

RICCARDO BASSO *, ANTONIO DELLA GIUSTA **

STUDIO COMPARATIVO DI SETTE GEOTERMOMETRI A CLINO-ORTOPIROSSENO SU FASI TEORICHE: INFLUENZA DELLE DISTRIBUZIONI Mg-Fe²⁺ INTER ED INTRACRISTALLINE E DEL CHIMISMO

RIASSUNTO. — Sette geotermometri basati su fasi coesistenti clinopirosseno calcico e ortopirosseno (pirosseni a Mg-Fe) vengono applicati a sei campioni teorici cpx-opx aventi chimismi rappresentativi delle analoghe fasi naturali in peridotiti e noduli ultramafici. Si analizza l'influenza del chimismo e delle ripartizioni inter (K_D cpx-opx) ed intracristalline (K_D cpx e K_D opx) di Mg-Fe sulle temperature calcolate. Per ciascuno dei sei campioni si ipotizzano otto coppie cpx-opx rappresentative delle combinazioni dei valori estremi che in natura possono assumere i K_D nell'intervallo di temperatura 500-1500° C. Le T calcolate con i sette geotermometri dipendono in maniera inversa da K_D cpx; analoga dipendenza esiste per il K_D cpx-opx, contrariamente a quanto desunto da KRETZ (1963). Le T risultano invece quasi completamente indipendenti da K_D opx, contrariamente ai risultati ottenuti con esperimenti di riscaldamento e raffreddamento rapido da VIRGO e HAFNER (1969). Riguardo al chimismo, esiste una forte dipendenza inversa della T da Ca del cpx, in accordo con i dati sperimentali sull'equilibrio di fase del sistema diopside-enstatite. Per contro tutti i geotermometri sono poco sensibili sia all'introduzione di elementi minori sostituenti Mg e Fe²⁺, che alla variazione del rapporto Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx). Si nota infine che, fissato il chimismo e i tre K_D , i sette geotermometri forniscono temperature di equilibratura entro un intervallo di ampiezza spesso superiore, ma in ogni caso comparabile a quella relativa all'intervallo coperto da ogni singolo geotermometro al variare dei soli K_D . Di conseguenza la dispersione dei risultati al variare del geotermometro applicato maschera quasi completamente l'informazione contenuta nella ripartizione cationica.

ABSTRACT. — Seven geothermometers based upon the Fe-Mg partitioning between the M1 and M2 sites of coexisting ortho and clinopyroxenes have been applied to six theoretical cpx-opx whose chemistry has been selected to represent natural coexisting cpx-opx in peridotites and ultramafic xenoliths. The role of the bulk chemistry, and inter (K_D cpx-opx) and intracrystalline (K_D cpx, K_D opx) Fe-Mg distributions have been investigated. Eight cpx-opx pairs have been selected for each of the six specimens, combining the extreme values of the three K_D 's. The calculated temperatures show an inverse dependence on the K_D cpx-opx, contrary to that inferred by KRETZ (1963) from the study of 64 rocks. Moreover, the above temperatures are almost insensitive to K_D opx, contrary to the experiments performed by VIRGO and HAFNER (1969). There is, instead, a regular dependence of T on the K_D cpx, and a strong dependence of T on the Ca content of the cpx, the latter in accordance with the solvus data. All the examined geothermometers are only slightly sensitive both to the presence of minor elements substituting for Fe-Mg in the M1 site, and to the Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx) changes. The temperatures calculated by means of seven geothermometers, with fixed chemistry and K_D 's, show a scatter of the same magnitude as that displayed by a single geothermometer where the K_D 's correspond to their extreme values.

* Istituto di Mineralogia, Università di Genova. ** Istituto di Mineralogia, Università di Trieste.

Introduzione

Durante l'ultimo ventennio numerosi autori hanno studiato la possibilità di correlare le distribuzioni inter ed intracristallina di Fe^{2+} e Mg per clinopirosseno calcico ed ortopirosseno con la storia termica della roccia.

KRETZ (1963) calcola per sessantaquattro campioni naturali di genesi diversa il coefficiente di distribuzione intercristallina $K_{\text{Dcpx-opx}} = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{opx}} \cdot (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$ (Mg e Fe sono i numeri di atomi per unità di formula), mettendo in evidenza un andamento crescente di tale coefficiente con la temperatura.

VIRGO e HAFNER (1969), mediante esperimenti di riscaldamento sino a 1000°C su ortopirosseni naturali, determinano in spettroscopia Mössbauer un valore di circa 0,3 del coefficiente di ripartizione intracristallina $K_{\text{Dopx}} = [\text{Mg}(\text{M2}) \cdot \text{Fe}(\text{M1})] / [\text{Mg}(\text{M1}) \cdot \text{Fe}(\text{M2})]$ come massimo grado di disordine della distribuzione di Mg e Fe. VIRGO e HAFNER (1970) ottengono l'equilibrio della distribuzione Mg-Fe in ortopirosseni naturali sperimentalmente in poche decine di ore a temperature non inferiori a 500°C , sottolineando che di conseguenza non ci si può aspettare che distribuzioni disordinate vengano conservate metastabilmente durante il raffreddamento della roccia fino a basse temperature. Dai risultati di questi autori risulterebbe che al di sopra di una temperatura di circa 600°C , il grado di ordine-disordine di Mg-Fe in ortopirosseni diventa inutilizzabile come indicatore della storia termica, a meno che il campione non abbia subito un rapidissimo raffreddamento.

McCALLISTER et al. (1976) determinano la distribuzione intracristallina di Mg-Fe in clinopirosseni calcici naturali mediante raffinamento strutturale; essi ottengono valori massimi di 0,25 per K_{Dcpx} (definito come K_{Dopx}) a circa 1350°C , raggiungendo la completa riequilibratura in poche centinaia di ore per temperature comprese tra 600 e 1350°C .

Numerosi autori hanno ricavato altre relazioni geotermometriche basate però su di uno studio termodinamico dell'equilibrio di fasi clino e ortopirosseno coesistenti, introducendo — a causa della complessità dei sistemi silicatici naturali e della scarsa disponibilità di dati sperimentali — un notevole numero di ipotesi semplificative, come supporre che le attività siano funzione delle sole concentrazioni, trascurare del tutto o in parte l'effetto di elementi minori, assumere unitari i K_{Dcpx} e K_{Dopx} .

Poichè un precedente studio comparativo sui geotermometri, utilizzando una coppia di pirosseni naturali, aveva evidenziato una calibratura ancora insufficiente di tali relazioni (BASSO e DELLA GIUSTA, 1980), è scopo del presente lavoro di valutare l'influenza del chimismo e delle distribuzioni inter ed intracristalline sulle temperature di equilibratura determinate mediante le relazioni geotermometriche di WOOD e BANNO (1973), BANNO (1974), SAXENA e NEHRU (1975), SAXENA (1976), MORI (1977), WELLS (1977) e HERZBERG (1978), scelte per la caratteristica comune di utilizzare le frazioni di Mg e Fe nei siti ottaedrici M1 e M2 per entrambi i pirosseni.

TABELLA 1

Composizione chimica, espressa in numero di atomi sulla base di sei ossigeni, dei sei campioni e delle dodici coppie cpx-opx da essi derivate per i valori estremi di K_D cpx-opx

Campione	1		2		3		4		5		6			
Mg(cpx+opx)	2.976		2.911		2.781		2.662		2.781		2.850			
Fe(cpx+opx)	0.274		0.269		0.269		0.258		0.269		0.200			
$\frac{Fe(cpx+opx)}{Mg(cpx+opx)}$	0.092		0.092		0.097		0.097		0.097		0.070			
El. minori cpx	-		-		0.08		0.16		-		-			
El. minori opx	-		-		0.05		0.10		-		-			
K_D cpx-opx	0.4	1.1	0.4	1.1	0.4	1.1	0.4	1.1	0.4	1.1	0.4	1.1		
cpx	{	Mg	1.192	1.139	1.126	1.075	1.048	0.998	0.972	0.925	1.001	0.952	1.014	0.977
		Fe	0.058	0.111	0.054	0.105	0.052	0.102	0.048	0.095	0.049	0.098	0.036	0.073
		Ca	0.750	0.750	0.820	0.820	0.820	0.820	0.820	0.820	0.950	0.950	0.950	0.950
opx	{	Mg	1.784	1.837	1.785	1.836	1.733	1.783	1.690	1.737	1.780	1.829	1.836	1.873
		Fe	0.216	0.163	0.215	0.164	0.217	0.167	0.210	0.163	0.220	0.171	0.164	0.127

TABELLA 2

Temperature ($^{\circ}C$) calcolate con i sette geotermometri al variare delle ripartizioni inter ed intracristalline per il campione 1

K_D cpx-opx	0.4		1.1		0.4		1.1	
K_D cpx	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40
K_D opx								
0.05	1239	1260	1216	1260	1232	1264	1139	1201
0.40	1237	1258	1216	1259	1229	1261	1138	1199
	WOOD e BANNO (1973)				BANNO (1974)			
0.05	1351	1418	1124	1235	1280	1380	1030	1180
0.40	1340	1406	1120	1230	1270	1360	1020	1170
	SAXENA e NEHRU (1975)				SAXENA (1976)			
0.05	1405	1424	1337	1385	1200	1228	1136	1192
0.40	1403	1422	1336	1384	1198	1225	1135	1190
	MORI (1977)				WELLS (1977)			
0.05	1467	1503	1363	1432				
0.40	1464	1499	1361	1430				
	HERZBERG (1978)							

Le temperature di SAXENA (1976) sono approssimate a $10^{\circ}C$, quelle di HERZBERG (1978) sono state calcolate per $P = 16$ kb.

TABELLA 3

Temperature (°C) calcolate con i sette geotermometri al variare delle ripartizioni inter ed intracristalline per il campione 2

$K_D^{\text{cpx-opx}}$	0.4		1.1		0.4		1.1	
K_D^{cpx}	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40
K_D^{opx}								
0.05	1160	1187	1127	1184	1114	1153	1021	1097
0.40	1158	1185	1126	1183	1111	1150	1019	1096
	WOOD e BANNO (1973)				BANNO (1974)			
0.05	1203	1285	1001	1141	1150	1260	940	1100
0.40	1195	1276	998	1138	1140	1250	930	1100
	SAXENA e NEHRU (1975)				SAXENA (1976)			
0.05	1315	1349	1217	1299	1097	1132	1029	1098
0.40	1312	1347	1216	1298	1095	1129	1027	1097
	MORI (1977)				WELLS (1977)			
0.05	1334	1379	1229	1316				
0.40	1331	1376	1228	1314				
	HERZBERG (1978)							

Le temperature di SAXENA (1976) sono approssimate a 10° C, quelle di HERZBERG (1978) sono state calcolate per $P = 16$ kb.

Metodo di studio

I sette geotermometri presi in esame sono stati applicati a fasi clino-ortopirosseno teoriche, cui si sono assegnate composizioni chimiche globali pertinenti all'intervallo composizionale di tali fasi in peridotiti e noduli ultramafici. Le composizioni sono riportate in tab. 1; tali chimismi sono compatibili con le condizioni di applicabilità dei geotermometri citati. I valori del Ca sono stati fissati in modo da rappresentare i tenori minimo e massimo riscontrabili normalmente nei clinopirosseni delle rocce suddette, inoltre si è scelto un valore all'interno di tale intervallo rappresentativo del tenore medio per noduli ultramafici.

I campioni 1,2 e 5, che conservano un rapporto $\text{Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx)}$ quasi inalterato e sono privi di elementi minori, hanno contenuti in Ca crescenti. I campioni 2, 3 e 4, con pari contenuto in Ca e con un rapporto $\text{Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx)}$ quasi uguale, hanno tenori crescenti in elementi minori. I campioni 5 e 6, con pari contenuto in Ca e privi di elementi minori, hanno differenti rapporti $\text{Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx)}$.

Gli elementi minori esaordinati (Fe^{3+} , Al, Cr, Ti, Mn) non sono stati specificati in quanto il loro ruolo non viene differenziato nei geotermometri considerati, e quindi si limitano, allo stato attuale, a ridurre il numero di siti M1 disponibili per Fe e Mg; per semplicità sono stati assegnati elementi minori al solo

TABELLA 4

Temperature ($^{\circ}\text{C}$) calcolate con i sette geotermometri al variare delle ripartizioni inter ed intracristalline per il campione 3

$K_{D\text{cpx-opx}}$	0.4		1.1		0.4		1.1	
$K_{D\text{cpx}}$	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40
$K_{D\text{opx}}$								
0.05	1150	1175	1117	1171	1107	1143	1014	1086
0.40	1148	1174	1117	1171	1105	1141	1013	1086
	WOOD e BANNO (1973)				BANNO (1974)			
0.05	1182	1255	985	1112	1090	1180	890	1030
0.40	1176	1249	984	1112	1080	1170	890	1030
	SAXENA e NEHRU (1975)				SAXENA (1976)			
0.05	1308	1341	1209	1288	1089	1121	1021	1086
0.40	1306	1339	1208	1288	1087	1119	1020	1086
	MORI (1977)				WELLS (1977)			
0.05	1326	1368	1222	1303				
0.40	1324	1366	1221	1303				
	HERZBERG (1978)							

Le temperature di SAXENA (1976) sono approssimate a 10°C , quelle di HERZBERG (1978) sono state calcolate per $P = 16\text{ kb}$.

sito M1, in accordo comunque con il fatto che la loro presenza nel sito M2 di clino ed ortopirosseni naturali è in genere poco rilevante.

Sulla base dei dati di KRETZ (1963), VIRGO e HAFNER (1969), CIMMINO et al. (1976), McCALLISTER et al. (1976), ERNST (1978), PICCARDO e OTTONELLO (1978), ERNST e PICCARDO (1979), SINIGOI et al. (1980) si sono così fissati i campi di variabilità dei tre coefficienti di ripartizione: $K_{D\text{cpx-opx}}$ è compreso tra i valori 0,4 e 1,1, $K_{D\text{cpx}}$ e $K_{D\text{opx}}$ tra 0,05 e 0,40. Poichè un'analisi preliminare ha mostrato che tutte le relazioni geotermometriche considerate sono funzioni monotone dei singoli K_D , le temperature (tab. 2, 3, 4, 5, 6, 7) sono state calcolate solo agli estremi dei suddetti intervalli. I calcoli sono stati eseguiti per tutte le otto possibili combinazioni dei valori minimi e massimi dei tre K_D , in quanto attualmente non esistono dati sperimentali su coppie cpx-opx che vincolino i loro reciproci valori.

Discussione

Dall'esame dei risultati esposti in tab. 2, 3, 4, 5, 6 e 7 risulta la quasi totale insensibilità dei sette geotermometri al grado di ordine della distribuzione Fe-Mg dell'ortopirosseno. Le variazioni di T sono di pochi gradi per tutti e sei i campioni e per qualunque valore di $K_{D\text{cpx-opx}}$ e $K_{D\text{cpx}}$. Per contro ad un aumento di $K_{D\text{cpx}}$, quali che siano il chimismo totale ed i valori di $K_{D\text{cpx-opx}}$ e $K_{D\text{opx}}$,

TABELLA 5

Temperature (°C) calcolate con i sette geotermometri al variare delle ripartizioni inter ed intracristalline per il campione 4

$K_D^{\text{opx-opx}}$	0.4		1.1		0.4		1.1	
K_D^{cpx}	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40
K_D^{opx}								
0.05	1145	1167	1115	1164	1099	1130	1011	1076
0.40	1145	1167	1114	1163	1098	1130	1011	1076
	WOOD e BANNO (1973)				BANNO (1974)			
0.05	1155	1214	974	1085	1030	1090	860	970
0.40	1153	1214	973	1085	1020	1090	860	970
	SAXENA e NEHRU (1975)				SAXENA (1976)			
0.05	1300	1329	1205	1278	1082	1110	1017	1077
0.40	1300	1329	1205	1278	1081	1110	1017	1077
	MORI (1977)				WELLS (1977)			
0.05	1317	1353	1218	1292				
0.40	1316	1353	1218	1292				
	HERZBERG (1978)							

Le temperature di SAXENA (1976) sono approssimate a 10° C, quelle di HERZBERG (1978) sono state calcolate per $P = 16$ kb.

corrisponde sempre un aumento di T . All'aumentare del $K_D^{\text{cpx-opx}}$, che comporta un arricchimento in Fe del cpx, le T tendono a diminuire, in contrasto con i risultati di KRETZ (1963). In tutti i casi la T è fortemente dipendente in maniera inversa dal Ca del cpx, in accordo sostanziale con i diagrammi di equilibrio di fase del sistema entstatite-diopside, comunque si varino gli altri parametri chimici ed i coefficienti di distribuzione. In altre parole il contenuto in Ca condiziona fortemente l'intervallo in cui varia la T al variare dei K_D . Confrontando i dati di tab. 3 e 4, si osserva che a parità di contenuto in Ca l'introduzione di elementi minori in sostituzione di Mg nei siti M1 di cpx e opx provoca un calo di T contenuto entro 15° C, con l'eccezione di SAXENA e NEHRU (1975) e SAXENA (1976), per i quali si raggiungono rispettivamente 30 e 80° C. Ad un raddoppio del contenuto in elementi minori, mantenendo invariato il rapporto Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx), corrisponde un ulteriore abbassamento delle T , la cui entità è dello stesso ordine di quello precedente (tab. 4 e 5). Infine una variazione anche consistente del rapporto Fe (cpx + opx) / Mg (cpx + opx) provoca variazioni di T non sistematiche, contenute entro 45° C (tab. 6 e 7).

Se definiamo ΔT_i come la massima variazione di T del singolo geotermometro al variare dei tre K_D entro i limiti precedentemente definiti, il valore di tale parametro indica la sensibilità del geotermometro alle ripartizioni inter ed intracristalline di Fe e Mg per un dato chimismo. Definiamo inoltre ΔT_e come

TABELLA 6

Temperature ($^{\circ}\text{C}$) calcolate con i sette geotermometri al variare delle ripartizioni inter ed intracristalline per il campione 5

K_D cpx-opx	0.4		1.1		0.4		1.1	
K_D cpx	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40
K_D opx								
0.05	906	956	859	949	779	842	699	802
0.40	904	955	859	949	778	841	698	802
	WOOD e BANNO (1973)				BANNO (1974)			
0.05	732	841	602	766	710	830	590	750
0.40	729	837	601	767	710	820	590	750
	SAXENA e NEHRU (1975)				SAXENA (1976)			
0.05	856	964	710	897	793	852	726	824
0.40	853	961	709	897	792	850	725	825
	MORI (1977)				WELLS (1977)			
0.05	955	1028	864	982				
0.40	953	1025	863	982				
	HERZBERG (1978)							

Le temperature di SAXENA (1976) sono approssimate a 10°C , quelle di HERZBERG (1978) sono state calcolate per $P = 16$ kb.

la massima variazione di T fra quelle date dai sette geotermometri per un dato chimismo e a K_D fissati. I ΔT_e sono stati calcolati a titolo di esempio per $K_{D\text{cpx-opx}} = 1,1$ e $K_{D\text{cpx}} = K_{D\text{opx}} = 0,05$; calcolati per altre combinazioni di K_D i ΔT_e diminuiscono al massimo di circa 80°C . I valori ΔT_i e ΔT_e per i sei campioni sono riportati in tab. 8. Un esame dei valori ΔT_i indica una sensibilità mediamente inferiore per WOOD e BANNO (1973), e mediamente più alta per SAXENA e NEHRU (1975) e SAXENA (1976). La sensibilità dei geotermometri di WOOD e BANNO (1973), BANNO (1974), MORI (1977), WELLS (1977) e HERZBERG (1978) cresce all'aumentare del contenuto in Ca, come si nota confrontando i ΔT_i dei campioni 1, 2 e 5; viceversa SAXENA e NEHRU (1975) e SAXENA (1976) hanno sensibilità decrescenti con l'aumentare del Ca del cpx. Si nota inoltre una generale attenuazione della sensibilità sia con la sostituzione di Fe e Mg mediante elementi minori, sia con il diminuire del rapporto Fe (cpx+opx)/Mg (cpx+opx). Particolarmente significativi sono i valori ΔT_e — in generale HERZBERG (1978) fornisce le T più alte e SAXENA (1976) le più basse — se raffrontati con i valori ΔT_i . Per ognuno dei sei campioni ΔT_e è superiore o comunque di poco inferiore ai ΔT_i di ciascun geotermometro: da ciò discende che utilizzando l'una o l'altra delle sette relazioni si possono avere differenze di valutazione di T anche superiori a quelle ottenibili con un solo geotermometro comunque si varino i tre K_D fra i loro valori estremi. Va infine sottolineato come la insensibilità dei geotermometri

TABELLA 7

Temperature ($^{\circ}\text{C}$) calcolate con i sette geotermometri al variare delle ripartizioni inter ed intracristalline per il campione 6

$K_{\text{D}}^{\text{opx-opx}}$	0.4		1.1		0.4		1.1	
$K_{\text{D}}^{\text{opx}}$	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40	0.05	0.40
$K_{\text{D}}^{\text{opx}}$								
0.05	942	982	903	977	790	837	724	809
0.40	941	981	902	977	789	836	724	808
	WOOD e BANNO (1973)				BANNO (1974)			
0.05	748	829	641	776	730	820	630	770
0.40	747	827	640	775	730	820	630	770
	SAXENA e NEHRU (1975)				SAXENA (1976)			
0.05	875	956	758	907	814	859	759	839
0.40	874	954	757	907	814	858	758	839
	MORI (1977)				WELLS (1977)			
0.05	968	1022	893	989				
0.40	967	1021	893	988				
	HERZBERG (1978)							

Le temperature di SAXENA (1976) sono approssimate a 10°C , quelle di HERZBERG (1978) sono state calcolate per $P = 16$ kb.

al $K_{\text{D}}^{\text{opx}}$ potrebbe implicitamente derivare dal fatto che i parametri misurati sperimentalmente hanno valori influenzati dalla bassa differenza di energia libera della reazione $\text{Mg (M1)} + \text{Fe (M2)} \rightleftharpoons \text{Mg (M2)} + \text{Fe (M1)}$ (VIRGO e HAFNER, 1970). Resterebbe però poco giustificata la dipendenza di T da $K_{\text{D}}^{\text{cpx}}$, dato che anche per tale fase si ottiene equilibratura in tempi brevissimi a T non inferiori 500°C (McCALLISTER et al., 1976). Poichè sembra implicito che gli autori considerati presuppongano un congelamento dei K_{D} , sulla base dei pochissimi dati sperimentali esistenti è lecito domandarsi se e quanto un lento raffreddamento, come normalmente avviene in natura, mascheri l'informazione contenuta nei K_{D} definitisi alla più alta T di equilibratura. Occorre però anche considerare che le poche riequilibrature intracristalline ottenute sperimentalmente su fasi isolate cpx e opx potrebbero svolgersi in modo significativamente diverso qualora le fasi fossero tenute in intimo contatto come avviene in natura.

Conclusioni

Le osservazioni svolte evidenziano come i geotermometri basati sui coefficienti di distribuzione di coppie coesistenti cpx-opx siano insufficientemente calibrati, e spesso diano risultati in contrasto con i pur scarsi dati sperimentali esistenti. Il fatto che i valori ΔT_c siano tali da mascherare l'eventuale informazione conte-

nuta nei coefficienti di ripartizione già a livello di fasi teoriche, desta notevoli perplessità sull'applicazione dei geotermometri ai sistemi naturali. Va rilevato che i punti critici della trattazione, che sta alla base delle varie relazioni termometriche, erano già stati esaminati da SAXENA e NEHRU (1975), che lamentavano in parti-

TABELLA 8

Valori ΔT_i ($^{\circ}\text{C}$) per i sette geotermometri e ΔT_e ($^{\circ}\text{C}$) relativi ai sei campioni

Campioni	1	2	3	4	5	6
WOOD e BANNO (1973)	45	61	58	53	97	80
BANNO (1974)	126	134	130	119	144	113
SAXENA e NEHRU (1975)	298	287	271	241	240	189
SAXENA (1976)	360	330	290	230	240	190
MORI (1977)	88	133	133	124	255	199
WELLS (1977)	93	105	101	93	127	101
HERZBERG (1978)	142	151	147	135	165	129
ΔT_e	333	289	332	358	274	273

colare la scarsa conoscenza dei parametri termodinamici e delle occupanze dei siti alle diverse temperature. Finora poco lavoro è stato svolto in tal senso, ed è quindi auspicabile un notevole contributo di studi volti alla determinazione, in campioni naturali, della reale ripartizione di tutti gli elementi nei siti cristallografici dei pirosseni. Tali studi presuppongono la riequilibratura di coppie cpx-opx nell'intervallo di T di interesse petrologico, nell'ipotesi che la reazione intercrystallina avvenga, come come nelle intracrystalline, in tempi realizzabili sperimentalmente. Sulla base di questi dati e di una più accurata valutazione dei parametri termodinamici, sarà possibile affrontare con mezzi adeguati lo studio delle correlazioni tra ripartizioni misurate a T ambiente e storia termica.

BIBLIOGRAFIA

- BANNO S. (1974) - Use of partial solution of multi-component equilibria. Case study on pyroxene-bearing assemblages. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 97, 108-116.
- BASSO R., DELLA GIUSTA A. (1980) - Geothermometry of spinel peridotites: a comparative evaluation based on X-ray determined cations partition. N. Jb. Miner. Abh., 139, 254-264.
- CIMMINO F., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. (1976) - Petrology of ultramafic xenoliths in fissure alkali basalts of the Assab region (Afar, Ethiopia). Rend. Soc. It. Miner. Petr., 32, 561-577.
- ERNST W. (1978) - Petrochemical study of lherzolitic rocks from the western Alps. J. Petrology, 19, 341-392.
- ERNST W., PICCARDO G.B. (1979) - Petrogenesis of some Ligurian peridotites - I. Mineral and bulk-rock chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 183-187.
- HERZBERG C. (1978) - Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 945-957.
- KRETZ R. (1968) - Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. Jour. Geology, 71, 773-785.
- MCCALLISTER R., FINGER L., OHASHI Y. (1976) - Intracrystalline Fe²⁺-Mg equilibria in three natural Ca-rich clinopyroxenes. Amer. Miner., 61, 671-676.
- MORI T. (1977) - Geothermometry of spinel lherzolites. Contr. Mineral. and Petrol., 59, 261-279.

- PICCARDO G. B., OTTONELLO G. (1978) - *Partial melting effects on coexisting minerals compositions in upper mantle xenoliths from Assab (Ethiopia)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., 34, 499-526.
- SAXENA S. (1976) - *Two pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution*. Amer. Miner., 61, 643-652.
- SAXENA S., NEHRU C. (1975) - *Enstatite-diopside solvus and geothermometry*. Contr. Mineral. and Petrol., 49, 259-267.
- SINIGOI S., COMIN-CHIARAMONTI P., ALBERTI A. (1980) - *Phase relations in the partial melting of the Baldissero spinel-ilherzolite (Ivrea-Verbano zone, western Alps, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., 75, 111-121.
- VIRGO D., HAFNER S. (1969) - *Fe²⁺, Mg order-disorder in heated orthopyroxenes*. Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap., 2, 67-81.
- VIRGO D., HAFNER S. (1970) - *Fe²⁺, Mg order-disorder in natural orthopyroxenes*. Amer. Miner., 55, 201-223.
- WELLS P. (1977) - *Pyroxene thermometry in simple and complex systems*. Contr. Mineral. and Petrol., 62, 129-139.
- WOOD B., BANNO S. (1973) - *Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems*. Contr. Mineral. and Petrol., 42, 109-124.