**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004632

**PESQUISAS GEOLÓGICA, METALOGENÉTICA E MINERAL
NO CRATON AMAZÔNICO
(SISTEMATIZAÇÃO CRÍTICA DE PARTE DA OBRA NO PERÍODO
COMPREENDIDO ENTRE 1980 E 1992)**

Jorge Silva Bettencourt

**Concurso para Obtenção do Título de
Livre-Docente Junto ao Departamento de
Geologia Econômica e Geofísica Aplicada,
na Área de Conhecimento de Prospeção.**

**SÃO PAULO
1992**

5
cp
2

AGRADECIMENTOS

Durante a elaboração desta análise crítica nós nos beneficiamos de inúmeras discussões e sugestões dos colegas, Profs. Almeida Filho, R.; Barbour, A.; Brito Neves, B.B., Dall'Agnol, R.; Gama Jr., E.; Hasui, Y.; Leite Jr., W.B.; Mattos, J.T.; Moreschi, J.; Sadowski, G.R.; Sugulo, K.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Wernick, E. e Yamamoto, J.K., aos quais muito agradecemos.

Faz-se menção, também, à dedicação dos Profs. Evaristo Ribeiro Filho e Aledir Barbour que iniciaram e ajudaram o orientando, Onofre Gomes de Pinho (falecido), nos estudos de microscopia de minérios.

Os agradecimentos são extensivos às geólogas Karina e Saara, ao Sr. Dalton, à Telma e à Lucia pelos trabalhos relativos à impressão do memorial e do texto crítico.

SUMÁRIO

	P.
1 - INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	01
2 - O PROJETO GRANITO E OS SEUS OBJETIVOS	02
2.1 - Informação Histórica	02
2.2 - Dificuldades iniciais profissionais e científicas frente à temática do Projeto Granito : a busca de soluções	04
3 - OS TEXTOS QUE SERVEM DE BASE À ANÁLISE CRÍTICA	06
3.1 - Tema central: potencial estanífero brasileiro (diagnóstico em 1981)	06
3.2 - Tema central: sistemas deposicionais aluvionares e depósitos estaníferos secundários de Rondônia	06
3.3 - Tema central: compartimentação tectônica e evolução magmática e metalogenética dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo 1,4 a 0,95 Ga	07
3.3.1 - Sub-tema: distribuição temporal e espacial dos granitos rapakivi de Rondônia no intervalo de 1,4 a 0,95 Ga	07
3.3.2 - Sub-tema: compartimentação tectônica e evolução crustal dos granitos rapakivi	07
3.3.3 - Sub-tema: a natureza bimodal do magmatismo	07
3.3.4 - Sub-tema: características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi	07
3.3.5 - Sub-tema: petrogênese dos granitos rapakivi	08
3.3.6 - Sub-tema: metalogenia dos granitos rapakivi de Rondônia	08
3.4 - Tema central: evolução crustal e granitogênese no Craton Amazônico	09
3.5 - Tema central: sensoriamento remoto aplicado ao estudo dos plutons graníticos em Rondônia	10
3.6 - Teses orientadas	10
3.7 - Iniciação científica	10
3.8 - Trabalhos científicos em preparação	10
3.9 - Relação de alguns trabalhos efetuados no âmbito de companhias de mineração (relatórios inéditos, 1984 a 1991)	11
4 - OS MOTIVOS DA ANÁLISE CRÍTICA PARCIAL	12
5 - OS CRITÉRIOS OBEDECIDOS PARA A ANÁLISE CRÍTICA	12
6 - A ANÁLISE CRÍTICA DOS TRABALHOS ACADÊMICOS	13
6.1 - Tema Central: Depósitos e potencial estanífero do Brasil	13
6.1.1 - Histórico	13
6.1.2 - Objetivos do trabalho	14
6.1.3 - Méritos e contribuição científica/tecnológica: benefícios práticos ao país	14

6.1.4 - O impacto da publicação no âmbito dos países produtores de estanho filiados ao ITC	15
6.1.5 - O comportamento da indústria estanífera brasileira até 1985 face ao diagnóstico de 1981	17
6.1.6 - Os efeitos positivos nas companhias estaníferas brasileiras	19
6.2 - Tema central: ambientes de deposição e tipos de depósitos estaníferos secundários de Rondônia	19
6.2.1 - Metas de trabalho em relação ao tema	19
6.2.2 - Metodologia de pesquisa científica e a sua adequação aos objetivos dos trabalhos	21
6.2.3 - Méritos, contribuição científica e benefícios práticos dos trabalhos	21
6.2.4 - A estratigrafia do Pleistoceno-Holoceno de Rondônia	22
6.2.4.1 - Introdução	22
6.2.4.2 - Nível eustático marinho e sedimentação cenozóica (controles de sedimentação)	22
6.2.4.3 - Conceitos de seqüência sedimentar e implicações em relação às causas de sedimentação dos sistemas aluvionares de Rondônia	24
6.2.4.4 - Idades das seqüências sedimentares	25
6.2.4.5 - A problemática dos "stones-lines"	26
6.2.4.6 - O caráter autóctono ou alóctono dos "stones-lines" de Rondônia	27
6.3 - Tema central: compartimentação tectônica, evolução magmática e metalogenética dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo 1,4 a 0,95 Ga .	30
6.3.1 - Méritos e contribuição científica dos trabalhos	30
6.3.2 - Os textos e objetos de pesquisa sob análise crítica	31
6.3.3 - Os problemas de nomenclatura dos granitos rapakivi	31
6.3.4 - Sub-tema: Distribuição temporal e espacial dos granitos rapakivi de Rondônia no intervalo 1,4 a 0,95 Ga	32
6.3.4.1 - Tendências atuais	32
6.3.4.2 - Os problemas ligados à determinação das idades e zoneamento temporal	33
6.3.4.3 - Apreciação de dados geocronológicos: méritos e benefícios científicos dos trabalhos	34
6.3.4.4 - As idades do Batólito Serra da Providência	36
6.3.4.5 - As idades do Maciço Igarapé Preto e das Vulcânicas São Lourenço	37
6.3.4.6 - A relevância dos dados isotópicos baseados no método Rb/Sr	41

6.3.4.7 - Pesquisa futura: o papel da geoquímica isotópica para a resolução dos problemas relativos ao zoneamento temporal dos granitos rapakivi	41
6.3.5 - Sub-tema: Compartimentação tectônica, evolução crustal e gênese dos granitos rapakivi	42
6.3.5.1 - A contribuição científica dos trabalhos	42
6.3.5.2 - O estado atual do conhecimento	43
6.3.5.3 - As associações do tipo AMCG em Rondônia e a posição relativa às orogenias	45
6.3.5.4 - Informações adicionais sobre a evolução crustal da parte sudoeste do Craton Amazônico	47
6.3.5.5 - O arcabouço geotectônico do Sudeste do Craton Amazônico e os controles de formação dos granitos anorogênicos de Rondônia entre 1,4 a 0,95 Ga	49
6.5.5.5.1 - As causas da gênese dos granitos	49
6.5.5.5.2 - Compartimentação tectônica dos plutons graníticos	50
6.5.5.5.3 - Fluxo fluidal e mineralização nas áreas de distensão	56
6.3.6 - Sub-tema: A natureza bimodal do magmatismo	58
6.3.6.1 - Idéias atuais	58
6.3.6.2 - O bimodalismo em Rondônia: méritos científicos do documento em relação ao tema em discussão	59
6.3.6.3 - Os objetivos e métodos para as pesquisas futuras	60
6.3.7 - Sub-tema: características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi	60
6.3.7.1 - Contribuição científica dos trabalhos em relação ao sub-tema	60
6.3.7.2 - O conhecimento atual e as tendências de pesquisa futura	61
6.3.7.3 - Características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi de Rondônia	61
6.3.8 - Sub-tema: petrogênese dos granitos rapakivi	62
6.3.8.1 - Os problemas fundamentais relativos ao tema	62
6.3.8.2 - Gênese e evolução magmática do Maciço Caritianas	64
6.3.8.3 - Gênese e evolução magmática do Maciço Oriente Novo	66
6.3.9 - Sub-tema: Metalogenia dos granitos rapakivi de Rondônia	74
6.3.9.1 - Introdução	74
6.3.9.2 - Comentários relativos aos modelos evolutivos magmático/pós-magmáticos dos Granitos Últimos de Rondônia	75
6.3.9.3 - A importância do reconhecimento e estudo dos processos de alteração hidrotermal para o entendimento dos sistemas graníticos a metais raros	76

6.3.9.4 - As dificuldades e problemas inerentes ao estudo metalogenético dos sistemas graníticos mineralizados a metais raros	77
6.3.9.5 - As características geoquímicas dos granitos a metais raros	78
6.3.9.6 - Granitos rapakivi e mineralizações associadas	80
6.3.9.7 - Os processos magmáticos e pós-magmáticos e a mineralização estano-nióbio-tantalífera no Maciço Caratianas	81
6.3.9.7.1 - A caracterização dos processos metassomáticos	81
6.3.9.7.2 - Evolução da fase fluidal e mineralização associada	95
6.3.9.7.3 - Inclusões fluidas e dados microtermométricos das mineralizações estaníferas do Maciço Caritianas	101
6.3.9.8 - Os processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados com a formação e alteração dos leucogranitos da série subalcalina do Maciço Oriente Novo	106
6.3.9.8.1 - Os processos de alteração	106
6.3.9.8.2 - A natureza e ação dos voláteis nos processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados à formação e alteração dos leucogranitos do Maciço Oriente Novo	117
6.3.9.8.3 - Sobre a metalogenia do estanho e do wolfrâmio no Maciço Oriente Novo	120
6.4 - Tema-central: evolução crustal e granitogênese no Craton Amazônico no Brasil	123
6.4.1 - Contribuição científica e benefícios práticos do trabalho	123
6.4.2 - Análise crítica complementar	124
6.5 - Tema-central: sensoriamento remoto aplicado ao estudo dos plutons graníticos em Rondônia	128
6.5.1 - Contribuição científica do trabalho	128
6.5.2 - O confronto de metodologias modernas	130
6.5.3 - A expectativa de melhor desempenho futuro	130
6.6 - Tema-central: Análise distrital	131
6.6.1 - Introdução (dificuldades inerentes à análise distrital)	131
6.6.2 - Metodologia	131
6.6.3 - Delineamento e classificação dos campos estaníferos	131
6.6.4 - Compartimentação geológica	131

6.6.5 - A classificação de depósitos primários de estanho da Província Estanífera de Rondônia	135
6.6.6 - Perspectiva econômica	135
6.6.7 - Análise de modelos, conceituação e seleção de áreas alvos	136
7 - CONCLUSÕES	140
8 - BIBLIOGRAFIA	144

PG LINHA	ONDE SE LÊ	LEIA-SE
III 12	Sudeste	sudoeste
III 22	O bimodalismo em Rondônia: méritos científicos do documento em relação ao tema em discussão	O bimodalismo em Rondônia
III 28	conhecimento	conhecimento
V 4	Análise de modelos, conceituação e seleção de áreas alvo	Análise de modelos e seleção de áreas
VII 3	da bacia	de bacia
IX 12	Província estanífera	Província Estanífera
IX 18	Província estanífera	Província Estanífera
01 11	Projeto Granitos	Projeto Granito
01 29	(Fundação da Universidade Estadual Paulista)	(Fundação da Universidade Estadual Paulista), ao IG-USP, IGCE-UNESP, IPT e IG-UNICAMP.
02 17	trataria	trataria
06 32	... apresentados em Bettencourt et al. (1991: Doc. 201).	... apresentados em Bettencourt et al. (1991, Doc.201). Ressalta-se, ainda, que todos os dados laboratoriais referentes à microscopia de minérios e rochas alioáticas, à análise mineral por difratometria de Raios X e microsonda eletrônica, não seriam gerados sem a necessária infraestrutura e apoio científico do DGE/IG-USP, em 1º plano e IGCE-UNESP, IG-UNICAMP e IPT-SP, em segundo plano.
06 12	... em preparação, os relatórios...	em preparação e os relatórios
06 14	Burumadinho - SP	Brumadinho - SP
07 6	granitos anorogênicos,	granitos anorogênicos
11 2	Maciço Oriente Novo	Maciço Caritinas
11 12	Cachoeirinha	Cachoeirinha
11 15	Munícipio	Município
14 29	facilidades	instalações
16 24	neste setor	nesse setor
19 5	Ariquenas	Ariquemes
24 31	Galloway	Galloway
24 26	estratigráfica	deposicional
26	... várias ordens de grandeza e são limitadas...	... várias ordens de grandeza sendo constituídas por estratos concordantes e geneticamente relacionados; são limitados...
24 31	as sequências estratigráficas	as sequências genéticas
26 15	formado em período anterior.	formados em períodos anteriores
27 32	porém mais espessas	porém maiores
31 26	granitos não idênticos	granitos idênticos
35 12	Rapakivi normal aleno-granito	Rapakivi normal: sienogranito pterítico
36 -	idades expressas em milhões de anos, do tipo, 1.270 ± 73	com a anotação seguinte 1270 ± 73.
		OBS.: (Esta correção é válida para todas as páginas seguintes).
41 1	A Relevância dos Dados isotópicos baseados no Método Rb/Sr	A relevância dos dados isotópicos baseados no método Rb/Sr
41 23	só poderá ser conseguida	só poderão ser conseguidos
43 20	me geração	e geração
44 26	Ulrich	Ulrich
53 10	Essa característica	Essa última característica
53 28	"rhombo-ckasms"	"rhombo-ckasms" (Ramsay & Huber, 1987)
56 36	"rhombo-ckasms"	"rhombo-ckasms"
59 10	o bimodalismo em Rondônia: méritos científicos do documento em relação ao sub-tema em discussão	o bimodalismo em Rondônia
60 7	importante para a	importantes para a
61 22	são subordinados	são subordinadas
62 11	estes são representados	são representadas
62 35	o arcabouço	ao arcabouço
63 21	rochas porfíricas	rochas porfíricas
64 16	à 1:25000	à escala 1:25000
64 38	greisens	greisens
66 6	não tem sido	não tenha sido
78 25	feições de sua própria evolução	feições evolutivas
85 17	(= 0,90)	$\Delta 131 = 0,90$
86 12	Na ¹⁷	Na ¹⁹
86 16	Si ⁵⁷	Si ⁵⁷
86 18	Si ³⁰	Si ³
90 12	Transferir à página 90 o texto correspondente às 23 linhas iniciais da página 92. O texto deve ser inserido à linha 12 e deverá iniciar-se da seguinte maneira... As resações seguintes,...	
92 10	Ion Al	Ion Al ³⁺

97	36	reações 5, 7, 8	reações 5,6,7
98	2	$K(7) - Na - K - H^+ - Si^+$	$K^+ (7) - Na^+ - K^+ - H^+ - Si^+$
99	9	$1/2 K Al_3 Si_3 O_8(OH)_2$	$1/2 K Al_3 Si_3 O_{10}(OH)_2$
99	11	$1/2 Na Al_3 Si_3 O_8(OH)_2$	$1/2 Al_3 Si_3 O_{10}(OH)_2$
100	7	Metassomatismo K e N	Metassomatismo K^+ e Na^+
100	16	K e H^+	K^+ e H^+
106	34	a feldspatização potássica	à feldspatização potássica
113	21	trend	"trend"
119	18	D/H e/ou $^{18}O/^{16}O$	D/H e/ou $^{18}O/^{16}O$
123	27	Arqueo	Arqueano
124	16	Dall'Agnol	Dall'Agnol
127	6	Arqueo	Arqueano
127	36	pr pesquisadores	por pesquisadores
128	15	Pitinga - PA	Pitinga - AM
128	21	Importantes	Importante
140	5	Depocional	Deposicional
144	1	Romanini	Romanini
144	7	Cráton	Craton
145	8	Barker	Baker
	8	earth and trace	earth and other trace
	9	Sweden	Sweden
	19	precambrian	Precambrian
146	2	These de Doctora Es	These de Doctorat
	12	Kinnaird	Kinnaird
	13	map of the scale	map at the scale
	15	Bridgwater	Bridgwater
	21	Burnham	Burnham
	23	process	processes
	31	Mac Short Course	Mineral. Assoc. Canadá, Short Course
	33	fluids	fluides
147	1	Science de la Terre	Mem. Sci. de la Terre, v. 37, 364 p.
	2	Greisenization, mineralization	Greisenisation, minéralisations
	19	Archean	Archaean
148	19	Metallogenic	Metallogenetic
	22	Regent	Recent
148	25	fonolites tracytes	phonolites trachytes
	33	hydrothermal	hydrothermal
149	4	On	on
149	4	And	and
	13	Symposion	Symposium
150	29	adn	and
151	15	long Valley	Long Valley
	16	Yamada, eds.	Yamada, N. eds.
	17	relations	relation
	33	EAP, C.H.	YEAP, C.H.
	34	Geol. KTIN	Geol. Tin
152	34	Nigeriam	Nigerian
153	10	keratophyre	keratophyre
	22	Kwak	Kwak
	25	Granited	Granites
	25	Helsinki. Abstr. Vol., p. 32,	Geol. Surv. Finl., Opas-Guide 34, p. 32
155	5	Amazônia Federal	Amazônia Oriental: Implicações petrológicas
	6	do Pará	
	6	(Dissert. Mestr., Universidade Federal do Pará)	(Dissert. Mestr., Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências).
155	12	granite a re-Interpretation	granite: a reinterpretation
	20	monorogenic	monorogenic
156	1	summary	
158	19	mechanism	mechanism
159	10	Schulling	Schulling
161	4	ore-bearing	ore-bearing
	5	og	of
	8	peralkaline	peralkaline
	24	silic magmatic	silicic magmatic
162	8	spacial	spatial
	11	Vega	Veiga
	17	Verschure	Verschure
163	17	melting	melting
	19	wolframita	wolframite

ÍNDICE DE FIGURAS

	P.
Figura 1: Projeto Granito - Localização das áreas submetidas a trabalhos de mapeamento geológico e pesquisa mineral.	04
Figura 2: Seções estratigráficas dos Igarapés Cachoeirinha (Maciço Caritianas), Barranco (Maciço Oriente Novo), Macaco (Mina Montenegro) e Sabão (Maciço Caritianas) ilustrando os paleovales e as coberturas sedimentares.	23
Figura 3 :Ilustração de dois tipos de "stone-lines"; "stone-line" a quartzo e " stone-line" laterítico, conforme conceituação de Lecomte (1988).	29
Figura 4: Mapa geológico parcial do bloco sudoeste do Craton Amazônico no Brasil com indicação dos maciços granitóides.	
Figura 5: Mapa geológico do Bloco Abunã - Caripunas ilustrando a distribuição das rochas rapakivi.	35
	38
Figura 6: Isócrona Rb/Sr de referência para os granitos rapakivi normais do Batólito Serra da Providência.	
Figura 7: Isócrona Rb/Sr de referência para o Maciço Igarapé Preto.	38
Figura 8: Isócrona Rb/Sr de referência para as rochas Vulcânicas Ácidas de São Lourenço situadas junto ao Maciço São Lourenço.	40
Figura 9: Mapa geológico-geotectônico do embasamento da Bacia do Amazonas, segundo Cordani et al. (1984).	48
Figura 10: Contexto tectônico dos granitos rapakivi de Rondônia, segundo Bettencourt & DallÁgnol (1987; Doc 221).	51
Figura 11: Mapa geológico simplificado de parte do Bloco Sudoeste do Craton Amazônico L.	52
Figura 12: Faixas de cisalhamento e maciços granitóides rapakivi da porção central de Rondônia.	

Figura 13	
A - Detalhes da infraestrutura da bacia rombóide Brawley, U.S.A.	54
B - Estrutura interna da bacia rombóide, segundo Sibson (1986).	54
Figura 14: Estruturas desenvolvidas entre falhas transcorrentes dextrais com padrão em degrau e recobrimento horizontal à direita.	55
Figura 15: Mapa geológico do Maciço Caritianas (RO).	65
Figura 16: Esboço esquemático preliminar dos principais eventos associados à evolução do Maciço Caritianas. (Adaptado de Jackson et al., 1982; Plant, 1983 e outros, sem escala).	67
Figura 17: Esquema evolutivo preliminar de geração de rochas no Maciço Caritianas nos estádios magmático e pós-magmático (modificado de Pollard 1983).	68
Figura 18: Mapa geológico simplificado do Maciço Oriente Novo.	69
Figura 19: Esboço preliminar ilustrando o modelo magmático evolutivo geral das suites, subalcalina e alcalina observadas no Maciço Oriente Novo (RO).	71
Figura 20: Esboço preliminar para ilustrar a evolução dos processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados à formação dos leucogranitos da série subalcalina e dos corpos filonianos associados.	72
Figura 21: Distribuição das rochas da Suíte I do Maciço Oriente Novo no diagrama Q-Ab-Or normativos.	73
Figura 22	
A - Esquematiza diversas inclusões (FKi, Qz, plag.) em FK _h .	82
B - Croqui que demonstra as principais características das albitas tardias.	82
C - O desenho salienta a substituição do plagioclásio pelo feldspato K.	83
D - Observa-se FK "incluso" no plagioclásio ("antipertitas").	83
Figura 23: Esquemas da distribuição espacial de algumas fácies de greisens no Maciço Caritianas.	91
Figura 24: Características dos veios de quartzo simples, bordejados por granito ou por greisen.	93

Figura 25: Detalhes dos veios de quartzo com uma assembléia mineral complexa.	93
Figura 26: Características dos veios de quartzo com larga alteração hidrotermal das encaixantes, sub-tipo quartzo-fluorita.	94
Figura 27: Detalhes dos veios de quartzo com larga alteração hidrotermal das encaixantes, sub-tipo quartzo+topázio+ biotita.	94
Figura 28: Quadro esquemático da sequência de "emplacement" e/ou resfriamento e/ou interação rocha-fluído e da distribuição das principais alterações tardias no Maciço Caritianas.	100
Figura 29: Aspectos gerais das inclusões fluídas associadas aos greisens.	102
Figura 30: Aspectos gerais das inclusões fluídas associadas aos (zinnwaldita) quartzo-greisens.	103
Figura 31: Diagrama retangular th (oC) X salinidade (% equivalente NaCl) X densidade (g/cm) para as inclusões fluídas do Maciço Caritianas.	104
Figura 32: Proposta preliminar das condições de aprisionamento e evolução da fase fluída responsável pela greisenização e veios de quartzo associados.	105
Figura 33: Diagramas Q-Ab-Or normativos.	108
Figura 34: Diagramas Q-T + F-M (Kuhne et al. 1972, apud Stemprok 1979).	111
Figura 35: Diagramas $Li-VI R^{2+} (VI R^{3+} + VI Ti)$ de Foster (1960, apud Charoy 1979a).	112
Figura 36: Padrões dos ETR de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo.	115
Figura 37: Modelo esquemático da cronologia geral dos processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração de granitos a elementos raros associados (Pollard 1983).	120
Figura 38: Modelo preliminar da sequência de processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração dos leucogranitos do Maciço Oriente Novo.	121
Figura 39: Mapa de localização de porções de terrenos arqueanos do Amapá e Altamira.	125

Figura 40: Mapa geológico de parte dos terrenos arqueanos do Amapá (segundo Jorge João e Marinho 1982).	125
Figura 41: Mapa geológico da região Serra dos Carajás - Rio Maria ilustrando os terrenos arqueanos do Rio Maria e alguns complexos granitóides do Proterozóico Médio.	126
Figura 42 : Mapa geológico simplificado do Maciço Pedra Branca obtido através da integração de dados de campo e da imagem LANDSAT.	129
Figura 43: Mapa dos principais depósitos de Sn na região central de Rondônia, ilustrando os padrões de distribuição radial e semi-radial em relação aos maciços graníticos estaníferos.	133
Figura 44 : Distribuição dos principais campos estaníferos da Província Estanífera de Rondônia.	134
Figura 45 - Estilos de mineralização estanífera primária observados, até o momento, na Província Estanífera de Rondônia.	
A - Sistema "pipe" brechado - Mina Potosi (Yokoi et al., 1987)	
B - Sistema greisenacamado - Maciço Santa Bárbara (Frank, 1990)	
- Sistema de veios tabulares - Maciço Santa Bárbara (Frank, 1990)	
Figura 45	
A e B: Estilos de mineralização estanífera primária observados, até o momento, na Província estanífera de Rondônia.	137
C e D: Estilos de mineralização estanífera primária observados, até o momento, na Província Estanífera de Rondônia.	138
Figura 46: Produções acumuladas de minério aluvionar integradas às reservas medida e indicada dos principais maciços individuais e campos estaníferos de Rondônia.	139

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Reservas e recursos de Sn do Brasil - 1981 (t/Sn).	16
Tabela 2: Reservas de Sn - 1985.	17
Tabela 3: Evolução dos principais indicadores oficiais.	18
Tabela 4: Parâmetros isotópicos dos granitos rapakivi normais do Batólito Serra da Providência.	37
Tabela 5: Parâmetros isotópicos das rochas granitóides do Maciço Igarapé Preto	39
Tabela 6: Parâmetros isotópicos das rochas Vulcânicas Ácidas São Lourenço.	39
Tabela 7: Ilustração das prováveis diferenças entre as idades das suites graníticas rapakivi e os picos metamórficos mais prováveis dos cinturões móveis.	46
Tabela 8: Proposta preliminar da distribuição temporal da assembléi ^{mineral} av associada ao Maciço Caritianas (asterisco = Kinnaird 1985; triângulo vazio = Pollard 1983).	98
Tabela 9: Dados químicos e fórmulas calculadas aproximadas de algumas biotitas de greisen e de velo de quartzo do Maciço Oriente Novo.	
Tabela 10: Reservas de algumas jazidas de Sn primário - Rondônia.	114

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Foto. 1- Detalhe de dois bancos de "stone-lines" da Mina Vagalume, Oriente Novo (RO).	28
Foto. 2- Banco de "stone-line", ilustrando variações de espessura em função da topografia (Estrada Ariquemes - Porto Velho).	28

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 3 . Cristal anédrico de plagioclásio (P) em feldspato potássico de aspecto turvo (FK). Notar as bordas corroídas do primeiro e o caráter pseudopertítico do segundo. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Amostra 3638C.

107

Fotomicrografia 4. Textura " bola de neve" . Observar a presença de cristais tabulares de albita (Ab) no interior e ao redor do cristal anédrico de quartzo (Q). Fotomicrografia em nicóis cruzados . Amostra 3524A.

109

ANEXOS

Anexo 1 - "Abstract" e conclusões dos trabalhos em discussão.

**PESQUISAS GEOLÓGICA, METALOGENÉTICA E MINERAL
NO CRATON AMAZÔNICO
(SISTEMATIZAÇÃO CRÍTICA DE PARTE DA OBRA NO PERÍODO
COMPREENDIDO ENTRE 1980 E 1992)**

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O texto, ora apresentado, sistematiza criticamente parte da obra técnica/científica do candidato e visa, antes de tudo, cumprir ao disposto no Estatuto da Universidade de São Paulo, relativo ao Concurso de Livre Docência. Para tal julgamos ser de melhor alvitre e mais produtivo analisar somente parte da obra que foi desenvolvida no Craton Amazônico e restrita ao período compreendido entre 1980 e 1992.

Julgamos ser de interesse e necessidade que a análise seja obrigatoriamente vinculada à trajetória profissional, à evolução pessoal e aos objetivos científicos do autor, nessa fase de sua vida. Recorda-se, a esse respeito, que movido pela vontade crescente de diversificação e aperfeiçoamento profissional e científico é que o autor, ao final do ano de 1980, aceitou convite das Empresas Brumadinho-SP para coordenar uma equipe constituída por 10 geólogos e, ter a si, a responsabilidade de desenvolver e executar um amplo Projeto, intitulado "Projeto Granitos". Essa missão englobaria trabalhos de geologia regional e de detalhe, pesquisa e desenvolvimento mineral sistemáticos, com o objetivo de descobrir, pesquisar e desenvolver novos depósitos de Sn e metais raros associados (Nb, Ta, W, Y, ETR, etc.), não só na Província Estanífera de Rondônia (Isotta et al., 1978), como também em outras regiões do Craton Amazônico (Jamanxim, Alto Pitinga, etc.).

A estratégia, planejamento e execução desse projeto, a curto e médio prazo, por essa equipe coordenada pelo autor, possibilitaram a geração de material geológico substancial que constitui a base e alavanca para consumação paralela dos trabalhos acadêmicos decorrentes. Ressalta-se, contudo, que essa atividade acadêmica, embora estimulada e apoiada pelas Empresas Brumadinho-SP, não constituía o seu objetivo mineiro específico. O mérito científico, se existe, deve-se, na quase totalidade, a esse apoio decisivo privado, sem o qual qualquer iniciativa de pesquisa científica no Craton Amazônico é condenada ao fracasso e, em menor escala, à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) e à FUNDUNESP (Fundação da Universidade Estadual Paulista).

2. O "PROJETO GRANITO" E OS SEUS OBJETIVOS

2.1. Informação histórica

Para entendimento das preocupações das companhias estaníferas, em relação aos seus objetivos mineiros, e para a justificativa de lançamento e implementação de grandes programas de pesquisa mineral a partir de 1980, torna-se necessário tecer alguns comentários.

Durante a década de 1970 - 1980 a mineração de cassiterita no Craton Amazônico e, em especial, na Província Estanífera de Rondônia, processou-se, obviamente, sobre depósitos muito bem conhecidos e com teores de Sn muito superiores a 650 g/m^3 . A essa altura, por volta de 1980, os tempos mudaram-se, as reservas ricas se exauriam em Rondônia, acentuava-se assim a lavra de depósitos com teores baixos ou próximos do limite econômico e, muito cedo, configurar-se-ia um quadro de impasse em relação à definição de reservas de fácil lavra e à tomada de decisões que envolvessem altos riscos. Além disso o aumento dos custos operacionais e a constatação de teores baixos nas áreas remanescentes e disponíveis à lavra, configuravam e exigiam uma mudança drástica na natureza das operações de lavra por desmonte hidráulico e atitudes radicais em relação à geração de novos depósitos de Sn . Deste modo, nesse quadro de expectativas e no âmbito das Empresas Brumadinho-SP, iniciou-se, sob nossa coordenação, uma ampla investigação na Província Estanífera de Rondônia, que traria do estudo de rochas granitóides e dos depósitos de Sn e metais raros associados (Nb, Ta, W, Y, Be, ETR, etc.), primários e secundários, tudo enfileirado no que se convencionou chamar de "Projeto Granito". Os objetivos gerais do projeto e as preocupações fundamentais em relação, aos sistemas aluvionares e depósitos de "placers" associados, à evolução magmática dos sistemas graníticos e metalogenia associada, bem como aos modelos conceituais genéticos e exploratórios, eram os seguintes:

Em relação às ocorrências e depósitos estaníferos primários e secundários:

- Inventário das informações cartográficas e geológicas de ocorrências e depósitos minerais;
- Distribuição dos centros mineralizados primários;
- Distribuição e posicionamento das ocorrências e depósitos secundários;

Em relação à distribuição dos tipos de depósitos (inclui classificação estrutural, mineralógica, agrupamento genético, etc.);

- Identificação dos depósitos econômicos;
- Intensidade de ocorrências minerais por unidade de área;
- Identificação dos "trends" estruturais e controles da mineralização primária;

- Distribuição de produção conhecida e tonelagem produzida por mina ou por unidade de área;
- Distribuição de elementos individuais ou grupo de elementos;
- Diagramas teor - tonelagem;
- Estabelecimento, se possível, de modelos de depósitos e critérios de pesquisa, indispensáveis à individualização de áreas de interesse.

Em relação ao magmatismo granítico:

- Mapeamento à escala 1:25.000 dos complexos graníticos especializados, nos blocos Jamari/Oriente Novo e São Lourenço/Caripunas, com vistas à definição da sua faciologia interna;
- Definição da mineralogia, composição modal, características texturais e estruturais, composição química, etc., como instrumentos para a elaboração de mapas faciológicos;
- Identificação do zoneamento magmático espacial e temporal com vistas à caracterização dos tipos de complexos graníticos;
- Determinação do índice de especialização com base nos elementos Rb, Sr, Ba, Sn, F, Li, etc.;

Determinação do grau e tipo de alteração hidrotermal pervasiva ou localizada: feldspatização sódica (albitização), feldspatização potássica, greisenização, silicificação e argilização.

- As distribuições de minerais individuais ou grupo de minerais e de elementos ou grupo de elementos.

Em relação à(s) metodologia(s) de pesquisa mineral e seleção de alvos de pesquisa:

- Elaboração de curvas teor/tonelagem de depósitos conhecidos indispensáveis ao estabelecimento dos perfis de depósitos a serem pesquisados na província estanífera;
- Definir metodologia de realce de alvos para futuro "follow-up";
- Definir metodologia para estabelecimento não só de perspectivas de pesquisa como também de alvos prioritários em diferentes setores de um campo ou província estanífera;
- Seleção de áreas alvos - todas as informações inicialmente colecionadas, integradas e interpretadas iriam compôr o corpo de dados dos quais perspectivas econômicas seriam deduzidas para a área a ser submetida à pesquisa mineral. A seleção seria feita em função da identificação dos campos estaníferos, dos tipos de depósitos mais propícios a ocorrerem e do conhecimento dos modelos dos sistemas graníticos mineralizados.

2.2. Dificuldades iniciais profissionais e científicas frente à temática do "Projeto Granito": a busca de soluções.

Os trabalhos de mapeamento geológico e de prospecção conduzidos nas regiões Rio Jamari/Oriente Novo e São Lourenço/Caripunas (Fig. 1) permitiram até 1985, em caráter preliminar, esboçar a distribuição espacial, a organização e faciologia internas, as características petrográficas e o quimismo dos maciços São Lourenço/Caripunas, Pedra Branca, Caritianas, Oriente Novo, Santa Clara e São Carlos (Fig. 4). Além disso, parte das ocorrências de mineralização primária foi inventariada, no que diz respeito à distribuição,

Figura 1: Projeto Granito - Localização da áreas submetidas a trabalhos de mapeamento geológico e pesquisa mineral

controle estrutural e litológico e características mineralógicas e as seqüências sedimentares aluvionares e depósitos de "placers" correlativos, foram também qualificados. Os resultados dessa atividade estão expressos nos relatórios profissionais, indicados no item 3 e assim nominados: Bettencourt (1984; Doc. 231), Payolla e Pinho (1981; Doc. 237), Pinho e Payolla (1982; Doc. 238), Leite Jr. (1983), Ribeiro (1984; Doc. 239), Grupo de Pesquisa das Empresas Brumadinho (1984; Doc. 240), Nascimento (1985, 1986; Docs. 241, 243), Cembrani (1985; Doc. 242).

Embora os resultados obtidos até 1987, satisfizessem o escopo das necessidades e objetivos imediatos prospectivos e mineiros das Empresas Brumadinho-SP com vistas à seleção de alvos de pesquisa mineral e à definição de modelos exploratórios pertinentes, a análise crítica dos dados permitiu perceber carências e inúmeros problemas de entendimento inerentes aos seguintes temas: zoneamento magmático espacial e temporal, idades, petrogênese e quimismo dos granitos estaníferos, tipologias de depósitos primários e gênese das mineralizações de metais raros (Sn, Nb-Ta, W, Be, Y, ETR, etc.) associadas aos granitos.

A equipe de mapeamento geológico que iniciou o "Projeto Granito" era inicialmente composta por recém formados no IGCE - UNESP - Campus de Rio Claro, com incipiente experiência em relação à problemática dos granitos anorogênicos e mineralização associada.

A percepção da precariedade de força científica dos dados geológicos deu-nos a consciência exata da necessidade de reformulação e atualização de conceitos e de empreendimento de estudos aprofundados com vistas à produção de dados científicos, emparelhados ao escopo e objetivos da atividade profissional em desenvolvimento nas Empresas Brumadinho. Deste modo, já em 1984, procuramos a colaboração do Centro de Pesquisas Geocronológicas - IG/USP; buscamos em 1985 a cooperação e contribuição da equipe de geocronologia da Z.W.O. - Laboratorium Voon Isotopen Geologie - Amsterdam, no âmbito do Projeto IGCP - 204; estimulamos, a partir de 1986, os trabalhos de tese dos membros da equipe a saber, Onofre Gomes de Pinho (mestrado), Washington Barbosa Leite Jr. (mestrado) e Bruno L. Payolla (mestrado em andamento) e angariamos, em 1989 e 1990, recursos da FAPESP e do FUNDUNESP para projetos de estudos geoquímicos e petrogenéticos sobre os granitos, conforme se depreende dos resultados parciais apresentados em Bettencourt et al. (1991; Doc. 201).

Em 1991, fomos convidados a integrar e participar de um novo projeto IGCP-Project 315, "Correlation of Rapakivi Granites and Related Rocks on a Global Scale", cujo lançamento e reunião inaugural teve lugar em Helsinki no período entre 29 e 31 de julho de 1991, conforme Haapala (1991b). Ao integrar-se ao IGCP-315 assumimos o compromisso de contribuir cientificamente, durante a vigência do projeto, para o entendimento da distribuição espacial e temporal, compartimentação tectônica, petrologia, geoquímica e metalogênese dos granitos anorogênicos rapakivi e das rochas correlativas contemporâneas

que ocorrem na Província Estanífera de Rondônia. Ressalta-se ainda, mais uma vez, que a partir de 1988 o nível de investigações conduzidas em Rondônia foi dirigido ao estudo de processos e não mais ao estudo de objetos de importância econômica localizada, o que se coaduna com o espírito do Projeto IGCP-315.

3. OS TEXTOS QUE SERVEM DE BASE À ANÁLISE CRÍTICA

Os principais trabalhos acadêmicos que servem de base à análise crítica são a seguir discriminados e, deste modo, não serão arrolados na bibliografia final. Os textos foram agrupados segundo temas específicos independentemente da data de publicação, o que nos pareceu ser de maior proveito e disciplina de raciocínio para o andamento do processo de análise.

Enumeraremos, também, as teses de mestrado dos orientandos, Prof. Washington Barbosa Leite Jr., Geólogo Onofre Gomes de Pinho (falecido), o relatório de iniciação científica do aluno Rogério Farias, os trabalhos científicos em preparação, os relatórios de mapeamentos geológicos e de atividades de pesquisa mineral executados pela equipe no âmbito das Empresas Burumadinho-SP. Essas contribuições - as teses em primeiro plano - complementam e enriquecem o quadro geral mais atualizado dos temas de investigação acadêmica ora em discussão.

3.1. TEMA CENTRAL: potencial estanífero brasileiro (diagnóstico em 1981)

BETTENCOURT, J.S., DAMASCENO, E.C., FONTANELLI, W.S., FRANCO, J.R.M. e PEREIRA, N.M., 1981. Brazilian tin deposits and potential. In: Fifth World Conference on Tin, 5, Kuala Lumpur, 1981. Paper 3 (ii), Kuala Lumpur, Ministry of Primary Industries & International Tin Council, 69 p.

doc.217

3.2. TEMA CENTRAL: sistemas deposicionais aluvionares e depósitos estaníferos secundários de Rondônia

PAYOLLA, B.L., MUZZOLON, R., PINHO, O.G. e BETTENCOURT, J.S., 1984. Estratigrafia preliminar e ambientes de deposição dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Montenegro e Oriente Novo, Rondônia. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, 1984. Anais..., Manaus, MME/DNPM, p. 359-364.

doc.220

BETTENCOURT, J.S., MUZZOLON, R., PAYOLLA, B.L., DALL'IGNA, L.G. e PINHO, O.G., 1988. Os depósitos estaníferos da região central de Rondônia. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. Schobbenhaus, C. & Coelho, C.S.S., Coord. Geral. MME/DNPM, v. II, p. 213-241.

doc.224

3.3. TEMA CENTRAL: compartimentação tectônica e evolução magmática e metalogenética dos granitos norogênicos de Rondônia no intervalo 1,4 a 0,95 Ga

3.3.1. SUB-TEMA: distribuição temporal e espacial dos granitos rapakivi de Rondônia no intervalo de 1,4 a 0,95 Ga

BETTENCOURT, J.S. & KAEDEI, M., 1984. Reconhecimento dos granitos rapakivi (sensu stricto) da região do Rio Caripunas, RO. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, 1984. Anais... Manaus, MME/DNPM, p. 271-285.

doc.218

PRIEM, H.N.A., BON, E.H., VERDURMEN, E.A.Th and BETTENCOURT, J.S., 1987. Additional geochronological data of the Precambrian tin province of Rondônia. In: Final Meeting Working Group IGCP - Project 204, "Precambrian evolution of the Amazonian Region", Pólo Carajás, 1987. "Extended Abstracts", Pólo Carajás, IUGS/UNESCO, p. 110-112.

doc.222

PRIEM, H.N.A., BON, E.H., VERDURMEN, E.A.Th and BETTENCOURT, J.S., 1989. Rb/Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian Craton, Brazil). Jour. South American Earth Sc., v. 2, nº 2, p. 163-170.

doc.225

3.3.2. SUB-TEMA: compartimentação tectônica e evolução crustal dos granitos rapakivi

3.3.3. SUB-TEMA: a natureza bimodal do magmatismo

3.3.4. SUB-TEMA: características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi

3.3.5. SUB-TEMA: petrogênese dos granitos rapakivi

Além dos documentos assinalados no item 3.3.1. os trabalhos seguintes são indispensáveis à análise crítica dos sub-temas correspondentes aos itens 3.3.2 a 3.3.5.

BETTENCOURT, J.S. e KAEDEI, M., 1984. Reconhecimento dos granitos rapakivi (sensu stricto) da região do Rio Caripunas, RO. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, 1984. Anais..., Manaus, MME / DNPM, p. 271-285.

doc.218

BETTENCOURT, J.S. e DALL'AGNOL, R., 1987. The rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: Intern. Symp. on Granites and Assoc. Mineral., Salvador, 1987. "Excursion Guides", Salvador, Super. Geol.Recur. Minerals, p. 49-87.

doc.221

BETTENCOURT, J.S., LEITE, W.B., PAYOLLA, B.L. e MONTANHEIRO, T.J., 1991. Contribuição à geoquímica, petrologia e metalogenia dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo de 1.270 a 950 Ma. Relatório científico submetido à FAPESP. Processo Geologia 89/0305-4.

doc.201

PAYOLLA, B.L., LEITE JR., W.B., BETTENCOURT, J.S. e PINHO, O.G. de, 1991. Aspectos geológicos, petrográficos e litoquímicos do Maciço Pedra Branca, RO. In: Anais do III Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, 1991. SBG, Núcleo Norte, p. 100-116.

doc.228

BETTENCOURT, J.S., LEITE, W.B., PAYOLLA, B.L., DALL'AGNOL, R. (em revisão). The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. Mineralogy and Petrology, Springer-Verlag, Wiene, Áustria.

doc.230

3.3.6. SUB-TEMA: metalogenia dos granitos rapakivi de Rondônia

BETTENCOURT, J.S., DAMASCENO, E.C.; FONTANELLI, W.S.; FRANCO, J.R.M. e PEREIRA, N.M., 1981. Brazilian tin deposits and potential. In: Fifth World

Conference on Tin, 5, Kuala Lumpur, 1981. Paper 3 (ii), Kuala Lumpur, Ministry of Primary Industries & International Tin Council, 69p.

Doc. 217

Doc. 220 e Doc. 224 já assinalados no item 3.2.

BETTENCOURT, J.S. e DALL'AGNOL, R., 1987. The rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: Intern.Symp.on Granites and Assoc.Mineral., Salvador, 1987. "Excursion Guides", Salvador, Super.Geol.Recur.Minerais, p.49-87.

Doc 221

Doc. 228 e Doc 230 referenciados nos itens 3.3.2 a 3.3.5.

BETTENCOURT, J.S., LEITE, W.B., PAYOLLA, B.L. e MONTANHEIRO, T.J., 1991. Contribuição à geoquímica, petrologia e metalogenia dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo de 1270 a 950 Ma. Relatório científico submetido À FAPESP. Processo Geologia 89/0308-4.

Doc 201

PINHO, O.G. e BETTENCOURT, J.S., 1991. Alteração hidrotermal e mineralização de metais raros (Sn, Nb, Ta) do Maciço Caritianas, Rondônia. Publicação Especial no. 9, IG - USP. Jornadas Científicas, p. 59-61.

doc. 199

3.4. TEMA CENTAL: evolução crustal e granitogênese no Craton Amazônico

DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J.S., JOÃO, X. da S.J., MEDEIROS, H.de, COSTI,H.T. e MACAMBIRA, M.J.B., 1988. Granitogenesis in northern brazilian region: a review. In: Rev.Bras. Geoc., v. 17 (4), p. 382-403.

doc.223

BETTENCOURT, J.S., LEITE, W.B., PAYOLLA, B.L., DALL'AGNOL, R., (em revisão). The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. Mineralogy and Petrology, Springer - Verlag, Wiene, Austria.

doc.230

3.5. TEMA CENTRAL: sensoriamento remoto aplicado ao estudo dos plutons graníticos em Rondônia

ALMEIDA FILHO, R., PAYOLLA, B.L., PINHO, O.G. de e BETTENCOURT, J.S., 1984. Utilização de imagens digitais Landsat no estudo de corpos granitóides em Rondônia: Caso exemplo do Maciço Pedra Branca. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, 1984. Anais..., Manaus, MME / DNPM, p. 409-415.

doc.219

3.6. Teses orientadas:

PINHO, O.G. de, 1987. Geologia e mineralizações de Sn no Maciço Caritianas, RO. Rascunho de Dissertação de Mestrado. IG-USP, (não defendida devido morte acidental do candidato).

LEITE Jr., W.B., 1992. Geologia do Maciço Oriente Novo (Rondônia) e as mineralizações estano-tungsteníferas associadas. Tese de Mestrado, IG-USP. São Paulo. 248p.

3.7. Iniciação científica

FARIAS, R. 1991. Geocronologia e evolução crustal da parte sudoeste do Cráton Amazônico. Relatório Final, IG/USP - FAPESP-SP, Processo Geologia, 89/3044-8, 61 p.

3.8. Trabalhos científicos em preparação

LEITE, Jr., W.B. e BETTENCOURT, J.S. (em preparação). Caracterização geoquímica dos greisens do Maciço Oriente Novo - Rondônia.

LEITE, Jr., W.B. e BETTENCOURT, J.S. (em preparação). O albita granito do Maciço Oriente Novo - Rondônia.

LEITE Jr., W.B. e BETTENCOURT, J.S. (em preparação). Petrologia do Maciço Oriente Novo - Rondônia.

PINHO, O. de, BETTENCOURT, J.S., LEITE Jr., W.B., PAYOLLA, B.L. (em preparação). Petrologia e metalogenia do Maciço Oriente Novo - Rondônia.

3.9. Relação de alguns trabalhos efetuados no âmbito de companhias de mineração (relatórios e estudos inéditos - 1984 a 1991)

BETTENCOURT, J.S., 1984. Pesquisa preliminar dos paleovales Cachoeirinha, Queimadas e Rio Preto, Rondônia. Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP.

doc.231

PAYOLLA, B.L. e PINHO, O.G. de, 1981. Relatório final do Maciço Pedra Branca executado pelo Projeto Granito, Cachoeirinha, Rondônia. Coordenador: BETTENCOURT, J.S.. Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 69 p.

doc.237

PINHO, O.G.de, PAYOLLA, B.L., 1982. Projeto Granito Cachoeirinha, Rondônia. Relatório final do Maciço Caritianas e Faveirão. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP.

doc.238

RIBEIRO, A.P., 1984 - Geologia do Distrito Montenegro, Município de Ariquemes, Rondônia. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 104 p.

doc.239

GRUPO DE PESQUISA DAS EMPRESAS BRUMADINHO, 1984 - Projeto Samuel. Relatório dos trabalhos de pesquisa, Município de Ariquemes, Rondônia. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 108 p.

doc.240

NASCIMENTO, J.G.C., 1985 - Projeto Granito. Relatório final das áreas Reunidas e Triunfo, Distrito Oriente Novo, Rondônia. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 17 p.

doc.241

CEMBRANI, J.C., 1985 - Projeto Granito. Relatório final do mapeamento do Maciço São Lourenço, São Lourenço, Rondônia. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 67 p.

doc.242

NASCIMENTO, J.G.C., 1986 - Projeto Granito. Mapeamento do Distrito Oriente Novo, Município de Ariquemes, Rondônia. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 55 p.

doc.243

4. OS MOTIVOS DA ANÁLISE CRÍTICA PARCIAL

Os motivos que nos levaram à análise parcial da obra referida são assim justificados:

- Os trabalhos científicos se enquadram à linha de investigação temática, bem definida, seguida pelo autor e cingida ao estudo da natureza, origem, metalogênese de metais raros e preciosos (Sn, Nb, Ta, W, Be, Zr, F, Y, ETR, Au, Mo, etc.), associados a rochas granitóides, como também aos depósitos secundários correlativos;
- Os granitos, pelas suas características genéticas, oferecem condições ideais para o estudo de processos de evolução magmática e de geração de depósitos de metais raros;
- Os sistemas aluvionares quaternários, da mesma forma, são perfeitos ao estudo de processos sedimentológicos e pedogenéticos, bem como aos processos de gênese de "placers" estaníferos;
- As atividades, na quase totalidade, se desenvolveram desde 1980 no compartimento sudoeste do Cráton Amazônico e mais particularmente na Província Estanífera de Rondônia, onde o candidato, juntamente com os outros membros da equipe de pesquisa, Onofre Gomes de Pinho (falecido), Washington Barbosa Leite Jr. e Bruno Leonello Payolla, além de outros geólogos, integravam o Grupo de Pesquisa das Empresas Brumadinho-SP, em serviço na subsidiária, Mineração Oriente Novo, RO;
- Os resultados científicos obtidos são fruto de planejamento a longo prazo de projetos de pesquisa mineral de metais raros, executados por mais de uma dezena de geólogos coordenados pelo candidato, promovidos e desenvolvidos nas Empresas Brumadinho-SP.

5. OS CRITÉRIOS OBEDECIDOS PARA A ANÁLISE CRÍTICA

Para a análise da obra o autor regeu-se pelos seguintes critérios que lhe

parecem indispensáveis e obrigatórios:

- Objetivo e interesse específicos de cada trabalho individual ou grupo de trabalhos e sua relevância;
- O mérito científico ou tecnológico, a contribuição ao avanço da ciência e tecnologia e os seus benefícios práticos decorrentes para a comunidade;
- A originalidade da pesquisa;
- Os métodos de pesquisa científica ou tecnológicos utilizados e a adequação dos mesmos ao objetivo proposto, quando pertinentes;
- Os pontos fracos, os seus efeitos e o diagnóstico para a mitigação.

Deixa-se claro, de início, que a análise não é extensiva a todos os aspectos dos trabalhos pois se restringe aos temas e aos tópicos por nós considerados como polêmicos e de interesse maior ao conhecimento geológico, metalogenético e mineiro do Craton Amazônico. Por coerência ao raciocínio os temas centrais de análise dizem respeito:

- Ao potencial estanífero do Brasil;
- À natureza, estratigrafia, ambientes de deposição e evolução dos depósitos de metais raros secundários (depósitos de "placer") da Província Estanífera de Rondônia;
- À distribuição, idade, zoneamento magmático espacial e temporal, origem e metalogênese do magmatismo anorogênico rapakivi proterozóico particularmente do sudoeste do Craton Amazônico;
- Aos aspectos relativos aos mecanismos de deposição ígnea fracionada, aos processos metassomáticos e hidrotermais, e à natureza e evolução da mineralização primária de metais raros associados aos granitos.

Para visualização rápida do conteúdo de cada trabalho a analisar e também para comodidade do leitor, os "abstracts" e resumos dos textos correspondentes a cada tema foram reunidos no Anexo 1.

6. A ANÁLISE CRÍTICA DOS TRABALHOS ACADÊMICOS

6.1. TEMA CENTRAL: depósitos e potencial estanífero do Brasil

(trabalho em discussão: Doc. 217; ver Anexo 1)

6.1.1. Histórico

O contato do autor com a indústria estanífera trouxe como preocupação inicial o desejo de ter uma visão geral abrangente da problemática dos granitos estaníferos

do Craton Amazônico, dos depósitos primários e secundários associados e do estado da indústria estanífera brasileira em 1980. Esse desejo coincidiu com a solicitação, feita ao governo brasileiro pela International Tin Council - ITC (United Kingdom) e pelo Ministério da Indústria do Governo da Malásia, de elaboração de um documento que evidenciasse, cabalmente, o estado da indústria estanífera brasileira àquela época (1981) e que, além disso, fosse a expressão inquestionável da voz oficial brasileira. Essa tarefa foi incumbida a um grupo misto, composto por geólogos das Empresas Brumadinho e um representante do DNPM, do qual o autor fez parte.

A apresentação e discussão desse documento na Quinta Conferência Mundial do Estanho (1981), em Kuala Lumpur, Malásia, era mais do que desejada pela comunidade dos países produtores e consumidores de Sn.

O interesse mais específico, à época, dessas entidades e dos países produtores de Sn, era o de poderem ter uma visão compreensiva das reservas, estado da indústria estanífera brasileira e, mais assustador, das perspectivas de crescimento, da mesma indústria, na década de 1980.

6.1.2. Objetivos do trabalho

A preocupação expressa dos autores foi o de trazer a conhecimento, não só uma revisão crítica atualizada da geologia, reservas, recursos e potencial dos depósitos estaníferos brasileiros mas também dados consistentes e inéditos sobre as atividades mineiras e economia da indústria estanífera do Brasil. Os temas abordados em detalhe permitiram estabelecer ou definir, no Brasil, a(s) ou o(s):

- Tipos distintos de Províncias Estaníferas;
- Diferentes linhagens de rochas graníticas potencialmente portadoras de metais raros;
- Diferentes tipologias de depósitos estaníferos primários e secundários;
- Atividade mineira-minas em operação e minas a implantar;
- Reservas e recursos estaníferos brasileiros;
- Economia mineral brasileira do Sn a saber: Produção de concentrados de Sn, facilidades metalúrgicas, consumo, balanço de suprimento e demanda, e perspectivas futuras.

6.1.3. Méritos e contribuição científica/tecnológica: benefícios práticos ao país.

Pela primeira vez foi apresentado um quadro confiável e detalhado do estado da indústria estanífera brasileira em todos os seus aspectos. As principais províncias, campos e distritos estaníferos brasileiros foram discriminados, e, principalmente, no Craton Amazônico, essas entidades metalogenéticas foram inseridas e correlacionadas às províncias

geocronológicas e estruturais anteriormente definidas por Cordani et al. (1979).

As suites intrusivas granitóides foram sumariamente unificadas em função das idades, padrões de distribuição, posição geotectônica, características petrográficas, geoquímicas, mineralógicas e metalogênese associada.

Inventário e visão sumária das características dos depósitos primários e secundários de Sn e metais correlatos associados às diferentes linhagens de rochas granitóides e aos sistemas deposicionais sedimentares quaternários.

Deu-se uma visão segura do estado da pesquisa mineral, reservas e recursos em todas as províncias, campos e distritos estaníferos.

Apresentou-se um quadro econômico consistente da indústria estanífera brasileira e perspectivas futuras.

Elegeu-se o Craton Amazônico e o Meio Oeste Goiano como áreas geológicas potencialmente favoráveis à ocorrência de depósitos estaníferos.

As conclusões obtidas ao término do trabalho e relativas às reservas, recursos, produção, mercado e previsões foram assim resumidas:

- Reservas (1981) 245.000 t/Sn;
- Recursos (reservas + recursos)(em 1981) 940.000 t/Sn;
- Minas (1981) 19;
- Projetos novos a funcionar (para 1985) 8;
- Produção prevista (para 1985) 13.000 t/Sn;
(aumento de 80% em relação à produção de 1981)
- Consumo interno previsto (para 1985) 9.000 t/Sn;
(Estimativa otimista para 1985 = 15.000 a 18.000 t/Sn)
- O Brasil continuaria sendo um pequeno exportador com um excesso anual de cerca de 2 a 3.000 t/Sn;
- Nos anos vindouros o Brasil tornar-se-ia um país importante em relação à indústria estanífera com um mercado interno forte e com possibilidades concretas de ser um dos maiores países produtores e consumidores.

6.1.4. O impacto da publicação no âmbito dos países produtores de estanho filiados ao ITC

Os indicadores econômicos da indústria estanífera brasileira e mais especificamente o quadro de reservas oficiais anualmente apresentados, sempre foram motivo de desconfiança e crédito relativo da parte dos países produtores de Sn como também do próprio ITC. Além disso, até 1981, conforme a ATPC Association of Tin Producing Countries (1986), nenhum estudo sério, tratando com clareza quaisquer facetas da emergente indústria estanífera brasileira de Sn, foi-lhe dado a conhecer. A apresentação do estudo à comunidade internacional interessada possibilitou, com muita clareza, visualizar um

quadro realista e confiável não só de reservas, recursos primários e secundários de Sn no Brasil (Tabela 1), como também da produção, da previsão do crescimento e da importância da indústria estanífera brasileira até o ano de 1985.

TABELA 1: Reservas e Recursos de Sn do Brasil - 1981 (t/Sn)

Estado/ Território	Medida	Reservas (t)		Total	Recursos
		Indicada	Inferida		
GO	11.674	16.337	97.723	125.734	376.000
RO	38.345	8.415	21.835	68.595	142.000
PA	13.602	6.962	9.161	29.725	107.000
AM	795	23.295		24.090	15.000
MG	3.302			3.302	11.000
RR					30.000
OUTROS	3.240	330	260	3.830	9.500
TOTAL PARCIAL	70.958	55.339	128.979	255.276	690.500
TOTAL					945.776 t

Fonte: Bettencourt et al. (1981; Doc. 217)

O impacto da publicação no selo da comunidade estanífera internacional foi assim apreciado pela ATPC-Association of Tin Producing Countries (1986):

...It was the contribution by Bettencourt, Damasceno, Fontanelli, Franco and Pereira to the Fifth World Conference on Tin in Kuala Lumpur (1981) that first removed the curtain on the unfolding tin resources, production potentials and the heightened mining activities in Brazil by calling the tin world attention to the first initial estimates of the extent, size and the richness of the tin resources in Brazil...

Os números acima relatados e as previsões feitas, convenceram os países produtores de Sn do gigantismo do Brasil neste setor e trouxe temores fundamentados do que poderia acontecer no anos vindouros, face à atitude política brasileira em relação a esse insumo mineral. Além disso o artigo de Ottley (1984; apud ATPC-Association of Tin Producing Countries, 1986) confirmou o acerto dessas previsões e temores, conforme declaração expressa nesse artigo:

...With the continuing fiscal incentives in Brazil for the exploration, development and production of tin, among other metals, plus their tremendous potential to increase production and mostly at low direct and overall costs, it can be anticipated that Brazil's tin production will continue to grow. This is likely to result in even higher tonnages of

tin for export and as Brazil is not a member of the ITA (International Tin Association), nor the Producer's Association, it can result in even greater difficulties for the world's tin producing industry and metal prices...

6.1.5. O comportamento da indústria estanífera brasileira até 1985 face ao diagnóstico de 1981.

A partir de 1982 o Brasil passou, de um exportador líquido de Sn sem muito significado no mercado, para a condição de segundo produtor mundial em 1985 e o primeiro em 1988. O crescimento vertiginoso que derrubou todas as previsões anteriores, foi devido à entrada em produção da Mina de Pitinga, AM, reconhecidamente rica, e numa época em que os países da associação dos produtores mundiais restringiam as suas cotas de exportação de modo a tentar equilibrar preços mais elevados para o Sn.

Conforme quadro de reservas, (Tabela 2), referentes ao ano base de 1985 e a situação evolutiva dos principais indicadores oficiais que se segue (Tabela 3), percebe-se que a previsão de Bettencourt et al. (1981; Doc. 217), foi pessimista em relação à produção de concentrados e de metal primário e à exportação, que superaram todas as previsões, em 1985. Por outro lado a posição foi otimista em relação ao consumo interno, um pouco menor daquele de 1981.

TABELA 2: Reservas de Sn- 1985

Estados	Medida		Indicada (m ³)	Inferida (m ³)
	Minério(m ³)	Sn Contido(Kg)		
AM	27.459.789	44.724.322	33.419.294	6.704.000
GO	19.116.382	28.895.728	35.753.518	161.815.318
MT	8.110.549	4.209.374	1.816.000	
MG	11.552.592	3.028.199	4.140.411	255.570
PA	24.180.660	16.612.755	4.909.420	1.458.489
PB	147.000	280.917		
RS	603.851	384.417	172.616	522.892
RO	80.358.087	47.394.695	25.123.925	70.376.363
TOTAL	171.528.910	145.530.407	105.335.184	241.133.032

Teor médio ponderado da reserva medida: 848 g/Sn/m³;

Dados extraídos do Anuário Mineral Brasileiro (1986). MME-DNPM, v. 1, p. 213-216;

Fonte: DNPM - DEM.

TABELA 3: Evolução dos principais indicadores oficiais

Indicadores	Previsão (1981) para (1985*)	Situação em 1985 (**)
Produção Concentrado Sn	13.000 t/Sn	26.514 t/Sn
Produção metal primário	15.000 a 18.000 t/Sn (estimativa otimista)	24.701 t/Sn
Importação metal		10 t/Sn
Exportação metal	2.000 a 3.000 t/Sn (excesso anual)	20.067 t/Sn
Consumo Aparente-(Concentrado)		26.514 t/Sn
Consumo Aparente-(Metal)	9.000 t/Sn	4.644 t/Sn

(*) Bettencourt et al. (1981).

(**) Dados obtidos de Santos, J.E.S. (1986). Estanho. In: MME-DNPM, eds. Sumário Mineral. Brasília, MME-DNPM, V.6, p.48-49. Fontes: DNPM-DEM; CONSIDER; QUARTERLY BULLETIN OF TIN STATISTICS; BUREAU OF MINERAL RESOURCES e GEOLOGY AND GEOPHYSICS-AUSTRÁLIA.

Em relação às reservas oficiais de Sn no Brasil referentes ao ano de 1985 (Tabela 2), as seguintes considerações devem ser feitas:

- As reservas integradas (medida, indicada e inferida) configuram um total de 517.997.126 m³ de minério aluvionar. Observa-se que não há referência alguma em relação aos teores médios de Sn relativos às categorias de reservas indicada e inferida o que inibe qualquer estimativa de Sn contido global;
- Não há discriminação entre reservas de minérios/aluvionar e primário;
- A reserva medida de Sn estimada em 1985 gira em torno de 145.530 t e a de 1981 é da ordem de 70.958 t/Sn. Em comparação aos teores médios de Sn observados em Rondônia em 1985, em torno de 500 g/m³, as reservas indicada e inferida de 1985 seriam da ordem de 173.000 t/Sn contido, e os valores integrados (medida + indicada + inferida) equivalentes a 318.000 t/Sn;
- Ao se comparar os quadros de reservas medidas correspondentes aos anos 1981 e 1985 percebe-se um aumento substancial, em 1985, em todos os estados com potencial estanífero (Tabela 2), e equilíbrio entre os montantes correspondentes às categorias indicada e inferida, mesmo considerando a produção acumulada de Sn entre 1981 a 1985 da ordem de 76.272 t/Sn, Santos (1988). Contudo, o panorama real das reservas brasileiras de Sn em 1985 não é esse e os dados oficiais não computaram as reservas da Mina Pitinga que, já em 1986, conforme Minérios Extração & Processamento (1985) totalizavam valores da ordem de 300.000 t/Sn e 2.000.000 t/zirconita associada a ETR.

O desempenho e evolução da indústria estanífera brasileira após a quebra de Outubro de 1985 (dissolução do International Tin Council-ITC e queda dos preços de Sn) a perda de exportação nos anos 1986 e 1987 aliadas à superprodução em 1988 (excesso de oferta de Sn e restrições de exportação), devida ao surgimento do grande garimpo do Alto Paraíso, Município de Ariquenas, RO, bem como o panorama atual, não serão objeto de discussão pois esses tópicos estariam à margem das previsões efetuadas no trabalho de 1981. A mesma justificativa se aplica à análise do quadro atual da indústria em relação à situação observada em 1981.

6.1.6. Os efeitos positivos nas companhias estaníferas brasileiras

Em face dos resultados e do diagnóstico da evolução da indústria estanífera brasileira apresentados no trabalho em pauta, os investidores tomaram consciência do potencial latente para a existência, no Brasil, de estilos diferentes de depósitos de Sn e metais raros associados e da imprescindível e premente mudança de postura em relação à geração de novos depósitos econômicos de modo a beneficiar-se de um mercado francamente compensador. Demonstrou-se ser de necessidade imperiosa a revisão de conceitos, sistematização de conhecimentos geológicos, revisão de métodos de prospecção e pesquisa, uso de técnicas modernas de mapeamento geológico, de prospecção e pesquisa, de modelagem de depósitos minerais, indispensáveis à elaboração de modelos conceituais prospectivos que pudessem permitir o isolamento de zonas de interesse específico à pesquisa.

Em obediência a esse espírito, no Estado de Goiás as Empresas Brumadinho reativaram vigorosamente as atividades de pesquisa, já iniciadas em 1979 sob a coordenação do Prof. Eduardo C. Damasceno e, em Rondônia, iniciou-se o "Projeto Granitos" sob responsabilidade de J. Bettencourt. Nos Grupos Paranapanema, Brascan e Best-Cia-SP, estruturaram-se equipes de pesquisa e vasta ação exploratória mineral foi desencadeada não só em Rondônia como também no resto do Craton Amazônico, nas regiões estaníferas de Abonari, Xingú, Tapajós, Teles Pires, etc..

6.2. TEMA CENTRAL: ambientes de deposição e tipos de depósitos estaníferos secundários de Rondônia

(trabalhos em análise: Docs. 220 e 224; ver Anexo 1)

6.2.1. Metas de trabalho em relação ao tema

Como decorrência do inventário, da sistematização dos conhecimentos geológicos e da estimativa do potencial de Sn do Brasil e metais raros associados (Nb, Ta,

W, ETR, Y, etc.), consubstanciados e discutidos em Bettencourt et al. (1981; Doc. 217), e obedecendo ao espírito do "Projeto Granitos", iniciamos em 1981 uma ampla investigação que tinha como objetivo central o estudo dos sistemas aluvionares e depósitos de "placers" associados que ocorrem nas regiões: Central de Rondônia, Alto Candeias e São Lourenço/Macisa (Fig. 1).

Ao se elaborar o "Projeto Granitos", em 1981, as preocupações fundamentais (agora detalhadas), em relação aos sistemas aluvionares e aos depósitos secundários de Sn associados se prendiam à decisão de conhecer e entender:

- A evolução dos sistemas deposicionais quaternários no espaço e no tempo e os processos envolvidos;
- As mudanças de nível marinho e das condições climáticas durante o Quaternário, indispensáveis ao controle da evolução do sistema fluvial e dos "placers" de metais raros;
- O *background* estratigráfico e o delineamento dos estratos estaníferos;
- As idades dos sistemas aluvionares;
- A natureza das áreas fontes via identificação dos minerais pesados;
- Os modelos conceituais dos depósitos de Sn secundários a saber, feições gerais e processos genéticos indispensáveis à identificação de alvos ou áreas de interesse;
- As fácies sedimentares de melhor potencial estanífero e a sua distribuição espacial;
- Os modelos de teores e tonelagens dos depósitos estaníferos;
- Reservas e recursos.

Os resultados dessa investigação deveriam prover bases seguras para o estabelecimento não só de modelos conceituais genéticos confiáveis, indispensáveis à adoção de modelos exploratórios adequados aos diferentes ambientes e tipos de depósitos de "placers" e, como também, para a definição clara de alvos de pesquisa.

Configurou-se, além disso, ser de urgência a redução de custos de pesquisa em alvos prioritários através da aplicação de tecnologia de pesquisa mineral mais eficiente e do uso apropriado de técnicas disponíveis.

Desta forma, como decorrência das atividades de campo e de laboratório levados a efeito, até 1987, parte dos objetivos propostos foram alcançados e os resultados estão consubstanciados nos dois trabalhos fundamentais, já referidos que, a seguir, são analisados.

A primeira publicação (Doc. 220), preocupa-se em definir as características das sequências sedimentares correlativas aos processos de modelamento de relevo associados às alternâncias climáticas registradas no Quaternário, a distribuição e as idades relativas das mesmas, como também a caracterização dos ambientes e os respectivos processos de deposição sedimentar. O trabalho de 1988 (Doc. 224), calçado no

de 1984 (Doc. 220), introduz informações complementares em relação às fácies de sedimentação como também qualifica e caracteriza, mais amplamente, os tipos de depósitos estaníferos secundários mais importantes e as reservas de Sn do Grupo Brumadinho, em Rondônia.

6.2.2. Metodologia de pesquisa científica e a sua adequação aos objetivos dos trabalhos

Da leitura dos textos entende-se que os autores privilegiaram os princípios geomorfológicos estabelecidos por Bigarella e Mousinho, (1965 a, b e c), Bigarella et al. (1965) e Meis (1971), já aplicados ao estudo do Quaternário Brasileiro, para a caracterização das feições morfopaleoclimáticas dos sedimentos correlativos observados em Rondônia, e interpretações genéticas decorrentes. Enfatiza-se a interdependência entre sedimentação, geomorfologia e paleoclima e demonstra-se que as alternâncias climáticas, observadas no quaternário brasileiro, resultaram de avanços cíclicos e recuos das geleiras nas áreas de alta latitude.

Como reforço aos critérios estabelecidos por esses autores, deve-se referir a Sutherland (1985), que admite que a concentração de minerais pesados observada nos "placers" resulta da interação, muito particular, de variáveis tais como regime tectônico e de processos externos atuantes à superfície, estes controlados fundamentalmente pelo clima. Deste modo esses parâmetros se enquadram totalmente no domínio geomorfológico e, como decorrência, a abordagem paleogeomorfológica é essencial para entender, em todas as escalas, a formação e evolução dos depósitos de "placers", o que é assunto de extrema complexidade, conforme postulado por Force (1991).

Em relação aos métodos de estudo utilizados para a caracterização dos colúvios de cobertura e dos "stone lines" seguiu-se em parte o método clássico de Riquier (1969) que compara as características desses materiais através de: análise granulométrica total do solo e das areias entre 2 e 0,02 mm, morfoscopia das areias, estudo quantitativo dos minerais pesados, natureza e mineralogia das argilas, análises químicas for frações granulométricas e datações indiretas. Contudo ênfase maior foi dada ao estudo dos perfis de terreno, posição dos estratos no sistema geomorfológico, distribuição dos centros de enriquecimento de minerais metálicos, estudo da erosão atual nos "stone lines", buscando as relações espaciais das litofácies identificadas nos sistemas deposicionais.

6.2.3. Méritos, contribuição científica e benefícios práticos dos trabalhos

Embora o tema em discussão tenha sido objeto de estudos anteriores por Waghorn (1974) e Isotta et al. (1978), especificamente em relação ao Quaternário de Rondônia, os autores se empenharam em esboçar um quadro convincente, porquanto sujeito

a reformulação e correções futuras, da história deposicional e evolutiva dos sistemas aluvionares e dos "placers" estaníferos associados. Ressalta-se que os estudos são fruto da integração de informações geológicas, de superfície e subsuperfície, representativos de um volume impressionante de dados históricos resultantes não só de trabalhos de prospecção, pesquisa, desenvolvimento e lavra, como também do árduo trabalho da equipe de pesquisa conduzido entre 1980 e 1988 na Mineração Oriente Novo S/A.

A contribuição científica é digna de nota e expressa-se pela caracterização: das sequências deposicionais, das condições paleoclimáticas e ambientes de deposição das mesmas, dos ambientes mais propícios à mineralização e dos alvos de pesquisa estanífera prioritários. Além disso, na região central de Rondônia, foram definidos os tipos de depósitos de "placers" a Sn, Nb-Ta, as suas características geométricas, a variabilidade dos teores desses metais, os volumes de minério e as categorias de reservas rasas e profundas.

Pelo exposto, acredita-se que a contribuição é efetiva, oportuna e confiável, e os textos constituem fontes de interesse e consulta para estudos similares no âmbito do Craton Amazônico.

6.2.4. A estratigrafia do Pleistoceno-Holoceno de Rondônia

6.2.4.1. Introdução

Levando-se em conta a complexidade que caracteriza a evolução dos sistemas deposicionais do Quaternário torna-se imprescindível e obrigatória uma análise crítica de alguns tópicos polêmicos, à luz dos conhecimentos mais recentes. Os reparos a serem feitos dizem respeito: ao controle da sedimentação quaternária pelo nível eustático marinho, à problemática da formação e evolução das linhas de pedra ("stone lines") e sedimentos sotopostos associados, às idades atribuídas às sequências sedimentares, bem como à nomenclatura relativa à classificação de rios. Para melhor compreensão da discussão seguinte, o leitor deverá reportar-se à Figura 2.

6.2.4.2. Nível eustático marinho e sedimentação cenozóica (controles da sedimentação)

Conforme Klein (1991) os ciclos sedimentares globais, preservados estratigraficamente, representam os testemunhos de fenômenos e processos de grande envergadura. A origem dessa ciclicidade sedimentar, incluindo os sedimentos portadores de ocorrências metálicas, parece ser controlada por variações de circulação oceânica causadas por mudanças climáticas e por processos, gerados pelo manto, que desencadeiam a tectônica de placas.

Miall (1990) ao avaliar criticamente os argumentos clássicos relativos à interpretação do nível marinho eustático global, defendidos por muitos cientistas na década de oitenta (Grupo EXXON), mostra que as tectônicas local e regional fornecem um caminho

Figura 2: Seções estratigráficas dos Igarapés Cachoeirinha (Maciço Carlitinas), Barranco (Maciço Oriente Novo), Macaco (mina Montenegro) e Sabão (Maciço Carlitinas) ilustrando os paleovales e as coberturas sedimentares.

viável para interpretar a história do nível marinho.

A correlação, à escala global, dos ciclos sedimentares preservados estratigraficamente assenta-se no pressuposto de que as variações do nível do mar controlam a sedimentação ou erosão em diferentes pontos do planeta. Sendo síncronas e universais, a elevação do nível marinho induz à sedimentação, e a queda do nível marinho à erosão produzindo, consequentemente, uma sequência sedimentar limitada por discordâncias ou descontinuidades deposicionais, correspondentes a ciclos globais de variação do nível do mar. As causas principais das mudanças do nível relativo do mar (eustasia) e das mudanças do nível da crosta terrestre (tectonismo e isostasia) são devidas a fatores eustáticos principais: a glácio-eustasia, a tectono-eustasia e a geóido-eustasia, conforme Mörner (1980; apud Martin et al., 1986). Em última instância a causa da variação do nível do mar remonta à extensão das calotas polares. Períodos glaciais de baixo nível marinho, induzindo à descida do nível marinho, ao entalhamento dos rios e à erosão, e períodos interglaciais promovendo a subida do nível marinho e a aggradação de rios entrelaçados, o preenchimento de canais entalhados, a denudação, o suprimento de sedimentos aos rios e, em última instância, à deposição de sequências sedimentares.

6.2.4.3. Conceitos de sequência sedimentar e implicações em relação às causas de sedimentação dos sistemas aluvionares de Rondônia

Sequência: (Segundo Sloss, 1963) - Unidades estratigráficas rochosas constituídas por uma ou mais unidades litoestratigráficas formais, perseguidas ou reconhecidas inter-regionalmente sobre áreas continentais e em diferentes bacias de plataformas. A causa é tectônica. As sequências quaternárias de Rondônia parecem não estar nesta categoria.

Sequência: (Segundo Vail et al., 1977a, 1977b) - O conceito de sequência estratigráfica fundamenta-se em secções de sísmica de reflexão e controle estratigráfico. Elas podem assumir várias ordens de grandeza e são limitadas por discordâncias, descontinuidades deposicionais ou superfícies de afogamento. O desenvolvimento das sequências são devidas, segundo o mesmo autor, à variação do nível do mar (ou de base). As sequências sedimentares quaternárias de Rondônia podem estar enquadradas neste conceito (Fig. 2).

Segundo Galloway (1989), as sequências estratigráficas assumem várias ordens de grandeza, materializando um episódio de sedimentação. São limitadas pelas mesmas superfícies (discordâncias, descontinuidades deposicionais ou superfícies de afogamento). A causa do empilhamento deve ser entendida como sendo devida à interação entre a variação do nível do mar ou de base, subsidência e suprimento de carga sedimentar, como resposta ao clima e tectônica da área fonte.

Configuram-se, assim, conceitos diferentes que levam a interpretações

diferentes. No caso das sequências de Rondônia o conceito de Galloway é o que melhor se aplica. A sequência I (Fig. 2) seria interpretada como um episódio de sedimentação ocorrido durante um ciclo de subida/descida do nível de base, pressupondo-se:

- Subida do NB = deposição do pacote;
- Descida do NB = erosão no topo (discordância).

A subida do NB induz, em seu início, uma sedimentação catastrófica, como resposta à busca pelo seu novo perfil de equilíbrio. Ter-se-ia a formação dos conglomerados residuais por fluxo de detritos, conforme interpretação inicial de Payolla et al. (1984; Doc. 220). Entretanto acreditamos que estes fluxos possam ter ocorrido em condições subaquosas (lacustrinas), o que explicaria a ausência de estruturas e matriz argilosa nos conglomerados residuais. Presentemente estamos inclinados a não concordar que estes sedimentos possam unicamente indicar a existência de climas áridos, ao tempo de sua formação, pois podem também ocorrer em climas úmidos (Miall, 1978).

Oscilações na taxa de assoreamento versus taxa de subida do nível de base propiciariam o desenvolvimento de drenagens extemporâneas e deposição dos conglomerados de retrabalhamento por fluxos aquosos.

O paulatino ajustamento ao novo perfil de equilíbrio, paralelamente à contínua subida do nível de base inibe, crescentemente, o suprimento que passa a ser dominado por carga suspensa. A sequência passa à pelítica, por decantação, e não por movimentos de massa como até então preconizado (a não ser que haja estruturas de escorregamento inquestionáveis).

O ciclo se encerra quando ocorre a queda do nível de base, estabelecendo-se a discordância e encerramento do episódio de sedimentação.

O mesmo raciocínio pode ser aplicado para a sequência 2 (Fig. 2).

Com base na premissa de que a subida do nível de base corresponde à resposta continental da subida do nível do mar e que esta se processa durante períodos interglaciais, é lícito admitir que cada uma das sequências identificadas correlaciona-se com estádios interglaciais e as discordâncias, no interior continental, a períodos glaciais. Portanto, à luz dos conceitos mais modernos de sequência (Vail, Galloway), a interpretação seria oposta à proposta pelos modelos de Payolla et al. (1984; Doc. 220) e Bettencourt et al. (1988; Doc. 224).

6.2.4.4. Idades das sequências sedimentares

Ao discutirem as idades das sequências sedimentares I e II os autores, em ambos os trabalhos, atribuem às sequências idades qualificadas como Holoceno, Pleistoceno Superior, Pleistoceno Inferior, Pleistoceno Médio. Por vezes, indicam idades em números - Ex: 10.000 anos ou 11.000 anos para o limite Pleistoceno Superior-Holoceno - sem que se tenha, como suporte, qualquer dado geocronológico. Isto é uma prática não muito apreciada por muitos pesquisadores do Quaternário. Ressalva-se, contudo, que a

estratigrafia proposta em ambos os trabalhos representa a tentativa de estabelecimento de uma estratigrafia relativa que só poderá ser desfeita quando se obtiver dados de datação absoluta.

Outra observação a ser feita diz respeito à seguinte imprecisão: Os rios anastomosados referidos pelos autores são, hoje em dia, cognominados de rios entrelaçados ("braided rivers") para diferenciação e resguardo da confusão com rios anastomosados ("anastomosed rivers") que, em si, é uma designação dada para um padrão fluvial bem diferente dos rios entrelaçados.

6.2.4.5. A problemática dos "stone-lines"

Os "stone-lines" e colúvios associados que ocorrem nos setores mineiros de Rondônia foram por nós considerados, nos dois artigos em discussão, como sendo pedimentos detríticos, assentados sobre uma paleosuperfície erosiva antiga e gerados em condições de clima árido. Admitimos, também, que boa parte dos componentes rudáceos (canga) originou-se de retrabalhamento de níveis de concentração de ferro regolítico formado em período anterior e frisamos, sem muita veemência, que há indícios evidentes que boa parte dos "stone-lines" seja de natureza autóctona (residual), e formada sob condições climáticas tropicais. Outros pesquisadores dessa região entre os quais citam-se Waghorn (1974), Isotta et al. (1978) e Aleva (1980), acreditam que esses estratos representam a zona de acumulação mecânica de um perfil regolítico "standard". No resto do Craton, especificamente nos setores do Baixo e Médio Vale do Rio Amazonas, essas entidades foram consideradas por Bigarella e Ferreira (1985), como sendo representativas de depósitos de encosta que se situam em inconformidade erosiva sobre laterita. Para Meis (1968), Journeaux (1975 apud Bigarella et al., 1985) e Ventura et al. (1975) constituem colúvios amarelos e paleopavimentos rudáceos situados no Pleistoceno Superior.

Os reparos a serem feitos dizem respeito aos problemas de classificação e aos mecanismos de gênese e acumulação de minerais econômicos insolúveis nas condições superficiais, não havendo, da nossa parte, nenhuma preocupação no sentido de abordar o(s) modelo(s) de redistribuição vertical e lateral dos elementos metálicos móveis, já que o tema não constituía objeto de pesquisa dos trabalhos em discussão.

A problemática da gênese dessas rochas é controvertida, mal entendida e não resolvida. As hipóteses genéticas disponíveis na literatura são as mais variadas. Em trabalho recente Lecomte (1988) revê de forma exaustiva o modelo de gênese desses sedimentos em condições de clima equatorial quente e úmido, com o objetivo de, à luz dos modelos disponíveis, escolher a hipótese genética mais consistente e caracterizar o tipo ou tipos de mecanismos que comandam a formação de anomalias geoquímicas, associadas ao substrato rochoso e a mineralizações, se existirem. Duas hipóteses genéticas são assim propostas reconhecendo-se duas tendências, uma à autoctonia e outra à aloctonia.

Pela hipótese autóctona os "stone-lines" se formam no limite inferior de

impregnação de água (no perfil regolítico) por migração, movimento diferencial e acumulação progressiva, "per descensum", de material grosso. Está claro que em toda a coluna impregnada de água os fenômenos de lixiviação e homogeneização simultânea são responsáveis pelas características físicas dos colúvios e formação de horizonte argiloso amarelo superficial (Mazzucchelli, 1989). Pela hipótese clássica alóctona os "stone-lines" são considerados por Mazzucchelli (op.cit.) como equivalentes dos pavimentos detríticos desenvolvidos à superfície, em terrenos áridos, subsequentemente recobertos por material coluvial transportado que pode ser de natureza variada: fluvial, lacustre ou de transporte eólico (Heinzellin, 1952, 1955; Tricart e Cailleux, 1965 e Riquier, 1969, apud Lecomte, 1989).

6.2.4.6. O caráter autóctono ou alóctono dos "stone-lines" de Rondônia

A observação e estudo das exposições das sequências sedimentares nas minas a céu aberto dos distritos mineiros de Rondônia nos permitiram constatar os seguintes fatos:

- A presença ocasional de mais de um nível de "stone-lines" (Fotos 1 e 2) nos perfis regolíticos de encosta, denunciando movimentos de massa descendentes;
- Espessamento dos "stone-lines" nos sopés das encostas bem como afinamento ou, por vezes, desaparecimento da unidade, rumo ao topo das colinas;
- Descontinuidade dos horizontes, principalmente nas litologias graníticas;
- Presença de clastos transportados ("boulders") e de componentes rudáceos (canga) estes, provavelmente, originados de retrabalhamento de níveis de concentração de ferro regolítico formado em períodos geológicos anteriores;
- Presença de seixos de composição lítica variada, bem selecionados e arredondados, herdados de sedimentos conglomeráticos antigos;

Estas observações não foram enfatizadas nos trabalhos de 1984 (Doc. 220) e 1988 (Doc. 224) e, por si, constituem fatores que abonam e reforçam a hipótese de origem alóctona mais especificamente no domínio dos plutons graníticos.

Nos terrenos gnáissicos, de topografia quase plana, portadores de mineralização primária de metais raros há evidências de formação "in situ" de "stone-lines" (autoctonia), que são a seguir nominadas:

- Persistência homogênea do horizonte de "stone-lines" a grandes distâncias;
- Paralelismo da camada à topografia;
- Espessuras do banco, variáveis, porém mais espessas nos altos topográficos;
- O contato marcante entre o horizonte superior H_1 (ambiente de lixiviação), e o horizonte de acumulação H_2 ("stone-line"), conforme Figura 3;
- A predominância do tipo "stone-line" laterítico. Neste caso (Fig. 3), ressalta-se o horizonte (b), formado por remanescentes lateríticos ("duricrust"), e o horizonte (c) caracterizado por acumulação de nódulos litorélicos (ver classificação dos perfis de "stone-lines" discutido em Lecomte (1988)).

Foto. 1- Detalhe de dois bancos de "stone-lines" da Mina Vagalume, Oriente Novo (RO).

Foto. 2- Banco de "stone-line", ilustrando variações de espessura em função da topografia. Estrada Ariquemes - Porto Velho.

Figura 3 ilustração de dois tipos de "stone-lines"; "stone-line" a quartzo e "stone-line" laterítico, conforme conceituação de Lecomte (1988).

Deve-se esclarecer que em nenhum momento realizamos trabalhos geoquímicos com o objetivo de discriminar: os padrões de dispersão geoquímica dos elementos maiores e menores; a expressão no perfil de intemperização e à superfície (solos) da assinatura geoquímica do "bed-rock"; o mecanismo de formação das anomalias geoquímicas e a persistência destas em sítios mineralizados ao longo do perfil de intemperização, até aos solos residuais. Estas informações certamente constituem fatores de discriminação importantes entre as hipóteses, autóctona e alóctona, que não serão discutidos neste texto.

Em função da nossa experiência em Rondônia e das observações assinaladas, acreditamos que os processos responsáveis pela evolução dos perfis regolíticos em Rondônia resultam da interação e convergência de processos climáticos, biológicos, geomorfológicos, sedimentológicos e químicos complexos operativos em bancos lateríticos antigos (paleosuperfícies cenozóicas ou talvez restos de superfícies mais antigas) e em outras unidades líticas do "bed-rock", destruídas ou localmente preservadas na área.

Por outro lado, deve-se considerar que os perfis lateríticos referíveis ao Pleistoceno Médio e Superior podem estar presentemente sendo submetidos a processo franco de desenvolvimento e transformações sob condições de clima de floresta tropical úmida. Como identificar e discriminar as influências, climáticas, geomorfológicas e geoquímicas, holocênicas e atuais, que estão em curso, e os efeitos químicos, biológicos e de migração "per descensum" dos componentes líticos grossos? De qualquer modo os estudos efetuados, até hoje, sobre essas formações residuais, são exíguos e imperfeitos e não são suficientes para uma definição clara sobre a origem autóctona ou alóctona dos "stone-lines" de Rondônia. A esse respeito, devemos citar a experiência de Aleva (1980) na Indonésia e Rondônia. Esse pesquisador considera que o padrão estratigráfico de perfis transversais de alguns vales é bastante intrincado o que sugere que a gênese dos "placers" e "stone-lines" não decorre de um único episódio temporal, mas sim, de um processo intermitente de concentração, erosão, redeposição, etc., provavelmente muitas vezes repetido.

6.3. TEMA CENTRAL: compartimentação tectônica, evolução magmática e metalogenética dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo 1.4 A 0.95 Ga

(O texto em discussão: Docs. 199, 201, 217, 218, 220, 221, 222, 224, 225, 228, 230; ver Anexo 1)

6.3.1. Méritos e contribuição científica dos trabalhos

O tema central em discussão é amplo e aborda especialidades as mais

variadas. Deste modo, e por conveniência, os méritos científicos e utilidade prática de cada trabalho ou grupo de trabalhos, quando pertinentes, serão apreciados nos itens correspondentes a cada sub-tema.

6.3.2. Os textos e objetos de pesquisa sob análise crítica

Os trabalhos efetuados pelo autor e colaboradores, restritos à Província Estanífera de Rondônia e dirigidos à granitogênese e metalogenia associada, serão objeto de análise crítica separada. Pareceu-nos também importante seguir à risca a temática do IGCP-315, proposta pelos melhores especialistas dessa área de conhecimento (ver Haapala, 1991b). Nela, resume-se o estado da arte mais recente, consolidado por diferentes grupos de pesquisa, em relação à evolução dos granitos rapakivi e metalogenia de metais raros associados (Sn, Nb-Ta, W, F, Be, ETR, Y, etc.). Os objetivos de pesquisa a serem resolvidos a curto e médio prazo são também focalizados nesse documento. A análise crítica dos textos será efetuada em contraponto aos tópicos principais de pesquisa presentemente objeto de atenções especiais. Buscaremos demonstrar os itens sobre os quais os objetivos de pesquisa foram atingidos, evidenciaremos os pontos carentes de informações, nominaremos os tipos de estudos complementares a serem efetuados bem como os temas a merecerem pesquisa científica futura.

6.3.3. Os problemas de nomenclatura dos granitos rapakivi

A identificação e classificação dos granitos rapakivi e o uso adequado do termo rapakivi no Craton Amazônico, vem sendo feitos de maneira arbitrária, sem muito respeito à terminologia (Vorma, 1976) em uso. Os problemas são os mais variados: muitas ocorrências de rochas graníticas, apenas com evidências restritas de textura rapakivi foram consideradas como espécies típicas e, em muitos casos, variedades não associadas a viborgitos e piterlitos e com texturas normais apenas em cristais isolados, têm sido também descritas como rochas rapakivi típicas o que não é uma prática recomendável; a suposição de que há posicionamento sincrônico de tipos de granitos são idênticos, com visível desprezo às variações de idades reveladas por granitos muito similares; a constatação de que as características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi não diferirem substancialmente dos demais granitos anorogênicos do tipo A, o que torna subjetivo qualquer tentativa de separação e interpretação.

Mesmo levando em conta essas dificuldades, estamos incluindo os Granitos Últimos de Rondônia (1,05 - 0,95 Ga) no grupo dos granitos rapakivi, "sensu lato", apesar da inexistência de textura rapakivi típica no Grupo Mais Jovem (0,95 Ga) e ocorrência somente de variedades porfiríticas e piterlíticas no Grupo Mais Velho (1,05 Ga). Essa decisão se baseia no zoneamento e coexistência espacial das variedades graníticas, no quimismo, no

caráter bimodal de boa parte dos maciços, nos controles e condições genéticas similares aos granitos rapakivi típicos e também por acreditarmos que esses cronogrupos constituem, ainda, pulsos intrusivos muito mais jovens dos complexos graníticos rapakivi de Rondônia. Esta idéia, a ser testada por trabalhos de pesquisa adicionais, vem a reforçar a proposta antiga de Isotta et al. (1978), que consideraram todas as rochas graníticas anorogênicas presentes na área do Projeto Província Estanífera de Rondônia, cognominadas Suite Intrusiva Rondônia (1,6 - 1,3 Ga), como pertencentes à família dos granitos rapakivi.

Outro problema diz respeito às denominações atribuídas às associações específicas de rochas graníticas de Rondônia situadas entre 1,4 a 0,95 Ga, já discutidas em maior detalhe em Bettencourt et al. (1987; Doc.221), e Bettencourt et al. (1991; Doc.201). As denominações são as mais variadas, por vezes confusas, e são assim enumeradas: "Younger Granites of Rondônia" (Kloosterman, 1966; 1967a,b; 1970), Complexos Vulcano Plutônicos (Verschure e Bon, 1972), Evento Rondoniense (Amaral, 1974), Granitos Anorogênicos (Souza et al., 1975), Granitos Tipo Rondoniano (Montalvão et al., 1979), Granitos Rondonianos (Leal et al., 1978), Suite Intrusiva Rondônia (Isotta et al., 1978), Suite Rondoniana (Tassinari et al., 1984), Assembléia de Granitos Rondônia e Costa Marques (Issler et al., 1985), Suite Intrusiva Igarapé Preto, e Suite Intrusiva São Lourenço (Tassinari et al., 1984). Percebe-se que, na maioria das vezes, justamente pela inexistência não só de mapas faciográficos dos maciços, como também de amostragem sistemática e de número significativo e representativo de análises geocronológicas, cronogrupos de idades e características contrastantes foram englobados, pelos autores, na mesma designação. Este fato constitui, a nosso ver, um ponto fundamental de discórdia que exige revisão, sistematização crítica e entendimento futuro entre os pesquisadores da área.

Por ora optamos por agrupar os plutons graníticos de acordo com a revisão efetuada por Bettencourt et al. (1987; Doc.221), complementada e modificada por Priem et al. (1989; Doc. 225). Deste modo, os seguintes cronogrupos podem ser distinguidos: Suite Serra da Providência (1,4 - 1,2 Ga) conforme Leal et al., (1978), Granitos Rapakivi Mais Jovens (1,27 - 1,18 Ga), Granitos Últimos de Rondônia, estes abrangendo dois cronogrupos, ou seja, Grupo Mais Antigo (1,05 Ga) e Grupo Mais Jovem (0,95 Ga).

6.3.4. SUB-TEMA: distribuição temporal e espacial dos granitos rapakivi de Rondônia no intervalo de 1,4 a 0,95 Ga

(Textos em discussão: Docs. 218, 222, 225; ver Anexo 1)

6.3.4.1. Tendências atuais

Os trabalhos mais recentes conduzidos à escala mundial nas clássicas províncias rapakivi (inclusive os granitos anorogênicos ou pós-orogênicos correlativos), a saber:

- Escudo Fennoscandiano (Vorma, 1976; Nurmi e Haapala, 1986; Haapala, 1988;

- Haapala e Rämö, 1990; Vaasjoki et al., 1991; Rämö, 1991a; Amelin et al., 1991a);
- Continente Norteamericano (Emslie, 1978, 1991; Anderson, 1983; Van Schmus et al., 1987; Anderson e Bender, 1989);
 - Escudo Ucraniano, U.S.S.R. (Esipchuk, K.Ye, 1991; Amelin et al., 1991a; Velikoslavinskiy et al. 1978 - apud Rämö, 1991a); demonstram que os granitos rapakivi bem como as rochas contemporâneas plutônicas básicas, vulcânicas bimodais e diques de diabásio, formam cinturões alongados descontínuos em escudos précambrianos e se situam no intervalo de idade entre 1,75 e 1,0 Ga. Os objetivos de pesquisa do IGCP-315, em relação a esta linha de investigação, é o de entender a razão do confinamento mais comum a cinturões do Proterozóico Médio a Inferior como também ao fato de se restringirem ao intervalo de idades já referido.

6.3.4.2. Os problemas ligados à determinação de idades e zoneamento temporal dos granitos de Rondônia

No início dos nossos trabalhos em Rondônia encontramos muitas dificuldades para estabelecer idades das diferentes linhagens de rochas graníticas, com vistas à seleção de maciços especializados a metais raros/favoráveis à pesquisa mineral. Apesar da existência de número substancial de datações Rb/Sr e K/Ar, já executadas por vários autores, os problemas que foram identificados são os seguintes:

- Pouca atenção foi dispensada às diferentes linhagens de rochas graníticas e amostragens sistemáticas não foram executadas em fácies diferentes, dentro de cada pluton. Em muitos casos os estudos geocronológicos não foram acompanhados de trabalhos detalhados petrológicos e o significado real das idades não são claramente entendidas;
- Nem sempre as interpretações efetuadas levaram em consideração a estruturação interna dos complexos e as relações espaço-temporais de fases intrusivas intracomplexos;
- Seria possível supor e demonstrar posteriormente a existência de vários episódios magmáticos plutônicos, configuração de zoneamento magmático de complexos uniseriais e polisseriais, que ostentam diferenças de idades patentes e de importância fundamental não só à evolução magmática dos plutons como também à metalogenia correlata;
- Em relação às idades das rochas metamórficas do embasamento da Província Rio Negro - Juruena (1,75 - 1,55 Ga) e das Províncias Rondoniana (1,55 - 1,35 Ga) e Sunsás (1,3 - 1,1 Ga) os dados geocronológicos foram diferentemente interpretados. Os modelos tectônicos relativos a esses cinturões móveis são polêmicos e revelam contrastes de idéias dos pesquisadores dessas províncias,

- como também, limitações sérias em relação ao entendimento dos complexos gnáissico-graníticos e granulíticos mal conhecidos conforme já amplamente discutidos em Bettencourt et al. (1981, 1987, 1991; Docs. 217, 221, 201);
- Não foram levados em consideração a estreita vinculação temporal entre as rochas da associação anortosito-mangerito-charnoquito, granitos rapakivi e rochas basálticas.
 - As rochas charnoquíticas e mangeríticas foram tradicionalmente consideradas como parte do embasamento metamórfico. Sabemos hoje que boa parte dessas rochas são contemporâneas aos granitos rapakivi.

6.3.4.3. Apreciação dos dados geocronológicos: méritos e benefícios científicos dos trabalhos

Com o objetivo de dirimir dúvidas é que no trabalho de Bettencourt et Kaedei (1984; Doc. 218) tentamos reagrupar e discutir os dados radiométricos exíguos, disponíveis na literatura, das rochas graníticas plutônicas e vulcânicas ácidas dos maciços São Lourenço e Caripunas (Figs. 4 e 5), bem como daquelas do Maciço Oriente Novo. Os diagramas isocrônicos deixaram patente, à época, a existência de dois episódios rapakivi plutônicos a 1,27 Ga e 1,18 Ga e um episódio vulcânico ácido associado ao plutonismo rapakivi a 1,12 Ga equivalente, em parte, às Vulcânicas São Lourenço, de Basei (1977) estas, por sua vez, correlacionáveis às Efusivas Ácidas Caripunas de Leal et al. (1978). O diagrama isocrônico de Oriente Novo indicava uma idade de 1.03 Ga que acreditávamos, à época, ser representativa da idade dos granitos estaníferos de Rondônia.

As contribuições de Priem et al. (1987 e 1988; Docs. 222, 225) permitiram não só a melhoria substancial da caracterização do magmatismo rapakivi de Rondônia como também uma visualização mais clara e definição mais precisa das idades. Isto foi possível graças à existência de mapas faciográficos mais elaborados como também de amostragem adequada e farta, executados pela equipe de pesquisa do Projeto Granitos. Os resultados obtidos confirmam o pico metamórfico das rochas do embasamento, situado em 1.5 Ga, referido por Teixeira et al. (1989), e caracterizam, momentaneamente, a existência de quatro cronogrupos graníticos situados a 1.45 - 1.35 Ga, 1.26 - 1,18 Ga, 1.05 Ga e 0.95 Ga, conforme discussão nos Docs. 222 e 225 já referidos. Evidencia-se assim, que as linhas de raciocínio esboçadas em 1984 permaneceram válidas, embora tenha sido revelado um quadro de idades que não era nítido nos trabalhos de Bettencourt et Kaedei (1984; Doc, 218), e Bettencourt et al. (1987; Doc. 221).

O reconhecimento do evento ígneo granítico situado entre 1,05 - 0,95 Ga tem uma implicação importante em relação à Província Grenville, Canadá, onde plutonismo de idade similar foi documentado. De particular interesse são os dados de Gower et al. (1989) que identificaram, na Província Grenville, um evento plutônico granítico que ocorreu entre 1,08 - 1,0 Ga (idades U - Pb) em contraste a uma pulsação mais jovem e de curta

LEGENDA

PLEISTOCENO

Aluvião

Formação Guaporé

PROTEROZÓICO MÉDIO A SUPERIOR

Rapakivi equigranular: alcali feldspato granito, biotita alcali feldspato equigranular, sienogranito equigranular, fayalita ferrohastingsita, alcali feldspato grato e sienogranito pórfiro rapakivi (1.277 ± 10 Ma.)

Granitos rapakivi indiferenciados incluindo as Vulcânicas Ácidas Caripunas e Vulcânicas São Lourenço.

Rapakivi normal sienogranito piterlítico, viborgítico e porfirítico (1.262 ± 12 Ma.).

Granitos rapakivi de idade incerta.

Rochas básicas alcálicas Ciriquiqui (1.280 Ma.)

PROTEROZÓICO MÉDIO A INFERIOR ?

Formação Palmeiral (idade incerta)

Epimetamorfitos de Comemoração (idade incerta)

Rochas do embasamento

✕ CR- Mina Ceriumbrás

① Maciço Abunã

✕ MC- Mina Macisa

② Maciço São Simão

✕ SL- Mina São Lourenço

③ Maciço São Lourenço

④ Maciço Caripunas

Figura 5: Mapa geológico do Bloco Abunã - Caripunas ilustrando a distribuição das rochas rapakivi (modificado de Schobbenhaus et al. 1984 e Bettencourt e Kaedel, 1984; Doc. 218)

duração situada entre 0,97 - 0,95 Ga. Além dessas diferenças de idade assinalam-se contrastes de composição e estilos de posicionamento muito similares ao que foi constatado nos maciços Caritianas, Pedra Branca, São Carlos (0,95 Ga) e nos maciços Oriente Novo e Santa Clara (1,05 - 1,03 Ga), conforme Bettencourt et al. (1991; Doc. 201) e Leite Jr. (1992).

As idades da Suite Serra da Providência (1.4 - 1.2 Ga) e da Suite Igarapé Preto (1.19 Ga), apresentadas por Tassinari et al. (1984), bem como das Vulcânicas São Lourenço (Basei, 1977) e Vulcânicas Caripunas (Leal et al., 1978) merecem discussão particular já que foram, somente em parte, objeto de datações pelo grupo do Prof. Priem.

Os dados radiométricos Rb/Sr, disponíveis na literatura referentes às rochas graníticas rapakivi do Batólito Serra da Providência, do Maciço Igarapé Preto e das Vulcânicas Ácidas São Lourenço foram selecionadas e reagrupadas em função de critérios que levaram em conta, principalmente, a distribuição dos tipos de fácies e texturas rapakivíticas dos granitos e rochas vulcânicas. Os resultados apresentados no relatório de iniciação científica do nosso orientando Farias (1991), representaram uma contribuição às interpretações geocronológicas e serão a seguir discutidos.

6.3.4.4. As idades do Batólito Serra da Providência

Para efeito geocronológico comparativo, 5 amostras de rochas situadas no Batólito Serra da Providência (Fig. 4), foram reagrupadas e utilizadas. Elas representam granitos rapakivi normais, cujas características petrográficas (Leal et al., 1978), não deixam margem a dúvidas em relação à filiação rapakivítica. Para a execução do diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total não foram utilizadas todas as outras amostras de corpos isolados, situados a aproximadamente 250 Km do Batólito que outrora compuzeram as isócronas correspondentes, nota-se bem, à Suite Intrusiva Serra da Providência, conforme conceituação de Leal et al. (op.cit.) e Tassinari et al. (1984).

O diagrama isocrônico obtido (Tab. 4 e Fig. 6), evidencia uma idade de 1.270 ± 73 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, igual a $0,71931 \pm 0,04519$. Mesmo levando em consideração os erros altos, os valores resultantes contrastam com as idades obtidas para a Suite Serra da Providência já fornecidas por Leal et al. (op.cit.) e Tassinari et al. (op.cit.), que foram, respectivamente, 1.414 ± 42 Ma (idades convencionais) e 1.400 ± 57 Ma para razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de $0,713 \pm 0,005$.

O valor resultante da nova isócrona mostra-se coerente com as idades das fácies plutônicas rapakivi dos maciços São Lourenço/Caripunas fornecidas por Priem et al. (1989; Doc. 225).

Contudo devemos ressaltar que atividade magmática rapakivi com idade em torno de 1.4 Ga existe, porém, até à data, ninguém foi capaz de demonstrar cabalmente a distribuição espacial desses corpos. As evidências são as mais variadas já que no bloco São Lourenço/Caripunas duas amostras de granitos rapakivi normais (Loc. 25), apresentadas por Priem et al. (1989; Doc. 225) indicaram idades de 1.407 Ma, para razão inicial igual a 0.7134

e quatro amostras representativas dos Granitos porfiróides da região NE de Oriente Novo (Ron-126, 4 amostras) datadas pelos mesmos autores forneceram a idade de 1.437 ± 170 Ma para razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, igual a $\pm 0.7044 \pm 0.0060$.

TABELA 4: Parâmetros isotópicos dos granitos rapakivi normais do Batólito Serra da Providência

N.Campo	Litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
PT-54.1	gran.rapakivi (viborgito)	185.7	128.2	0.7982	4.232
PT-39A	granito rapakivi	174.7	162.4	0.7746	3.135
PT-63	gran.rapakivi porfirítico	197.1	75.0	0.8628	7.726
PT-57	gr.rapak.porf. granofírico	205.1	78.8	0.8544	7.645
PT-40	gran.rapakivi (piterlito)	199.1	140.6	0.7951	4.136

Extraído de: Leal et al. (1978)

6.3.4.5. As idades do Maciço Igarapé Preto e das Vulcânicas São Lourenço

A exemplo do procedimento utilizado no Batólito Serra da Providência, foram reagrupadas somente sete amostras (Tab. 5), dos granitos rapakivi restritas ao Maciço Igarapé Preto. O diagrama Rb/Sr em rocha total (Fig. 7), assim obtido, indica uma idade de 1.268 ± 111 Ma e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70996 \pm 0.07683$. As rochas vulcânicas que ocorrem junto ao Maciço São Lourenço (Figs. 5.8; Tab. 6) foram também reagrupadas em função do conhecimento da distribuição das fácies rapakivi plutônicas e vulcânicas ácidas associadas (Bettencourt et al., 1991, Doc. 201; Priem et al., 1989; Doc. 225) e de amostragem mais

representativa. A isócrona Rb/Sr obtida através de nove pontos (Fig. 8 e Tab. 6) fornece a idade de 1.224 ± 22 Ma e razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de $0,71862 \pm 0,02024$.

As amostras situadas fora do Maciço Igarapé Preto não foram utilizadas, devido à desconfiança que se teve em relação à sua natureza rapakivítica pois não foi possível identificá-las no CPGeo-IG/USP. As idades obtidas mostram-se mais coerentes e similares àquelas já observadas no Bloco São Lourenço/Caripunas e no Batólito Serra da Providência.

Figura 6: Isócrona Rb/Sr de referência para os granitos rapakivi normais do Batólito Serra da Providência

Figura 7: Isócrona Rb/Sr de referência para o Maciço Igarapé Preto.

TABELA 5 - Parâmetros isotópicos das rochas granitóides do Maciço Igarapé Preto.

N. Campo	Litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
PT-54	biot.granito pórfiro	235.4	147.7	0.7968	4.655
PT-47	granito rapakivi cataclástico	248.9	132.2	0.8308	5.518
PT-35.03	gran.rapakivi cataclástico	225.9	89.2	0.8312	7.415
PT-03.2	hasting.biot. granito	275	95.7	0.8438	8.43
PT-22	biot.gran. porfirítico	479.7	138	0.8798	10.23
PT-08.3	granito rapakivi	447.3	44.4	1.2567	30.73
PT-41	granito a biotita	337.9	68	1.0171	14.82

Fonte dos dados: Leal et al. (1978) e Tassinari & Teixeira (1977)

Os dados geocronológicos referentes às Vulcânicas Ácidas São Lourenço (Tab. 6 e Fig. 8) são discrepantes das idades apresentadas por Basei (1977) e Bettencourt e Kaedel (1984; Doc. 218). Contudo, mostram-se consistentes com as idades correspondentes às fácies ígneas plutônicas do Cronogrupo Granitos Rapakivi Mais Jovens de Rondônia (1,27 a 1,18 Ga). No nosso entender essas rochas representam, na realidade, uma manifestação fissural do magmatismo granítico rapakivi situado entre 1,27 a 1,18 Ga, o que deixa claro a necessidade de redefinição das chamadas Efusivas Ácidas Caripunas de Leal et al. (1978).

TABELA 6 - Parâmetros isotópicos das rochas Vulcânicas Ácidas São Lourenço.

N.Campo	Litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
PT-45.1A	meta-riodacito	153	174.5	0.7650	2.548
PT-45.1B	meta-riodacito	195.9	142.3	0.737	3.227
PT-45.1C	meta-riodacito	182.8	164.7	0.7741	3.227
PT-45.1D	meta-riodacito	212.9	124	0.8087	5.01
PT-45.1F	meta-riodacito	94.8	211.9	0.7472	1.297
MSL-4	riolito			2.04	77
RON-156	feldspato.porf.	254	68.6	0.905303	10.93
RON-160	feldsp.porf.matriz microcrista.	343	16.3	1.95618	68.33
RON-154	quartzo porf. avermelhado	342	26.5	1.353339	36.97

Fonte dos dados: Leal et al. (1978) e Priem et al. (1989; Doc. 225)

Figura 8: Isócrona Rb/Sr de referência para as rochas Vulcânicas Ácidas de São Lourenço situadas junto ao Maciço São Lourenço.

6.3.4.6. A Relevância dos Dados Isotópicos baseados no Método Rb/Sr

Conforme Haapala (1988), as idades radiométricas U/Pb obtidas em zircões dos granitos rapakivi têm demonstrado diferenças substanciais não só entre complexos diferentes mas também entre fases intrusivas de um mesmo complexo. As idades mais baixas e mais discordantes são observadas nos granitos leucocráticos, por vezes estaníferos, considerados como sendo mais jovens. Esta situação já assinalada no granito rapakivi Nordingra, Suécia, por Welin e Lundqvist (1984 apud Haapala, 1988) é expressa pela idade, U/Pb em zircões, da ordem de 1,58 Ga e a correspondente idade Rb/Sr muito mais baixa, em torno de 1,42 Ga ($Sr_i = 0,718$ a $0,725$). Estas discrepâncias, segundo Welin e Lundqvist (op.cit.), são atribuídas à redistribuição dos isótopos devido à ação da circulação dos fluidos pós-magmáticos. Para o Craton Amazônico, Dall'Agnol et al. (no prelo) enumeram os dados radiométricos Rb/Sr (rocha total) dos granitos rapakivi típicos de Parguaza e Surucucus situados a 1,55 Ga, e demonstram haver concordância entre a idade Rb/Sr e aquela fornecida pelo método U/Pb, da ordem de 1,5 Ga. Contudo no bloco da Província Amazônica Central-Este as idades isocrônicas Rb/Sr se concentram no intervalo compreendido entre 1,8 e 1,6 Ga, sistematicamente mais jovens do que as idades obtidas em zircões, pelo método U/Pb, variáveis entre 1,88 a 1,82 Ga, conforme discussão em Lafon et al. (1991) e Dall'Agnol et al. (no prelo).

Os pulsos magmáticos rapakivi rondonianos situados a 1,4 - 1,2; 1,35; 1,26-1,18; 1,05 e 0,9 Ga (Priem et al., 1989; Doc. 225, e Bettencourt et al., 1991; Doc. 230), nos forçam a questionar esse número de pulsos e indagar se o escalonamento temporal realmente existe. Em face dos argumentos já apresentados acreditamos que a confirmação dessas idades ou obtenção de valores precisos só poderá ser conseguida por datações U/Pb, em futuro próximo.

6.3.4.7. Pesquisa futura: o papel da geoquímica isotópica para a resolução dos problemas relativos ao zoneamento temporal dos granitos rapakivi

Os resultados isotópicos baseados nos métodos Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd, $^3\text{He}/^4\text{He}$ e Pb, recentemente apresentados pelos pesquisadores Neymark et al. (1991), Rämö (1991a), Vetrin et al. (1991), Vaasjoki et al. (1991) e Lafon et al. (1991), estão a demonstrar:

- A capacidade de obtenção de idades precisas através do método U/Pb que não só discrimina as idades dos protólitos dos magmas rapakivi como também as idades de posicionamento crustal desses magmas;
- Discrepâncias entre idades obtidas pelos métodos U/Pb e Rb/Sr;
- A possibilidade de revelarem a natureza da crosta envolvida na geração dos magmas, bem como elucidação indireta dos mecanismos de retrabalhamento e volumes envolvidos de crostas juvenis protolíticas;
- A possibilidade de elucidação da natureza metamórfica ou ígnea das rochas

originais que foram fundidas para gerar os granitos e rochas mangeríticas-charnoquíticas, como resposta da ação de magmas máficos profundos.

Em resumo, a adoção dos métodos U/Pb e Sm/Nd, para a obtenção de idades mais seguras, é de urgente interesse para a resolução de problemas relativos às idades, critérios de gênese, natureza e taxa de participação dos protolitos dos granitos rapakivi de Rondônia.

Como informação adicional podemos adiantar que, dentro do espírito do projeto conjunto com a Z.W.O. Laboratorium Voor Isotopen Geologie, Amsterdam, estão sendo investigados os granulitos e gnaisses que servem de encaixantes aos granitos rapakivi, pressupondo-se a obtenção de vinte determinações de idades Sm/Nd e Rb/Sr em rocha total, quinze análises de idades pelo método Sm/Nd em fases minerais e duas análises U/Pb em frações de zircão. Os novos dados seguramente vão permitir uma visão mais clara sobre a composição isotópica e o caráter juvenil ou não das porções da crosta que deram origem aos granitos rapakivi, e uma definição mais precisa da idade real de formação das rochas do embasamento na porção central de Rondônia.

6.3.5. SUB-TEMA: compartimentação tectônica, evolução crustal e gênese dos granitos rapakivi

(Textos em discussão: Docs. 198, 218, 221, 222, 225, 230, ver Anexo 1)

6.3.5.1. Contribuição científica dos trabalhos

Os textos em discussão oferecem uma contribuição científica efetiva particularmente em relação à distinção e evolução dos cronogrupos de granitos rapakivi e rochas básicas penecontemporâneas geradas no intervalo 1,27 a 0,95 Ga. Os resultados obtidos são confiáveis e, hoje, os textos servem de guias de referência e pontos de partida seguros, para investigações geológicas de detalhe. A contribuição científica, embora sujeita a reformulação contínua, expressa-se pela caracterização parcial:

- Do ambiente de geração dos granitos de idades compreendidas entre 1,27 a 0,95 Ga e dos seus controles tectônicos de intrusão;
- Da distribuição espacial e temporal dos plutons graníticos rapakivi;
- Do vínculo provável do magmatismo granítico a um grande cinturão constituído por rochas de idade Grenville, faixa esta que inclui a Província Grenville na região leste da América do Norte, os granulitos do Oaxaca no México, o Maciço Garzòn nos Andes da Colômbia, a Sierra Nevada de Santa Marta e o Bloco Aroa-Misión, estes na Colômbia.
- Dos cronogrupos de rochas graníticas rapakivi;
- Da natureza anorogênica, posicionamento crustal raso e caráter bimodal de boa parte dos complexos granitóides;

- Da gênese dos granitos provavelmente por anatexia crustal de rochas granulíticas;
- Da composição típica dos granitos, similares aos do Tipo A e aos granitos intra-placa.

6.3.5.2. O estado atual do conhecimento

Granitos rapakivi proterozóicos

Os granitos anorogênicos do tipo rapakivi e rochas máficas associadas se formaram sob a ação de regime de tectônica extensional e, via de regra, são da ordem de 100 a 300 Ma mais jovens do que a crosta metamórfica de médio a alto grau circundante. Dados de sísmica profunda indicam que os granitos rapakivi da Finlândia posicionaram-se em área de baixa espessura crustal, da ordem de 40 km, na área do Batólito Viborg (Luosto, 1990 apud Haapala & Rämö, 1991). O magmatismo rapakivi proterozóico é de caráter global e vários autores tais como Bridgwater e Windley (1973, apud Rämö, 1991a), Anderson & Bender (1989), Hoffman (1989), Gurnis (1988) e Ramo (1991a) idealizaram diferentes modelos para explicar o controle e causas de geração desse magmatismo proterozóico, ou seja, se está diretamente ligado a orogenia ou se é exclusivamente anorogênico. Contudo o modelo mais recente é o de Hoffman (1989) já considerado e aplicado, com modificações, aos granitos rapakivi da Finlândia (ver Rämö, 1991a). Hoffman (op.cit.) acredita que esse tipo de magmatismo pode estar associado à formação de um supercontinente proterozóico precoce (Laurentia-Baltica) que promoveu soerguimento mantélico a grande escala, fusão parcial no manto superior fusão anatética subsequente da crosta continental me geração dos granitos anorogênicos. Nesse contexto, os granitos rapakivi e rochas básicas associadas são considerados como sendo derivados de magmas anorogênicos produzidos de acordo com o mecanismo proposto.

Deste modo, a meta de investigação à escala mundial, é o de explicar se o magmatismo rapakivi resulta de fusão parcial de uma crosta orogênica espessada ou se é, em essência, exclusivamente anorogênico.

De acordo com Emslie (1991) as rochas da associação AMCG (anortosito-mangerito-charnoquito e granito rapakivi) observadas nos cinturões clássicos proterozóicos já referidos, se posicionam entre 100 a 600 Ma após a parada dos processos geradores de magmas cálcio-alcálinos, que é o magmatismo típico de processos orogênicos. Desta forma, a qualificação de suites como sendo de natureza anorogênica ou pós-orogênica é, de certo modo subjetiva, a não ser que haja uma diferença expressiva de centenas de milhões de anos em relação ao evento anterior.

Emslie (1978), Anderson (1982) e Hoffman (1989) postulam que o magmatismo anorogênico proterozóico deve estar vinculado a processos mantélicos. Além disso os estudos de Anderson (1983) e Anderson e Bender (1989), sugerem que a gênese dos granitos anorogênicos exige uma crosta juvenil diferenciada do manto pouco tempo

antes da intrusão das rochas graníticas (inclusive os granitos rapakivi). Ressalta-se, contudo, que estas opiniões não são conclusivas já que os resultados obtidos por Neymark et al. (1991) no Batólito Anortosítico-Rapakivítico de Salmi, Karélia Soviética (1,54 - 1,57 Ga), localizado na interface Craton Arqueano Fennoscândico/Cinturão Dobrado Sveco fenídico (1.9 Ga), permitem outras interpretações. Baseado em dados isotópicos referentes a Nd, Sr, U-Pb e Pb, o autor evidencia uma diferença marcante entre as feições isotópicas desse batólito e aquelas observadas em outros maciços rapakivi do Escudo Fennoscândico. Constata-se, também, que o batólito incorporou volume significativo de material crustal arqueano e exibe metalogenia diversa.

Estas conclusões são corroboradas pelas observações efetuadas por Moralev e Glukhovsky (1991) nos granitos rapakivi do Escudo Aldan, Sibéria (U.R.S.S.). Estes foram gerados por retrabalhamento de crosta arqueana continental, posicionaram-se em regime de tectônica extensional e foram condicionados por dois compartimentos tectônicos a saber: zonas de falhas (batólitos alongados) e sistemas de falhas aneladas (estruturas dômicas).

Estas diferenças marcantes vêm a configurar a possibilidade de existência de compartimentos tectônicos diferentes envolvidos na gênese dos granitos rapakivi proterozóicos, bem entendido.

Granitos rapakivi do Proterozóico Superior/Paleozóico Inferior

Os granitos rapakivi situados em faixas dobradas do Precambriano Superior e Paleozóico Inferior têm sido objetos de estudos por Küster & Ulrich (1991), Wernick et al. (1991) e Ulbrich et al. (1991). A grande importância dessas pesquisas deve ser devidamente ressaltada ao se considerar a falsa idéia, já consolidada na literatura, de que a maioria das ocorrências clássicas se situa em intervalo de tempo limitado (1,75 a 1,3 Ga) e sempre restrita a ambientes cratônicos.

As investigações de Kuster e Ulbrich (op.cit.) dizem respeito a plutons rapakivi que ocorrem na Somália (idade U-Pb, 464 a 474 Ma), norte do Sudão (idade U-Pb, 570 Ma) e oeste do Sudão (idade Pb, 742 Ma). Esses maciços são de natureza tarditectônica e anorogênica e posicionam-se em ambiente tectônico extensional (pós-fechamento de bacias e rifteamento subsequente) relativo à Orogenia Pan-Africana.

As investigações de Wernick et al. (op.cit.) estão sendo conduzidas nos complexos rapakivi da Província Itu-SP. Esses plutons invadem as rochas do Proterozóico, associam-se a zonas de cisalhamento e exibem idade Rb-Sr em torno de 590 Ma.

A geração do magma rapakivi responsável por essas rochas deve passar, obrigatoriamente, pelas fases de subducção e colisão. O posicionamento final dos complexos relaciona-se à fase anorogênica do Evento Brasileiro, que comporta alçamento, distensão e movimentação transcorrente subsequente ao longo de estruturas pré-existentes.

Em contraposição Ulbrich et al. (op.cit.) assinalam dois grandes grupos

de rochas granitóides com afinidades rapakivi a saber: os chamados sienogranitos-wiborgíticos do Cinturão Itu-São Paulo (tardi a pós Evento Brasileiro, idade Rb/Sr variável entre 620-580 Ma) e a Suite Mangerítica-Granítica Gnáissica de São José do Rio Pardo - sul de Minas Gerais e norte de São Paulo). Para esses autores o posicionamento dos granitos do Cinturão Itu é controlado por falhas direcionais tardi a pós Evento Brasileiro. A Suite São José seria condicionada por zonas de cisalhamento dúctil situada em terrenos migmatíticos, que representam remanescentes metamorfizados de magmatismo pré-Brasileiro (100 Ma?).

É nosso desejo ressaltar que, por analogia às áreas clássicas de ocorrência de granitos rapakivi, torna-se necessário a execução de trabalhos futuros adicionais para esclarecer o mecanismo de geração de magma rapakivi nesse tipo de ambiente, o posicionamento espacial e a ausência de rochas máficas e ácidas vulcânicas contemporâneas.

6.3.5.3. As associações do tipo AMCG em Rondônia e a posição temporal relativa às orogenias

A associação do tipo AMCG ora observada em Rondônia (ver Figs. 4, 5) poderá indicar que os granitos rapakivi posicionaram-se em crosta juvenil proterozóica pertencente aos cinturões móveis Rio Negro - Juruena (1,75 - 1,55 Ga) e Rondoniano - Sunsas (1,5 - 1,1 Ga), entre aproximadamente 50 a 600 Ma após as culminâncias orogênicas respectivas. Deste modo, alguns pontos de discussão já referidos, merecem a seguir atenção particular.

Da análise da Tabela 7 parece-nos viável acreditar que os dois cronogrupos pertencentes aos Granitos Últimos de Rondônia (1,05 - 0,95 Ga) sejam francamente anorogênicos em relação aos cinturões Rio Negro-Juruena e Rondoniano, porém pós-tectônicos em relação ao Cinturão Sunsás. Dúvidas persistem em relação à real natureza pós-tectônica ou anorogênica do cronogrupo mais velho (1,05 Ga) que exibe uma diferença mínima de idade da ordem de 50 Ma em relação à Orogenia Sunsás e é coevo ao Evento Rondoniense de Amaral (1974), este situado entre 1,05 - 0,9 Ga. A este respeito podemos citar o exemplo de terrenos ketilídianos do sul da Groenlândia, descritos por Gulson e Krogh (1975, apud Rämö, 1991). Os granitos rapakivi dessa região posicionaram-se a 50 Ma depois da formação da crosta juvenil Proterozóica (1,8 Ga), sendo assim considerados como de natureza pós-tectônica.

Mesmo considerando o raciocínio exposto, as linhas de evidências que são francamente favoráveis à origem anorogênica da associação AMCG observada em Rondônia, podem ser assim enumeradas:

- Não há evidências de magmatismo cálcio-alcálico típico de processos orogênicos mais jovens que 1,52 Ga. Os granitóides da associação AMCG de Rondônia e da região do Município da Lábrea (básicas e ultrabásicas Ciriquiqui - Figs. 4 e 11), não estão vinculados a magmatismo típico de processos formadores

- de crostas orogênicas;
- Associação íntima entre magmatismo charnoquítico e metamorfismo da fácies granulítica;
 - Evidências de magmatismo granítico e sienítico recorrente desde 1,45 a 0,9 Ga, conforme discutido em Bettencourt et al. (1991; Doc. 230);
 - Associação íntima entre rochas básicas fissurais (diques máficos, gabros), vulcânicas máficas e félsicas e rochas alcalinas, coevas às rochas rapakivi;
 - Presença conjunta de diabásios e diques de quartzo-pórfiro indicativos de ambiente extensional intra-placa.
 - O caráter bimodal do magmatismo. A associação AMCG reflete a fusão parcial tanto do manto superior quanto da crosta inferior, causado por magmas máficos mantélicos (Bridgwater et al., 1974; Emslie, 1978; Haapala, 1988).
 - O enquadramento dos granitos no campo dos granitos intra-placa (Bettencourt et al., 1991; Doc. 201) por comparação com as assinaturas químicas elementares indicadas nos diagramas de discriminação tectônica de Pearce et al. (1984);
 - Padrão "flat" dos ETRP, similar àqueles constatados nos granitos anorogênicos estudados por Anderson (1983) e Anderson e Cullers (1978), típico de ambientes extensionais;
 - Os valores de Ga consistentes com uma evolução em ambiente anorogênico (vide Bettencourt et al., 1991; Doc. 201).

TABELA 7: Ilustração das prováveis diferenças entre as idades das suítes graníticas rapakivi e o picos metamórficos mais prováveis dos cinturões móveis.

Evento	Cronogrupo	Maciços e/ou Suítes	Cinturões Móveis		
			R. Negro-Juruena 1,75-1,55Ga	Rondoniano 1,5-1,35Ga	Sunsás 1,3-1,1Ga
Principal			Diferenças de idade em relação ao pico metamórfico - 1,45-1,25Ga 1,1-0,9Ga		
Granitos Últimos	Cronogrupo+Jovem	0,95 Ga	800 Ma	500 Ma	150 Ma
Rondônia	Cronogrupo+Velho	1,05 Ga	700 Ma	400 Ma	50 Ma
Granitos Rapakivi	1,26 Ga ¹	490 Ma	190 Ma	-	-
Jovens e Análogos	1,19Ga ²	560 Ma	260 Ma	-	-
Suite Intrusiva	1,35 Ga ³	400 Ma	100 Ma	-	-
S. da Providência	1,4-1,2Ga	350 Ma	50 Ma	-	-

1: Maciços Caripunas/São Lourenço; 2: Suite Intrusiva Igarapé Preto; 3: Maciço Alto Candeias

Obs. As diferenças de idade foram calculadas em relação à idade máxima da fase metamórfica do cinturão (Teixeira et al., 1989)

6.3.5.4. Informações adicionais sobre a evolução crustal da parte sudoeste do Craton Amazônico

Afora as últimas revisões fornecidas por Amaral (1984), Hasui e Almeida (1985), Litherland (1986), Teixeira et al. (1989), Brito Neves e Cordani (1991), e dos trabalhos geocronológicos recentes efetuados pelo grupo, Priem et al. (1989; Doc. 225), as linhas gerais de raciocínio permanecem as mesmas. Atualmente C.C.G.Tassinari dispõe de informações adicionais (comunicação feita em 1992) que podem ser assim apreciadas:

Província Rio Negro-Juruena (1,75-1,55 Ga): Os dados isotópicos adicionais Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total e U-Pb em zircões (Tassinari e Van Schmus, comunicação oral, 1992) permitem reforçar a idéia de que o arco Rio Negro-Juruena (1,75 - 1,55 Ga) amalgamou as duas placas constituídas pelas províncias Amazônica Central/Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,8 Ga) e protólitos crustais das províncias Rondoniana (1,55 - 1,35 Ga) e Sunsás (1,3 - 1,1 Ga). Os limites da Província Rio Negro-Juruena coincidem com os altos estruturais de Iquitos, e Purus (Fig. 9) que constituem zonas de descontinuidades identificadas por métodos geofísicos (Cordani et al., 1984).

Província Rondoniana (1,5-1,35 Ga): Dados escassos de composição isotópica de Sr e Nd das rochas do embasamento (Vignol, 1987; Tassinari e Van Schmus, comunicação oral - 1992) sugerem que as rochas metamórficas do cinturão resultaram da fusão parcial de crosta granulítica pré-existente com idades no mínimo transamazônicas (2,2 - 1,8 Ga). Esses núcleos, observáveis no Cinturão Móvel Rondoniano nas regiões de Lomas Manéches (Bolívia), Jari, flanco sudoeste do Batólito Serra da Providência, incluindo as vizinhanças da cidade de Jaru (Fig. 12), exibem idades Rb/Sr obtidas em granulitos situadas entre 2,0 e 1,85 Ga (C.C.G.Tassinari, comunicação oral, 1992). Também durante essa evolução tectônica ocorreram rochas formadas por diferenciação direta do manto, como se demonstra por idades Sm-Nd modelos (Basu et al., 1990), obtidos em sedimentos coletados na bacia hidrográfica que banha essa província, que indicam a época principal de diferenciação juvenil do fragmento de crosta continental considerada. As idades obtidas forneceram valores entre 1,6 - 1,4 Ga, o que indica que nessa época ocorreu um evento de acreção continental, subordinado ao processo de retrabalhamento crustal.

Cinturão Móvel Sunsás (1,3-1,1 Ga): O evento foi caracterizado na Bolívia por Litherland (1986) e se superpõe, geograficamente, à Província Rondoniana. As sequências clásticas, deformadas, metamorizadas e acompanhadas de atividades graníticas correspondem, no Brasil, às rochas do Grupo Aguapeí. Presume-se que o cinturão seja resultante de colisão continental, na borda sudoeste do Craton Amazônico com o Escudo Canadense, conforme opiniões de alguns autores. Este evento gerou encurtamento crustal da área cratônica, reativação ou geração de grandes lineamentos NE-SW relacionados ao

Figura 9: Mapa geológico-geotectônico do embasamento da Bacia do Amazonas, segundo Cordani et al. (1984).

evento tectonotermal Nickeriano, tais como os lineamentos Tapajós e Cachorro. A Orogenia Sunsás retribuiu as rochas rondonianas e, deste modo, não são claramente distintas, no campo, daquelas geradas durante a Orogenia Rondoniana, o que empresta caráter transicional aos limites geográficos entre essas províncias, objeto de muitas controvérsias. Neste contexto a atividade granítica anorogênica no bordo sudoeste do Craton, a grosso modo, pode ser confinada a dois intervalos de tempo; o primeiro posicionado entre 1,3 - 1,15 Ga, relacionado ao Evento Rondoniano, e o segundo entre 1,1 - 0,9 Ga, vinculado ao Evento Sunsás.

6.3.5.5. O arcabouço geotectônico do sudoeste do Craton Amazônico e os controles de formação dos granitos anorogênicos de Rondônia entre 1,4 - 0,95 Ga

6.3.5.5.1. As causas da gênese dos granitos

Ao querermos procurar uma explicação das causas da gênese dos granitos proterozóicos do Craton Amazônico e, em particular, dos granitos rapakivi de Rondônia e das rochas contemporâneas plutônicas e vulcânicas associadas, devemos considerar a alternativa de reconstrução dos continentes Laurentia-Baltica/Gondwana, já aventada por Alvarez e Cordani (1980), Priem et al. (1989a; Doc. 225 e 1989b), Brito Neves (1991), Brito Neves e Cordani (1991). Estes autores sugerem o acoplamento da Província Rondoniana com a Província Grenville do Laurentia, pois as similaridades são patentes. Devemos também buscar subsídios nas idéias de Priem et al. (1989b), Kroonenberg (1982), Teixeira et al. (1989), Litherland et al. (1989), que são de opinião que o bordo sudoeste do Craton Amazônico foi uma margem continental a partir de 1.250 Ma e que a evolução das faixas Rondoniana/Sunsás pode, perfeitamente, ser correlacionada a uma tectônica continental progressiva. Devemos, acima de tudo, considerar uma outra alternativa do tipo "Foreland Tectonics", ou seja, admitir que os granitos ou parte deles sejam resultantes da coalisão das faixas San Ignácio/Rondoniana (1,55 - 1,35 Ga) e Sunsás/Aguapeí (1,3 - 1,1 Ga) acrescidas à Faixa Móvel Rio Negro-Juruena (1,75 - 1,55 Ga) o que vem obedecer ao espírito dos modelos relativos à "Foreland Tectonics" documentados em Ziegler (1987a, b) e Sengör (1990).

Em face das sugestões dos autores acima referidos e em obediência aos modelos tectônicos desenvolvidos por Ziegler (op.cit) e Sengör (op.cit), poder-se-ia admitir que existe uma relação causal entre a provável colisão das faixas San Ignácio/Rondoniana (1,5 - 1,35 Ga) e Sunsás/Aguapeí (1,3 - 1,1 Ga) e as deformações compressãois/transpressãois, induzidas às placas continentais vizinhas por esforços tangenciais, até a distâncias superiores a 1.300 quilômetros.

O conhecimento detalhado da evolução tectônica e das deformações correlatas da área em estudo é fragmentário e, neste momento, não nos parece haver condições reais de analisar em pormenor as tectônicas contemporâneas e pós-colisionais associadas à provável coalisão (segundo alguns) ou à tectônica dita de reativação de crosta

arqueana (segundo outros), que pudessem controlar o posicionamento dos plutons granitóides e as mineralizações associadas. A análise de todos os dados estruturais e tectônicos compilados de imagens Landsat, fotografias aéreas, mapas tectônicos regionais disponíveis bem como de levantamentos estruturais de alguns maciços graníticos executados pelo nosso grupo de pesquisa, ainda que preliminares e exíguos, permitem apresentar uma visão complementar às idéias expressas em Bettencourt et al. (1987; Doc. 221), que será a seguir objeto de discussão.

6.3.5.5.2. Compartimentação tectônica dos plutons graníticos

A disposição regional e posicionamento espacial dos corpos graníticos rapakivi situados no intervalo de tempo 1,4 a 1,18 Ga (Ex: Maciços Abunã, S. Lorenzo, Caripunas, Alto Candeias, Suite Igarapé Preto, Batólito Serra da Providência), bem como dos corpos básicos e pórfiros félsicos correlativos, foram condicionados por fraturas profundas situadas nos flancos ou próximo aos limites de grabens. Essas estruturas situam-se nos domínios dos sistemas lineagênicos Madeira-Quatorze de Abril ou Madeira Tapajós (NE-SW), Araras e Aripuaná (NW-SE) e Lineamento Ji-Paraná (N-NE), definidas por Leal et al. (1978), (Figs. 4, 10, 11 e 12). Estas entidades constituem, segundo Hasui et al. (1984), descontinuidades ligadas a anomalias Magsat e a zonas de cisalhamento, as últimas ativas desde o final do Arqueano até o Proterozóico Médio. Os grabens vinculam-se, segundo Amaral (1974), a reativações contínuas dessas estruturas lineagênicas antigas, ou ainda, de acordo com Teixeira e Tassinari (1984) representariam produtos da fase pós-tectônica da evolução geodinâmica da Província Rondoniana.

As fases graníticas rapakivi tardias, desse intervalo (1,4-1,18 Ga), que podem ou não conter mineralizações a metais raros, bem como vulcânicas ácidas a intermediárias associadas, ocorrem em pontos nodulares da rede dos lineamentos regionais já referidos (Figs. 4, 10, 11 e 12). A disposição dos corpos, geometria, relação espacial com os lineamentos, magmatismo básico e vulcanismo fissural ácido e intermediário, além de sedimentação clástica terrestre, evidenciam uma relação causal patente a regime distensivo e consequente rifteamento crustal, ainda que de caráter incipiente (Fig. 4, 5, 10 e 11).

É nossa opinião que os plutons graníticos pertencentes ao Cronogrupo Granitos Últimos de Rondônia (1,05 - 0,95 Ga), ilustrados nas Figuras 4, 5, 10, 11 e 12 representam uma atividade ígnea de curta duração, restrita ao núcleo do Alto Estrutural do Jamari. A idéia inicial discutida em Bettencourt et al. (1987; Doc. 221), pressupunha que o posicionamento da maioria dos plutons desse cronogrupo seria devido ao efeito de uma mecânica de binários de cisalhamento simples dextral, resultante da reativação lateral, ao final do Proterozóico, dos lineamentos Madeira - Quatorze de Abril (N55-60E) e Araras (N50-70W) à época das intrusões. Estas idéias necessitam ser revistas ou confirmadas por trabalhos estruturais de detalhe.

Hoje, acreditamos que a idade do evento de reativação e transcorrência é, no mínimo, equivalente à idade Rb/Sr (1,05 - 0,95 Ga) dos Granitos Últimos de Rondônia

Figura 10: Contexto tectônico dos granitos rapakivi de Rondônia, segundo Bettencourt & Dall'Agnol (1987; Doc. 221).

Figura 11: Mapa geológico simplificado de parte do Bloco Sudoeste do Craton Amazônico L (modificado de Leat et al., 1978; Schobbenhaus et al., 1984 e Bettencourt & Dall'Agnol (1987; Doc. 221).

alojados nessas estruturas. O efeito transcorrente parece ser operativo em todos os lineamentos regionais já assinalados os quais podem representar, provavelmente, zonas antigas de fraqueza que foram afetadas por cisalhamento dúctil relacionado à tectônica convergente mais antiga (Colisão Faixa San Ignacio/Rondoniana (1,5 - 1,35 Ga) e Sunsás/Aguapeí (1,3 - 1,1 Ga).

As faixas de cisalhamento observadas na porção central de Rondônia (Fig. 12), orientadas segundo as direções N50W a N60W exibem feições geométricas, em planta, comparáveis a falhas transcorrentes. Exibem padrão em degrau, recobrimento horizontal à direita, estruturas de arrasto e estruturas dômicas a ângulo agudo à direção de cisalhamento, todas indicativas de movimento direcional dextral de grande expressão. Essa característica já tinha sido assinalada por Hasui et al. (1984).

As faixas de cisalhamento com direções variáveis entre N50E a N55E também exibem características de falhas transcorrentes. São simétricas às faixas de cisalhamento N50W-N60W e exibem padrão em degrau e recobrimento horizontal à esquerda. Embora as evidências sejam ainda pouco consistentes, é de se presumir que tenham sofrido movimento direcional dextral devido transferência de esforços oriundos das faixas de cisalhamento N50W-N60W.

Os arranjos e padrões geométricos de fraturamento observados nas regiões entre Santa Bárbara/Montenegro e Oriente Novo (Fig. 12, anotação A), Região de Massangana (Fig. 12, anotação B) e Região do Alto Candeias (Fig. 12, anotações C) são aqui designadas, respectivamente, de Faixa de Cisalhamento Santa Bárbara/Montenegro - SB/MT - (Direção variável entre N47 - 50W) e Faixa de Cisalhamento Massangana/ Alto Candeias - MA/AC - (N57W a N65W).

As estruturas NW são responsáveis pela criação de zonas distensivas associadas (curvas divergentes), que resultam de transferência de movimento de uma faixa à outra vizinha. O cisalhamento dextral com caráter dúctil-rúptil a rúptil, justificaria a formação no embasamento de estruturas transtensionais geometricamente comparáveis a, "bacia de afastamento" (ver Crowell, 1974), "rhombos-ckasms", ou ainda "dilatational Jogs" (Sibson, 1986). Os rombos assim formados (anotações A e B da Fig. 12), são individualmente delineados por um conjunto de duas arestas paralelas à direção N10W a N-S (correspondentes a fraturas de extensão) e por outro arranjo de duas arestas paralelas às direções de cisalhamento N50W - N60W (falhas transcorrentes), conforme observado na Figura 12. Em função dos estudos de terremotos modernos efetuados por Sibson (1986), este autor acredita que estruturas deste tipo configuram áreas deprimidas, quase sempre ladeadas por falhas normais que divergem das falhas transcorrentes direcionais. Na maioria das vezes são compostas por múltiplas fraturas de distensão ligadas por planos de cisalhamento secundários, cuja geometria e arranjo interno, muito complicado, são ilustradas pelas Figuras 13A e 13B. As Figuras 14A, 14B, 14C e 14D expressam, também, os padrões teóricos de fraturamento e geometria das bacias rômicas produzidas por falhas transcorrentes dextrais de cisalhamento direcional

Figura 13: A - Detalhes da infraestrutura da Bacia Rombóide Brawley, U.S.A., mostrando o desenvolvimento de veios e diques (segundo Weaver & Hill 1979, apud Baxter & White 1987). B - Estrutura interna da bacia rombóide, segundo Sibson (1986). Fraturas de distensão (linhas cheias); falhas conjugadas de rejeito direcional (linhas finas); falhas normais (linhas quebradas).

Figura 14: Estruturas desenvolvidas entre falhas transcorrentes dextrais com padrão em degrau e recobrimento horizontal à direita (extraído de Rodgers 1980). A, B, C e D: Padrão de fraturas observadas nas vizinhanças de falhas transcorrentes dextrais em degrau com diferentes valores de recobrimento e espaçamento; Nas áreas (N) são assinaladas as direções possíveis de falhas normais ou fraturas de partição e nas áreas (R) as direções possíveis de falhas reversas; As áreas (N) constituem sítios de ocorrência de estruturas de distensão favoráveis a mineralizações dos tipos hidrotermal e epitermal.

obtidos por Rodgers (1984) a partir de modelagem matemática simulada. Estes estudos possibilitam não só visualizar os padrões geométricos dessas estruturas como também avaliar o efeito dos recobrimentos, entre falhas contíguas, sobre a distribuição do campo de tensões na região em degrau e nas zonas externas vizinhas às falhas transcorrentes principais.

Ao analisarmos os modelos de Rodgers (op. cit.), (Figs. 14A, B, C, D), constata-se que a estrutura Santa Bárbara/Montenegro poderia ser relacionada ao modelo da Figura 14B, pois o provável recobrimento é mais do que o dobro do valor da separação. As áreas assinaladas pela letra N correspondem, exatamente, aos sítios de alojamento dos maciços Novo Mundo, Cachoeirinha, Pedra Branca, Jacundá, Santa Bárbara, no limite oeste, e dos maciços Santa Clara, Oriente Novo e Primavera (Figs. 4, 12), na extremidade este da estrutura que, em conjunto, alojam os grandes campos de ocorrência de mineralizações de Sn, Nb, Ta e W.

A estrutura Massangana (Fig. 12) pode ser comparada ao modelo da Figura 14D de Rodgers (op. cit.), pois o recobrimento e a separação entre as faixas de cisalhamento parecem ser nulas ou de pequeno recobrimento. Nota-se que a depressão central corresponderia à zona de intrusão dos maciços massangana (Fácies Bom Jardim) e São Domingos (0,95 Ga), que são, por excelência, as fácies mineralizadas do Campo estanífero de Massangana. É ainda de interesse ressaltar que o Garimpo Alto Paraíso, que até hoje produziu pouco mais do que 100.000 t/Sn posiciona-se no limite da zona oeste de alinhamento R da Figura 14D.

Em face dos modelos apresentados e das observações geológicas de campo estamos admitindo que os maciços graníticos, pertencentes ao Cronogrupo Granitos Últimos de Rondônia (1,05 - 0,95 Ga), alojam-se no interior dos "rhomboclasts" e se alinham segundo direção aproximada N15W-NS sensivelmente paralela à direção do máximo esforço regional σ_1 (direção de encurtamento e partição) e perpendicular à direção de estiramento σ_3 .

6.3.5.5.3. Fluxo fluidal e mineralização nas áreas de distensão

A transferência de deslizamento ao longo de estruturas distensionais ("dilational Jogs") requer, segundo Sibson (1986), a abertura em profusão de fraturas de partição e pares conjugados de fraturas de cisalhamento. Ainda, segundo o mesmo autor, a queda brusca de pressão fluidal nessas estruturas, depois da ruptura, é vista como um fator importante e indispensável à criação de ambiente particular favorável aos processos magmáticos e pós-magmáticos hidrotermais de interação rocha-fluido. Obtem-se, assim, geração rápida de corpos de minério na forma de veios, "stockworks" e brechas de implosão. Na zona interna dos "rhomboclasts", o diferencial de pressão fluidal entre a rocha encaixante e as fraturas pode ser maior do que a resistência à deformação da rocha, o que possibilita o desenvolvimento de "pipes" de brechas implosivas que são sítios, por excelência, de fluxo fluidal.

Os arranjos estruturais observados no interior das estruturas rombóides são de extrema complexidade e, na maior parte das vezes, os planos de cisalhamento são freqüentemente submetidos a movimentos de rotação em função da progressão dinâmica do binário externo nas faixas transcorrentes contínuas. Os dados estruturais, hoje disponíveis, não são suficientes para qualificar, com clareza, os tipos de falhas mineralizadas em cada maciço e discutir em pormenor os controles locais da mineralização primária. Contudo, nos maciços Caritianas, Oriente Novo e Santa Bárbara, em que trabalhos estruturais preliminares foram efetuados, respectivamente, por Pinho e Payolla (1982; Doc. 238), Pinho (1987), Leite Jr. (1992, Oriente Novo), e Frank (1990, Sta. Bárbara), será possível fazer os seguintes comentários:

Maciço Caritianas: quatro conjuntos principais de fraturas cerradas foram identificadas porém, as classes mais importantes, situam-se a N25 E/Sub-vertical e N60 W/subvertical e correspondem às direções de cisalhamento previstas pelo modelo teórico (Figs. 13A, 13B e 15). O conjunto N25E contém cerca de 92% dos veios de quartzo e 80% dos corpos de greisen. Uma das classes de fraturas com atitude E-W, pode estar preenchido por microgranitos ou pegmatitos tardios.

Maciço Oriente Novo: A deformação é denunciada pela existência de, pelo menos, três conjuntos principais de falhas subverticais, com atitudes variáveis entre N50 - 70E, N30 - 50W e N - 20W que correspondem, aproximadamente, às direções de cisalhamento configuradas nos modelos teóricos (Fig. 13B e 18). Os veios e bolsões de greisen e de quartzo ocorrem predominantemente associados aos dois conjuntos de fraturas ou falhas subverticais de direções N30 - 50E e N30 - 50W, por vezes constituindo enxames de veios paralelos.

Maciço Santa Bárbara: Veios de quartzo mineralizados a cassiterita ocorrem associados a um conjunto de fraturas subverticais com direção média em torno de N70E. Greisens litiníferos com predomínio de biotita se alojam em fraturas com direções variáveis entre N45E a N64E, enquanto que corpos de greisen litiníferos muscovíticos associam-se a fraturas com direção média em torno de N26E e fraturas de partição orientadas a N10 - 19W. Estas direções se mostram coerentes com aquelas de planos de cisalhamento teoricamente previstas.

As estruturas de distensão, assim qualificadas nos maciços Caritianas, Santa Bárbara, Oriente Novo e Massangana (Figs. 4 e 12), atuaram como zonas preferenciais de infiltração e movimentação de grandes volumes de fluidos em regime rúptil franco a dúctil-rúptil transicional, o que justifica a predominância, nesses distritos mineiros, de mineralizações magmáticas e pós-magmáticas mesotermiais, de Sn, W, Nb, Ta. Topázio, ETR, etc., dos tipos: disseminada, em veios e bolsões de greisen, em veios e bolsões de quartzo,

"stockworks" e "pipes" brechados, além de prováveis mineralizações ocasionais do tipo hipotermal disseminado.

6.3.6. SUB-TEMA: A natureza bimodal do magmatismo

6.3.6.1. Idéias atuais

O caráter do magmatismo básico-silícico associado aos granitos rapakivi tem sido amplamente discutido em muitos trabalhos recentes por pesquisadores tais como, Rämö (1989, 1991a, 1991b), Eklund et al. (1991), Lindberg & Eklund (1991) e Lindberg et al. (1991), para citar os principais. Os objetos de discussão desses trabalhos são:

- as características da fonte mantélica
- a história de fracionamento magmático
- a contaminação crustal
- as relações genéticas entre os magmas silícicos e básicos coevos, pois a mistura destes dois tipos pode constituir-se em processo petroquímico significativo nos estádios iniciais de formação dos magmas rapakivi.

O bimodalismo é denunciado não só pela presença de enxames de diques de diabásio e quartzo-pórfiro (por vezes coexistentes), e de corpos de natureza gabro-anortosítica em íntima associação a complexos de granitos rapakivi, como também pelas feições estruturais e texturais resultantes de fenômenos de "magma mingling", hibridização e mistura. Entende-se ainda que a composição e a textura dos feldspatos (principalmente plagioclásios) constituem indicadores sensíveis da evolução desses sistemas ígneos e devem ser, em parte, a chave para o entendimento do tipo de processo petrogenético responsável pela formação dos granitos rapakivi e suas contemporâneas cogenéticas.

A título de exemplo, nota-se que as rochas que apresentam feições resultantes de mistura, observadas nos quartzo-feldspato pórfiro e nos hornblenda granito rapakivi porfírico do Batólito Åland (SW Finlândia; Eklund et al, 1991), tem composição similar àquelas das fases graníticas precoces do tipo rapakivi normal (tirilito e viborgito escuro), encontradas no Batólito Viborg (Finlândia), embora essas não apresentem indícios estruturais e texturais de fenômenos de mistura magmática. Ressalta-se, também, que a ausência de feições de mistura de magma e de hibridização, em ambientes plutônicos típicos de formação de tirilitos e viborgitos, pode ser entendida como sendo devido ao longo tempo necessário à homogeneização magmática dos componentes magmáticos ácidos e básicos.

Os estudos mais avançados efetuados nos granitos rapakivi, nos enxames de diques máficos e nos corpos anortosítico-gabroicos do Escudo Fennoscandico sugerem que:

- A associação granito rapakivi, grabro, anortosito e diabásio é cogenética, mas não comagmática. A fonte dos granitos rapakivi foi, mais provavelmente, a crosta juvenil Svecofenídica, formada predominantemente por material jovem derivado do

manto, entre 0,2 a 0,3 Ga, antes da intrusão dos granitos.

- Os gabros, anortositos e diques de diabásio são derivados de magmas anorogênicos produzidos por fusão parcial do manto superior empobrecido em ETRL.
- Os magmas geradores dos diques de diabásio evoluíram em sistema aberto, a partir de processos combinados de cristalização fracionada, envolvendo uma assembléia gabróica enriquecida em plagioclásio e de assimilação de componentes da crosta superior (conatminação por Nd e Pb da crosta proterozóica Svecofenídica durante a sua colocação).

6.3.6.2. O bimodalismo em Rondônia: méritos científicos do documento em relação ao sub-tema em discussão

No trabalho de Bettencourt et al. (1992; Doc. 230), ainda em processo de revisão, os autores discutiram sumariamente as rochas máficas contemporâneas aos granitos rapakivi. Isto representa uma primeira tentativa de qualificar e vincular essas rochas aos diversos pulsos de granitos rapakivi em Rondônia. Os diques e derrames máficos, gabros e anortositos (Figs. 4 e 5) mostram uma distribuição espacial e temporal coincidentes as dos granitos rapakivi. Muito pouco trabalho científico de detalhe tem sido realizado nessas rochas ressaltando-se, contudo, as informações pioneiras fornecidas por Lobato et al. (1966), Souza et al. (1975), Dreher et al. (1976), Leal et al. (1978), Teixeira (1978, 1990) e Adamy & Romanini (1990) nas rochas básicas e por Souza et al. (1975), Leite & Perin (1983) e Olszewski (1988, apud Adamy & Romanini 1990) nas rochas charnoquíticas. Desse modo, parece-nos difícil, neste momento, elucidar se a associação bimodal é realmente característica e até que ponto a mistura e "mingling magmático" contribuíram para a gênese e evolução das referidas suites.

As evidências adicionais do bimodalismo em Rondônia são as seguintes:

- na região do rio Caripunas, Bettencourt & Kaedei (1984, Doc. 218) citam a presença de filetes e de enclaves centimétricos e arredondados de diabásio nos granitos rapakivi.
- nos biotitas granitos equigranulares do Maciço Caritianas, Pinho (1987) descreve a ocorrência de enclaves de composição traquítica com até 15 metros de diâmetro e de enclaves de composição basáltica de até 0,30 metros de diâmetro (ver também Waghorn, 1974).
- no Maciço Oriente Novo, Leite Jr. (1992) relata a presença de enclaves microgranulares pretos(basaltos contaminados?) nos álcali-feldspatos granitos de caráter alcalino e de enclaves cinza escuros(quartzo-traquito pórfiro) nos álcali-feldspato riólitos pórfiros (ver também Verschure & Bon, 1972).

6.3.6.3. Os objetivos e métodos para as pesquisas futuras

Se quisermos conhecer as características das fontes do magmatismo bimodal em Rondônia, é imprescindível, a cartografia sistemática das rochas máficas e dos riólitos pórfiros associados aos granitos. Torna-se necessário também a obtenção de dados isotópicos tais como $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, Pb-Pb, e $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ nos granitos rapakivi. Em relação às unidades máficas é indispensável a determinação das taxas de enriquecimento de ETRL, das razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, dos valores $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ e Pb/Pb, estes importante para a obtenção de idades reais de cristalização.

Será necessário também, para a compreensão do fracionamento dos magmas, gerar dados químicos de rocha total e de minerais e conhecer as variações de composição dos óxidos e dos elementos em traços nas rochas. Estes dados são indispensáveis à modelagem e à caracterização de sistemas fechado ou aberto responsáveis pela cristalização dessas rochas, especialmente as de natureza máfica.

6.3.7. SUB-TEMA: características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi

(trabalhos em discussão; Docs. 190, 198, 201, 221, 228 e 230)

6.3.7.1. Contribuição científica dos trabalhos em relação ao sub-tema

Os trabalhos de Bettencourt et al. (1987 e 1991; Docs. 221, 201) resumem e evidenciam os esforços de mapeamentos geológicos sistemáticos em escala 1:25.000 conduzido nos maciços Oriente Novo, Santa Clara, Pedra Branca, São Carlos, Caritianas (Granitos Últimos de Rondônia, 1,05-0,95 Ga), São Lourenço e Macisa (Granitos Rapakivi Jovens, 1,27-1,18 Ga); que propiciaram as bases cartográficas indispensáveis à melhor caracterização petrográfica e química das facies graníticas em cada maciço. Os dados petrográficos e químicos hoje disponíveis, e.g., Bettencourt et al. (1991, Doc. 201), Leite Jr. (1992) e Pinho (1987), permitem um salto qualitativo nas interpretações genéticas em relação àquelas de 1987. De particular importância são os dados de ETR em número razoável (88 análises), que embora não tenham sido até agora detalhadamente interpretados, vão permitir um avanço considerável no entendimento da gênese e evolução magmática e metalogenética dos granitos rapakivi.

Julgamos que os resultados alcançados nessa primeira etapa de investigações de reconhecimento (Bettencourt et al., 1991; Doc. 201) permitiram consolidar informações petrográficas e petroquímicas que servirão de alicerce a trabalhos de detalhe futuro.

Para o momento, além do conjunto de dados já apresentados no Doc. 201, discutiremos com detalhe, nos itens 6.3.8.3 e 6.3.8.4, os estudos efetuados nos maciços Oriente Novo e Caritianas.

6.3.7.2. O conhecimento atual e as tendências de pesquisas futuras

Os granitos rapakivi proterozóicos da Fennoscandia e da América do Norte (estes sem textura rapakivi típica) são metaluminosos a levemente peraluminosos. São granitos a magnetita ou a ilmenita e exibem características de granitos subalcalinos do tipo A, bem como de granitos intraplaca. As feições geoquímicas revelam altas concentrações de F, Nb, Rb, Ga, Zn, Zr e Y, alta razão Fe/Mg e anomalia negativa de európio.

Os pesquisadores dos complexos rapakivi estão hoje interessados não só em definir e correlacionar os "trends" evolutivos petrográficos e geoquímicos de granitos situados em regiões diferentes, como também em identificar e estudar as variedades vulcânicas alcalinas e básicas subvulcânicas que ocorrem nesses complexos. Esta ação permitirá a comparação dos ambientes proterozóicos de formação como os compartimentos continentais rifteanos mais recentes.

6.3.7.3. Características petrográficas e químicas dos granitos rapakivi de Rondônia

A petrografia e a petroquímica dos granitos rapakivi de Rondônia foram amplamente discutidas em Bettencourt & Kaedei (1984; Doc. 218), Bettencourt & Dall'Agnol (1987; Doc. 221), Bettencourt et al. (1991; Doc. 201), Payolla et al. (1991; Doc. 228), Pinho (1987) e Leite Jr. (1992) e sumariadas em Bettencourt et al. (1991; Doc. 230). Os aspectos a serem comentados são os seguintes:

Os Granitos Rapakivi Jovens e tipos análogos são bem representados pelas variedades que ocorrem nos Maciços São Lourenço e Caripunas (Figs. 4 e 5). Os granitos porfiríticos e equigranulares, desprovidos de textura rapakivi típica, são dominantes e as espécies normais (viborgitos e piterlitos) são subordinados. Essas observações são extensivas aos maciços Igarapé Preto, M'ssangana, Abunã e Alto Candeias (Fig. 4).

Nos Maciços São Lourenço e Caripunas (Figs. 4 e 5) o "trend" evolutivo, baseado nas características químicas e mineralógicas, é o seguinte: fayalita-ferrohastingsita álcali-feldspato granito --> ferrohastingsita-biotita quartzo sienito e sienogranito --> ferrohastingsita-biotita álcali-feldspato granito --> biotita álcali-feldspato granito. Os álcali-feldspato granito equigranulares são "hipersolvus" no Maciço Caripunas e "sub-solvus" no Maciço São Lourenço. São rochas predominantemente metaluminosas e dos tipos a magnetita ou ilmenita. Algumas amostras de granitos equigranulares do Maciço Caripunas podem exibir caráter peralcalino. Enquadram-se no campo das séries potássica aluminosa e sódica alcalina de Bowden et al. (1984) e Lmeyre & Bowden (1982).

As fácies mais evoluídas (biotita sieno e álcali-feldspato granitos equigranulares) afetadas por processos metassomáticos estão associadas às mineralizações de Sn.

Em relação aos Granitos Últimos de Rondônia (1,05-0,95 Ga), foram identificados nos Maciços Oriente Novo e Santa Clara pelo menos duas suites de rochas graníticas, a saber:

Suite I agrupa os granitos a dois feldspatos e compreende, monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos. Trata-se de rochas pertencentes à série subalcalina monzonítica de Lameyre & Bowden (op.cit.), Bowden et al. (op.cit.) podendo ser marginalmente peraluminosas a peralcalinas e dos tipos a magnetita ou ilmenita.

A Suite II é composta por álcali-feldspato granitos a um feldspato, álcali-feldspato riólitos pórfiros, álcali-feldspato microsienitos e traquitos. São rochas metaluminosas e peralcalinas que definem uma série sódica-alcalina, embora termos intermediários não tenham sido identificados.

As fácies graníticas dos maciços Pedra Branca, Caritianas, São Carlos (0,95 Ga), estes são representadas por sienogranitos, álcali-feldspato granitos e albita-granitos que ocupam o campo das rochas pertencentes às séries potássica aluminosa e sódica alcalina de Lameyre & Bowden (op.cit.), respectivamente. São rochas metaluminosas e peraluminosas, raramente peralcalinas, porém, essas características são devidas à ação dos processos tardi/pós-magmáticos.

As mineralizações mais expressivas de Sn, W, Nb, Ta, Be, topázio, ETR, etc., estão vinculadas a essas fácies graníticas mais jovens dos Granitos Últimos de Rondônia.

Os granitos rapakivi apresentam valores altos de SiO_2 , Na + K, K/Na, Fe/Mg, F, Rb, Zr, Nb, Ga/Al, Y, Ce, ETR e valores baixos de Al_2O_3 , TiO_2 , FeO (ferro total), MgO, CaO, Sr e Ba. Enriquecimento em ETRL e anomalias negativas de Eu são também assinaladas. O conteúdo de F varia de 0,25 a 0,47% e algumas razões importantes são $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,4$ por vezes atingindo 2,0, Ga/Al 0,8 a 4,9, Rb/Sr 0,6 a 43,0 e Rb/Ba 0,2 a 32,3.

As características geoquímicas assinaladas, tais como, o enriquecimento de SiO_2 , $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, Fe/Mg, Ga/Al, Zr, Nb, Ga, Y e Ce, são compatíveis àquelas citadas para os granitos da Finlândia e da América do Norte e são consideradas como sendo feições típicas dos granitos do tipo A e dos granitos intraplaca (Collins et al., 1982; Pearce et al., 1984 e Whalen et al., 1987).

6.3.8. SUB-TEMA: petrogênese dos granitos rapakivi

6.3.8.1. Os problemas fundamentais relativos ao tema

A petrogênese dos granitos rapakivi é ainda assunto de grande controvérsia e, segundo Rämö (1991a), os problemas fundamentais que merecem solução dizem respeito: à fonte do magma granítico; à relação genética entre os granitos e as rochas básicas contemporâneas; o arcabouço geotectônico para o posicionamento dos plutons; à relação global entre os granitos e a evolução da crosta continental e à origem da textura rapakivi.

Os comentários a serem feitos pertinentes aos problemas acima identificados são os seguintes:

a. Fonte do magma granítico rapakivi. Os granitos do Proterozóico Médio representam fundidos anatéticos de crosta precoce proterozóica (Haapala & Råmo, 1990, 1991; Emslie, 1991; Emslie & Hunt, 1990; Moralev & Glukhowsky 1991). Para elucidar a fonte dos magmas rapakivi de Rondônia precisamos ter acesso à natureza e à origem dos protólitos, ou seja, se são mantélicos ou se são fundidos anatéticos crustais. Não temos à mão hoje um inventário sistemático de dados petrográficos e químicos e tampouco a taxa relativa de fusão crustal das várias rochas que pudessem ser fontes eventuais dos granitos (e.g., tonalitos, granodioritos, granulitos, etc.). Sem esses dados fundamentais não será possível ter acesso à modelagem dos tipos "batch melting trace element" ou "cristalização fracionada", indispensáveis à identificação da composição do magma rapakivi inicial e o papel desempenhado pela crosta juvenil proterozóica e material crustal arqueano na geração desse magma. Outra alternativa a ser testada seria a utilização concomitante dos métodos isotópicos Sm/Nd, Rb/Sr e Pb/Pb nos granitos, pois segundo De Paolo (1981) e Doe & Zartman (1979), as assinaturas isotópicas do manto e da crosta, em relação a esses elementos, são diferentes.

b. Relação genética entre os granitos rapakivi e as rochas básicas contemporâneas. Da análise dos textos em discussão percebe-se que não foram executados quaisquer trabalhos sistemáticos nas rochas básicas penecontemporâneas aos granitos rapakivi e não se esclareceu as suas relações com as rochas porfíricas rapakivi. Deste modo, as questões a serem formuladas são as seguintes: 1- Quais são as relações genéticas entre, de um lado os gabros, anortositos e os diques de diabásio e, de outro lado, os granitos e os diques de riólitos pórfiros que, por si, qualificam duas suites contrastantes? 2- Quais são as relações entre os gabros, anortositos e os diques básicos? 3- Qual é a natureza do magmatismo básico, se é de origem mantélica ou se houve contaminação do magma máfico por componentes crustais ou ainda, se as rochas são comagmáticas ou não? 4- Quais são os processos que controlam a evolução magmática?

c. Relação global entre os granitos e a evolução da crosta continental: As evidências que podem conduzir ao esclarecimento desta questão resumem-se a sugestões que podem ser apreciadas nos trabalhos de Kronenberg (1982), Litherland et al. (1989), Priem et al. (1989a,b), Teixeira et al. (1989) e Brito Neves & Cordani (1991) e, indiretamente, pela aplicação de modelos analógicos de evolução global apresentados mais recentemente por Anderson & Bender (1989), Hoffman (1989) e Råmo (1991a). Trabalhos geotectônicos adicionais são necessários à comparação entre a Província Grenville e as Províncias Rondoniana/Sunsás e ao entendimento da evolução crustal do setor sudoeste do Cráton Amazônico.

d. Arcabouço geotectônico para o posicionamento dos plutons graníticos e corpos básicos associados: As questões de interesse dizem respeito à definição do tipo de

ambiente tectônico e à natureza orogênica ou anorogênica da atividade ígnea. Este assunto é tratado no item 6.3.5.3, onde são apresentadas sugestões que reforçam o caráter anorogênico dos granitos.

De maneira geral, os dados científicos produzidos até hoje em Rondônia são ainda insuficientes para justificar a elaboração de modelos petrogenéticos definitivos para todos os cronogrupos de granitóides estudados. Contudo, parte das dificuldades estão sendo superadas através de trabalhos básicos de mapeamento faciológico e de estudos petrográficos e petroquímicos em vários maciços (ver e.g. Bettencourt et al., 1991; Doc. 201) e os resultados mais consistentes referentes a esse sub-tema serão discutidos nos itens 6.3.8.4 e 6.3.8.5.

6.3.8.2. Gênese e evolução magmática do Maciço Caritianas

No Maciço Caritianas (Figs. 4 e 15), Pinho (1987) discriminou as seguintes fácies graníticas: granito equigranular (γ_{em}), destacando-se os subtipos γ_{em1} e γ_{em2} ; granito heterogranular (γ_h); granito porfírico (γ_{pf}) e suas variedades γ_{pf} e γ_{pfm} ; e microgranito (γ_{mg}), além de corpos filonianos pegmatíticos associados. No trabalho de Bettencourt et al. (1991; Doc. 230) foram identificados, seis fácies petrográficas que definem duas unidades mapeáveis à 1:25.000. Prém, para a discussão seguinte, adotamos as fácies definidas por Pinho (1987).

Trata-se de granitos "subsolvus" com predominância de biotita granitos que se posicionam no campo 3a (sienogranitos), enquanto que as variedades mais afetadas por fenômenos metassomáticos situam-se no campo dos álcali-feldspato granitos no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976). Para detalhes petrográficos e petroquímicos consultar Bettencourt et al. (op.cit.).

Baseado em dados petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos, bem como na bibliografia disponível, Pinho(1987) e Pinho et al. (em preparação) sugerem a gênese e evolução magmática do Maciço Caritianas da seguinte forma:

- 1) fusão parcial de rochas crustais insaturadas em água (granulitos félsicos) na crosta continental inferior, devido a descompressão e ação de calor e de voláteis produzidos por magma basáltico alcalino. Ressalta-se que o protólito deveria ser insaturado, visto o caráter inicial relativamente anidro do magmatismo ácido (presença de mesopertitas, cristalização da biotita em estádios tardios, raridade de pegmatitos, corrosão de quartzo primário, etc.), condição para a ascensão de magma granítico ao nível crustal subvulcânico (Cann 1970, Burnham 1979). A elevada temperatura e a riqueza em voláteis, especialmente o fluor, despolimerizariam a trama dos silicatos, diminuindo a viscosidade e facilitando a sua rápida ascensão.

- 2) assimilação de fluidos(?) do magma basáltico alcalino, estabelecimento do equilíbrio cristal-líquido durante a fusão parcial (Hildreth 1977) e ascensão do fundido silicático.

- 3) através de processo de "filter pressing" e termogravitacional no local do "emplacement".

- 4) interação de rocha garnítica, com fluidos magmáticos e transmágmatos nos estádios tardi/pós-mágmatos, com a formação de pegmatitos, greissens e veios de quartzo,

CONVENÇÕES

QUATERNÁRIO

Coberturas sedimentares indiferenciadas (Qin).

PROTEROZOÍCO SUPERIOR
GRANITOS JOVENS DE RONDONIA

Greisens

Microgranito (pE₇mg)

Microgranito - corpos tabulares (pE&mg)

Granito porfirítico com matriz de grã fina (pCfPf),
variando a granito porfirítico de grã fina-média (pCfPtm)

Granito equigranular de grã média, com enclaves (pE_{tem}), localmente com gradações a granito porfirítico com matriz de grã média (pE_{tem}), e granito equigranular sem enclaves (pE_{tem}).

Granito heterogranular ($p \in \hat{\mathcal{H}}$).

PROTEROZOICO MÉDIO
EMBASAMENTO METAMÓRFICO

Gnaiss granítico

Anfibolitos

Gnaisses - anfibólio gnaisse; biotita-anfibólio gnaisse; anfibólio-biotita gnaisse. Localmente ocorrem milonitos e filonitos devido ao alto grau de cisalhamento

Lineares e lineamentos

—•— Exocontato encoberto inferior entre rochas graníticas e embasamento metamórfico.

(7) Feições circulares inferidas

— Contato observado

● Limite de zonas de afloramentos.

— · — · — Contato inferido e encoberto

Geologia de Campo

ONOFRE GOMES DE PINHO
BRUNO L. PAYOLLA

Coordenador

JORGE S. BETTENCOURT

MACIÇO CARITIANAS - RO
MAPA GEOLÓGICO

Figura I5: Mapa geológico do Maciço Caritianas (RO).

principalmente.

As Figuras 16 e 17 esquematizam, segundo Pinho(1987), e Pinho et al. (em preparação) o modelo evolutivo proposto para o Maciço Caritianas. Neste contexto, é subordinada a influência da cristalização fracionada (partição cristal-líquido) "in situ" na caracterização geoquímica global de maciços graníticos relativamente homogêneos como o Caritianas (Plimer 1983, Plimer & Kleeman 1985, Jackson 1986), ainda que tal processo não tem sido descartado para a geração de cúpulas especializadas (Anderson 1983, Ramsay 1986). A cristalização fracionada contribuiu para a geração dos líquidos magmáticos residuais (microgranitos), volumetricamente de expressão reduzida no maciço. Nos estádios tardi/pós-magmáticos a partição cristal-vapor atuou de forma mais ativa.

Os enclaves básicos e intermediários, especialmente os de composição basáltica e traquítica, observados no Maciço Caritianas podem ser interpretados, como já sugerido por Waghorn (1974), como evidências de magmatismo bimodal. Também foram assinalados autólitos de composição granitóide que podem representar fragmentos de corpos marginais, bruscamente resfriados e engolfados pelo magma granítico. Os megacristais dos enclaves são motivo de controvérsias, pois são interpretados como produtos de processos metassomáticos ou de mistura mecânica de cristais (Didier 1982, Wernick 1983).

Aparentemente, todos os elementos maiores e em traços que caracterizam os granitos do Maciço Caritianas como granitos anômalos estaníferos (Ramsay, 1986), já estariam presentes no magma primitivo que originou todas as facies observadas no atual nível de erosão. A dimensão em área do maciço ($+200\text{km}^2$) e o caráter especializado em toda a sua extensão, mesmo nas facies onde a petrografia indica que a interação rocha-fluido foi menos marcante, reforçam essa idéia.

As alterações pós-magmáticas sobrepostas às rochas graníticas tendem a causar modificações substanciais nos parâmetros petrográficos e geoquímicos, conforme já observado por Manning & Exley (1984), Stone (1984), Kinnaid (1985), Stone & Exley (1985), Macambira et al. (1987) e Santos (1987). Essas transformações que conduzem à redistribuição dos elementos químicos, desenvolvimento de novos padrões texturais, aumento no grau de especialização das rochas do maciço e deposição de metais serão objeto de discussão pormenorizada no item 6.3.9.7.1.

6.3.8.3. Gênese e evolução magmática do Maciço Oriente Novo

As características geológicas, petrográficas e geoquímicas das facies graníticas identificadas no Maciço Oriente Novo (Figs. 4 e 18) autorizam reuni-las em duas unidades genéticas (ou suítes) principais. Uma suíte (Suíte I) é definida pelas facies pertencentes às unidades Oriente Novo, Fino-Ary, Pajurá, Papo-Furado e Barranco (Fig. 18) e a Suíte II é composta pelas facies das unidades Seringueira e Finado e por rochas de dique de composição sienítica. A Suíte I agrupa os granitos a "dois feldspatos", compreendendo monzogranitos, sienogranitos, álcali-feldspato leucogranitos e albita leucogranitos. São rochas, no geral, de caráter subalcalino e marginalmente peraluminoso. Uma nítida sequência de diferenciação petrográfica e geoquímica é determinada pelos tipos mais máficos (monzogranitos e sienogranitos) e mais félsicos (álcali-feldspato leucogranitos e

Figura 16: Esboço esquemático preliminar dos principais eventos associados à evolução do Maciço Caritlanas. (Adaptado de Jackson 1982, Plant 1983, Fehn 1985, e outros, sem escala).

Figura 17: Esquema evolutivo preliminar de geração de rochas no Maciço Caritianas nos estádios magmático e pós-magmático (modificado de Pollard 1983).

albita leucogranitos).

Tal sequência caracteriza duas etapas distintas de evolução em relação aos processos de diferenciação, ou seja, uma primeira e mais extensiva envolveu a formação dos monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato leucogranitos por processos de cristalização fracionada de minerais como feldspatos, anfibólios, biotita, óxidos de ferro e titânio, apatita, zircão, titanita e alanita. Uma segunda refere-se apenas à formação do albita leucogranito através de uma combinação de processos de cristalização fracionada, difusão termogravitacional e fracionamento convectivo, conforme Figuras 19 e 20.

A Suíte II engloba as rochas metaluminosas e peralcalinas do "trend" sódico-alcalino, ou seja, os álcali-feldspatos granitos, sienitos, traquitos e riólitos. Apesar da escassez de dados petrográficos e geoquímicos e a própria ausência de termos intermediários (e.g., quartzo-álcali-feldspato sienito), a variação de alguns índices padrão como K/Rb e Rb/Sr parece indicar o envolvimento de processos de cristalização fracionada, na origem dos magmas graníticos. Adicionalmente, o enriquecimento em certos elementos-traço, como Li, Rb, Nb, Y e ETR, requer a participação de uma fase volátil enriquecida em F e Cl no estágio tardi-magmático (para detalhes vide Bettencourt et al. (1991; Doc. 201).

No diagrama Q-Ab-Or normativos (Fig. 21), os monzogranitos e sienogranitos da fase magmática mais precoce encontram-se junto ao "trend" dos ternários mínimos a $P_{H_2O}=0$ de Luth (1969, apud Barker et al. 1975) entre pressões de 5 e <10 kbar (7 kbar ?). Tal posição sugere que essas rochas formaram-se a partir de magmas relativamente anidros, os quais foram gerados a uma profundidade menor que 36km. Essa profundidade é inferior àquela estimada para os magmas do batólitos de Wolf River, cujas rochas granitóides revelam uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bem mais baixa (Anderson & Cullers 1978, Anderson 1983).

Por outro lado, as amostras do álcali-feldspato leucogranito situam-se entre 1-2 kbar de pressão, na porção central do diagrama. Já a amostra representativa do albita leucogranito está mais próxima dos pontos mínimos saturados em água de Tuttle & Bowen (1958) e Luth et al. (1964), entre 3 e 5 kbar de pressão total (Fig. 21). Nesse caso, a pressão total verdadeira de cristalização deve ter sido bem menor, devido, principalmente, à ação do F (ver Manning 1981, 1982; Manning & Pichavant 1988). Uma pressão de 1 kbar com excesso de água e com 1% de F é mais compatível com a sua natureza subvulcânica de solidificação (ver também Dingwell et al. 1985, Weidner & Martin 1987, Dingwell 1988, Haapala 1988, Anderson & Bender 1989).

A associação frequente de rochas subalcalinas e alcalinas nos complexos graníticos tem sido explicada de várias maneiras (ver e.g., Martin & Bonin 1976, Harris & Marriner 1980, Collerson 1982, Whalen et al. 1987). No Maciço Oriente Novo, as diferenças petrográficas, químicas e de idade relativa entre os granitos subalcalinos e alcalinos requerem processos distintos de geração e evolução dos magmas.

No caso da linhagem subalcalina, além dos processos já referidos, os monzogranitos e sienogranitos das unidades Oriente Novo e Fino-Ary apresentam altos teores de K, Fe/Mg e de ETR, assim como anomalias negativas de Eu, e podem ser os representantes dos magmas

SUITE I - SUBALCALINA

SUITE II - ALCALINA

Figura 19 - Esboço preliminar ilustrando o modelo magmático evolutivo geral das suítes, subalcalina e alcalina, observadas no Maciço Oriente Novo - (RO).

Figura 20: Esboço preliminar para ilustrar a evolução dos processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados à formação dos leucogranitos da série subalcalina e dos corpos filonianos associados (baseado em Hildreth 1979 e 1981; Rice 1981; Pollard 1983; Jackson et al. 1982 e 1989).

Figura 21: Distribuição das rochas da Suíte I do Maciço Oriente Novo no diagrama Q-Ab-Or normativos. Ternários mínimos (Y) a $P_{\text{total}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5; 1; 2; 3; 5$ e 10 kbar (Tuttle & Bowen 1958, Luth et al. 1964). Ternários mínimos anidros (X) a $P_{\text{total}} = 1, 5$ e 10 kbar (Luth 1969, apud Barker et al. 1975). Ternários mínimos a $P_{\text{total}} = 1$ kbar (e), com excesso de água e com $1, 2$ e $4\%F$ (Manning 1981 e 1982).

mais primitivos. Assim sendo, são indicativos de pequenos graus (10 a 20%) de fusão parcial de material crustal de composição tonalítica a granodiorítica, provavelmente (ver e.g., Anderson 1983 e Rämö, 1991a). Rochas meta-ígneas de composição cálcio-alcálicas constituem parte da unidade litoestratigráfica mais antiga na Província Estanífera de Rondônia, ou seja o Complexo Xingu ou Jamarí (ver Leal et al. 1978 e Isotta et al. 1978).

Por sua vez, a origem dos magmas da série sódico-alcálica deve estar relacionada a uma fusão parcial tardia e localizada de um protólito constituído por granulito félsico enriquecido em F e Cl, o qual pode ser o resíduo da fonte em que os granitos subalcalinos foram extraídos (ver e.g., Collins et al. 1982). As presenças de enclaves microgranulares pretos (basaltos contaminados ?) nos granitos e cinza escuros (quartzo-traquito pórfiro ?) nos riólitos pórfiros, podem ser evidências da ação de processos de mistura de magmas, como outrora sugerido por Verschure & Bon (1972). Desse modo, magmas sieníticos podem ter sido formados por contaminação e o fracionamento de parte desses magmas produziria os líquidos graníticos (sensu Barker et al. 1975, Collerson 1982), por cristalização fracionada de feldspato alcálico e anfibólio, provavelmente (ver também Bowden 1982, Litvinovskiy et al. 1985). A ocorrência de basaltos alcálicos da Formação Alta Floresta (Leal et al 1978) com distribuição temporal e espacial coincidente com a suíte dos Granitos Últimos de Rondônia (Fig. 4), indica o envolvimento de fontes termais mantélicas e reforça a hipótese da atuação de processos de mistura de magmas. A participação do F no sistema é indicada pela presença de fluorita em todas as rochas analisadas, de modo especial nos enclaves de quartzo-traquito pórfiros, onde aparece em quantidades relativamente elevadas.

O modelo magmático-metalogenético (Figs. 19 e 20), proposto nesse trabalho para o Maciço Oriente Novo, é de caráter preliminar, já que muitos dos aspectos considerados são especulativos. Contudo, trata-se de uma contribuição adicional para o entendimento da gênese dos Granitos Últimos de Rondônia (1,05-0,95Ga) e das mineralizações a metais raros associadas, ressaltando-se que tal modelo deverá ser testado e refinado com pesquisas futuras.

6.3.9. SUB-TEMA: metalogenia dos granitos rapakivi de Rondônia

(textos em discussão: Docs. 199, 201, 217, 220, 221, 224, 228, 230;
ver Anexo 1)

6.3.9.1. Introdução

O estudo das mineralizações primárias de metais raros na Província Estanífera de Rondônia assim como seu potencial metalífero nunca mereceram cuidados apropriados, por convicção, pelas companhias mineiras que lá operam. Essa atitude tradicional sempre foi justificada pelos custos de pesquisa, lavra e beneficiamento dos minérios secundários (muito mais atraentes do que aqueles dos minérios primários), pela facilidade de montagem e operação das minas a céu aberto, bem como pelos teores médios de Sn, Nb e Ta mais elevados nos minérios aluviais. Contudo, a partir de 1977, após a descoberta da Jazida Morro do Potosi, aguçou-se o desejo e interesse de se conhecer em

detalhe os tipos de depósitos primários de Sn assinalando-se, ao mesmo tempo, uma mudança fundamental em relação aos modelos conceituais de prospecção e pesquisa e ao potencial metalogenético da Província.

A ação prospectiva desenvolvida pela Cia. Estanífera do Brasil (Ex Joint-Venture Brascan-BP Mineração, atual Grupo Brascan), na década de 1980, motivou a publicação dos trabalhos de Korpershoek et al. (1980), Yokoi et al. (1987), Jones et al. (1989), Frank (1990) que ajudam a entender, em parte, o quadro evolutivo das mineralizações primárias de Sn, W e topázio dos maciços Novo Mundo e Santa Bárbara e da Jazida Morro do Potosi (Fig. 4).

Embora as características principais de muitas ocorrências e de alguns depósitos primários de Sn e metais associados tenham sido inventariadas e sumariamente descritas durante a execução do "Projeto Granito" (Docs. 237, 238, 241, 242, 243; revisão nos Docs. 217, 221 e 199), deve-se esclarecer que poucos estudos detalhados e sistemáticos foram feitos, com vistas ao entendimento genético dessas mineralizações. Torna-se necessário, portanto, a apresentação de dados metalogenéticos inéditos, referentes às mineralizações de Sn, W, Nb-Ta, estudadas nos maciços Oriente Novo e Caritianas, que não foram objeto de discussão sistemática nos documentos acima referidos. A discussão será feita à luz dos conhecimentos e idéias expressas em duas dissertações de tese dos orientandos e membros da equipe a saber:

PINHO, O.G. de (1987). Geologia e Mineralizações de Sn no Maciço Caritianas, RO. Rascunho de Dissertação de Mestrado do IG/USP, não defendida devido morte accidental do candidato.

LEITE JR., W.B., 1992. O Maciço Oriente Novo, RO, e a Mineralização Estano-Tungstenífera Associada. Dissertação de Mestrado do IG/USP.

Estes estudos, mesmo sem o refinamento almejado (somente existem estudos parciais de inclusões fluidas), vem a compor, em conjunto com os resultados já apresentados por Frank (1990), Yokoi et al. (1987), e Korpershoek et al. (1980), um quadro metalogenético atualizado, das mineralizações de Sn, W, Nb e Ta, relativo aos cronogrupos de granitos estaníferos posicionados no intervalo 1,05 - 0,95 Ga.

6.3.9.2. Comentários relativos aos modelos evolutivos, magmático/pós-magmáticos dos Granitos Últimos de Rondônia

Os resultados metalogenéticos detalhados, a seguir discutidos, dizem respeito somente aos Granitos Últimos de Rondônia (1,05-0,95 Ga) pois, até o momento, não houve condições de estender os estudos sistemáticos aos Granitos Rapakivi Mais Jovens (1,27-1,18 Ga).

As informações metalogenéticas que dispomos hoje mostram um quadro

muito mais completo sobre a evolução do magmatismo e mineralização associada aos granitos estaníferos, o que não era tão evidente até 1987.. Com referência ao Maciço Caritianas as idéias metalogenéticas a serem apresentadas (no item 6.3.9.7), expressam a visão que se tinha dos processos mineralizadores até 1987 (Pinho, 1987 e Pinho & Bettencourt, 1991, Doc. 199). Embora as linhas de raciocínio esboçadas permaneçam válidas e defensáveis, trata-se ainda de dados que necessitam de averiguação mais acurada. Deve-se esclarecer que o Maciço Caritianas sofreu erosão substancial e, provavelmente, as exposições tanto das fácies graníticas quanto das ocorrências e depósitos primários de metais raros, predominantemente de natureza pós-magmática fissural, representem tão somente as raízes do sistema granítico mineralizado e não o espectro total preservado dos principais tipos de mineralização esperados em sistemas graníticos a Sn-W-Ta e Nb.

O modelo magmático-metalogenético observado no Maciço Oriente Novo (ver Figs. 19 e 20), exibe associações graníticas sub-alcálinas e alcálinas diferenciadas, e vem demonstrar a ocorrência de mineralizações de naturezas, magmática disseminada (Sn, W, Ta e Nb) e pós-magmática filoniana (veios de greisen e de quartzo), tudo compondo um espectro aparentemente completo, não observado no Maciço Caritianas.

Desta maneira as duas visões deixam deduzir, em caráter preliminar, o modelo geral de mineralização metálfera dos Granitos Últimos de Rondônia.

6.3.9.3. A importância do reconhecimento e estudo dos processos de alteração hidrotermal para o entendimento dos sistemas graníticos a metais raros

Os depósitos de Sn, W, Nb, Ta, etc., associados a sistemas graníticos, são mais abundantes em ambientes tectônicos caracterizados por elevado termalismo e alto fluxo fluidal, entre os quais se destacam as áreas de distensão continental, os orógenos colisionais e os arcos magmáticos. Porções dos terrenos proterozóicos de Rondônia podem ser enquadradas nos ambientes de distensão continental ou mesmo de orógenos colisionais. Nesses ambientes o entendimento da natureza, intensidade e história de processos magmáticos e pós-magmáticos dos tipos, feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização, que afetaram principalmente as rochas graníticas, pode prover informações importantes sobre a história hidrotermal e magnitude de transferência de calor e fluidos durante a evolução crustal. Esses estudos são críticos para a interpretação e evolução não só dos granitos como também da mineralização metálfera associada. As rochas graníticas estaníferas, em estudo, foram submetidas a processos magmáticos e pós-magmáticos de alteração hidrotermal em resposta a alto fluxo termal que acompanhou as intrusões ígneas graníticas, culminando com as mineralizações de Sn, W, Nb e Ta. As zonas de deformação, em especial, os prováveis "dilational jogs" ou "rhombo-ckasms" já discutidos, foram alvo de descarga de grande volume de fluidos que carregaram esses componentes metálicos derivados de fontes crustais, subcrustais e dos próprios granitos. Neste contexto os esforços do grupo de trabalho foram e continuam sendo

dirigidos ao entendimento completo dos padrões e geometria dos halos de alteração e estilos de mineralização associada, que constituem fatores críticos indispensáveis à modelagem genética dos depósitos metálicos. Deste modo, discutiremos em pormenor os aspectos relativos aos processos magmáticos e pós-magmáticos metassomáticos, que constituem a via de entendimento dos diferentes estilos de mineralização associada aos granitos rapakivi.

6.3.9.4. As dificuldades e problemas inerentes ao estudo dos sistemas graníticos mineralizados e metais raros

Até há pouco tempo atrás pensava-se que o conhecimento das características químicas primárias dos magmas graníticos era em si, um fator decisivo para diagnosticar o(s) tipo(s) de depósito(s) metálico(s) esperado(s). Sabe-se hoje que essa característica representa, tão somente, um único fator, que pode influenciar a potencialidade de formação de depósitos metálicos em sistemas graníticos. Conforme apreciação de Hannah e Stein (1990), de suma importância para a gênese dos depósitos metálicos, é o entendimento dos processos capitais que conduzem à liberação fluidal e fracionamento cristal-fundido e fluido-fundido de espécies metálicas e agentes voláteis complexantes, no âmago do sistema granítico. O conhecimento atual de vanguarda (Hannah e Stein, op.cit.) deixa muito claro que, para entender e arquitetar quaisquer modelos genéticos e diagnosticar a potencialidade de depósitos metálicos específicos (Ex.: Nb-Ta ou Sn-W ou Nb-Ta-Sn ou W-Mo ou Mo-Au-Mo), nesse sistema, torna-se necessário a análise do processo global metalogenético que inclui o estudo dos seguintes fatores:

- Compartimentação tectônica dos sistemas graníticos;
- Origem dos magmas graníticos;
- Composição mineralógica e química dos protolitos dos magmas granitóides;
- Grau de fusão parcial do magma e tempo de posicionamento; volume e mecanismo de liberação de fluidos (que são influenciados pelo conteúdo de voláteis originais dos magmas); temperatura inicial do magma e gradiente geotermal nos sítios da sua ascensão; massa e composição das fases magmáticas envolvidas na cristalização fracionada, bem como assimilação e contaminação das mesmas;
- Diferenciação fluido-fundido junto ou nas proximidades do sítio de posicionamento final do corpo granítico;
- Liberação fluidal, formação de complexos metálicos, alteração magmática e efeitos pós-magmáticos de interação fluido-rocha.

Em relação à metalogenia dos granitos rapakivi de Rondônia superamos, em parte, os problemas de entendimento dos agentes tectônicos controladores dos granitos bem como dos processos de interação rocha-fluido responsáveis pela mineralização. Contudo, a análise do processo global metalogenético está longe de ser consumada, pois

além dos estudos preconizados por Hannah e Stein (1990), outras dificuldades a serem enfrentadas, em parte discutidas por Pollard (1989a e 1989b), são as seguintes:

- Distinção das feições geoquímicas que refletem, de um lado, o processo de pré-concentração magmática de voláteis e elementos metálicos nas porções superiores da câmara magmática e, de outro lado, feições indicativas de retrabalhamento pós-magmático e redistribuição elementar subsequente;
- Entendimento dos processos magmáticos e pós-magmáticos indispensáveis à formação dos corpos de minério. Ênfase ao estudo mineralógico dos depósitos individuais, ao estudo petrográfico das zonas de transição e ao estabelecimento do "timing" de desenvolvimento das texturas ocasionadas pelos processos metassomáticos. Sem esse entendimento não teremos bases seguras para interpretações geoquímicas detalhadas;
- Estabelecimento do "timing" das alterações hidrotermais e a sua natureza magmática ou pós-magmática, crítica para interpretação da evolução dos granitos e mineralização associada;
- Conhecimento dos controles tectônicos regionais dos granitos e os estilos de fraturamento superimpostos aos plutons, indispensáveis à canalização fluidal e deposição de minério.

6.3.9.5. As características geoquímicas dos granitos a metais raros

Para melhor entendimento dos processos magmáticos e pós-magmáticos responsáveis pelas mineralizações de Sn, Nb, Ta, W, etc., observadas em Rondônia julgamos conveniente sumariar, a seguir, as características principais dos tipos de granitos mineralizados a Nb-Ta e Sn-W.

Segundo Pollard (1989a, b) a geoquímica dos granitos, somente vinculados a mineralizações de Nb e Ta, reflete as feições de sua própria evolução magmática e pós-magmática dos mesmos granitos, os quais podem ser divididos em três grupos principais a saber:

Álcali-granitos - Contém álcali-piroxênios e ou anfibólios. São caracterizados por altas taxas de Fe, F, Nb, Zr, Rb, Sn e ETR e valores baixos de MgO, CaO, Ba, Sr e Ta/Nb. Ocorrem, de preferência, em compartimentos anorogênicos e estão associados, preferencialmente, a mineralizações de Nb (pirocloro).

Biotita e ou muscovita granitos - Frequentemente contêm micas a Fe-Li. Possuem altos valores de F, Rb e Sn e baixos teores de CaO, Ba, Sr e Eu. Ocorrem em compartimentos anorogênicos e pós-orogênicos e estão associados, principalmente, a mineralização de Nb-Ta(-Sn) (columbita-tantalita e cassiterita).

Lepidolita-albita granitos - Contêm topázio e exibem valores altos de Al_2O_3 , F, Li,

Rb, Sn, Ta/Nb e baixas taxas de Ba, Sr, Eu, Zr e ETR. Ocorrem, de preferência, em compartimentos pós-orogênicos. Podem, também, ser representados por variedades de granitos a biotita e muscovita em ambos os compartimentos anorogênicos e pós-orogênicos. Associam-se a mineralizações de Ta(-Nb-Sn) na forma de columbita-tantalita e cassiterita rica em Ta.

As mineralizações de Nb e Ta estão assim associadas a granitos especializados (sensu Tischendorf, 1977), mineralizados a metais raros (Sn, W, Mo, Nb, Ta, Li, Be, Rb, Cs, Th, U, ETR). A mineralização hipógena de Ta e Nb vincula-se às fácies apicais marginais de fases intrusivas subordinadas que constituem os membros finais de suites graníticas extremamente fracionadas. Enriquecimento em F, Li, B, taxas crescentes de Al_2O_3 , Na_2O , F e outros metais raros, bem como alteração pervasiva pós-magmática, constituem características típicas desses corpos graníticos.

Biotita granitos estano-wolframíferos - Segundo Taylor e Pollard (1988) e Heinrich (1990) os granitos estano-wolframíferos são caracterizados por conterem: concentrações anômalas de F, Li, B, Sn, Y, U, Th e Rb, crescentes nas variedades tardias dos complexos graníticos; zircão, monazita, ilmenita, fluorita e topázio como minerais acessórios magmáticos, ou então, minerais de alteração subsólida precoce; baixas taxas de Sr, Be e Eu; ilmenita ao invés de magnetita; fO_2 geralmente perto do "buffer" quartzo-fayalita-magnetita (Ver: Ishihara, 1977; Burnham e Ohmoto, 1980). A característica distintiva é dada pela presença generalizada de alteração metassomática pervasiva e fissural a alta temperatura, situação em que os processos magmáticos e pós-magmáticos são de difícil distinção. Estes processos tipificam uma sequência de eventos em que a feldspatização potássica é superposta por feldspatização sódica, sericitização e argilização. Os fluidos mineralizantes podem ser, em parte, de derivação "in situ" durante os estádios finais de cristalização e são também responsáveis pelas alterações e mineralizações associadas a fraturas. Estes granitos ocorrem em ambientes anorogênicos e pós-orogênicos e associam-se a mineralizações de Sn-W ($\pm$ Nb etc.) na forma de cassiterita, scheelita, wolframita e columbita-tantalita.

Os depósitos singulares de W estão, via de regra, associados a granitóides do tipo I que não são caracterizados como granitos estaníferos. Exibem um espectro composicional variável desde termos granodioríticos a álcali-feldspato granito, e possuem magnetita ao invés de ilmenita (ver: Newberry e Swanson, 1986 e Kwak, 1987).

6.3.9.6. Granitos rapakivi e mineralizações associadas

Os principais depósitos e ocorrências de Sn associados a granitos rapakivi no Craton Amazônico, conhecidos até 1981, estão sumariados em Bettencourt et al. (1981; Doc. 217) e são discutidos em maior detalhe por vários autores a saber: Korpershoek et al. (1980), Daoud e Antonietto (1985), Horbe et al. (1985), Yokoi et al. (1987), Bettencourt e Dall'Agnol (1987; Doc. 221), Bettencourt et al. (1987; Doc. 224), Damasceno (1987), Pinho (1987), Daoud (1988), Jones et al. (1989), Frank (1990), Horbe et al. (1991) e Leite Jr. (1992).

Conforme revisões parciais efetuadas por Haapala (1988, 1991a), mineralizações de Sn, W, Nb-Ta, Be, ETR, Y, etc., associadas a granitos rapakivi, têm sido assinaladas em várias áreas, à escala mundial. Frequentemente as ocorrências e depósitos exibem caráter polimetálico e estão vinculados às fases graníticas mais tardias dos complexos rapakivi.

Fora do Brasil as áreas de ocorrências dessas mineralizações e os depósitos conhecidos mais importantes, a serem nominados, são os seguintes:

Campo de minério de Pitkaranta, Karélia, U.S.S.R. - Depósitos escarníticos polimetálicos geneticamente relacionados ao Batólito Rapakivi de Salmi (1,54 Ga) são há muito tempo conhecidos e são distinguidos: O tipo I constitui depósitos de Be e Sn, com Li, W, Cu, Zn, Pb, As, Bi, Au, Ag, Cd, In e Fe, sempre relacionados a albita-protolithionita granitos e o tipo II em que o Sn, Be, Cu, Zn e F são os elementos industrialmente importantes, além de Cu, Zn, Pb, W, Bi, Ag, Au, Cd, In e Fe em escala subordinada (para detalhes vide Amelin et al., 1991b).

Terrenos Rapakivi da Finlândia - Depósitos polimetálicos, não econômicos, dos tipos greisen e veios de quartzo a Sn, Be, Zn, Cu, Pb e W são conhecidos em várias localidades, conforme menções em Haapala (1977, 1988), Haapala e Rämö (1990), e acham-se associados a cúpulas de topázio-microclina-albita granitos (portadoras de mica escura litinífera ou siderofilita rica em F), que ocorrem em vários complexos de idades compreendidas entre 1,65 - 1,54 Ga. Cassiterita e columbita são descritas como minerais acessórios e, pegmatitos a berilo, cassiterita, columbita e molibdenita são também observados.

St. François Mountains, Missouri, U.S.A. - Nestes terrenos ocorrem mineralizações filonianas de W, Sn, Zn, Pb e Ag associadas a complexos vulcano-plutônicos rapakivi de idade 1,48 Ga. Os depósitos econômicos foram lavrados no período entre 1879 e 1958, conforme descrições de Lowell e Hagni (1989, apud Haapala, 1991a).

As fases intrusivas rapakivi tardias, geoquimicamente especializadas, poderão exibir feições geoquímicas comparáveis aos biotita granitos estano-wolframíferos referidos por Taylor e Pollard (1988) e Heinrich (1990) (Ex: granitos estaníferos de Rondônia), ou aos biotita granitos do

segundo grupo de Pollard (1989a). Ocasionalmente, poderão ser observados alcali-grânitos anorogênicos, ricos em Sn, Zr, Nb/Ta, criolita, etc. porém, neste caso, constituem raridades (Ex: granitos estaníferos a criolita de Pitinga).

6.3.9.7. Os processos magmáticos e pós-magmáticos e a mineralização estano-nióbio-tantalífera no Maciço Caritianas

6.3.9.7.1. A caracterização dos processos metassomáticos

O exame das feições texturais relacionadas à mineralização estanífera dos granitos do Maciço Caritianas (Figs. 4 e 15) sugere que as rochas foram submetidas a transformações metassomáticas pós-magmáticas representadas por: 1 - alteração pervasiva intersticial (metassomatismos sódico e potássico), 2 - alteração fissural (metassomatismo, H^+), 3 - metassomatismo silícico, Si^+ e, 4 - alteração argílica. Os estudos e as conclusões aqui expressas devem ser encaradas como preliminares, passíveis de modificações futuras, ao se considerar a complexidade e dificuldades inerentes ao estudo de alterações hidrotermais associadas a mineralizações de metais raros.

As feições texturais mais importantes são ilustradas nas Figuras 22A, 22B, 22C e 22D. Os processos evolutivos magmático/pós-magmáticos e as transformações metassomáticas decorrentes podem ser visualizadas na Figura 28.

Metassomatismo potássico precoce (microclinização = M)

Caracterização do feldspato potássico (FK) e suas inclusões (M_1)

Pequenas inclusões de quartzo, feldspato potássico hospedeiro (FKi) e plagioclásio são comuns nos cristais de feldspato potássico hospedeiro (FKh). Estas inclusões, mais frequentes nos cristais maiores de feldspato potássico (FK), apresentam tendência a se concentrarem nos bordos do feldspato potássico hospedeiro (FKh), de forma isorientada ou não (Fig. 22A).

As inclusões isorientadas podem estabelecer um limite, aproximadamente paralelo à borda externa do FKh, entre uma zona interna pertítica (Zona A, Fig. 22A) de uma pequena borda externa sem pertita ou muito fracamente desenvolvida (Zona B, Fig. 22A).

As inclusões que ocorrem nas partes internas (Zona A), geralmente sem uma orientação preferencial, apresentam forte corrosão e assimilação quer pelo FKh quer pelas suas pertitas (Figs. 22A e B). As inclusões alinhadas ao longo das bordas e as que ocorrem nas partes mais externas (Zona B) preservam melhor seu idiomorfismo, não mostrando marcadas assimilações ou corrosões.

Para o estudo e compreensão desta textura as hipóteses petrográficas clássicas admitem tratar-se de uma cristalização magmática pura (orto) ou um crescimento blástico tardio (ver Augustithis 1973). Embora interpretações ortomagmáticas sejam mais aceitáveis para explicar a zona B, são interessantes as idéias de Boissonnas (1973) e Mehnert

Figura 22 A - Esquematiza diversas inclusões (FKI, Qz, plag.) em FK_h. Notar a corrosão destas inclusões (setas 2 e 3) pelas perlitas do hospedeiro. O FK_i também é perlitico, porém com outra orientação ótica. A linha tracejada 1 mostra uma orientação das microinclusões nas bordas do FK_h, delimitando uma margem (zona B) bem menos perlitica do que seu núcleo (zona A). A seta 4 mostra inclusão de um pequeno quartzo euhedral em outro quartzo, com eixos óticos levemente desorientados.

Obs: FK_h = feldspato potássico hospedeiro; FK_i = feldspato potássico incluído (hóspede)

Figura 22 B - Croqui que demonstra as principais características das albitas tardias. A seta 1 mostra as microfraturas descontínuas das bordas albiticas dos FK ("SWAPPED RIMS"). Nestas microfraturas pode haver concentração de hidróxidos de ferro. A seta 2 salienta as inclusões das perlitas do FK nas albitas tardias ("SWAPPED RIMS"). As setas 3 e 4 mostram bordas albiticas ("ALBITE RIMS") no plagioclásio com inclusões de perlitas ou restos de FK (seta 4). A seta 5 salienta a existência de albitas tardias no interior do FK, podendo englobar sua perlitite. A seta 6 realça as albitas tardias no interior do FK como dedos ou agulhas. A seta 7 mostra a existência de pequenos cristais sub a euhedrais de topázio ao longo do contato FK/FK ou associado às albitas tardias (Ab).

Figura 22 C - O desenho salienta a substituição do plagioclásio pelo feldspato K. Restitos de plagioclásio, de suas alterações e "fantasmas" de sua geminação (setas 1) são encontrados no FK. A seta 2 indica um intercrescimento do tipo simplectítico entre topázio e quartzo ao longo do contato topázio/FK/quartzo. A seta 3 mostra as principais alterações da biotita. A seta 4 realça a sericitização muito fina do topázio ao longo de suas microfraturas.

Figura 22 D - Observa-se FK "incluso" no plagioclásio ("antipertitas"). O plagioclásio apresenta aspecto turvo, gerado pelas inclusões de topázio, fluorita, sericita-muscovita, etc. "Restitos" do plagioclásio com a mesma orientação ótica do hospedeiro são vistos no FK. A seta 1 salienta "fantasmas" da geminação do plagioclásio no FK. A seta 2 indica albitas tardias no contato plagioclásio/FK.

//

& Büsch (1981) que atribuem a formação de uma borda externa, semelhante ao observado em alguns cristais de FK do Maciço Caritianas (Zona B, Fig. 22A) à ação de uma fase fluida (supercrítica) sob condições (tardi) pegmatíticas. Boissonnas (op. cit.) apresenta texturas semelhantes a estas para os granitos do oeste africano, e sugere que a cristalização dos megacristais prolongou-se durante os estádios tardi/pós-magmáticos.

Admitimos aqui que a porção do FK interna e ladeada pelas inclusões isorientadas (Zona A) formou-se durante o estágio magmático (orto), correspondendo às zonas de núcleo e envoltório de Mehnert e Büsch (1981). As inclusões da Zona A (qz; plag.; FK) são minerais de cristalização precoce que sofreram um processo de recristalização e assimilação durante a evolução magmática, principalmente em condições "sub-solidus" conforme Haapala (1977) e Dall'Agnol (1980).

A zona B do FK (Fig. 22A) formou-se em temperaturas compatíveis às condições "subsolidus" ou suas pertitas ter-se iam migrado mais facilmente para as partes externas do FK. No estágio pós-magmático algumas das pequenas bordas de FK (Zona B) poderiam formar-se (crescimento blástico), o que Stone e Exle (1985) corroboram ao relatar que o crescimento de megacristais de FK, durante o estágio pós-magmático pode processar-se a partir de cristais "primários" de FK, inclusive substituindo plagioclásios provavelmente coevos às exsoluções dos feldspatos alcalinos.

Substituição do plagioclásio por feldspato potássico (Microclinização - M_2)

A substituição de plagioclásio por feldspato potássico (Fig. 22C) não é muito reconhecida, quer seja pela sua baixa frequência quer pela dificuldade em diagnosticá-la.

O feldspato potássico secundário apresenta cor acastanhada, às vezes extinção em farrapos ("patchy twinning" Haapala, 1977), não ostenta maclas ou pertitas e, usualmente, substitui os plagioclásios fortemente alterados, das bordas para o centro. Restitos do plagioclásio, de suas alterações ou mesmo "fantasmas" de sua geminação

reliquiar podem ser preservados no FK secundário. Nesta textura, já descrita em Serebryakov (1961), Beus & Zalashkova (1964), Shcherba (1970), Haapala (op. cit.), Pollard et al. (1983), etc., o FK secundário é considerado como sendo microclínio.

As manchas irregulares de FK em plagioclásio fortemente alterado (Fig. 22D), semelhantes à textura antipertítica, podem resultar deste mesmo processo, porém em um estágio inicial de desenvolvimento, como demonstrado em Haapala (op. cit.) e Pollard et al. (op. cit.) Ressalva-se, porém, que em estado adiantado de substituição o conjunto assemelha-se às pertitas do tipo malhas ("patches").

Inúmeros autores, Jackson et al. (1982), Pollard (op. cit.), Stone & Exley (1985) e Witt (1988) salientam a existência de um processo de feldspatização potássica precoce durante os estádios iniciais das transformações pós-magmáticas. Trata-se de um metassomatismo alcalino, de alta temperatura, com as bases fracas (Na, Ca), substituídas pelas fortes (K, Rb). De acordo com os modelos clássicos este processo estaria bem representado na base das cúpulas graníticas muito albitizadas/greisenizadas.

Pelo estudo microtermométrico em inclusões aquosas nos FK secundários em granitos subvulcânicos, Berzina e Sotnikov (1972, apud Pollard 1983), apresentam temperaturas entre 400 - 700°C e pressões variáveis entre 1-2 Kb, para o processo. Bazarov et al. (1972, apud Pollard 1983) sugerem valores variáveis entre 710 e 800°C e Smirnov (1982) indicou temperaturas da ordem de 550-650°C. Pressões da ordem de 1-2 kb foram propostas por Berzina e Sotnikov (op. cit.). Constata-se assim um intervalo muito amplo das condições de pressão e temperatura para este tipo de transformação.

Bordas avermelhadas ao longo de fraturas (M_3)

As bordas de algumas fraturas e greisens são caracterizadas por uma zona avermelhada, na qual os FK estão muito acastanhados (devido a inclusões de óxidos e hidróxidos de Fe) e desprovidos de pertitas, albitas e geminações. Por vezes os FK exibem extinção em farrapos bem acentuada. Associada a estas bordas ocorrem novas gerações de cristais de quartzo, mica e clorita em detrimento de FK, plagioclásio e biotita.

As micas secundárias desenvolvem-se sobre plagioclásios, albita tardia, pertitas, biotita e, subordinadamente, sobre os feldspatos potássicos. As biotitas sofrem uma descoloração intensa (baueritização), com forte segregação de óxidos e hidróxidos de ferro e titânio, substituição por micas secundárias e, subordinadamente, por clorita férrica.

Referências acerca destas bordas avermelhadas foram feitas por Haapala (1977), Martin & Bowden (1981), Jackson et al. (1982), Kinnaird et al., (1985), Bonin e Giret (1985), Stone & Exley (1985) que demonstram que os FK destas zonas apresentam uma triclinicidade intermediária a elevada, mas sem a geminação em grade característica. O estudo geoquímico dos elementos maiores nestas zonas (Kinnaird et al., op. cit.) indica um aumento significativo no teor de H₂O e diminuição no de Na₂O. Estas bordas avermelhadas são interpretadas por Kinnaird (1985) como sendo produtos de uma feldspatização potássica

pré-greisenização que ocorre a temperaturas de homogeneização entre 360-460°C.

Este processo de microclinização observado no Maciço Caritianas é interpretado, preliminarmente, como sendo devido à percolação de fluidos pré-greisenização que não só causariam lixiviação do Na e aumento de K nas paredes encaixantes, como também aumento da triclinicidade dos FK.

Microclínio geminado (M_4)

Trata-se de cristais resultantes de uma alteração generalizada, isto é, não vinculada a macrofraturas, e, sem dúvida, representativa de um dos estádios mais evoluídos da inversão estrutural do FK. Caracteriza-se por um microclínio límpido, sem pertitas e sem turbidez comum dos FK do maciço, com contatos irregulares (xenomórficos e hipautomórficos), geminação em grade, embora em alguns cristais maiores de FK ocorram "restos" de pertitas do FK pretérito.

A fase sódica (albitas tardias e pertitas) estão exsolvidas, gerando cristais límpidos de albita nas bordas dos FK ou em certas porções de seu interior. As fases intermediárias deste processo são caracterizadas por pertitas do tipo filmes (restitos), que não ocorrem nos FK pretéritos. Estudos de difratometria de raios X em fenocristais do granito porfirítico indicaram elevada triclinicidade ($\alpha = 0,90$).

A microclinização de baixa temperatura (M_4), na realidade uma reordenação do estado estrutural do feldspato potássico, é reconhecida por diversos autores (ver Serebryakov, 1961; Beus & Zalashkova, 1964; Shcherba, 1970; Haapala, 1977; Pollard, 1983 e Vlach, 1985).

Segundo os autores citados a cristalização do FK dar-se-ia num estado estrutural menos ordenado (ortoclásio), e posteriormente, sofreria uma inversão para um estado mais ordenado (microclínio). Nos granitos estaníferos esta inversão estrutural seria facilitada pelo elevado teor em voláteis que atuariam como catalisadores durante o processo de inversão estrutural no estágio pós-magmático.

Neste trabalho, a textura poderia referir-se aos estádios finais dessa inversão, com a geração do microclínio de alta triclinicidade.

Metassomatismo Sódico (Na^+)-Albitização = A)

Descalcificação do plagioclásio (A_1)

Observa-se nos plagioclásios a ocorrência expressiva de inclusões de fluorita - topázio, micas e quartzo. Estes minerais são de granulação muito fina, assumem formas em bastonetes, gotas, agulhas e manchas e estão isorientados com os planos de clivagem dos plagioclásios hospedeiros a quem conferem aspecto túrbido. (Figs. 22A, 22B, 22C, 22D).

Segundo os trabalhos de Boissonnas (1973), Dall'Agnol (1980), Botelho

(1984) e Haapala (1986) etc., tratar-se-ia de um processo de "albitização" dos plagioclásios mais cálcicos, no caso albita/oligoclásio, promovido pela própria descalcificação.

A predominância de fluorita ou topázio seria função da disponibilidade de Ca do plagioclásio. Em caso de existência de teores mais elevados de Ca, o flúor das soluções tardias reagiria com o plagioclásio e formaria fluorita, caso contrário topázio.

No Maciço Caritianas a percentagem do topázio é muito superior à fluorita, atestando um caráter mais sódico para o plagioclásio primário (albita/oligoclásio), porém, alguns fenocristais de plagioclásio do γ pfm (borda SE do Maciço Caritianas), exibem nítidas texturas de substituições por fluoritas

Para a exemplificação desse fenômeno, destacam-se duas reações discutidas em Dall'Agnol (1980),

As reações propostas demonstram que um plagioclásio (albita/oligoclásio) em presença de fluidos ricos em K^+ , H^+ e F^- , além de gerar uma assembléia de minerais compatível com aquela existente no Maciço Caritianas, pode conduzir a um enriquecimento em Na^+ , na fase fluida. As reações 1 e 2 representam casos extremos e condições intermediárias que devem ser esperadas durante o desenvolvimento do processo de albitização.

Feições associadas ao desenvolvimento das albitas tardias

Pertitas (A_2)

Esta é uma das texturas que gera mais controvérsia quanto à sua origem, pois alternativamente podem ser consideradas como sendo texturas de exsolução ou de substituição metassomática (Smith 1974).

No Maciço Caritianas predominam as pertitas do tipo malha ("patchy pertites") e velos grossos e irregulares (Figs. 22a, 22b, 22c, 22d). A ocorrência de textura do tipo tabuleiro de xadrez ("chess - board pertites") é comum. Pertitas do tipo venulado ("Strings") são raras, mas podem ocorrer e constituir as variedades mesopertíticas.

As pertitas tipo vênulas, embora raras, são interpretadas como pertitas de exsolução (Smith, op.cit.). Sua ocorrência restrita a apenas um afloramento na borda WSW do maciço sugere a possibilidade de existência no maciço de porções de cristalização relativamente anidra. Para Parsons (1978) pertitas de grão grosso resultam de exsolução durante o resfriamento da intrusão enquanto que para Augustithis (1973) o metassomatismo sódico seria o processo mais responsável pela geração de pertitas do tipo malha. Para Haapala (1977) as exsoluções de Na dos feldspatos alcalinos teriam sido o fator mais importante no desenvolvimento das pertitas. O citado autor admite, porém, que localmente a albitização (auto) metassomática seria a responsável pela textura das pertitas, mas enfatiza que se trata de um mecanismo de importância limitada.

As pertitas com textura do tipo tabuleiro de xadrez, são tidas como de substituição por diversos autores, tais como, Smith (op.cit.), Haapala (1977 e 1986), Pollard et al. (1983) e Botelho (1984). Trabalhos como o de Handley (1976, "apud" Pollard et al., op.cit.) demonstram que a substituição do FK por albitas ocorre predominantemente como veios e malhas, com ambos aumentando de tamanho até à substituição completa.

Pelo exposto, admite-se que ambos os tipos genéticos de pertitas devem ter ocorrido no Maciço Caritianas.

Bordas albiticas ("swapped rims") nos Feldspatos potássicos (A_3)

Trata-se de uma textura muito comum nos FK do Maciço Caritianas. No contato entre dois cristais de FK há o desenvolvimento destas bordas albiticas (Fig. 22B) que exibem granulação fina (< 1 mm), são muito límpidas e crescem sobre FK a partir do contato. Sua forma é irregular, são geminadas (Lei da albita) ou não e via de regra portam microfraturas descontínuas, interpretadas por Dall'Agnol (1980), com base em Ramberg (1962), como resultado de uma expansão e conseqüente fraturamento devido à diferença de volume entre a albita e o cristal de FK substituído.

Bordas albiticas em plagioclásio ("albite rims") (A_4)

Esta textura desenvolve-se no contato entre FK e o plagioclásio. Caracteriza-se pelo crescimento de uma borda albitica límpida, a partir do contato, no sentido do FK (Figs. 22A e 22B).

Freqüentemente ocorrem pequenas inclusões (restitos) do FK e/ou de suas pertitas nestas bordas albiticas neoformadas. Estas microinclusões conservam a mesma orientação dos eixos óticos do FK circunvizinho (Fig. 22A). Morfologias mais irregulares como agulhas ou dedos também foram observadas (Fig. 22D).

Albitas tardias no interior do feldspato potássico (A_5)

Nas rochas mais albitizadas há nos cristais de FK cristais límpidos de albitas de grã fina, como formas alotriomórficas (ex. agulhas, dedos etc.) ou finas ripas idio a

subidiomórficas (Fig. 22B). Alguns desses cristais euhedrais mais desenvolvidos apresentam inclusões das pertitas do FK hospedeiro, mostrando serem nitidamente posteriores à fase das pertitas (Fig. 22B).

Albitas tardias como microvênulas (A_6)

Há finos veios descontínuos, constituídos por albitas límpidas, seccionado feldspato potássico, por vezes acompanhando seu plano de simetria (eixo cristalográfico c) e com orientação dos eixos óticos discordantes das pertitas do FK hospedeiro. Mais raramente ocorrem filmes dessas pertitas nos espaços intergranulares, às vezes associados com "gotas" de topázio.

Considerações gerais sobre a origem das texturas A_3 , A_4 , A_5 e A_6

A interpretação destas texturas pode ser baseada nos processos de exsolução (demisturação e recristalização) ou de substituição metassomática conforme Augustithis (1973), Smith (1974) e Haapala (1986).

A albitização (substituição metassomática) é um processo que se desenvolve freqüentemente nas zonas apicais das intrusões graníticas mineralizadas a metais raros. Este processo, magmático ou pós-magmático, de caráter sódico é de interesse geral, devido à sua íntima associação à mineralização de columbita, tantalita e zirconita, tendo sido estudado por diversos pesquisadores, por exemplo: Serebryakov (1961), Beus & Zalashkova (1964), Shcherba (1970), Boissonnas (1973), Haapala (1977 e 1986), Dall'Agnol (1980), Collot (1981), Pollard (1983), Botelho (1984), Kinnaird (1985), Barker (1985), Witt (1988), entre outros.

Neste trabalho não se exclui a hipótese de geração destas texturas por exsolução, mas admite-se a possibilidade de que, ao menos em parte, resultem mais de uma interação entre a fase fluida rica em Na e os cristais de FK (albitização) do que por exsolução (Dall'Agnol 1980, Haapala 1986). Sugere-se que o processo de albitização, através de reações de troca, seja mais representativo do que o de exsolução. Em texturas semelhantes, Pollard et al. (1983) citam que o teor de Na do FK não decresce, o que justificaria um aporte de sódio via solução. Contudo, nos locais onde o desenvolvimento dessa texturas relaciona-se a uma acentuada diminuição das pertitas do FK, as dúvidas sobre sua gênese são maiores. Haapala (1977), inversamente a Pollard et al. (op.cit.), cita o decréscimo no teor de Na dos FK em direção a essas texturas como sendo uma evidência do predomínio do processo de exsolução.

O metassomatismo sódico é considerado um processo pós-magmático de alta temperatura; Smirnov (1982), compilando vários estudos de microtermometria em fases minerais associadas a essa alteração, apresenta temperaturas entre 550/400°C para sua formação. Pollard (1983) cita vários estudos de inclusões fluidas em quartzo de apogranitos cujas temperaturas de homogeneização (Th) variam de 410-620°C.

Subordinadamente às texturas descritas há, durante o metassomatismo Na, alterações/neofomações de minerais, como biotita, topázio, sericita/muscovita, fluorita, etc. Algumas características desses minerais serão descritas a seguir.

Feições associadas às biotitas

A biotita ocorre em todas as fácies graníticas do maciço e é instável durante o metassomatismo sódico. Além da descoloração e marcante variação de pleocroísmo, observa-se desenvolvimento de micas incolores (sericita e muscovita), minerais opacos e cloritas nos bordos e planos de clivagem das biotitas (Fig. 22C). Albitização é raramente observada. Os óxidos e hidróxidos de Fe e Ti são xenomórficos e de granulação fina. Rutilo é produto de alteração de biotitas. Clorita férrica e biotitas cloritizadas são mais raras e de posicionamento temporal dúbio nas rochas do maciço.

Biotitas venulares litíferas, nitidamente posteriores e associadas a pequenos cristais de quartzo e topázio de microfraturas e planos de clivagem (Fig. 22C). Estas biotitas venulares possivelmente se relacionam ao estágio do metassomatismo H^+ .

Feições associadas ao topázio

O topázio, um dos minerais secundários mais comuns nas fácies graníticas do Maciço Caritianas, ocorre sob diversas formas:

Topázio xeno a hipautomórfico

Ocorre segundo cristais isolados ou associados mais intimamente ao quartzo e ao longo dos espaços intergranulares. Quando ocupam a interface entre quartzo e FK (Fig. 22C) mostram um intercrescimento (tipo simplectítico) com o quartzo ou mesmo uma corona de quartzo de reação. Embora não haja muscovita nesta interface, Boisssonnas (1973) aventou a possibilidade de uma reação do tipo $FK + top \rightarrow qz + muscovita$, enquanto Dall'Agnol (1980) sugere uma reação do tipo $FK + HF \rightarrow top + qz$.

Topázios associados aos feldspatos alcalinos

Ocorrem como cristais de granulação fina, são xeno a hipautomórficos (bastonetes, gotas etc.) e ocupam os planos de clivagem do mineral hospedeiro. Associam-se ao plagioclásio e, mui raramente, aos FK. São interpretados como sendo produtos de substituição tardia.

Pequenos cristais em seções prismáticas

Trata-se de cristais de granulação muito fina, hipidiomórficos a idiomórficos (seções prismáticas hexagonais), que ocorrem ao longo do contato de diversos minerais (Fig. 22B), p. ex. entre FK/FK e FK/ plag. - normalmente associados às bordas albiticas -FK/qz, qz/qz, etc. Sugere-se que o desenvolvimento destes cristais ocorre durante

a fase de albitização tardia.

Feições associadas às micas incolores (sericita/muscovita ?)

São minerais secundários muito comuns no Maciço Caritianas, cujo desenvolvimento processa-se às expensas do plagioclásio, biotita e, subordinadamente, FK e topázio. Muitas das sericitas-muscovitas ocorrem como microveios, sugerindo sua formação durante ou após a greisenização.

A granulometria é fina, e ocorrem como agregados de palhetas, muitas vezes ao longo dos planos de clivagens do mineral substituído. Com o avanço das alterações há a formação de pseudomorfos de plagioclásio e biotita, inclusive acompanhados de recristalização (aumento de granulação). O surgimento de sericita/muscovita a partir do plagioclásio pode ser demonstrado pelas reações 1 e 2 já assinaladas.

Metassomatismo ácido H^+ (greisenização)

Os corpos de greisen do Maciço Caritianas são tabulares e nítidamente controlados por fissuras. Os de dimensões reduzidas (Figs. 23A, B, C) exibem passagem gradual desde greisens típicos até granitos não afetados pela greisenização. O granito, na verdade já albitizado e microclinizado, mostra incipiente sericitização e acastanhamento dos feldspatos potássicos que gradativamente aumentam no sentido do corpo de greisen. No Maciço Caritianas a greisenização caracteriza-se por desestabilidade gradual dos minerais de granito em resposta às mudanças na razão K^+/H^+ da fase fluida sendo, a principal característica, o desenvolvimento de agregados finos de quartzo e micas sobre os feldspatos e biotitas. Via de regra observa-se do granito encaixante para o corpo de greisen, bordas externas avermelhadas que representam o metassomatismo potássico (Fig. 23A e 23C) seguidas de zonas mais quartzosas (mica-quartzo greisen e quartzo greisen) e a veios/filetes de quartzo e quartzo-cassiterita.

Nos corpos de greisens e ultragreisens mais possantes observam-se fácies ricas em topázio, hematita, clorita ou fácies monominerálicas (ultragreisens) de difícil estabelecimento espacial e temporal devida superposição de processos de alteração, fato já discutido por Scherba (1970) e Charoy (1979a). O comportamento das micas secundárias é complexo. Nas zonas avermelhadas elas substituem primeiramente a fase sódica (albita/oligoclásio) e nos greisens (Fig. 23A, zona C) parece ser o oposto.

Por ser uma transformação pós-magmática complexa, sob a influência de soluções residuais ácidas ricas em água, sílica e constituintes voláteis (F, Cl, B, etc.), vinculadas a intrusões ácidas e ultraácidas, ela é comumente acompanhada de mineralizações de Sn, W, Nb-Ta, Zr, ETR, Li, F, etc.

Figura 23: Esquemas da distribuição espacial de algumas fácies de greisens no Maciço Carlitianos.

92

Figura 24: Características dos veios de quartzo simples, bordejados por granito ou por greisen.

Figura 25: Detalhes dos veios de quartzo com uma assembléa mineral complexa.

Figura 26: Características dos veios de quartzo com larga alteração hidrotermal das encaixantes, sub-tipo quartzo-fluorita.

Figura 27: Detalhes dos veios de quartzo com larga alteração hidrotermal das encaixantes, sub-tipo quartzo+topázio+ biotita,

que ocorrem em topázios, podem ser geradas tanto durante o metassomatismo Si^+ quanto durante o metassomatismo H^+ , como já foi assinalado por Hawthorne and Cerny (1982) e Charoy (1982). Verschure e Bon (1972) associam a alteração de topázio (gilbertitização) no maciço Oriente Novo-RO à albitização avançada e à greisenização incipiente.

Em relação a veios similares observados na Nigéria, Kinnaird (1985) fornece valores de temperatura de homogeneização de cristais de quartzo, variáveis entre 300-400°C e salinidade entre 6-11% (equiv. em peso de NaCl). Se admitirmos a recorrência de mineralização quartzosa na mesma fratura esses parâmetros poderão ser muito variáveis, fato já observado por Scherba (1970), Charoy (1979a e 1979b) e Edington 1983.

Alteração argílica

A argilização intensa que ocorre em outros maciços graníticos de Rondônia, mineralizados a metais raros (p.ex. maciços Pedra Branca a Santa Bárbara), não foi observada no Maciço Caritianas.

O processo de argilização embora incipiente e muito reduzido, pode manifestar-se segundo argilização generalizada e argilização fissural.

Argilização generalizada - acastanhamento dos feldspatos potássicos

De acordo com Abaa (1977, apud Martin e Bowden, 1981) e Dall'Agnol (1980) pode-se admitir que esse aspecto turvo seja parcialmente causado por pulverização de minúsculas partículas de caulim sobre os feldspatos potássicos. Contudo para Smith (1974), essa feição seria devida ao efeito de liberação de ferro da estrutura e vacúolos dos feldspatos potássicos e consequente reposição na forma de diminutas palhetas de hematita ("hematite lined fluid inclusion").

Manchas nos feldspatos

Esse tipo de alteração é generalizada e mais evidente. Trata-se de pequenas porções de minerais de argila que ocorrem sobre os feldspatos potássicos e plagioclásios ou mais raro sobre as biotitas. Pollard et al. (1982) também relatam a formação de caulinita, esmectita e beidallita potássica sobre biotita durante as alteração argílica.

Argilização fissural

Esta forma de alteração é observada nos pegmatitos, greisens e velos de quartzo. Nos pegmatitos há megacristais completamente caulinizados ou recobertos por uma capa de argila. Nos greisens a clorita ocorrem minerais de argila o que reforça a idéia de que as cloritas refletem um processo de alteração hidrotermal superposto à greisenização

6.3.9.7.2. Evolução da fase fluidal e mineralização associada

As características petrográficas do Maciço Caritianas permitem admitir que as fácies graníticas representam a cristalização final de um magma granítico altamente

diferenciado e rico em voláteis. No estágio tardi-magmático de cristalização ocorreu separação de uma fase fluida aquosa (vapor), de um magma residual hidratado, canalizada às fraturas, que interagiu de modo diverso com os minerais já cristalizados. A presença de pegmatitos alojados em planos de fraturas bem como texturas miarolíticas são evidências de natureza hidratada do magma. Além disso os dados preliminares de inclusões fluidas em pegmatitos subhorizontais do maciço comprovaram a presença de duas fases (líquido/vapor) componentes dos fluidos mineralizantes. A Figura 28 ilustra os processos de interação rocha/fluido a seguir discutidos:

Feldspatização potássica precoce

Não há dados termobarométricos disponíveis para situar as condições de pressão e temperatura da feldspatização potássica precoce no Maciço Caritianas. Os indícios observados tais como, crescimento de bordas de feldspato potássico em plagioclásio, conversão de plagioclásio a pertita, e alteração de feldspato a biotita através das reações minerais 1 e 2 exigem alta atividade de cloretos e fluoretos em relação a componentes ácidos, bem como altas razões de atividades de $KCl/CaCl_2$ e $KCl/NaCl$ (Orville, 1963) para o caso de conversão de plagioclásio a pertita. O desenvolvimento de biotitas tardias formadas às expensas de feldspato pode ocorrer durante este estágio conforme sugestão de Pollard (1983) e, neste caso, a alta atividade de $FeCl_2$ em relação a HCl é requisito indispensável para a promoção de biotitização de feldspato.

A fluorita é mineral comum neste processo devido liberação de Ca conforme reações 1 e 2 e é sempre um mineral de preenchimento de "vugs" de rochas feldspáticas. A formação das fluoritas é fundamentada na desestabilização rápida de complexos de Al portadores de F , que podem suprimir a atividade de $CaCl_2$ e precipitam fluorita conforme previsão de Witt (1988).

Albitização

O aumento da a_{NaCl} em relação à a_{KCl} e a_{CaCl_2} na fase fluidal que, segundo Witt (1988), pode resultar de reações precoces de feldspatização potássica ou aumento do conteúdo de F , oriundos das frações finais do fundido granítico, além da queda de P que pode estar relacionada a fraturamento e propagação de fraturas, conduzirão à transição de feldspatização potássica à albitização.

Com o aumento da salinidade dos fluidos, o desenvolvimento de albitas (excluindo as exsoluções) pode processar-se por descalcificação de plagioclásio conforme reações minerais 1 e 2, discutidas por Dall'Agnol (1980) para granitos do tipo rondoniano, e pela alta atividade de cloretos e fluoretos em relação a componentes ácidos (Witt, 1988). Em seguida formam-se albitas que por sua vez são resultantes de aumento contínuo de salinidade dos fluidos, albitização de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (Witt, 1988)

A fase sódica observada no Maciço Caritianas, caracterizada pelo

desenvolvimento de novas texturas e geração de albitas, gilbertitas/sericitas, protolitionitas, lixiviação do F, aumento de Nb, etc., é muito fraca no atual nível erosivo. Aspectos semelhantes são observados nos biotita granitos nigerianos onde a fase sódica é bem desenvolvida nos granitos peralcalinos (Bonin e Bowden, 1979; Bonin e Giret, 1985 e Kinnaird, 1985).

Ao microscópio é possível identificar dois processos típicos que são os seguintes: alteração de topázio com produção subsequente de micas muito finas tais como gilbertita/sericita (este processo pode ocorrer também a baixa temperatura), enriquecimento da biotita em Li e Al_{VI} em relação ao Fe, Mg, Ti, e o desenvolvimento de micas incolores (muscovita?) sobre as biotitas (reação 5). O potássio consumido na sericitização do topázio pode provir da albitização do feldspato potássico e ou cloritização da biotita.

Admite-se que parte da mineralização primária de columbita-tantalita no maciço desenvolveu-se durante o metassomatismo sódico (Tab. 8). Os fluidos responsáveis por esse processo, de caráter mais magmático são caracterizados por temperaturas variáveis entre 400 a 600°C, salinidade entre 2 a 30% eq. em NaCl, e, segundo Kinnaird (1985), sempre acompanhados de quantidade substancial de CO_2 .

Metassomatismo potássico tardio

Ao longo das fraturas processa-se a inversão do metassomatismo Na para o K. Segundo Kinnaird et al. (1985) tal fato poderia ocorrer devido: a) ebulição da fase fluida, com remoção de CO_2 e outros voláteis, aumento de pH e K^+/H^+ do fluido remanescente, e geração de FK sobre feldspatos sódicos previamente formados; b) percolação de fluidos hidrotermais ricos em F, ocasionando uma substituição do Na^+ das paredes encaixantes, pelo K^+ da fase fluida, com enriquecimento das paredes encaixantes em K; c) queda provável de pressão, que pode auxiliar a mudança do metassomatismo Na ao metassomatismo K.

Em função das observações de campo e estudos microscópicos as duas últimas alternativas parecem ser as mais adequadas e aplicáveis ao Maciço Caritianas. Esta posição é corroborada pela alteração potássica das bordas das fraturas e geração de mica incolor (muscovita?) sobre os feldspatos sódicos devido interação entre a rocha granítica e a fase fluidal, caracterizada por elevada razão K^+/Na^+ e riqueza em F e K.

Os fluidos associados a esse evento caracterizam-se por temperaturas elevadas (360-460°C; Tab. 8), originam mineralizações de óxidos (Sn, Fe e Ti; Tab. 8) e são admitidos como sendo de contribuição transmagnética.

Metassomatismo ácido (H^+)

Após o metassomatismo potássico tardio observa-se inversão de fluidos francamente alcalinos a fluidos mais ácidos típicos do metassomatismo H^+ , representados pelo fenômeno de greisenização que é, basicamente, um processo de hidrólise (vide reações 5, 7 e 8) caracterizado por um elevado consumo de cátions H^+ . Admite-se que durante o processo de

	MAGMÁTICO		PÓS-MAGMÁTICOS (Metassomatismos)				
	Tardi	K (?)	Na	K	H ⁺	Si	ARGÍLICO + ESTÁDIO SUPERGENO
		PRECOCE		TARDIO			
Quartzo							
Plagioclásio	—						
Feldspato K	—						
Albita		—					
Biotita		—					
Topázio		—				—	
Fluorita		—				—	
Micas incolores			—				
Berilo		—					
Allanita		—				—	
Zircão	—	—	—				
Epidoto		—				—	
Clorita			—			—	
Carbonato (calcita) ..						—	
Carbonato de Mn (Rodo- crosita)						—	
Siderita						—	
Monazita (?)			—				
Ilmenita	—		—?		—?		
Hematita					—		
Magnetita					—		
Rutilo (Anatásio)				—		—	
Cassiterita		—?		—		—	
Columbita-tantalita ..			—?				
Wolframita						—	
Molibdenita		—					
Pirita						—	
Calcopirita (?)						—	
Esfalerita		—					
Óxi-hidróxidos de Fe/ /Mn						—	
Calcosina-covelina ...							—
Minerais de argila ...					—?	—	—
fraturamento							
INCLUSÕES FLUIDAS	Temperatura (°C)	400-700 ^Δ	400-600 ^Δ	340-460 ^Δ	250-550	100-350	200 ^Δ
	Salinidade (% eq. NaCl)		2-30 ^Δ		6-24	0-24	0-25 ^Δ

Tabela 8: Proposta preliminar da distribuição temporal da assembléia mineral associada ao Maciço Cartianas (asterisco = Kinnaird 1985; triângulo vazio = Pollard 1983).

desenvolvimento as águas meteóricas assumem um papel expressivo. A geração dos greisens pode ser devida aos seguintes mecanismos: mudanças da razão K^+/H^+ do fluido, ebulição de fluidos hidrotermais ou mistura de fluidos magmáticos salinos com água meteórica diluída (Burt, 1981), dissociação de componentes ácidos devido à queda de temperatura ou a reações químicas que produzem HCl e HF com consumo pertinente de Cl e componentes haletados (Witt, 1988)

Não há indícios de que a hidrólise dos feldspatos sódicos gere micas sódicas; possivelmente o Na apresente maior mobilidade que o K nesse meio, podendo ocorrer dois casos: *) hidrólise de feldspatos sódicos seguida da troca iônica, Na por K, este proveniente da hidrólise das biotitas litíferas e feldspatos potássicos, e/ou *) durante o metassomatismo H^+ , os feldspatos sódicos já haviam sido completamente substituídos por mica potássica devido à hidrólise dos feldspatos sódicos. O início da greisenização caracteriza-se por temperatura (450°C) e salinidade (20%) moderadas, de acordo com o padrão clássico de evolução em um sistema hidrotermal. A greisenização é também responsável pelo principal evento mineralizante no atual nível erosivo do maciço, com destaque para cassiterita e, subordinadamente, columbita-tantalita, wolframita, óxidos de Fe/Ti. Os raros sulfetos que ocorrem nessa associação mineral podem resultar de superposição de atividade hidrotermal tardia (Tab. 8).

Metassomatismo (Si^+)

A contínua queda de temperatura e/ou pressão conduz a uma diminuição da sílica em suspensão e conseqüentemente ao metassomatismo Si^+ . Tal processo pode ser coevo ao pico da greisenização ou ser bem posterior. Trata-se de um processo em que a contribuição transmagnética parece ser preponderante. É caracterizado por temperaturas de homogeneização e salinidade muito variáveis (Tab. 8), vinculação preferencial a mineralizações de sulfetos, óxidos e/ou hidróxidos de Fe/Mn e carbonatos de Fe/Mn (Tab. 8). A presença marcante de CO_2 acompanha essa fase metassomática silícica, embora possa ocorrer pequenas concreções de siderita em alguns "vugs", nos greisens.

Alteração argílica

A alteração argílica de baixa temperatura é o estágio terminal da evolução da fase fluidal do Maciço Caritianas. O seu desenvolvimento é inexpressivo no atual nível de erosão e se traduz pela presença de caulinita e esmectitas sobre feldspato potássico, plagioclásios e biotitas. A

Figura 28: Quadro esquemático da sequência de "emplacement" e/ou resfriamento e/ou interação rocha-fluido e da distribuição das principais alterações tardias no Maciço Caritlanas.

formação desta assembléia mineral deve ser devida ao decréscimo da razão das atividades K^+/H^+ e à percolação de fluidos diluídos meteóricos ou conatos. Fraturas subhorizontais preenchidas a calcita possivelmente representam um estágio supérgeno de precipitação de carbonatos.

6.3.9.7.3. Inclusões Fluidas e Dados Microtermométricos das Mineralizações Estaníferas do Maciço Caritianas

Conforme relatos de Pinho (1987) e Pinho e Bettencourt (1991; Doc. 199) o estudo das inclusões fluidas no Maciço Caritianas visou caracterizar preliminarmente algumas das condições físico-químicas de formação de pegmatitos sub-horizontais, greisens e veios de quartzo, estes mineralizados a metais raros, cujas assembléias minerais são ilustradas na Tabela 8. Os minerais utilizados para tal estudo foram quartzo, topázio, fluorita e berilo, e somente os tipos de inclusões associadas aos greisens podem ser apreciados nas Figuras 29, 30 e 31. Com base nos dados termométricos de inclusões fluidas disponíveis foi possível reconhecer três tipos básicos de população de fluidos que foram denominados de tipos I, II, III, conforme ilustração na Figura 31.

O Tipo I ainda mal caracterizado, de difícil interpretação, está associado a pegmatito sub-horizantal, revela salinidade muito variável, alta/moderada a baixa, elevadas temperaturas de homogeneização para a fase líquida (subordinada à fase vapor) e densidades variáveis. Admite-se preliminarmente, ser de natureza predominantemente magmática.

O Tipo II ocorre em greisens e veios de quartzo (Figs. 23a, b, c; 24; 25; 26 e 27), exibe salinidades moderada a baixa, temperaturas de homogeneização moderadas e elevadas densidades. Estes fluidos apresentam uma contribuição inicial magmática importante, podendo ser enquadrado em um modelo evolutivo clássico, presumindo-se que hajam diminuições de pressão e temperatura seguidas de diluição fluidal.

O Tipo III associa-se predominantemente aos veios de quartzo + fluorita e quartzo + assembléia mineral complexa, apresenta baixas temperaturas de homogeneização, altas densidades e salinidades extremamente variáveis. Admite-se, preliminarmente, que este tipo fluidal resulte de contribuição franca transmagnética.

A evolução da fase fluidal vinculada à greisenização (mica-quartzo-greisen) e aos veios de quartzo bordejados por greisens (Figs. 23a, b, c; 24 e 30), com base em um tipo fluidal representativo a Th de 330°C e salinidade em torno de 18% eq. NaCl, é esquematizada na Figura 32. O limite superior do início do processo (1 kb) foi inferido em função de diversas evidências geológicas observadas no Maciço Caritianas e sua semelhança a inúmeros maciços anorogênicos e subvulcânicos cujas pressões litostáticas ao final do "emplacement" giram em torno de 1 kb, o que equivale a uma profundidade situada entre 2-4 Km. Este limite superior pode ser considerado como valor superestimado para a greisenização ao se considerar, "a priori", um sistema hidrotermal aberto. De acordo com esta hipótese o fluido responsável pelo desenvolvimento inicial da greisenização fissural apresentaria salinidade em torno de 18%, Th aproximada em torno de 425°C e densidade da

tm = Temperatura de fusão do gelo (°C)
 th = Temperatura de homogeneização (°C)
 μm = Micrômetro

Figura 29: Aspectos gerais das inclusões fluídas associadas aos greisens. A - mica-quartzo com SnO₂ B - mica quartzo greisen; C - histogramas da temperatura de fusão do gelo, salinidade e temperatura de homogeneização.

Figura 30: Aspectos gerais das inclusões fluídas associadas aos (zinnwaldita) quartzo-greisens. É interessante observar que a trilha de inclusões na porção superior da figura é nitidamente posterior as demais, apresentando Th ~ 100°C e pronunciada metaestabilidade.

Figura 31: Diagrama retangular th (°C) X salinidade (% equivalente NaCl) X densidade (g/cm^3) para as inclusões fluidas do Maciço Cartlanas.

Figura 32: Proposta preliminar das condições de aprisionamento e evolução da fase fluída responsável pela greisenização e veios de quartzo associados.

ordem de $0,86 \text{ g/cm}^3$. Fluidos desse tipo provavelmente representem o principal veículo de transporte do Sn.

Com base nas evidências de campo, nos estudos petrográficos, nos estudos de inclusões fluidas e na pesquisa bibliográfica, propõe-se a seguinte evolução temporal simplificada do início de desenvolvimento dos fenômenos pós-magmáticos filonares caracterizados no Maciço Caritianas:

Fraturamento == > Metassomatismo K^+ == > Metassomatismo ácido (H^+) == >
(mica qz.greisen --> qz greisen)

== > Fraturamento == > Metassomatismo Si^+ == >
(veios qz bordejados por greisens e qz + topázio + zinwaldita == >

= > Fraturamento == > Veios qz + assembléia min.complexa e qz + fluorita)
--> veios de carbonatos,

com uma tendência evolutiva clássica de diminuição de pressão confinante, temperatura e salinidade. Fluidos com salinidades muito variáveis ocorrem nos estádios finais do processo. Deve-se ter em mente que estes processos são complexos e que tal esquematização representa uma simplificação preliminar da situação teórica esperada.

De acordo com o estudo de inclusões fluidas e o modelo evolutivo (Figs. 16, 17 e 28), proposto para o Maciço Caritianas, já discutido no item 6.3.8.3, admite-se que no atual nível erosivo a cassiterita associada aos depósitos primários, principalmente greisens, possa ser melhor interpretada como sendo resultante de lixiviação e redeposição do conteúdo metálico (Sn) de minerais silicáticos (revisão em Stempok, 1977; Charoy, 1979a; Taylor, 1979), em especial da biotita de rochas geoquimicamente especializadas, pela circulação de fluidos em um sistema aberto, no estágio pós-magmático ("convective leaching model"), cuja contribuição transmagnética sugere ter sido importante.

O F apresenta papel decisivo no transporte do Sn durante o estágio de lixiviação e redeposição pelos fluidos pós-magmáticos em maciços graníticos semelhantes ao Maciço Caritianas (revisão em Shcherba, 1970; Taylor, op.cit.; Charoy, op.cit.).

Elementos em traços como o Sn, Mo, etc. tiveram seu transporte facilitado pelos compostos complexos de F ou de Cl (Collins et al., 1982) ou mesmo pela difusão de fluidos (Cuff et al., 1983). Nada impede que o processo termogravitacional, como proposto por Hildreth (1979), possa ter atuado no local do "emplacement", contribuindo para uma maior especialização em metais raros das partes apicais do maciço.

A precipitação do óxido (SnO_2) a partir dessas soluções pode ocorrer por vários processos, como queda brusca de pressão, assimilação de soluto das encaixantes, maior influxo transmagnético, etc. que ocasionam mudanças nas condições de equilíbrio e consequente precipitação da cassiterita.

6.3.9.8. Os processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados com a formação e alteração dos leucogranitos da série subalcalina do Maciço Oriente Novo

6.3.9.8.1. Os processos de alteração

No Maciço Oriente novo (Figs. 4 e 18), as evidências geológicas, petrográficas e químicas sugerem a atuação dos seguintes processos magmáticos e pós-magmáticos: feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização. Os modelos que consubstanciam esses processos estão ilustrados nas Figuras 20, 37 e 38.

Feldspatização potássica: As características mineralógicas e texturais relacionadas a feldspatização potássica restringem-se ao álcali-feldspato leucogranito. Ao microscópio, tais características referem-se às substituições do plagioclásio (albita-oligoclásio) por feldspato potássico e da biotita I pela biotita II.

A feldspatização potássica do plagioclásio é o processo mais evidente. A substituição dá-se, no geral, das bordas para os centros dos cristais, de preferência ao longo

dos planos de geminação e de clivagem (Foto 3). Nos estágios intermediários e avançados da alteração, os aspectos texturais são semelhantes às pertitas em manchas e em fios, respectivamente (ver e.g., Pollard et al. 1983).

Fotomicrografia 3 . Cristal anédrico de plagioclásio (P) em feldspato potássico de aspecto turvo (FK). Notar as bordas corroídas do primeiro e o caráter pseudopertítico do segundo. Fotomicrografia em nicóis cruzados. Amostra 3638C.

O feldspato potássico (óticamente ortoclásio/microclínio) apresenta-se, no geral, como cristais de aspecto "sujo" e isentos de geminação. Essas propriedades são observadas também nos feldspatos potássicos de outros maciços da Província (Pinho 1987; Payolla et al. 1991, Doc. 228), sendo que no Granito Serra do Cícero, eles são identificados estruturalmente como microclínio de triclividade intermediária a alta (ver Frank 1990).

A biotita II é mais raramente observada. Ocorre como pequenos cristais lamelares, constituindo glômeros de vários indivíduos junto às bordas e ao longo dos planos de clivagem da biotita I. Apresenta cores de pleocroísmo semelhante à biotita original (marrom a pardo) e as disposições variadas das lamelas sugerem a predominância de processos de substituição sobre os de crescimento epitáxico. Micas, normalmente relacionadas com a feldspatização potássica, têm composição química variando de annita a siderofilita (cf. Bowden et al. 1984b, Witt 1988).

No diagrama Q-AB-Or normativos (Fig. 33B), as amostras dos álcali-feldspato leucogranitos situam-se próximas ao centro do diagrama e não revelam, aparentemente, nenhuma tendência para o lado Q-Or ou Ab-Or (cf. Fig. 33A e C). Essa característica diverge do processo de feldspatização potássica relacionado a fraturas, pois nesse caso a intensidade da alteração é variável e a tendência é bem definida (ver e.g., Kinnaird 1985). Trata-se provavelmente de um processo magmático a tardi-magmático de caráter geral ("pervasive process" - ver e.g., Koval 1975; apud Beus, 1982).

Figura 33: Diagramas Q-Ab-Or normativos. A e C - Tendências de mudanças nas composições normativas de granitos de acordo com o processo pós-magmático indicado, segundo Stempok & Skvor (1974 apud Stempok 1979) e Kinnaird (1985), respectivamente; B - Distribuição de algumas amostras de granito e de greisen do Maciço Oriente Novo.

Feldspatização sódica: As características petrográficas e químicas relativas a esse processo limitam-se ao albita leucogranito (Fig. 18).

A análise petrográfica de amostras dessa facies não revela típicas texturas de substituição, no entanto, a trama definida por cristais ripiformes submilimétricos de albita, circundando e/ou sendo englobados por cristais maiores de feldspato potássico e de quartzo (Foto 4), tem sido classicamente considerada como textura de albita apogranitos (Beus, 1982). Mais recentemente, texturas similares tem sido interpretadas também como de caráter magmático (ver e.g., Kovalenko 1971, apud Bowden 1982), dado o arranjo regular das ripas de albita ao longo de zonas de crescimento no quartzo, microclínio e/ou topázio (Pollard 1989b).

Fotomicrografia 4. Textura "bola de neve". Observar a presença de cristais tabulares de albita (Ab) no interior e ao redor do cristal anédrico de quartzo (Q). Fotomicrografia em nicóis cruzados. Amostra 3524A.

No diagrama Q-Ab-Or normativos (Fig. 33B), o albita leucogranito encontra-se um pouco deslocado do centro do diagrama na direção do pólo da Ab. Tal posição situa-se no campo dos ongonitos de Stemprok (1979) ou dos granitos albitizados de Kinnaird (1985).

Greisenização: No Maciço Oriente Novo, ocorrem greisens (endogreisens) sob as formas de veios e bolsões, os quais encontram-se encaixados de preferência nas rochas graníticas das unidades Barranco, Oriente Novo, Seringueira e Finado. Macroscopicamente, o contato com as rochas graníticas é brusco, sendo marcado pelas diferenças de coloração e de susceptibilidade aos processos intempéricos, i.e., os greisens são cinza e se destacam na topografia, enquanto os granitos são róseos ou róseos esbranquiçados.

Os veios e bolsões de greisen são simples ou compostos, ou seja, são

constituídos, respectivamente, por um ou por mais de um tipo petrográfico e representam um dos tipos da mineralização estanífera presente no Maciço.

Os greisens apresentam estrutura maciça, porosa, miarolítica e mais raramente bandada. As texturas predominantes são porfiroblástica, granolepidoblástica e granoblástica, com granulometria variando de grossa a fina. As texturas porfiroblásticas e grano-lepidoblástica são mais características dos greisens alojados nos granitos porfiróides e equigranulares (Fig. 18), respectivamente. Ao microscópio, a composição mineralógica principal é dada por quartzo, micas e topázio, sendo o zircão e a cassiterita os minerais acessórios mais comuns. Os greisens são predominantemente ricos em quartzo e os tipos petrográficos identificados são: topázio-biotita-quartzo greisen, biotita-topázio-quartzo greisen, biotita-quartzo greisen, muscovita-quartzo greisen, hematita-quartzo greisen, quartzo greisen, biotita-topázio greisen quartzoso e topázio-biotita greisen quartzoso (Fig. 34).

O quartzo é o mineral dominante na maioria dos greisens estudados. São identificados, pelo menos, quatro tipos texturais, que podem ser assim caracterizados:

- tipo I: é anedral, apresenta tamanho superior aos outros minerais e contém raras inclusões de biotita e zircão. Trata-se de quartzo magmático herdado das rochas graníticas encaixantes;
- tipo II: é anedral e poiquiloblástico, contém inclusões de topázio e de biotita secundária e ocorre como borda sobrecrecida no tipo I e/ou irregularmente disperso na rocha. No primeiro caso exibe a mesma orientação ótica que o quartzo magmático;
- tipo III: é anedral, apresenta granulação fina e média e ocorre intercrecido com hematita ou com mica e topázio nos greisens equigranulares ou na matriz dos greisens porfiroblásticos;
- Tipo IV: é euédral prismático de granulação fina e reveste parcialmente microcavidades no interior dos greisens.

As micas são os minerais mais comuns nos greisens, depois do quartzo. São reconhecidas micas "coloridas" (biotita sensu lato) com $2V < 10^\circ$ e micas "brancas" (muscovita sensu lato) com $2V = 30^\circ\text{--}40^\circ$. As biotitas são, aparentemente, dominantes e são identificadas, pelo menos, três variedades de acordo com a cor de pleocroísmo, as quais são designadas de I, II e III. Já as muscovitas apresentam-se sob dois tipos texturais e são denominadas de I e II.

As biotitas I, II e III apresentam cores de pleocroísmo, variando de marrom amarelado a amarelo pálido, marrom esverdeado a verde pálido e verde claro a incolor, respectivamente. As biotitas I e III têm, provavelmente, composições químicas da protolitionita (Fig. 35). As muscovitas I e II são levemente pleocróicas, com cores variando de verde pálido a incolor, sendo que o tipo II contém opacos ao longo dos planos de clivagem. As características petrográficas e químicas das micas dos greisens do Maciço são tratadas com detalhe em pesquisa à parte (Leite et al., em preparação).

Figura 34: Diagramas Q-T+F-M (Kühne et al. 1972, apud Stempok 1979). A - Classificação quantitativa de greisen(modificado de Kühne op. cit.); B - Distribuição de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo (ver também Tabela).

1. LEPIDOLITA
2. CROFILITA
3. ZIMMWALDITA
4. PROTOLITIONITA
5. BIOTITA E Li-BIOTITA
6. SIDEROFILITA E Li-SIDEROFILITA
7. Al-SIDEROFILITA E Fe-LEPIDOMELANA
8. Al-PROTOLITIONITA
9. Li-Fe MUSCOVITA
10. FENGITA
11. MUSCOVITA
12. Li-MUSCOVITA
13. MUSCOVITA - LEPIDOLITA (FORMAS MISTAS)

Figura 35: Diagramas $Li-V_{IR}^{2+} (V_{IR}^{3+} + V_{ITi})$ de Foster (1960, apud Charoy 1979). A - Campos segundo Shihua (1982); B - Distribuição de algumas biotitas de greisens e de veio de quartzo do Maciço Oriente Novo.

O topázio é o terceiro mineral mais importante na composição mineralógica dos greisens, por vezes é o constituinte mais abundante. Macroscopicamente é incolor, sendo facilmente confundido com quartzo à vista desarmada. Ao microscópio, o topázio apresenta-se como cristais anédricos a subédricos com bordos corroídos e, por vezes, encontra-se parcialmente substituído por agregados de diminutos cristais de hábito micáceo e com baixa birrefringência (sericita?).

O zircão é o mineral acessório quase sempre presente e forma halos pleocróicos nas micas. A cassiterita é comum, ocorre como pequenos cristais anedrais a euedrais (bi)piramidais isolados e/ou em grupos de vários indivíduos e está aparentemente mais concentrada nas porções mais ricas em topázio.

Os outros minerais acessórios que podem ocorrer são hematita, alanita, feldspato potássico, albita, biotita e hidróxido de ferro. Alguns desses são, sem dúvida, minerais herdados e/ou restos preservados de minerais primários (magmáticos).

A Tabela 9 fornece os resultados de análises químicas de algumas amostras de greisens do Maciço. Apesar das variações químicas serem dependentes do tipo faciológico considerado, a maioria dos greisens ricos em quartzo revela, no geral, um enriquecimento em SiO_2 , FeO (t), Rb, Li, Sn e F e um empobrecimento em Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O e no conteúdo total dos ETR.

No diagrama Q-Ab-Or normativos (Fig. 33B), as amostras posicionam-se sobre a linha Q-Or, estando mais próximas do pólo do Q. Apesar da ausência de termos intermediários, o trend geral da greisenização deve ser, a grosso modo, semelhante ao indicado na Figura 33A, já que não foi observado a atuação da feldspatização potássica ao nível das fraturas. Porém, Pinho (1987) reconhece a atuação desse processo com caráter pré-greisenização no Maciço Caritianas e portanto a sua ocorrência, em Oriente Novo, não deve ser descartada, principalmente nos domínios da unidade Barranco. Nesse caso, o "trend" esperado para a greisenização é aquele exposto na Figura 33C.

Pelo menos dois diferentes padrões de ETR são constatados nos greisens analisados. Tais padrões estão relacionados a greisens encaixados nos biotita sienogranitos porfiróides e nos albita leucogranito e álcali granito (Figs. 18 e 36).

O padrão dos ETR dos greisens associados aos biotita sienogranitos porfiróides (padrão I) é caracterizado, principalmente, por um maior fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 71,96$ a $132,20$), quando comparado com o padrão dos granitóides encaixantes ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3,57$ a $23,28$). Esse maior fracionamento é devido, na maior parte, ao empobrecimento dos ETRP nos greisens ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 59,17$ a $132,20$) (Fig. 36A). Por outro lado, o padrão dos ETR dos greisens no albita leucogranito e álcali granito (padrão II) apresenta um menor fracionamento dos ETRL sobre os ETRP ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1,68$ a $4,02$), quando também comparado com o padrão dos granitóides hospedeiros ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5,33$ a $24,09$). Nesse caso, o menor fracionamento é função do enriquecimento dos ETRP nessas rochas ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,32$ a $3,97$).

ROCHAS BIOTITAS AMOSTRAS	greisen		veio de quartzo
	I AM-23A (5)	III AM-8B (5)	I AM-12B (5)
SiO ₂ (%)	41,41	42,84	43,52
TiO ₂	0,73	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	21,23	21,60	22,00
FeO(%)	19,53	19,17	13,50
MnO	0,75	0,90	0,78
MgO	0,62	0,30	0,10
CaO	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	0,23	0,12	0,15
K ₂ O	7,69	8,32	8,67
F	4,86	5,85	3,03
Li(%)	0,82	0,84	0,76
Sn	0,00	0,00	0,00
H	0,06	0,14	0,04
TOTAL	97,99	99,90	92,61
número de íons com base em 24(O,OH,F,Cl)			
Z	Si 6,15 Al 1,85	6,29 1,71	6,51 1,49
	8,00	8,00	8,00
Y	Al 1,88 Ti 0,08 Fe ³⁺ nd Fe ²⁺ 2,43	2,03 0,01 nd 5,58	2,39 0,00 nd 5,18
	5,67		
	Mn 0,09 Mg 0,14 Li 1,05	0,11 0,01 1,07	0,10 0,02 0,98
X	Ca 0,00 Na 0,07 K 1,46	0,00 1,59 1,56	0,00 1,69 1,65

OBS: (*)Fe total (**)determinado por ab. atômica
(S)num. pontos analisados nd não determinado

Tabela 9: Dados químicos e fórmulas calculadas aproximadas de algumas biotitas de greisen e de veio de quartzo do Maciço Oriente Novo.

Figura 36: Padrões dos ETR de algumas amostras de greisen do Maciço Oriente Novo. A - greisens nos biotita sienogranitos porfiróides; B - greisens nos álcali granito e albita leucogranito.

O padrão II é típico das rochas formadas nos estágios tardi e pós-magmáticos, nas províncias graníticas com elementos raros associados e é, normalmente, denominado de padrões "cross-over" ou tipo "asa de gaivota" (Nardi 1989, Le Bel 1984). Já o padrão I é de ocorrência bem mais restrita (ver e.g., Strong & Chatterjee 1985).

Silicificação: Veios e bolsões de quartzo são comumente observados e ocorrem alojados nas rochas do Maciço Oriente Novo e nas suas encaixantes. Contudo, na porção centro-leste do Maciço eles são aparentemente mais frequentes e ocorrem associados, em grande parte, aos greisens. Os veios e bolsões de quartzo representam o principal estilo da mineralização tungstenífera no Maciço.

Os veios de quartzo são dominantes e exibem espessuras variáveis, desde poucos milímetros até alguns decímetros (<50cm), sendo que os mais espessos têm uma continuidade maior, alguns desses foram seguidos por mais de 70 metros. Apresentam coloração branca leitosa, geralmente com manchas e/ou bandas marginais de cores preta e/ou cinza esverdeado. Compõem-se basicamente de quartzo e de quantidades subordinadas de mica, volframita, cassiterita, hematita, topázio, berilo, sulfetos e hidróxidos de ferro e de manganês.

O quartzo cinza a branco leitoso é o mineral dominante e responde por cerca de 90-95% do volume total dos veios. As porções quartzosas apresentam estruturas maciça ou "em pente", sendo que a forma e granulometria dos cristais são anédrica e fina a média e prismática e grossa a muito grossa (quartzo colunar), respectivamente. Nos tipos com estrutura "em pente" são comuns cavidades mili a centimétricas (<5,0cm) dispostas de preferência na porção nuclear dos veios, essas estão comumente revestidas por quartzo tardio, pirita e hidróxido de ferro e de manganês.

As micas "branca" (muscovita sensu lato) e "colorida" (biotita sensu lato) são os minerais mais abundantes após o quartzo. No geral, as micas ocorrem sob a forma de cristais subédricos e euédricos tabulares (<3,0cm) e formam glômeros de vários indivíduos ("livrinhos") dispostos nas bordas dos veios ("mica strings") e/ou irregularmente dispersos na massa quartzosa. Esses dois tipos de micas foram observados em veios de quartzo distintos, porém não descartamos que os mesmos possam ocorrer juntos como nos veios mineralizados do Maciço Santa Bárbara (Frank 1990). Ao microscópio, a biotita apresenta cor de pleocroísmo, variando de verde claro a incolor, semelhante à biotita III dos greisens; já a muscovita é incolor. A análise química de uma amostra de biotita revela uma provável composição de protolithionita.

A cassiterita e a volframita são os principais minerais de minérios dos veios de quartzo. Ocorrem como agregados de cristais mono ou poliminerálicos (cassiterita, volframita, quartzo e mica) de até 3,8Kg em peso (Bon, apud Waghorn 1974), situados de preferência junto às bordas dos veios. A cassiterita tem hábitos bipiramidal e prismático curto, já a volframita é tabular e dispõe-se, com frequência, em arranjos semi-radiais perpendiculares às paredes dos veios.

O topázio aparece como cristais anedrais de granulação fina e média, comumente associado às porções mais micáceas. O berilo com cores verde ou verde amarelado é observado localmente e apresenta-se como cristais euédricos prismáticos de até 3,0cm de comprimento imersos na massa quartzosa. A hematita ocorre como agregados de cristais aciculares em cavidades intergranulares ou como porções maciças, irregularmente distribuídas. Hidróxidos de ferro e de manganês são encontrados, preenchendo fraturas, cavidades intergranulares ou como pseudomorfos de pirita (pirita limonitizada).

Argilização: No Maciço Oriente Novo, a atuação desse processo está relacionada, de modo mais evidente, com a formação de vênulas de argila. Tais vênulas constituem um padrão cruzado e são observadas em alguns locais no albita leucogranito, próximas ao contato com o sienogranito porfiróide na área da mina Elúvio-Barranco Superior. A caracterização química e por difração de raios-X dos minerais argilosos constituintes desses veios não foi realizada.

Vênulas de argila são raramente registradas em outros maciços da província (ver e.g., Frank 1990), devido provavelmente à falta de boas exposições das zonas de mineralização primária. Porém, em outras províncias estaníferas a argilização é mais atuante e seus produtos são, em alguns casos, aproveitados economicamente (e.g., Província de Cornwall, Inglaterra). Os principais minerais de argila encontrados nos depósitos de Sn são do grupo da caolinita e da montmorilonita (ver Taylor, 1979; Charoy, 1979a; Kinnaird, 1985).

6.3.9.8.2. A natureza e ação dos voláteis nos processos magmáticos e pós-magmáticos relacionados à formação e alteração dos leucogranitos do Maciço Oriente Novo

Nos sistemas graníticos enriquecidos em F e/ou Cl há uma tendência dos comportamentos dos elementos-traço refletirem a participação desses voláteis como agentes complexantes, i.e., nos sistemas ricos em F os teores em Be, Li, Rb, Cs, Sn, U, Th e ETRP são relativamente mais altos, enquanto que nos sistemas ricos em Cl as concentrações de Zr, Hf, Ta, Nb, Y e ETRL são mais elevadas (ver e.g., Hildreth 1979, Taylor et al. 1981, Christiansen et al. 1983). Ademais, a percolação de soluções ricas em F ou Cl induzem alterações "subsolidus" dos tipos feldspatização potássica e albitização, com a produção de um novo fluido mais rico em Na ou em K, respectivamente (Manning & Pichavant 1988).

Assim, embora o Cl não tenha sido analisado nos leucogranitos da suíte subalcalina, os teores relativamente altos em Li, Rb, Sn, Nb, Y e ETR no albita leucogranito indicam a ação das duas espécies voláteis. A participação do F deve ter sido mais decisiva devido às evidências de feldspatização potássica nos álcali-feldspato leucogranitos e o elevado conteúdo em Na e a presença de biotita (protolitionita?) intersticial no albita leucogranito (ver Pollard, 1983; Manning & Pichavant, 1988).

Segundo os conceitos de Pollard (1983), o processo de formação do

albita leucogranito pode ser considerado como uma feldspatização sódica, a qual é precedida por uma feldspatização potássica. A percolação intergranular de um líquido enriquecido em F, durante a cristalização do álcali-feldspato leucogranito, teria provocado a microclinização do plagioclásio e consequentemente elevado a razão Na/K do líquido residual. A solidificação desse novo líquido mais rico em sódio e em voláteis se daria a uma temperatura abaixo de 700°C, devido às influências do F e do Li como fundentes (ver Wyllie & Tuttle, 1961, 1964; Kovalenko, 1973; Manning, 1981, 1982; Weidner & Martin, 1987). O caráter magmático do albita leucogranito é indicado pela presença da textura "bola de neve", pela ausência de minerais e/ou de textura primitiva e pelo seu contato brusco com o biotita sienogranito encaixante, por vezes com sinais de bordas resfriadas de granulação mais fina (ver também Kovalenko, 1978; Bowden, 1982; Kovalenko & Kovalenko, 1984; Pollard, 1989b; Fouillac & Rossi, 1991).

A greisenização, a silicificação e a argilização são processos tipicamente pós-magmáticos e seus produtos são veios de greisens (inclui granitos greisenizados nas bordas), de quartzo e de argilas, respectivamente e quase sempre são controlados por fraturas.

A greisenização é de natureza metassomática e é manifestada, em termos petrográficos, pela substituição da biotita e dos feldspatos por uma assembléia de minerais constituída por quartzo, micas (protolitionita ou muscovita) e/ou topázio, principalmente.

No geral, a composição mineralógica dos greisens reflete o aumento dos conteúdos de SiO₂, Fe₂O₃, FeO, Rb, Li e F e a diminuição dos teores de Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O em relação aos valores da rocha granítica original. Tal fato é característico dos sistemas greisenizados em rochas alumino-silicatadas, sendo que algumas diferenças são decorrentes de especificidades locais, e.g., variação na composição química e/ou mineralógica da rocha granítica (ver Sherba, 1970 e Charoy, 1979a).

Os dados demonstram a existência de pelo menos dois padrões principais de ETR nos greisens, embora ambos mostrem, de certa forma, um empobrecimento dos conteúdos dos ETR em relação aqueles das rochas graníticas encaixantes (cf. Fig. 36).

O comportamento antagônico dos ETRP nos dois padrões considerados indicam, a princípio, um forte controle da composição química e/ou mineralógica da rocha granítica original, pois em ambos os casos os teores relativamente mais altos em Rb, Li e Sn e a própria presença de topázio nos greisens sugerem um sistema rico em F, que teoricamente deveria ser também enriquecido em ETRP (Grappin et al., 1979; Taylor et al., 1981; Bilal & Koss, 1980 - apud Chatterjee & Strong, 1984). Assim sendo, apenas um estudo detalhado da variação dos ETR nas fases minerais dos granitos e dos respectivos greisens possibilitará a formulação de conclusões gerais relativas aos processos responsáveis pelas suas mobilidade e distribuição, dentro do sistema greisenizante local (ver e.g. Raimbault, 1988).

O elevado consumo de íons hidrogênio (H^+) durante a greisenização sugere, para alguns autores (e.g. Charoy 1979a), a necessidade de um sistema aberto para o desenvolvimento do processo, o que está consistente com a presença de água não-magmática indicada por vários estudos isotópicos de oxigênio e de hidrogênio (ver e.g. Jackson et al., 1982; Shepherd et al., 1985).

A insaturação em água parece ser uma característica da maioria das rochas graníticas do Maciço, mesmo o albita leucogranito supostamente o termo mais hidratado, a aparente ausência de cavidades miarolíticas e de pegmatitos aponta para uma disponibilidade bastante limitada em água e talvez insuficiente para gerar todos os greisens presentes na área. Nesse sentido, acreditamos, a priori, numa contribuição tanto de fluidos magmáticos como não-magmáticos para a formação dos veios e bolsões de greisens.

Os greisens mais estreitamente associados ao albita leucogranito (e.g., greisens com estrutura "em rosário", greisen de contato, etc.) podem ter sido gerados por uma maior participação de fluidos magmáticos durante uma descompressão inicial do sistema via fraturamento. A evolução dessas fraturas pode ter causado uma interligação entre elas e possibilitado a circulação de água não-magmática, criando-se assim um sistema hidrotermal francamente aberto. Contudo, apenas estudos de inclusões fluidas e de isótopos (e.g., D-H e/ou ^{18}O - ^{16}O) poderão contribuir para uma definição precisa sobre a natureza dos fluidos envolvidos, no processo de greisenização.

A silicificação está ligada à formação de veios, vênulas e bolsões de quartzo com a aparente predominância de processos de preenchimento ("fissure-filling vein") sobre os de substituição. O desenvolvimento de processos de preenchimento requer a presença de fraturas abertas durante a formação dos veios e, por enquanto, devido ao caráter preliminar do estudo, não se identificou sinais de mais de uma fase de abertura (e.g., presença de veios compostos), o que não é comum em muitos depósitos dessa natureza (ver Sherba 1970; Charoy, 1979a).

Os veios de quartzo são posteriores aos greisens, se bem que, em certos locais, tal afirmativa nem sempre é de fácil resolução, a julgar apenas pelas observações macroscópicas. Nesse caso também, somente um mapeamento geológico detalhado, com imprescindíveis informações de subsuperfície e aliado a estudos petrográficos, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis, poderá propiciar uma melhor compreensão dos tipos, controles e mecanismos de formação dos veios de quartzo, presentes na área mineralizada do Maciço.

A argilização é o processo pós-magmático mais tardio identificado. A caolinita pode ser, como no caso do Maciço Santa Bárbara (Frank, 1990), o mineral de argila mais importante e deve resultar, principalmente, da alteração dos feldspatos do albita leucogranito. Entretanto, segundo Charoy (1979a), a caolinita pode se formar também a partir da precipitação direta de complexos coloidais aluminosos sob certas condições físicas e químicas específicas. Portanto, apenas estudos futuros poderão elucidar os mecanismos

reais de formação dos veios de argila na área em questão.

6.3.9.8.3. Sobre a metalogenia do estanho e do wolfrâmio no Maciço Oriente Novo

A mineralização primária de Sn e W no Maciço Oriente Novo está associada com os leucogranitos da suite subalcalina e aos processos magmáticos e pós-magmáticos dos tipos feldspatização potássica, feldspatização sódica, greisenização, silicificação e argilização, os quais são responsáveis pela formação dos granitos mais ricos em feldspato potássico (álcali-feldspato leucogranito), granito mais rico em albita (albita leucogranito), veios de greisen, veios de quartzo e vênulas de argilas, respectivamente (Figs. 37 e 38). Os dois primeiros devem ser frutos da ação de mecanismos de difusão termogravitacional e de fracionamento convectivo de líquido residual enriquecido em F, enquanto os demais são processos hidrotermais de caráter metassomático e/ou de preenchimento, controlados por fraturas (Figs. 20, 37 e 38).

Figura 37: Modelo esquemático da cronologia geral dos processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração de granitos a elementos raros associados (Pollard 1983).

Figura 38: Modelo preliminar da sequência de processos e da sucessão de rochas produzidas durante a cristalização e alteração dos leucogranitos do Maciço Oriente Novo (baseado em Pollard 1983). Os símbolos Sn e W indicam, respectivamente, as presenças de cassiterita e de volframita.

A mineralização estano-tungstenífera pode ser classificada nos seguintes tipos, de acordo como os minerais de minério reconhecidos e a natureza da rocha encaixante:

- cassiterita disseminada no albita leucogranito;
- cassiterita em veios e bolsões de greisen;
- cassiterita e volframita em veios e bolsão de quartzo.

Tais tipos são característicos de depósitos mesotermiais a hipotermiais de natureza subvulcânica (ver e.g., Varlamoff, 1978; Taylor, 1979; Hosking, 1979; Plimer, 1983) e podem ser comparados, a grosso modo, aos estilos encontrados na Província dos Granitos Anorogênicos da Nigéria (Kinnaird 1985, Kinnaird et al. 1985).

A mineralização disseminada de cassiterita no albita leucogranito sugere que o Sn e os metais raros associados (e.g., W, Ta, Nb) são provenientes de fontes magmáticas e que a cassiterita pode ter sido formada durante a cristalização da própria rocha granítica (ver e.g. Haapala, 1977; Fouillac & Rossi, 1991). Como já foi discutido, o enriquecimento em Sn, F, Rb, Li, Y, ETR e Na no magma residual deve ter envolvido uma combinação de processos de cristalização fracionada, difusão termogravitacional e fracionamento devido a convecção de fluidos, principalmente.

Por outro lado, a mineralização filoniana (veios de greisen e de quartzo) é caracterizada por uma estreita associação com planos de fratura e por uma distribuição superficial mais ampla, apesar de ser mais proeminente dentro e nas imediações dos leucogranitos da unidade Barranco. Desse modo, fluidos hidrotermais magmáticos e/ou meteóricos tiveram uma participação importante na gênese desses depósitos de caráter pós-magmático, o que constitui uma hipótese de trabalho a ser testada com trabalhos futuros de inclusões fluidas e de isótopos estáveis de hidrogênio e de oxigênio.

Em ambos os casos, o F e o Cl devem ter desempenhado um papel importante como agentes no transporte do Sn e do W no fluido aquoso, apesar do efeito do F ser ainda motivo de controvérsia, com exceção talvez para o Sn (ver Taylor, 1979; Eugster, 1985; Jackson & Helgeson, 1985; Manning & Pichavant, 1988). Contudo, como discutido anteriormente, o F parece ter sido mais decisivo nas origens do albita leucogranito e dos greisens, enquanto que a própria deficiência de minerais ricos nesse elemento e a ocorrência de volframita podem indicar uma maior participação do Cl na formação dos veios de quartzo. Adicionalmente, o CO₂ tem sido reconhecido como um importante componente nos fluidos tungsteníferos (Higgins, 1980; Shepherd & Miller, 1988).

Assim, a presença desses voláteis nos fluidos mineralizantes deve ter controlado, pelo menos em parte, as ocorrências de cassiterita e de volframita nos tipos litológicos observados, sendo que as deposições desses minerais dependem, entre outros fatores, da queda da temperatura e dos aumentos do pH e da fugacidade de oxigênio do fluido (ver Yidou & Yiqun, 1982; Eugster & Wilson, 1985; Eadington, 1988).

As cassiteritas dos albita leucogranito e greisens têm hábitos

(bi)piramidais e apresentam um teor de Nb+Ta+Fe+Ti aparentemente maior que aquele das cassiteritas (bi)piramidais ou prismáticas dos veios de quartzo. Tais divergências, nos hábitos e nos conteúdos desses elementos, são indicativas de diferentes temperaturas de cristalização (ver e.g., Smirnov, 1982; Haapala, 1977) e corroboram com o fato dos albita leucogranito e greisens serem formados a uma temperatura maior que os veios de quartzo.

As volframitas presentes nos veios de quartzo são predominantemente da variedade Mn-ferberita (Fe=77% e Mn=23% peso at.) e são posteriores à formação da cassiterita, de acordo com critérios texturais (e.g., cristais de Mn-ferberita incluem cristais de cassiterita).

Apesar da polêmica da utilização da razão Mn/Fe como geotermômetro (ver e.g., Yidou & Yiqun, 1982; Guofen, 1982), os valores encontrados nas volframitas inclusas nas cassiteritas (Mn/Fe=0,68) e nos cristais maiores de Mn-ferberita que incluem essas cassiteritas (Mn/Fe=0,30) apontam para uma diminuição desses valores a uma possível queda da temperatura de formação. Ademais, a presença de razões Mn/Fe mais baixas, na fase principal de deposição da volframita, pode justificar também a ocorrência exclusiva desse mineral nos veios de quartzo, já que esses veios são formados após os greisens e a uma temperatura mais baixa, provavelmente (ver e.g., Plimer, 1983).

6.4. TEMA CENTRAL: Evolução crustal e granitogênese no Craton Amazônico

(Texto em discussão: Dall'Agnoli et al. 1988;
Doc. 223; ver anexo 1).

6.4.1. Contribuição científica e benefícios práticos do trabalho

Muito já foi escrito e publicado sobre as rochas granitóides e sobre a compartimentação geotectônica do Craton Amazônico, principalmente à escala de reconhecimento. Percebe-se, contudo, que quase todos os trabalhos evidenciam uma lacuna muito grande em relação à apreciação dos processos de granitogênese.

O trabalho em epígrafe constitui uma fonte segura e fundamentada para o entendimento dos processos de gênese de rochas granitóides tanto no Arqueozoóico quanto no Proterozoóico (este em particular) da Plataforma Amazônica. A síntese apresentada e a comparação com os modelos de granitogênese de regiões vizinhas similares representam uma contribuição efetiva, oportuna, confiável, bem apresentada, sem precedentes e ainda sem sucedâneos na história da evolução dos conhecimentos da região Amazônica, constituindo-se, assim, em fonte "sine qua non" de consulta de estudiosos da geologia do Brasil. Particularmente em relação à faixa Rio Negro/Juruena os dados apresentados reforçam uma expectativa já arraigada entre alguns estudiosos do Craton de uma coalescência de arcos magmáticos e os estudos petrogenéticos empreendidos apontam para uma alternativa, hoje cientificamente melhor subsidiada, de colisão continental mesoproterozoica.

A distinção dos cinco grandes grupos de rochas granitóides e a discussão da evolução química da granitogênese ao longo do tempo gerou em si subsídios científicos básicos que integrados a dados de geologia de detalhe e laboratoriais serão de aplicação prática variada de tal modo a poder:

- Fornecer dados básicos indispensáveis ao estudo futuro dos mecanismos de deposição ígnea fracionada, dos processos metassomáticos hidrotermais e dos fatores determinantes da concentração de substâncias úteis de interesse econômico;
- Permitir visualizar se uma dada região é propícia ou não à ocorrência de tipos específicos de depósitos de metais raros e metais nobres associados às rochas granitóides e configurar o potencial metálico desses sistemas graníticos;
- Permitir diagnosticar a correlação do magmatismo e tipo de granito com a metalogênese correlata;
- Permitir a modelagem metalogenética em cada suite magmática considerada.

Devemos adicionalmente ressaltar a preocupação expressa dos autores seniors (Roberto Dall'Agnol e Jorge Bettencourt) em promoverem auspiciosamente a convergência, a um mesmo projeto, de vários especialistas oriundos de frentes de pesquisa de interesses diferentes, o que redundou em benefícios mútuos do ponto de vista multidisciplinar.

6.4.2. Análise crítica complementar

Os resultados científicos apresentados dizem respeito a um bloco crustal de dimensões continentais e apenas arranha e expõe os grandes temas de pesquisa dos processos granitogênicos e metalogênese associada a serem empreendidos futuramente. Desta forma, à luz do conhecimento adicional, já adquirido desde a sua publicação em 1987 até o momento presente, os seguintes reparos e complementações a serem efetuadas serão em relação aos seguintes tópicos:

- Os Granitóides Arqueanos: Em nosso trabalho foram utilizados dados geoquímicos do Granodiorito Rio Maria, comprovadamente arqueano, bem como dos granitóides e gnaisses de Altamira, do Tonalito Papa Vento e do Granito Cigana, ambos situados no Amapá (Figs. 39, 40 e 41). As rochas de Altamira e do Amapá, embora possam efetivamente ser arqueanas, não tiveram suas idades definidas com precisão. Poderiam teoricamente ser mais jovens, se o evento Transamazônico mostrar uma atuação tão ampla na Província Maroni-Itacaúnas, quanto a que é admitida por Teixeira et al. (1989). Pensamos que a hipótese, que assumimos na época da publicação do trabalho, seja defensável e continua sendo hoje em dia, mas permanece como hipótese. Atualmente o grupo de pesquisa de rochas granitóides do Centro de Geociências - UFPA, liderada por Dall'Agnol, R.

Figura 39: Mapa de localização de porções de terrenos arqueanos do Amapá e Altamira.

Figura 40: Mapa geológico de parte dos terrenos arqueanos do Amapá (segundo Jorge João e Marinho 1982 b).

dispões de muita informação adicional sobre os granitóides arqueanos de Rio Maria - incluindo, além do Granodiorito Rio Maria, Metatonalito Gnáissico Arco Verde, Trondjemito Mogno, Granito Mata Surrão - e sobre o Gnaiss Estrela (ainda não há mapa com a localização destes corpos). Portanto, haveria condições de melhorar substancialmente a caracterização do magmatismo granitóide durante o Arqueano, embora as linhas gerais de raciocínio esboçadas em 1987 permaneçam válidas.

- Geocronologia: Os novos dados geocronológicos disponíveis, muito expressivos na Amazônia Oriental e esparsos em outras áreas, permitem uma visão mais clara da evolução da granitogênese ao longo do tempo e uma definição mais precisa da idade real de formação dos diferentes tipos de granitos. Em particular, a contribuição trazida pelos dados U-Pb em zircões deve ser ressaltada (Machado et al., 1991; Macambira e Lancelot, 1991a, b; Lafon et al., 1991). No caso dos granitos anorogênicos tais dados revelam discrepâncias significativas entre as idades U-Pb e Rb-Sr (isócronas em rocha total), mostrando que as últimas não podem ser consideradas, a priori, como idades de formação dos granitos. No caso dos granitóides e gnaisses arqueanos também foi constatada uma clara diferença entre as idades U-Pb e Rb-Sr e as primeiras permitem hoje um melhor conhecimento da idade de cristalização dos granitóides, ao mesmo tempo que os dados Rb-Sr (Montalvão et al., 1984; Gastal, 1987; Gastal et al., 1987; Macambira e Lancelot, 1991a; Macambira et al., no prelo e Lafon et al., 1991), definem um evento deformacional-metamórfico posterior. Esse quadro não era nítido em 1987 e, portanto, não poderia aparecer em nosso artigo. As duas idades U-Pb em zircões disponíveis na Amazônia Ocidental (Granitos Parguaza e Mucajaí) demonstram que existe diferença de idade expressiva entre os granitos da Amazônia Oriental datados até o momento pelo mesmo método e aqueles da Amazônia Ocidental (cf. Dall'Agnol et al., in press). Em 1987 isso não estava claro.
- Evolução Geoquímica: Em termos de evolução geoquímica, no artigo em discussão não puderam ser utilizados os dados de elementos terras, já que as primeiras análises nos chegaram às mãos quando o trabalho já estava concluído. Hoje, dispõem-se de um número considerável desses dados (ainda inéditos em sua maioria ou em impressão) e isso pode permitir um salto qualitativo considerável na interpretação da evolução geoquímica e petrogênese dos diferentes granitóides. Da mesma forma, a melhoria da qualidade das análises nos laboratórios da UFPA e pelos dados obtidos em laboratórios estrangeiros (CRPG-CNRS), por pesquisadores do Centro de Geociências - UFPA permitem um refinamento na discussão geoquímica e uma interpretação mais avançada ou, alternativamente, um embasamento mais sólido para as hipóteses assumidas em 1987 (acreditamos que elas permaneçam válidas em sua essência).

- Susceptibilidade Magnética: Os estudos de susceptibilidade magnética e de minerais opacos desenvolvidos pelo grupo de pesquisa CG-UFPA a partir de 1988 (Dall'Agnol et al., 1988; Magalhães, 1991) estão permitindo um melhor conhecimento das condições de fO_2 durante a evolução dos granitos, bem como o estabelecimento de comparações com as séries de granitos de Ishihara (1981) e com granitos análogos do Proterozóico do hemisfério Norte (Anderson e Bender, 1989). Isso não era possível em 1987, embora o mesmo grupo tenha feito alguns comentários sobre a natureza e o papel dos opacos em determinados granitos mostrando a preocupação com essa questão.
- Metalogenia: Desde a data de publicação do texto em epígrafe, 1987, inúmeros trabalhos foram publicados sobre as mineralizações associadas aos granitóides da Amazônia e muitos depósitos, secundários e primários, de metais raros (Sn, Nb-Ta, Be, ETR, Y e criolita) foram descobertos. Ressalva-se contudo que muito pouco trabalho de pesquisa sistemática tem sido feito em relação ao detalhamento das mineralizações primárias. À exceção da mina do Pitinga-PA.

As publicações mais importantes a esse respeito foram assinaladas no item sendo digno de nota as seguintes informações:

- No distrito mineiro de Pitinga foram executados trabalhos sistemáticos de pesquisa mineral e acadêmica e hoje a Mina de Pitinga é a maior jazida primária (à escala mundial) de Sn, ETR e criolita, juntas. Além desses insumos assinala-se uma importantes reserva de Zr, Y e F, já referidas no item 6.1.5.
- No distrito mineiro da Serra dos Carajás depósitos de Cu e Mo foram identificados em complexos granit'oides mais especificamente no Granito Central da Serra dos Carajás (Rios, 1991). Depósitos de W na maior parte explotados por garimpeiros foram assinalados no Maciço Musa (Cordeiro et al., 1984; Gastal, 1987 e Santos, 1987). Ainda de acordo com Dall'Agnoll (in press), os granitos a magnetita da Província Central Amazônica não são especializados a Sn.

6.5. TEMA CENTRAL: Sensoriamento remoto aplicado ao estudo dos plutons graníticos em Rondônia

(Texto em discussão: Doc. 219; ver Anexo 1)

6.5.1. Contribuição científica do trabalho

Imagens multiespectrais do MSS-Landsat realçadas através de Contrast Stretch e ampliadas para a escala de 1:100.000 indicaram na área de estudo feições fotogeológicas não observadas em fotografias aéreas na escala de 1:25.000 relativas ao estilo estrutural e organização geométrica interna das fácies graníticas intra-plutons (Fig. 42).

Figura 42 : Mapa geológico simplificado do Maciço Pedra Branca obtido através da integração de dados de campo e da imagem LANDSAT.

Dados de campo mostraram que as feições delineadas a partir de imagens orbitais correspondiam ao sistema de fraturamento e a variações faciológicas nas rochas graníticas que compõem o maciço. Os resultados obtidos mostraram que, mesmo sob as condições fisiográficas da área (floresta tropical, profundo intemperismo e coberturas sedimentares quaternárias), imagens de sensoriamento remoto podem ser ferramentas importantes na orientação aos trabalhos de mapeamento geológico de maciços granitóides, prospecção e pesquisa de depósitos metálicos associados.

6.5.2. O confronto de metodologias modernas

Os resultados acima foram obtidos com o uso de imagens do sensor MSS/Landsat-1, o qual possui resolução espacial de 80 metros em quatro bandas espectrais. O contínuo desenvolvimento dos sistemas sensores e das técnicas de realces de imagens digitais via computadores nos permitiria, hoje, desenvolver um trabalho muito melhor subsidiado e apresentar uma visão muito mais refinada do que aquela esboçada há oito anos atrás. Diferentes tipos de imagens orbitais com maior poder de definição poderiam ser hoje utilizadas, tais como:

- Imagens do Thematic Mapper do LAndsat-5, em sete bandas espectrais e resolução espacial de 30 metros;
- Imagens do satélite francês SPOT em três bandas espectrais com resolução de 20 metros e uma banda pancromática com resolução de 10 metros;
- Imagens do satélite japonês JERS-1, desenhado exclusivamente para pesquisa geológica, contendo: (i) 8 bandas espectrais no sensor óptico com resolução espacial de 18 metros, (ii) imagens em estereoscopia e (iii) imagens de Radar na banda L, as quais têm maior poder de penetração na cobertura vegetal, que o sistema utilizado no Projeto Radambrasil.
- Imagens Radar em banda C, do satélite Europeu ERS-1.

Maior talvez que o desenvolvimento tecnológico dos sistemas sensores neste período, foi o desenvolvimento das técnicas de realce de imagens via computador, aliadas aos Sistemas de Informações Geográficas (SIGs). Através dessas técnicas, dados oriundos das mais diferentes fontes podem ser geo-referenciados (colocados numa base geográfica comum), de tal modo a permitir ao geólogo a análise das interrelações múltiplas entre dados diversos, tais como dados topográficos, litológicos, estruturais, geofísicos (aeromagnetométricos, cintilometria, geoquímicos, geobotânicos, etc.).

6.5.3. A expectativa de melhor desempenho futuro

Face ao exposto acreditamos que resultados ainda mais consistentes que aqueles obtidos no Maciço Pedra Branca poderiam ser hoje alcançados no estudo desse

maciço em particular, e, de um modo geral, em toda a Província Estanífera de Rondônia. Para isso dever-se-ia utilizar todo o potencial que as técnicas de sensoriamento remoto e os sistemas de informações geo-referenciadas colocam hoje à disposição do geólogo.

6.6. Tema-Central: Análise distrital

6.6.1. Introdução (dificuldades inerentes à análise distrital)

A seleção das áreas alvos favoráveis à ocorrência de depósitos estaníferos secundários e primários na Província Estanífera de Rondônia sempre foi regida por critérios baseados em dados de prospecção clássica em que a bateia ocupou posição destacada. Registra-se a execução de levantamentos aerogeofísicos (aeromagnetometria e aerocintilometria) pela "Joint-Venture" Brascan/BP, além de geofísica terrestre (VLF, sísmica rasa, eletrorresistividade, etc.) conduzida pelo Grupo Brumadinho-SP, nas seqüências aluvionares portadoras de depósitos de "placers". Os resultados obtidos não suscitaram entusiasmo e, por razões desconhecidas, essas ferramentas não foram adequadamente utilizadas. cremos, também, que outras tentativas relativas à análise metalogenética da Província com o objetivo de formular modelos conceituais genéticos e exploratórios, sempre foram dificultados por vários fatores inibidores a saber:

- Inexistência de documentação geológica de detalhe, relativa aos depósitos estaníferos primários e secundários;
- Dificuldades em caracterizar o ambiente geotectônico e em discernir a metalogênese correlata;
- Desconhecimento da distribuição dos tipos de depósitos de metais raros, primários e secundários;
- Inexistência ou insuficiência de dados das minas e depósitos conhecidos, tais como, teores, volumes e tonelagens;
- Impossibilidade de acesso aos bancos de dados mineiros das companhias que operam na área.

Mesmo considerando o acervo de informações geológicas gerado pelo "Projeto Granito", nenhuma análise metalogenética ou distrital foi executada. Estamos presentemente procedendo ao inventário e sistematização dos dados geológicos e mineiros de parte da Província e alguns resultados parciais serão a seguir discutidos.

6.6.2. Metodologia

Para a seleção de áreas favoráveis à pesquisa de Sn na Província Estanífera de Rondônia, julgamos ser adequado o uso da "Técnica de Análise Distrital", já aplicada com sucesso na Malásia por Taylor & Pollard (1985). O objetivo desta metodologia é avaliar a distribuição e controle

de ocorrências estaníferas, selecionar as regiões mais favoráveis à mineralização e gerar alvos de pesquisa. Na prática, a aplicação do método pressupõe a execução de atividades que incluem o inventário e integração de todos os dados e informações disponíveis que possam refletir a potencialidade de mineralização.

A lista dos atributos a serem inventariados é grande e para detalhes vide Taylor (1979) e Taylor et al. (1985).

6.6.3. Delineamento e classificação dos campos estaníferos

A exemplo da Malásia a Província Estanífera de Rondônia possui uma longa tradição de lavra aluvionar de Sn porém, a documentação específica sobre tipos e distribuição das mineralizações primárias e secundárias é fragmentária. A Figura 43 focaliza a região Central de Rondônia e permite visualizar a distribuição dos depósitos aluvionares de Sn conhecidos, a sua associação a diferentes linhagens de rochas graníticas e, indiretamente, os sítios mais prováveis de ocorrências metalíferas primárias. Além disso o tamanho das drenagens mineralizadas permite estimar a distribuição dos depósitos secundários e a perspectiva econômica.

As ocorrências e depósitos de Sn localizam-se em nove campos estaníferos principais conforme nomenclatura e ilustração na Figura 44. Estão intimamente associados aos granitos rapakivi de idades variáveis entre 1,4 a 1,18 Ga, e às fácies graníticas especializadas dos Granitos Últimos de Rondônia (1,05-1,05 Ga). Ressalta-se, contudo, a presença de mineralização estanífera também associada a faixas de cisalhamento no embasamento metamórfico.

No primeiro cronogrupo a disposição linear dos campos (campos: Igarapé Preto, São Francisco, Alto Candeia e São Lourenço/Macisa) é comandada, provavelmente, pelas estruturas de cisalhamento NW. No segundo caso (campos: Novo Mundo, Jamari, Oriente Novo/Primavera, Montenegro, Massangana e Alto Paraíso) a distribuição se faz segundo a direção axial N/S correspondente à disposição dos maciços estaníferos confinados às estruturas rombóides já discutidas (exceção feita ao Campo Alto Paraíso).

6.6.4. Compartimentação geológica

À escala regional, os fatores que favorecem o desenvolvimento de qualquer tipo de depósito de Sn, dependem do ambiente geológico (Taylor, 1979). Os dados geológicos hoje disponíveis não são ainda suficientes para criteriosamente caracterizar o ambiente de formação dos depósitos de Sn primário na Província Estanífera de Rondônia. Todas as evidências conduzem à sugestão de que os campos estaníferos ocorrem numa província anorogênica típica (Taylor, 1979). Os granitos estaníferos exibem características que os enquadram à linhagem dos granitos do Tipo A e dos granitos intraplaca, solidificados em ambiente subvulcânico a subvulcânico profundo. Nestas condições ambientais as mineralizações de Sn estão, via de regra, associadas a faixas de cisalhamento dúctil-rúptil a rúptil e os estilos de mineralização dominantes são representados por:

Figura 43: Mapa dos principais depósitos de "placers" de Sn na região central de Rondônia, ilustrando os padrões de distribuição radial e semi-radial em relação aos maciços graníticos es taníferos.

Figura 44 : Distribuição dos principais campos estaníferos da Província Estanífera de Rondônia. Campos Estaníferos - A: Igarapé Preto; B. São Francisco; C. Jamari; D. Oriente Novo/Primavera; E. Montenegro; F. Massangana; G. Alto Paraíso; H. Alto Candelas; I. S. Lourenço/Macisa.

sistemas filonianos de quartzo-greisen e quartzo eventualmente associados a cassiterita disseminada, "pipes" brechados, "stockworks" e corpos minerais irregulares resultantes de substituição.

6.6.5. A classificação dos depósitos primários de estanho da província estanífera de Rondônia

Estudos detalhados feitos com o objetivo de classificar os depósitos primários de Sn, nessa Província, são escassos e se resumem aos trabalhos já referidos no item 6.3.9.1. A Figura 45 ilustra alguns estilos de mineralização estanífera observados em Rondônia e a classificação mais simples que se pode propor é a seguinte:

- a) Sistema "pipe" brechado?: Predomina na Mina Potosi e provavelmente, na Mina Rio Branco.
- b) Sistema greisen acamado?: Endogreises tabulares da Taboquinha (Maciço Santa Bárbara).
- c) Sistema veios tabulares: - Veios tipo Santa Bárbara (Maciço Santa Bárbara),
 - Veios tipo Serra da Onça
 - Veios de Cachoeirinha
- d) Sistemas de Veios tabulares/"stockwork". São observados na Mina Elúvio-Barranco Superior (Maciço Oriente Novo)

O sistema "pipe" brechado ocorre nos campos estaníferos Jamari e Montenegro. O sistema greisen maciço confina-se ao Campo Jamari e, até o momento, esse estilo não foi observado nos outros maciços, provavelmente devido à erosão dos topos dos sistemas graníticos mineralizados.

O sistema veios tabulares/"stockworks" parece ocorrer na maioria dos campos estaníferos.

Os dois modelos, "pipe" brechado e greisen acamado, respectivamente apresentados por Yokoi et al. (1987) e Frank (1990) podem ser questionados, porém, para os objetivos do trabalho, estamos admitindo que sejam válidos.

6.6.6. Perspectiva econômica

A combinação do diagrama tonelagem/teor com o mapa temático de distribuição dos tipos de depósitos e ocorrências de Sn primário fornece uma perspectiva dos intervalos de variação das dimensões e dos teores esperados, de depósitos a serem descobertos na área em análise. Ressalta-se, contudo, que esses dados são praticamente inexistentes ou difíceis de serem conseguidos. Deste modo os valores disponíveis e abaixo relacionados não são suficientes e nem permitem conclusões confiáveis em relação à perspectiva econômica da área em análise.

Os sistemas, "pipes" brechados e veios tabulares/"stockworks" constituem os estilos de mineralização mais frequentes em Rondônia que podem oferecer possibilidades futuras em termos de novas descobertas. Os pipes brechados poderão revelar potencial variável entre 0,7 a 4 milhões de toneladas de minério com teores oscilando entre 0,65 a 1,0% Sn e não parece que depósitos maiores sejam encontrados.

A Figura 46 é um indicador seguro do tipo de perspectiva econômica esperada em relação a novas descobertas de depósitos secundários de Sn situados até 20 metros de profundidade. À exceção de depósitos gigantes do tipo Garimpo Alto Paraíso (Fig. 12) e dos paleovales profundos (Fig. 43), devemos esperar para cada cúpula aflorante ou não, volumes médios recuperáveis de minério da ordem de $15 \times 10^6 \text{ m}^3$, ao teor médio recuperável da ordem de 500 g/m^3 e teor de corte equivalente a 320 g/m^3 .

TABELA 10: Reservas de algumas jazidas de Sn primário.

MINA	ESTILO	RESERVA (t)	TEOR %	CONTEÚDO (Sn) (kg)	Referência
Rio Branco (Montenegro)	"Pipe" brechado	781.000	0,65	5.100	Kaedel, 1991
Riachuelo (Alto Candeias)	Veios tabulares	18.900	1.07	203	
Potosi 1988	"Pipe" brechado	-		4.242	Carvalho,

6.6.7. Análise de modelos e seleção de áreas

Para a seleção de áreas alvo que possam exibir o maior número possível de fatores potencialmente favoráveis à descoberta de novos depósitos de Sn, procede-se à técnica de análise de modelos conceituais. Da avaliação dos modelos já propostos conclui-se que os veios tabulares/"stockworks" e "pipes" brechados, de preferência ocorrendo em rochas extremamente alteradas e intemperizadas ("soft shallow deposits") constituem os sistemas prospectivos por excelência em Rondônia. De suma importância será a localização dos chamados "dilational jogs" ou rhombo-chasms" onde predomina a maior parte dos granitos estaníferos. Ênfase especial deve ser dada à análise dos lineamentos e à disposição norte-sul de posicionamento de cúpulas rasas soterradas por sedimentos quaternários.

Perfil transversal NW-SE esquemático do Morro Potosi destacando o zoneamento observado das alterações pervasivas tardi a pós-magmáticas (segundo a equipe de geologia da Cia. de mineração Jacundá).

Figura 45 - Estilos de mineralização estanífera primária observados até o momento, na Província estanífera de Rondônia.

A - Sistema "pipe" brechado - Mina Potosi (Yokoi et al., 1987)

B - Sistema greisen acamado - Maciço Santa Bárbara (Frank, 1990)

- Sistema de veios tabulares - Maciço Santa Bárbara (Frank, 1990)

Figura 45 - Estilos de mineralização estanífera primária observados até o momento, na Província estanífera de Rondônia.

C - Sistema veios tabulares "Stockwork" - Maciço Oriente Novo (Leite Jr., 1992)

D - Sistema veios tabulares - Maciço Cachoeirinha (Pinho, 1987)

Obs: O teor médio resultou da ponderação entre:

- 1 - Volumes lavrados x teor recuperado Sn/m³
- 2 - Volumes remanescentes x teor médio Sn/m³

Fonte dos dados: Bettencourt et al. (1988; Doc.); Veiga (1988); Kaedei (1991).

Figura 46: Produções acumuladas de minério aluvionar integradas às reservas medida e indicada dos principais maciços individuais e campos estaníferos de Rondônia.

7. CONCLUSÕES

As conclusões gerais que nos pareceram mais importantes, após a análise crítica de parte da obra, são as seguintes:

- O Quaternário da região central de Rondônia foi dividido em duas sequências: a Sequência Depositional I (Pleistoceno Médio, relacionada à Glaciação Illinoiana) e a Sequência Depositional II (Pleistoceno Superior-Holoceno, correlacionada à Glaciação Wisconsiniana). Formaram-se em condições paleoclimáticas semi-áridas com dominância de movimentos de massa durante os processos deposicionais.
- Acreditamos, também, que cada uma das sequências identificadas correlaciona-se com estágios interglaciais e as discordâncias, no interior continental, a períodos glaciais. Essa interpretação seria oposta àquela, acima referida, que propusemos em 1984 e 1988.
- Em relação aos "stones-lines" e colúvios associados identificamos fatores que abonam e reforçam a hipótese de origem alóctone mais comum no domínio dos plutons graníticos, como também evidências de autoctonia em terrenos gnáissicos de topografia quase plana. Enfatiza-se a idéia de que a gênese dos "placers" possa resultar de um processo intermitente de concentração, erosão, redeposição, etc., muitas vezes repetido.
- Os resultados geocronológicos, Rb/Sr em rocha total, permitiram reconhecer: os Granitos Rapakivi Mais Jovens (1,27 Ga), relacionados ao Evento Rondoniano, e os Granitos Últimos de Rondônia (1,05-0,95 Ga), estes subdivididos em dois cronogrupos, o Mais Velho (1,05 Ga) e o Mais Jovem (0,95 Ga), ambos vinculados ao Evento Sunsás. A última atividade se reveste de importância em relação ao Evento Greenville, Canadá, onde foi observado plutonismo similar situado a 1,08-1,0 Ga e 0,97-0,95 Ga.
- O reagrupamento de amostras de granitos rapakivi restritas ao Batólito Serra de Providência e Maciço Igarapé Preto permitiram obter idades Rb/Sr da ordem de 1270 ± 73 Ma e 1286 ± 111 Ma, respectivamente. Os novos valores contrastam com as idades anteriores e evidenciam a consistência do episódio rapakivi situado em torno de 1,27 Ga.
- As Vulcânicas Ácidas do Maciço São Lourenço representam uma manifestação fissural do magmatismo granítico rapakivi. A idade obtida (1,22 Ga, Rb/Sr rocha total) é coerente com aquelas dos maciços São Lourenço/Caripunas (1,27 Ga, Rb/Sr rocha total). Torna-se claro a necessidade de redefinição das chamadas Efusivas Ácidas Caripunas de Leal et al. (1978) e das Vulcânicas São Lourenço de Basei (1977).
- Os plutons de idades variáveis entre 1,4 a 1,18 Ga foram condicionados por fraturas profundas situadas nos flancos ou próximo aos limites dos grabens. A disposição dos corpos, geometria, relação espacial com os lineamentos, magmatismo-básico e vulcanismo fissural ácido e intermediário, além de sedimentação clástica terrestre, evidencia uma relação causal patente a regime distensivo e consequente rifteamento crustal, este de caráter incipiente.
- Os Granitos Últimos de Rondônia alojam-se em zonas de transtensão, em estruturas do tipo "dilational jog" ou "rhombic cracks", que constituem sítios favoráveis aos processos magmáticos e pós-magmáticos hidrotermais geradores da mineralização a Sn, W, Nb, Ta, etc. Nelas os corpos de greisen, veios de quartzo, "pipes" brechados e "stockworks", alojam-se em falhas e em fraturas de partição. Os maciços alinham-se segundo direção aproximada N15W a NS paralela à direção do máximo esforço regional σ_1 (N-S) e perpendicular à direção de estiramento σ_2 (E-W).

- Uma associação do tipo AMCG (anortosito-mangerito-charnoquito e granito rapakivi) foi observada. Os granitos rapakivi posicionaram-se em crosta juvenil proterozóica pertencente aos cinturões móveis Rio Negro-Juruena e Rondoniano/Sunsás entre 50 a 150 Ma após as culminâncias orogênicas respectivas. Os Granitos Rapakivi Jovens se formaram entre 190 a 260 Ma após a Orogenia Rondoniana e os Granitos Últimos de Rondônia, entre 50 a 150 Ma após a Orogenia Sunsás. Essa associação é de origem anorogênica. Há predominância de volumes substanciais de granitos rapakivi e rochas da série mangerítica-charnoquítica. Os anortositos são escassos e, pelo tipo de ambiente tectônico devem ser, antes de tudo, cumulados gabróticos.
- Os Granitos Rapakivi Jovens (1,27 - 1,18 Ga) são metaluminosos e dos tipos a magnetita ou ilmenita. Enquadram-se no campo das séries potássica aluminosa e sódica-alcalina. Nos Granitos Últimos de Rondônia pudemos distinguir: 1- granitos a dois feldspatos, da série subalcalina monzonítica, marginalmente peraluminosos e dos tipos a magnetita ou ilmenita, 2- Granitos metaluminosos e peralcalinos que definem uma série sódica-alcalina e granitos metaluminosos e peraluminosos, raramente peralcalinos, da série potássica aluminosa.
- Os granitos rapakivi estudados revelam valores altos de SiO_2 , $\text{Na}+\text{K}$, K/Na , Fe/Mg , F, Rb, Zr, Nb, Ga/Al, Y, Ce, ETR e baixos de Al_2O_3 , TiO_2 , FeO (ferro total), MgO, CaO, Sr e Ba bem como enriquecimento em ETRL e anomalias negativas de Eu. As características relativas ao enriquecimento de SiO_2 , $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, Fe/Mg , Ga/Al, Zr, Nb, Ga, Y e Ce são típicas dos granitos do tipo A e dos granitos intraplaca.
- Nos Granitos Últimos de Rondônia os granitos da série subalcalina monzonítica se formaram por fusão parcial de crosta continental tonalítica a granodiorítica. Os albita leucogranitos associados resultam de processos de difusão termogravitacional e fracionamento por convecção de fluidos ricos em F. Os granitos da série sódica-alcalina (espécies mais evoluídas) foram gerados a partir de magmas de composição sienítica a granítica através de processos de cristalização fracionada com participação de uma fase volátil rica em F e Cl. Sugere-se uma gênese por fusão de protolito granulítico rico em F e atuação de processos de mistura de magmas ácidos e básicos com geração de magma de composição intermediária.
- Os granitos do Maciço Caritianas correspondem aos álcali-feldspato leucogranitos da série subalcalina do Maciço Oriente Novo e, portanto, com gênese comum. Acreditamos que as fácies precoces subalcalinas monzoníticas, tipo Maciço Oriente Novo, possam ser os seus precursores. A gênese proposta contrasta com o modelo genético do Maciço Caritianas proposto em 1987, pois àquela época não se conhecia o espectro total das séries magmáticas dos Granitos Últimos de Rondônia.
- Os leucogranitos subalcalinos foram afetados por processos magmáticos e pós-magmáticos dos tipos: feldspatização potássica e sódica, greisenização, silicificação e argilização. Estes fenômenos traduzem-se por substituição do plagioclásio por feldspato potássico (microclinização), descalcificação do plagioclásio (albitização), formação de greisens, veios de quartzo, vênulas e bolsões de argila.
- A albitização é acompanhada de columbita-tantalita, e monazita e cassiterita disseminada em albita leucogranito. As mineralizações estano-tungsteníferas associam-se à greisenização e à silicificação. A wolframita associa-se a veios de quartzo.
- Os depósitos de Sn da Província Estanífera de Rondônia localizam-se em nove campos estaníferos. Os campos vinculados aos Granitos Rapakivi Mais Jovens seguem estruturas lineares NW e

aqueles restritos aos Granitos Últimos de Rondônia, confinam-se às estruturas rombóides e seguem a distribuição axial N/S dos maciços.

- Os estilos de mineralização a Sn, dominantes, são representados pelos sistemas: filonianos a quartzo-greisen e quartzo associados a "stockworks", cassiterita disseminada em albita leucogranitos, "pipes" brechados, "stockworks" e corpos irregulares.
- Os sistemas "pipes" brechados e veios tabulares/"stockworks" poderão ser alvos futuros a propiciarem novas descobertas. As dimensões desses depósitos poderão oscilar entre 0,7 a 4×10^6 toneladas de minério com teores variáveis entre 0,65 a 1,0% de Sn/t.
- Para cada cúpula granítica especializada aflorante ou soterrada, a ser descoberta, é de se esperar volume médio recuperável de minério aluvionar, da ordem de $25 \times 10^6 \text{ m}^3$ ao teor médio recuperável de 500 g/ m^3 e teor de corte de 320 g/ m^3 .
- Os sistemas, veios tabulares/"stockworks", e "pipes" brechados constituem, por excelência, os alvos prospectivos mais promissores. Devem ser procurados em cúpulas graníticas, soterradas ou não, nas estruturas ditas "rhombo-chasms" ou no cruzamento de lineamentos regionais.
- Na região Norte do Brasil foram distinguidos cinco grandes grupos de granitóides a saber: 1 - granitóides sódicos arqueanos ($> 2,5 \text{ Ga}$) que seguem o "trend" cálcio-alcálico tonalítico-trondhjemitico e granodioritos arqueanos que seguem o "trend" cálcio-alcálico granodiorítico, 2 - granitóides transamazônicos (2,0 Ga) relacionados a magmatismo cálcio-alcálico, 3 - granitos anorogênicos da Província Amazônia Central (1,8 a 1,4 Ga) compreendendo granitos alcalinos do Tipo-A e granitos da série a magnetita, estes evidenciando certa analogia a granitos do Tipo-I caledonianos, 4 - granitóides da Província Rio Negro (1,7 a 1,2 Ga) de natureza subalcalina monzonítica de vinculação mantélica, além de granitos crustais a duas micas, 5 - granitos anorogênicos das províncias Juruena e Rondônia (1,4 a 0,95 Ga) muito similares aos da Província Amazônica Central, já discutidos no texto.
- Em relação à pesquisa futura torna-se imprescindível acelerar os estudos de geoquímica isotópica, de inclusões fluidas e da tipologia do zircão, de modo a elucidar:
 - . as idades dos protolitos dos magmas rapakivi e a natureza da crosta envolvida na geração desses magmas;
 - . os volumes e taxas de participação de crostas, arqueana e proterozóica juvenil, na geração dos magmas graníticos;
 - . as diferenças entre séries granitóides e a distinção entre termos evoluídos de séries diferentes;
 - . o fracionamento dos magmas responsáveis pela cristalização dos granitos rapakivi e rochas máficas penecontemporâneas;
 - . a natureza do magmatismo básico: se de origem mantélica ou se houve contaminação crustal;
 - . o sincronismo das idades das mineralizações aos diversos cronogrupos graníticos ou se se trata de um único episódio metalogenético situado a 0,95 Ga;
 - . a natureza e evolução dos fluidos responsáveis pela mineralização a metais raros;
- De maior importância serão os estudos não só das zonas de deformação de expressão regional como também das estruturas subordinadas locais, mais favoráveis à circulação fluidal e à gênese de mineralização de metais raros.

PAGINA INEXISTENTE

BIBLIOGRAFIA

- ADAMY, A. & ROMANIMI, S.J. 1990. Geologia da região de Porto Velho-Abunã. Folhas Porto Velho, Mutum-Paraná, Jaci-Paraná e Abunã. (Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil). DNPM/CPRM. 273p.
- ALEVA, G.J.J. 1980. Alluvial placers. Technical paper MTE-80.2. In: SEDIMENTS AND ORES SEMINAR IN THE HAGUE, THE NETHERLANDS, 40 p.
- ALMEIDA, F.F.F. 1974. Evolução tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.*, 4(3): 191-204.
- ALMEIDA, F.F.F. 1978. A evolução dos cratons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do hemisfério norte. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife. 1978. Anais.. Recife, SBG, v.6, p.2393-2407.
- ALVAREZ, J. & CORDANI, U.G. 1980. Precambrian basement within the septentrional Andes: Age and geological evolution. In: CONG. GEOL. INT., 26, Paris, 1980. Abst., v.1, p.10.
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo, 212p. (Tese de Livre-Doc., Inst.Geoc. USP).
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, p.6-35.
- AMELIN, J.V.; LARIN, A.M.; NEYNARIS, L.A. 1991a. The age of ores in the Pitkaranta region and their relation to the rapakivi granites of the Salmi Batholith, Soviet Karelia: In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. Symposium on rapakivi granites and related rocks, abst. vol. p.4.
- AMELIN, Y.; BELJAEV, A.; LARIN, A.; NEYMARK, L.; STEPANOV, K. 1991b. Symposium Rapakivi Granites and Related Rocks; Excursion Salmi Batholith and the Pitkäranta Ore Field. *Geol.Surv.Finl., Opas - Guide*, p:33-57.
- ANDERSON, J.L. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection, and the geoid. *Nature*, 306:679-680.
- ANDERSON, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: MEDARIS Jr., L.G.; BYERS, C.W.; MICHELSON, D.M.; SHANKS, W.S. eds. Proterozoic geology. *Geol.Soc.Am.*, 161:133-154.
- ANDERSON, J.L. & CULLERS, R.L. 1978. Geochemistry and evolution of the Wolf River Batholith, a late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, U.S.A. *Precamb.Res.*, 7:287-324.
- ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the south-western United States of America. *Lithos*, 23:19-52.
- ATPC - Association of tin Producing Countries. 1986. The new tin economy in Brazil and the prospects for the world tin market recovery. Confidential Report, 28 p. Kuala Lumpur,

Malaysia.

- AUGUSTITHIS, S.S. 1973. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Amsterdam, Elsevier. 378p.
- BAILEY, J.C. 1977. Fluorine in granitic rock and melts: a review. *Chem. Geol.* 19:1-42.
- BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precamb.Res.*, 2:97-160.
- BARKER, J.H. 1985. Rare earth and trace element mobility accompanying albitization in a Proterozoic granite, W. Bergslagen, Sweden. *Mineral. Mag.*, 49:107-115.
- BASEI, M.A.S. 1977. Idade do vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica. São Paulo, 133p. (Dissert.Mestr., Inst.Geoc. USP).
- BASU, A.B.; SHARMA, M.; CELLES DE, P. 1990. Nd-Sr isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean Orogeny. *Earth Planet.Sci.Let.*, 100:1-17.
- BAXTER, J.L. & WHITE, S. 1987. Fluids in shear zones. In: BAXTER, J.L.; HARRIS, L.; PETERS, S.; KEELE, eds. *Structural geology workshop manual*. Hermitage Holdings Pty. Ltd., 70p.
- BEUS, A.A. 1962. Wall rock alteration of hydrothermal-pneumatolytic deposits of rare elements. *Intern. Geol. Rev.* 4(10):1144-1153.
- BEUS, A.A. 1982. Metallogeny of precambrian rare-metal granitoids. *Rev. Bras. Geoc.* 12(1-3):410-413.
- BEUS, A.A.; & ZALASHKOVA, N.Ye. 1964. Post-magmatic high temperature metassomatic process in granitic rocks. *Intern.Geol.Rev.*, 6(4):668-681.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965a. Contribuição ao estudo da Formação Pariqueira-Açu (Estado de São Paulo). *Bol. Par. Geog.*, 16 e 17: 17-41.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965b. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. *Bol. Par. Geog.*, 16 e 17: 7-16.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965c. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Bol. Par. Geog.*, 16 e 17: 153-197.
- BIGARELLA, J.J. & FERREIRA, A.M.M. 1985. Amazonian geology and the Pleistocene and the Cenozoic Environments and paleoclimates. In: PRANCE, G.T. & LOVEJOY, T.E. eds. *Key Environments Amazonia*, ch.3, p. 49-71.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. & SILVA, J.X.da. 1965. Pediplanos e pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol.Par.Geog.* 16 e 17:117-151.
- BOISSONNAS, J. 1973. Les granites à structures concentriques

- et quelques autres granites tardifs de la Chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara Central, Algérie). Paris 662p. (These de Doctora Es-Science Naturales, Univ. Paris IV).
- BONIN, B. & BOWDEN, P. 1979. Les complexes annulaires acides du Nigeria et le magmatisme anorogênique africain. *Rev. Geol. Dynamique Geogr. Phys.*, 21 (5): 411-418.
- BONIN, B. & GIRET, A. 1985. Contrasting roles of rock-forming minerals in alkaline ring complexes. *J. Afr. Earth Sci.*, 3 (1/2): 41-49.
- BOTELHO, N.F. 1984. O granito Pedra Branca (Goiás) e as mineralizações de estanho associadas. Brasília 258p. (Dissert.Mestr., Universidade de Brasília).
- BOWDEN, P. 1982. Magmatic evolution and mineralization in the Nigerian Younger Granites Province. In: EVANS, A.M. ed. *Metallization Associated with Acid Magmatism*. Chichester, John Wiley & Sons, p. 51-61.
- BOWDEN, P.; KINNARDI, J.A.; ABAA, S.I.; IKE, E.C.; TURAKI, U.M. 1984. Geology and mineralization of the nigerian anorogenic ring complexes - with a geological map of the scale of 1:500.000. *Geol. Jb*, B56:1-68.
- BRIDWATER, D.; SUTTON, J.; WATTERSON, J. 1974. Crustal downfolding associated with igneous activity. *Tectonophysics*, 21:57-77.
- BRITO NEVES, B.B. de. 1991. Os dois "Brasis" geotectônicos. In: *SIMP.GEOL.NORDESTE*, Recife, 1991. *Anais...*, Recife, SBG, Bol.12, p.6-8.
- BRITO NEVES, B.B.de & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precamb.Res.*, 53:23-40.
- BURNAHM, C.W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: BARNES, H.L. ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, John Wiley & Sons, p.71-136.
- BURNHAM, C.W. & OHMOTO, H. 1980. Late-stage process of felsic magmatism. *Min.Geol., spec.is.*, 8:1-11.
- BURT, D.M. 1981. Acidity - salinity diagrams - applications to greisen and porphyry deposits. *Econ. Geol.*, 107: 832-843.
- CANN, J.R. 1970. Upward movement of granitic magma. *Geol.Mag.*, 107(4):335-340.
- CARVALHO, R.T. 1988. Depósitos de cassiterita de Santa Bárbara, Jacundá e Alto-Candeias, Rondônia. In: SCHOBENHAUS & COELHO, C.E.S. eds. *Principais depósitos minerais do Brasil*. MME-DNPM-Brasília, V.III, p.243-253.
- CERNY, P. 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. *Mac Short Course Handbook 8*: 1-39.
- CHAROY, B. 1979a. Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluids associés dans

- les granites: conséquences métallogéniques. Nancy, Science de la Terre, 364p. (Mem. 37).
- CHAROY, B. 1979b. Greisenization, mineralization et fluides associés à Cligga Head, Cornwall (Sud-west de l'Angleterre). *Bull. Minéral.*, 102:633-641.
- CHAROY, B. 1982. Tourmalinization in Cornwall, England. In EVANS, A.M. ed. *Mineralization associated with acid magmatism*. London, John Wiley. p.63-70.
- CHATTERJEE, A.K. & STRONG, D.F. 1984. Rare earth and other element variations in greisens and granites associated with East Kemptville deposit, Nova Scotia, Canadá. *Trans. Inst. Min. Metal.* (sect. B), 93:59-70.
- CHRISTIANSEN, E.H.; BURT, D.M.; SHERIDIAN, M.F.; WILSON, R.T. 1983. The petrogenesis of topaz rhyolites from the western United States. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83:16-30.
- COLLERSON, K.D. 1982. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81:16-147.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- COLLOT, B. 1981. Le granite albitique hyperalkalin de Bokan Mountain (S.E. Alaska) et ses mineralizations U-Th. Sa place dans la Cordillere Canadienne. Montpellier 238p. (Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc).
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3):78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONG. GEOL. CHILENO, 2, Arica, 1979. *Actas... Arica*, v.4, p.137-148.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ F^O, A.; CUNHA, F.M.B. da 1984. Estudo integrado do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras, Rio de Janeiro, CENPES. Relatório técnico, 484, 151 p.
- CORDEIRO, A.C.C.; ALVES, C.A.; FONSECA, L.R.; NASCIMENTO, J.A.S.; AZEVEDO, I.L.; SANTOS, F.F. 1984. Pesquisa geológica da jazida de wolframita da Pedra Preta, Rio Maria - PA. In: SYMP.AMAZ., 2, Manaus, 1984. *Anais... Manaus*, DNPM-MME. p.375-377.
- CROWELL, J.C. 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: DICKINSON, W.R., ed. *Tectonics and Sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, 22:190-204.
- CUFF, C.; TAYLOR, R.G.; POLLARD, P.J. 1983. Diffusion. A mechanism for element migration and enrichment with special

- reference to tin. In: SYMP.PERM.GEOL:QUEENSLAND (pre-print).
- DALL'AGNOL, R. 1980. Etudes sur des granites du types Rondonian en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Toulouse 348p. (These Troisieme Cycle, Univ. Paul Sabatier).
- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A.; GONÇALEZ, M.G.B. 1988. Suscetibilidade magnética em granitóides da Amazônia: um estudo preliminar. In: CONGR.BRAS.GEOL., 35, Belém, 1988. Anais..., Belém, SBG. v.3, p.1164-1173.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.G. (in press). Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: Geochronological petrological and geochemical aspects. Min.Petrol., Springer-Verlag, Wiene, Áustria.
- DAMASCENO, E.C. 1988. Geologia do Estanho. In: SHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S., coord. Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM-CVRD, Brasília, V.III, p.171-199.
- DAOUD, W.E.K. 1988. Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados. Brasília. 194 p. (Dissert.Mestr. Universidade de Brasília).
- DAOUD, W. E. K. & ANTONIETTO Jr., A. 1985. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais..., Belém, SBG. V.3, p.17-33.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. Nature, 291:193-196.
- DIDIER, J. 1982. The problem of enclaves in granitic rocks, a review of recent ideas on their origin. In: Geology of Granites and their Metallogenic relations. INT.SYMP., Nanjing, 1982. Proc... Nanjing, p.137-143.
- DINGWELL, D.B. 1988. The structure and properties of fluorine rich magmas: a review of experimental studies. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. Recent Advances in Geology of Granite-related Mineral Deposits. Can. Inst. Min. Metal., Special Vol. 39, p. 1-12.
- DINGWELL, D.B.; SCARFE, C.M.; CRONIN, D.J. 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: implications for fonolites, tracytes and rhyolites. Amer. Mineral., 70:80-87.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E. 1979. Plumbotectonics, The Phanerozoic. In: BARNES, H.L. ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, John Wiley & Sons, New York. p.22-70.
- DREHER, A.M.; ARAÚJO, J.F.V.; ABREU, A.S. 1976. Associação básico - anortosítica dos rios Curuquetê e Ciriquiqui - Município de Lábrea - Estado do Amazonas. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, Belo Horizonte, 1976. Anais... Belo Horizonte, SBG. v. 4, p. 149-168.
- EADINGTON, P.J. 1983. A fluid inclusion investigation of ore formation in a tin-mineralized granite, New England, New South Wales. Econ.Geol., 78:1204-1221.
- EADINGTON, P.J. 1988. The solubility of cassiterite in hydrothermal solutions in relation to some lithological and mineral associations of tin ores. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds., Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Can.Inst.Min.Metal., special volume 39, p.25-32.

- EADINGTON, P.J. & NASHAR, B. 1978. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England Batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67:433-438.
- EKLUND, O.; FRÖJDO, S.; LINDBERG, B. 1991. The link between anorthositic suites and rapakivi granites. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. *Symposium On Rapakivi Granites And Related Rocks*. *Geol.Surv.Finl. Opas-Guide* 34, p.14.
- EMSLIE, R.F. 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precamb.Res.*, 7:61-98.
- EMSLIE, R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite. - anorthosite and related associations. *Precamb.Res.*, 51:173-192.
- EMSLIE, R.F. & HUNT, P.A. 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Greenville Province. *J.Geol.*, 98:213-231.
- ESIPCHUK, K.Ye. 1991. Rapakivi granites of the Ukrainian Shield: phases and facies. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. *Geol.Surv.Finl. Opas-Guide* 34, p.16.
- EUGSTER, H.P. 1985. Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. *Mineral.Mag.*, 49:7-23.
- EUGSTER, H.P. & WILSON, G.A. 1985. Transport and deposition of ore forming elements in hydrothermal system associated with granites. In: *HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES. HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS*. *Proc... St. Austell, England. 1985*. London. IMM., p.87-98.
- FARIAS, R. 1991. Geocronologia e evolução crustal da parte sudoeste do Craton Amazônico. Relatório Final, IG/USP-FAPESP-SP, Processo Geologia, 89/3044-8, 61p.
- FOUILLAC, A.M. & ROSSI, P. 1991. Near-solidus ^{18}O depletion in a Ta-Nb-bearing albite granite: The Beauvoir Granite, France. *Econ. Geol.*, 86(8):1704-1720.
- FRANK, R.E. 1990. Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do complexo granítico de Santa Bárbara, Rondônia - Brasil. Rio de Janeiro, 259p. (Dissert.Mestr. Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- FORCE, E.R. 1991. Placer deposits. In: FORCE, E.R.; EIDEL, J.J. & MAYNARD, J.B. eds. *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*. *Rev.Econ.Geol.*, v.5, ch.9, p.131-140.
- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis. In: *ARCHITECTURE AND GENESIS OF FLOODING-SURFACE BOUNDED DEPOSITIONAL UNITS*. *AAPG Bull.*, 73(2):125-142.
- GANFU, S. 1987. On the polygenesis of greisen. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):640-642.
- GASTAL, M.C.P. 1987. Maciço Granítico Musa: Mapeamento, Petrologia e Petroquímica, Rio Maria, SE do Pará. Belém, 326p. (Dissert.Mestr. Universidade Federal do Pará).
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazonia Oriental. *Geochim.Brasiliensis*, 1:247-259.

- GIBBS, A. & BARRON, C.N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 6(2):7-14.
- GRAPPIN, C.; TREVIL, M.; YAMAN, S.; TOURAY, J.C. 1979. The spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solutions minéralisantes et roches sources. Exemple pris dans le district de la Marche Occidentale (France). *Mineral. Deposita*, 14:297-309.
- GOWER, C.F.; HEAMAN, L.M.; LOVERIDGE, W.D.; SCHÄRER, U.; TUCKER, R.D. 1989. Grenvillian granitoid plutonism in the eastern Grenville Province, Canada. *Geol.Surv.Finl., Special Paper 8*, p.60.
- GUOFEN, X. 1982. The mineralogy of wolframite from a tungsten deposit in Jiangxi Province. In: WEDWORTH, J.V. ed. *Tungsten Geology Jiangxi, China. Proc... China, 1981. Bandung, Indonesia, ESCAP/RMRDC*, p. 463-471.
- GURNIS, M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332:695-699.
- HAAPALA, I. 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. *Geol. Surv. Finl., Bull. 286*, 128 p.
- HAAPALA, I. 1986. Origin of albite in mineralized granites. In: JOINT MEETING OF WORKING GROUPS 2 & 4 IGCP PROJECT 220, Camberra. 1986. *Proceedings.. Camberra, Bureau Miner. Res. Record* p. 22-23.
- HAAPALA, I. 1988. Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland, In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. *Recent advances in geology of granite-related mineral deposits. Can.Inst.Min.Metal. Special Vol.*, 39:124-132.
- HAAPALA, I. 1991a. Metallogeny of the rapakivi granites, In: HAAPALA, I. & RÄMO, O.T. eds. *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Geol.Surv.Finl., Opas Guide 34*, p.19.
- HAAPALA, I. 1991b. IGCP - Project 315, Correlation of Rapakivi Granites and Related Rocks on a Global Scale. *Agenda and Appendix*, p. 1-6.
- HAAPALA, I. & RÄMO, O.T. 1990. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. In H.J. STEIN & J.L. HANNAH eds. *Ore-bearing granite systems; Petrogenesis and mineralizing processes. Geol.Soc.Am., Special Paper*, 246:275-286.
- HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. 1991. Origin and tectonic setting of the rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. In: I. HAAPALA & O.T. RÄMÖ eds. *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Geol.Surv.Finl., Opas-Guide 34*, p.21.
- HANNAH, J.L. & STEIN, H.J. 1990. Magmatic and hydrothermal processes in ore-bearing systems. In STEIN, H.J. & HANNAH, J.L. eds. *Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes. Geol.Soc.Am., Special Paper 246*, p.1-10.
- HARRIS, S.L. 1988. Structural controls of gold mineralization.

- In: BAXTER ET AL. eds. Structural geology workshop manual, p. 1-76. Hermitage Holdings Pty. Ltd. (unpublished).
- HARRIS, H.B.W. & MARRINER, G.F. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos*, 13(4):325-357.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes* 8:29-37.
- HASUI, Y.; HARALLY, N.J.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geodinâmico. In: SYMP.AMAZ., 2, Manaus, 1984. *Anais... Manaus, DNPM/MME*. p.129-147.
- HAWTHORNE, P.C. & CERNY, P. 1982. The mica group. In: CERNY, P. ed. *Granitic pegmatites in science and industry*. *Miner.Ass.Can. Short Course Handbook*, 8, p.63-98.
- HEINRICH, C.A. 1990. The chemistry of hydrothermal tin(-tungsten) ore deposition. *Econ.Geol.*, 85:457-481.
- HIGGINS, N.C. 1980. Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions. *Can.J.Earth Sci.*, 17:823-830.
- HILDRETH, W. 1977. A zoned pluton at the eruptive stage: the long Valley magma chamber (California) as evidence by eruptions of the Bishop tuff. In: NOZAWA, T. & YAMADA eds. *Plutonism in relations to volcanism and metamorphism*. Toyama, Japan, p.38-48.
- HILDRETH, W. 1979. The Bishop tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper 180:43-75.
- HILDRETH, W. 1981. Gradients in silicic magmas chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86(B11):10153-10192.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 1, Belém, 1982. *Anais... Belém, SBG*, v.1, p.100-110.
- HOFFMAN, P.F. 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geol.* 17:135-138.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 2, Belém, 1985. *Anais... Belém, SBG*, p. 284-320.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite - tin bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil. A review. *J.Geochem. Expl.*, 40: 227-249.
- HOSKING, K.F.G. 1979. Tin distribution patterns. In: YEAP, C.H. ed. *Intern. Symp. Geol. Tin Deposits*, Kuala Lumpur. 1978. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.* 11:1-70.
- HUTCHINSON, C.S. & CHAKRABORTHY, K.R. 1979. Tin: a mantle or crustal source. In: EAP, C.H. ed. *Intern.Symp.Geol.KTin Deposits*, Kuala Lumpur. 1978. *Geol.Soc.Malaysia. Bull.* 11:71-79.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralizations. *Econ.Geol.*, 75th Ann. p.458-484.
- ISOTTA, C.A.R.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.F.; BARROS, R.J.S. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia (Relatório Final). Convênio DNPM-CPRM. V.I, II e III.

- ISSLER, R.S.; FREIRE, F.A. & SANTOS, R.O.B. 1985. O plutonismo intra-placa do Cráton Amazônico no intervalo de tempo de 1.800 a 900 Ma. In: Simp.Geol.Amaz., 2, Belém. 1985. Anais., Belém, SBG, v.2, p.53-72.
- ISSLER, R.S. & LIMA, M.I.C. 1987. Amazonian Craton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:426-441.
- JACKSON, N.J. 1986. Petrogenesis and evolution of Arabian felsic plutonic rocks. *J.Afr.Earth Sc.*, 4:47-59.
- JACKSON, N.J. & HELGESON, H.C. 1985. Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition: I. Calculations of solubility of cassiterite at high pressure and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49:1-22.
- JACKSON, N.J.; HALLIDAY, A.N.; SHEPPARD, S.M.F.; MITCHEL, J.G. 1982. Hydrothermal activity in St. Just Mining District, Cornwall, England. In: EVANS, A.M. ed. *Metallization Associated with Acid Magmatism*. Chichester, John Wiley & Sons. p. 137-139.
- JACKSON, N.J.; RICHARDS, J.W.; MANNING, D.A.C.; SAMS, M. 1989. Evolution of the Cornubian ore field, southwest England: part II. Mineral deposits and ore forming processes. *Econ. Geol.*, 84 (5):1101-1133.
- JONES, J.P. 1985. The Southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geologic evolution. *Precamb.Res.*, 28:111-136.
- JONES, J.P.; YAMADA, E.H.; MARQUES, C.G.M.; YOKOI, O.Y.; YAMAMOTO, M.F. 1989. Some aspects of the geology of the newly discovered tin deposits of Brazil. *Mining Latin America, Inst. Min.Met.*, 43:165-182.
- JORGE JOÃO, X.S. & MARINHO, P.A.C. 1982. Granitóides sódicos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SIMP.GEOL.AMAZON., 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG. v.2, p.229-252.
- KAEDEI, M. 1991. Minas de estanho de Rio Branco, Rio Preto e Alto de Candeias, Rondônia. Relatório Interno, Grupo Best, SP. 14p.
- KLEIN, G.V. 1991. Basin sedimentology and stratigraphy. The basin fill. In: FORCE, E.R.; EIDEL, J.J.; MAYNARD, J.B. eds. *Sedimentary and diagenetic mineral deposits: a basin analysis approach to exploration*. *Rev.Econ.Geol.* v.5, Chp.6, p.51-89.
- KINNAIRD, J.A. 1985. Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. In: KOGBE, C.A.; BLACK, R.; BOWDEN, P. eds. *Alkaline Ring Complexes in Africa*. *J. Afr. Earth Sci.*, 3(1-2):185-222.
- KINNAIRD, J.A.; BATCHELOR, R.A.; WHITLEY, J.E.; MacKENZIE, A.B. 1985. Geochemistry, mineralization and hydrothermal alteration of the Nigerian high heat producing granites. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. *Proc... St. Austell, England. 1985. London. IMM.*, p. 169-195.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1966. Granites and rhyolites of S. Lourenço: a volcano-plutonic complex in Southern Amazonia. *Eng. Min. Met.*, 44 (262):169-1971.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1967a. A tin province of the Nigerian type in southern Amazonia. In: *TECHN.*

- CONF., INTERN. TIN COUNCIL, LONDON, Proc... v.2, p. 381-400.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1967b. Ring structures in the Oriente and Massangana granite complexes, Rondônia, Brazil. Eng. Min. Met. 45(266): 73-77.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1970. A two fold analogy between the Nigerian and Amazonian tin provinces. In: TECHN. CONF. TIN, 2, BANGKOK, 1969. London. Intern. Tin Counc. Thailand, Dep. Miner. Resour., v.1, 193-221.
- KORPERSHOECK, H.R.; MOTA, E.R.; KAJISHIMA, T.; SILVA, J.S.S. da. 1980. Nota preliminar sobre a jazida estanífera do Morro Potosi (Jacundá-Rondônia-Brasil). In: CONGR. BRAS. GEOL, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v.3, p. 1574-1588.
- KOVALENKO, V.I. 1973. Distribution of fluorine in a topaz-bearing quartz queratofyre (ongonite) and solubility of fluorine in granitic melts. Geochim. Intern., 10:41-49.
- KOVALENKO, V.I. 1978. The genesis of rare metal granitoids and related ore deposits. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. Metallization Associated with Acid Magmatism. Prague, Geol. Surv., p. 235-247.
- KOVALENKO, V.I. & KOVALENKO, N.I. 1984. Problems of the origin, ore bearing and evolution of rare-metal granitoids. Phys. Earth Planet. Intern., 35:51-62.
- KROONENBERG, S.B. 1982. A Grenvillian Granulite Belt in the Colombian Andes and its Relation to the Guiana Shield. Geol. en Mijnb., 61:325-333.
- KÜSTER, D. & ULRICH, H. 1991. Late Proterozoic/Early Paleozoic rapakivi granitoids in NE-Africa - evidence for Pan-African crustal consolidation. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Geol.Surv.Finl., Opas Guide 34, p.31.
- KWARK, T.A.P. 1987. W-Sn skarn deposits. New York, Elsevier, 451p.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1991. Age and distribution of the Proterozoic anorogenic granites of the Amazonian Central Province, Brazil. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. Symposium on Rapakivi Granited and Related Rocks. Helsinki, Abstr. Vol., p.32.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volc.Geoth.Res., 14:169-186.
- LEAL, J.W.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A.C. 1978. Geologia. Projeto RadamBrasil, Folha SC.20 Porto Velho. Levantamento de Recursos Minerais. 16:1-161.
- LE BEL, L. 1984. Are REE signatures a suitable tool for Sn-W and associated metals granite prospection?. In: DEPOSITS ASSOCIATED WITH GRANITES AND THEIR COUNTRY ROCKS. Nizza di Sicília, 1984. Extend Abstr. (pre-print).
- LEITE, Jr., W.B. 1983. Geologia e potencial mineral do Maciço Oriente Novo, Rondônia. Relatório preliminar. Mineração Oriente Novo S.A. 37p.
- LEITE, Jr., W.B. 1992. Geologia do maciço Oriente Novo (Rondônia) e as mineralizações estano-tungsteníferas associadas. São Paulo 248p. (Dissert.Mestr., Inst.Geoc. USP).
- LEITE, Jr., W.B. & PERIN, L.C. 1983. Notas preliminares sobre a geologia e mineralizações de ouro na

- Área I (Bacia do Igarapé Roxo e áreas adjacentes). Relatório Interno. Mineração Oriente Novo S/A. 8p.
- LECOMTE, P. 1988. Stone-line profiles: Importance in geochemical exploration. *J.Geochim.Expl.*, 30:35-61.
- LECOMTE, P. 1989. Stone-Line profiles - Importance in geochemical exploration. Discussion. *J.Geochim. Expl.*, 34:217-220.
- LIMA, M.I.C. 1984. Províncias geológicas do Craton Amazônico em território brasileiro. In: SYMP.AMAZ., 2, Manaus. 1984. Anais.. Manaus, DNPM-MME, p. 9-23.
- LINDBERG, B. & EKLUND, O. 1992. Mixing between basaltic and granitic magmas in a rapakivi related quartz-feldspar porphyry, Aland, SW Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 114(1):103-112.
- LINDBERG, B. & EKLUND, O., SUOMINEN, V. 1991. Fennoscandian Meeting and Excursion on Precambrian Dyke Swarms. In: LAITAKARI, I. ed. IGCP-257. Techn.Rep., 4:18-30.
- LITHERLAND, M. (Co-ordinator) 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. Overseas Mem., Br.Geol.Surv., v.9, 153p.
- LITHERLAND, M.; ANNELS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINK, B.A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precamb.Res.*, 43:157-174.
- LITVINOVSKIY, B.A.; KAPERKAYA, Y.N.; ZANVILEVICH, A.N. 1985. Rare-element geochemistry in the rocks of the Mongolia-Transbaykalia alkali granite province. *Geochim. Intern.*, 22:94-112.
- LOBATO, F.P.N.S.; APPEL, L.E.; GODOY, M.C.F.T.; RITTER, J.E. 1967. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. (Relatório Final). Bol. Div. Fom. Prod. Min. DNPM, RJ. v.125, 209 p.
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 69(4):759-773.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991a. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. p.49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991b. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone. In: SIMP.GEOL.AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. p.59-69.
- MACAMBIRA, M.J.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.K.; COSTI, H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites, from Pitinga, Northwestern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:562-570.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; JORGE-JOÃO, X.S. (No prelo). Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central brasileira: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of

- Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb.Res* 49:329-354.
- MACLEOD, W.N.; TURNER, D.C.; WRIGHT, E.P. 1971. The geology of the Jos Plateau. Vol. 1: general geology. *Geol. Surv. Nigeria Bull.* 32, 110 p.
- MAGALHÃES, M.S. 1991. Minerais opacos e susceptibilidade magnética de granitóides da Amazônia Federal do Pará. Belém. 274 p. (Dissert.Mestr., Universidade Federal do Pará).
- MANNING, D.A.C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76:206-215.
- MANNING, D.A.C. 1982. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: EVANS, A.M., ed. *Metallization Associated with Acid Magmatism*. New York, John Wiley & Sons, p. 191-203.
- MANNING, D.A.C. & EXLEY, C.S. 1984. The origins of the late-stage rocks in the St. Austell granite a re-interpretation. *J. Geol.Soc. Lond.*, 141:581-591.
- MANNING, D.A.C. & PICHAVANT, M. 1988. Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. *Recent Advances in the Geology of Granite-related Mineral Deposits*. Can. Inst. Min. Metal., Special Vol. 39, p.80-85.
- MARTIN, R.F. & BONIN, B. 1976. Water and magma genesis: the association hipersolvus granite - subsolvus granite. *Can. Mineral.* 14:228-237.
- MARTIN, R.F. & BOWDEN, P. 1981. Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai monorogenic ring-complex, Nigeria: mineralogical evidence. *Can. Min.* 19:65-82.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N.A.; FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. 1986. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Bol. IG-USP, Publ.Esp.* 4, p.1-161.
- MAZZUCHELLI, R.H. 1989. Stone-line profiles - Importance in geochemical exploration. A Discussion. *J.Geoch. Expl.*, 34:217-220.
- MEGGEN, L. 1982. Some characteristics of vein-type tungsten ore deposits in southern China and their metallogenetic pattern. In: HEPWORTH, J.V. ed. *Tungsten Geology Jiangxi China*. Proc... China, 1981. Bandung, Indonésia, ESCAP/RMRDC, p.327-338.
- MEHNERT, K.R. & BUSCH, W. 1981. The Ba content of K-feldspar megacryst in granites: a criterion for formation. *N. Jb. Miner. Abh.*, 140(3): 221-252.
- MEIS, M.R.M. de 1968. Considerações geomorfológicas sobre o Médio Amazonas. *Rev.Bras.Geog.*, 30(2):3-20.
- MEIS, M.R.M. de 1971. Upper quaternary processes of the middle Amazon area. *Geol. Soc. Am. Bull.* (82):1073-1078.

- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIAL, A.D. ed. *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, p. 597-604.
- MIALL, A.D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 2 ed., Springer - Verlag, Secaucus, New Jersey. 668p.
- Minérios Extração & Processamento. 1985. Opinião. Octávio Lacombe, vingou o espírito desbravador do empreiteiro. *Minérios Extração & Processamento*, 97:22-29.
- MONTALVÃO, R.M.G. & BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução geotectônica do Cráton Amazônico durante o Arqueano e Proterozóico. In: *SIMP.GEOL.AMAZ.*, 2, Belém, 1985. *Anais...* Belém, SBG. v.1:282-297.
- MONTALVÃO, R.M.G., BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, G.H.; PIMENTA, O.N.S. 1979. Granitos pós-cinemáticos das folhas SB-20 - Purus, SC-20 - Porto Velho e SC.21 - Jurueña (Plataforma Amazônica). *SBG, Núcleo Centro-Oeste, Bol.Int.*, 9:73-171.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, sul do Pará (distrito Carajás - Cumaru). In: *CONGR.BRAS.GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2757-2766.
- MORALEV, V.M. & GLUKHOVSKY, M.Z. 1991. Tectonic setting of the rapakivi-type granites of the Aldan Shield, Sibéria. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T., eds. *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. *Geol.Surv.Finl., Opas-Guide* 34, p.34.
- NARDI, L.V.S. 1989. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. eds. *Geoquímica dos elementos de terras raras no Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/SBG. p.71-81.
- NEWBERRY, R.J. & SWANSON, S.E. 1986. Scheelite skarn granitoids. An evaluation of the roles of magmatic source and process. *Ore Geol.Rev.*, 1:57-81.
- NEYMARK, L.A.; AMELIN, J.V.; LARIN, A.M.; YAKOVLEVA, S.Z. 1991. Geochronology and isotope geochemistry of the 1.54-1.57 Ga old Salmi anorthosite-rapakivi granite batholith (North Ladoga Region, Soviet Karelia): In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. *Geol.Surv.Finl. Opas Guide* 34, p.36.
- NURMI, P.A. & HAAPALA, I. 1986. The Proterozoic granitoids of Finland: Granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 58:203-233.
- ORVILLE, P.M. 1963 Alkali ion exchange between vapor and feldspars phases. *Am. J. Sci.*, 261:201-237.
- PARSONS, I. 1978. Feldspars and fluids in cooling plutons. *Min. Mag.*, 42: 1-17.

- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J.Petrol.*, 25(4):956-983.
- PINHO, O.G. 1987. Geologia e mineralizações de estanho do Maciço Caritianas - Rondônia. (Rascunho Dissert.Mestr., Inst.Geoc. USP, inédito).
- PLANT, J.A.; SIMPSON, P.R.; GREEN, P.M.; WATSON, J.V.; FOWLER, M.S. 1983. Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in northern Scotland. *Trans.Inst.Min.;etall.*, 892:833-42.
- PLIMER, I.R. 1983. The geology of tin and tungsten deposits. Advanced course in the Inst.Mineral.Petrol.Min. Univ. Leoben, Austria. Course Handbook. 212 p.
- PLIMER, I.R. & KLEEMAN, J.D. 1985. Mineralization associated with the Mole Granites, Australia. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proc... St.Austell, England, 1985. London, IMM., p.22-25.
- POLLARD, P.J. 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Inst. Min. Metal.*, (Sect. B) 92:1-9.
- POLLARD, P.J. 1989a. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: MOLLER, P.; CERNY, P.; SAUPÉ, F. eds. Lanthanides, tantalum and niobium. Berlin, Springer-Verlag, p.145-168.
- POLLARD, P.J. 1989b. Geologic characteristics and genetic problems associated with the development of granite-hosted deposits of tantalum and niobium. In: MOLLER, P., CERNY, P., SAUPÉ, F. eds. Lanthanides, Tantalum and Niobium. Berlin, Springer-Verlag, p. 240-256.
- POLLARD, P.J.; MILBURA, D.; TAYLOR, R.G.; CUFF, C. 1983. Examinations of textural features of a series of granites of the Herberton - Mt. Garnet tinfield, Queensland, Australia. In: PERMIAN CONFERENCE, GEOL. SOC. AUSTRALIA, Brisbane, p. 174-183.
- PRIEM, H.N.A.; BON, E.H.; VERDURMEN, E.A.T.H.; BETTENCOURT, J.S. 1989a. Rb/Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. *J. South. Am. Earth Sci.*, 2:163-170.
- PRIEM, H.N.A.; KROONENBERG, S.B.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H. 1989b. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzòn-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precamb.Res.* (in press).
- RAIMBAULT, L. 1988. The recording of fluid phases through REE content in hydrothermal minerals. A case study: Apatites from the Meymac Tungsten District (French Massif Central). In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. eds. Mineral Deposits within the European Community. Berlin, Springer-Verlag, p. 151-159.
- RAMBERG, H. 1962. Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar. *Neues Jah.F.Min.*, 98:14-34.
- RÄMÖ, O.T. 1989. Bimodal silicic-basic magmatism associated with rapakivi granites: petrography

- and petrology of composite diabase-quartz porphyry dykes and K-feldspar diabbases in the Suomenniemi Complex, southeastern Finland. *Geol.Surv.Finl., Special paper 8*, p.105.
- RÄMÖ, O.T. 1991a. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. *Geol.Surv.Finl., Bull. 355*, 161 p.
- RÄMÖ, O.T. 1991b. Low-pressure magma evolution of Finnish 1.64 Ga diabase dykes: quantitative modeling of the Suomenniemi Swarm. In: LAITAKARI, I. ed. *Fennoscandian Meeting and Excursion on Precambrian Dyke Swarms. IGCP-257. Techn.Rep. 4*, p. 39.
- RÄMÖ, O.T. & SIIVOLA, J. 1991. Diabase dykes and examples of silicic-basic magma interaction in the Suomenniemi rapakivi granite complex, southeastern Finland. In: LAITAKARI, I. ed. *IGCP-257. Techn.Rep. 4:5-12*.
- RÄMÖ, O.T.; VAASJOKI, M.; HUUMA, H. 1989. Sm-Nd and Pb-Pb isotopic constraints on the origin of the rapakivi granites and associated tholeiitic dyke rocks in southern Finland. In: HAAPALA, I. & KAHKÖNEN, Y. eds. *Symposium Precambrian Granitoids, Geol.Surv.Finl., Special Paper, 8*. p. 107.
- RAMSAY, C.R. 1986. Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian shield and their precursors. *J.Afr.Earth Sc.*, 4:153-168.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. v.2*, Academic Press Ltd., London. 700p.
- RICE, A. 1981. Convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, cumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. *J. Geophys. Res.*, 96:405-417.
- RIOS, F.J. 1991. O Granito Central da Serra dos Carajás: fácies petrográficas e alteração hidrotermal do setor norte. Belém, 149p. (Dissert.Mestr. Universidade Federal do Pará).
- RIQUIER, J. 1969. Contribution à l'étude des "stones lines" em régions tropicales et équatoriales. *Cah. Orstom S.Pédol.*, VII, 1:71 - 110.
- RODGERS, D.A. 1984. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon and strike slip faults. In: SYLVESTER, A.G. ed. *Wrench Fault Tectonics. AAPG Reprint Series nº 28*. 373p.
- ROMANINI, S. 1982. Geologia e Geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho. Salvador, 85p. (Dissert. Mestr. Universidade Federal da Bahia).
- ROUTHIER, P. 1980. Où sont les métaux pour l'avenir. Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. Orleans, BRGM. 410p. (Mémoire, 105).
- SANTOS, J.E.S. 1988. Estanho. In: MME-DNPM. eds. *Balanço Mineral Brasileiro. Brasília, MME-DNPM, 1*. p.109-115.
- SANTOS, J.F. 1987. Tipologia e gênese do depósito de tungstênio de Pedra Preta (PA). São Paulo, 93 p. (Dissert.Mestr. Universidade de São Paulo).
- SANTOS, R.O.B. dos, PITTHAN, J.H.L.; BARBOSA, E.S.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G.;

- CAMPOS, D.A. 1979. Geologia. Projeto Radambrasil, Folha SD.20. Guaporé-Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, 19:21-123.
- SANTOS, R.O.B. dos, PITTHAN, J.H.L.; BARBOSA, E.S.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS, D.A. 1979. Geologia. Projeto Radambrasil, Folha SD.20. Guaporé-Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, 19:21-123.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1981. Geological map of Brazil. Scale 1:2.500.000. DNPM-MME, Brazil.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coord.) 1984. Geologia do Brasil, escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM-DGM. 501p.
- SCHUIUNG, R.D. 1967. Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. *Econ.Geol.*, 62:540-550.
- SENGÖR, A.M.C. 1990. Plate tectonics and Orogenic Research after 25 Years: A Tethyan Perspective. *Earth Sci.Rev.*, 27:1-201.
- SEREBRYAKOV, V.A. 1961. Autometamorphic alteration of granitoids and association of tin mineralization with the zone of sodium-potassium metasomatism. *Int. Geol. Rev.*, 3:100-113.
- SHCHERBA, G.N. 1970. Greisens. *Intern. Geol. Rev.*, 12(2-3):114-150 (Part 1) and 239-255 (Part 2).
- SHEPHERD, T.J.; MILLER, M.F.; SCRIVENER, R.C.; DARBYSHIRE, D.P.F. 1985. Hydrothermal fluid evolution in relation to mineralization in southwest England with special reference to the Dartmoor-Bodmin area. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proc... St. Austell, England, 1985. London, IMM. p. 345-364.
- SHEPHERD, T.J. & MILLER, M.F. 1988. Fluid inclusions volatiles as a guide to tungsten deposits, southwest England: application to other Sn-W provinces in western Europe. In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. eds. Mineral deposits within the European Community. Berlin, Springer-Verlag, p.29-52.
- SHIHUA, S. 1982. The subdivision of lithium micas and their significance in the study of granitoids. In: INTERN. SYMP. GEOL. OF GRANITES AND THEIR METALLOGENETIC RELATIONS, Nanjing, 1983. Proc... Nanjing p.379-393.
- SIBSON, R.H. 1986. Earthquakes and Lineament Infrastructure: *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 317:63-79
- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PIMENTA, O.N.S.; TASSINARI, C.C.G.; FERNANDES, C.A.C. 1980. Geologia. Projeto Radambrasil, Folha Sc.21. Juruena. Levantamento de Recursos Naturais. 20:21-116.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America: *Geol.Soc.Am.* 74:93-114.
- SMIRNOV, V.I. 1982. Geologia de yacimientos minerales. Moscú, Min., 645p.

- SMITH, J.V. 1974. Feldspar minerals, crystal structure and physical properties. Berlin, Springer-Verlag. v.I., 627p.
- SOUZA, A.M.M.; FARIA, C.A.S.; LANDIM, J.P.P.; LEAL, J.W.L. 1979. Reconhecimento geológico no limite Pará-Mato Grosso, Projeto São Manuel. Brasília. DNPM-MME. Geologia Básica nº 6.
- SOUZA, E.C.; ROMANINI, S.J.; ADAMY, A.; SOEIRO, R.S. 1975. Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final. DNPM/CPRM, Porto Velho, v.1 (Relatório do Arquivo Técnico do DGM, 2548).
- STEMPROK, M. 1977. The source of tin, tungsten and molybdenum of primary ore deposits. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. Metallization associated with acid magmatism. Praha, Geol. Surv. 2:127-166.
- STEMPROK, M. 1979. Mineralized granites and their origin. Episodes, 3:20-24.
- STEMPROK, M. 1987. Greisenization (a review). Geol. Rund., 76(1):169-175.
- STONE, M. 1984. Textural evolution of lithium mica granites in the Cornubian batholith. Proc.Geol.Ass., 95:28-41.
- STONE, M. & EXLEY, C.S. 1985. High heat production granites of south west England and their associated mineralization: a review. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proc... St. Austell, England, 1985. London, IMM., p.571-593.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci.Rev., 12:1-33.
- STRONG, D.F. & CHATTERJEE, A.K. 1985. A review of some chemical and mineralogical characteristics of granitoid rocks hosting Sn, W, U, Mo deposits in Newfoundland and Nova Scotia. In: HIGH HEAT PRODUCTION (HHP) GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS. Proc... St. Austell, England. 1985. London, IMM., p. 489-516.
- SUTHERLAND, D.G. 1985. Geomorphological controls on the distribution of placers deposits. J. Geol. Soc. London, 142:727-737.
- TASSINARI, C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica. São Paulo, 99p. (Dissert.Mestr. Inst.Geoc. USP).
- TASSINARI, C.C.G. & TEIXEIRA, W. 1977. Geocronologia da Folha SB-20 Purus. MME-DNPM-PROJETO RADAMBRASIL (Relatório interno), 20p.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro. 1984. Anais.. Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2963-2977.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; MONTALVÃO, R.M.G. de. 1985. A idade das rochas e dos eventos tectônicos no Cráton Amazônico e áreas adjacentes no Brasil (Amazônia Legal

- Brasileira). Projeto Radam-Brasil. Relatório Inédito.
- TAYLOR, R. 1979. Geology of tin deposits. Amsterdam, Elsevier. 543 p.
- TAYLOR, R.G. & POLLARD, P.J. 1988. Pervasive hydrothermal alteration in tin-bearing granites and implications for the evolution of one-bearing magmatic fluids. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. eds. Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Can.Inst.Min.Metal. Spec.vol. 39, p.86-95.
- TAYLOR, R.P.; STRONG, D.F.; FRYER, B.J. 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 77:267-271.
- TAYLOR, R.G.; POLLARD, P.J.; TATE, N.M. 1985. Resource evaluation of primary tin potential of eastern Peninsular Malaysia - a district analysis. ESCAP/SEATRADE Project. SEATRADE Center, Ipoh, Malaysia, 118p.
- TEIXEIRA, W. 1978. Significação tectônica do magmatismo anorogênico Precambriano básico e alcalino na região amazônica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG, v.1, p.491-505.
- TEIXEIRA, W. 1990. The proterozoic mafic dyke swarms and alkaline intrusions in the Amazonian Craton, South America, and their tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and Ar-Ar geochronology. In: PARKER, A.J.; RICKWOOD, P.C.; TUCKER, D.H. eds. Mafic dykes and emplacement mechanisms. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, p.285-293.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: Symp. Amaz., 2, Manaus. 1984. Anais.. Manaus. DNPM-MME, p. 87-102.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. Precamb.Res., 42:213-227.
- TISCHENDORF, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. Metalization associated with acid magmatism. Geol.Surv.Prague, p.41-96.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_6$ - $\text{K Al Si}_3\text{O}_6$ - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Amer., (Mem. 74) 153 p.
- ULBRICH, H.; JANASI, V.; VLACH, S.R.F. 1991. Contrasted granitoid occurrences with rapakivi affinities in basement areas of the states of São Paulo and Minas Gerais, southeastern Brazil. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Geol.Surv.Finl., Opas Guide 34, p.54.
- VAASJÖKI, M.; RÄMÖ, O.T.; SAKKO, M. 1991. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-dyke association of southeastern Finland. In: HAAPALA, J. & CONDIE, K.C. eds. Precambrian granitoids - petrogenesis, geochemistry and metallogeny. Precamb.Res. 51:227-243.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.Jr.; THOMPSON, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part IV: Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C.E. ed. Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG, Bull. Memoir, 26:83-98.

- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.Jr.; THOMPSON, S.III. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part III: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. ed. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG, Bull. Memoir, 26:63-82.
- VAN SCHMUS, W.R.; BICKFORD, M.E.; ZIETZ, I. 1987. Early and Middle Proterozoic provinces in the Central United States. In: KRÖNER, A ed. Proterozoic Lithospheric Evolution. Am. Geoph. Union., Geodin.Ser. 17:43-68.
- VARLAMOFF, N. 1978. Classification and spacial-temporal distribution of tin and mineral deposits. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. eds. Metallization Associated with Acid Magmatism. Prague, Geol. Surv., p. 139-156.
- VEGA, A.T.C. 1988. As minas de estanho de Igarapé Preto-Amazonas, Massangana-Rondônia e São Francisco-Mato Grosso, Província Estanífera de Rondônia. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. eds. Principais Depósitos Minerais do Brasil. DNPM-CVRD, Brasília, V.III, cp.XXI, p.255-260.
- VENTURA, L.M.; D'AVILA, L.M.; BARBOSA, G.V. 1975. Geomorfologia. Projeto Radambrasil. Fôlha SB 21. Tapajós, Levantamento de Recursos Naturais 7:119-149.
- VERSCHVRE, R.H. & BON, E.H. 1972. Geology and geochronology of tin bearing volcanic-plutonic complexes in Rondônia (western Brasil): reflections on the genesis of this type of magmatism. Reports on investigation 1970/72. Amsterdam, Z.W.O. Labor. voo Isotopen-Geologie, p. 177-198.
- VETRIN, V.; KAMENSKY, I.; TOLSTIKHIN, I. 1991. Noble gas isotopes in the rapakivi-like granites, and charnockites of the Baltic Shield: traces of mantle fluids in granitic rocks. In: HAAPALA, I & RÄMÖ, O.T. eds. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Geol.Surv.Finl., Opas - Guide 34, p. 57.
- VIGNOL, L.M. 1987. Études géochimiques des granulites du Bresil et de la zone d'Ivire: Les elements (K, Rb, Sr, Nd) et les isotopes radiogeniques (Sr et Nd). Diplôme d'Etuds Approfondies de Géochimie, Université Paris VII, Laboratoire de Géochimie-Cosmochimie, Institut de Physique de Globe de Paris, p.1-23.
- VLACH, S.R.F. 1985. Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo Morungaba, SP. São Paulo, 252p. (Dissert.Mestr. Universidade de São Paulo).
- VORMA, A. 1976. On the petrochemistry of rapakivi granites with special references to the Laitila Massif, southwestern Finland. Geol. Surv. Bull. 285, 98 p.
- WAGHORN, J.G. 1974. The geology of Rondônia, Western Brazil, with special reference to the tin-bearing granite complexes and placer deposits. London 293p. (PhD Thesis, Faculty of Science of

the Univ. of London).

- WEIDNER, J.R. & MARTIN, R.F. 1987. Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51:1591-1597.
- WERNICK, E. 1983. Enclaves e seu significado geológico. *Geociências*, 2:87-96.
- WERNICK, E.; GODOY, A.M.; GALEMBECK, T.M.B. 1991. The São Francisco, Sorocaba and Itapiranga Rapakivi Complexes (Late Precambrian, State of São Paulo, Brazil): Geological, petrographic and chemical aspects. In: HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. eds. *Rapakivi Granites and Related Rocks*, Geol.Surv.Finl., Opas Guide 34, p.61.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. 1987. A type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib.Mineral.Petrol.* 95:407-419.
- WITT, W.K. 1988. Evolution of high-temperature hydrothermal fluids associated with greisenization and feldspathization of a tin-mineralized granite, northeast Queensland. *Econ. Geol.*, 83(2):310-334.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. 1961. Experimental investigation of system containing two volatile components. II: The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. J. Sci.*, 262:930-939.
- WYLLIE, P.J. & TUTTLE, O.F. 1964. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components III: The effects of SO_3 , P_2O_5 , HF and LiO_2 in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. J. Sci.*, 262:930-939.
- YIDOU, L. & YIQUM, L. 1982. The iron-manganese contents and the formation conditions of wolframita. In: HEPWORTH, J.V. ed. *Tungsten geology Jiangxi, China*. Proc... China, 1981. Bandung, Indonésia, ESCAP/RMRDC, p.301-311.
- YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; JONES, J.P.; FIGUEIROA, L.A. 1987. Potosi - A primary tin deposits in Rondônia. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:557-561.
- ZIEGLER, P.A. 1987a. Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland-an introduction. *Tectonophysics*, 137:1-5.
- ZIEGLER, P.A. 1987b. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137:389-420.

ANEXO 1

"Abstract" e conclusões dos trabalhos em discussão:

**Docs. 217, 220, 224, 218, 222, 225, 221, 198, 201, 228, 230, 199, 223 e 219,
dispostos segundo ordem de discussão**

MINISTRY OF PRIMARY INDUSTRIES &
GOVERNMENT OF MALAYSIA

Fifth

A1

World Conference

on Tin

DOC. 217

INTERNATIONAL TIN COUNCIL

KUALA LUMPUR

19-23 OCTOBER 1981

Paper 3 (ii)

Brazilian tin deposits and potential

**J. S. Bettencourt, E. C. Damasceno,
W. S. Fontanelli, J. R. M. Franco
and N. M. Pereira**

ABSTRACT

BRAZILIAN TIN DEPOSITS AND POTENTIAL

J. S. Bettencourt, Geologist, E. C. Damasceno, Geologist, W. C. Fontanelli, Exploration Manager, Empresas Brumadinho, J. R. M. Franco, Engineering Geologist, National Department of Mineral Production, Ministry of Mines and Energy, and N. M. Pereira, Mining Engineer, Empresas Brumadinho, Brazil.

The paper presents an up-to-date review of Brazilian tin deposits and a rough evaluation of reserves and resources. Some figures on the production of tin-in-concentrates and tin metal, exports and supply are also briefly analysed.

The exploration programmes which are presently being carried out in the main tin-bearing regions of the Amazonian Craton and central eastern Goiás indicate tin resources of some 945,000 tonnes of tin content. Detailed surveys conducted in mineralised zones indicate ore reserves around 245,000 tonnes of tin. A brief description of these is given, followed by a regional metallogenic evaluation and some observations on the main deposits and mines.

Over the past five years, Brazil's tin-in-concentrates production has been rising at a rate of 6% per annum, and is expected to be around 13,000 tonnes by 1985. This production, the projected new mines, the condition of the domestic market and the smelting facilities available all combine to indicate that Brazil should be an important tin producer, consumer and a net exporting country in the coming years.

Concluding remarks

Two-thirds of Brazilian territory is formed by Precambrian crystalline rocks. Granites and granitoids are common rocks of the Precambrian terrain, and many of them are enriched with tin and rare minerals. The Amazonian Craton and central eastern Goiás are considered as the most favourable geological regions for tin-bearing deposits. However, there are many other places where tin occurrences and prospects are known.

It is observed that tin is associated with many typologies, such as alluvium, eluvium, greisen, pegmatites, aplites and primary veins in granites and greisenised granites. The possibility of the occurrence of "tin disseminate" deposits is not excluded. In the Amazonia and Goiás regions exploration programmes and a number of new mines are planned over the next years. Reserves are about 245,000 tonnes of tin, and resources are estimated at around 945,000 tonnes of tin. These figures are for deposits distributed mainly in Goiás and Rondônia.

Tin-in-concentrates production is supplied by 19 operating mines and individual producers in Rondônia, Goiás and other States. Over the next few years, eight new mines are planned. 1980 tin-in-concentrates production was about 6,700 tonnes, and is expected to rise to 13,000 tonnes in 1985.

Economic analyses suggest that over the next few years Brazil will become an important country in terms of the tin industry, as indicated by the ore reserves and potential resources, the production level of tin-in-concentrates and tin metal, smelting facilities, exports and the domestic market.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
DNPM

A3
DOC. 220

II SYMPOSIUM AMAZONICO

ANAIS

MANAUS, AM — BRASIL — 08 a 12 de ABRIL de 1984

**ESTRATIGRAFIA PRELIMINAR E AMBIENTES DE
DEPOSIÇÃO DOS DEPÓSITOS ESTANÍFEROS
SECUNDÁRIOS NOS DISTRITOS DE
CACHOEIRINHA, MONTE NEGRO E ORIENTE
NOVO, ESTADO DE RONDÔNIA.**

**Payolla, B. L.
Muzzolon,
De Pinho, O. G.
Bettencourt, J. S.**

**GRUPO DE PESQUISA DA MINERAÇÃO
ORIENTE NOVO S.A.**

ABSTRACT

Two tin bearing quaternary sedimentary depositional sequences were identified and described at the Cachoeirinha, Monte Negro and Oriente Novo mining districts — Rondônia, mainly based on two internal erosive unconformities developed during humid climatic conditions (interglacial stages). The Sequence I is tentatively correlated to Meadlie Pleistocene age and related to the Illinoian glaciation while Sequence II of Upper Pleistocene — Holocene age is related to the Wisconsinian glaciation.

The sedimentation of this two unities was performed under semi-arid climatic conditions through extensive mass movement. This transport allowed enrichment of cassiterite to form slope fan placers and conglomerates. Sequence I was followed by a major phase of lateritisation and braided stream entrenchment of the previous pediments with development of residual — elutritonal and alluvial placers correlated to the interglacial Sangamon stage. The flandrian transgression (Holocene) was followed by a deep meander incision with further placer reworking and redeposition forming poor tin grade placers of little economic importance.

For future exploration purposes the sedimentary depositional sequences as well as the most suitable facies models and associated tin placers are also presented and extensively discussed.

CONCLUSÕES

O Quaternário da área em estudo foi dividido em duas seqüências sedimentares deposicionais, caracterizadas em função da identificação de dois níveis erosivos de extensão regional. A Seqüência Depositional I, referível tentativamente ao Pleistoceno Médio, se depositou sobre as calhas dos paleovales, esculpidas numa paleosuperfície do Pleistoceno Médio-Superior. A Seqüência II se situa no Pleistoceno Superior e Holoceno porquanto a sua deposição tenha sido controlada por uma superfície pleistocênica média-superior e pelas calhas dos vales recentes, nesta entalhadas.

A4
DOC. 220

Os sedimentos destas seqüências se formaram em condições paleoclimáticas semi-áridas e, através das características estruturais e texturais dos sedimentos, revela-se a dominância de movimentos de massa durante os processos deposicionais. Observa-se que estes processos foram semelhantes, embora em intensidades diferentes, o que demonstra a natureza cíclica dos mesmos.

Os conglomerados de base vinculados as duas seqüências exibem características estruturais e texturais que indicam deposição sob condições climáticas severas, atestando a presença de climas semi-áridos associados a estádios glaciais nas altas latitudes.

Os paleoregolitos e níveis de couraça ferruginosa, bem como os produtos de retrabalhamento destes atestam, também, a presença de condições climáticas tropicais entre as épocas de deposição das Seqüências I e II.

Como resultado prático da caracterização dos sistemas deposicionais sedimentares os alvos prioritários a serem considerados, em relação à pesquisa estanífera e objetivos mineiros, são as seguintes:

Seqüência I — Os conglomerados do tronco principal da drenagem são os sedimentos que possuem maior potencial estanífero e, secundariamente, os paraconglomerados de encosta. Constituem as maiores reservas a serem futuramente desenvolvidas, a despeito da espessura elevada da coluna a ser minerada.

— Os corpos arenosos, semelhantes aos do Ig. Patuá-Distrito Cachoeirinha, associados às argilas caulínicas de encosta, constituem alvos para pesquisa de Sn. Necessita-se contudo adequar a metodologia de pesquisa à variabilidade dos teores de Sn, (porquanto ricos) distribuição irregular e dimensões modestas dos corpos.

— Os corpos arenosos, semelhantes aos do Ig. Patuá-Distrito Cachoeirinha, associados às argilas caulínicas de encosta, constituem alvos para pesquisa de Sn. Necessita-se contudo adequar a metodologia de pesquisa à variabilidade dos teores de Sn, (porquanto ricos) distribuição irregular e dimensões modestas dos corpos.

Seqüência II — Os conglomerados basais desta seqüência ostentam valores elevados de Sn. As concentrações metálicas observadas originam-se total ou parcialmente a partir de antigos sedimentos e, neste contexto, deve-se também esperar mineralização estanífera, associada a resíduos dos mesmos sedimentos situados nas terras altas e nas laterais das drenagens mineralizadas.

Os "stone lines" e colúvios que jazem sobre a paleosuperfície pleistocênica médio/superior constituem alvos interessantes a serem pesquisados.

Sempre que a referida paleosuperfície trunca os sedimentos mais antigos e o embasamento granitóide e metamórfico, em si mineralizados, as porções expostas constituem fontes de suprimento metálico dos pedimentos detríticos já referidos.

REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL
MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

A5
DOC. 224

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
COMPANHIA VALE DO RIO DOCE

PRINCIPAIS DEPÓSITOS MINERAIS DO BRASIL

Volume III

METAIS BÁSICOS NÃO-FERROSOS, OURO E ALUMÍNIO

Coordenação-geral

Carlos Schobbenhaus
Carlos Eduardo Silva Coelho

BRASÍLIA
1988

CAPÍTULO XIX

RESUMO

Duas seqüências sedimentares quaternárias portadoras de estanho foram identificadas e descritas nos distritos mineiros de Cachoeirinha, Montenegro e Oriente Novo, baseadas principalmente em discordâncias erosivas resultantes de mudanças climáticas. A Seqüência I é tentativamente correlacionada ao Pleistoceno Médio e relacionada à glaciação Illinoiana, enquanto que a Seqüência II, referível ao Pleistoceno Superior-Holoceno, está relacionada à glaciação Wisconsiniana.

A sedimentação destas duas unidades foi realizada sob condições climáticas semi-áridas através de grande movimento de massas. Este transporte permitiu o enriquecimento da cassiterita para formar depósitos do tipo *placer* fanglomeráticos. A Seqüência I foi seguida por uma importante fase de laterização e entalhamento, por rios anastomosados, dos sedimentos antigos. Isto possibilitou desenvolvimento de *placers* residuais-elutricionais e aluvionares correlacionados ao estágio interglacial Sangamon. A transgressão Flandriana (Pleistoceno-Holoceno) foi seguida por uma profunda incisão acompanhada por retrabalhamento dos *placers* pré-existentes e redeposição de sedimentos, formando depósitos estaníferos de baixo teor e de pouca importância econômica.

Os principais depósitos secundários de estanho são representados por: *placers* aluviais associados a rios anastomosados, coluviais, coluviais-eluviais e aluviais, todos associados às fácies mais propícias à acumulação de estanho das seqüências sedimentares quaternárias.

As principais características e uma avaliação aproximada das reservas e recursos dos principais tipos de depósitos, bem como os métodos usuais de mineração, são também apresentados e extensivamente discutidos.

ABSTRACT

Two tin bearing Quaternary sedimentary sequences were identified and described at the Cachoeirinha, Montenegro and Oriente Novo mining districts (Rondônia), mainly based on erosional unconformities as a result of climatic changes.

The Sequence I is tentatively correlated to Middle Pleistocene age and related to the Illinoian glaciation while Sequence II of Upper Pleistocene-Holocene age is related to the Wisconsinian glaciation.

The sedimentation for this two unities was performed under semi-arid climatic conditions through extensive mass movement. This transportation allowed enrichment of cassiterite to form fanglomeratic placer deposits. Sequence I was followed by an important phase of lateritisation and braided stream entrenchment of the previous pediments with development of residual-elutriational and alluvial placers correlated to the interglacial Sangamon stage.

DEPÓSITOS ESTANÍFEROS SECUNDÁRIOS
DA REGIÃO CENTRAL DE RONDÔNIA

JORGE SILVA BETTENCOURT^{1,2}
RENATO MUZZOLON¹
BRUNO L. PAYOLLA³
LUÍS GILBERTO DALL'IGNA¹
ONOFRE GOMES DE PINHO¹

¹Grupo de Pesquisa da Mineração Oriente Novo S/A

²Universidade de São Paulo

³Consórcio Nacional de Engenheiros Consultores S/A

CONCLUSÕES

Subdividiu-se o Quaternário da área em estudo em duas seqüências sedimentares, caracterizadas em função da identificação de dois níveis erosivos de extensão regional. A seqüência sedimentar I, referível tentativamente ao Pleistoceno Médio, depositou-se nas calhas dos paleovales esculpidas numa paleossuperfície também do Pleistoceno Médio. A seqüência sedimentar II situa-se do Pleistoceno Superior e Holoceno. A sua deposição foi controlada por uma superfície pleistocênica média-superior e pelas calhas dos vales recentes, entalhadas na referida superfície.

Os sedimentos destas seqüências formaram-se em condições paleoclimáticas semi-áridas e, através das características estruturais e texturais dos sedimentos, revela-se a dominância de movimentos de massa durante os processos deposicionais cíclicos que, para as duas seqüências referidas, se mostram muito semelhantes.

Os conglomerados de base vinculados às duas seqüências exibem características estruturais e texturais que indicam deposição sob condições climáticas severas, atestando a presença de climas semi-áridos relacionados a estádios glaciais nas altas latitudes.

Os paleorregolitos e níveis de couraça ferruginosa, bem como os produtos de retrabalhamento destes, atestam, também, a presença de condições climáticas tropicais mais úmidas entre as épocas de deposição das seqüências I e II.

Como resultado prático da caracterização dos sistemas deposicionais, observa-se que os alvos prioritários a serem considerados em relação à pesquisa estanífera e objetivos são os seguintes:

- Seqüência Sedimentar I - Os conglomerados do vale principal da drenagem são os sedimentos que possuem maior potencial estanífero e, secundariamente, os paraconglomerados de encosta. Constituem as maiores reservas a serem futuramente desenvolvidas a despeito da espessura elevada, em alguns casos, e cobertura argilosa estéril.

Os corpos arenosos, semelhantes aos dos igarapés Patauí e Sabão (Distrito Cachoeirinha), associados às argilas caulínicas de encosta e de vales constituem alvos para pesquisa de Sn. Necessita-se, contudo, adequar a metodologia de pesquisa à grande variabilidade dos teores de Sn e dimensões modestas dos corpos.

- Seqüência Sedimentar II - Os conglomerados basais desta seqüência ostentam valores elevados de Sn. As concentrações metálicas observadas originaram-se total ou parcialmente a partir de antigos sedimentos e, neste contexto, deve-se também esperar mineralizações estaníferas associadas a resíduos dos mesmos sedimentos situados em zonas topograficamente elevadas e nas encostas dos vales mineralizados.

As linhas de pedra (*stone lines* e colúvios que jazem sobre a

paleossuperfície pleistocênica Médio Superior constituem alvos interessantes a serem pesquisados. Sempre que a referida paleossuperfície trunca os sedimentos mais antigos e o embasamento granitóide e metamórfico, em si mineralizados, as porções expostas constituem fontes de suprimento metálico dos pedimentos detriticos já referidos.

Constata-se, pelas evidências demonstradas através dos trabalhos de mapeamento e pesquisa geológica, que sedimentos antigos (conglomerados e arenitos arcoseanos) de idade incerta, provavelmente Proterozóica-Superior ou Paleozóica, constituem-se em alvos importantes de pesquisa. Esta afirmação é confirmada pela observação de cassiterita, nesses sedimentos, em diversos pontos da Província.

No início de 1986, as reservas geológicas integradas da Mineração Oriente Novo S.A. somavam 98 milhões de metros cúbicos, equivalente a 25 mil toneladas de estanho metálico, sendo grande parte lavrável até à profundidade de 12 metros. Os atuais recursos (reserva potencial de baixo teor) dos vales profundos, situados entre 12 a 70 metros de profundidade, configuram prováveis reservas a serem desenvolvidas no futuro, desde que os preços de Sn no mercado sejam convenientes e que as dificuldades da metodologia de lavra a essas profundidades sejam superadas.

II
SYMPOSIUM AMAZONICO

RESUMOS DOS TRABALHOS

MANAUS, AM — BRASIL — 08 a 12 de ABRIL de 1984

RECONHECIMENTO DOS GRANITOS RAPAKIVI (SENSU STRICTO) DA REGIÃO DO RIO CARIPUNAS — RONDÔNIA

Bettencourt, J. S.
Kiedel, M.

Grupo de Pesquisa da Mineração Oriente Novo S.A.

Abstract

In the course of extensive geological mapping and tin exploration program carried on the Rio Caripunas region a group of postorogenic rapakivi granites "sensu stricto" and others rapakivi granite varieties have been identified with assumed ages ranging most probably from 1270 to 1180 m.a. within the time interval of 90 m.a.

Within the pluton S. Lourenço-Caripunas there seem to have occurred at least two major rapakivi magmatic phases at 1270 to 1200 m.a., 1200 to 1180 m.a. and a volcanic one at 1123 m.a.. It is suggested that this igneous rapakivi event is postorogenic in respect of the reflected magmatic activity of the Rondonian Mobile Belt development.

From the metallogenetic point of view it is important to stress that the Sn, W, Nb, Ta, F and topaz economic mineralization is either genetically associated to the younger orogenic granitoid intrusives (1035 $\pm$ 15 m.a.) or to the posttectonic rapakivi granites. In this context the designation and concepts applied up to know to the tin bearing granites of Rondônia might be definitively reviewed.

CONCLUSÕES

As rochas rapakivi identificadas são representadas pelas variedades relacionadas a seguir:

— granitos rapakivi normais (viborgitos e piterlitos), biotita e hornblenda granitos rapakivi equigranulares, rapakivi porfiríticos, rapakivi equigranular castanho esverdeado (tirillito?) além de variedades granofíricas e porfíricas. Possuem enclaves básicos e os tipos equigranulares exibem um cortejo filoneano mineralizado a quartzo e cassiterita. As idades de três fases magmáticas principais foram configuradas no pluton S. Lourenço-Caripunas, a saber:

- 1.270 a 1.200 m.a. — intrusão provável das tipologias rapakivi normais.
- 1.180 a 1.200 m.a. — intrusão das rochas rapakivi

equigranulares.

1.123 m.a.

— efusão das rochas vulcânicas ácidas a intermediárias S. Lourenço.

As idades disponíveis não são suficientes para caracterizar em definitivo se as tipologias rapakivi normais da região do Rio Caripunas são coevas às suas similares da Serra da Providência ou se representam como se sugere, um episódio ígneo rapakivi pós-orogênico, nos domínios da região Ituxi-Abunã e Província Rio Negro-Juruena, reflexo da evolução da Província Rondoniana, Cordani et alli (1979). Até que as idades dos granitos normais de Caripunas sejam determinadas deixa-se claro e reforça-se a idéia de que todas as outras tipologias identificadas bem como as rochas plutônicas e vulcânicas do Complexo S. Lourenço-Macisa (sensu Isotta op. cit.) representam também episódios magmáticos pós-tectônicos, superpostos aos rapakivi normais mais antigos e também vinculados à evolução da região Ituxi-Abunã do Cinturão Rondoniano, Teixeira e Tassinari (1984).

Os granitos rapakivi de Caripunas guardam uma relação espacial, temporal e genética com o conjunto básico-anortosítico do interflúvio dos rios Cinquiqui e Caruquete, descritos por Dreher et alli (1976), com idade convencional de formação de 1.280 m.a., Teixeira e Tassinari (1984). Deste modo o posicionamento geotectônico dos plutons Serra da Providência, S. Lourenço — Caripunas e o conjunto básico anortosítico referido alinhados nos limites entre duas províncias geocronológicas (Rio Negro-Juruena e Rondoniana) e nos flancos de estruturas em "graben" vem a reforçar o modelo evolutivo crustal já proposto pelo grupo CPG-USP, Cordani et alli (op. cit.) e Teixeira e Tassinari (1984) para o bordo sudoeste do craton Amazônico.

PRECAMBRIAN EVOLUTION
OF THE AMAZONIAN REGION

PROJECT 204
IUGS - UNESCO

**FINAL MEETING
OF THE WORKING GROUP**

EXTENDED ABSTRACTS

CARAJÁS, PARÁ
BRAZIL

SEPTEMBER, 9 -- 14: 1987

Extended Abstract

Additional geochronological data of the Precambrian tin province of Rondônia

H.N.A. Priem, E.H. Bon, E.A.Th. Verdurmen

Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

J. Silva Bettencourt

Mineração Oriente Novo; Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, Brasil

According to the geological map of Rondônia (Leal et al., 1978) the older basement (Xingu Complex) has been intruded by anorogenic granitoids of varying type, with associated acidic and basic (sub)volcanic rocks. On the basis of the available isotopic age data (Priem et al., 1971; Leal et al., 1978; Teixeira, 1984) and petrographic characteristics, Bettencourt et al. (1987) proposed a division of the anorogenic intrusives into three groups:

1. Serra da Providência intrusive suite, 1400-1200 Ma, including the elongated Serra da Providência batholith of Rapakivi-like rocks and a number of isolated small intrusions of granitic to alkali syenitic composition.
2. Younger Rapakivi and Rapakivi-like granites, 1270-1180 Ma, including various granites and alkali syenites associated with acidic and basic (sub)volcanic rocks.
3. Younger Granites, 980 ± 40 Ma, including small circular to elliptic intrusive complexes of granitic to syenitic composition, associated with the equivalent and basic (sub)volcanic rocks.

The major tin deposits are associated particularly with the Younger Granites, but (minor) tin mineralization appears to occur also in relation to other anorogenic intrusives.

The present contribution reports the results of 90 Rb-Sr whole-rock analyses of various intrusive and basement rocks in Rondônia. Suites of samples were investigated from 23 locations (see map). Best-fit regressions (York, 1967) were calculated through each suite or group of related suites. The locations with the obtained ages and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are listed below (all errors 2σ):

A. Anorogenic intrusives

- A.1 Granites Caritianas (loc. 1, 6 samples) and São Carlos (loc. 3, 7 samples). Sn-bearing.
Regression through 12 samples: 960 ± 6 Ma, 0.7074 ± 0.0035 (MSWD = 2.0).
Model age omitted sample (São Carlos): 1063 Ma.
- A.2 Granites Bom Jardim (loc. 13, 5 samples) and Santo Domingo (loc. 14, 2 samples). Sn-bearing.
Regression through 6 samples: 960 ± 27 Ma, 0.7141 ± 0.0137 (MSWD = 18.6)
Model age omitted sample (basic xenolith, Bom Jardim): 783 Ma.
- A.3 Intrusive complex Oriente Novo (loc. 9, 8 samples). Sn-bearing.
Regression through 7 samples: 1010 ± 41 Ma, 0.7137 ± 0.0064 (MSWD = 39).
Model age omitted sample (trachytic volcanite): 757 Ma.
- A.4 Granites SW of Oriente Novo (loc. 4, 4 samples; loc. 5, 4 samples).
Regression through all samples: 1052 ± 21 Ma, 0.7099 ± 0.008 (MSWD = 4.9).

- ~~PELA BRANCA~~
- A.5 Intrusive complex Caripunas (loc. 21, 3 samples; loc. 22, 3 samples; loc. 23, 2 samples). Sn-bearing.
Regression through 7 samples: 954 ± 20 Ma, 0.7089 ± 0.0158 (MSWD = 4.2).
Model age omitted sample (loc. 22): 921 Ma.
- A.6 Intrusive complex Caripunas (loc. 24, 4 samples; loc. 26, 2 samples; loc. 27, 2 samples; loc. 28, 2 samples).
Regression through 9 samples: 1262 ± 12 Ma, 0.7103 ± 0.0021 (MSWD = 2.4).
Model age omitted sample (loc. 28): 1201 Ma.
- A.7 Granite Caripunas (loc. 25, 2 samples).
Line through both samples: 1407 Ma, 0.7134.
- A.8 Intrusive complexes Macisa (loc. 19, 3 samples) and São Lourenço (loc. 20, 5 samples). Sn-bearing.
Regression through 7 samples: 1277 ± 10 Ma, 0.7055 ± 0.013 (MSWD = 3.7).
Model age omitted sample (quartz porphyry, Macisa): 1215 Ma.
- B. *Basement gneisses and intrusives*
- B.1 Gneisses Ariqueles area (loc. 15, 4 samples).
Regression through all samples: 1513 ± 35 Ma, 0.7044 ± 0.0013 (MSWD = 6.2).
- B.2 Gneisses Oriente Novo area (loc. 8, 5 samples; loc. 11, 1 sample).
Regression through all samples: 1577 ± 28 Ma, 0.7027 ± 0.0007 (MSWD = 3.2).
- B.3 Granite Alto Candeias (loc. 12, 4 samples).
Regression through all samples: 1358 ± 74 Ma, 0.7025 ± 0.0085 (MSWD = 10.6).
- B.4 Granite Samuel (loc. 17, 4 samples).
Regression through 3 samples: 1579 ± 30 Ma, 0.7014 ± 0.0025 (MSWD = 0.35).
Model age omitted sample: 1354 Ma.
- B.5 Granite SE Oriente Novo (loc. 6, 4 samples).
Regression through all samples: 1420 ± 280 Ma, 0.7055 ± 0.0081 (MSWD = 10.8).
- B.6 Porphyries NE Oriente Novo (loc. 11, 4 samples).
Regression through all samples: 1437 ± 170 Ma, 0.7044 ± 0.0060 (MSWD = 25).

These data allow the provisional conclusion that among the anorogenic intrusives in Rondônia three chronological groups can be distinguished, 960 ± 6 Ma (A1, A2, A5), 1045 ± 20 Ma (A3, A4) and 1270 ± 10 Ma (A6, A8). The best age for the basement granitoids and gneisses appears to be 1560 ± 20 Ma (B1, B2, B4). Possibly, there was also a period of magmatism 1450-1350 Ma ago, but for each suite of samples in this range (A7, B3, B5, B6) the correlation of the data-points is very poor.

The age of 1560 ± 20 Ma relates the Xingu Complex to the Parguazan tectonomagmatic episode. The anorogenic intrusives appear to represent a period of (at least) some 300 Ma of recurrent magmatic activity, from about 1270 Ma ago (but possibly earlier) until about 960 Ma ago. This magmatism was probably related in some way to the Grenville belt that can be followed on a pre-drift reconstruction of the position of the continents (Windley, 1984) from the Dalslandian in SW Scandinavia, via the northeastern and eastern margins of the Canadian Shield, to the Garzón-Santa Marta belt in the Colombian Andes (Priem et al., 1987).

References

- Bettencourt, J.S., Dall'Agnol, R., Yokoi, O.Y., Viglio, E.P., Pinho, O.G., Silva, R.F., Carneiro Filho, L. 1987: The Rondônia tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. Int. Symp. Granites & Associated Mineralization Salvador, Bahia (January 21-31, 1987), Excursion Guides, 49-87.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D.B., Teixeira, W., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978: Geologia. In: MME - Projeto RadamBrasil (Ed.) Folha SC.20 Porto Velho, Levantamento de Recursos Naturais, vol. 16, 1-161.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.Th., Verschure, R.H., Bon, E.H. 1971: Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondônia, western Brazil. Geol. Soc. America Bull. 82, 1095-1102.

Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brazil

H. N. A. PRIEM¹, E. H. BON¹, E. A. TH. VERDURMEN¹, and J. SILVA BETTENCOURT²

¹ZWO Laboratorium voor Isotopen-Geologie, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands;

²Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, Brazil

(Received for publication February 1989)

Abstract—Rb-Sr whole-rock analyses were made of 90 samples from basement rocks and various intrusives (mainly granites) in the Precambrian tin province of Rondônia. On the basis of these data, an age of 1539 ± 36 Ma ($Sr_0 = 0.7035 \pm 0.0010$) is assigned to the gneissic basement (Xingu Complex). The basement was intruded by (calc-alkaline) granites during one or more magmatic events between about 1545 and 1300 Ma, and by granites with alkaline affinities during three subsequent phases of anorogenic magmatism: 1268 ± 15 Ma ($Sr_0 = 0.7071 \pm 0.0024$); 1025 ± 24 Ma ($Sr_0 = 0.7117 \pm 0.0026$); and 956 ± 9 Ma ($Sr_0 = 0.7104 \pm 0.0056$). The important Sn mineralization of Rondônia appears to be associated with these three groups of anorogenic granites.

Resumo—Análises de rocha total de Rb-Sr foram realizadas em 90 amostras do embasamento e de várias intrusivas (principalmente granito) na província estannífera Pré-Cambriana de Rondônia. Baseado nessa informação, uma idade de 1539 ± 36 Ma ($Sr_0 = 0.7035 \pm 0.0010$) é determinada para o embasamento de gnaíse (Complexo Xingu). O embasamento sofreu intrusões por granitos (calc-alcálinos) durante um ou mais eventos magmáticos entre aproximadamente 1545 e 1300 Ma, e por granitos com afinidades alcalinas durante três fases subsequentes de magmatismo anorogênico: 1268 ± 15 Ma ($Sr_0 = 0.7071 \pm 0.0024$); 1025 ± 24 Ma ($Sr_0 = 0.7117 \pm 0.0026$); e 956 ± 9 Ma ($Sr_0 = 0.7104 \pm 0.0056$). A importante mineralização de Sn de Rondônia parece estar associada com estes três grupos de granitos anorogênicos.

INTRODUCTION

EXTENSIVE GRANITIC MAGMATISM, characterized by anorogenic plutons and associated acidic and basic (sub)volcanic rocks, affected the high- to medium-grade basement (Xingu Complex; Leal *et al.*, 1978) of the western margin of the Amazonian craton in Rondônia. Many of the plutons are associated with important tin mineralization. Previous investigations have shown that anorogenic magmatism took place between about 1400 Ma and 950 Ma (Priem *et al.*, 1971; Leal *et al.*, 1978; Teixeira and Tassinari, 1984; Bettencourt *et al.*, 1987). On the basis of the available isotopic age data and petrographic characteristics, Bettencourt *et al.* (1987) proposed a division of the anorogenic plutons into three groups (Fig. 1):

- 1) *Serra da Providência Suite* (1400-1200 Ma) — including the elongated Serra da Providência batholith of rapakivi-like rocks and a number of isolated small intrusions of granitic to alkali-syenitic composition.
- 2) *Younger Rapakivi and Rapakivi-Like Granites* (1270-1180 Ma) — including various granites associated with acidic and basic (sub)volcanic rocks.
- 3) *Younger Granites of Rondônia* (980 ± 40 Ma) — including small circular to elliptical intrusive complexes of granitic to syenitic composition associated with the equivalent and basic (sub) volcanic rocks.

The major tin deposits, in particular, are associated with the Younger Granites, but (minor) tin mineralization appears to occur also in relation to other anorogenic intrusives.

Priem *et al.* (1971) have related the later period of magmatism to the Grenville Orogeny in North America. Reconstructions of the configuration of the North and South American cratons at 1000 Ma show that the anorogenic magmatism of Rondônia fits in a wide belt of "Grenville-age" rocks — a belt that also includes the Grenville province in eastern North America, the Oaxaca granulites in Mexico, the Garzón Massif in the Colombian Andes, and the Sierra Nevada de Santa Marta and the Aroa-Misión Block — both in Colombia (Priem *et al.* 1989).

This paper reports the results of a Rb-Sr whole-rock investigation of suites of samples from various anorogenic complexes and basement rocks in an attempt to clarify the chronology of the Precambrian evolution of the continental crust in Rondônia. The 90 samples analyzed were collected from 21 locations (Table 1; location numbers refer to the sampling sites shown in Fig. 1).

ANALYTICAL PROCEDURES

The whole-rock samples were analyzed for Rb and Sr contents and Rb/Sr ratios on pressed-powder pellets by X-ray fluorescence spectrometry using a Philips PW-1450/AHP automatic spectrometer. Mass-absorption corrections for both samples and external standard were based on the Compton scattering of the Mo-K α primary beam (Verdurmen,

DOC.
225

DISCUSSION

The age of about 1540 Ma for the gneissic basement confirms the Rb-Sr age of 1522 ± 54 Ma (recalculated with the decay constant used in this study) reported by Teixeira and Tassinari (1977) for the Xingu Complex (Leal *et al.*, 1978) in Rondônia. This suggests that within the Rondônian geochronologic province, as defined by Cordani *et al.* (1979), an important event of metamorphism and granitic plutonism took place at about 1550-1500 Ma, contemporaneous with the so-called Parguazan tectonomagmatic episode (about 1550-1450 Ma) that affected large parts of both the Guiana Shield and the Amazonian craton (Silva Pinheiro *et al.*, 1976; Guadette *et al.*, 1978; Priem *et al.*, 1982; Lima, 1984; Tassinari *et al.*, 1987). Along the western margin of the Amazonian craton, this event characterizes the Rondônian mobile belt (Lima, 1984; Tassinari *et al.*, 1987). According to Tassinari *et al.* (1987), this belt forms, along with the Sunsás mobile belt, the youngest geotectonic unit in the evolution of the Amazonian craton.

It should be noted that Leal *et al.* (1978) reported an age of 1638 ± 32 Ma (recalculated with the decay constant used in this study) for the Rôosevelt Formation about 400 km to the east. The authors interpret this sequence of volcanics as being younger than the Xingu Complex, but the age data of the Xingu Complex presented here and those reported by Teixeira and Tassinari (1977) cast doubt on this stratigraphic interpretation.

The formation of the Rondônian basement was followed by one or more events of granitic magmatism between about 1545 and 1300 Ma. These granites, of calc-alkaline character, may be interpreted as post-tectonic to the Rondônian mobile belt. Teixeira and Tassinari (1984) related the older granites of similar age (1450-1320 Ma) in the Jauru Block and Bolivia (San Xavier Massif, Litherland *et al.*, 1985) to the cratonic phase of the older Jauru and San Ignacio nuclei.

The younger granites (intruded at approximately 1270 Ma, 1055 Ma, and 955 Ma) have alkaline affinities and are high-level intrusions of anorogenic character. According to Bettencourt *et al.* (1987), the intrusions were mainly controlled by repeatedly reactivated deep fractures at the flanks or near the borders of the graben. Many of the intrusions are "granitic complexes" associated with subordinate amounts of mafic intrusives and both mafic and acid extrusives. They are mostly related to Sn, W, Nb, Ta, fluorite, and topaz mineralizations. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios indicate involvement of older crustal components in the magma genesis. All these characteristics are typical of intraplate granites. It is also interesting to note that, elsewhere, Proterozoic alkaline granites are often members of gabbro-sodic anorthosite-syenite-rapakivi granite series, generally with an intraplate geochemical imprint and often associated with vertical, rather than lateral, tectonics (Brown, 1979). Emslie (1978) suggested that

such alkaline anorogenic-continental rifting granites were generated by melting from deep mantle sources, producing olivine tholeiitic or alkali basalt liquids which fractionated and became contaminated at crustal levels, similar to the model proposed by Verschure and Bon (1971) for the genesis of the anorogenic younger granites and associated magmatic rocks in Rondônia.

Acknowledgements—This work would not have been possible without the support of the entire staff of the ZWO Laboratory of Isotope Geology, Amsterdam, particularly P. A. M. Andriessen, N. A. I. M. Boelrijk (who supervised the chemical procedures), E. H. Hebeda, and R. H. Verschure (who assisted in the petrographic examination of the samples). We appreciate the assistance of M. Asmus (University of South Carolina) in preparing the Portuguese abstract. This study is part of IGCP Project 204: *Precambrian Evolution of the Amazonian Region* (IUGS and UNESCO). Financial support from the "Stichting Dr. Schürmannfonds" ('s Gravenhage) is gratefully acknowledged. For field support, thanks are due Dr. Neuclair Martins Pereira (Mineração Oriente Novo-Grupo Brumadinho) and Mineração Taboca-Grupo Parapanema. The ZWO Laboratory of Isotope Geology forms part of the "Stichting voor Isotopen-Geologisch Onderzoek," supported by the Netherlands Organization for Scientific Research (NWO).

REFERENCES

- Bettencourt, J. Silva, Dall'Agnol, R., Yokoi, O. Y., Viglio, E. P., De Pinho, O. G., Silva, R. F., and Carneiro Filho, L., 1987. The Rondônian tin-bearing granites and associated mineralization. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (Salvador, Bahia; 21-31 January 1987): Excursion Guide*, 49-87.
- Brown, G. C., 1979. The changing pattern of batholith emplacement during earth history. In: *Origin of Granite Batholiths—Geochemical Evidence* (Edited by Atherton, M. P., and Tarney, J.), pp. 106-115. Shiva Publishing Ltd, Orpington, UK.
- Cordani, U. G., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Basei, M. A. S., and Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Actas, II Congresso Geológico Chileno, Arica* 4, 137-148.
- Emslie, R. F., 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research* 7, 61-98.
- Gaudette, H. E., Mendoza, V., Hurley, P. M., and Fairbairn, H. W., 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. *Bulletin of the Geological Society of America* 89, 1335-1340.
- Leal, J. W. L., Silva, G. H., Santos, D. B., Teixeira, W., Lima, M. I. C., Fernandes, C. A. C., and Pinto, A. C., 1978. Geologia. In: *MME/DNPM-Projeto Radam Brasil, Folha SC.20, Porto Velho*. Levantamento de Recursos Naturais (Rio de Janeiro) 16, 1-161.
- Lima, M. E. C., 1984. Províncias geológicas do cráton Amazônico em território brasileiro. *Anais, II Symposium Amazonico (Manaus; 8-12 April 1984)*, 9-23.
- Litherland, M., Klinck, B. A., O'Connor, E. A., and Pitfield, P. E. J., 1985. Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield. *Nature* 314, 345-348.
- Priem, H. N. A., Andriessen, P. A. M., Boelrijk, N. A. I. M., De Boorder, H., Hebeda, E. H., Huguett, A., Verdurmen, E. A. Th., and Verschure, R. H., 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas region of southeastern Colombia (western Guiana Shield). *Geologie & Mijnbouw* 61, 229-242.

THE RONDONIAN TIN-BEARING ANOROGENIC GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION¹

Coordinators:

Jorge Silva Bettencourt² Roberto Dall'Agnol³

Collaborators:

Santa Bárbara-Jacundá District:

Oscar Yoshitaka Yokoi⁴ Eduardo Palm Viglio⁴ Caritianas Granite:

Onofre Gomes de Pinho⁵

Massangana District:

Ricardo F. Silva⁶ Lúcio Carneiro Filho⁶

¹A Contribution to the IGCP-204 Project

²Mineração Oriente Novo; Univers. São Paulo-USP

³Centro de Geociências-UFBA; CNPq Searcher

⁴Cia. estanífera do Brasil - CESBRA

⁵Mineração Oriente Novo

⁶MIBREL - Grupo Parapanema

ABSTRACT

The granitoids of the Rondônia Tin Province are divided into Serra da Providência Suite (1400-1200Ma), Younger Rapakivi and rapakivi-like granites (1270-1180Ma) and Younger Granites of Rondônia (980Ma) (Rondonian Granites). They are anorogenic in nature and consist of multiple granitic batholiths, stocks and ring complexes. The disposition of the complexes and their emplacement were largely controlled by deep fractures at the flanks or near the border of grabens which is indicative of beginning of intracontinental rifting) and by successive reactivations during Proterozoic times (1400-900Ma).

The granites show typical characteristics of A-type granites. HHP granites are possibly also present.

The tin-bearing granites have been affected by different types of late/postmagmatic metasomatic alteration represented by: pervasive alteration (potash and sodic metasomatism), fissural alteration (acid hydrogen ion metasomatism) and silica metasomatism. Extensive primary mineralisation of Sn, W, Nb, Ta, REE, Zr and fluor is related to the latest phases of the rapakivi granites and of the Younger Granites of Rondônia.

The economic secondary tin deposits are associated with clastic valley sediments of two sedimentary sequences correlated to Middle to Upper Pleistocene/Holocene ages.

Typical features of the Province geology as well as of the granite complexes situated in the Santa Bárbara/Jacundá, Cachoeirinha, Montenegro/São Carlos and Massangana districts are presented in the field-guide.

RESUMO

Os granitóides que ocorrem na Província Estanífera de Rondônia são divididos na suite Serra da Providência (1400-1200Ma), nos granitos rapakivi e tipos afins de idade mais jovem (1270-1180Ma) e nos "Younger Granites" de Rondônia (980Ma). Eles são anorogênicos e consistem de múltiplos batólitos, "stocks" e complexos anelares graníticos. A disposição dos complexos e sua colocação foi controlada em grande parte por fraturas profundas, situadas nos flancos ou próximo da borda de grabens, sugerindo o início do estágio de "rifts" intracontinentais, assim como por sucessivas reativações durante o Proterozóico (1400-900Ma). Os granitos exibem características típicas dos granitos do tipo A e acredita-se que HHP granitos também existam na província.

Os granitos estaníferos foram afetados por diferentes tipos

de transformações metassomáticas tardi e pós-magmáticas: Transformações por fluidos intersticiais (metassomatismo sódico e potássico); transformações fissurais (metassomatismo ácido controlado pelo íon hidrogênio) e metassomatismo silicoso. Ocorrem expressivas mineralizações primárias de Sn, W, Nb, Ta, Terras raras, Sr e F, relacionadas às fases mais tardias associadas aos granitos rapakivi, bem como com os "Younger Granites" de Rondônia.

Depósitos secundários de estanho, de grande interesse econômico, estão associados com sedimentações clásticas de vales, pertencentes a duas seqüências sedimentares formadas uma no Pleistoceno Médio a Superior e a outra no Holoceno.

Os principais aspectos da geologia da província, assim como dos complexos graníticos situados nos distritos de Santa Bárbara-Jacundá, Cachoeirinha, Montenegro-São Carlos e Massangana, são apresentados no roteiro da excursão.

GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS — GEOLOGISKA FORSKNINGSCENTRALEN
GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND

Opas — Guide 34

IGCP Project 315
Correlation of Rapakivi Granites and Related Rocks on a Global Scale

SYMPOSIUM ON
**RAPAKIVI GRANITES AND
RELATED ROCKS**

Monday 29 — Wednesday 31 July, 1991
University of Helsinki
Helsinki — Finland

Abstract Volume

Edited by
Ilmari Haapala and O. Tapani Rämö

Espoo 1991

THE RAPAKIVI GRANITES OF THE SOUTH - SOUTHWESTERN SECTOR OF THE GUAPORÉ SHIELD (WESTERN MARGIN OF THE AMAZONIAN CRATON), BRAZIL

BETTENCOURT, J.S., Instituto de Geociências - USP, Caixa Postal 20.899, 01498, São Paulo, SP, Brazil; LEITE, W.B. and PAYOLLA, B.L., Instituto de Geociências - UNESP, Caixa Postal 178, 13.500, Rio Claro, SP, Brazil; and DALL'AGNOL, R., Centro de Geociências - UFPA, Caixa Postal 1611, 6.600, Belém, Pará, Brazil

The Mid-Proterozoic rapakivi granites and their penecontemporaneous basic representatives (gabbros, anorthosites, mangerites, and tholeiitic mafic dykes) extend E-W across the south-southwestern sector of the Guaporé Shield for almost 1300 km. Their emplacement has occurred in the time interval between 1.65 to 1.18 Ga.

The major complexes, seldom bimodal in character, were assembled into different suites such as the "Teles Pires Suite" (1.65 to 1.6 Ga), the "Serra da Providência Suite" (1.4 to 1.2 Ga), and the "Younger Rapakivi and Rapakivi-Like Granites" (1.27 to 1.18 Ga). The first chronogroup is confined to both "Central Amazonian Province" (> 2.1 Ga) and Juruena Province (1.75 to 1.5 Ga) and the others are restricted to the "Juruena Province (1.75 to 1.5 Ga) and Rondonian Province" (1.45 to 1.25 Ga).

The rapakivi granites and associated rock suites are generally 0.15 to 0.35 Ga younger than the surrounding polymetamorphic crust. The plutons are clearly linked to an extensional continental tectonic regime and their emplacement and position were largely controlled by domal uplifts and deep lineaments at the flanks or near graben structures.

The normal rapakivi are predominantly metaluminous to slightly peraluminous, ilmenite-type or magnetite-type granites, whereas the latest phases are also metaluminous (sometimes peraluminous or peralkaline). The rocks are mostly subalkaline and exhibit typical characteristics of A-type granites. From the scarce geochemical data high SiO_2 , K/Na, Fe/Mg, F, Rb, Zr, Nb, and Y and low Al_2O_3 , MgO, and CaO are typical features observed.

The rapakivi granites "sensu stricto" of the S. Lourenço/Caripunas Region have high REE contents, show a LREE enriched REE pattern and a moderate Eu anomaly. The latest intrusive phases show strongly fractionated REE pattern with deep negative Eu anomalies. Occasionally they are also enriched in HREE which might be related to late/post-magmatic processes (alteration and mineralization).

Primary and secondary mineralizations of Sn, Nb, Ta, and Au, associated to the "Teles Pires Suite", have been reported, although the district has turned out to be a gold producer with subordinate tin. In the Rondonian Tin Province the Sn, W, Be, F, and topaz mineralizations show a close spatial relationship with the latest intrusive phases of the rapakivi granites.

FUNDAÇÃO DE AMPARO À PESQUISA DO ESTADO DE SÃO PAULO

PROCESSO GEOLOGIA 89/0308 - 4

CONTRIBUIÇÃO À GEOQUÍMICA, PETROLOGIA E
METALOGENIA DOS GRANITOS ANOROGÊNICOS DE
RONDÔNIA NO INTERVALO DE 1270 A 950 MA

Autores:

Jorge Silva Bettencourt
Washington Barbosa Leite Junior
Bruno Leonelo Payolla
Tarcísio José Montanheiro

VII. CONCLUSÕES

Os maciços Caripunas e São Lourenço são constituídos por vários tipos de rochas graníticas que apresentam características petrográficas e geoquímicas semelhantes aos granitos rapakivi descritos por Vorms (1976) e Anderson e Cullers (1978). O *trend* evolutivo baseado nas características químicas e mineralógicas é o seguinte: fagalita-ferrohastingsita alcali-feldspato granito → ferrohastingsita-biotita quartzo sienito e sienogranito ferrohastingsita-biotita alcali-feldspato granito → biotita alcali-feldspato granito.

As fácies mais evoluídas, representadas pelos biotita sienito e alcali-feldspato granitos equigranulares do maciço São Lourenço, são as mais afetadas por processos metassomáticos tardi/pós-magmáticos, aos quais estão associadas as importantes mineralizações estaníferas presentes na área.

O valor da $R.I.=0,7071$ obtida para essas rochas (Priem et al., 1989) é compatível com a geração de magma a partir da fusão parcial de porções inferiores da crosta sílica. As rochas gnáissicas-charnoquíticas da região de Ituxi-Abunã com idade Rb/Sr em rocha total de 1500 Ma e $R.I.=0,708$ (Teixeira & Tassinari, 1984), podem corresponder aos seus protólitos.

A idade de 1268 ± 15 Ma para essas rochas graníticas sugere um episódio magmático anorogênico, reflexo da evolução da província Rondoniana (Teixeira & Tassinari, 1984) nos domínios da região Ituxi-Abunã e da província Rio Negro-Juruena, como proposto por Bettencourt & Kaedei (1984).

As rochas do maciço Santa Clara e de parte do maciço Oriente Novo, com idade Rb/Sr em rocha total de 1.040 ± 25 Ma ($R.I.=0,1717$), apresentam características petrográficas e geoquímicas em parte similares aos granitos do tipo I-Caledoniano (Fitcher, 1983; Harmon et al., 1984) e em parte similares aos granitos do tipo A (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987). Essas características também foram verificadas no maciço Jamon por Dall'Agnol (1987), que correlacionou-as, tentativamente, à natureza diferente do protólito (ortognáisses) em relação àqueles citados para os granitos do tipo A (e.g. Collins et al., 1982; Anderson, 1983). Tal hipótese pode, a princípio, ser estendida para as rochas

em questão, dada as ocorrências significativas de ortognáisses nas encaixantes. Porém, a confirmação ou não dessa hipótese depende de uma caracterização petrográfica e geoquímica detalhada do conjunto das encaixantes desses maciços.

A mineralização a metais raros (Sn, W, Ta e Nb), diretamente relacionada a essas fácies granitóides, não apresenta uma conotação econômica importante, fato também constatado por Dall'Agnoll (1987) para as rochas do maciço Jamon. A menor especialização em metais raros dessas rochas, em relação àquelas do cronogrupo mais jovem, deve-se aos seus caracteres petrográficos e geoquímicos menos evoluídos e a quase ausência dos processos metassomáticos tardi/pós-magmáticos.

Os granitos dos maciços Pedra Branca, Caritianas, São Carlos e de parte do maciço Oriente Novo apresentam características petrográficas e petroquímicas que permitem classificá-los como típicos granitos do tipo A (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987).

O comportamento dos elementos maiores e traços e os padrões de terras raras sugerem que essas rochas representam os termos mais diferenciados de um processo de cristalização fracionada, cujos representantes menos evoluídos seriam as rochas graníticas do cronogrupo intermediário.

O caráter mais diferenciado dessas rochas é evidenciado, sobretudo, pela sua maior especialização em metais raros (Sn, W, Ta e Nb) e F. A atuação de extensos e intensos processos metassomáticos tardi/pós-magmáticos sobre elas originou as mais importantes mineralizações desses elementos da porção sudoeste do cráton Amazônico.

Portanto, para os granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo de 1270 a 950 Ma, reconhece-se pelo menos dois episódios magmático-metalogenéticos distintos, ou seja, um responsável pela geração dos Granitos Rapakivi Mais Jovens (1270-1180 Ma) e o outro pela geração dos Granitos Últimos de Rondônia (1045-950 Ma).

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEC
NÚCLEO NORTE

A22
DOC. 228

**ANAIIS
DO
III
SIMPÓSIO
DE
GEOLOGIA
DA
AMAZÔNIA**

**BELEM - PARÁ
29/11 a 08 DE DEZEMBRO/1991**

ANAIS DO III SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA BELÉM, PARÁ, 1991

ASPECTOS GEOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E LITOQUÍMICOS DO MACIÇO PEDRA BRANCA (RO): CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Bruno Leonelo Payolla*

Washington Barbosa Leite Júnior**

Jorge Silva Bettencourt***

Onofre Gomes de Pinho (In memoriam)

* Centro de Proteção Ambiental UHE-Samuel/Eletronorte S.A., Porto Velho - RO

** Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Rio Claro, SP.

*** Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP, Rio Claro-SP;
Instituto de Geociências/USP, São Paulo, SP.

ABSTRACT

Data are presented on the geology, petrography and geochemistry of the Pedra Branca Massif (State of Rondonia, Brazil), a 954 ± 20 My. old anorogenic complex which is part of the Younger Granites of Rondonia (1050-950 My.). The massif is oval in shape and intrudes the Jamari Complex at shallow depth. Biotite granites are predominant and include different porphyroid, porphyritic and even-grained textural varieties. The granites are subcalic and marginally peraluminous in character. Potassic feldspatization, greisenization and silicification are the main identified ~~late~~ to postmagmatic processes. The pluton is a strongly differentiated A-type granite and there is evidence of a well defined crystal fractionation trend. The high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios indicate that older Precambrian crustal rocks was involved in the magma formation.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As rochas graníticas do maciço Pedra Branca apresentam a exemplo de outros maciços da província, algumas feições que sugerem uma colocação do tipo passivo em nível crustal elevado, e.g. forma discordante em relação as rochas encaixantes, ausência de estruturas lineares ou planares e presença de estruturas mirolíticas.

A aparente disposição N-S dos maciços nessa região contrasta com os traços dos lineamentos principais de direções gerais NW-SE e NE-SW como prováveis condutos de ascensão dos magmas graníticos. De qualquer modo, as características geoquímicas das rochas do maciço Pedra Branca são típicas de granitos sub-alcalinos do tipo-A, os quais são predominantemente formados em ambiente intra-placa sob regime tectônico extensional (Whalen et al. 1987). Os valores relativamente altos de Rb nas rochas em questão atestam, como sugerido por Whalen et al. (op. cit.), a inadequada utilização desse elemento na discriminação de granitóides, dada a sua susceptibilidade aos processos de alteração hidrotermal.

O caráter subsolvus e as presenças de cavidades miarolíticas e de fluorita primária nessas rochas indicam uma cristalização a partir de magmas saturados em água e enriquecidos em flúor (0,4 a 0,8%). A variação uniforme dos elementos maiores e traços com o aumento da SiO_2 (figura 6) e a disposição espacial irregular das três unidades mapeadas (figura 1) revelam, a princípio, o envolvimento de processos de cristalização fracionada e de intrusões sucessivas dos magmas graníticos na seguinte ordem, de acordo com os tipos petrográficos principais identificados: sienogranitos porfiríticos (Unidade Ferusa) → sienogranitos porfiróides (Unidade Bom Futuro do Sul) → sienogranitos equigranulares (Unidade Barragem). Não descartamos, contudo, que parte das rochas com textura porfirítica sejam produto de resfriamento de borda dos tipos porfiróides. Porém, a complexa relação textural entre os cristais de plagioclásio e feldspato potássico (e.g. presença de textura reliquiar) apontam a provável atuação de processos tardi/pós-magmáticos do tipo feldspatização potássica (ver Pollard et al. 1983; Witt 1988).

A feldspatização potássica parece estar mais desenvolvida nos termos geoquimicamente mais evoluídos. Tal fato é evidenciado pelos estágios mais avançados das substituições do plagioclásio e da biotita I pelo feldspato potássico e biotita II (protolithionita?), respectivamente. Isto explica, pelo menos em parte, os relativos enriquecimentos em K_2O e Li e os empobrecimentos em Na_2O e Sn nesses termos. O Sn durante o processo de feldspatização potássica tende a ser lixiviado de minerais primários concentradores desse elemento (e.g. biotita, Scherba 1970). Os teores anômalos de estanho encontrados em duas amostras da unidade Bom Futuro do Sul devem estar relacionados, com base no exame petrográfico, ao domínio localizado da biotita I sobre a biotita II (O-2669) ou a uma greisenização (ou muscovitização) mais intensa (B-204).

Os granitos do maciço Pedra Branca são rochas fortemente diferenciadas (figura 7), portanto as considerações a respeito da gênese e evolução dessas rochas exigem informações adicionais das prováveis rochas fonte e/ou precursoras, as quais ainda não foram devidamente caracterizadas. Contudo, o valor relativamente alto da razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0,7089 \pm 0,0158$) obtido por Priem et al. (1987, 1989) indica, segundo esses autores, o envolvimento de componentes da crosta antiga na gênese do magma granítico.

**THE RAPAKIVI GRANITES OF THE SOUTH - SOUTHWESTERN SECTOR OF THE
GUAPORÉ SHIELD (WESTERN MARGIN OF THE AMAZONIAN CRATON), BRAZIL**

BETTENCOURT, J.S., INSTITUTO DE GEOCIENCIAS - USP, Caixa Postal 20.899, 01.498, São Paulo, SP, Brazil.

LEITE, W.B., Instituto de Geociências - UNESP, Caixa Postal 178, 13.500, Rio Claro, SP, Brazil.

PAYOLLA, B.L., Instituto de Geociências - UNESP, Caixa Postal 178, 13.500, Rio Claro, SP, Brazil.

DALL'AGNOL, R. Centro de Geociências - UFPA, Caixa Postal 1611, 06.600, Belém, PA, Brazil.

DOC. 230

ABSTRACT

The Mid-Proterozoic rapakivi granites and their penecomtemporaneous deep level representatives (gabbros, anorthosites, mangerites and tholleitic mafic dykes) extend E-W across the south-southwestern sector of the Guaporé Shield for almost 1300 Km. Their emplacement have occurred in a time interval between 1,65 to 0,95 Ga.

The major complexes, seldom bimodal in character, were assembled into different suites such as: the "Teles Pires Suite" (1,65 - 1,60 Ga), the "Serra da Providência Suite" (1,4 - 1,2 Ga), the "Younger Rapakivi and Rapakivi-Like Granites" (1,27 - 1,18 Ga) and the Younger Granites of Rondônia (1,05 - 0,95 Ma). The first chronogroup is confined to both, "Central Amazonian Province" (> 2,1 Ga) and Rio Negro - Juruena Province (1,75 - 1,5 Ga) and the others are restricted to the Rio Negro - "Juruena Province" (1,75 - 1,5 Ga) and Rondonian Province (1,45 - 1,25 Ga).

The rapakivi granites are generally 0,15 to 0,35 Ga younger than the surround polymetamorphic crust. The plutons are clearly linked to a extensional continental tectonic regime and their emplacement and position were largely controlled by domal uplifts and deep lineaments at the flanks or near the border of graben or basin structures. The granites are predominantly metaluminous slightly peraluminous, ilmenite-type or magnetite-type granites. The rocks are mostly of subalkaline nature and exhibit typical characteristics of A-type granites. From the geochemical data high SiO_2 , K/Na, Fe/Mg, F, Rb, Zr, Nb, Y and

Low Al_2O_3 , MgO and CaO are typical features observed. The rapakivi granites "sensu stricto" have high REE contents, show a LREE enriched pattern and a moderate Eu anomaly. The latest intrusive phases show REE patterns strongly fractionated with deep negative Eu anomalies. Occasionally they are also enriched in HREE which might be related to the late/post-magmatic processes of alteration and mineralization.

Primary and secondary mineralisations of Sn, Nb, Ta and Au, associated to the "Teles Pires Suite", have been reported, though the district has proven, in recent years, to be a Au producer with subordinate Sn. For the case of Rondonian Tin Province the Sn, W, Be, F, REE and topaz mineralisations show a close spatial relationship with the latest intrusive phases of the rapakivi granites and to the Younger Sn granites.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The similarities of the described anorogenic magmatism with the classical rapakivi provinces of the Baltic Shield (Vorma, 1976); Nurmi and Haapala, 1986, Haapala and Rämö, 1990, and Rämö, 1991) and the North American Continent (Anderson, 1983; Van Schumus et al., 1987; Anderson and Bender, 1989, and Emslie, 1978, 1991) is obvious. However there are essential differences such as: the prolonged period of recurrent rapakivi magmatic activity extending from 1,6 to 0,95 Ga, the repeated basic and alkaline igneous activities synchronic with extensional tectonics and rapakivi chronogroup emplacement and the remarkable and contrasting Au-Sn metalogenetic specialization which are all unique features in relation to the above referred belts. The granites intrude the proterozoic belts within 95 to 450 Ma after the cessation of cal-alkaline magmatic activity and the Younger Granites of Rondônia (0,95 - 1,05 Ga) post-date the cooling of a peak-metamorphic event dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ at 1,15 Ga (personal communication of Profs. Onstot and Teixeira). All the granites are emplaced in a extensional tectonic environment which assumption is confirmed by: the petrographic, petrochemical and bimodal characters of the investigated suites, the recurrent basic and alkaline magmatism which overlap with the rapakivi chronogroups and the presence of acid and alkaline porphyry dykes. Also the association with large-scale structures bordering grabens and basins characterizes sites of incipient rifting favourable for the initiation of mantle upwelling producing of mantle diapirism, generation of basaltic magmas and conduits from which rapakivi-magma intruded upward.

These large-scale anorogenic magmatism appears to be linked to mantle processes extending below the lithosphere (Emslie, 1978; Anderson, 1982; Hoffman, 1989) and requires a typical juvenile crustal source differentiated shortly before the emplacement of the granites, as suggested by the studies of Anderson, (1983) and Anderson and Bender, (1989) on the origin of similar anorogenic granites. However part of the Teles Pires rapakivi magma may have incorporated substantial older Archean material due to the position of many massifs in the Central Amazonian Province.

Most of the granites are shallow-crustal level emplaced, show typical characteristics of subalkaline A-type and within-plate granites and the initial Sr isotopic signature, chemical and mineralogical composition indicate that the rapakivi-magma has a crustal origin.

The rapakivi-suites exhibit contrasting metalogenetic characteristics. The older Au dominant Teles Pires Suite show Au mineralisation associated to the latest granite porphyries which are confined to rift-style volcanic-sedimentary sequences, are controlled by large-scale reactivated deep structures which transect and juxtapose accreted volcanic - arc piles of calc-alkaline composition and sediments. All these features are akin to Proterozoic and Phanerozoic mesothermal Au provinces and the Au deposition might be the product of transpressive accretion (Wyman and Kerrich 1988, Kerrich & Wyman 1990). Whether the Au hydrothermal fluids are related or not to the rapakivi magmatism or later transpressive deformation is a matter of future research. The latest stage rapakivi-granites and the younger Sn bearing granites exhibit convincing structures and petrographic features indicative of being resulted from a water-saturated volatile-rich magma (F mainly) and also represent the more evolved differentiated end members of a fractional crystallization process. In this case the plutons are strongly affected by metassomatic tardi to postmagmatic processes of alteration with which Sn, Nb, Ta, W, beryl, topaz, fluorite and REE are directly linked.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

JORNADAS CIENTÍFICAS DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

J. Bellencourt

BOLETIM ESPECIAL
TRABALHOS APRESENTADOS

São Paulo, 27 e 28 de setembro de 1990

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO DE METAIS RAROS (Sn, Nb, Ta) DO
MACIÇO CARITIANAS - RONDÔNIA

O.G.de Pinho¹
J.S.Bettencourt²

¹ IPT - In memoriam ^a

2 - IGUSP - UNESP

No Maciço Caritianas (Fig.1), as seguintes facies magmáticas graníticas foram descritas: a - granito equigranular (Yem) destacando-se os sub-tipos (Yem₁) e (Yem₂) que são variações do tipo principal (Yem), b - granito heterogranular (Yh), c - granito porfirítico (Yepf) e suas variedades dos tipos (Ypfm) e (Ypfm₁) e d - microgranito (Ymg) além de corpos filonianos pegmatíticos associados.

Trata-se de granitos "subsolvus" com predominância de biotita granitos que se posicionam no campo 3a. (sienogranitos), enquanto que as variedades mais afetadas por fenômenos metassomáticos situam-se no campo dos álcali-feldspato granitos do diagrama QAP de Streckeisen.

O exame das feições texturais relacionadas a mineralizações estaníferas dos granitos do Maciço Caritianas sugere que as rochas foram submetidas a processos de alteração hidrotermal ^{pós-} magmática dos tipos pervasivo e local fissural. Os principais tipos de transformações metassomáticas pós-magmáticas são representadas por: 1 - alteração pervasiva intersticial (metassomatismos sódico e potássico), 2 - alteração fissural (metassomatismo ácido H⁺), 3 - metassomatismo silícico, Si⁺ e 4 - alteração argílica.

Metassomatismo Potássico (K⁺) - A feição predominante

resulta da substituição de plagioclásio por microclina secundária. À baixa temperatura reconhece-se que cristais de feldspato potássico se reordenam e forma-se microclina límpida exibindo geminação em grade.

Metassomatismo Sódico (Na^+) - Caracteriza-se por diferentes tipos texturais de albita ($\text{An} < 5$), bem como notável descalcificação primária de plagioclásio. Columbita-tantalita, monazita e zircão podem ser minerais de minério acompanhantes.

Os fluidos responsáveis por esse metassomatismo são caracterizados, comumente, por Th entre 400 e 600°C e salinidade, mais magmática, variável entre 2-30% eq. NaCl.

a **Metassomatismo Ácido (H^+)** - Ao nível de erosão atual do maciço greisenização, como processo dominante, é restrito a veios de preenchimento de fissuras. Quartzo, protholitionita, zinwaldita, muscovita, topázio, clorita, cassiterita, rutilo, ilmenita, hematita e pirita são os minerais principais dos greisens.

Os estudos de inclusões fluidas efetuadas nos greisens do maciço revelaram Th variáveis entre 250 a 550°C e valores de salinidade baixa a moderada entre 6 a 24% eq. NaCl.

Metassomatismo Silícico (Si^+) - É representado por veios de quartzo que cortam tanto granitos quanto greisens, associado ou não à alteração hidrotermal de paredes (sericitização, cloritização e muscovitização) ou franjas de mica branca (sericita).

Há várias gerações de veios cujos principais minerais são: quartzo, fluorita, carbonato de manganês, pirita, minerais de argila, siderita, óxido-hidróxidos de ferro e manganês e epidoto.

Duas populações de inclusões fluidas, já estudadas, indicaram para o primeiro grupo Th entre 200-250°C e salinidade baixa 0 a 5% eq. NaCl enquanto que para o segundo grupo obtiveram-se Th entre 90-150°C e salinidade muito variável entre 10-23% eq. NaCl.

Alteração Argílica - Corresponde ao estágio final da evolução fluidal, sendo caracterizada por desenvolvimento incipiente de minerais argilosos em feldspatos e micas a Th dos fluidos abaixo de 200°C.

EXCURSION GUIDES

SALVADOR, BAHIA, BRAZIL - JANUARY, 21-31, 1987

**INTERNATIONAL
SYMPOSIUM ON
GRANITES AND
ASSOCIATED
MINERALIZATIONS**

GRANITOGENESIS IN NORTHERN BRAZILIAN REGION: A REVIEW*

ROBERTO DALL'AGNOL**, JORGE SILVA BETTENCOURT***, XAFI DA SILVA JORGE-JOÃO****,
HAMILTON DE MEDEIROS**, HILTON TÚLIO COSTI*****, and MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA**

DOC. 223

ABSTRACT The Brazilian Northern region mostly corresponds to the Amazonian region of Brazil. The granitogenesis of this region covers the span of time from the Archaean to the beginning of the Late Proterozoic. Five groups of granitoids have been recognized: 1. Archaean (> 2.5 Ga) granitoids; 2. Transamazonian (2.0 ± 0.1 Ga) granitoids; 3. Middle Proterozoic (1.8 to 1.4 Ga) anorogenic granites of the Central Amazonian Province; 4. Middle Proterozoic (1.7 to 1.4 or 1.2 Ga) granitogenesis of the Rio Negro Province; and 5. Middle to Late Proterozoic (1.4 to 0.9 Ga) anorogenic granites of the Jurueña and Rondônia Provinces. The Archaean granitoids are better preserved in the Eastern Amazonian region. The older ones are sodic granitoids, with dominant tonalitic composition, following the calc-alkaline trondhjemitic trend. Archaean granodiorites are widespread in the Rio Maria region. They follow the calc-alkaline granodioritic trend. Potassic granites are associated with the sodic granitoids in the Amapá and Altamira regions. The Transamazonian granitoids are very abundant in the northern part of the Guyana Shield. The Água Branca and similar granitoids (1.95 Ga) are the best example of Transamazonian granitoids in northern Brazil. They appear to be related to a high-alumina calc-alkaline magmatism and could represent a magmatic reflex in the Archaean Craton of the activity of the Transamazonian Orogenic Cycle. The Middle Proterozoic anorogenic granites of the Central Amazonian Province form one of the largest anorogenic provinces of the world. Two-types of granites have been distinguished: a. alkaline granites similar to the A-type granites, probably generated by crustal anatexis of granulitic rocks; and b. magnetite-series granites, possibly derived by anatexis of meta-igneous rocks of granite-greenstone terranes. The anorogenic granites of the Jurueña and Rondônia Provinces are similar, but younger than those found in the Central Amazonian Province. Three subgroups of granites were distinguished according to their ages. In the Rio Negro Province two peculiar granitoids occur: a. the sphene-amphibole bearing biotite granitoids that follow the subalkaline monzonitic trend and which genesis probably involved mantle derived magmas, associated with crustal ones; and b. the crustal two-mica granites derived by anatexis of metasedimentary rocks. In order to compare the characteristics of the five granitoid groups some petrological diagrams are presented and discussed. A brief comparison between the northern Brazilian region granitogenesis and those described in neighbouring regions is done.

RESUMO O território coberto pela região Norte do Brasil foi estabilizado tectonicamente durante o Proterozóico Médio ou mesmo antes em certas áreas. A granitogênese nela identificada estende-se desde o Arqueano até o início do Proterozóico Superior. Cinco grandes grupos de granitóides foram distinguidos: 1. granitóides arqueanos (> 2.500 Ma); 2. granitóides transamazônicos (2.000 Ma); 3. granitos anorogênicos da Província Amazônia Central (1.800 a 1.400 Ma); 4. granitogênese da Província Rio Negro (1.700 a 1.400 ou 1.200 Ma); 5. granitos anorogênicos das províncias Jurueña e Rondônia (1.400 a 900 Ma). Os granitóides arqueanos estão melhor preservados na Amazônia Oriental. Os mais antigos são granitóides sódicos (tonalitos e, subordinados, trondhjemitos e granodioritos) que seguem o *trend* cálcio-alcálico tonalítico – trondhjemitico. Na região de Rio Maria (SE do Pará), granodioritos arqueanos possuem ampla distribuição. Eles são mais jovens que as rochas do grupo anterior e seguem o *trend* cálcio-alcálico granodiorítico. Granitos potássicos, de idade indefinida, porém posteriores aos granitóides sódicos com os quais se associam, são muito frequentes no Amapá e na região de Altamira (PA). Os granitóides transamazônicos são muito abundantes na porção norte do Escudo das Guianas, mas ocorrem também em outras áreas. O granitóide Água Branca e similares (1.950 Ma) são aqueles melhores estudados até o momento. Os dados químicos existentes, sobretudo os seus altos teores de alumina, sugerem que estejam relacionados a um magmatismo cálcio-alcálico, provavelmente traduzindo um reflexo da atividade do Ciclo Orogênico Transamazônico no cráton arqueano. Os granitos anorogênicos da Província Amazônia Central constituem uma das maiores províncias anorogênicas do mundo. Foram distinguidos dois grupos de granitóides: a. granitos alcalinos, similares aos granitos do tipo-A, gerados, provavelmente, por anatexia crustal de rochas granulíticas; b. granitos da série a magnetita, possuindo algumas analogias químicas com granitos do tipo-I caledonianos, derivados, possivelmente, da anatexia de rochas metaígneas de terrenos *granite-greenstone*. O primeiro grupo é muito rico em mineralizações, contrariamente ao segundo. Os granitos anorogênicos das províncias Jurueña e Rondônia são muito similares aos da Província Amazônia Central. Foram subdivididos em três grupos: a. Suite Serra da Providência com abundância de rochas rapakivíticas (1.400 a 1.200 Ma); b. Granitos rapakivi e tipos análogos mais jovens que o grupo anterior (1.270 a 1.180 Ma); c. Granitos rondonianos jovens (980 Ma), geralmente mineralizados. A granitogênese da Província Rio Negro, embora também formada no Proterozóico Médio, contrasta vivamente com aquela da Província Amazônia Central, destacando-se: a. Esfeno-anfibólio-biotita quartzo-monzonitos a monzogranitos que seguem o *trend* subalcalino monzonítico e cuja gênese parece ter envolvido magmas gerados no manto, associados a magmas crustais; b. Granitos a duas micas, correspondentes a tipos crustais derivados da anatexia de rochas metassedimentares. Propõem-se um modelo de colisão continental para explicar a evolução magmática da Província Rio Negro. São apresentados e discutidos alguns diagramas petrológicos com o objetivo de comparar as características dos cinco grandes grupos de granitóides e de mostrar a evolução química da granitogênese ao longo do tempo. É feita também uma breve comparação entre a granitogênese da região setentrional do Brasil e aquelas descritas nas regiões vizinhas.

* A contribution to 204-IGCP project

** Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), searcher. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Caixa Postal 1611, CEP 66000, Belém, PA, Brasil

*** Mineração Oriente Novo and Universidade de São Paulo (USP)

**** Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Belém, PA; ***** CPRM, Manaus, AM

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL
DNPM

A33
DOC. 219

II SYMPOSIUM AMAZONICO

ANAIS

MANAUS, AM — BRASIL — 08 a 12 de ABRIL de 1984

**UTILIZAÇÃO DE IMAGENS DIGITAIS LANDSAT NO
ESTUDO DE CORPOS GRANITÓIDES EM
RONDÔNIA: CASO-EXEMPLO DO MACIÇO
PEDRA BRANCA**

Raimundo Almeida Filho*

Bruno L. Payolla**

Onofre G. de Pinho**

Jorge S. Bettencourt**

ABSTRACT

Analysis of digital-multispectral MSS-LANDSAT images enhanced through computer techniques and enlarged the video scale of 1:100.000, showed the main geological and structural features of the Pedra Branca granitic massif in Rondônia. These are not observed in aerial photographs or Radar images. Field work showed that LANDSAT photogeological units correspond to different facies of granitic rocks in the Pedra Branca massif. The results obtained in this study show that, even under the particular characteristics of Amazônia (Tropical Forest, deep weathering, and Quaternary sedimentary covers), an adequate utilization of orbital remote sensing images can be important tools for the orientation of field works, yielding reasonable saving in time and resources during mineral prospecting campaigns in the region.

A abordagem executada no maciço Pedra Branca pode ser aplicada ao estudo de outras áreas semelhantes em Rondônia e em outras partes da Amazônia. À medida que, se com o avanço dos conhecimentos através do estudo de um maior número de maciços geo-quimicamente especializados a Sn, for possível estabelecer relações entre mineralizações, fácies petrográficas e estruturação interna desses maciços granitoides, a diferenciação de litotipos nesses corpos através de imagens poderá ser de grande utilidade prática para objetivos mineiros. O selecionamento prévio de áreas-alvos potenciais, onde os trabalhos de campo devem se concentrar, resultará em economias razoáveis de tempo e recursos em campanhas de prospecção mineral na região. Esta perspectiva torna-se mais factível à medida que estarão disponíveis, ainda este ano, imagens com melhores resoluções e em bandas espectrais mais apropriadas, obtidas pelo novo sistema sensor ("Thematic Mapper") do LANDSAT-5.

CONCLUSÕES

Os dados de campo e as análises petrográficas mostraram que as zonas homólogas de textura observadas através das imagens do canal 7 do LANDSAT correspondiam a variações faciológicas no interior do maciço granítico Pedra Branca. Esta constatação indica que, mesmo sob todas as limitações impostas pela floresta tropical, pelo profundo manto de intemperismo e pelas coberturas sedimentares quaternárias, é possível obter informações acerca da litologia e da estruturação interna desses maciços através das imagens de sensoriamento remoto convenientemente realçadas através de técnicas de computação. No caso do maciço analisado, muitos dos contatos litológicos entre as fácies mapeadas não poderiam ter sido traçados sem a utilização da imagem, uma vez que o pequeno número de afloramentos e a baixa eficácia das fotografias aéreas dificultam a integração e extrapolação das informações pontuais levantadas em campo. A visão integrada de extensa área, propiciada pelas imagens orbitais, favorece ainda a observação de grande número de falhamentos que cortam o maciço, os quais podem representar importantes metalotectos da mineralização primária na região.

- MACIÇOS GRANITÓIDES**
- 1 - NOVO MUNDO
 - 2 - JACUNDÁ
 - 3 - CARITIANAS
 - 4 - SÃO CARLOS
 - 5 - MASSANGANA (FÁCIES MASSANGANA)
 - 6 - MASSANGANA (FÁCIES BOM JARDIM)
 - 7 - SÃO DOMINGOS
 - 8 - ALTO CANDEIAS
 - 9 - JACUNDÁ
 - 10 - BURITI
 - 11 - PEDRA BRANCA
 - 12 - SANTA CLARA
 - 13 - ORIENTE NOVO
 - 14 - JARARACA
 - 15 - MANGRITO UNIÃO
 - 16 - PRIMAVERA
 - 17 - BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA
 - 18 - ABUNÁ
 - 19 - SÃO SIMÃO
 - 20 - SÃO LOURENÇO
 - 21 - CARIPUNAS
 - 22 - JACI PARANÁ
 - 23 - RIO DAS GARÇAS
 - 24 - AMERICANO
 - 25 - SÃO FRANCISCO
 - 26 - IGARAPÉ PRETO

- GRANITÓIDES ANOROGÊNICOS NÃO DIFERENCIADOS
- GRANITOS ÚLTIMOS DE RONDÔNIA
- GRANITOS RAPAQUIVÍ MAIS JOVENS E ANÁLOGOS
- MACIÇO ALTO CANDEIAS
- BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA
- 27 - BACIA DA FORMAÇÃO PRAINHA
- 28 - BACIA DA FORMAÇÃO PALMEIRAL
- 29 - GRABEN PACAÁS NOVOS
- 30 - GRABEN UOPIANE
- 31 - GRABEN PIMENTA BUENO
- LINEAMENTOS E LINEARES
- ESTRUTURAS DÔMICAS E FEIÇÕES CIRCULARES

**FAIXAS DE CISALHAMENTO E
MACIÇOS GRANITÓIDES RAPAQUIVÍ
DA PORÇÃO CENTRAL DE RONDÔNIA**
Fig. 12

+1255