

syms = 0778768

Geotermometria e Geobarometria dos Granulitos de Surubim, BA

(geotermometria|geobarometria|granulitos|Surubim)

ROSA MARIA DA SILVEIRA BELLO¹*, JOSÉ VICENTE VALARELLI² e EXCELSO RUBERTI²

¹Departamento de Metalogia e Geoquímica, Universidade de Campinas, Campinas, SP e Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP; ²Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP

Manuscrito recebido em 16 de dezembro de 1987; aceito para publicação em 26 de maio de 1988

INTRODUÇÃO

O depósito de cobre de Surubim pertence à província cuprífera do vale do rio Curaçá, localizada na parte N-NE do Estado da Bahia, caracterizada por terrenos precambrianos de alto grau metamórfico.

As associações mineralógicas e as texturas observadas em amostras dos diferentes tipos litológicos de Surubim são indicativas de metamorfismo de alto grau, facies granulito, caracterizando-se pela presença quase constante de ortopiroxênio. Também são observadas feições que evidenciam a existência de episódios retrometamórficos com desenvolvimento de paragéneses de mais baixos graus.

A mineralização é constituída essencialmente por sulfetos de cobre e ferro disseminados e localmente concentrados em granulitos de composição máfica e ultramáfica, encaixados em gnaisses de naturezas diversas, tendo ainda rochas cálcio-silicatadas e formações ferríferas associadas (Figueiredo, 1981; Lindenmayer, 1981 e Bello, 1986).

Em rochas mineralizadas e encaixantes, são comuns, entre outras, as seguintes associações em equilíbrio: *ortopiroxênio + clinopiroxênio* ($\pm$ *plagioclásio*, *hornblenda*, *quartzo*); *granada + biotita* ($\pm$ *quartzo*) e *granada + ortopiroxênio + plagioclásio* ($\pm$ *quartzo*), importantes para estudos de geotermometria/barometria (Bello, 1986).

* Bolsista do CNPq.

O presente trabalho visa a determinação das condições de temperatura e pressão prevalentes durante o pico do metamorfismo granulítico, através da aplicação de métodos geotermométricos/barométricos, que têm por base a partição de elementos entre minerais coexistentes.

As análises químicas das fases mineralógicas de interesse para a aplicação desses métodos foram realizadas na microsonda eletrônica de fabricação ARL (Applied Research Laboratories) modelo EMX-SM, do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e pelo método de dispersão de energia, na Faculdade "Pierre et Marie Curie" (Jussieu) em Paris, em equipamento CAMECA. Os resultados encontram-se nas tabelas I a IV.

SELEÇÃO DE AMOSTRAS

Verificou-se, inicialmente, que as associações consideradas encontram-se em equilíbrio, por meio de estudo das relações texturais e da partição de elementos entre as fases coexistentes.

A partir do exame de seções delgadas, foram selecionados, para análise em microsonda eletrônica e posterior aplicação dos métodos geotermobarométricos, apenas os minerais associados, de contatos mútuos bem definidos, apresentando texturas granoblásticas de equilíbrio.

TABELA I
Composição Química de Ortopiroxênios

AMOSTRA	GRANULITOS NORÍTICOS		GRANULITOS GABRONORÍTICOS				
	4	4/J*	44	44/1	44/2	44/3	44/7J*
SiO ₂	49,16	48,95	52,51	52,53	52,57	52,30	51,99
TiO ₂	0,09	0,13	0,11	0,11	0,10	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	0,92	0,96	1,05	0,93	1,13	1,09	1,00
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	-	-	-	-	0,02
FeO _T	39,82	40,23	25,97	26,03	26,08	25,80	26,89
MnO	0,27	0,37	0,51	0,51	0,52	0,51	0,56
MgO	10,18	10,08	19,07	18,98	19,02	19,19	19,53
CaO	0,67	0,70	0,74	0,77	0,71	0,74	0,64
Na ₂ O	0,01	0,01	0,04	0,08	0,02	0,03	0,06
K ₂ O	0,04	0,01	0,09	0,09	0,09	0,10	0,01
Total	101,23	101,48	100,08	100,01	100,22	99,87	100,83

FÓRMULA ESTRUTURAL COM BASE EM 6 OXIGÊNIOS

Si	1,971	1,962	1,989	1,991	1,987	1,984	1,963
Al ^{IV}	0,029	0,038	0,011	0,009	0,013	0,016	0,037
Al ^{VI}	0,014	0,008	0,036	0,033	0,038	0,033	0,008
Ti	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Cr	0,002	0,001	-	-	-	-	0,001
Fe ³⁺	0,005	0,010	-	-	-	-	0,012
Fe ²⁺	1,330	1,337	0,823	0,825	0,825	0,818	0,836
Mn	0,009	0,013	0,016	0,016	0,017	0,016	0,018
Mg	0,608	0,602	1,076	1,072	1,072	1,085	1,099
Ca	0,029	0,030	0,030	0,031	0,029	0,030	0,026
Na	0,001	0,001	0,003	0,006	0,002	0,002	0,004
K	0,002	0,001	0,004	0,004	0,004	0,005	-
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,003	2,007	1,991	1,990	1,990	1,992	2,007
FS	67,61	67,90	42,64	42,78	42,83	42,33	42,62
EN	30,93	30,58	55,80	55,59	55,67	56,11	56,06
WO	1,46	1,53	1,56	1,62	1,49	1,56	1,32
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺ + Mg	0,686	0,689	0,433	0,435	0,435	0,430	0,432
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}}$	0,455	0,447	1,309	1,299	1,301	1,326	1,293

AMOSTRA	GRANULITOS PIROXENÍTICOS										
	8	8A	8B	8C	18	18/31*	46	46/1	46/2	46/3	46/15J*
SiO ₂	50,70	50,41	50,63	50,77	50,24	53,47	53,63	53,61	53,40	53,83	54,09
TiO ₂	0,10	0,07	0,11	0,12	0,05	0,07	0,15	0,17	0,16	0,13	0,16
Al ₂ O ₃	0,74	0,65	0,79	0,75	2,09	1,95	3,03	3,07	3,19	2,83	2,79
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,06	0,07	0,01	0,01	0,01	—	0,15
FeO _T	30,34	30,37	30,83	29,64	30,44	31,34	13,38	13,96	13,94	13,75	14,10
MnO	0,35	0,34	0,37	0,35	0,26	0,35	0,17	0,19	0,20	0,13	0,21
MgO	16,51	16,70	16,19	19,96	16,59	16,48	28,91	28,71	28,67	28,67	28,11
CaO	0,85	0,86	0,87	0,82	0,39	0,40	0,63	0,63	0,63	0,64	0,55
Na ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,01	—	0,02	0,03	0,02	0,01	0,05	0,02
K ₂ O	—	—	—	—	0,01	—	—	0,01	—	—	0,01
Total	99,62	99,82	99,82	99,44	100,13	101,16	100,44	100,38	100,21	100,02	100,18

FÓRMULA ESTRUTURAL COM BASE EM 6 OXIGÊNIOS

Si	1,974	1,963	1,972	1,974	1,942	1,940	1,908	1,910	1,898	1,992	1,931
Al ^{IV}	0,026	0,030	0,028	0,026	0,058	0,060	0,092	0,090	0,102	0,078	0,069
Al ^{VI}	0,008	-	0,008	0,008	0,037	0,029	0,035	0,039	0,032	0,041	0,049
Ti	0,003	0,002	0,003	0,004	0,001	0,002	0,004	0,005	0,004	0,003	0,004
Cr	-	-	-	-	0,002	0,002	-	-	-	-	0,004
Fe ³⁺	0,007	0,019	0,007	0,006	0,008	-	0,023	0,020	0,038	0,016	0,005
Fe ²⁺	0,980	0,981	0,996	0,957	0,976	1,007	0,388	0,393	0,378	0,393	0,416
Mn	0,012	0,011	0,012	0,012	0,009	0,011	0,005	0,006	0,006	0,004	0,006
Mg	0,958	0,969	0,940	0,983	0,956	0,944	1,533	1,524	1,525	1,525	1,496
Ca	0,035	0,036	0,036	0,034	0,016	0,016	0,024	0,024	0,024	0,024	0,021
Na	0,002	0,002	0,002	0,001	-	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Z	2,000	1,993	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,005	2,020	2,004	2,005	2,005	2,013	2,014	2,012	2,008	2,009	2,002
FS	49,67	49,39	50,51	48,49	50,09	50,81	19,93	20,26	19,30	20,23	21,52
EN	48,53	48,80	47,65	49,78	49,08	48,35	78,83	78,50	79,48	78,51	77,39
WO	1,80	1,81	1,84	1,73	0,83	0,84	1,24	1,24	1,25	1,23	1,09
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺ + Mg	0,506	0,503	0,514	0,493	0,505	0,516	0,202	0,205	0,199	0,205	0,218
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe}}$	0,970	0,966	0,936	1,020	0,972	0,937	3,702	3,663	3,657	3,710	3,553

* Amostras analisadas por Dispersão de Energia.

TABELA II

Composição Química dos Clinopiroxênios.

AMOSTRA	GRANULITOS GABRÔNORÍTICOS					GRANULITOS PIROXENÍTICOS	
	44	44/A	44/B	44/C	44/8J*	8	8/A
SiO ₂	52,28	52,70	52,66	52,95	51,07	52,30	52,33
TiO ₂	0,22	0,23	0,20	0,22	0,14	0,14	0,14
Al ₂ O ₃	1,66	1,81	1,53	1,68	1,91	0,98	1,15
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,05	—	—
FeO _T	10,34	10,67	10,09	10,14	10,80	12,29	12,16
MnO	0,21	0,22	0,21	0,20	0,29	0,18	0,17
MgO	13,67	13,51	14,00	13,37	13,30	12,18	12,31
CaO	21,02	20,63	21,00	21,40	21,52	22,19	22,36
Na ₂ O	0,39	0,42	0,37	0,38	0,43	0,18	0,18
K ₂ O	0,07	0,08	0,08	0,06	—	0,10	0,08
Total	100,16	100,28	100,13	100,39	99,52	100,53	100,87

FÓRMULA ESTRUTURAL COM BASE EM 6 OXIGÊNIOS

Si	1,964	1,967	1,965	1,972	1,931	1,971	1,964
Al ^{IV}	0,036	0,033	0,035	0,028	0,069	0,029	0,036
Al ^{VI}	0,037	0,046	0,032	0,046	0,016	0,014	0,015
Ti	0,006	0,006	0,006	0,006	0,004	0,004	0,004
Cr	—	—	—	—	0,001	—	—
Fe ³⁺	0,009	0,004	0,010	0,011	0,034	0,012	0,014
Fe ²⁺	0,313	0,328	0,303	0,315	0,304	0,374	0,366
Mn	0,007	0,007	0,007	0,006	0,009	0,006	0,005
Mg	0,761	0,751	0,778	0,742	0,749	0,684	0,688
Ca	0,841	0,825	0,840	0,854	0,872	0,896	0,899
Na	0,028	0,030	0,027	0,027	0,032	0,013	0,013
K	0,003	0,004	0,004	0,003	—	0,005	0,004
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,005	2,001	2,007	2,000	2,021	2,008	2,008
FS	16,36	17,24	15,78	16,49	15,79	19,75	18,74
EN	39,73	39,45	40,52	38,83	38,93	35,00	35,24
WO	43,92	43,31	43,70	44,68	45,29	45,85	46,02
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺ + Mg	0,291	0,304	0,280	0,298	0,289	0,354	0,347
X _{Mg}	—	—	—	—	—	—	—
X _{Fe²⁺}	2,356	2,255	2,470	2,348	2,190	1,763	1,801

GRANULITOS PIROXENÍTICOS

AMOSTRA	8/B	8/C	46	46/A	46/B	46/C	46/14J*
SiO ₂	52,65	51,95	51,29	51,24	51,13	51,51	51,70
TiO ₂	0,09	0,21	0,62	0,63	0,65	0,59	0,54
Al ₂ O ₃	0,50	1,28	3,58	3,52	3,69	3,51	2,91
Cr ₂ O ₃	—	—	0,02	0,01	0,02	0,03	0,26
FeO	12,17	12,44	5,21	5,20	5,17	5,27	4,65
MnO	0,18	0,18	0,09	0,09	0,09	0,09	0,19
MgO	12,01	12,42	15,73	16,38	15,44	15,49	15,86
CaO	22,61	21,97	23,41	23,34	23,50	23,36	24,06
Na ₂ O	0,16	0,23	0,14	0,14	0,15	0,14	0,11
K ₂ O	0,09	0,14	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
Total	100,46	100,80	100,12	100,57	99,88	100,02	100,30

FÓRMULA ESTRUTURAL COM BASE EM 6 OXIGÊNIOS

Si	1,986	1,953	1,886	1,875	1,885	1,895	1,898
Al ^{IV}	0,014	0,047	0,114	0,125	0,115	0,105	0,102
Al ^{VI}	0,008	0,010	0,041	0,026	0,046	0,048	0,023
Ti	0,003	0,006	0,017	0,017	0,018	0,016	0,015
Cr	—	—	0,001	—	0,001	0,001	0,008
Fe ³⁺	0,008	0,022	0,023	0,034	0,029	0,016	0,023
Fe ²⁺	0,375	0,366	0,135	0,121	0,137	0,144	0,117
Mn	0,006	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,006
Mg	0,675	0,696	0,862	0,893	0,848	0,849	0,868
Ca	0,914	0,885	0,922	0,915	0,928	0,921	0,946
Na	0,012	0,017	0,010	0,010	0,011	0,010	0,008
K	0,004	0,007	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Z	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X + Y	2,005	2,015	2,015	2,020	2,013	2,010	2,015
FS	19,10	18,81	7,03	6,29	7,14	7,53	6,07
EN	34,37	35,74	44,91	46,29	44,34	44,37	44,93
WO	46,52	45,45	48,06	47,42	48,52	48,11	49,00
Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺ + Mg	0,357	0,345	0,135	0,199	0,139	0,145	0,119
X _{Mg}	—	—	—	—	—	—	—
X _{Fe²⁺}	1,758	1,776	5,388	5,616	5,333	5,241	6,070

* Amostras analisadas por Dispersão de Energia.

TABELA III.a

Composição Química de Granadas

Amostra	Granulito Norítico	Granada Biotítico				Granulito Piroxenítico
	4	15	15/1	15/2	15/3	18
SiO ₂	36,97	38,36	38,28	38,40	38,39	38,35
TiO ₂	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	20,57	21,45	21,44	21,38	21,54	21,19
FeO	33,81	31,64	31,53	31,22	32,28	31,64
MnO	0,93	0,34	0,35	0,33	0,34	1,17
MgO	2,77	7,22	7,38	7,50	6,79	4,70
CaO	4,60	1,22	1,24	1,26	1,15	3,55
Total	99,67	100,25	100,23	100,13	100,53	100,62

Fórmula Estrutural com base em 24 Oxigênios

Si	5,976	5,998	5,987	6,002	6,000	6,038
Al ^{IV}	0,024	0,002	0,013	—	—	—
Al ^{VI}	3,894	3,951	3,938	3,938	3,968	3,931
Ti	0,005	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002
Fe	4,571	4,137	4,124	4,080	4,220	4,165
Mn	0,127	0,046	0,047	0,044	0,045	0,156
Mg	0,668	1,683	1,719	1,748	1,583	1,102
Ca	0,796	0,204	0,207	0,210	0,192	0,599
Z	6,000	6,000	6,000	6,002	6,000	6,038
X(R ³ + Ti)	3,899	3,953	3,939	3,941	3,971	3,933
Y(R ²)	6,162	6,070	6,097	6,082	6,040	6,002
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe^{2+}}}$	0,146	0,407	0,417	0,428	0,375	0,264

TABELA III.b

Composição Química de Granadas
(Dispersão de Energia)

Amostra	Granulito Norítico	Granulito Piroxenítico	Fórmula Estrutural com base em 24 Oxigênios		
	4/27J	18/32J			
SiO ₂	34,56	37,97	Si	5,678	5,938
TiO ₂	0,07	0,04	Al ^{IV}	0,322	0,062
Al ₂ O ₃	21,95	21,61	Al ^{VI}	3,929	3,921
Cr ₂ O ₃	0,03	0,13	Ti	0,009	0,005
Fe ₂ O ₃	—	0,08	Cr ³⁺	0,004	0,015
FeO	33,03	31,35	Fe ²⁺	—	0,009
MnO	0,93	1,16	Mn	4,537	4,101
MgO	2,97	4,94	Mg	0,130	0,154
CaO	4,80	4,14	Ca	0,728	1,152
			Z	0,845	0,694
			X(R ³ + Ti)	6,000	6,000
			Y(R ²)	3,942	3,950
			$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe^{2+}}}$	6,240	6,101
Total	98,35	101,42		0,160	0,280

TABELA IV

Composição Química de Biotitas

Amostra	Granulitos Noríticos (U ₂)		Granulitos Piroxeníticos		
	4/A	4/B	18/A	18/B	18/C
SiO ₂	35,36	35,38	35,73	34,05	32,37
TiO ₂	3,58	4,68	1,90	1,70	1,50
Al ₂ O ₃	13,81	13,17	16,26	15,45	15,65
FeO*	27,90	27,29	22,02	26,54	29,14
MnO	0,12	0,12	0,17	0,16	0,16
MgO	5,38	5,67	12,22	11,15	10,95
CaO	0,14	0,06	0,24	0,15	0,22
Na ₂ O	0,02	—	0,19	0,22	0,01
K ₂ O	9,77	9,76	8,32	8,11	7,15
BaO	0,53	0,56	0,07	0,11	0,14
F	0,11	0,01	0,11	0,02	0,01
Total	96,71	96,70	97,23	97,65	97,30
O ≡ F	0,05	—	0,05	0,01	—
Total	96,66	96,70	97,18	97,64	97,30

Fórmula Estrutural com base em 22 Oxigênios

Si	5,613	5,601	5,398	5,256	5,074
Al ^{IV}	2,387	2,339	2,602	2,744	2,892
Al ^{VI}	0,196	0,059	0,294	0,067	—
Ti	0,428	0,557	0,216	0,197	0,176
Fe	3,704	3,613	2,783	3,427	3,820
Mn	0,016	0,016	0,022	0,021	0,021
Mg	1,273	1,338	2,751	2,567	2,557
Ca	0,024	0,010	0,039	0,025	0,037
Na	0,007	—	0,057	0,067	0,004
K	1,978	1,971	1,603	1,597	1,430
Ba	0,033	0,035	0,004	0,007	0,009
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	7,966
Y	5,617	5,583	6,066	6,279	6,576
X	2,105	2,016	1,703	1,696	1,480
X _{Mg}					
X _{Fe*}	0,343	0,370	0,988	0,749	0,669

Amostra	Granadas Biotiticos					
	15/eA.b ³	15/eA.n ³	15/eB.b ³	15/eB.n ³	15/eC.b ³	15/eC.n ³
SiO ₂	35,64	35,37	34,90	35,06	35,42	35,61
TiO ₂	0,76	1,22	0,50	1,67	0,58	1,57
Al ₂ O ₃	17,79	17,54	17,56	17,26	17,11	16,94
FeO*	19,43	17,64	19,97	18,28	20,81	18,30
MnO	0,04	0,02	0,06	0,03	0,06	0,03
MgO	13,26	14,59	14,60	14,17	14,13	14,55
CaO	0,14	0,01	0,06	—	0,06	0,01
Na ₂ O	0,02	0,20	0,04	0,12	0,02	0,11
K ₂ O	8,84	8,89	8,49	8,86	8,58	9,03
BaO	—	0,03	0,07	0,15	0,07	0,12
F	0,48	0,51	0,41	0,44	0,40	0,49
Total	96,39	96,02	96,26	96,04	97,23	96,78
O ≡ F	0,20	0,21	0,17	0,18	0,17	0,21
Total	96,19	95,81	96,09	95,86	97,06	96,57

(Continua)

TABELA IV

(Continuação)

Fórmula Estrutural com base em 22 Oxigênios

Si	5,380	5,330	5,271	5,305	5,335	5,348
Al ^{IV}	2,620	2,670	2,729	2,695	2,665	2,652
Al ^{VI}	0,545	0,445	0,397	0,383	0,372	0,347
Ti	0,087	0,139	0,057	0,189	0,066	0,178
Fe	2,453	2,224	2,523	2,313	2,621	2,298
Mn	0,005	0,003	0,008	0,004	0,008	0,004
Mg	2,983	3,277	3,287	3,186	3,172	3,257
Ca	0,023	0,002	0,010	—	0,010	0,002
Na	0,006	0,057	0,013	0,036	0,006	0,032
K	1,702	1,710	1,635	1,710	1,648	1,730
Ba	—	0,002	0,004	0,009	0,004	0,007
Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Y	6,073	6,088	6,272	6,085	6,239	6,084
X	1,732	1,771	1,662	1,755	1,668	1,771
$\frac{X_{Mg}}{X_{Fe^*}}$	1,216	1,473	1,303	1,382	1,210	1,417

A partição do Fe^{2+} e Mg, entre pares de minerais associados, apresenta, na maioria das vezes, tendências bem definidas, indicativas da existência de equilíbrio entre essas fases. Esse comportamento foi observado para os seguintes pares de minerais: *orto* e *clinopiroxênio*, *ortopiroxênio* e *biotita*, *ortopiroxênio* e *granada*, *ortopiroxênio* e *hornblenda*, *biotita* e *granada*, *biotita* e *hornblenda*, *biotita* e *clinopi-*

roxênio. Essas relações podem ser vistas nos diagramas apresentados nas Figuras 1 e 2, nos quais se observam alinhamentos entre as relações de frações molares, independentemente da variação de composição das fases, o que atesta que os equilíbrios químicos foram atingidos em muitos casos, permitindo a utilização de geotermômetros e geobarômetros.

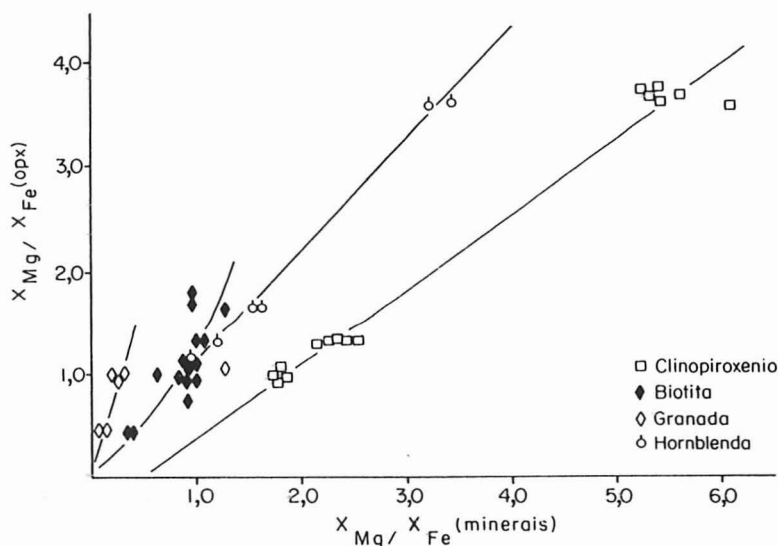


Fig. 1 — Diagrama de variação de X_{Mg}/X_{Fe} de ortopiroxênio em função de X_{Mg}/X_{Fe} de clinopiroxênio, biotita, granada e hornblenda de amostras de Surubim.

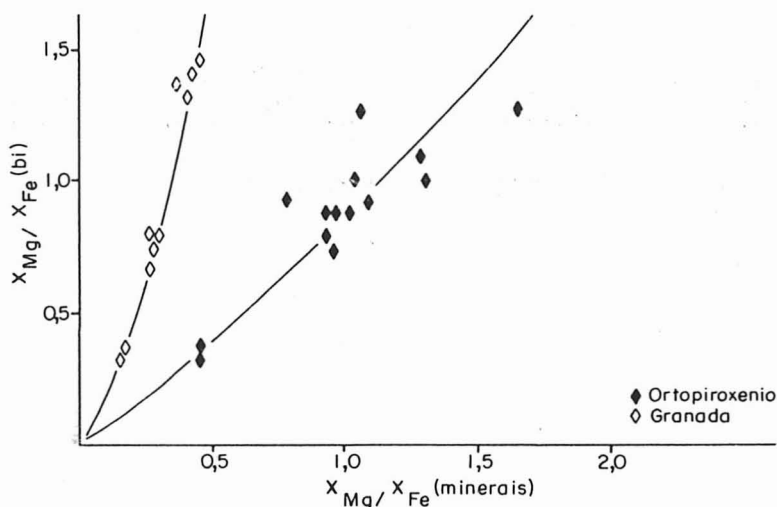


Fig. 2 — Diagrama de variação de X_{Mg}/X_{Fe} da biotita em função de X_{Mg}/X_{Fe} de ortopiroxênio e granada de amostras de Surubim.

GEOTERMOMETRIA DE ORTOPIROXÊNIO E CLINOPIROXÊNIO

CONSIDERAÇÕES GERAIS

Kretz (1961, 1963) e Bartholomé (1961, 1962), analisando pares orto/clinopiroxênio de diversos tipos de rochas, observaram que os valores do coeficiente de distribuição, $K_D = (Fe/Mg)^{opx}/(Fe/Mg)^{cpx}$, são dependentes da temperatura e apresentam valores característicos para cada caso, admitindo esses dois minerais como soluções sólidas ideais. Os autores obtiveram valores de K_D em torno de 1,8 para piroxênios de rochas metamórficas de alto grau e de 1,4 para piroxênios de rochas ígneas; observaram que um decréscimo no valor de K_D pode refletir num aumento de temperatura e também que esse coeficiente aumenta com a pressão.

Trabalhos posteriores mostraram que o valor de K_D não é necessariamente constante a uma dada temperatura, podendo ser influenciado pela composição das soluções sólidas, que não se comportam de modo ideal, principalmente para fases ricas em Fe^{2+} (Davidson, 1968).

O intervalo de imiscibilidade do par enstatita-diopsídio tem sido utilizado por muitos pesquisadores para a determinação das temperatu-

ras de equilíbrio em associações de piroxênios pobres em FeO e Al_2O_3 , como, por exemplo, por Davis & Boyd (1966).

Wood & Banno (1973), com base no estudo de Davis & Boyd (1966), estabeleceram a seguinte equação semi-empírica para a determinação das temperaturas de equilíbrio, utilizando sistemas mais complexos e ricos em ferro:

$$T = \frac{-10202}{\ln(a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}/a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}) - 7,65 X_{Fe}^{opx} + 3,88 (X_{Fe}^{opx})^2 - 4,6} \quad (1)$$

onde a representa a atividade do $Mg_2Si_2O_6$ nos piroxênios e X_{Fe}^{opx} é a fração molar de Fe no ortopiroxênio.

As relações entre atividades e composições foram determinadas a partir da fórmula estrutural dos piroxênios XYZ_2O_6 e da ocupação das suas posições estruturais M_1 e M_2 , tendo sido assumido um comportamento ideal para as duas fases. Os autores consideraram os grandes íons, como Ca , Na e Mn^{2+} , situados na posição M_2 (cátions Y); os íons pequenos de coordenação octaédrica (Al , Cr , Ti e Fe^{3+}), na posição M_1 (cátions X); e o Fe^{2+} e o Mg , nas duas posições estruturais, em proporções que seriam dependentes da geometria das mesmas e da energia de ligação desses íons. Desse modo:

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M}_2})_{\text{cpx}} \quad (2)$$

$$a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{\text{opx}} = (X_{\text{Mg}}^{\text{M}_1} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{M}_2})_{\text{opx}} \quad (3)$$

As temperaturas calculadas por meio da equação (1), para diferentes tipos de rocha, foram comparadas com valores obtidos por outros métodos, mostrando uma precisão de $\pm 70^\circ\text{C}$.

Wells (1977), com base em dados mais recentes sobre o intervalo de imiscibilidade do par enstatita-diopsídio, chegou a uma nova relação entre $\ln K$ e $1/T$. O autor também considerou a dependência das atividades com o conteúdo de ferro dos piroxênios e utilizou sistemas com algumas quantidades de Al_2O_3 , obtendo a equação:

$$T = \frac{7341}{3,355 + 2,44 X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} - \ln K}$$

Esse método fornece temperaturas com precisão de $\pm 70^\circ\text{C}$, podendo ser utilizado para sistemas com proporções variáveis de FeO , porém com baixas quantidades de Al_2O_3 .

GEOTERMOMETRIA opx-cpx DE AMOSTRAS DE SURUBIM

Inicialmente foram calculados os coeficientes de distribuição do Fe^{2+} e Mg entre pares de

orto e clinopiroxênio coexistentes de amostras de Surubim, para os quais empregaram-se valores de Fe^{2+} obtidos através do procedimento de Papike *et al.* (1974).

Os coeficientes de distribuição, bem como as frações molares de Fe^{2+} , $X_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, encontram-se na Tabela V, na qual observa-se que os valores de K_D variam ao redor de 1,8 para a maioria das amostras estudadas, sendo, portanto, representativos de piroxênios de rochas metamórficas de alto grau, como discutido por Kretz (1961, 1963) e Bartholomé (1961, 1962); nota-se, ainda, que existe um acréscimo nos valores de K_D para os piroxênios mais ricos em Fe^{2+} , como enfatizado por Davidson (1968), (Fig. 3).

Na Tabela V, encontram-se também as porcentagens de ocupação de Fe^{2+} e Mg nas posições estruturais M_1 e M_2 , além das proporções das moléculas de ferrossilita, wollastonita e enstatita nesses minerais, utilizadas para a confecção do diagrama composicional dos piroxênios (Fig. 4). Nessa figura, observa-se que a maioria dos ortopiroxênios possui composição de hiperstênio, seguida por ferro-hiperstênio e bronzita, com proporções de ferrossilita variando no intervalo de Fs_{12} a Fs_{70} (nomenclatura de Poldervaart, 1947 e de Deer *et al.*, 1978), enquanto que os clinopiroxênios são constituídos essencialmente por diopsídio e salita, com algu-

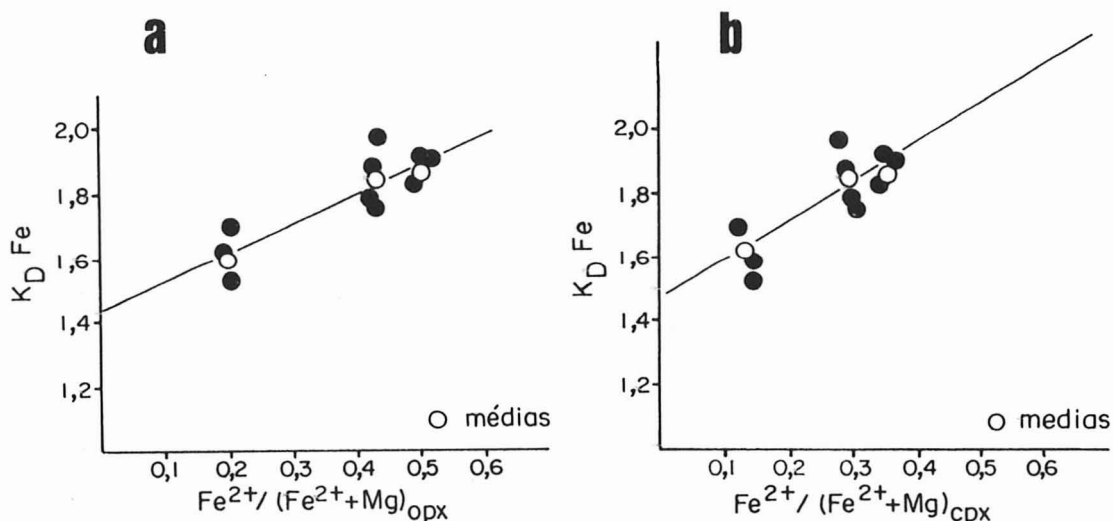


Fig. 3 — Variações de $K_D = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{opx}}/(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$ com $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ de ortopiroxênios (a) e clinopiroxênios (b) de amostras de Surubim.

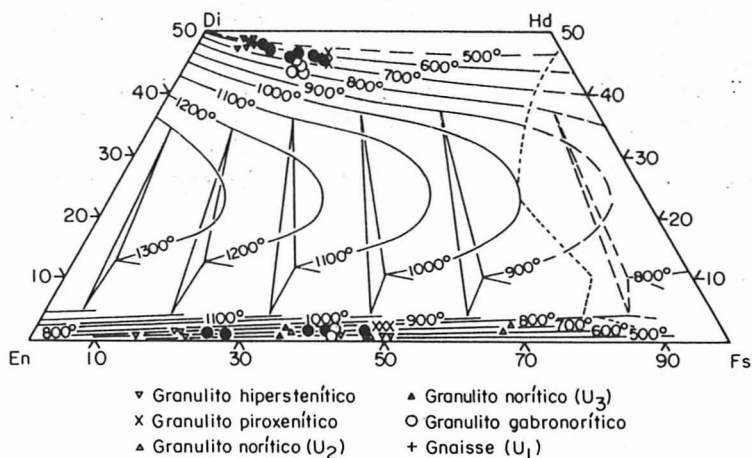


Fig. 4 — Diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedembergita-Ferrossilita para orto e clinopiroxênios de Surubim, com as isothermas obtidas por Lindsley (1983) para pressões de 5 kbars.

mas amostras localizadas no campo da augita, porém muito próximas ao limite salita-augita (nomenclatura de Poldervaart & Hess, 1951); observa-se ainda que as linhas de ligação entre pares orto-clinopiroxênios coexistentes não se interceptam, o que também indica que houve cristalização ou recristalização desses minerais em condições de equilíbrio. Alguns minerais não coexistentes também foram incluídos no diagrama, apenas para a caracterização de sua variação composicional, discutida por Bello (1986).

Ainda estão incluídas na Tabela V as temperaturas de equilíbrio de pares orto/clinopiroxênio coexistentes, obtidas através dos métodos propostos por Wood & Banno (1973) e Wells (1977). Os geotermômetros clássicos forneceram temperaturas variando de 809°C a 940°C (Wood & Banno, 1973) e de 800°C a 1125°C (Wells, 1977). Temperaturas obtidas a partir dos dados de microsonda eletrônica extraídos de Figueiredo (1981) também encontram-se na Tabela V, para fins de comparação.

Nota-se que os valores determinados são bastante elevados, mesmo para rochas metamórficas de alto grau, e que as maiores temperaturas foram obtidas a partir de pares orto-clinopiroxênio com teores mais altos em Al_2O_3 . Os métodos geotermométricos utilizados, embora considerem os efeitos da fração molar do

ferro no valor de K_D , apresentam maior precisão apenas para amostras com teores relativamente baixos em alumina. Considerando-se esse fato e tendo sido observado que os teores em alumina dos piroxênios analisados refletem a composição das rochas hospedeiras, não implicando em diferenças de temperatura, foi proposta uma correção a partir da extrapolação da curva, obtida num diagrama T X % Al_2O_3 dos piroxênios, para valores nulos de Al_2O_3 (Bello *et al.* em preparação). Através dessa correção, foram obtidas temperaturas variando de 700°C a 750°C, com valores de K_D próximos à 2,0, para o equilíbrio dos orto e clinopiroxênios da região estudada.

GEOTERMÔMETRO GRÁFICO — ORTO/CLINOPIROXÊNIO

Lindsley (1983), a partir de dados experimentais do sistema Fe-Ca-Mg, considerando temperaturas variando de 800°C a 1200°C e pressões de até 15 kbars, desenvolveu um termômetro gráfico utilizando pares de orto e clinopiroxênios coexistentes. No diagrama Diopsídio-Enstatita-Hedembergita-Ferrossilita, o autor obteve, inicialmente, as relações de fase para cada temperatura à pressão de 1 atm, delimitando as várias isothermas correspondentes; posteriormente, considerou os efeitos da pressão no equilíbrio dos piroxênios e extrapolou o dia-

TABELA V
Geotermometria OPX — CPX

Amostra	FS	WO	EN	XFE	MG(M ₂)	Fe(M ₂)	Mg(M ₁)	Fe(M ₁)	%Al ₂ O ₃	KD(Fe)	T ₁ °C	T ₂ °C
opx-8	49,67	1,80	48,53	0,506	0,311	0,645	0,647	0,336	0,74	1,871	832	884
cpx-8	19,75	45,85	35,00	0,354	0,055	0,030	0,629	0,344	0,98			
opx-8/B	50,51	1,84	47,65	0,514	0,298	0,657	0,642	0,340	0,79	1,907	809	851
cpx-8/B	19,10	46,52	34,37	0,357	0,044	0,025	0,631	0,351	0,50			
opx-8/A	49,39	1,81	48,80	0,503	0,317	0,646	0,652	0,334	0,65	1,922	843	900
cpx-8/C	18,81	45,45	35,74	0,345	0,061	0,032	0,635	0,334	1,28			
opx-8/C	48,49	1,73	49,78	0,493	0,330	0,627	0,652	0,330	0,75	1,832	827	874
cpx-8/A	18,74	46,02	35,24	0,347	0,054	0,029	0,635	0,338	1,15			
opx-44	42,64	1,56	55,80	0,433	0,417	0,521	0,659	0,302	1,05	1,856	894	958
cpx-44	16,36	43,92	39,73	0,291	0,088	0,036	0,673	0,277	1,66			
opx-44/1	42,78	1,62	55,59	0,435	0,411	0,522	0,661	0,303	0,93	1,976	903	972
cpx-44/B	15,78	43,70	40,52	0,280	0,091	0,036	0,687	0,268	1,53			
opx-44/2	42,83	1,49	55,67	0,435	0,415	0,522	0,656	0,303	1,13	1,761	903	972
cpx-44/A	17,24	43,31	39,45	0,304	0,096	0,042	0,655	0,286	1,81			
opx-44/3	42,33	1,56	56,11	0,430	0,421	0,518	0,664	0,301	1,09	1,777	879	932
cpx-44/C	16,49	44,68	38,83	0,298	0,079	0,033	0,663	0,282	1,68			
opx-44/7J	42,62	1,32	56,06	0,432	0,425	0,534	0,674	0,301	1,00	1,875	848	888
cpx-44/8J	15,79	45,29	38,93	0,289	0,062	0,025	0,687	0,279	1,91			
opx-46	19,93	1,24	78,83	0,202	0,763	0,220	0,770	0,168	3,03	1,616	921	873
cpx-46	7,03	48,06	44,91	0,135	0,056	0,009	0,806	0,126	3,58			
opx-46/1	20,26	1,24	78,50	0,205	0,758	0,223	0,766	0,170	3,07	1,900	940	900
cpx-46/A	6,29	47,42	46,29	0,119	0,064	0,009	0,829	0,113	3,52			
opx-46/1	20,26	1,24	78,50	0,205	0,758	0,223	0,766	0,170	3,07	1,602	902	851
cpx-46/B	7,14	48,52	44,34	0,139	0,050	0,008	0,798	0,129	3,69			
opx-46/3	20,23	1,26	78,51	0,205	0,755	0,223	0,770	0,170	2,83	1,519	918	871
cpx-46/C	7,53	48,11	44,37	0,145	0,057	0,010	0,793	0,134	3,51			
opx-46/15J	21,52	1,09	77,39	0,218	0,736	0,237	0,760	0,179	2,79	2,057	856	800
cpx-46/14J	6,07	49,00	44,93	0,119	0,035	0,005	0,832	0,112	2,91			
opx-18/31J	50,81	0,84	48,35	0,512	0,327	0,653	0,617	0,339	1,95	1,038	979	1125
cpx-18/30J	36,23	27,97	35,80	0,503	0,234	0,236	0,420	0,425	0,96			
opx-Fig.30*	39,25	1,39	56,36	0,398	0,466	0,484	0,696	0,285	0,78	1,739	858	890
cpx-Fig.30*	15,02	45,46	39,52	0,275	0,064	0,025	0,693	0,263	1,48			
opx-Fig.49*	50,06	1,64	48,30	0,509	0,310	0,640	0,633	0,337	1,20	1,955	842	900
cpx-Fig.49*	18,82	45,68	35,50	0,346	0,059	0,032	0,621	0,329	1,62			
opx-Fig.51*	27,46	1,06	71,48	0,278	0,631	0,303	0,724	0,217	2,71	1,493	899	890
cpx-Fig.51*	10,78	47,30	41,91	0,205	0,065	0,017	0,721	0,186	4,08			
opx-Fig.53*	24,88	1,06	74,06	0,251	0,697	0,279	0,731	0,201	3,21	1,590	889	862
cpx-Fig.53*	9,04	48,14	42,81	0,174	0,056	0,012	0,755	0,160	4,18			
opx-Fig.74*	47,24	1,63	51,12	0,480	0,357	0,601	0,644	0,324	1,30	1,876	825	867
cpx-Fig.74*	17,70	46,36	35,94	0,330	0,053	0,026	0,645	0,318	1,93			
opx-Fig.76*	42,21	1,29	56,30	0,430	0,417	0,527	0,680	0,300	0,86	1,852	808	827
cpx-Fig.76*	15,48	46,45	38,07	0,289	0,043	0,017	0,693	0,282	1,27			

T₁ = Temperatura Wood e Banno (1973); T₂ = Temperatura Wells (1977); * = Amostras de Figueiredo (1981).

grama referente a 1 atm para as pressões de 5, 10 e 15 kbars.

As amostras de Surubim, incluindo as analisadas por Figueiredo (1981), projetadas no diagrama composicional, onde também estão representadas as isotermas de Lindsley (1983), fornecem temperaturas variando de 600°C a 700°C a pressões de 5 kbars (Fig. 4). Esses valores, no entanto, apresentam grandes imprecisões (no diagrama aparecem alguns valores correspondentes à isoterma de 500°C e outros à de 800°C) devido à proximidade das isotermas, principalmente na região dos ortopiroxênios. Também deve ser ressaltado que o autor não considerou o efeito do alumínio, que, como já foi discutido, é bastante relevante, podendo causar erros no geotermômetro proposto. Algumas temperaturas relativamente elevadas, obtidas por meio desse geotermômetro, devem, portanto, se aproximar dos valores determinados através da correção do alumínio (Bello *et al.* 1988, em preparação) nos métodos anteriormente considerados.

GEOTERMOMETRIA DE GRANADA E BIOTITA

CONSIDERAÇÕES GERAIS

A partição do Fe^{2+} e Mg entre granadas (gr) e biotitas (bi) coexistentes também tem sido utilizada como base de geotermômetros.

Perchuk (1977) estudou o efeito da temperatura na reação de troca inter cristalina: $\text{bi}_{\text{Mg}} + \text{gr}_{\text{Fe}} = \text{gr}_{\text{Mg}} + \text{bi}_{\text{Fe}}$ e obteve uma relação linear entre $\ln K_D$ e $1/T$, que parecia sugerir que a distribuição do Mg entre essas fases fosse aproximadamente ideal. Outros dados experimentais, porém, mostraram que a biotita não constitui solução sólida ideal. Nesse sentido, Perchuk (1977) calculou o efeito da temperatura na distribuição do magnésio entre a biotita e a grana-da, e construiu isotermas, que são apresentadas num diagrama que relaciona $X_{\text{Mg}}^{\text{gr}}$ e $X_{\text{Mg}}^{\text{bi}}$, onde $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$, (Fig. 6).

Ferry & Spear (1978), com base em trabalhos experimentais utilizando soluções sólidas puras de Fe e Mg, também obtiveram uma cor-

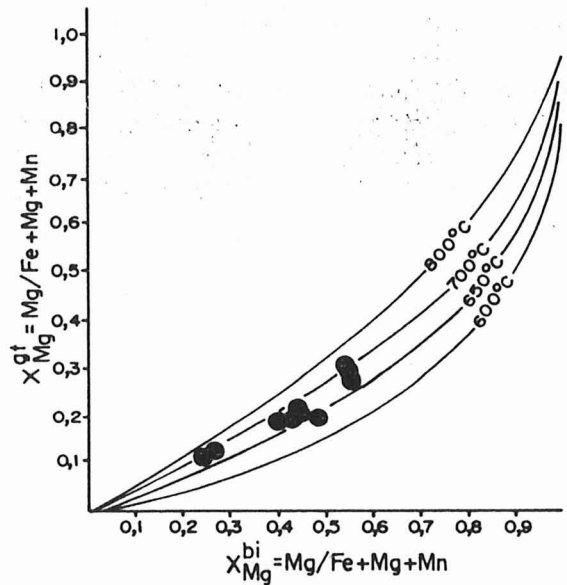


Fig. 5 — Distribuição do Mg entre granadas e biotitas coexistentes de amostras de Surubim, onde $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$. No diagrama estão representadas algumas isotermas calculadas por Perchuk (1977).

relação linear entre $\ln K_D$ e $1/T$. Em intervalos de pressões de 2 a 7 kbars e de temperaturas entre 550°C e 800°C, a equação da reta obtida foi a seguinte:

$$\ln K_D = -2109/T(^{\circ}\text{K}) + 0,782, \text{ onde} \\ K_D = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{gr}}/(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{bi}} \quad (5)$$

Esses autores mostraram, ainda, que a partição do Fe e Mg entre as soluções sólidas

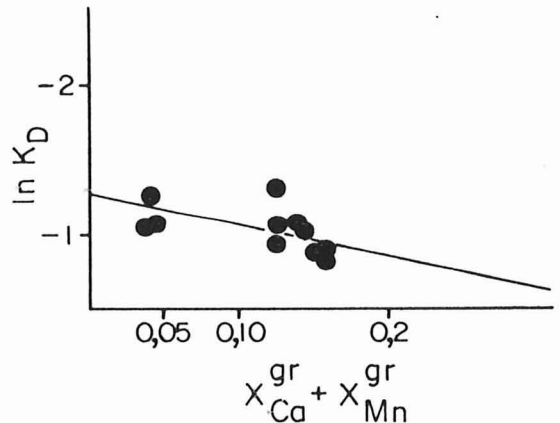


Fig. 6 — Diagrama de variação de $\ln K_{D(\text{gr-bi})}$ em função de $(X_{\text{Ca}}^{\text{gr}} + X_{\text{Mn}}^{\text{gr}})$ das granadas coexistentes com biotitas de amostras de Surubim, onde $K_{D(\text{gr-bi})} = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{gr}}/(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{bi}}$.

puras de granada e biotita comporta-se de modo ideal no intervalo composicional $0,80 \leq \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \leq 1,00$.

O valor de K_D , contudo, é também função do conteúdo de Ca e Mn da granada e de Ti e Al^{VI} da biotita coexistente. Assim, a equação linear deduzida apenas pode ser aplicada a sistemas que não contenham quantidades significativas desses elementos.

O geotermômetro de Ferry & Spear (1978) possui uma precisão de $\pm 50^\circ\text{C}$, aproximadamente, para os sistemas essencialmente ferríferos, fornecendo resultados bastante consistentes no caso de rochas de facies anfibolito. No entanto, para rochas de facies granulito, as temperaturas obtidas mostram-se mais elevadas do que as esperadas, devido a imprecisões causadas por vários fatores, discutidos por Indares & Martignole (1985), principalmente os que dizem respeito aos efeitos causados pela presença de outros elementos, que, às vezes, aparecem em quantidades significativas nos sistemas naturais.

GEOTERMOMETRIA GRANADA/BIOTITA DE AMOSTRAS DE SURUBIM

No caso de Surubim, a partição do Fe e Mg entre biotita e granada coexistentes apresenta uma tendência bem definida (Fig. 2), indicativa de cristalização ou recristalização desses minerais em condições de equilíbrio. Portanto, é possível a determinação das temperaturas de equilíbrio utilizando-se essa associação.

No diagrama da Figura 5 estão representados os pontos referentes à relação $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$ de pares granada/biotita coexistentes, de amostras de Surubim, bem como algumas isotermas calculadas por Perchuk (1977). Nesse diagrama, observa-se que os pontos encontram-se entre as curvas de 650°C e 700°C , e que a grande maioria das amostras determina temperaturas próximas a 700°C .

Utilizando-se o termômetro de Ferry e Spear (1978), através da equação (5), foram obtidas temperaturas variando entre 732°C e 1028°C (Tab. VI), com muitos valores anormalmente elevados. A inconsistência das temperaturas obtidas por esse método deve-se, em grande parte, à presença de outros elementos, além do Fe e Mg, nas soluções sólidas.

Hoinkes (1984) sugere uma correção empírica que considera o efeito do Ca e do Mn da granada coexistente com biotita nas temperaturas de equilíbrio; essa correção é realizada com base no diagrama $\ln K_D$ versus $(X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mn}})_{\text{gr}}$, onde $K_D = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{gr}}/(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{bi}}$.

Aplicando-se essa correção às amostras estudadas, obtém-se uma correlação negativa entre $\ln K_D$ e as proporções de Ca e Mn da granada (Fig. 6), apesar da dispersão de pontos observada. A partir da extrapolação da reta média definida no diagrama, determina-se o valor de $\ln K_D$ no ponto onde $(X_{\text{Ca}} + X_{\text{Mn}})_{\text{gr}}$ é nulo, isto é, para composições mais próximas às consideradas na calibração do geotermômetro de Ferry &

TABELA VI

Geotermometria Granada/Biotita

Am	Biotita		Granada									
	(Mg/Fe)	TiO ₂ (% peso)	Am	(Mg/Fe)	(X _{Ca} + X _{Mn})	K_D (Mg/Fe) _{gr} / (Mg/Fe) _{bi}	$\ln K_D$	($^\circ\text{C}$)	$X_{\text{Fe}}^{\text{bi}}$	$X_{\text{Al}}^{\text{biVI}}$	$X_{\text{Ca}}^{\text{gr}}$	$X_{\text{Mn}}^{\text{gr}}$
4A	0,344	3,58	4	0,146	0,150	0,424	-0,858	1013	0,076	0,035	0,129	0,021
4B	0,370	4,68	4/J	0,160	0,156	0,432	-0,839	1028	0,100	0,011	0,135	0,021
15e.C.b.	1,210	0,58	15-1	0,417	0,042	0,345	-1,064	869	0,010	0,060	0,034	0,008
15e.A.b.	1,216	0,76	15-2	0,428	0,041	0,352	-1,044	882	0,014	0,090	0,034	0,007
15e.B.b.	1,303	0,50	15-3	0,375	0,039	0,288	-1,245	768	0,009	0,063	0,032	0,007
18A	0,988	1,90				0,268	-1,317	732	0,036	0,048		
18B	0,749	1,70	18	0,265	0,125	0,353	-1,041	884	0,031	0,011	0,099	0,026
18C	0,669	1,50				0,396	-0,926	961	0,028	—		
18M	0,802	1,70	18/J	0,281	0,139	0,350	-1,050	878	0,032	0,020	0,114	0,025

Spear (1978); esse valor é então utilizado na equação geotermométrica daqueles autores.

No caso das amostras de Surubim, a dispersão de pontos no diagrama não permitiu a determinação de um valor preciso de $\ln K_D$ corrigido; mesmo assim, pode-se definir um intervalo de variação de $\ln K_D$ corrigido, situado entre os valores de $-1,20$ e $-1,35$, que, através da equação de Ferry & Spear (1978), fornece temperaturas variando entre 791°C e 716°C . Considerando-se um valor intermediário de $-1,26$ para $\ln K_D$ corrigido, obtém-se temperatura de 760°C . Essas temperaturas são bastante coerentes com as determinadas a partir dos geotermômetros que utilizam os pares orto e clinopiroxênio coexistentes.

A dispersão de pontos da Figura 6 pode ser em parte explicada pela presença de outros elementos nas soluções sólidas de granada e biotita, destacando-se, em particular, as concentrações variáveis e geralmente elevadas de TiO_2 e as quantidades de alumínio das biotitas consideradas (Bello, 1986), que causam incorreções adicionais aos métodos termométricos, como enfatiza Indares & Martignole (1985).

GEOBAROMETRIA

CONSIDERAÇÕES GERAIS

Para o cálculo das pressões dominantes durante o metamorfismo granulítico da região de Surubim foram utilizados métodos geobarométricos que têm por base as seguintes associações em equilíbrio: *granada + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo* e *ortopiroxênio + granada*.

Vários são os métodos geobarométricos descritos na literatura, porém, os mais apropriados no caso das paragêneses observadas na região, são os propostos por Wells (1979), Newton & Perkins (1982) e Harley & Green (1982).

Wells (1979) obteve a seguinte equação que permite o cálculo da pressão de equilíbrio da associação de *granada* (*gr*), *ortopiroxênio* (*opx*), *plagioclásio* (*pg*) e *quartzo* (*qz*):

$$P = 1 + \frac{3300 + 6,26T + RT \ln \left[\frac{(X_{Ca}^{gr})^2 (X_{Mg}^{gr})^2}{(X_{Mg}^{opx})^2 (X_{Ca}^{pg})^2} \right] + RT \ln \left(\frac{\gamma_{Ca}^{gr} \cdot \gamma_{Mg}^{gr}}{\gamma_{An}^{pg}} \right)}{0,56771} \quad (6)$$

onde:

X_{Ca}^{gr} , X_{Mg}^{gr} e X_{An}^{pg} são frações molares de Ca e Mg na granada e da anortita no plagioclásio, respectivamente;

$(X_{Mg}^{M1})_{opx}$ e $(X_{Mg}^{M2})_{opx}$ = distribuição do Mg nas posições estruturais M_1 e M_2 do ortopiroxênio;

γ_{Ca}^{gr} , γ_{Mg}^{gr} e γ_{An}^{pg} são os coeficientes de atividade do Ca e Mg nas granadas e da anortita no plagioclásio, respectivamente.

Newton & Perkins (1982), partindo da mesma associação em equilíbrio considerada por Wells (1979), calibraram um geobarômetro a partir de dados termodinâmicos mais recentes, tendo obtido a seguinte equação:

$$P = 3944 + 13,070 + 3,5038 T \ln \frac{(X_{Ca}^{gr})^2 (\gamma_{Ca}^{gr})^2 (X_{Mg}^{gr})^2 (\gamma_{Mg}^{gr})^2}{a_{An}^{pg} \cdot a_{En}^{opx}} \quad (7)$$

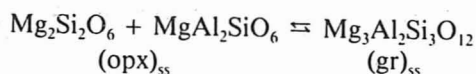
onde: a_{An}^{pg} e a_{En}^{opx} são as atividades da anortita no plagioclásio e da enstatita no ortopiroxênio, respectivamente; os demais símbolos correspondem aos da equação (6).

A atividade da enstatita no ortopiroxênio foi obtida assumindo que o mesmo constitui uma solução sólida ideal, sendo expressa, segundo Wood & Banno (1973), por:

$$a_{En}^{opx} = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1}$$

Harley & Green (1982) calibraram um geobarômetro considerando a solubilidade da alumina no ortopiroxênio coexistente com granada, cuja importância para o estabelecimento de pressões e temperaturas tem sido reconhecida por muitos pesquisadores. Os autores mostraram que a variação da solubilidade da alumina no ortopiroxênio depende do seu conteúdo em Fe^{2+} e que as calibrações de geobarômetros desenvolvidos anteriormente em sistemas simples, sem FeO , são problemáticas quando aplicadas a

A aplicação do geobarômetro de Harley & Green (1982) permitiu, contudo, a obtenção de valores mais consistentes para as pressões de equilíbrio, a partir de associações de *ortopiroxênio* e *granada*.



Na Tabela VII, onde se encontram representados os vários parâmetros utilizados e as pressões determinadas pelo método de Harley & Green (1982), observa-se que as mesmas variam de 4,22 a 6,77 kbars, quando são utilizadas temperaturas de 700°C, e de 6,39 a 9,38 kbars, para temperaturas de 750°C.

Os dados de microsonda de ortopiroxênios e granadas coexistentes de amostras da região do Vale do Curaçá, obtidos por Figueiredo (1981), também foram utilizados para a determinação das pressões pelo barômetro de Harley & Green (1982), para fins de comparação. Os resultados encontram-se também na Tabela VII, onde podem ser observadas variações de pressão de 5,54 a 7,85 kbars, quando são utilizadas temperaturas de 700°C, e de 7,42 a 10,12 kbars, para temperaturas de 750°C.

$$\begin{aligned} \text{KP(Kbar)} = & 1/\Delta V_r \{ (RT \ln k - 2,93) T + 5600 + \\ & + 5157 (1 - X_{\text{Al}}^{\text{M}}) (1 - 2X_{\text{Al}}^{\text{M}}) X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} - 6300 \\ & \{ X_{\text{Ca}}^{\text{gr}} X_{\text{Fe}}^{\text{gr}} + (X_{\text{Ca}}^{\text{gr}})^2 \} \} \quad (8) \end{aligned}$$

$$K = X_{A1}^{M_{A1}} (1 - X_{A1}^{M_{A1}}) / (1 - X_{C2}^{gr})^3$$

$$\Delta V_r = - \{ 183,3 + 178,98 [X_{Al}^M (1 - X_{Al}^M)] \}$$

Cal. Kbar⁻¹

$$X_{Al}^M = Al/2; X_{Fe}^{opx} = (Fe^{2+} + Fe^{3+})/(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg);$$

$$X_{Ca}^{gr} = Ca / (Ca + Fe + Mg) \quad e$$

$$X_{Fe}^{gr} = Fe / (Fe + Ca + Mg).$$

Esse método geobarométrico apresenta certas limitações para granadas ou ortopiroxênios com valores elevados em Fe^{3+} e Mn^{2+} e, também, quando as granadas têm teores altos em Cr^{3+} . Ainda ocorrem imprecisões quando os ortopiroxênios apresentam baixas quantidades em Al_2O_3 .

GEOBAROMETRIA DE AMOSTRAS DE SURUBIM

Os métodos geobarométricos de Wells (1979) e Newton & Perkins (1982), em associações de *granada*, *ortopiroxênio*, *plagioclásio* e *quartzo* de amostras de Surubim, forneceram pressões muito elevadas, da ordem de 10 a 11 kbars, considerando-se as temperaturas de 700°C, obtidas pelos cálculos geotermométricos.

CONCLUSÕES

As rochas da região de Surubim caracterizam-se pela presença de associações mineralógicas representativas de metamorfismo de alto grau, tendo sido observadas paragêneses importantes para o estudo das condições de pressão e temperatura prevalentes durante esse evento metamórfico.

O estudo paragenético das fases mineralógicas em equilíbrio (silicatos e sulfetos) indicou temperaturas variando entre 700°C e 750°C, em condições de pressões intermediárias para o metamorfismo granulítico (Bello, 1986). Para a obtenção desses valores foram destacadas as associações indicativas de reações de quebra da hornblenda e biotita, com formação de orto e clinopiroxênio, além de associações que envol-

TABELA VII

Geobarometria Granada-Ortopiroxênio (Harley e Green, 1982)

Granadas			Ortopiroxênios		
Am	X_{Ca}^{gr}	X_{Fe}^{gr}	Am	$X_{Al}^M = A1/2$	X_{Fe}^{opx}
18	0,1021	0,7100	18/31	0,0445	0,5161
18/32	0,1165	0,6901	18	0,0475	0,5072
4	0,1319	0,7574	4	0,0215	0,6871
4/27	0,1383	0,7426	4/26	0,0230	0,6911
Pares Coexistentes		P(Kb) (700°C)	P(Kb) (750°C)		
gr	opx				
18	18/31	4,65	6,89		
18	18	4,34	6,55		
18/32	18	4,22	6,39		
18/32	18/31	4,52	6,74		
4	4	6,77	9,38		
4	4/26	6,06	8,63		
4/27	4/26	5,97	8,54		
4/27	4	6,69	9,29		

Amostras Analisadas por Figueiredo (1981)

Am	Granadas		Am	Ortopiroxênios			
	X_{Ca}^{gr}	X_{Fe}^{gr}		$X_{Al}^M = A1/2$	X_{Fe}^{opx}	P(Kb) (700°C)	P(Kb) (750°C)
74	0,2132	0,5824	74	0,0295	0,4821	7,85	10,12
75	0,1126	0,7020	75	0,0345	0,5138	6,77	9,14
51	0,2159	0,4154	51	0,0580	0,2795	5,54	7,42

vem espinelho verde aluminoso (hercinita + ortopiroxênio + magnetita), e de paragêneses presentes em rochas cálcio-silicatadas encaixantes.

A utilização dos diferentes geotermômetros/barômetros nas associações mineralógicas em equilíbrio, e as correções em certos casos realizadas, permitiu o estabelecimento mais preciso das condições de pressão e temperatura do pico do metamorfismo granulítico. Os métodos geotermométricos discutidos forneceram resultados bastante consistentes, tanto aos obtidos apenas a partir do estudo paragenético, bem como àqueles determinados através da aplicação do geotermômetro/barômetro de oxigênio de Buddington & Lindsley (1964) e Powell & Powell (1977), calibrado com base na coexistência de óxidos de ferro e titânio (Bello *et al.*, em preparação).

As condições de pressão e temperatura do metamorfismo granulítico da área de Surubim, determinadas a partir dos procedimentos discutidos, são resumidas a seguir:

- Estudos paragenéticos: temperaturas em torno de 700°C/750°C, em condições de pressões intermediárias.
- Métodos geotermométricos/barométricos:

1. Geotermômetro orto-clinopiroxênio

Métodos de Wood & Banno (1973) e Wells (1977) com correção para Al_2O_3 dos piroxênios: temperaturas variando de 700°C a 750°C.

2. Geotermômetro granada/biotita

Método de Perchuk (1977): temperaturas variando entre 680°C e 700°C.

Método de Ferry & Spear (1978) com correção para Ca e Mn das granadas, segundo Hoinkes (1984): temperaturas variando entre 716°C e 791°C, com valores médios de 760°C.

3. Geotermômetro/barômetro de oxigênio de óxidos de ferro e titânio coexistentes (Bello *et al.*, 1988, em preparação).

Métodos de Buddington & Lindsley (1964) e de Powell & Powell (1977): temperaturas variando de 617°C a 780°C, com $\log f_{O_2}$ de -17,68 a -13,37 e temperaturas entre 675°C e 780°C, com $\log f_{O_2}$ de -15,24 a -13,37, dependendo do método empregado na estimativa das composições originais da ilmenita.

4. Geobarômetro ortopiroxênio/granada

Método de Harley & Green (1982): pressões médias variando em torno de 6 Kbar a 8 Kbar.

AGRADECIMENTOS

Os autores desejam expressar seus agradecimentos a *Caraíba Metais S.A.*, pelo apoio dado à realização de estudos na área de Surubim; ao geólogo Johildo A. Figueiredo Barbosa da UFBA, pela realização de análises químicas por dispersão de energia na *Faculdade "Pierre et Marie Curie"* (Jussieu), Paris; ao geólogo Plínio Vidigal Coriolano pelo auxílio na revisão do texto e ao CNPq, pelo auxílio prestado a um dos autores (Rosa Maria da Silveira Bello) através de Bolsa Recém-Doutor (Proc. 303.872/85-GL).

RESUMO

A mineração de cobre de Surubim, vale do Curacá – Bahia, está associada a rochas metamórficas de alto grau, facies granulito, indicado pelas análises das associações mineralógicas e das texturas.

Estudos da partição de elementos entre minerais coexistentes (dados de microsonda eletrônica) de amostras da região mostraram que as fases mineralógicas com texturas granoblásticas foram cristalizadas ou recrystalizadas em condições de equilíbrio.

Os métodos geotermométricos e geobarométricos conduziram aos seguintes resultados: geotermometria opx + cpx, temperaturas entre 700°C e 750°C (método de Wood &

Banno e Well's com correção para Al_2O_3 dos piroxênios); geotermometria gr + bi, temperaturas entre 680°C e 700°C (método de Perchuk) e entre 716°C e 791°C, com médias de 760°C (método de Ferry & Spear, com correção proposta por Hoinkes para o Ca e Mn da granada); geobarometria opx + gr, pressões entre 6 e 8 Kbars (método de Harley & Green). Esses valores são bastante semelhantes aos obtidos por outros métodos geotermométricos e pelo estudo paragenético de amostras da região estudada.

SUMMARY

The Surubim copper mineralization, in the Curacá Valley – Bahia State is associated with high-grade metamorphic rocks, of granulitic facies.

Textural and microprobe analysis of the co-existing minerals show that the mineralogical phases with granoblastic texture were crystallized or recrystallized under equilibrium conditions. Geothermometric and geobarometric methods used led to the following results: opx + cpx geothermometry, temperatures between 700-750°C (Wood & Banno's and Wells, methods, with correction for the Al_2O_3 in pyroxenes); gr + bi geothermometry, temperatures between 680-700°C (Perchuk's method) and between 716-791°C, average of 760°C (Ferry & Spear's method, with correction proposed by Hoinkes for Ca and Mn in garnets); opx + gr geobarometry, pressures between 6-8 Kbar (Harley & Green's method). These values are very close to the ones obtained from other geothermometric methods and through the paragenetic study of samples from the region in question.

KEY WORDS: geothermometry geobarometry granulites Surubim.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARTHOLOMÉ, P., (1961), Coexisting pyroxenes in igneous and metamorphic rocks. *Geol. Mag.*, **98**: 346-348.
- BARTHOLOMÉ, P., (1962), Iron-magnesium ratio in associated pyroxenes and olivines. *Geol. Soc. Am.*, Buddington, vol.: 1-20.
- BELLO, R. M. S., (1986), *Jazida de cobre de Surubim, Vale do Curacá, BA: mineralogia, petrografia e petrogênese*. São Paulo, 426 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP).
- BELLO, R. M. S., VALARELLI, J. V. & SCHULTZ-GÜTTLER, R., (1988), Correção de temperaturas obtidas pelo método de Wood & Banno para pares de piroxênios ricos em Al_2O_3 de Surubim, BA. *Rev. bras. Geociências*, **18** (3): 328-331.
- BELLO, R. M. S., VALARELLI, J. V., BARBOSA, J. S. F. & SCHULTZ-GÜTTLER, R., (1988a), Óxidos de Fe e Ti do Depósito de cobre de Surubim, Vale do Curacá, BA. *Rev. bras. Geociências*, **18** (2): 149-161.

- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H., (1964), Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**, n° 2: 310-357.
- DAVIDSON, L. R., (1968), Variation in ferrous iron-magnesium distributions coefficients of metamorphic pyroxenes from Quairading, western Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**: 239-259.
- DAVIS, B. T. C. & BOYD, F. R., (1966), The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 Kb pressure and its applications to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.*, **71**: 3567-3576.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J., (1978), *Single-chain silicates*. New York, J. Wiley Sons, 668 p.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S., (1978), Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 113-117.
- FIGUEIREDO, M. C. H., (1981), *Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia*. (Tese de Doutorado. Dep. Geol., Univ. Western Ont., 1980, 221 p.). In: INDA, H. A. V., MARINHO, M. M. & DUARTE, F. B. org. *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Secretaria das Minas e Energia, CPM. Textos Básicos, **4**: 1-71.
- HARLEY, S. L. & GREEN, D. H., (1982), Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, **300**: 697-701.
- HOINKES, G., (1984), Eine empirische Korrektur der Mg/Fe-Verteilung zwischen Granat und Biotit für (Ca + Mn)-reiches Granat. *Fortschr. Mineral.*, **62**, n° 1: 103-105.
- INDARES, A. & MARTIGNOLE, J., (1985), Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Mineral.*, **70**: 272-278.
- KRETZ, R., (1961), Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. Examples: orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. *J. Geol.*, **69**: 361-387.
- KRETZ, R., (1963), Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.*, **71**: 773-783.
- LINDENMAYER, Z. G., (1981), *Evolução geológica do Vale do Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre*. (Tese de Mestrado, UFBA, 107 p.). In: INDA, H. A. V., MARINHO, M. M. & DUARTE, F. B. org. *Geologia e recursos minerais do estado da Bahia*. Secretaria das Minas e Energia, CPM. Textos Básicos, **4**: 72-110.
- LINDSLEY, D. H., (1983), Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**: 477-493.
- NEWTON, R. C. & PERKINS III, D., (1982), Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet - plagioclase - orthopyroxene - (clinopyroxene) - quartz. *Am. Mineral.*, **67**: 203-222.
- PAPIKE, J. J., CAMERON, K. L. & BALDWIN, K., (1974), Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr., Programs*, **6**: 1053-1054.
- PERCHUK, L. L., (1977), *Thermodynamic control of metamorphic processes*. In: SAXENA, S. K. & BHATTACHARJI, S. eds. *Energetics of geological processes*. New York, Springer Verlag: 285-352.
- POLDERVAART, A., (1947), The relationship of orthopyroxenes to pigeonite. *Mineral. Mag.*, **28**: 164-172.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. H., (1951), Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, **59**: 472-489.
- POWELL, R. & POWELL, M., (1977), Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal. *Mineral. Mag.*, **41**: 257-263.
- WELLS, P. R. A., (1977), Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**: 129-139.
- WELLS, P. R. A., (1979), Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, Southern West Greenland, *J. Petrol.*, **20**: 187-226.
- WOOD, B. J., (1974), The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **46**: 1-15.
- WOOD, B. J. & BANNO, S., (1973), Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**: 109-124.