

PETROGÊNESE E EVOLUÇÃO DO GRANITO JAGUARI: UM TÍPICO REPRESENTANTE METALUMINOSO DA SUÍTE INTRUSIVA ALCALINA SAIBRO, RS

M.C.P. Gastal, L.V.S. Nardi

ABSTRACT

The Jaguari Granite is a typical metaluminous granite of the alkaline association, belonging to the post-orogenic Saibro Intrusive Suite, which is localized in the southwest portion of Sul-Rio-grandense Shield. Faciologic mapping, and petrographic, mineralogic, and geochemical investigation led to its identification as an epizonal intrusion, produced from a metaluminous rhyolitic magma with moderate fluorine content. It is genetically related with a dominantly mantellic, post-orogenic magmatism which includes also other granites, syenites, and a fairly expressive volcanism. Its evolution was probably controlled by mineral fractionation processes, except for the most differentiated liquids, where volatiles had the dominant role. Mass balance calculations are consistent with convective fractionation processes, generally associated to shallow magmatic chambers, while volatiles have played a secondary role during the differentiation.

RESUMO

O Granito Jaguari constitui um típico representante dos granitos metaluminosos da associação alcalina, sendo incluído na Suíte Intrusiva Saibro (SIS), de caráter pós-orogênico, localizada na porção sudoeste do Escudo Sul-Rio-grandense. O mapeamento faciológico, conjuntamente com estudos petrológicos e geoquímicos, permitiu sua caracterização como um corpo epizonal, derivado da cristalização de magma riolítico metaluminoso com teores moderados de flúor. Sua origem está relacionada com o magmatismo predominantemente mantélico pós-orogênico, que inclui outros granitos e sienitos, além de vulcanismo bastante expressivo. Sugere-se que sua evolução foi dominada por processos de fracionamento mineral, exceto nos termos mais diferenciados em que os voláteis parecem ter adquirido maior relevância. Os resultados do balanço de massas são compatíveis com processos de fracionamento convectivo, típico da evolução de câmaras magmáticas rasas, onde os voláteis ocupam papel secundário na diferenciação.

INTRODUÇÃO

O Granito Jaguari foi descrito inicialmente por Jost & Villwock (1966), como biotita sienogranito, subalcalino, de natureza tardi-orogênica. Posteriormente, foi incluído junto com os demais granitos alcalinos pós-orogênicos da Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-grandense, na Suíte Intrusiva Saibro (SIS), de idade Cambro-Ordoviciano (Hartmann & Nardi, 1983; Nardi & Bonin, 1991). Entre os diversos maciços desta suíte, o Granito Jaguari destaca-se pelas suas dimensões, abrangendo área de 414 km². Está em contato, a oeste, com o monzogranito Santa Rita (Chemale Jr., 1982) e, a leste, com o Complexo Granítico de Lavras do Sul - CGLS (Nardi, 1984) e com o granodiorito Fazenda do Posto (Matos Neto et al., 1980).

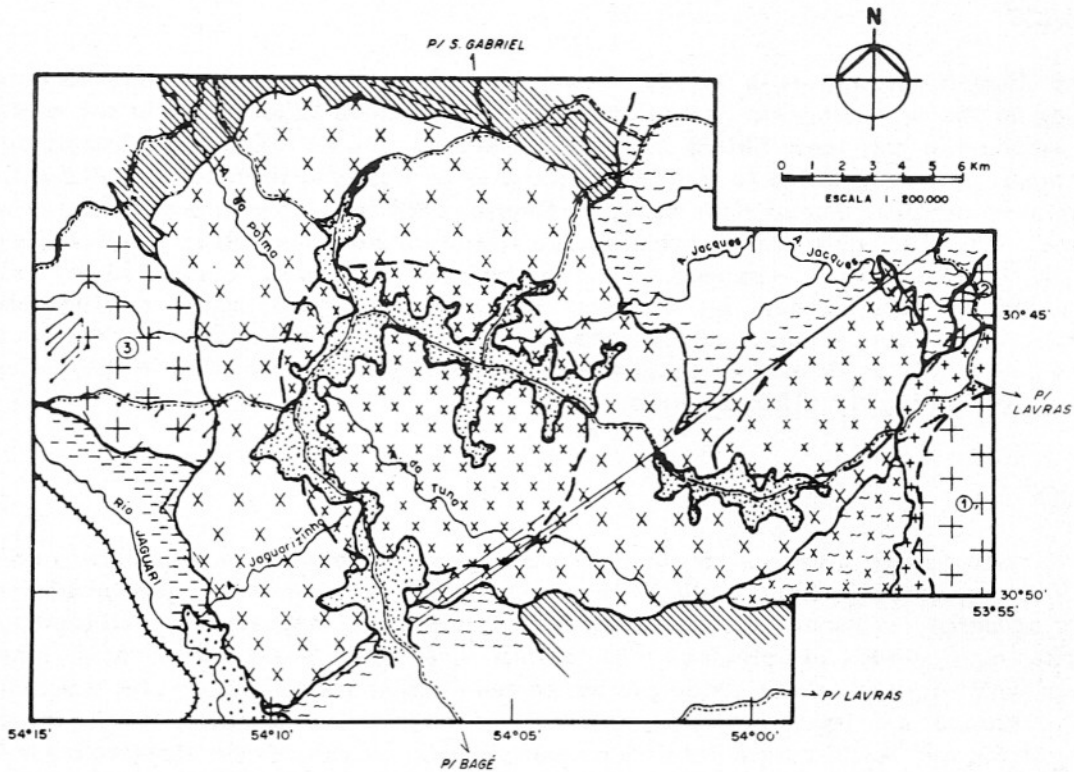
O presente trabalho iniciou com o mapeamento do Granito Jaguari, em escala 1:100 000, como parte da tese de doutorado da primeira autora (CPGEO/IG/UFRGS). Foram identificadas três fácies petrográficas, aparentemente cogenéticas: biotita sienogranitos de granulação grossa a média,

biotita monzogranitos de granulação média e grossa e, biotita monzogranitos heterogranulares a porfiríticos, médios e finos. Constata-se, ainda, a presença de tufisititos, riolitos e aplitos, provavelmente gerados a partir do mesmo magmatismo.

GEOLOGIA

O Granito Jaguari situa-se na parte central da Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-grandense, imediatamente a nordeste do Lineamento de Ibaré, de direção NW. É marcante, também, nesta porção, alinhamento com direção N25°-30°E – falha Cerro dos Cabritos, que desloca, por cerca de 8,5 a 9 km, a parte centro-sudeste do Granito Jaguari, com movimento levógiro (Fig. 1).

Ele é intrusivo nas seqüências vulcano-sedimentares do Complexo da Palma (Naumann et al., 1984), nas rochas metasedimentares da Formação Maricá (Luzardo & Fernandes, 1990) e em diferentes granitóides. Está sobreposto pelos sedimentitos



LEGENDA :

-  COBERTURA TERCIÁRIA
-  COBERTURA GONDUÂNICA
- GRANITOS ALCALINOS - SUITE INTRUSIVA SAIBRO :
-  GRANITO JAGUARI (SIENOGRANITOS / MONZOGANITOS)
-  PERTITA - GRANITO - COMPLEXO LAVRAS
- GRANITÓIDES CALCI-ALCALINOS A SHOSHONÍTICOS E SUB-VULCÂNICOS ASSOCIADOS :
-  1 COMPLEXO LAVRAS
-  2 QUARTZO-MONZONITO ARROIO DO JACQUES
-  3 MONZOGANITO SANTA RITA
-  COBERTURA EO-PALEOZÓICA - FM. MARICÁ
-  CINTURÕES VULCANO-SEDIMENTARES DE BAIXO GRAU
-  GRANODIORITO FAZENDA DO POSTO
-  ONAÍSSIS E GRANITÓIDES INDEFERENCIADOS

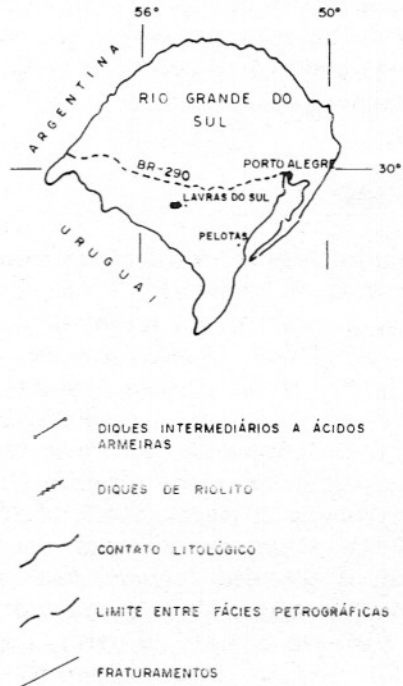


Figura 1 - Mapa geológico do Granito Jaguarí.

gonduânicos da Formação Itararé e pelos terciários, da Formação Santa Tecla (Fig. 1).

Dentre as inúmeras intrusões graníticas ocorrentes nesta região, o Granito Jaguarí representa a última manifestação

magmática, de natureza alcalina metaluminosa; sendo posterior aos eventos magmáticos tardios do Ciclo Brasileiro, caracterizados pelos granitos shoshoníticos: núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul (CGLS) e monzogranito Santa Rita e, pos-

terior, também, aos eventos pós-tectônicos precoces, de natureza alcalina, representados pelo pertita granito do CGLS.

Estudos isotópicos, em desenvolvimento (Gastal et al., 1992), pelo método Rb-Sr (RT), confirmam a idade mais jovem do Jaguari em relação ao pertita granito referido, cuja idade isotópica Rb-Sr é de 554 ± 25 Ma (Soliani Jr., 1986).

Os diques de composição ácida a intermediária, que seccionam o monzogranito Santa Rita, são muito freqüentes nas proximidades do Granito Jaguari. Os mesmos foram correlacionados, por Naumann et al. (1984), à Formação Acampamento Velho. Em alguns locais, estes diques atravessam o contato Santa Rita/Jaguari, extinguindo-se rapidamente no interior do último. Relações como esta são indicativas da pequena defasagem de tempo entre dois eventos intrusivos (Pitcher, 1978).

O Granito Jaguari possui contatos poligonais controlados por alinhamentos estruturais, de direção NE e NW, paralelos aos principais falhamentos presentes na região e, subordinados, WNW e NNW.

O contato, na maioria dos casos, é nítido e marcado pelas margens resfriadas, as quais mostram-se amplamente desenvolvidas contra o pertita granito já referido. Nesta porção, observa-se a passagem dos monzogranitos para microgranitos, aplitos e, mais raramente, aparecem fácies com texturas riolíticas. Estes riolitos são muito similares àqueles encontrados em diques de direção N40°-50°E, seccionando o pertita granito (Fig. 1).

Descrição do Granito Jaguari

O Granito Jaguari ocupa uma área aproximada de 414 km² (23 x 18 km), apresentando forma ovalada, em planta, com eixo maior segundo NNW. Sua porção centro-sudeste é deslocada pelos falhamentos de direção NE.

As suas dimensões estão um pouco além da média para as intrusões graníticas, em especial, daquelas das associações alcalinas (Bonin, 1982). Granitos alcalinos de dimensões similares, quase batolíticas, são na maioria das vezes considerados *plutons* compostos, envolvendo diferentes eventos magmáticos contemporâneos (Harris, 1985). No Granito Jaguari, entretanto, não há evidências definitivas de que o mesmo seja um *pluton* misto.

Nas margens resfriadas, desenvolvidas

nos sienogranitos, ocorrem bolsões pegmatóides e aplíticos, muitas vezes associados a cavidades miarolíticas. Em menor proporção, ocorrem tufisititos. Esses últimos aparecem como veios ou porções, relativamente estreitos, dispostos preferencialmente ao longo da margem N e NW do corpo.

No interior do corpo granítico, predominam sienogranitos de granulação grossa a média (SG), os quais transicionam a biotita monzogranitos de granulação média e grossa (MM). Esta fácies monzogranítica aflora principalmente na parte central do maciço e ao longo da porção nordeste do corpo. Em face da escala de mapeamento e dos contatos transicionais entre estas duas fácies, não foi possível a delimitação precisa da distribuição espacial das mesmas, optando-se por representar, no mapa, áreas de dominância (Fig. 1).

De forma esporádica, aparecem monzogranitos heterogranulares (MH), que diferem dos anteriores pelos aspectos texturais e granulação mais fina. Esta fácies é de ocorrência localizada no interior dos monzogranitos médios, apresentando geralmente contatos bruscos com este. Sua maior área de ocorrência encontra-se na porção nordeste, a leste da falha Cerro dos Cabritos, onde os MM constituem pequena faixa de transição para os SG (Fig. 1).

Nos sienogranitos encontram-se com freqüência *enclaves* microgranulares, de dimensões variadas, desde poucos centímetros até 1 m. A ocorrência destes *enclaves*, os quais localizadamente constituem aglomerações tipo *pillowing*, está restrita a alguns afloramentos, sugerindo que os mesmos concentram-se em porções no interior do corpo granítico.

De modo menos salientes, aparecem os aglomerados de minerais, autólitos, que diferem dos *enclaves* pelas menores dimensões, texturas distintas e por exibirem contatos mais difusos com os granitos envolventes. Estes são mais freqüentes nos MM do que nos sienogranitos.

Os aplitos ocorrem em diques, de direções preferenciais NE e NW, seccionando as demais fácies. Os mesmos concentram-se nas proximidades da falha Cerro dos Cabritos, onde são freqüentes, também, veios de quartzo.

PETROGRAFIA

A mineralogia presente nas três fácies petrográficas do Granito Jaguari (Tabela 1;

Tabela 1 – Média das modas para as fácies do Granito Jaguari.

Nº de amostras	MONZOGRANITOS			SIENOGRANITOS
	Médios - MM -	Heterogranulares - MH Porfíricos	Seriados	- SG -
	5	3	2	11
QZ	31,5 23,5-39,4	32,9 32,4 -33,9	31,6 30,0-33,2	33,0 19,4-50,4
PL	26,4 18,0-30,0	32,0 29,4 -35,3	23,2 22,0-24,5	13,0 6,1-24,4
FK	37,1 27,7-44,4	28,1 25,1 -31,4	38,6 36,2-41,0	45,0 33,8-59,5
AB	1,7 0,7- 2,8	4,0 1,0 - 5,9	3,4 3,1- 3,6	6,2 3,7-11,0
BTA	2,8 2,1- 3,9	2,6 1,3 - 3,5	2,5 2,0- 3,1	2,1 1,2- 3,8
ANF	-	-	-	TR
OP	0,4 0,2- 0,8	0,2 0,07- 0,3	0,3 0,3- 0,4	0,4 0,2- 0,9
ZR	0,05	0,02	0,07	0,07
FLU	0,04	TR	0,05	0,2
ALAN	TR	TR	-	0,1
Total de máficos - M -	3,2 2,4 - 4,4	2,8 1,6 - 3,4	2,9 2,4 - 3,4	2,6 1,5 - 4,3

Obs.: O intervalo abaixo das médias corresponde aos valores mínimo e máximo, respectivamente.

Fig. 2) está representada por quartzo, oligoclásio, feldspato potássico perftico e biotita. Como acessórios aparecem zircão, anfibólio, alanita, fluorita, magnetita/ilmenita e, em menor proporção, apatita. Sericita, clorita e, mais raramente, carbonato, titanita e epfdoto constituem a mineralogia secundária.

Os sienogranitos (SG) apresentam textura equigranular a heterogranular, granulação grossa a média. Destaca-se o arranjo típico do quartzo, em aglomerados de grãos, em uma massa constituída essencialmente por feldspato potássico, com menores proporções de biotita, anfibólio e plagioclásio. Entre os sienogranitos, a dife-

renciação é marcada pelo aumento na razão FK/PL e desaparecimento do anfibólio. Nas proximidades do falhamento NE, esta fácies mostra-se fraturada, apresentando localizadamente textura protoclástica.

Os monzogranitos (MM) mais freqüentes mostram textura heterogranular média e grossa. Diferenciam-se dos sienogranitos pela ausência do anfibólio e pela bimodalidade na distribuição do tamanho do grão, com o desenvolvimento de porção intergranular constituída por plagioclásio e biotita. Esporadicamente, estes minerais concentram-se em zonas, formando *schlierens* irregulares, com formas recurvadas e de pequenas dimensões.

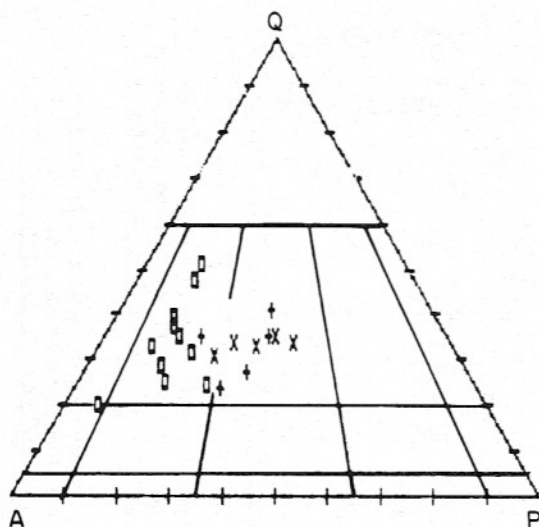


Figura 2 - Diagrama QAP, Strecheisen et al. (1976), para as fácies do Granito Jaguari. A - corresponde a soma de FK e AB intergranular, da Tabela 1. Símbolos para as fácies do Granito Jaguari: cruzes - **MM**, monzogranitos médios; X - **MH**, monzogranitos heterogranulares; retângulos vazios - **SG**, sienogranitos.

Os monzogranitos heterogranulares (**MH**) exibem textura heterogranular seriada a porfirítica, granulação média e fina. A diferença entre as ocorrências de **MH**, situadas no nordeste e no centro do corpo, é expressa respectivamente pelo predomínio das texturas seriada e porfirítica, além de variações nas modas (Tabela 1).

Aspectos distintivos adicionais entre monzo e sienogranitos, incluem a composição e texturas relativas aos feldspatos, a ordem de cristalização (biotita/quartzo) e a morfologia do zircão.

As relações texturais exibidas pelas fácies do Granito Jaguari, permitem inferir diferenças quanto a ordem de cristalização:

- Monzogranitos Heterogranulares (**MH**): PL - QZ - FK - BTA
- Monzogranitos Médios (**MM**): PL - BTA/ QZ - FK
- Sienogranitos (**SG**): QZ - PL/FK - (ANF) - BTA

Os *enclaves* microgranulares e autólitos exibem menor granulação e composição mais básica que as fácies graníticas envolventes. Nos *enclaves*, a mineralogia é similar à encontrada nos sienogranitos, nesses, evidências texturais como intercrescimentos granofíricos, formas anédricas da maioria dos minerais e a presença de quartzo esquelético sugerem que os mesmos cris-

talizaram em condições de rápido resfriamento. Nos autólitos, por outro lado, a mineralogia está restrita às fases minerais precoces, como plagioclásio, com a biotita ocupando os espaços intergranulares, o que sugere que os mesmos representam agregados cristalizados precocemente.

As fácies riolíticas, que ocorrem ao longo do contato do corpo, ou ainda, seccionando as encaixantes, apresentam textura pórfira a porfirítica, com matriz de textura variada: granofírica, esferulítica e microcristalina. Os fenocristais, com formas sub a euédricas, são predominantemente de quartzo, com menores percentagens de feldspato alcalino e plagioclásio. Entre as evidências que permitem associar amostras representativas destes diques, que seccionam o pertito granito do CGLS à líquidos residuais do Granito Jaguari (Fig. 1 e Tabela 2), salienta-se subsolvus dos mesmos.

Mineralogia

Plagioclásio - A composição varia de oligoclásio cálcico a sódico nos monzogranitos, enquanto nos sienogranitos predominam os tipos sódicos (oligoclásio/albita).

São subeuédricos, com formas tabulares, em especial nos **MM**, onde são frequentes os aglomerados de grãos, com macas de interpenetração e relações de *synneusis* (Vance, 1969).

Nas fácies monzograníticas, em especial nos **MH**, a zonação dos grãos é marcante, realçada pela maior intensidade de alteração a sericita. Caracteriza-se por apresentar núcleos regulares a irregulares, com feições de reabsorção e zonação normal e contínua nos bordos.

Nos sienogranitos, o plagioclásio ocorre em grãos isolados, apresenta-se límpido e praticamente sem zonação. Essa, quando ocorre, está restrita às bordas, onde é normal e contínua.

As feições de desequilíbrio do PL estão representadas pelas invasões de FK ao longo das bordas e mesmo interior dos grãos. São incipientes nos **MH**, tornando-se mais frequentes nos **MM**.

Feldspato Potássico - Ocorre em grãos sub a anédricos, com contornos interpenetrados, de caráter intersticial. De forma restrita aos **MH**, aparecem texturas rapakivi. Em alguns grãos, o PL dispõem-se ao redor do FK, constituindo agregados tipo *synneusis*.

É marcante a evolução gradativa nos

Tabela 2 – Elementos maiores, traço e normas para as fácies do Granito Jaguari.

	MONZOGRANITOS												SIENOGANITOS - SG								FÁCIES RIOLÍTICAS						
	MÉDIOS - MM					HETEROGRANULARES - MH																					
	KJ-131	KJ-151	KJ-111	KJ-308	LN-672	Média MM	KJ-296	KJ-33	KJ-258	KJ-273	KJ-126	Média MH	LN-671	LN-11	KJ-39A	KJ-36B	KJ-123	KJ-138	LN-673	KJ-39	KJ-130	KJ-166	Média SG	KJ-165	KL-274	KJ-267B	Média
SiO ₂	74	74,39	74,51	74,92	75,39	74,64	74,67	75,55	75,85	75,29	76,31	75,53	75,13	75,83	76,14	76,21	76,28	76,41	76,50	77,06	77,17	77,44	76,42	76,15	77,82	79,13	77,70
TiO ₂	0,2	0,19	0,22	0,22	0,19	0,2	0,26	0,15	0,18	0,19	0,18	0,19	0,18	0,14	0,15	0,16	0,15	0,12	0,13	0,14	0,12	0,16	0,15	0,10	0,11	0,13	0,11
Al ₂ O ₃	14,48	14,17	13,26	11,86	13,40	13,43	12,45	12,96	12,86	12,31	12,13	12,54	13,38	12,47	12,25	12,4	12,78	12,7	12,3	12,06	12,51	12,07	12,49	12,67	11,77	11,15	11,86
FeO _T	1,38	1,31	1,61	2,23	1,59	1,63	2,10	1,41	1,64	2,07	1,20	1,69	1,67	2,02	1,86	1,20	1,12	0,95	1,49	1,41	0,98	1,41	1,45	0,99	1,55	1,6	1,38
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,21	0,24	0,25	0,20	0,22	0,22	0,23	0,12	0,09	0,14	0,22	0,16	0,13	0,07	0,08	0,09	0,09	0,04	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07	0,04	0,07	0,08	0,06
CaO	0,87	1,01	0,93	0,79	0,88	0,90	0,96	1,03	0,92	0,75	0,86	0,90	0,69	0,59	0,68	0,67	0,49	0,46	0,55	0,56	0,54	0,58	0,58	0,27	0,22	0,24	0,24
Na ₂ O	4,45	4,27	4,22	4,07	4,45	4,29	4,13	4,45	3,46	4,16	4,16	4,07	4,31	4,04	4,38	4,45	4,22	4,18	4,31	4,31	4,29	4,13	4,26	4,27	3,37	2,63	3,42
K ₂ O	4,58	4,64	4,46	4,24	4,24	4,43	4,46	4,15	4,42	4,39	4,32	4,35	4,45	4,51	4,7	4,94	4,2	4,41	4,7	4,19	4,54	4,82	4,72	4,82	4,72	4,82	4,79
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	nd	0,01	0,01	nd	0,01	0,01	nd	nd	nd	0,01
PF	0,33	0,29	0,23	0,42	0,50	0,35	0,42	0,59	0,23	0,25	0,35	0,37	0,33	0,19	0,41	0,2	0,38	0,14	0,4	0,5	0,19	0,28	0,3	0,37	0,38	0,92	0,56
H ₂ O ⁻	0,22	0,17	0,20	0,11	0,05	0,15	0,16	0,13	0,07	0,09	0,23	0,14	0,14	0,22	0,01	0,15	0,31	0,16	0,03	0,04	0,14	0,16	0,14	0,32	0,12	0,12	0,19
Soma	100,80	100,77	99,97	99,14	100,98	100,32	99,95	100,59	99,79	99,70	100,04	100,01	100,76	100,21	100,45	100,08	100,55	100,12	100,00	100,59	100,71	100,52	100,43	100,01	100,14	100,85	100,32
Rb	187	202	188	167	181	185	174	201	166	188	184	183	189	159	166	161	202	143	173	165	173	149	168	267	213	219	233
Sr	138	190	147	152	139	153	166	119	139	139	206	154	80	58	30	49	56	15	15	30	15	15	36	15	15	15	15
Ba	646	914	663	783	648	731	806	569	641	683	1020	744	491	351	127	283	361	35	114	131	96	83	207	31	55	77	54
Zr	177	148	177	182	157	168	167	112	136	169	146	146	162	135	162	165	169	143	134	122	136	160	149	119	96	114	110
Li	67	70	66	42	53	60	58	46	51	42	47	49	39	40	46	43	15	27	49	37	40	41	38	5	6	5	5
Y	96	-	-	55	41	64	-	46	-	39	48	44	-	52	69	-	67	-	56	-	60	61	81	-	-	-	-
Nb	54	-	-	41	35	43	-	38	-	32	35	35	-	38	42	-	49	-	43	-	51	45	63	-	-	-	-
Zn	58	48	53	52	45	51	56	33	44	45	45	45	53	41	80	45	52	56	66	62	59	71	36	36	26	26	29
F	1400	-	-	1100	535	1011	-	452	-	1200	582	745	-	1300	1600	-	895	-	1600	-	1800	1439	383	-	-	-	-
Cl	26	-	-	45	10	27	-	27	-	44	10	27	-	10	44	-	10	-	43	-	10	23	10	-	-	-	-
Ba/Rb	3,4	4,5	3,5	4,7	3,6	3,9	4,6	2,8	3,9	3,6	5,5	4,1	2,6	2,2	0,8	1,8	1,8	0,2	0,7	0,8	0,5	0,6	1,2	0,1	0,3	0,3	0,2
Rb/Sr	1,4	1,1	1,3	1,1	1,3	1,2	1	1,7	1,2	1,3	0,9	1,2	2,4	2,7	5,5	3,3	3,6	9,5	11,5	5,5	9,9	6,5	17,8	14,2	14,6	15,5	
IAG	0,85	0,85	0,89	0,95	0,89	0,89	0,93	0,91	0,81	0,94	0,95	0,91	0,91	0,93	0,98	0,98	0,94	0,96	0,95	0,98	0,97	0,94	0,95	0,97	0,90	0,86	0,91
A/CNK	1,04	1,02	0,98	0,93	0,99	1,0	0,93	0,95	1,06	0,95	0,93	0,96	0,99	0,98	0,92	0,92	0,99	0,97	0,97	0,94	0,95	0,97	0,96	0,99	1,06	1,12	1,06
ID	92,9	92,5	92,3	92,2	93,2	92,5	93,3	91,5	93,4	94,4	92,9	93,9	93,8	96,2	96	96,2	96,4	94,7	96,1	97,2	95,1	95,3	96,9	95,4	94,9	95,2	
#FE	0,87	0,85	0,87	0,92	0,88	0,88	0,9	0,92	0,95	0,94	0,85	0,91	0,93	0,97	0,96	0,93	0,93	0,96	0,96	0,96	0,95	0,95	0,95	0,96	0,96	0,95	0,96
M	1,62	1,67	1,7	1,76	1,66	1,68	1,8	1,73	1,58	1,73	1,75	1,72	1,68	1,67	1,75	1,74	1,63	1,66	1,62	1,7	1,68	1,62	1,68	1,6	1,5	1,45	1,53
T _{ZR} (°C)	778	760	773	771	765	769	761	733	759	767	753	755	767	752	762	755	774	758	755	742	752	770	759	747	736	754	746
T _{AP} (°C)	877	898	882	886	871	883	900	848	875	870	899	878	811	818	769	821	822	-	772	777	-	781	796	-	-	796	-
Q	28,2	29	30,3	32,8	30,6	30,1	31,2	31,1	36,1	32,3	33,7	32,8	29,4	32,5	32,8	31,8	32,7	31,8	33,5	33,6	33,2	35,5	32,5	32,3	39,1	44,2	38,2
Or	27	27,4	26,3	25	25	26,2	26,3	24,5	26,1	25,9	25,5	25,7	28,0	27,2	26,3	26,6	27,8	29,2	24,8	26	27,8	24,7	26,8	28,5	27,9	28,5	28,2
Ab	37,7	36,1	35,7	34,4	37,6	36,3	34,9	37,6	29,3	35,2	35,2	34,4	36,5	34,2	37,1	37,6	35,7	35,4	36,4	36,4	36,3	34,9	36	36,1	28,5	22,2	28,9
An	4	4,6	4,1	1,6	4,1	4,1	2,3	3,1	4,3	1,9	1,7	3,1	3,1	2,3	0,6	0,5	2	1,3	1,8	0,5	1	2	1,5	1,2	1,1	1,1	1,1
Di	-	-	0,2	1,7	0,03	-	1,8	1,5	-	1,3	1,9	0,9	0,1	0,4	0,4	2,1	0,2	0,9	0,7	1,9	1,1	0,7	1,1	-	-	-	-
C	0,7	0,4	-	-	-	0,07	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,7	1,2
Hy	1,4	1,6	1,5	1,5	1,9	1,8	1,0	1,2	1,8	1	0,4	1,3	2,4	2,3	-	0,1	0,8	1,6	0,8	-	1,5	1,1	0,1	1,4	1,6	1,3	
Il	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,06	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,02	0,2	0,2	0,2
Mt	0,8	0,7	1	1,1	0,7	0,9	1,3	0,4	0,7	1,3	0,7	0,9	0,4	0,7	-	0,6	0,5	0,2	0,4	0,4	0,7	0,4	0,6	-	0,9	0,8	1,1
Hm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7	-	0,6	-	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-
Ap	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05	-	0,02	0,02	-	0,02	0,03	-	-	0,02	0,02
Total	100,3	100,3	99,6	98,6	100,4	100	99,4	99,8	99,5	99,4	99,5	99,6	100,15	99,95	99	99,55	100,05	99,8	99,4	99,9	100,3	100	99,93	99,32	99,8	99,8	99,62

Obs.: IAG - índice apfático, Na₂O+K₂O/Al₂O₃, em proporções moleculares; A/CNK - razão Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O, em proporções moleculares; ID - índice de diferenciação = Q+Or=Ab normativos, Thorton & Tuttle (1960); #FE = FeO_T/FeO_T+MgO; M = (Na+K+2Ca)/(Al.Si), em proporções de cátions e T_{ZR} - temperatura de saturação em zircão, Watson & Harrison (1983); T_{AP} - temperatura de saturação em apatita, Harrison & Watson (1984); normas CIPW calculadas pelo programa GPP, de Geist et al. (1985); as amostras KL 274 e KL267B, correspondem aos diques

tipos e amplitude das pertitas, desde os monzogranitos heterogranulares, monzogranitos médios até os sienogranitos. Observa-se a passagem das pertitas finas, em filmes regulares, por vezes descontínuos a pertitas médias, em veios regulares a irregulares, entrelaçados (*braid-perthite*), e destas para as pertitas em manchas (*patchy perthite*). Esta variação é acompanhada, também, pelo desenvolvimento mais expressivo da albita intergranular nos contatos entre grãos de feldspatos alcalinos, culminando com a formação das invasões de albita com textura *chess-board*, nos tipos mais evoluídos. A albita intergranular com mirmequitas está restrita aos monzogranitos heterogranulares.

Nos monzogranitos médios e sienogranitos encontram-se, ainda, fragmentos de plagioclásio, de contornos regulares a irregulares, de diferentes tamanhos e contatos, por vezes lobados. Alguns destes plagioclásios mostram-se similarmente orientados em partes do feldspato potássico, mas sem consistência através do restante do grão. Estas feições sugerem a reabsorção do plagioclásio pelo feldspato alcalino (Nekvasil, 1990), sem apresentar nenhuma relação com a seqüência de evolução das pertitas (Smith & Brown, 1988).

Quartzo – As características texturais apontam diferenças no início da cristalização do quartzo para as diversas fácies.

Nos monzogranitos predominam as formas anédricas a subeuédricas, com raros agregados de grãos nos **MM**, ou então, em grãos isolados, nos tipos porfiríticos, onde desenvolve faces retas contra o feldspato alcalino e apresenta feições de corrosão. Nos **SG**, predominam os grãos sub a euédricos, de caráter precoce, caracterizados pelo desenvolvimento de faces retas contra o feldspato alcalino e plagioclásio. Nesta fácies, são freqüentes os agregados de grãos e as feições de corrosão.

Biotita – Este mineral mostra, também, aspectos texturais diversos.

Nos **MH**, ocorre em lamelas anédricas, de caráter intersticial, enquanto nos **MM**, predominam as lamelas subeuédricas, relativamente mais precoces na cristalização. Nesta fácies, a biotita é freqüente como inclusões no feldspato alcalino, plagioclásio e mesmo no quartzo. Nos monzogranitos, em geral, a biotita mostra-se mais intensamente alterada a clorita, mica branca e titanita e são freqüentes as bordas de reação no contato com feldspato alcalino e plagioclásio, com o desenvolvimento de rutilo.

Nos sienogranitos, ocorre em lamelas anédricas a subeuédricas, de caráter intersticial, sendo comum em aglomerados, associada a restos de anfibólio, opacos e alanita. É típico desta fácies, o desenvolvimento de intercrescimentos simplectéticos de biotita e quartzo. No geral, a biotita apresenta-se mais preservada que nas outras fácies, sendo rara a alteração a opacos e, menos, a clorita.

Os dados de química mineral, obtidos para três amostras dos sienogranitos, revelam a presença de biotita anédrica, típica dos granitos das associações alcalinas, o que é evidenciado no diagrama $Al_t \times Mg$ de Nachit et al. (1985) (Fig. 3a). Neste diagrama e no diagrama $MgO-FeO_t-Al_2O_3$ (Fig. 3b), é evidente a existência de duas populações de biotita nos **SG**, que correspondem a amostras com e sem anfibólio. As variações químicas entre estes dois tipos de biotitas são marcadas, respectivamente, pelo decréscimo de TiO_2 , MgO e $\#FE$ (FeO_t/FeO_t+Mg) e aumento de Al_2O_3 , as quais são consistentes com o equilíbrio entre as duas fases ferromagnesianas (Nockolds, 1947; Anderson, 1980).

Anfibólio – Está restrito aos tipos menos evoluídos e algumas fácies de borda dos **SG**. Ocorre em grãos anédricos, parcialmente substituídos a biotita, titanita e carbonato. Os dados de química mineral, obtidos para uma amostra, permitem classificá-lo como hornblenda ferro-edenítica (Leake, 1978), com razão $\#FE$ similar a das biotitas e rocha total.

Zircão – Apresenta tipos morfológicos distintos. Nos **MH**, de textura porfirítica, ocorre em grãos irregulares, de pequenas dimensões, freqüentes em inclusões na biotita e raro em grãos isolados. Nos demais monzogranitos (**MH** e **MM**), aparecem, além deste tipo, grãos euédricos, mais desenvolvidos e zonados, com núcleos irregulares. Nos sienogranitos, por outro lado, predominam os zircões euédricos a subeuédricos, raramente zonados e bem desenvolvidos.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

O Granito Jaguari é constituído por rochas com teores médios de SiO_2 entre 74,7% e 78% (em base anidra), incluindo-se, portanto, entre as composições graníticas alta sílica (Mahood & Hildreth, 1983), extremamente diferenciados e de difícil

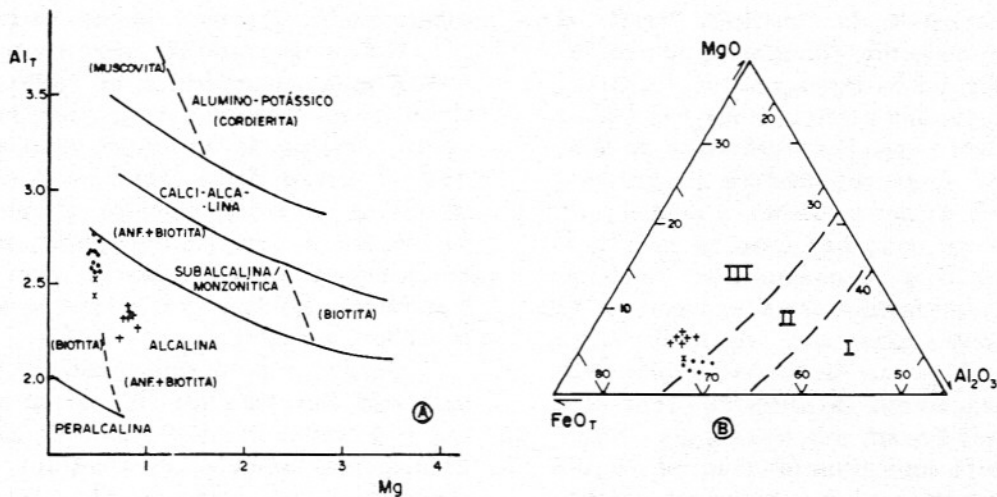


Figura 3 - Química das biotitas presentes nos sienogranitos (SG). A - Diagrama Al_T X Mg (u.f.a. em 22 oxigênios), com a separação das principais associações de granitos em função da química das biotitas, proposta por Nachit et al. (1985). Linha cheia - separação das associações graníticas; linha tracejada - subdivisão das associações de acordo com a associação mineral. B - Diagrama Al_2O_3 - FeO_T - MgO (% em peso), com os campos para classificação das biotitas, segundo Nockolds (1947): I - biotita coexistente com muscovita; II - biotita isolada; III - biotita coexistente com outras fases ferromagnesianas. Símbolos para amostras: . - amostras sem anfibólio (Ln 673); x - amostras com restos de anfibólio (Kj-39A); + - amostras com anfibólio (Ln-j1).

identificação no que diz respeito à sua filiação magmática.

A necessidade de conjugar diversas evidências, geoquímicas, petrográficas e geológicas, no sentido de elucidar a vinculação magmática destes líquidos muito diferenciados, têm sido enfatizada em vários artigos recentes (Whalen et al., 1987; Eby, 1990 e Nardi, 1991). Os principais critérios geoquímicos, propostos por estes autores, foram aplicados na investigação da afinidade magmática do Granito Jaguari.

A afinidade alcalina do Granito Jaguari é realçada pelos altos valores do índice agpástico, superiores a 0,85, e elevadas proporções das razões #FE ($FeO_T/FeO_T + MgO$), geralmente superiores a 0,80 (Tabela 2). Todos os dois parâmetros são compatíveis com granitos da associação alcalina (Ewart, 1979; Whalen et al., 1987). Os valores para o índice agpástico variam entre 0,85 e 0,90, crescendo com a diferenciação das fácies do Granito Jaguari; contudo, o caráter metaluminoso é mantido ao longo de toda evolução do granito. Nardi (1991) propõe a utilização conjunta das razões #FE e índice agpástico, para a caracterização dos granitos metaluminosos da associação alcalina, o que é ilustrado para o Granito Jaguari na Figura 4.

As biotitas presentes nos SG caracte-

rizam-se pelas altas razões #FE, entre 0,9 e 0,96, e $K_2O + Na_2O/Al_2O_3$, superiores a 0,75. Este comportamento é consistente com a afinidade alcalina do granito, conforme critérios expostos por Ewart (1979) e Nachit et al. (1985), (Fig. 3a).

Os conteúdos relativamente elevados de Nb, Y e F (Tabela 2 e Figs. 5 e 7) e os padrões de elementos terras raras (Fig. 6) são fortemente indicativos da filiação alcalina do Granito Jaguari.

Concentrações elevadas de Nb, Y, Zr e outros elementos de elevada carga e pequeno raio iônico são consideradas características do magmatismo alcalino (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987; Nardi, 1991). Os teores relativamente baixos de Zr presentes no Granito Jaguari, em comparação à média dos granitos alcalinos, podem ser simples reflexo de sua natureza metaluminosa, devido à baixa solubilidade do Zr em tais composições, ou, alternativamente, de uma fonte pobre neste elemento.

As concentrações de F para as diferentes fácies do Granito Jaguari, entre 0,07% e 0,14%, encontram-se também dentro dos valores médios de granitos da associação alcalina (Bailey, 1977; Christiansen & Lee, 1986).

O comportamento geoquímico do Gra-

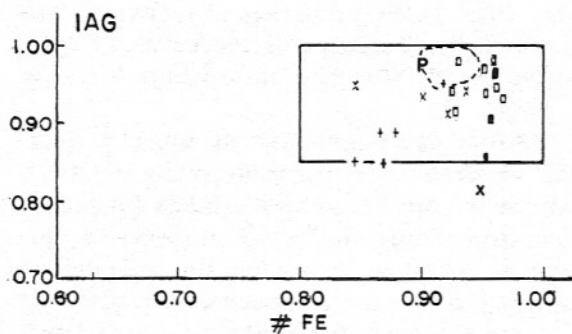


Figura 4 - Índice agpático (IAG) X #FE (FeO_t/FeO_t+Mg), para as fácies do Granito Jaguarí em relação ao campo dos granitos da associação alcalina proposto por Nardi (1991). Símbolos, vide Figura 2, e retângulos preenchidos - fácies riolíticas. Campo pontilhado - P, refere-se aos limites para o pertita granito do CGLS (Nardi, 1984).

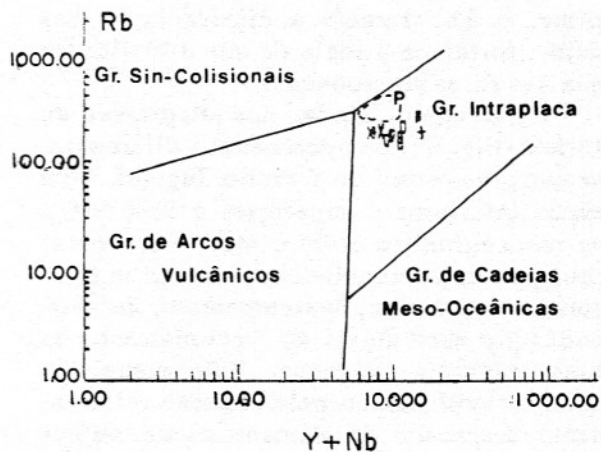


Figura 5 - Diagrama Rb X (Y+Nb) para o Granito Jaguarí, com a subdivisão dos granitos, segundo Pearce et al. (1984). Símbolos, vide Figuras 2 e 4.

nito Jaguarí mostra-se ambíguo com relação às classificações de granitos quanto ao ambiente tectônico, o que parece ser típico dos granitos alcalinos pós-orogênicos (Nardi, 1991). Os teores moderados de ETR, o grau de fracionamento relativamente baixo dos ETRP e as pronunciadas anomalias negativas de Eu, são características geralmente descritas em granitos da associação alcalina de caráter pós-orogênico (Nardi, 1989). Da mesma forma, os teores elevados de Ba nos termos menos diferenciados do Granito Jaguarí (Tabela 2) indicam, de acordo com os critérios propostos por Bonin (1990), sua natureza pós-orogênica. Por outro lado, o posicionamento das amostras do Granito Jaguarí no diagrama Rb X (Y+Nb), de Pearce et al. (1984), sugere sua similaridade com os granitos intraplaca (Fig. 5).

O pertita granito do CGLS (Nardi, 1984), também pertencente à Suíte Intrusiva Saibro, apresenta características geoquímicas distintas do Granito Jaguarí, confirmando a separação dos dois, como sugerem as relações de campo. Este granito, em comparação ao Granito Jaguarí, apresenta menores teores de SiO_2 (73,1%, em base anidra), mostra-se levemente peralcalino e é mais enriquecido em FeO_t e K_2O . Com relação aos elementos traço, difere pelas menores concentrações de Ba e maiores de Zr e Nb (Figs. 5 e 7).

EVOLUÇÃO E PETROGÊNESE

O comportamento de vários elementos

e razões com a diferenciação das fácies do Granito Jaguarí, exibido nos diagramas de Harker (Fig. 7), mostra analogias ao descrito na evolução de líquidos graníticos alta SiO_2 (Mahood & Hildreth, 1983; Miller & Mittlefehldt, 1984): com decréscimos acentuados de MgO , CaO , Sr e Ba e mais suave, de TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , FeO_t e Zr; enriquecimento de Y, Nb, F, Zn e ETRP, para pequenas variações de SiO_2 e álcalis.

No entanto, a magnitude dos fatores de enriquecimento/empobrecimento nestes elementos, entre monzo e sienogranitos do Granito Jaguarí, é inferior à observada na maioria daqueles magmas ácidos, para os quais são discutidos modelos alternativos ao fracionamento mineral (Hildreth, 1981; Miller & Mittlefehldt, 1984).

O Granito Jaguarí, no geral, aproxima-se mais da evolução de líquidos graníticos metaluminosos altamente diferenciados. O comportamento do TiO_2 , P_2O_5 e Zr, com *trends* bem suavizados com a diferenciação (Tabela 2 e Fig. 7), mostra-se consistente com a evolução de tais líquidos, como descrevem Ellison & Hess (1986) e Harrison & Watson (1984).

O caráter levemente compatível de Rb e Li, durante a diferenciação de monzo para sienogranitos do Jaguarí (Figs. 7 e 8a), não é feição muito comum aos granitos alta sílica. No caso do Rb, as possíveis explicações para este comportamento envolvem a presença de biotita e/ou ortoclásio nas associações de minerais fracionados, ou a remoção de líquidos residuais (Hanson, 1978). O fato do Li acompanhar, de certa

forma, o Rb, durante a diferenciação das fácies, fortalece a idéia de que a biotita foi uma das fases fracionadas.

É marcante, ainda, nos diagramas de Harker (Fig. 7), comportamento diferenciado entre amostras do Granito Jaguari, com teores inferiores e superiores a 76% SiO₂. Os monzogranitos (MM e MH) e sienogranitos pouco diferenciados, com teores inferiores a este limite, aparentemente, definem tendências atribuíveis ao fracionamento de fases minerais precoces. Este comportamento é evidenciado pela redução relativamente acentuada de elementos compatíveis com a diferenciação, como MgO, CaO, Sr, Ba, assim como da razão Ba/Rb (Fig. 7) e pelo crescimento da anomalia negativa de Eu (Fig. 6).

Os *trends* para FeO_t e Al₂O₃ também são decrescentes com a diferenciação, mas além de mais suavizados, seus valores diferem entre os dois tipos de monzogranitos (MM e MH) (Fig. 7). Este comportamento, principalmente no caso de FeO_t, sugere evolução um pouco distinta para estas duas fácies, talvez relacionada a processos concorrentes de fracionamento de magnetita.

As amostras com SiO₂ superior ao limite de 76%, refletem basicamente a evolução dentro dos sienogranitos (SG). Caracterizam-se por apresentar teores mais elevados de Nb, Y, F, Zn e ETRP e pela estabilização dos teores de quase todos os outros elementos, inclusive das razões Ba/Rb (Fig. 7).

Os termos de borda desta fácies e os riolitos exibem forte decréscimo dos teores de F, indicativo dos fenômenos de *degassing*.

sing. Para estas amostras, observa-se, ainda, forte decréscimo dos teores de Li e Zn e aumento de Rb, Y e Nb (Tabela 2 e Fig. 7).

Afora estas amostras de borda e riolitos, observa-se correlação positiva do F com vários dos elementos citados (Fig. 8b). Comportamento similar é observado durante a evolução de rochas de composição granítica com teores moderados a altos de F, como é o caso dos topázio riolitos (Burt et al., 1982). Os dados químicos sugerem, deste modo, que na diferenciação dos sienogranitos (SG), voláteis como F e talvez Cl foram mais ativos.

Condições de Cristalização

A ocorrência de brechas de *degassing* e fácies riolíticas, associadas à evolução do Granito Jaguari, sugerem que as pressões durante sua cristalização não excederam a 1 - 1,5 Kbar.

As temperaturas de saturação em apatita - T_{AP} (Harrison & Watson, 1984) e em zircão - T_{ZR} (Watson & Harrison, 1983) fornecem valores mínimos para as temperaturas liquidus dos granitos (Tabela 2). A divergência nos valores obtidos para a T_{ZR} em relação à T_{AP}, nos monzogranitos, reflete, aparentemente, condições de subsaturação em zircão dos líquidos iniciais, enquanto que para SG, os resultados obtidos sugerem condições de saturação. Estes resultados estão de acordo com a evolução dos tipos morfológicos de zircão, descrita anteriormente.

Os valores obtidos para as T_{AP}, va-

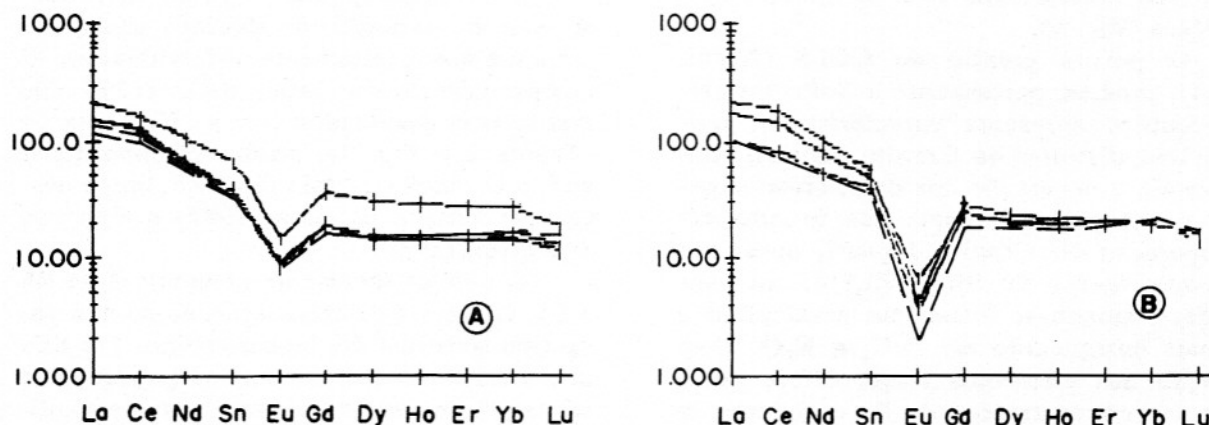


Figura 6 - Diagrama ETR, normalizados com o padrão condritico de Haskin et al. (1968). A - monzogranitos: MM - linha cheia; MH - linha tracejada. B - sienogranitos: SG - linha cheia; fácies riolíticas - linha tracejada.

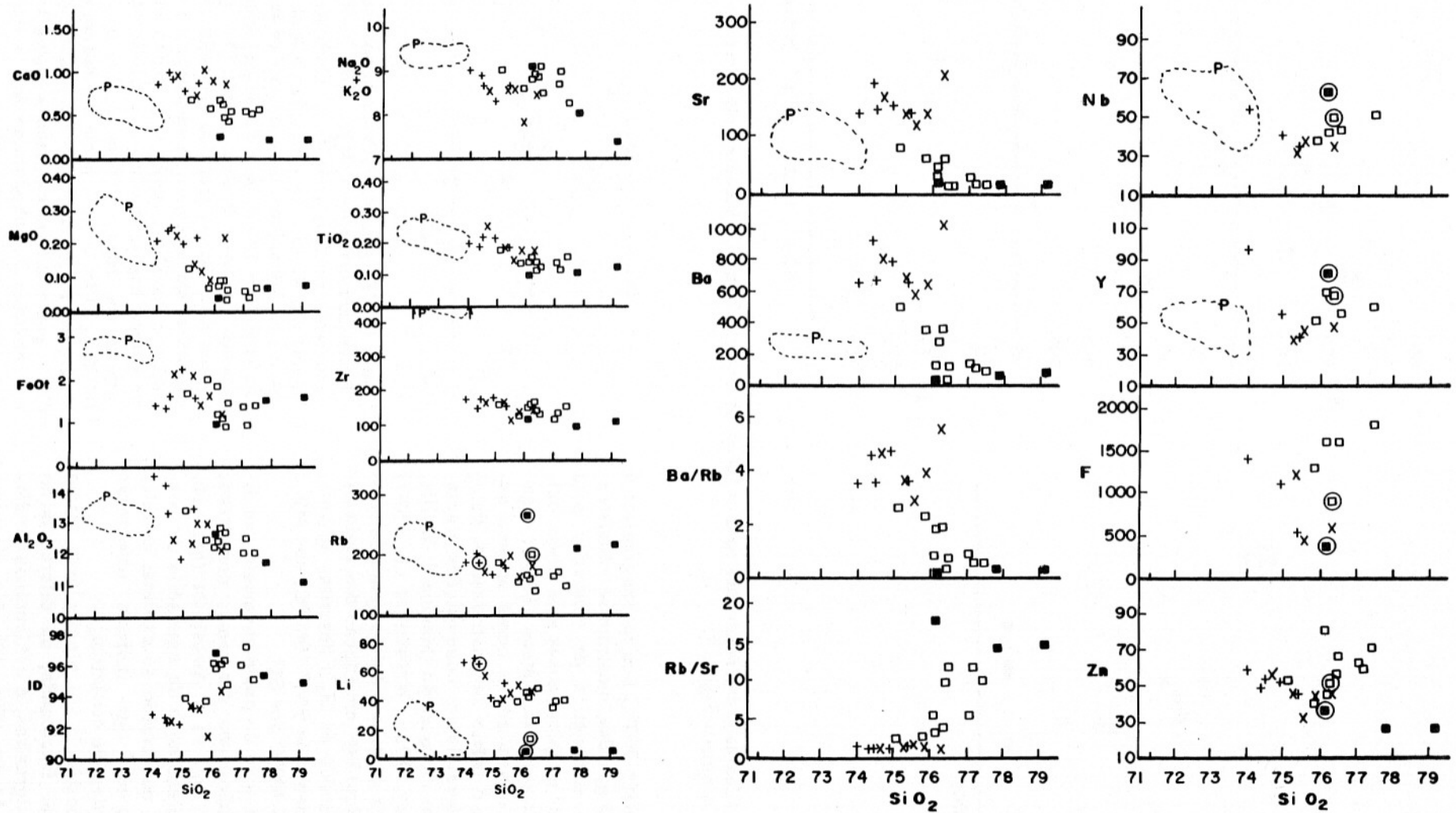


Figura 7 - Diagramas de Harker para as fácies do Granito Jaguarí. Símbolos e referências, vide Figuras 2 e 4. Amostras envolvidas por um círculo referem-se àquelas situadas a poucos metros (≤ 10 m) do contato do corpo granítico, correspondendo a variações de borda.

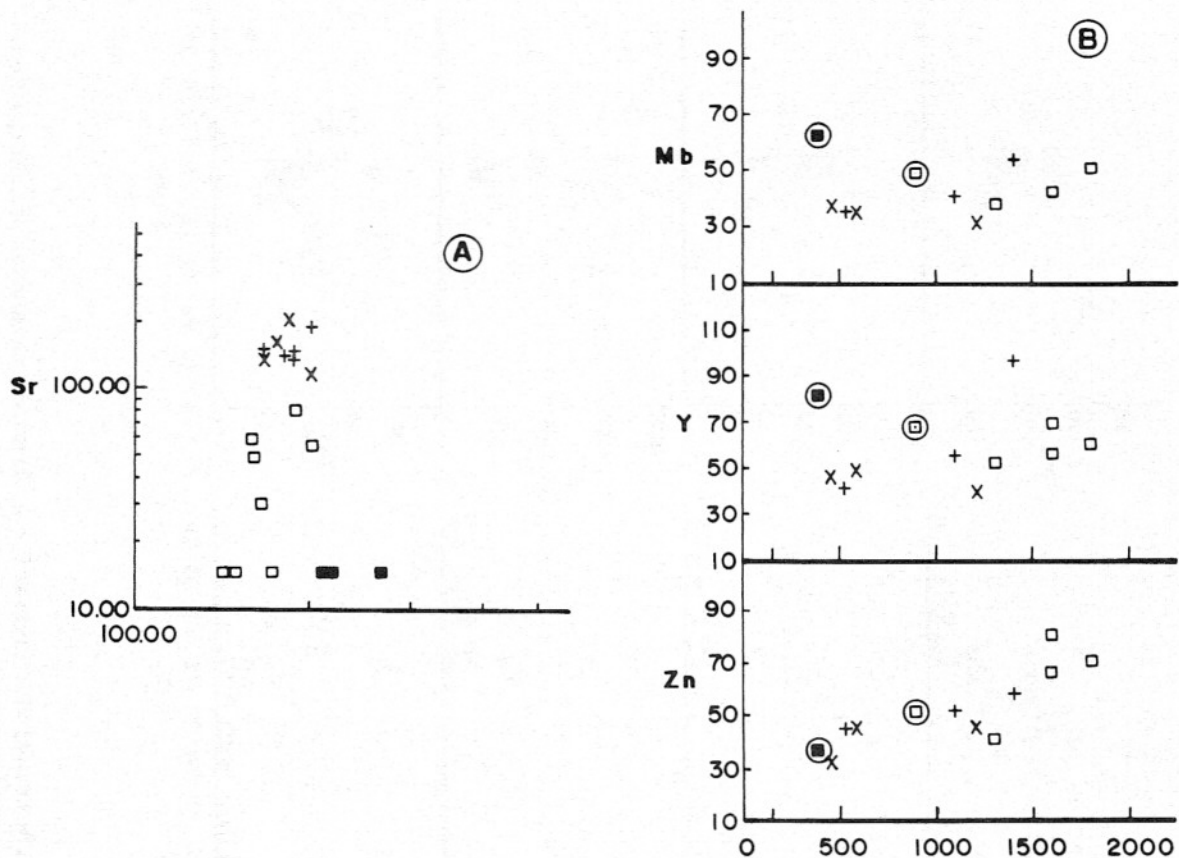


Figura 8 - Diagramas interelementos para as fácies do Granito Jaguarí. Símbolos, vide Figuras 2 e 4 e observações conforme Figura 7.

riando de 880°-900°C nos monzogranitos a 770°-800°C nos SG, mostram-se consistentes com a sistemática de saturação para composições metaluminosas alta sílica, exibida por Harrison & Watson (1984); o que possibilita considerá-las como valores mínimos para o início da cristalização. Estudos experimentais em composições similares às fácies em questão (Maaloe & Wyllie, 1975; Naney, 1983; Webster et al., 1987) fornecem os valores máximos para as temperaturas liquidus, em função das estimativas do conteúdo de H₂O descritas adiante; respectivamente de 950°-1000°C, nos MH e MM e 850°-900°C nos SG.

A avaliação do posicionamento das diferentes fácies nos diagramas normativos Qz-Ab-Or (Fig. 9) e An-Ab-Or (Fig. 10) permite a elaboração de uma série de considerações, no sentido de explicar as relações texturais, que indicam diferenças quanto a ordem de cristalização.

A importância do plagioclásio, como fase mineral fracionada, na diferenciação monzo/sienogranitos, é evidenciada no diagrama An-Ab-Or (Fig. 10). No diagrama

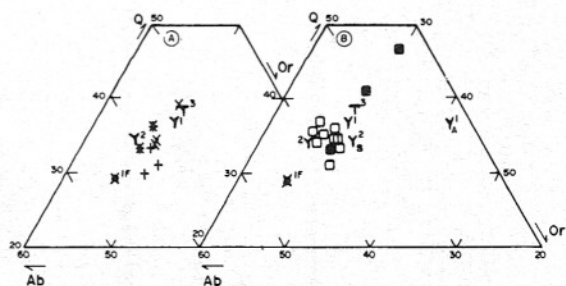


Figura 9 - Diagrama Q-Ab-Or normativos. A - fácies monzograníticas (MM e MH); B - fácies sienograníticas (SG) e riolíticas. Símbolos vide Figuras 2 e 4. Y₁ e Y₂ - ternário mínimo para sistema haplogranítico, em condições de saturação ($\alpha_{H_2O} = 1$) e P_t de 1 e 2 Kbars, respectivamente (Tuttle & Bowen, 1958); T³ - ponto mínimo para sistema granítico contendo 3% An normativa, em condições de saturação e 1 Kbar (James & Hamilton, 1969); \star^{1F} - ponto mínimo em sistema haplogranítico, em condições de saturação em H₂O, 1 Kbar e 1% de flúor (Manning, 1981); 1Y_A - ponto mínimo em sistema haplogranítico anidro e 1 Kbar (Luth, 1969); 2Y_S - ponto mínimo em sistema haplogranítico em condições de subsaturação ($\alpha_a = 0,5$) e 2 Kbar (Ebadi & Johannes, 1991).

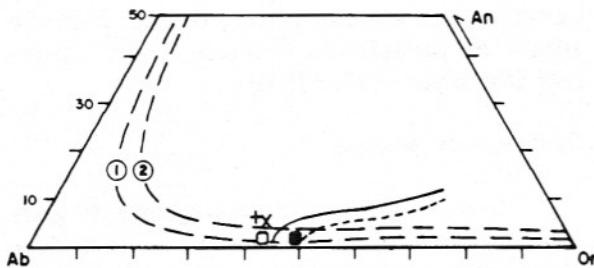


Figura 10 - Diagrama An-Ab-Or normativos para as médias das fácies do Granito Jaguari. Símbolos, vide Figuras 2 e 4. Linhas tracejadas - isotermais do solvus a 1 Kbar e (1) T = 750°C; (2) T = 825°C, conforme Fuhrman & Lindsley (1988); linha cheia - curva liquidus a 1 Kbar, em condições de saturação em H₂O, segundo James & Hamilton (1969); linha pontilhada - curva hipotética para a superfície liquidus a 0,5 Kbar, em condições de saturação, obtida a partir da projeção do ternário mínimo determinado por Tuttle & Bowen (1958).

Qz-Ab-Or (Figs. 9a e b), ambas as fácies ocupam a mesma posição, indicando que na diferenciação monzo/SG não houve mudanças significativas nas proporções das demais fases félsicas.

Os experimentos, em condições de subsaturação em H₂O, efetuados para composições naturais ou sintéticas, similares aos monzogranitos, são consistentes com a ordem de cristalização descrita para as fases félsicas (Wyllie et al., 1976; MacLellan & Trembath, 1991). As diferenças texturais entre os dois tipos de monzogranitos (MM e MH), aparentemente, refletem regimes distintos de resfriamento. As texturas dos monzogranitos heterogranulares (MH) indicam condições de cristalização em regime de resfriamento mais rápido. A presença ocasional de feições como zonações reversas e núcleos parcialmente corroídos nos plagioclásios e texturas rapakivi representam a ocorrência de processos de desequilíbrio localizados, relacionados à margens resfriadas ou aos *fronts* de cristalização (Loomis, 1982; Martin et al., 1987).

A presença, nos monzogranitos médios (MM), de autólitos, *schlierens* e a concentração de minerais de cristalização, relativamente precoce, constituindo uma espécie de "matriz", refletem processos cumulativos desenvolvidos por mecanismos convectivos, em líquidos enriquecidos em flúidos (Barrière, 1981; Irvine, 1987) ou de segregação por fluxos (*flow segregation*).

Nos sienogranitos, o caráter relativa-

mente precoce do quartzo pode ser melhor entendido, quando se considera o efeito de voláteis como o flúor (Fig. 9a). Resultados experimentais para sistemas haplograníticos contendo flúor, efetuados por Manning (1981), evidenciam o forte efeito do mesmo em ampliar o campo de estabilidade do quartzo, à custa, principalmente, da desestabilização do plagioclásio. Da mesma forma, experimentos desenvolvidos em composições naturais, em condições de subsaturação e com conteúdos de flúor comparáveis aos dos SG, evidenciam o caráter precoce do quartzo, mesmo para composições relativamente enriquecidas em anortita (Clemens et al., 1986; Webster et al., 1987).

As fácies presentes no Granito Jaguari, em especial os SG, posicionam-se no diagrama An-Ab-Or (Fig. 10), na porção do sistema granítico caracterizada pelos baixos teores de An normativa. Nesta porção, as relações das fases feldspáticas são extremamente sensíveis às variações na composição do líquido, sendo possível a ocorrência de padrões peculiares de cristalização, marcados pela reação entre as duas fases feldspáticas (Tuttle & Bowen, 1958; Nekvasil, 1990).

As feições de substituição ou de reabsorção do plagioclásio por feldspato potássico, descritas para os SG, e alguns monzogranitos do Jaguari, podem estar relacionadas a processos de reabsorção incompleta do plagioclásio, os quais, segundo Nekvasil (1990), caracterizam composições graníticas com teores moderados de H₂O. O fato da evolução entre os SG ser marcada pelo crescimento da razão modal FK/PL (Fig. 2), sem que haja modificações significativas na composição química (Tabela 2 e Figs. 7 e 9b), é mais uma evidência em favor da ocorrência de tais processos.

As texturas presentes, principalmente nos SG, indicam a tendência na evolução das condições sub para hipersolvus. Esta transição pode estar associada aos processos de reabsorção mencionados acima, decorrentes da redução da atividade da água, em virtude, talvez, do aumento dos teores de F ou da atividade do cálcio, devido à cristalização de anfibólio, ou de ambos.

O comportamento diferenciado quanto à ordem de cristalização da biotita, permitiu estimar os conteúdos iniciais de H₂O para as três fácies. Procurou-se utilizar como referencial nesta avaliação, resultados experimentais em composições natu-

rais, o mais próximo possível de cada fácies. Para os monzogranitos, considerou-se os experimentos efetuados por Maaloe & Wyllie (1975) e Naney (1983), enquanto que para os SG utilizou-se o grau de cristalinidade proposto por Whitney (1988), face à natureza tardia das biotitas aníticas (Wones & Eugster, 1965; Clemens et al., 1986). Todos os experimentos considerados foram obtidos para 2 Kbar e condições de subsaturação. As atividades de H₂O (α_a) correspondentes foram calculadas, segundo método de Burnham (1979), considerando-se pressões de 1,5 Kbars e temperaturas de 950°C (MM e MH) e 850°C (SG).

O caráter tardio da biotita nos monzogranitos heterogranulares (MH), sendo posterior ao feldspato alcalino e quartzo, implica teores máximos de 1,5 a 1,8% de H₂O, para o início da cristalização; o que equivale a α_a de 0,18. Nos monzogranitos médios (MM), por outro lado, o fato da biotita ser relativamente precoce na cristalização, requer valores mínimos iniciais de 2,5 a 3%, ou α_a da ordem de 0,55.

Os conteúdos iniciais de H₂O para os SG seriam de no máximo 2 a 2,5%, equivalendo a α_a de cerca de 0,28. Considerando-se a maior influência do F nesta fácies, como sugerem os dados químicos e petrográficos, a α_a na mesma seria, talvez, até mesmo menor.

A presença de anfibólio nos sienogranitos pode estar relacionada à variações nas proporções entre os voláteis, marcadas pelas razões H₂O/H₂O + F \pm Cl. A estabilidade termal das hornblendas ricas em Fe é muito similar a das biotitas aníticas, estando o aparecimento de uma ou outra fase na dependência de pequenas modificações na composição do líquido (Wones & Gilbert, 1982). O aumento dos teores de F nos SG, ao proporcionar a desestabilização da fração An dos plagioclásios (Luth & Muncill, 1989), favorece a cristalização do anfibólio, uma vez que a estabilidade da fluorita só ocorre próximo ao solidus (Webster et al., 1987).

As evidências texturais, descritas para as diversas fácies do Granito Jaguari, salientam a importância de voláteis na evolução das mesmas, havendo maior influência da H₂O nos MM e do F nos SG.

O afastamento de algumas amostras das fácies riolíticas em relação ao ponto mínimo (Fig. 9b), devido principalmente à diminuição da razão Na₂O/K₂O (Tabela 2), aparentemente é reflexo da cristalização em

condições de desequilíbrio, devido à queda súbita da pressão de voláteis, como discutem Öhlander et al. (1989).

Balanço de Massa

Tendo em vista a investigação da possível atuação de processos envolvendo fracionamento mineral na diferenciação do Granito Jaguari, utilizou-se os cálculos de balanço de massa para os elementos maiores, do programa GPP (Geist et al., 1985).

Considerou-se para efeito dos cálculos, um magma inicial com composição equivalente à média geral das três fácies, a qual está bastante próxima da média dos monzogranitos heterogranulares (MH). Com base nas observações petrográficas e mesmo relações de campo, admitiu-se que os monzogranitos médios (MM) representam líquidos acrescidos de fases precoces, principalmente plagioclásio e biotita (\pm sanidina), constituindo, portanto, rochas cumulativas. Como líquido final, tomou-se a composição média dos sienogranitos, uma vez que, a partir destes termos, o processo dominante foi controlado pelas fases voláteis.

Testou-se, inicialmente, duas hipóteses, cujos resultados encontram-se na Tabela 3. Dentre as soluções aceitáveis para o balanço de massa (i.e., soma dos resíduos quadrados < a 1%), procurou-se aquelas que mostrassem a melhor equivalência para elementos considerados importantes (MgO, FeO_t, CaO). Das diversas soluções encontradas para a primeira hipótese (diferenciação monzo/sienogranitos), destacaram-se os modelos que consideram plagioclásio e biotita. Na segunda hipótese, verificou-se a possibilidade dos monzogranitos menos diferenciados (MM) representarem o magma inicial acrescido dos cristais fracionados das porções mais evoluídas.

O comportamento observado para os elementos traço, em especial Rb, Sr e Ba entre as diversas fácies do Granito Jaguari, é consistente com os dois modelos acima mencionados, tomando-se como referência o intervalo de coeficientes de partição para composições similares (Mahood & Hildreth, 1983; Nash & Crecraft, 1985).

Os resultados obtidos pelo balanço de massa, considerando-se a provável evolução petrológica dos magmas e as variações observadas para os elementos traço, reforçam a idéia de que o fracionamento mineral foi o principal responsável pela variação composicional observada no Granito Jaguari.

Tabela 3 – Resultados balanço de massa para as fácies do Granito Jaguari.

	COMPOSIÇÕES INICIAIS				RESULTADOS OBTIDOS			
	Líquido Média das fácies	Minerais			Teste 1		Teste 2	
		An 32,6	B 83	Sn 2	Média SG	calculada	Média MM	calculada
SiO ₂	75,9	61,2	35,98	65,6	76,43	76,42	74,77	74,76
TiO ₂	0,17	-	2,8	-	0,15	0,16	0,2	0,18
Al ₂ O ₃	12,76	24,3	18,06	18,9	12,49	12,49	13,45	13,43
FeO _T	1,56	0,23	25,0	0,1	1,45	1,45	1,63	1,66
MgO	0,13	-	5,0	-	0,07	0,1	0,22	0,16
CaO	0,74	5,7	0,15	0,28	0,58	0,64	0,9	0,95
Na ₂ O	4,23	7,67	0,42	3,67	4,26	4,18	4,3	4,35
K ₂ O	4,47	1,12	9,09	11,42	4,54	4,51	4,44	4,47

Obs.: As médias para as fácies **SG** e **MM**, correspondem àquelas apresentadas na Tabela 2, recalculadas em base anidra. A composição dos minerais corresponde respectivamente a: An 32,6 - andesina sódica (Nash & Crecraft, 1985); B 83 - biotita com razão #FE de 0,83 (Suíte Intrusiva Saibro) e Sn 2 - sanidina (Nash & Crecraft, 1985).

Resultados: Teste 1 - Média - **SG**: percentagem de minerais fracionados - 3%; somatório do quadrado dos resíduos - 0,013; composição dos fracionados - 78% de andesina e 22% de biotita.

Teste 2 - Média - **MM**: percentagem de minerais adicionados - 7,5%; somatório do quadrado dos resíduos - 0,012; composição dos minerais cumulados - 65% de andesina; 11% de biotita e 24% de sanidina.

ri. Os baixos percentuais obtidos para as fases fracionadas ($\approx 3\%$ e 7%) são consistentes com os modelos de fracionamento convectivo em câmaras magmáticas, através da cristalização ao longo das margens e conseqüente formação das capas silicosas (Sparks et al., 1984).

A atuação de fases voláteis, incluindo F e talvez Cl, é mais ativa na diferenciação daquelas porções altamente diferenciadas já referidas. Porém, seus efeitos são secundários em relação ao fracionamento mineral, o que está de acordo com as idéias esboçadas por Baker & McBirney (1985), para a evolução de câmaras magmáticas silicosas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Jaguari, pelas características geoquímicas principais apresentadas, tanto em termos de elementos maiores como traço, enquadra-se perfeitamente na associação alcalina. Constitui, portanto, um típico representante metaluminoso desta associação, conforme discutido recentemente por Gastal & Nardi (1991).

Na caracterização da natureza pós-orogênica do Granito Jaguari e conseqüen-

temente da Suíte Intrusiva Saibro (SIS), outras questões devem ser consideradas, além dos aspectos geoquímicos. A associação espacial e temporal desta suíte com magmatismo tardi a pós-tectônico ao Ciclo Brasileiro na região, representado pelos granitos shoshoníticos e cálcico-alcálicos alto K, permite inferir que os mesmos representam uma sucessão típica de ambientes pós-colisionais, como discutem Nardi et al. (1992).

A transição de granitos cálcico-alcálicos para alcalinos, relacionada temporalmente ao final de uma orogênese, é descrita em diferentes províncias, por vários autores (Liégeois & Black, 1987; Bonin, 1990; Don Hermes & Zartman, 1992).

O comportamento das razões Zr/Nb, discutido para granitóides da SIS por Gastal et al. (1992), também reforçam esta idéia, fazendo crer que o magmatismo alcalino, representado por esta suíte, corresponda a mudança de *stress* crustal, de compressivo para distensivo, no período de quiescência do Ciclo Brasileiro, na região.

A comparação com o pertita granito do CGLS permite sugerir que ambos representam líquidos evoluídos a partir de mag-

mas parentais, derivados de diferentes graus de fusão de uma mesma fonte ou produtos de *trends* de diferenciação distintos, a partir do mesmo magma parental. Com relação à origem destes granitos, tem-se admitido que os mesmos são predominantemente derivados de basaltos mantélicos, embora não se descarte a hipótese de uma possível origem por fusão parcial da crosta inferior, ou uma origem mista. A presença de *enclaves*, de composição mais básica, evidencia, pelo menos, a coexistência de líquidos basálticos.

A colocação do granito ocorreu em níveis crustais elevados, equivalentes a pressões de 1 a 1,5 Kbar. A disposição espacial das fácies monzograníticas (MM), ocupando níveis topográficos inferiores na parte central do Granito Jaguari (Fig. 1), sugere uma zonação inversa para o mesmo. O predomínio dos monzogranitos heterogranulares (MH) em relação aos MM, na porção nordeste do corpo, por outro lado, pode estar relacionado a diferenças no nível de corte topográfico, em virtude, talvez, de movimentos verticais secundários relacionados à falha Cerro dos Cabritos.

Os dados apresentados permitem considerar que o Granito Jaguari representa a evolução de magma riolítico metaluminoso, com altos teores de sílica e moderados de flúor e H₂O, cuja cristalização iniciou-se a temperaturas relativamente elevadas. As texturas relativas às fases feldspáticas, marcadas pela reabsorção parcial do plagioclásio pelo FK, são típicas da evolução de líquidos quartzo sieníticos ou de riolitos de alta temperatura (Nekvasil, 1990; 1992).

Na diferenciação monzo/sienogranitos predominaram os processos de fracionamento mineral, através de mecanismos convectivos ou de segregação por fluxo. A inclusão da biotita entre o conjunto de minerais fracionados é justificada pelos aspectos petrográficos e químicos, marcados pelo caráter compatível de elementos como Rb e Li. Os baixos percentuais das fases fracionadas, obtidos pelo balanço de massas, são compatíveis com os modelos de fracionamento convectivo e conseqüente estratificação de câmaras magmáticas rasas (Sparks et al., 1984; Baker & McBirney, 1985).

Aspectos texturais presentes nos sienogranitos, como caráter precoce do quartzo e aparecimento de anfibólio, aliados à correlação positiva do flúor com Nb, Y e Zn, sugerem que, na evolução desta fácies,

voláteis como flúor e, talvez, cloro foram mais ativos.

Considerando estes fatos e as demais características descritas acima, pode-se pensar que o Granito Jaguari representa a evolução dentro de uma câmara magmática rasa, onde os sienogranitos representariam as capas silicosas enriquecidas em voláteis, como discutem Hildreth (1981) e Mahood & Hildreth (1983).

Alternativamente, o Granito Jaguari poderia representar uma intrusão tipo *bell-jar*, envolvendo mecanismos de subsidência em condições subsuperficiais, como descrevem Roberts (1969) e Suppe (1985). Neste caso, os sienogranitos representariam o primeiro pulso, mais evoluído e de menor temperatura. Os MM equivaleriam a camadas enriquecidas em voláteis, que se formariam no contato entre os dois pulsos. O contato transicional entre as duas fácies, MM e SG, pode ser explicado, neste caso, pela contemporaneidade na cristalização das mesmas. No entanto, as evidências disponíveis, geológicas e texturais, não permitem optar por um ou outro modelo.

Em qualquer dos dois modelos, os estádios finais da cristalização do corpo granítico foram marcados pela perda súbita da pressão de voláteis, provavelmente relacionada à ruptura do topo da câmara magmática ou intrusão.

A maior concentração de veios aplíticos sub-paralelos e próximos aos falhamentos NE, que deslocam o Granito Jaguari, aliado ao fato do granito mostrar-se estruturalmente isótropo e cataclasado, segundo os mesmos, indica que estes falhamentos estiveram ativos durante os estádios finais da solidificação do granito.

Do ponto de vista de potencialidade metalogenética, o Granito Jaguari constitui alvo de grande interesse, uma vez que: é um corpo epizonal com encaixantes reativas e permeáveis; atingiu a supersaturação e seus voláteis incluíam flúor e talvez cloro, além de H₂O; e, durante e após seu posicionamento foi submetido a fraturamentos importantes. Além, portanto, de satisfazer os critérios sugeridos por Plant et al. (1983), assemelha-se aos granitos relacionados com mineralizações de nióbio e estanho das associações alcalinas supersaturadas em sílica.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi possível

vel graças ao apoio financeiro do CNPq e FAPERGS aos projetos de pesquisa em que estamos envolvidos. Durante os trabalhos de mapeamento, contamos com a colaboração efetiva dos bolsistas de iniciação cien-

tífica, Renata da S. Schmitt e Christiano P. Prado. Na parte de revisão crítica do texto somos gratos aos revisores, que muito contribuíram para a melhoria das idéias expostas no presente trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.L. (1980) Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River Rapakivi massif, Wisconsin. *Amer. Jour. Sci.*, **280**(4): 289-332.
- BAKER, B.H. & MCBIRNEY, A.R. (1985) Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. In: B.H. Baker & A.R. McBirney (Ed.), *Process in Magma Chambers. Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **24**(1): 55-81.
- BAILEY, J.C. (1977) Fluorine in granitic rocks and melts: a review. *Chem. Geol.*, **19**(1): 1-42.
- BARRIÈRE, M. (1981) On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanac'h (Brittany) subalkaline granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**: 214-224.
- BONIN, B. (1982) Les granites des complexes annulaires. BRGM. *Manuels et Méthodes*, No. 4, 182p.
- BONIN, B. (1990) From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid series after a major orogenesis. *Geol. Jour.*, **25**: 1-11.
- BURNHAM, C.W. (1979) The importance of volatile constituents. In: H.S. Yoder (Ed.), *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives*. Princeton University Press, p. 439-482.
- BURT, D.M.; SHERIDAN, M.F.; BIKUN, J.V.; CHRISTIANSEN, E.H. (1982) Topaz rhyolites - distribution, origin, and significance for exploration. *Econ. Geol.*, **77**(8): 1818-1836.
- CHEMALE JR., F. (1982) Geologia da região da Palma, São Gabriel, RS. *Dissertação de Mestrado*, Inst. de Geociências, UFRGS, 136p.
- CHRISTIANSEN, E.H. & LEE, D.E. (1986) Fluorine and chlorine in granitoids from the basin and Range Province, Western USA. *Econ. Geol.*, **81**(6): 1484-1494.
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R. (1986) Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Amer. Mineral.*, **71**: 317-324.
- DON HERMES, O. & ZARTMAN, R.E. (1992) Late Proterozoic and Silurian alkaline plutons within the Southeastern New England Avalon Zone. *Jour. Geol.*, **100**(4): 477-486.
- EBADI, A. & JOHANNES, W. (1991) Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H₂O-CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**(3): 286-295.
- EBY, G.N. (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**(1/2): 115-134.
- ELLISON, A.J. & HESS, P.C. (1986) Solution behavior of +4 cations in high silica melts: petrologic and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**: 343-351.
- EWART, A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary - recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: F. Barker (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Oxford, p. 13-121.
- FUHRMAN, M. & LINDSLEY, D.H. (1988) Ternary feldspar modeling and thermometry. *Amer. Mineral.*, **73**(2/4): 201-215.
- GASTAL, M.C.P. & NARDI, L.V.S. (1991) Os granitos metaluminosos da associação alcalina: o Granito Jaguari, Suíte Intrusiva Saibro, RS. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 3, São Paulo, SBGq, Resumos, **1**: 266-230.
- GASTAL, M.C.P.; SCHMITT, R.S.; NARDI, L.V.S. (1992) Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-Rio-grandense: novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas (no prelo)*, 26p.
- GEIST, D.J.; BAKER, B.H.; MCBIRNEY, A.R. (1985) A program package for creating and using geochemical data files. Center for Volcanology University of Oregon.
- HANSON, G.N. (1978) The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**(1): 26-43.
- HARRIS, N.B.W. (1985) Alkaline complexes from the Arabian Shield. *Jour. Afr. Earth Sci.*, **3**(1/2): 83-88.
- HARRISON, T.M. & WATSON, E.B. (1984) The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(7): 1467-1477.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. (1983) Contribuição à geologia da Região Oeste do

- Escudo Sul-Rio-grandense. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre, SBG, Atas, p. 9-18.
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A.; WILDEMAN, T.R. (1968) Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: L.H. Arhens (Ed.), Origin and Distribution of the Elements. Pergamon, Oxford, p. 889-912.
- HILDRETH, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, **86**(B-11): 10 153-10 192.
- IRVINE, T.N. (1987) Processes involved in the formation and development of layered igneous rocks. In: I. Parsons (Ed.), Origins of Igneous Layering. Reidel Publ. Co., p. 649-656.
- JAMES, R.S. & HAMILTON, D.L. (1969) Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 at 1 Kbar water vapor pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **21**: 111-141.
- JOST, H. & VILLWOCK, J.A. (1966) Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. Notas e Estudos, Escola de Geologia UFRGS, **1**(1): 13-26.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**: 169-186.
- LEAKE, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.*, **36**(11/12): 1023-1052.
- LIÈGEOIS, J.P. & BLACK, R. (1987) Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: J.G. Fitton & B.G.J. (Ed.), Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Soc. (London), Spec. Pub.*, **30**: 381-401.
- LOOMIS, T.P. (1982) Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**(3): 219-229.
- LUTH, W.C. (1969) The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 and KAlSi_3O_8 - SiO_2 to 20 Kb and the relationship between H_2O content, PH_2O and P_t in granitic magmas. *Amer. Jour. Sci.*, **267A**: 325-341.
- LUTH, R.W. & MUNCILL, G.E. (1989) Fluorine in aluminosilicate system: phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - F_2O . *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**(8): 1937-1942.
- LUZARDO, R. & FERNANDES, L.A.D. (1990) Análise estrutural do lineamento de Ibaré. Parte I - Filitos de Ibaré - greenstone belt ou cobertura cratônica deformada? In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 4, Porto Alegre, 1989, SBG, Atas, vol. 2, Acta Geol. Leop., **8**(30): 25-36.
- MAALOE, S. & WYLLIE, P.J. (1975) Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **52**: 175-191.
- MACLELLAN, H.E. & TREMBATH, T.L. (1991) The role of quartz crystallization in the development and preservation of igneous texture in granitic rocks: experimental evidence at 1 Kbar. *Amer. Mineral.*, **76**(7/8): 1298-1305.
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. (1983) Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**(1): 11-30.
- MANNING, D.A.C. (1981) The effect of fluorine on liquids phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**: 206-215.
- MARTIN, D.; GRIFFITHS, R.W.; CAMPBELL, I.H. (1987) Compositional and thermal convection in magma chambers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 465-475.
- MATOS NETO, J.B.; DeROS, L.F.; FERRARI, M. (1980) Projeto Folha de Lavras do Sul, RS - geologia faixa I. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, UFRGS, 349p. (inédito).
- MILLER, C.F. & MITTFELDLT, D.W. (1984) Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**(1): 151-158.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.-M.; CARRON, J.P. (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **301**(11): 813-818.
- NANEY, M.T. (1983) Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. Jour. Sci.*, **283**(10): 993-1033.
- NARDI, L.V.S. (1984) Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil. Tese de Doutorado, London University, 268p.
- NARDI, L.V.S. (1989) Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: M.L.L. Formoso; L.V.S. Nardi; L.A. Hartmann (Eds.), Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil. DNPM/CPRM, Porto Alegre, p. 71-81.
- NARDI, L.V.S. (1991) Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, **18**(1): 44-57.
- NARDI, L.V.S. & BONIN, B. (1991) Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, Southern Brazil. A case study. *Chem. Geol.*, **92**(1/2): 197-211.
- NARDI, L.V.S.; LIMA, E.F.; GASTAL, M.C.P.

- (1992) Magmatismo no Grupo Bom Jardim: afinidade geoquímica e significado geotectônico. Resumos expandidos, I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, São Leopoldo, UNISINOS, p. 82-89.
- NASH, W.P. & CRECRAFT, H.R. (1985) Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 2309-2322.
- NAUMANN, M.P.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.P.C.; CHEMALE JR., F. (1984) Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS - geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais, SBG, **5**: 2417-2424.
- NEKVASIL, H. (1990) Reaction relations in the granitic system: implications for trachytic and syenitic magmas. *Amer. Mineral.*, **75**(5/6): 560-571.
- NEKVASIL, H. (1992) Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *Amer. Mineral.*, **77**(5/6): 592-604.
- NOCKOLDS, S.R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. Jour. Sci.*, **245**: 401-420.
- ÖHLANDER, B.; BILLSTRÖM, O.; HALENIUS, E. (1989) Behaviour of rare-earth elements in highly evolved granitic systems: evidence from proterozoic molybdenite mineralized aplites and associated granites in northern Sweden. *Lithos*, **23**(4): 267-280.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **25**(4): 956-983.
- PITCHER, W.S. (1978) The anatomy of a batholith. *Jour. Geol. Soc., London*, **135**: 157-182.
- PLANT, J.A.; SIMPSON, P.R.; GREEN, P.M.; WATSON, J.V.; FOWLER, M.B. (1983) Metalliferous and mineralized Caledonian granites in relation to regional metamorphism and fracture systems in Northern Scotland. *Trans. Instn. Min. Metall., sec. B*, **92**: B33-B42.
- ROBERTS, J.L. (1969) The intrusion of magma into brittle rocks. In: G. Newall & N. Rast (Eds.), *Mechanism of Igneous Intrusion. Proceedings of a Symposium of the Same Name*, Liverpool University, Gallery Press, p. 287-338.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. (1988) *Feldspar Minerals*. Springer-Verlag, Berlin, vol. 1, 828p.
- SOLIANI JR., E. (1986) Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 394p.
- SPARKS, R.S.J.; HUPPERT, H.E.; TURNER, J.S. (1984) The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A310**: 511-534.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**(1): 1-33.
- SUPPE, J. (1985) *Principles of Structural Geology*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, 537p.
- THORTON, C.P. & TUTTLE, O.F. (1960) Chemistry of igneous rocks. I. The differentiation index. *Amer. Jour. Sci.*, **258**: 664-684.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **74**, 153p.
- VANCE, J.A. (1969) On Synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **24**: 7-29.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magmas types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**: 295-304.
- WEBSTER, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; HERVIG, R.L. (1987) Phase equilibria of a Be, U and F-enriched vitrophyre from Spor Mountain, Utah. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**(3): 389-402.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**: 407-41.
- WHITNEY, J.A. (1988) The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(12): 1886-1897.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. (1965) Stability of biotite - experiment, theory and application. *Amer. Mineral.*, **50**(9): 1288-1272.
- WONES, D.R. & GILBERT, M.C. (1982) Amphiboles in the igneous environment. In: D.R. Veblen & P.H. Ribbe (Eds.), *Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations. Review in Mineral.*, **9B**: 355-390.
- WYLLIE, P.J.; HUANG, W.L.; STERN, C.R.; MAALOE, S. (1976) Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. *Can. Jour. Earth Sci.*, **13**(8): 1007-1019.