PETROGÊNESE DOS METABASITOS COM AFINIDADES DOS TOLEÍITOS DE FUNDO OCEÂNICO DAS REGIÕES DE ADRIANÓPOLIS E CAMPO LARGO/PR

VANDERLEI MANIESI¹ & MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA²

ABSTRACT PETROGENESIS OF METABASALTS WITH OCEAN FLOOR THOLEIITES AFFINITY FROM THE ADRIANÓPOLIS AND CAMPO LARGO REGIONS, PARANÁ STATE The studied metabasites are orthoderived rocks associated with Proterozoic metasediments in the Açungui (Adrianópolis region) and Setuva (Campo Largo region) groups, State of Paraná. In the Adrianópolis region they present a tholeiitic character and affinities with enriched middle oceanic ridge basalts or, to a less extent, with oceanic islands. Their protoliths had little or moderate influence of fractional crystallization processes. The Campo Largo amphibolites represent a tholeiitic suite with high magnesium and transitional middle oceanic ridge basalts affinity. The geochemical characteristics of the amphibolites of the two studied regions indicate that the generation of their respective protoliths is related to a back arc basin as suggested by the country rocks environment and regional context (Açungui and Setuva basins).

Keywords: metabasites, petrogenesis, oceanic tholeiitic basalts, Açungui Group, Setuva Group.

RESUMO Os corpos de metabasitos estudados são constituídos por rochas ortoderivadas e estão inseridos em rochas metassedimentares proterozóicas dos grupos Açungui (região de Adrianópolis) e Setuva (região de Campo Largo), no estado do Paraná. Na região de Adrianópolis ocorrem metabasitos com caráter toleítico e afinidades com os basaltos enriquecidos de cadeia meso oceânica, tendendo para ilha oceânica. A geração de seu protólito ígneo teve pouca a moderada influência de cristalização fracionada. Na região de Campo Largo ocorrem metabasitos que derivam de toleitos de alto magnésio com afinidades com basaltos transicionais de cadeia meso oceânica. As rochas ígneas originais tiveram pouca a moderada influência da cristalização fracionada. As características geoquímicas dos metabasitos das duas regiões indicam a possibilidade de seus protólitos estarem relacionados a bacias do tipo retro arco, tal como é sugerido para os ambientes de formação dos litotipos encaixantes regionais (bacias Açungui e Setuva).

Palavras-chave: metabasitos, petrogênese, basaltos toleíticos oceânicos, Grupo Açungui, Grupo Setuva.

INTRODUÇÃO O Pré-cambriano do estado do Paraná e sul de São Paulo contêm diversas ocorrências de metabasitos, com alguns dados químicos divulgados, por exemplo, por Ebert (1987), Andrade e Silva (1990), Frascá *et al.* (1990), Campanha (1991), Reis Neto (1994) e Daitx (1996), indicando a presença de metabasitos ortoderivados com afinidades toleíticas.

Os metabasitos localizados nos municípios de Adrianópolis e Campo Largo (Fig. 1), ocorrem em ambientes geológicos diferentes (grupos Açungui e Setuva), dentro da faixa de dobramentos Apiaí de Hasui *et al.* (1975) e Hasui *et al.* (1980). O presente trabalho visa um melhor conhecimento das manifestações básicas dessas duas localidades com relação à geologia, caracterização geoquímica, natureza de seus respectivos protólitos e possíveis processos petrogenéticos a que foram submetidos, como parte de projeto maior que envolve um amplo estudo de rochas metabásicas e metabasitos de parte das regiões sul e sudeste do Brasil, coordenada por um dos autores (M. A. F. de Oliveira).

Grupo Setuva Soares (1987) reconheceu cinco associações metassedimentares e metavulcano-sedimentares para o Grupo Setuva, sendo (a) uma derivada de arenitos litorâneos gradando para pelitos platformais; (b, c) duas associações carbonáticas ricas em manganês desenvolvidas em plataforma profunda; (d) uma associação metavulcano-sedimentar com tufos, vulcânicas andesíticas a basálticas, calcários impuros, e camadas de metacherts ferríferos a manganesíferos; e (e) uma associação terrígena imatura correspondente a uma sequência retrogradacional de arenitos de leques submarinos, gradando para turbiditos. Soares (1987) utiliza o termo Complexo para o Grupo Setuva, do mesmo modo que Hasui *et al.* (1984), devido à intensa tectônica de lenticularização, dobramentos deitados e re-empilhamento que afetou essas rochas.

A disposição dessas associações, de acordo com Soares (1987; 1988), bem como a intrusão de gabros e manifestações vulcânicas, teria ocorrido entre 1400 e 1220 ma. Supõem, ainda, para o Grupo Setuva, uma bacia tipo retro arco ativa no Proterozóico Médio, e posteriormente deformada por colisão arco/continente. Dessa forma, a primeira deformação e metamorfismo encontradas nos litotipos do Grupo Setuva, pertenceria ao final do Proterozóico Médio.

As rochas dessa unidade foram submetidas a um processo de dobramento isoclinal fechado com transposição dos planos (Pontes 1982; Fritzons Júnior *et al.* 1982), relacionado a um cisalhamento dúctil de baixo ângulo (Soares 1987). O processo desenvolveu-se em condições termodinâmicas nas zonas da biotita e granada até estaurolita, de acordo com parageneses minerais determinadas por Piekarsz (1981), Pontes (1982), JICA/MMAJ (1984) e Reis Neto & Soares (1987).

Grupo Açungui Soares (1987) utilizou o termo "Complexo" para as rochas do Grupo Açungui, no mesmo sentido que para as rochas do

Figura 1 - Mapa de localização.

Grupo Setuva. É constituído por várias associações com empilhamento tectônico, ocorrendo em três sinclínios: Capiru, Votuverava e Itaiacoca. Para este autor as rochas do Complexo Votuverava - Capiru - Itaiacoca, desenvolveram-se numa margem continental aquecida, após o resfriamento subsequente à colisão arco-continente que deformou o Grupo Setuva. Ocorrem metarenitos, metapelitos, metarritmicos, metacalcários e metadolomitos originários de diversos sistemas deposicionais como fluviais, litorâneos, de plataforma carbonática e de plataforma terrígena, entre outros.

A principal característica dessas rochas é a intensa deformação por cisalhamento dúctil, de baixo ângulo, com intenso transporte ao longo dos planos. O fenômeno lenticularizou e re-empilhou as unidades num sistema de cavalgamento (Soares 1987, Fiori 1985, 1987, 1993), associado a metamorfismo na fácies xisto verde nas zonas da clorita e início da biotita. Para Soares (1987) esta tectônica teria transporte para sudeste, resultado da colisão continente - arco - continente no Proterozóico Superior.

1 Bolsista de Pós Graduação da FAPESP, IG-USP/IGCE-UNESP, Av. 24A, 1515, Caixa Postal 178, CEP 13500-970, Rio Claro, SP
2 Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP, Av. 24A, 1515, Caixa Postal 178, CEP 13500-970, Rio Claro, SP

Na região do Vale do Ribeira, envolvendo parte dos estados do Paraná e São Paulo, JICA/MMAJ (1981, 1982, 1983) dividem o Grupo Açungui em três formações denominadas da base para o topo de formações I, II e III. Daitx *et al.* (1983) admitem as seguintes correlações: Formação Açungui I corresponde à Sequência Perau, Formação Açungui II corresponde total ou parcialmente à Formação Votuverava e a Formação Açungui III corresponde na sua quase totalidade à Formação Votuverava.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA A região de Adrianópolis

A figura 2 mostra a situação geológica da região de Adrianópolis, apresentando corpos de metabasitos alongados segundo a direção geral EW e NE-SW, inseridos nas rochas metassedimentares proterozóicas dos membros Superior e Intermediário da Formação Açungui III de JICA/MMAJ 1982 (Grupo Açungui). Afloram, ainda, nas proximidades, rochas do Complexo Granítico Três Córregos e do Granito Itaoca.

As rochas metassedimentares encaixantes dos metabasitos de Adrianópolis indicam que o metamorfismo atingiu a pressão e temperatura da fácies xisto verde, zona da biotita e zona da granada, de acordo com as seguintes associações: carbonato + quartzo + biotita; e clorita + biotita + sericita $\pm$ granada $\pm$ turmalina.

O corpo maior possui área aflorante de aproximadamente 3 km², e espessura, em planta, que varia de 100 a 500 metros. Exibe contato litológico concordante e brusco com mármores calcíticos e cálcio xistos em sua porção norte e tectônico com a Falha Quarenta Oitava em sua porção sudoeste, bem como mica xistos em contato litológico a sudeste. Logo a sul desse corpo ocorrem dois corpos menores, parcialmente preservados do metamorfismo, com área inferior a 1 km².

São metabasitos de coloração verde escura a cinza esverdeada escura e anisotropia predominantemente fraca, porém ocorrem litotipos com anisotropia forte e outros raros isotrópicos. As texturas presentes são granoblástica, poiquiloblástica e ofítica reliquiar, sendo que suas granulações variam de fina a fina-média e, esporadicamente, grossa, apresentando, de uma forma geral, tamanho médio dos cristais em torno de 6 milímetros e, embora raro, chega a 12 milímetros, dando à rocha um aspecto gabrítico. Porém, de uma forma geral, possuem granulação entre 0,5 a 4 milímetros.

As rochas possuem como constituinte principal o anfibólio (51 a 66%), com predomínio da hornblenda em relação à actinolita, ocorrendo tanto em cristais de composição homogênea quanto coexistindo as duas fases minerais dentro de um mesmo cristal, como manchas e/ou zoneamento composicional (Maniesi *et al.* 1996, Maniesi 1997). Além do anfibólio ocorrem também o plagioclásio (13 a 22%) principalmente oligoclásio, albita e rara andesina; quartzo (7 a 15%), epidoto (traços a 11%), biotita (0 a 8%), clorita (0 a 8%), granada (2% na amo-

tra AD-15), carbonato (0 a 6%), titanita (0 a 4%), opacos (traços a 7%) e ainda traços de apatita e, às vezes, traços de sericita e hematita/goethita.

A região de Campo Largo Os metabasitos de Campo Largo (Fig. 3) estão alojados em rochas metassedimentares proterozóicas pertencentes à Formação Água Clara (Grupo Setuva), estando em parte em contato tectônico com as rochas metassedimentares da Formação Votuverava (Grupo Açungui). Afloram, ainda, nas proximidades dos metabasitos, rochas do Granito Passa Três e diques de diabásio mesozóicos.

A Formação Votuverava é representada na região de Campo Largo por filitos e metassiltitos, sendo identificadas estruturas primárias, como microestratificação cruzada, preservadas. O metamorfismo a que essas rochas foram submetidas foi da fácies xisto verde, zona da clorita e início da zona da biotita. Por outro lado, as rochas da Formação Água Clara são constituídas por cálcio xistos com quantidades variadas de carbonatos e tremolita-actinolita, granada - muscovita/biotita - quartzo xistos com intercalação de quartzo xistos, quartzitos micáceos, xistos carbonosos, sericita plagioclásio xistos e quartzo-clorita xistos e também rochas calcissilicáticas (Soares & Góis 1987, Piekarsz 1992). As condições metamórficas para essas rochas são da fácies xisto verde, zona da biotita e granada, com retrometamorfismo na zona da clorita e biotita.

Os metabasitos de Campo Largo afloram em duas porções, configurando faixas alongadas segundo a direção geral NE/SW, com uma área de pouco mais de 4 km² (Fig. 3). São rochas de coloração cinza escura, esverdeada escura e, mais raro, cinza clara esverdeada. Possuem anisotropia moderada a fraca e tamanho dos cristais predominando entre 1 e 4 milímetros.

A textura granoblástica é a feição textural predominante em função do arranjo em mosaico granular de quartzo, plagioclásio e, às vezes, de epidoto, sendo também comumente encontradas feições ígneas reliquias, semelhantes à textura ofítica.

A mineralogia principal é representada por anfibólio (45 a 65%), predominando as variedades de actinolita em relação às de hornblenda, exibindo cristais composicionalmente homogêneos e também outros manchados e/ou zonados (Maniesi *et al.* 1996, Maniesi 1997); plagioclásio (11 a 27%), representado por albita e raro oligoclásio; quartzo (4 a 12%), epidoto (traços a 16%), opacos (traços a 4%), biotita (0 a 6%), clorita (traços a 7%), carbonato (0 a 9%), titanita (0 a 4%), além de traços de apatita, sericita, turmalina e hematita/goethita.

GEOQUÍMICA Os dados químicos dos metabasitos das regiões de Adrianópolis e Campo Largo (Tabs. 1 e 2), foram obtidos a partir da

Figura 2 - Mapa geológico da região de Adrianópolis (modificado de JICA/MMAJ 1982 e MINEROPAR 1986).

Figura 3 - Mapa geológico da região de Campo Largo (modificado de Andrade et al. 1990, Katbeh et al. 1990 e Piekarczyk 1992).

seleção de 40 amostras para dosagem dos seguintes elementos: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr , Ni , Rb , Sr , Zr e Y por fluorescência de Raios X (LABOGEO-UNESP/Rio Claro). Dessas amostras, 24 pertencem aos metabasitos da região de Adrianópolis e 16 aos de Campo Largo. Para um melhor detalhamento químico, selecionaram-se também 9 amostras para dosagem dos conteúdos de Nb e elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) por ICP-AES; LABOGEO-UNESP/Rio Claro, e 14 para Hf, Ta, U e Th por ICP-MS (Laboratório Activation Ltd - Canadá).

A análise conjunta dos teores dos elementos químicos (Tabs. 1 e 2), permite a individualização de dois agrupamentos geoquímicos distintos, representados, respectivamente, pelos metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo. Os agrupamentos revelam diferenças em praticamente todos os elementos químicos analisados, principalmente nos conteúdos de TiO_2 , P_2O_5 , MgO , Zr , Hf, Nb, Ta, Th, U e elementos terras raras, como consta da Tabela 3.

A natureza ortoderivada Os metabasitos das duas regiões estudadas mostram texturas ígneas ainda preservadas da deformação e metamorfismo a que foram submetidas. São feições caracterizadas pela presença de tramas entre cristais de plagioclásio e anfibólio, sugerindo texturas reliquias semelhantes à ofítica, sub-ofítica e intergranular.

Com relação aos dados químicos, a natureza ortoderivada dos metabasitos foi testada utilizando os diagramas da Fig. 4. No diagrama de Leake (1964), Fig. 4A, são confrontados os parâmetros de Niggli mg e c (Niggli 1954), exibindo os campos dos pelitos e calcários, bem como linhas composicionais para misturas pelito-calcário, pelito-dolomito e linha de tendência de diferenciação dos doleritos do Karroo. O diagrama revela que os metabasitos estudados, principalmente os de Adrianópolis, aproximam-se da tendência composicional dos doleritos do Karroo.

O diagrama Zr/TiO_2 vs. Ni (Fig. 4B) de Winchester et al. (1980) sugere uma origem ígnea para esses metabasitos, exceto para 3 amostras que se posicionam no campo de rochas sedimentares, embora estando próximas à linha que limita os campos de rochas ígneas e sedimentares.

Possíveis alterações pós magmáticas Os metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo, tiveram no transcorrer de suas histórias

Figura 4 - Diagramas A (Leake 1964) e B (Winchester et al. 1980) para a caracterização química da origem dos protólitos dos metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes). 1, 2 e 3 correspondem respectivamente aos estágios de diferenciação iniciais ou cumulatos, intermediários e finais dos doleritos do Karroo.

Tabela 1 - Teores dos elementos maiores, menores (%) e traços (ppm) dos metabasitos de Adrianópolis (AD-) e Campo Largo (CL-). Para o cálculo das composições normativas e dos valores de mg# foi utilizada a razão $Fe_2O_3/FeO = 0,15$.

	AD-1	AD-1.1	AD-1C	AD-2	AD-6	AD-7A	AD-8A	AD-9	AD-10	AD-11	AD-23.1	AD-23.2	AD-23.3	AD-23A	AD-23E	AD-23F	AD-24.3	AD-28.2	AD-29
SiO ₂	50.22	49.73	49.28	50.01	49.44	48.97	48.30	49.54	49.52	49.80	50.04	49.33	48.91	48.52	49.60	42.20	48.34	47.12	48.17
TiO ₂	1.46	1.57	1.88	1.30	1.46	1.26	1.63	1.67	1.73	1.38	1.57	1.25	1.36	2.15	1.77	2.24	1.29	1.31	1.44
Al ₂ O ₃	12.93	12.72	12.69	14.62	13.36	14.17	12.47	12.97	12.41	13.21	12.94	15.03	13.62	11.96	13.57	12.73	13.63	13.91	12.54
FeO	4.69	3.89	4.18	3.92	4.00	2.74	2.98	3.40	4.27	4.25	5.97	4.36	4.90	6.50	6.46	10.07	6.28	3.76	4.95
MnO	9.12	9.78	10.69	8.36	9.88	8.77	10.52	10.14	10.10	8.55	8.20	7.48	8.00	9.50	7.73	9.44	6.50	8.84	8.10
MgO	0.21	0.21	0.21	0.19	0.20	0.17	0.20	0.20	0.21	0.19	0.22	0.19	0.20	0.24	0.21	0.26	0.20	0.22	0.23
CaO	6.05	6.20	5.95	6.10	6.28	7.91	6.45	6.44	6.41	7.52	5.72	6.18	7.83	5.91	5.92	5.82	7.51	7.64	8.02
Na ₂ O	9.22	9.27	8.98	9.99	9.13	9.42	9.06	8.62	8.56	8.94	9.22	10.38	10.05	9.06	8.40	10.24	9.48	10.28	9.66
K ₂ O	2.59	2.89	2.49	2.24	2.67	2.82	3.41	3.12	2.94	2.38	2.73	2.62	1.97	2.54	2.61	2.06	2.39	2.17	2.15
P ₂ O ₅	0.27	0.25	0.43	0.26	0.20	0.14	0.55	0.25	0.24	0.15	0.42	0.31	0.25	0.39	0.82	0.33	0.22	0.40	0.41
P.F.	1.99	2.21	1.80	1.93	2.14	2.48	3.05	2.29	2.25	2.54	1.83	1.87	1.84	1.93	1.80	3.23	3.26	3.19	3.25
Total	98.99	98.92	98.80	99.09	98.95	99.02	98.84	98.87	98.87	99.06	99.07	99.17	99.12	98.92	99.14	98.97	99.27	99.03	99.10
mg#	0.45	0.45	0.42	0.48	0.45	0.56	0.47	0.47	0.45	0.52	0.43	0.49	0.53	0.41	0.44	0.36	0.52	0.53	0.53
Composição normativa																			
Q	5.67	2.82	4.04	5.44	3.28	0.00	0.00	1.35	3.06	4.75	6.11	2.85	4.37	5.62	5.96	1.86	4.63	0.00	2.96
Opx	17.34	18.38	17.96	17.74	20.26	21.45	8.67	21.09	20.01	21.71	13.29	15.12	20.07	14.39	14.37	11.00	16.04	17.11	19.60
Cpx	17.41	19.43	17.24	15.80	16.57	16.30	21.77	14.93	17.21	14.97	18.31	17.89	16.97	19.07	13.79	19.30	16.02	13.87	18.78
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.71	8.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Traços																			
Ni	62	61	67	67	65	102	72	65	67	69	79	126	165	73	99	77	130	127	144
Cr	25	80	99	92	104	150	93	89	79	99	13	112	213	78	66	119	61	160	178
Sr	237	180	237	300	366	238	205	242	166	231	335	301	250	211	157	177	293	332	193
Rb	7	8	6	9	5	8	30	5	4	5	15	10	7	14	38	7	10	14	15
Zr	71	79	231	101	118	67	140	152	154	49	165	165	171	277	294	408	164	113	72
Y	22	25	19	15	16	17	21	16	19	18	15	12	14	15	19	21	13	14	16
Ba	506	204	142	434	144	337	328	212	139	138	110	544	260	160	250	65	72	204	160
Nb	17	19	-	-	-	14	-	-	-	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	3.18	3.49	-	-	-	2.39	-	-	-	2.47	-	-	-	-	-	-	-	-	2.51
Ta	0.81	1.01	-	-	-	0.66	-	-	-	0.64	-	-	-	-	-	-	-	-	0.69
Th	2.01	2.28	-	-	-	1.20	-	-	-	1.65	-	-	-	-	-	-	-	-	1.62
U	0.41	0.41	-	-	-	0.51	-	-	-	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	0.29

	AD-30	AD-31.1	AD-31.3	AD-32.2	CL-3.2	CL-3.3	CL-3.5	CL-4	CL-6	CL-7	CL-15A	CL-15B	CL-15C	CL-16	CL-17	CL-18	CL-27	CL-28
SiO ₂	47.18	47.79	48.92	48.16	43.49	45.23	43.33	46.81	44.60	48.81	48.65	49.46	51.87	47.91	46.32	47.77	50.06	47.67
TiO ₂	1.36	1.37	1.54	1.93	0.59	0.70	0.59	0.80	0.86	0.73	0.67	0.70	0.70	0.99	0.79	0.72	0.89	0.61
Al ₂ O ₃	14.80	12.97	13.27	12.42	11.35	13.40	14.17	13.92	14.86	11.60	16.86	13.89	12.86	12.94	12.03	14.13	11.41	10.89
FeO	4.90	4.55	4.81	8.54	3.96	4.19	2.28	3.92	5.96	5.02	2.67	4.28	2.55	5.13	4.13	5.77	4.17	5.19
MnO	7.66	8.57	7.74	8.62	7.19	6.50	8.44	8.45	8.73	7.77	7.87	7.82	8.21	8.20	9.41	5.73	6.82	5.79
MgO	0.21	0.23	0.22	0.26	0.23	0.21	0.19	0.19	0.23	0.23	0.19	0.26	0.23	0.26	0.22	0.19	0.21	0.19
CaO	7.14	8.20	6.85	5.00	13.15	13.22	12.89	10.29	9.08	9.69	9.57	10.04	10.93	9.65	10.32	12.85		
Na ₂ O	9.18	9.34	9.69	8.75	11.09	9.58	9.11	7.44	8.34	9.42	5.47	6.11	6.48	7.65	10.27	9.61	10.10	12.05
K ₂ O	2.74	2.26	2.16	2.07	2.19	2.25	2.57	3.23	2.03	2.01	3.82	3.38	3.56	2.71	1.91	2.09	2.94	1.00
P ₂ O ₅	0.46	0.40	0.21	0.34	0.10	0.23	0.13	0.24	0.21	0.26	0.10	0.09	0.09	0.13	0.14	1.13	0.30	0.09
P.F.	0.18	0.18	0.16	0.28	0.06	0.06	0.07	0.09	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	0.08	0.08	0.06	0.10	0.05
P.F.	3.34	3.19	3.58	2.67	5.80	3.72	5.30	2.95	3.75	2.94	3.75	3.41	2.91	3.06	2.75	2.51	1.93	2.98
Total	99.15	98.05	99.15	99.04	99.20	99.29	99.07	99.06	99.03	99.13	99.13	99.13	99.10	99.10	98.98	99.36	99.24	99.36
mg#	0.51	0.54	0.50	0.35	0.69	0.69	0.69	0.62	0.54	0.60	0.61	0.60	0.62	0.58	0.60	0.61	0.63	0.69
Composição normativa																		
Q	0.00	1.31	5.88	10.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.78	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	1.53
Opx	18.17	22.08	16.85	11.47	0.00	5.59	0.00	7.49	21.82	25.47	8.21	27.73	30.98	26.39	16.88	16.93	15.71	24.66
Cpx	14.21	16.90	17.02	14.53	26.97	16.97	14.48	10.89	8.24	19.68	0.00	6.08	10.39	11.78	21.49	17.00	25.94	27.24
Ol	0.62	0.00	0.00	0.00	20.96	19.25	27.49	18.73	5.55	0.00	11.02	2.46	0.00	1.86	9.35	2.81	4.00	0.00
Traços																		
Ni	112	145	88	74	226	209	214	157	103	7	79	85	108	113	233	215	140	294
Cr	139	172	84	45	536	618	565	418	150	161	52	99	158	140	342	224	267	654
Sr	295	184	314	142	109	225	248	99	180	115	125	54	45	92	160	193	99	231
Rb	14	11	8	10	10	9	7	16	10	12	8	6	7	6	6	50	12	5
Zr	106	83	118	77	25	25	26	35	10	25	39	41	43	52	62	10	2	40
Y	13	18	12	19	10	9	10	14	12	14	10	10	12	15	15	13	11	10
Ba	193	177	118	75	188	483	216	214	182	107	87	28	56	166	60	528	189	58
Nb	-	13	-	17	-	-	-	6.80	-	7.10	-	5.80	5.70	7.40	7.10	-	-	-
Hf	-	2.52	-	3.23	-	-	-	1.52	-	1.26	-	0.82	1.17	1.59	1.28	-	-	1.00
Ta	-	0.70	-	0.94	-	-	-	0.23	-	0.15	-	0.12	0.17	0.22	0.18	-	-	0.14
Th	-	1.61	-	2.21	-	-	-	0.34	-	0.37	-	0.21	0.32	0.51	0.32	-	-	0.21
U	-	0.29	-	0.43	-	-	-	0.07	-	0.08	-	0.04	0.06	0.10	0.07	-	-	0.03

Tabela 2 - Teores dos elementos terras raras (ppm) e normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978) dos metabasitos de Adrianópolis (AD-) e Campo Largo (CL-).

	AD-1	AD-1C	AD-7A	AD-11	CL-7	CL15C	CL-16	CL-17	CL-28
La	19.59	21.81	16.18	16.51	4.05	4.33	6.12	4.64	2.65
Ce	35.35	38.73	28.13	29.79	8.73	9.34	12.05	8.90	6.85
Nd	21.61	23.42	16.88	17.91	6.64	6.99	8.98	7.78	5.54
Sm	5.63	6.97	4.41	5.09	2.68	2.36	2.25	2.59	2.38
Eu	1.61	1.96	1.29	1.39	0.94	0.75	1.02	0.95	0.77
Gd	4.77	5.44	3.51	4.06	2.17	2.21	3.30	2.72	2.01
Dy	4.55	4.83	3.17	3.55	2.26	2.38	3.31	2.85	2.08
Ho	1.10	1.24	0.86	0.95	0.74	0.62	0.93	0.98	0.67
Er	2.64	2.93	2.01	2.23	1.64	1.69	2.19	1.94	1.43
Yb	2.40	2.32	1.81	1.91	1.40	1.33	1.82	1.16	1.11
Lu	0.34	0.31	0.24	0.30	0.21	0.20	0.27	0.19	0.16
LaN	80.09	89.17	66.15	67.50	16.56	17.70	25.02	18.97	10.83
CeN	55.42	60.71	44.10	46.70	13.69	14.64	18.89	13.95	10.74
NdN	45.61	49.43	35.63	37.80	14.01	14.75	18.95	16.42	11.69
SmN	36.56	45.26	28.64	33.05	17.40	15.32	14.61	16.82	15.45
EuN	27.76	33.79	22.24	23.97	16.21	12.93	17.59	16.38	13.28
GdN	23.35	26.63	17.18	19.87	10.62	10.82	16.15	13.31	9.84
DyN	17.90	19.00	12.47	13.97	8.89	9.36	13.02	11.21	8.18
HoN	19.40	21.87	15.17	16.75	13.05	10.93	16.40	17.28	11.82
ErN	15.89	17.64	12.10	13.43	9.87	10.17	13.18	11.68	8.61
YbN	15.38	14.87	11.60	12.24	8.97	8.53	11.67	7.44	7.12
LuN	13.39	12.20	9.45	11.81	8.27	7.87	10.63	7.48	6.30
Σ ETRN	350.75	390.58	274.72	297.09	137.55	133.04	176.12	150.94	113.86
(Co/Sm)N	1.52	1.34	1.54	1.41	0.79	0.96	1.29	0.83	0.69
(Gd/Yb)N	1.52	1.79	1.48	1.62	1.18	1.27	1.38	1.79	1.38
(Co/Yb)N	3.60	4.08	3.80	3.81	1.52	1.72	1.62	1.88	1.51
Fu/Fb*	0.95	0.97	1.00	0.94	1.19	1.00	1.14	1.09	1.08

geológicas, influências de processos pós magmáticos que poderiam mudar seu quimismo original.

Estudos realizados por Miyashiro (1975) mostram uma mobilidade relativamente intensa do Na_2O e K_2O e consequentemente também do Rb e Cs, em rochas submetidas ao metamorfismo de baixo grau. O autor propõe o diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ para a determinação de possíveis alterações pós magmáticas, baseando-se em rochas quaternárias frescas e alteradas pertencentes a diversos ambientes geotectônicos do planeta. A utilização do diagrama para os metabasitos estudados (Fig. 5) evidenciou que apenas 3 amostras localizam-se no campo de rochas alteradas.

Beswick & Soucie (1978) propuseram, através de dados analíticos de uma suíte de rochas metavulcânicas, que podem ser testadas possíveis alterações no quimismo de protólitos ígneos por processos metamórficos e metassomáticos. São diagramas envolvendo razão de proporção molecular logarítmica a partir de porcentagens em peso de rocha total dos elementos SiO_2 , K_2O , CaO , Al_2O_3 e Fm ($\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$), onde se observam as tendências evolutivas de rochas ígneas.

Com base nesse critério (Fig. 6), os metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo apresentam uma coerência nos agrupamentos e tendên-

cias nos diagramas de Beswick & Soucie (1978), com dispersões mínimas ou desprezíveis, sugerindo que não devem ter sofrido modificações químicas pós magmáticas significativas. Com isso, o quimismo atual desses metabasitos reflete, com grande aproximação, o quimismo ígneo original.

Nomenclatura e classificação Em uma primeira análise dos dados químicos da Tabela 1, verifica-se em relação aos teores de SiO_2 , rochas de natureza básica ($45\% < \text{SiO}_2 < 53\%$), sendo encontradas, segundo o diagrama R1 vs. R2, (Fig. 7), principalmente composições de andesi basaltos e basaltos subalcalinos, tendo também com certa frequência, composições dos basaltos transicionais nos metabasitos de Campo Largo. Composições de basaltos transicionais, mesmo que raras, também são encontradas entre os litotipos de Adrianópolis.

É caracterizada a afinidade toleítica dos metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo pela baixa razão alcalis/sílica (Fig. 8), enriquecimento de F (FeO) em relação a A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e M (MgO)

Figura 5 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ proposto por Miyashiro (1975), discriminando os metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes) que sofreram alteração pós magmáticas nos conteúdos de sódio e potássio.

Figura 7 - Distribuição dos metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes) no diagrama de De La Roche et al. (1980).

Figura 6 - Diagramas envolvendo razões de proporção molecular logarítmica (Beswick & Soucie 1978) com os teores dos metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes). Fm = $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$.

Figura 8 - Diagrama sílica vs. alcalis (Irvine & Baragar 1971) para os metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes).

no diagrama AFM (Fig. 9) e pela presença de olivina toleitos e toleitos supersaturados no diagrama normativo Qz-Opx-Cpx-Ol-Ne (Fig. 10). Os metabasitos de Adrianópolis destacam suas afinidades toleíticas pelos critérios acima citados, além de apresentarem-se mais ricos em Fe, P, Sr, Zr, Nb, Hf, Ta, U e Th.

O diagrama Al_2O_3 vs. $FeO + TiO_2$ vs. MgO de Jensen 1976 (Fig. 11) possibilita a distinção entre a natureza toleítica e komatítica de rochas máfico-ultramáficas. Entre os metabasitos estudados, os que possuem teores de MgO acima de 10% posicionam-se no campo dos basaltos komatíticos. Os metabasitos de Adrianópolis apresentam composições predominantemente de Fe-toleitos e de modo subordinado de Mg-toleitos. Os metabasitos de Campo Largo estão nos campos dos Mg-toleitos e dos basaltos komatíticos.

PETROGÊNESE Os dados petrográficos e geoquímicos indicam que os metabasitos estudados tiveram suas origens a partir de protólitos ígneos toleíticos sem ter passado por alterações pós magmáticas significativas.

Pearce *et al.* (1975) propuseram o diagrama TiO_2 vs. K_2O vs. P_2O_5 , mostrando a possibilidade de se distinguir basaltos oceânicos de continentais. O campo dos basaltos oceânicos inclui os basaltos de cadeia meso oceânica e de ilha oceânica e o campo dos basaltos continentais inclui os basaltos da província Karoo. Nesse diagrama os metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo distribuem-se no campo dos basaltos oceânicos (Fig. 12).

Figura 9 - Diagrama AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = FeO ; M = MgO) de Irvine & Baragar (1971) para os metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes).

Figura 10 - Diagrama simplificado de composição mineralógica normativa projetado no sistema basáltico de Yoder & Tilley (1962), com os dados dos metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes).

Figura 11 - Diagrama Al_2O_3 vs. $FeO + TiO_2$ vs. MgO de Jensen (1976) para os metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes).

Figura 12 - Diagrama K_2O vs. TiO_2 vs. P_2O_5 de Pearce *et al.* (1975) distinguindo os campos de basaltos oceânicos e continentais com os teores dos metabasitos de Adrianópolis (triângulos) e Campo Largo (cruzes).

Metabasitos de Adrianópolis São metabasitos que possuem padrões de distribuição dos elementos incompatíveis mais enriquecidos que os basaltos E-MORB, tendendo para as composições dos basaltos de ilha oceânica (OIB), Fig. 13. A tendência para a composição de ilha oceânica é marcada pelo enriquecimento principalmente em Th, Ba e Rb, além de Sm, Hf, Nb, Ta e Th. Os conteúdos dos ETR são consistentes com as composições intermediárias entre os basaltos E-MORB e de ilha oceânica, uma vez que apresentam inclinação em seus padrões de abundância ($Ce_N/Yb_N = 3,60$ a $4,08$) em função de seus enriquecimentos de ETRL em relação aos ETRP (Tab. 2 e Fig. 14). A pouca variação composicional entre seus litotipos ($MgO = 5,72$ a $8,20\%$ e $mg\# = 0,35$ a $0,56$, Tab. 1) sugere pouca a moderada influência da cristalização fracionada na geração dos litotipos ígneos originais.

Metabasitos de Campo Largo Comparando-se com os basaltos N-MORB, os metabasitos de Campo Largo apresentam maiores teores em Rb, Ba, Th e Nb e em algumas amostras verifica-se também enriquecimento em Sr (Fig. 13). Em relação aos metabasitos de Adrianópolis, os de Campo Largo possuem menores conteúdos de ETR_{TOTAL} ($113,88$ a $176,12$ vs. $274,72$ a $390,58$) e padrões de abundância mais horizontalizados ($Ce_N/Yb_N = 1,51$ a $1,88$ vs. $3,60$ a $4,08$, Tab. 2 e Fig. 14). Essas feições geoquímicas indicam que o protólito dos metabasitos de Campo Largo possuía composição semelhante aos basaltos transicionais de cadeia meso oceânica (T-MORB). O fracionamento magmático de seu protólito parece ter influenciado no surgimento das fracas anomalias de Eu (Eu/Eu^* até $1,19$), estando possivelmente relacionadas à quantidade de líquido magmático em equilíbrio com o plagioclásio.

Tal como ocorre para os metabasitos de Adrianópolis a pouca variação composicional dos litotipos de Campo Largo ($MgO = 9,08$ a $13,27\%$ e $mg\# = 0,54$ a $0,69$, Tab. 1) revela que seu protólito ígneo deve ter tido pouca a moderada influência do processo de cristalização fracionada na evolução magmática, originando composições dos basaltos komatiíticos como os termos mais primitivos, possivelmente ricos em clinopiroxênio e também em plagioclásio, e os termos mais evoluídos mostrando composições dos Mg-toleitos. Os dados geoquímicos exibidos neste trabalho, juntamente com as diferentes

linhas de tendências evolutivas nos diagramas de variação química (Maniesi 1997), sugerem que o protólito de Campo Largo foi gerado em maior grau de fusão parcial em relação ao líquido inicial do protólito dos metabasitos de Adrianópolis, a partir de diferentes fontes mantélicas.

CONCLUSÕES Os metabasitos das regiões de Adrianópolis e Campo Largo são rochas ortoderivadas, possivelmente de caráter intrusivo, relacionadas a magmatismo basáltico toleítico que faz parte da história da evolução geológica respectivamente das bacias Açungui e Setuva em tempos proterozóicos. Possuem composição química dos basaltos oceânicos e seus protólitos ígneos foram gerados a partir de fontes mantélicas composicionalmente diferentes, com grau de fusão parcial menor para os metabasitos de Adrianópolis quando comparados com os metabasitos de Campo Largo e tiveram pouca a moderada influência do processo de cristalização fracionada na evolução magmática de seus respectivos protólitos.

Quanto ao ambiente geotectônico em que foram gerados os metabasitos das regiões estudadas, os dados permitem excluir os ambientes continental (basaltos toleíticos continentais) e de zona de colisão (basaltos cálcio alcalinos). Mantém-se, portanto, a possibilidade dos protólitos dos metabasitos das regiões de Adrianópolis e Campo Largo, terem sido gerados em ambientes de bacia de retro arco em concordância com o que é proposto para os contextos regionais onde estão inseridos, ou seja, as bacias Setuva (Soares 1987) e Açungui (Soares 1987, Fiori 1990).

De um modo geral é aceito que as bacias retro arco são distensionais, geradas por processos tipo espalhamento de fundo oceânico semelhantes às cadeias meso oceânicas (e.g. Saunders & Tarney 1979, Crawford *et al.* 1981, Taylor & Karner 1983, Jarrard 1986). No entanto, são mencionadas diferenças nos processos de geração de magmas entre os dois ambientes em relação à composição da fonte, profundidade, graus de fusão parcial e também a participação de componentes derivados da placa subductante, dependendo da geometria do arco.

Esses fatores podem afetar o processo de geração de magmas, produzindo basaltos com características geoquímicas transicionais ou

Figura 13 - Padrões de distribuição de elementos incompatíveis normalizados pelo N-MORB de Pearce (1983) para os metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo.

Figura 14 - Padrões de abundância dos elementos terras raras normalizados pelo condrito (Evensen *et al.* 1978) dos metabasitos de Adrianópolis e Campo Largo.

basaltos de arcos. Por outro lado, vários outros estudos (e.g. Pineau *et al.* 1976, Hawkesworth *et al.* 1977, Saunders & Tarney 1979) consideram que os basaltos de bacias de retro arco formam-se por fusão parcial do manto em processos semelhantes àqueles envolvidos na geração de basaltos normais ou enriquecidos de cadeias meso oceânicas.

As rochas precursoras dos metabasitos das regiões de Adrianópolis e Campo Largo podem ter tido esse ambiente de formação. No entanto, as características geoquímicas de basaltos toleíticos do tipo T-MORB (Campo Largo) e E-MORB tendendo para basaltos de ilhas

oceânicas (Adrianópolis), não confirmam a formação de assoalho oceânico relacionado a abertura das bacias Setuva (Campo Largo) e Açungui (Adrianópolis), uma vez que essas rochas não apresentam evidências geológicas e geoquímicas para serem consideradas como parte de seqüências ofiolíticas.

Agradecimentos À FAPESP pelo apoio financeiro (processos 90/3948-1 e 91/0643-8) e a dois revisores anônimos da RBG pelas sugestões e críticas ao manuscrito.

Referências

- Andrade e Silva A.C.G. 1990. *A jazida de barita de Água Clara no âmbito do Precambriano do Vale do Ribeira, Estado do Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 204p.
- Andrade F.R.D., Nogueira Filho J., Popini M.U.F. 1990. *Relatório do mapa geológico da região de Pantaninho - Morro Felpudo/PR*. Relatório de graduação (inédito). Departamento de Geologia/UFPR, Curitiba/PR.
- Beswick A.E. & Soucie G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an archaean greenstone belt. *Precamb. Res.*, 6:235-248.
- Campanha G.A.C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 296p.
- Crawford A., Beccaluva J.L., Serri G. 1981. Tectonomagmatic evolution of the West Philippine-Mariana regions and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Letters*, 54:346-356.
- Daitx E.C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perai (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perai (Vale do Ribeira, PR)*. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 453p.
- Daitx E.C., Takahashi A.T., Ferreira J.C.G., Silva C.R., Maeyama O. 1983. *Projeto Anta gorda, fase III. Mapeamento Geológico da área norte*. DNP/CPRM, São Paulo, 123p.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- Ebert H.D. 1987. *Petrographische und tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado - Aunwölbung in Se-Paraná, Brasilien*. Universität Clausthal, Clausthal, Tese de Doutorado, 257p.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42:1199-1212.
- Fiori A.P. 1985. *Estudos geológicos integrados do Pré-Cambriano paranaense*. Convênio UFPR/MINEROPAR, texto final, Curitiba/PR, inédito, 192p.
- Fiori A.P. 1987. *Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e Formação Itaipoca no Estado do Paraná*. Convênio UFPR/MINEROPAR, texto final, Curitiba/PR, inédito, 191p.
- Fiori A.P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- Fiori A.P. 1993. O Sistema de Cavaleamento Açungui (PR). *Geociências*, São Paulo, 12:187-208.
- Frasca M.H.B.O., Figueiredo M.C.H., Almeida M.A., Coutinho J.M.V. 1990. Petrografia e Geoquímica da Formação Água Clara - Região de Araçá, SP. Boletim do IG-USP, Série Científica, 21:73-92.
- Fritzsos Júnior O., Piekarz G.F., Falcade D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva/PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 3:987-1001.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5:247-266.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Bistrichi C.A. 1980. Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *Anais da Acad. Brasileira de Ciências*, 52:61-76.
- Hasui Y., Ebert H.D., Quade H. 1984. Aspectos geológicos da Megantiforma da Serra do Cadeado, PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 7:2380-2394.
- Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst P.J., Hamilton P.J., Evensen N.M. 1977. A geochemical study of island arc and back arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36:253-262.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Jarrard R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Geophysical*, 24:217-284.
- Jensen L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks*. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66.
- JICA/MMAJ. 1981. *Report on geological survey of Anta Gorda, Brazil: Phase I* - Japan International Cooperation Agency. Relatório CPRM/DNPM, 79p.
- JICA/MMAJ. 1982. *On geological survey of Anta Gorda Phase II, Brazil* - Japan International Cooperation Agency. Relatório CPRM/DNPM, 119p.
- JICA/MMAJ. 1983. *Report on geological survey of Anta Gorda, Brazil: Phase I* - Japan International Cooperation Agency. Relatório CPRM/DNPM, 111p.
- JICA/MMAJ. 1984. *Report on geological survey of Anta Gorda, Brazil* - Japan International Cooperation Agency. Relatório CPRM/DNPM, 73p.
- Katbeh A., Paludo M.A., Osama M.A. 1990. *Relatório do mapa geológico da região de Povinho de São João/PR*. Relatório de graduação (inédito). Departamento de Geologia/UFPR, Curitiba/PR.
- Leake B.E. 1964. The chemical distinction of between ortho- and para amphibolites. *Jour. Petrol.*, 5:238-254.
- Maniesi V. 1997. *Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/PR*. Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 215p.
- Maniesi V., Oliveira M.A.F., Zanardo A. 1996. Quimismo mineral de anfibólios e sua relação com feições texturais nos corpos anfibolíticos de Adrianópolis e Campo Largo/PR. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:138-140.
- MINEROPAR. 1986. Projeto Canha - Carumbé. Mapa geológico, escala 1:25.000.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, 83:249-281.
- Niggli P. 1954. *Rocks and mineral deposits*. San Francisco: W.H. Freeman & Co.
- Pearce J.A. 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Jour. Petrol.*, 17:15-43.
- Pearce J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: CJ Hawkesworth and MJ Norry (ed.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1975. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram - a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 24:419-426.
- Piekarz G.F. 1981. Reconhecimento das unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perai, Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Anais*, 1:148-154.
- Piekarz G.F. 1992. *O Granito Passa Três/PR e as mineralizações auríferas associadas*. Universidade de Campinas, Campinas, Dissertação de Mestrado, 221p.
- Pineau F., Javoy M., Hawkins W., Craig H. 1976. Oxygen isotope variation in marginal basin and ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28:299-307.
- Pontes J.B. 1982. Geologia e potencialidade econômica da Formação Água Clara (PR). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1:1002-1016.
- Reis Neto J.M. 1994. *Faixa Itaipoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 255p.
- Reis Neto J.M. & Soares P.C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de microestruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Anais*, 1:147-165.
- Saunders A.D. & Tarney J. 1979. The Geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East Scotia Sea. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 43:555-572.
- Soares P.C. 1987. Seqüências tectono-sedimentares e tectônica deformacional no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Anais*, 2:743-772.
- Soares P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: SBG, Congresso Latino Americano de Geologia, Belém, *Anais*, 1:63-81.
- Soares P.C. & Góis J.R. 1987. Geologia do Granito Passa Três/PR e suas mineralizações auríferas. In: SBG, Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Anais*, 2:487-514.
- Sun S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil Trans. R. Soc. Lond.* A297, 409-445.
- Taylor B. & Karner G.D. 1983. On the evolution of marginal basins. *Geophysical*, 21:1727-1741.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P., Pearton T.N. 1982. The nature and distribution of Archean komatiite volcanics in South Africa. In: George Allen and Unwin, *Komatiites*, London, 51-79.
- Winchester J.A., Park R.G., Holland J.G. 1980. The geochemistry of Lewisian semipelite schists from the Gairloch District, Wester Ross. *Scott Jour. Geol.*, 16:165-179.
- Yoder H.S. & Tilley C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, 3:342-532.

Manuscrito A-1084

Recebido em 5 de abril de 1999

Revisão dos autores em 6 de fevereiro de 2000

Revisão aceita em 10 de fevereiro de 2000