ORTOPIROXÊNIOS E CLINOPIROXÊNIOS COEXISTENTES NOS GRANULITOS DE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO, SP

MARCOS AURELIO FARIAS DE OLIVEIRA* e RAPHAEL HYPOLITO*

ABSTRACT Orthopyroxenes and clinopyroxenes-bearing granulites from the migmatitic-granulitic region of São José do Rio Pardo, São Paulo, Brazil have been analyzed by electron microprobe.

The distribution coefficient Fe-Mg and the crystallization trends of the analyzed 9 pairs of clino- and orthopyroxenes, are consistent with the formation of these minerals under high-grade metamorphic conditions. A regional temperature of about 795-883°C has been inferred using the geothermometer of Wood and Banno (1973).

INTRODUÇÃO O problema do equilíbrio ortopiroxênio-clinopiroxênio tanto em rochas ígneas, como em rochas metamórficas profundas, tem sido amplamente investigado na literatura geológica mais recente, principalmente tendo em vista que tal equilíbrio tem se revelado um termômetro geológico de razoável precisão. Desta forma, considerando as numerosas ocorrências em que se registra a coexistência desses minerais na região de São José do Rio Pardo, julgou-se interessante uma pesquisa mais pormenorizada a esse respeito.

A geologia da área, constituída por um complexo migmatítico-granulítico, acha-se descrita em Oliveira (1973) e Oliveira e Alves (1974). Além disso, a localização das amostras analisadas, os dados modais de algumas delas e os caracteres físicos dos piroxênios estudados constam também do trabalho de Oliveira (1973).

Na escolha das amostras analisadas, procurou-se selecionar tipos que mostram uma gama completa de variação da relação Mg/Fe para se observar se o equilíbrio é completo ao longo da série, e para se obter um maior intervalo no "trend" de variação dos piroxênios. Para isso, baseou-se na observação de Oliveira (1972) de que os granulitos mais ácidos possuem ortopiroxênios mais ricos na molécula ferrossilita, sendo os mais básicos ricos na molécula enstatita. Por outro lado, foi dada preferência às amostras já analisadas quimicamente e, portanto, com teor em SiO₂ conhecido. Dos tipos selecionados, 4 são gabro-noríticos (180, 111, 217 e 136), 1 é monzonítico (201), 3 são graníticos (168, 176 e 205); uma última amostra (226) é nitidamente parametamórfica e constitui-se de hiperstênio, granada, clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, grafita e opacos e foi escolhida para se observar seu comportamento com relação aos demais tipos, de origem mais incerta. O teor de piroxênios nas amostras analisadas varia de 26%, nos tipos mais básicos, a 4%, nos mais ácidos, chegando a 2% no granulito 168, o que dificultou bastante sua análise na microsonda.

CARACTERES QUÍMICOS Com exceção da amostra 136, todas as rochas que tiveram seus piroxênios analisados contam com análise química completa, obtida por via úmida. Destas, cinco são reproduzidas de Oliveira (1973) e três são inéditas. Os valores constam da Tabela I. Quanto aos dados químicos dos piroxênios, eles se acham representados nas Tabs. II (ortopiroxênios) e III (clinopiroxênios) e foram

* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

obtidos por microsonda eletrônica, utilizando um aparelho EMX-SM da *Applied Research Laboratories*, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As condições instrumentais foram as seguintes: potencial de aceleração de 15 kV, corrente da amostra de 0,03 μ A, tempo de integração de 20 segundos e diâmetro do feixe eletrônico de aproximadamente 1 μ . A quantidade de raios X emitida (radiação $K\alpha$) foi detectada simultaneamente por três espectrômetros lineares equipados com cristais de LiF, ADP e RAP. Os padrões utilizados foram substâncias naturais, um clinopiroxênio cálcico (5-118) e um ortopiroxênio (2525). Foram feitas correções para desvio instrumental, radiação de fundo e efeitos de matriz, empregando-se o método de BENCE & ALBEE (1968). Cada análise corresponde a uma média de 30 a 35 determinações de cada mineral em uma secção delgada. Foram feitas também medidas na borda e centro dos grãos, e verificou-se não haver zoneamento em qualquer das amostras analisadas.

Tabela I — Análises químicas de granulitos da região de São José do Rio Pardo

	180*	111*	217	201*	168	176*	205*	226
SiO ₂	46,20	49,90	52,21	47,38	63,02	61,86	63,84	49,37
TiO ₂	1,50	1,18	0,83	0,14	0,87	1,20	0,80	0,56
Al ₂ O ₃	16,20	12,46	19,40	17,33	18,45	15,70	15,14	14,90
Fe ₂ O ₃	6,94	8,48	2,59	3,75	1,29	2,33	3,02	8,11
FeO	9,17	10,05	7,47	5,59	3,46	4,49	3,26	14,06
MnO	0,19	0,21	0,10	0,20	0,06	0,18	0,11	0,20
MgO	7,20	3,50	3,34	1,60	0,94	1,50	0,87	7,57
CaO	8,04	7,12	9,19	3,63	2,70	4,82	2,89	4,15
Na ₂ O	3,20	4,40	3,01	4,05	5,53	3,65	4,45	0,27
K ₂ O	0,52	1,70	1,18	5,40	3,31	3,60	5,05	0,08
H ₂ O ⁺	0,60	0,14	0,21	0,45	0,03	0,35	0,38	0,27
H ₂ O ⁻	0,03	0,20	0,19	0,11	0,06	0,05	0,02	0,18
P ₂ O ₅	0,18	0,57	0,04	0,11	0,11	0,15	0,12	0,05
Total	99,98	99,91	99,76	99,74	99,83	99,88	99,95	99,77
Fe Total como FeO	15,42	17,68	9,80	8,96	4,62	6,59	5,98	21,36
MgO/FeO + MgO	0,32	0,17	0,25	0,15	0,17	0,18	0,13	0,26

* Extraídas de Oliveira (1973)

Além dos dados químicos relacionados, constam também das Tabs. II e III a fórmula química dos piroxênios, alguns índices de diferenciação, os valores do coeficiente de distribuição Fe-Mg, conforme Davidson (1968), e as temperaturas calculadas com base no termômetro de Wood & Banno (1973).

Nos granulitos mais ácidos, os cristais de piroxênios se apresentam em grãos isolados, enquanto que nos tipos mais básicos eles ocorrem geralmente envolvidos por hornblenda, ou mais raramente biotita. Os ortopiroxênios são mais susceptíveis às transformações retrometamórficas e freqüentemente são substituídos total ou parcialmente por hornblenda verde, ou por um agregado de filossilicatos verdes. Nas amostras 205 e 176, alguns grãos de clinopiroxênios exibem lamelas de exsolução muito finas de ortopiroxênios.

Tabela II — Análises químicas de ortopiroxênios

	180	217	168	111	136	201	176	205	226
SiO ₂	51,13	50,99	51,62	50,01	50,30	48,70	49,18	48,18	50,58
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,2	0,03	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	1,60	1,61	0,03	1,07	0,96	0,99	0,68	0,90	0,68
FeO*	25,17	25,43	28,91	32,06	34,12	33,57	36,28	39,15	31,34
MnO	0,84	0,70	0,78	0,81	1,10	1,83	1,34	1,28	2,94
MgO	21,25	18,89	17,10	14,19	13,12	12,34	11,18	8,30	13,16
CaO	0,93	1,10	0,75	1,14	0,93	1,22	1,26	1,38	0,98
Na ₂ O	0,03	0,06	0,01	0,12	0,11	0,12	0,09	0,16	0,01
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01
Total	101,00	98,83	100,02	99,45	100,70	99,82	100,05	99,43	99,72
Número de íons na base de 6 oxigênios									
Si	1,922	1,959	1,987	1,975	1,979	1,966	1,978	1,982	2,000
Al ^{iv}	0,071	0,041	0,013	0,025	0,021	0,034	0,022	0,018	—
Al ^{vi}	—	0,032	0,025	0,025	0,023	0,013	0,010	0,026	0,031
Ti	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,791	0,817	0,930	1,059	1,123	1,133	1,220	1,347	1,036
Mn	0,027	0,023	0,025	0,027	0,036	0,063	0,045	0,044	0,098
Mg	1,190	1,082	0,981	0,835	0,770	0,743	0,670	0,509	0,775
Ca	0,038	0,045	0,031	0,048	0,039	0,053	0,054	0,061	0,041
Na	0,002	0,041	0,001	0,009	0,008	0,009	0,007	0,013	0,001
K	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	—
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
WXY	2,042	2,042	1,995	2,005	2,001	2,016	2,008	2,003	1,983
Ca	1,9	2,3	1,6	2,4	2,0	2,7	2,7	3,1	2,1
Mg	58,1	55,0	49,8	42,4	39,1	37,3	33,7	26,0	39,7
Fe + Mn	40,0	42,7	48,6	55,2	58,9	60,0	63,6	70,9	58,2
$\frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}}$	0,46	0,43	0,37	0,31	0,28	0,27	0,24	0,18	0,30
$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$	0,84	0,74	0,59	0,44	0,38	0,37	0,31	0,23	0,42
$\frac{\text{Fe}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	0,40	0,43	0,49	0,56	0,59	0,60	0,65	0,73	0,57
$\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}$	0,66	0,76	0,95	1,27	1,46	1,52	1,82	2,65	1,34
$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}$	59,3	56,3	50,7	43,5	39,9	38,3	34,6	26,8	40,6
T °C**	872	848	883	825	823	801	802	795	881

* Todo ferro calculado como FeO

** Segundo Wood e Banno (1973)

Tabela III — Análises químicas de clinopiroxênios

	180	217	168	111	136	201	176	205	226
SiO ₂	49,18	50,45	52,69	51,04	51,63	49,64	50,28	49,22	50,11
TiO ₂	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	2,74	2,95	1,64	1,81	1,70	1,77	1,30	1,45	1,12
FeO*	10,86	10,62	12,48	14,91	15,73	16,29	17,81	20,70	13,96
MnO	0,40	0,35	0,34	0,41	0,50	0,92	0,68	0,70	1,35
MgO	13,75	12,40	11,99	10,55	9,79	9,67	8,76	6,89	10,51
CaO	21,24	21,28	20,01	20,39	19,99	20,13	20,03	19,55	20,33
Na ₂ O	0,47	0,44	0,66	0,58	0,56	0,65	0,53	0,58	0,24
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01
Total	98,70	98,54	99,84	99,76	99,96	99,12	99,45	99,15	97,63
Número de íons na base de 6 oxigênios									
Si	1,887	1,927	1,988	1,959	1,980	1,940	1,966	1,959	1,969
Al ^{iv}	0,113	0,073	0,012	0,041	0,020	0,060	0,034	0,041	0,031
Al ^{vi}	0,011	0,060	0,061	0,041	0,057	0,021	0,026	0,027	0,021
Ti	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—
Fe	0,348	0,339	0,394	0,479	0,504	0,533	0,582	0,689	0,459
Mn	0,013	0,011	0,011	0,013	0,016	0,030	0,022	0,023	0,045
Mg	0,786	0,706	0,674	0,603	0,559	0,563	0,511	0,408	0,615
Ca	0,873	0,871	0,809	0,838	0,821	0,843	0,839	0,833	0,856
Na	0,035	0,033	0,048	0,043	0,041	0,049	0,040	0,045	0,018
K	0,001	—	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	—
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
WXY	2,068	2,021	1,998	2,020	2,000	2,041	2,022	2,027	2,014
Ca	43,2	45,2	42,9	43,4	43,2	42,8	42,9	42,7	43,4
Mg	38,9	36,6	35,7	31,2	29,4	28,6	26,2	20,9	31,1
Fe + Mn	17,9	18,2	21,4	25,4	27,4	28,6	30,9	36,4	25,5
$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	0,56	0,54	0,49	0,42	0,38	0,49	0,33	0,25	0,43
$\frac{\text{Fe}}{\text{Mg}} \times 100$	44,3	48,0	58,4	79,4	90,2	94,7	113,9	168,9	74,6
$\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$	1,27	1,17	0,96	0,71	0,62	0,76	0,49	0,33	0,75
K _D	1,50	1,57	1,62	1,60	1,62	1,61	1,60	1,57	1,79

* Todo ferro calculado como FeO

Considerando que Oliveira (1973) evidenciou a existência de "trends" calco-alcalinos para os granulitos dessa região, foram feitas várias tentativas de correlacionar a composição química das rochas com os seus respectivos pares de piroxênios. Destas somente algumas revelaram fatos interessantes como, por exemplo, o mostrado na Fig. 1, onde se acham projetadas as razões MgO/FeO dos piroxênios contra o teor em SiO_2 das respectivas rochas. Pode-se observar que ocorre realmente um decréscimo da razão MgO/FeO dos orto-e clinopiroxênios com o aumento de sílica, mas o que chama mais a atenção é a existência de duas tendências paralelas para ambos os piroxênios. Esse fato poderia indicar que esses dois conjuntos tiveram origem a partir de materiais diferentes ou, como alternativa, que se formaram em condições termodinâmicas um pouco diversas. Por outro lado, a Fig. 2 evidencia que o aumento da relação $MgO/MgO + FeO$ dos minerais depende muito pouco do aumento da mesma relação nas rochas. Da mesma forma, nessa figura as amostras 168, 217 e 180 têm comportamento diferente e acusam maiores variações quando se modificam os teores de FeO e MgO das respectivas rochas.

Figura 1 — Projeção da razão MgO/FeO dos piroxênios contra o teor em SiO_2 das rochas

Figura 2 — Projeção da razão $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ dos piroxênios contra a mesma razão das rochas

Piroxênios Os nove ortopiroxênios analisados apresentam como características mais importantes um teor baixo em CaO , de 0,75 a 1,38%, sendo maior nos tipos graníticos; teores de Al_2O_3 , variando entre 0,68 a 1,61%, aumentando nas amostras mais ricas em MgO (Fig. 3); um teor em enstatita situado entre 26 e 58% (39 a 58%

Figura 3 — Projeção do Al_2O_3 contra a razão $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$

nos tipos gabro noríticos, 37% no monzonítico e 26 a 34% nos graníticos, com exceção da amostra 168 que apresenta 50%). Pode-se também afirmar, com base no trabalho de Bhattacharyya (1971), que todos os nove ortopiroxênios estudados se cristalizaram ou se recrystalizaram por metamorfismo, em virtude dos seus teores elevados em Al_2O_3 , FeO e MgO .

Os clinopiroxênios, por sua parte, caracterizam-se por um teor constante em CaO (19,5 a 21,3%) e variações maiores nos teores de FeO e MgO . As quantidades de Al_2O_3 se situam entre 1,12 e 2,74% e, da mesma forma que nos ortopiroxênios, são maiores nos tipos mais ricos em MgO (Fig. 3). São representados pelas variedades salita e ferrosalita da série diopsídio-hedenbergita (DEER *et al.*, 1963).

No quadrilátero diopsídio (Di)-hedenbergita (Hd)-ferrossilita (Fs)-enstatita (En) da Fig. 4, os ortopiroxênios e clinopiroxênios evoluem de maneira similar, sendo essa evolução marcada por um enriquecimento em ferro; por outro lado, observa-se, ao longo da série, uma leve diminuição do CaO nos clinopiroxênios e um pequeno aumento desse óxido nos ortopiroxênios. O fato das linhas que unem orto e clinopiroxênios de uma mesma rocha não se interceptarem, constitui um argumento a mais apontando para uma cristalização ou recrystalização desses minerais em condições de equilíbrio. Na Fig. 5, observa-se que as tendências de ambos os piroxênios coincidem, em traços gerais, com as tendências obtidas para rochas metamórficas, ou seja, recobrem aproximadamente as linhas de variação de Madras (Howie, 1955) e Broken Hill-Quairading (Davidson, 1968). O prolongamento dessa curva, em direção ao campo do diopsídio, ensejaria a sua superposição com o "trend" obtido para as rochas de Barra Velha (Soares *et al.*, no prelo). Para fins de comparação, são apresentadas ainda as tendências dos piroxênios metamórficos de Piên (Girardi, 1974) e ígneos de Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963).

Figura 4 — Composição química dos clino e ortopiroxênios coexistentes, dada pelas porcentagens em peso dos termos extremos $CaSiO_3/MgSiO_3:FeSiO_3$.

Figura 5 — Tendências de cristalização dos piroxênios de São José do Rio Pardo, comparadas às tendências das províncias metamórficas de Madras (Howie, 1955), Broken Hill e Quairading (Davidson, 1958), Piên (Girardi, 1974), Barra Velha (Soares *et al.*, no prelo) e da intrusão de Skaergaard (Brown, 1957; Brown e Vincent, 1963).

Ainda com referência ao conteúdo de alumínio dos piroxênios de São José do Rio Pardo, pode-se dizer que ele é pequeno quando comparado às análises de outros terrenos granulíticos como, por exemplo, a região de Fraser Range, Austrália, estudada por Wilson (1976). Observa-se, porém, a mesma relação linear obtida por esse autor (Fig. 6). No mesmo diagrama, acham-se também projetados os valores de

Figura 6 — Relação Al_2O_3 opx — Al_2O_3 cpx para os pares de Wilson (1976), Nantel (1977) e São José do Rio Pardo

Nantel (1977) para os granulitos do sul da Província de Grenville, Canadá. Esta relação linear evidenciada pela repartição do alumínio entre os dois tipos de piroxênio, e demonstrada também por Ewart *et al.* (1973), representa uma evidência adicional a favor de um estado de equilíbrio termodinâmico entre os dois minerais.

COEFICIENTES DE DISTRIBUIÇÃO Fe-Mg Tendo em vista que as análises fornecidas pela microsonda não permitem distinguir entre Fe^{2+} e Fe^{3+} , os coeficientes de distribuição dos elementos Fe e Mg foram calculados segundo a fórmula $K_D (\text{Fe}_{\text{tot}})_{\text{opx-cpx}} = (\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Mg})_{\text{opx}} / (\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$, como sugerido por Davidson (1968) e Capedri *et al.* (1976), e os resultados obtidos desta maneira são recíprocos daqueles obtidos utilizando-se a relação de Kretz (1963). Os valores encontrados no presente trabalho variam de 1,50 a 1,79, sendo a média 1,60 (Tab. III), e são comparáveis aos fornecidos por Davidson (1968) para os granulitos de Quairading e por Nantel (1977) para os granulitos da Província de Grenville, terrenos tipicamente metamórficos. São apenas um pouco menores, pois os coeficientes calculados com ferro total apresentam resultados ligeiramente inferiores (0,2 a 0,5).

Figura 7 — Diagrama Fe/Mg opx — Fe/Mg cpx. $K_D = 1,6$

O comportamento retílineo dos valores de K_D (Fig. 7) indica mais uma vez que os piroxênios estudados estão também em equilíbrio, relativamente a Fe total e Mg, embora mostrem pequenas variações quando projetados contra a razão Fe/Fe + Mg dos ortopiroxênios (Fig. 8). Esse fato, já observado por Davidson (1968) para as rochas da Austrália, levou esse autor a sugerir que a aplicação desses coeficientes para estudos regionais, como determinação de valores termodinâmicos, fosse feita somente no caso de áreas onde os piroxênios apresentam largos intervalos de variação no conteúdo de Fe e Mg, visto que esse parâmetro varia também com a composição. Pode-se observar na Fig. 8 que os valores do K_D aumentam e, em seguida, diminuem com o aumento do teor em Fe total dos ortopiroxênios estudados.

Figura 8 — Projeção do valor de K_D contra a relação Fe/Fe + Mg dos ortopiroxênios

GEOTERMOMETRIA O geotermômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio, ora utilizado, baseia-se na distribuição dos elementos Fe e Mg entre esses dois minerais. Esta distribuição, simples no caso de minerais como cordierita e granada, é complexa no caso dos piroxênios, pois ao invés de ser intercrystalina ela passa a ser intracrystalina, tendo-se em vista que o Fe e o Mg se distribuem em quatro posições dentro da estrutura, ou seja: $M_1\text{opx}$, $M_2\text{opx}$, $M_1\text{cpx}$ e $M_2\text{cpx}$, podendo-se fazer intervir a seguinte reação de troca:

tanto para orto como para clinopiroxênios.

Além disso, conforme foi dito acima, o coeficiente de distribuição não é função simples da temperatura, mas depende também da composição.

Tendo em mente esses fatos, Wood e Banno (1973) calibraram um geotermômetro ortopiroxênio-clinopiroxênio, empregando o conceito de atividade. Com o auxílio de dados experimentais, eles derivaram uma equação que relaciona a temperatura à atividade do Mg nas posições M_1 e M_2 . Embora a distribuição dos elementos proposta por esses autores seja aleatória, pois ainda não se conhece muito bem como ela se processa nas diversas posições, a utilização desse geotermômetro fornece valores próximos da temperatura exata, além de permitir a verificação da existência de gradientes geotérmicos.

As temperaturas obtidas para os piroxênios de São José do Rio Pardo são fornecidas na Tab. II e variam de 795 a 883°C, com um valor médio de $836 \pm 50^\circ\text{C}$, considerando a precisão indicada por Wood e Banno (1973) e Hewins (1975). O fato das temperaturas terem sido calculadas, utilizando-se Fe total acarreta variações de 15°C em média para menos, conforme valores dados por Nantel (1977). Os maiores valores, referem-se aos tipos mais ricos em magnésio, decrescendo à medida que aumenta o teor em ferro dos piroxênios, acompanhando a tendência evidenciada no quadrilátero Di-Hd-En-Fs (Figs. 4 e 5). Voltando novamente à Fig. 2, observa-se que as mesmas amostras 180, 217 e 168, que ali se destacam, possuem também valores maiores de T, o que talvez possa ser uma explicação para os números mais elevados da razão MgO/FeO exibidos por essas amostras.

É ainda interessante mencionar que, geologicamente, existe uma boa distribuição das temperaturas obtidas. As amostras 201, 176 e 205 pertencentes, respectivamente, ao mesmo corpo, apresentam temperaturas de 801, 802 e 795°C; as amostras 111 e 136, de ocorrência semelhante: 825 e 823°C, o mesmo acontecendo com as amostras 217 e 180, respectivamente, 848 e 872°C. As amostras 168 e 226 ocorrem mais distantes das anteriores e seus valores não podem ser comparados. O número de determinações é, no entanto, ainda insuficiente para se evidenciar algum gradiente geotérmico para a região.

Comparando-se as temperaturas obtidas a partir dos piroxênios com os valores calculados por Nantel (1977) para 60 pares ortopiroxênios-clinopiroxênios extraídos da literatura, conclui-se que as temperaturas de equilíbrio para a região de São José do Rio Pardo são idênticas àsquelas encontradas em outros terrenos granulíticos do mundo.

Finalmente, é possível ainda se ter uma idéia do valor da pressão atuante, considerando o teor em Al_2O_3 dos piroxênios, conforme as avaliações feitas por Wilson (1976) para as regiões de Microwawe e Buniningonia, Austrália (Fig. 6), ou seja 10 quilobárias para primeira e 8 quilobárias para a segunda. O exame da Fig. 6 permite verificar que o conteúdo em Al_2O_3 dos piroxênios brasileiros é menor que o obtido por aquele autor e, como consequência, os granulitos de São José do Rio Pardo devem ter-se equilibrado a pressões inferiores a 8 quilobárias. Essa conclusão vem confirmar as estimativas anteriores de Oliveira e Alves (1976), cerca de 6 quilobárias, tendo em vista a ocorrência na área de associações portadoras de wollastonita. Novamente se destacam as amostras 180 e 217 que, face ao conteúdo maior em Al_2O_3 , caem na região de 8 quilobárias.

CONCLUSÕES Como conclusões ao presente trabalho, pode-se dizer que os pares de piroxênios estudados, cujo equilíbrio textural já fora verificado, apresentam também um perfeito equilíbrio termodinâmico evidenciado a partir de suas composições químicas. Os "trends" de cristalização, bem como os coeficientes de distribuição Fe-Mg (Figs. 4, 5 e 7) de orto e clinopiroxênios, fornecem indicações de que a cristalização ou recristalização se deu por metamorfismo. O perfeito equilíbrio desses minerais, permite o emprego do geotermômetro de Wood e Banno (1973) para a avaliação da temperatura de formação (em torno de $836 \pm 50^\circ\text{C}$). Além disso, os teores pouco elevados de Al_2O_3 dos orto e clinopiroxênios estudados (Fig. 6) permitem estimar que as pressões durante a fase principal de metamorfismo foram inferiores a 8 quilobárias.

Quanto à relação da composição química dos piroxênios e das respectivas rochas, pode-se dizer que a razão MgO/FeO dos minerais varia em parte com a razão MgO/FeO das rochas, em especial como teor em SiO_2 . Contudo, parece que a temperatura e a pressão de equilíbrio atingidas durante a fase principal de metamorfismo representam fatores importantes a condicionar essa razão.

Agradecimentos Os autores desejam expressar seus agradecimentos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro, bem como ao Prof. Dr. Celso de Barros Gomes pela orientação durante os trabalhos de análise na microsonda.

BIBLIOGRAFIA

- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. — 1968 — Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**: 382-403
- BHATTACHARYYA, C. — 1971 — An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. *Amer. Mineral.*, **56**: 499-506
- BROWN, G.M. — 1957 — Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Min. Mag.*, **31**: 511-543
- BROWN, G.M. & VINCENT, E.A. — 1963 — Pyroxenes from the late stage of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petrol.*, **4**: 175-196
- CAPEDRI, S.; GOMES, C.B.; RIVALENTI, G. & RUBERTI, E. — 1976 — Pyroxenes and olivines as indicators of the petrological evolution of the Ivrea-Verbano basic formation (Italian Western Alps). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **23**: 175-190
- DAVIDSON, L.R. — 1968 — Variation in ferrous iron-magnesium distribution coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, Western Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, **19**: 239-259
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. — 1963 — Rock forming minerals, Vol II, Chain Silicates. Longmans, London
- EWART, A.; BRYAN, W.B. & GILL, J.B. — 1973 — Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic island of Tonga, SW Pacific. *J. Petrol.*, **14**: 429-465
- GIRARDI, V.A.V. — 1974 — Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (inédito).
- HEWINS, R.H. — 1975 — Pyroxene geothermometry of some granulite facies rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, **50**: 205-209
- HOWIE, R.A. — 1955 — The geochemistry of the charnockites series of Madras, India. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, **62**: 725-769
- KRETZ, R. — 1963 — Distribution of magnesian and iron between orthopyroxenes and calcic pyroxenes in natural assemblages. *J. Geol.*, **71**: 773-785
- NANTEL, S. — 1977 — Le problème des équilibres cordierite-grenat et orthopyroxène-clinopyroxène en catazone. Application à la géothermo-barométrie dans le sud de la Province de Grenville. Tese de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade de Montreal (inédito)
- OLIVEIRA, M.A.F. de — 1972 — Geologia e petrologia da região de São José do Rio Pardo, São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (inédito)
- OLIVEIRA, M.A.F. de — 1973 — Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**: 257-278
- OLIVEIRA, M.A.F. de & ALVES, F.R. — 1974 — Geologia e petrografia da região de Caconde, SP. *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, **5**: 133-143

- OLIVEIRA, M.A.F. de & ALVES, F.R. — 1976 — Wollastonita em associações cálcicas de facies granulito, Caconde, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 6:43-52
- SOARES, R.M.C.; GOMES, C.B. & RUBERTI, E. — no prelo — Coexisting pyroxenes in mafic and ultramafic rocks from Barra Velha, Santa Catarina, Brazil. *Jornal de Mineralogia*, Volume Especial Djalma Guimarães.
- WILSON, A.F. — 1976 — Aluminium in coexisting pyroxenes as a sensitive indicator of changes in metamorphic grade within the mafic granulite terrane of the Fraser Range, Western Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, 56: 255-277
- WOOD, B.J. & BANNO, S. — 1973 — Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Miner. Petrol.*, 42: 109-124