.
- Craton do Rio de la Plata.
- Proterozoico indiferenciado.

SONDAGENS :

Profundidade do teto do embasamento

1. Lobo 1.....> -2718 metros.
2. Gaviotin.....> -3638 metros.
3. Sauce.....-2405 metros.
4. Gaspar.....-2201 metros.
5. Daymán.....-2161 metros.
6. Tacuarembó.....-196 metros.
7. Puerto Gómez...> -1300 metros.
8. Paso Ullestie...-926 metros.
9. "El Aguila"....-375 metros.
10. Bañado de Rocha...-515 metros.
11. La Paloma.....-127 metros.
12. Zanja Honda....+ 59 metros.
13. Agronomía.....- 395 metros.
14. Cuchilla Zamora....- 118 metros.
15. Rincón del Bonete...-290 metros.

ANÁLISE ESTRUTURAL DA CARTA GRAVIMÉTRICA DO URUGUAI

Área continental: Anomalia Bouger.
Área costeira e oceânica: Anomalia de ar livre.
Baseado na carta do "South American Gravity Project". (Leeds University, 1991).

LEGENDA

- a- Zona de Cisalhamento Sinistral "Sierra Ballena".
- b- Zona de Sutura Sarandí del Yi-Las Animas.
- c- Milonitos de Otazo.
- d- Dobra do Arroio Tornero.
- e- Dobra da Serra de Cabral.
- f- limite dos epimetamorfitos do Cinturão Dom Feliciano.
- g- Nappes de Valentines.
- h- Horst de Cuñapirú.
- i- Graben de Santa Lucía.
- j- Graben de Mirim-Pelotas.
- k- Graben de Guichón.
- l- Graben de Rocha.
- m- Falha Normal de Arapey.
- n- Falha Normal de La Paz.
- o- Falha Normal do Xui.
- p- Falha Normal de Colonia.
- q- Falha Normal de Daymán-Blanquillo.
- r- Falha Normal de Fray-Bentos-Palmar.
- s- Horst "Cerrito de la Victoria".
- t- Maciço de sienito do Valle Chico.
- u- Falha Normal de Chafalote.
- v- Falha de San Salvador.
- w- Graben do Banco Inglês.
- x- Graben de Melo.
- y- Horst do Cordobés.
- z- Formação Sierra de Animas.
- &- Traquitos e sienitos do Paso San Ramón.
- E- Maciço hazburgítico.
- Chapéu de ferro (Cu, Mo, Zn, Pb).

FIGURA 6 GEOLOGIA DA REGIÃO DA TORRE DE MICRO-ONDAS

0m 400 800 1000

FIGURA 9. MAPA DE LOCALIDADES

- ponto com dados de campo.
- * ponto com dados de campo e análise química de elementos maiores, menores e traça em BGR.
- # ponto com dados de campo e análise química por espectrometria de emissão plasma em DINAMIGE.
- ♀ ponto com dados de campo e lâmina delgada.
- ♂ ponto com dados de campo e secção polida.
- ponto com dados de campo e análise química de elementos maiores, menores e traça e RREE em BGR.
- ponto com dados de campo, lâmina delgada e análise por microsonda em BGR.

LEGENDA DAS FIGURAS 7 e 8. -

- Q Quaternario. Sedimentos arenosos fluviais.
=====
- C S Cenozoico Superior. Siltitos arenosos de cor marróm clara.
A E
=====
- K_i I Cretácico Inferior. Ignimbritos ácidos.
K_i P Piroclastitos.
K_i B Basaltos.
K_i S Diques de latito.
=====
- FPA Formação Piedras de Afilar.
Meta-arenitos de baixo grau a quartzo-muscovita.
=====
- CAMBRIANO A PROTEROZOICO TARDIO.
a) Rochas da Zona de Cisalhamento Sinistral de Pororó.
- CT Cataclasito da Torre.
Ultracataclasitos formados unicamente por "mortar quartz".
b) Rochas da Zona de Cisalhamento Sinistral de Sierra Ballena.
- MU Milonitos recristalizados maciços de matriz afanítica com quartzo e feldspato, por vezes com porfiroclastos de feldspato.
- U_p Ultramilonitos laminados e placosos de protolito granitoide.
- QU Ultramilonitos quartzosos cor marróm clara.
- MC Filonitos a xistos miloníticos a clorita-zoisita-granada-biotita verde-anfíbol sódico.
- G_nM Gnaisses graníticos róseos porfiroides a dois feldspatos, geralmente miloníticos. E: área com enclaves básicos a borda nítida.
- FF Formação Fazenda "El Fortín".
Seqüência metamórfica milonitizada vulcano-sedimentar (Pré-Lavalleja?).
=====
- IGNEAS POS CINEMATICAS.
- δ_M Granito Moreno. Granitos inequigranulares a biotita-titanita com feldspatos zoneados. Foliação definida por máficos.
=====
- PROTEROZOICO.
- GRANITOIDES PÓS D1 E SIN-TARDI D2.
- δ_P Granito Penitente.
Granitos tardicinemáticos a dois micas e dois feldspatos, de grão fino com restos de supracrustais. Muscovita, biotita castanha, opaco automorfo, epidoto, esfeno, "mortar quartz" e "ribbon quartz" nos planos de foliação. Às vezes cataclasis generalizada em fase rúptil.
- δ_A Granito Aiguá.
Granito graúdo às vezes porfiroide a biotita marrom, titanita, e raras vezes allanita. Enclaves básicos semidigeridos ou a borda nítida. Diques de basalto comagmático. E : área com enclaves básicos cognatos. X : área com xenólitos oblatos de rochas metamórficas.
- δ_{Ig} Granito Doña Ignacia
Granitos graúdos, às vezes porfiroides isótipos, a dois feldspatos, quartzo, e biotita marrom e opaco automorfo como acessórios. Nas bordas do batólito passa a protomilonitos e milonitos com foliação definida por muscovita-epidoto e "mortar quartz". E: área com enclaves básicos cognatos.
- G_nC Gnaisses Coronilla
Gnaisses protomiloníticos a muscovita-quartzo-feldspato com intercalações de filonitos e ultramilonitos cinza.
- δ_T Granito da Torre de Micro-ondas.
Leucogranitos róseos de grão média a fina a dois feldspatos e dois micas, de caracter cataclástico. Foliação definida por biotita verde e clorita tardias.
=====
- GRANITOIDES PRÉ D1.
- δ_S Granito Sauce del Aiguá.
Metagranitos foliados porfiroides às vezes com plagioclásio automorfo.
- δ_Z Granito Cerro de Los Zorros.
Metagranitoides foliados com duas foliações, uma das quais forma textura ocelar e é horizontal.
- δ_{Mo} Granito Molles del Aiguá
Metagranitos foliados geralmente milonitizados a muscovita, anfíbol e dois feldspatos com intercalações de ultramilonitos a sericita-quartzo próximo ao eixo da Zona de Cisalhamento. Xen: Xenólitos de milonita de protolito granítico de forma sub-esférica.
- δ_{CF} Granito Cerro Feo
Leucogranitos porfiroides com foliação horizontal. Fenoblastos de ortosa zoneados e anfíbol orientados. Xenólitos ácidos e básicos métricos, semidigeridos nas bordas. Dobras ptigmáticas.
- G_nE Gnaisses Doña Elda
Gnaisses graúdos a biotita-granada.
- δ_L Granito de Leda
Granitoides graúdos leucocráticos foliados indiferenciados.
=====
- GRUPO LAVALLEJA
Formações P_ZCb metacarbonáticas, metaclásticas P_ZCle metavulcánicas P_ZV Dentro delas distingue-se um nível de metariólito: P_ZV R_y

- ↖ Acamamento.
↗ Foliação S1.
↖ Foliação S2.
↗ Lineação D1 e seu caimento.
↖ Lineação D2 e seu caimento.
↗ Lineação genérica e seu caimento.
↖ xistosidade.
↗ Foliação milonítica e seu mergulho. Clivagem.
↖ Eixo de dobra D1 e seu caimento.
↗ Eixo de dobra D2 e seu caimento.
↖ Eixo de dobra da foliação milonítica e seu caimento.
↗ Juntas de cisalhamento
↖ Falha com rejeito em direção
- - - Falha inferida.
/// Tropíais mais notáveis em foto aérea.
~ Contactos geológicos.
- Estrada nacional
- senda que pode ser usada em tempo seco.
Coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator Projection).