

COMPOSITION CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES MEGACRISTAUX ET DES DIAMANTS DES KIMBERLITES DU KUNDELUNGU (ZAÏRE)

Donna Mbwelele KAMPATA¹, Daniel DEMAIFFE², Jan HERTOGEN³,
Jules MOREAU¹ & Peter. H. NIXON⁴

(7 figures & 5 tableaux)

1. Laboratoire de Géologie et Minéralogie, Université Catholique de Louvain, 3.Place L. Pasteur, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique.
2. Pétrologie et Géodynamique Chimique, CP160/02, Université Libre de Bruxelles, Av.F.D. Roosevelt, 50, 1050 Bruxelles, Belgique.
3. Afdeling Fysico-Chemische Geologie, Katholieke Universiteit Leuven, Celestijnenlaan 200C, 3001 Leuven-Heverlee, Belgium.
4. Dept of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK.

RESUME. Les pipes kimberlitiques étudiés affleurent sur les bordures Est et Ouest du plateau du Kundelungu suivant deux grands alignements de direction Nord-Sud. Les kimberlites du Kundelungu contiennent des mégacristsaux d'olivine, de pyroxène, de grenat et d'ilménite inclus dans une matrice sombre constituée d'olivine, de spinelle, de pérovskite, de monticellite, de carbonate et de serpentine. Ces kimberlites recèlent peu de diamant et contiennent des enclaves ultramafiques (péridotites, élogites, etc.) et crustales (gneiss, micaschistes, etc.). Le liquide en équilibre avec les diopsides est de nature plutôt basaltique que kimberlitique, alors que le liquide en équilibre avec les grenats est beaucoup plus enrichi en terres rares légères. La composition isotopique des diopsides indique un rapport Sm/Nd comparable à celui de la kimberlite «hôte». Cependant leur rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est légèrement faible. Le grenat a été très vraisemblablement contaminé en Sr et l'orthopyroxène en Sr et Nd. La composition isotopique en carbone des diamants montre une large gamme des valeurs de $d^{13}\text{C}$ (-24,5 à -4,5‰) correspondant à ceux du type-P (péridotitique) et du type-E (élogitique).

MOTS-CLES: Kimberlites, mégacristsaux, diamants, élogites, lherzolites, Kundelungu, Shaba.

ABSTRACT. The studied kimberlitic pipes are located on the East-West borders of Kundelungu plateau following two North-South alignments. The Kundelungu kimberlites contain megacrysts of olivine, pyroxene, garnet and ilmenite. The megacrysts are placed in a rich dark matrix made up of olivine, spinel, perovskite, monticellite, carbonate, and serpentine. These rocks contain some diamonds and also ultramafic (peridotites, eclogites, etc.) and crustal inclusions (gneiss, micaschists, etc.). The parental equilibrium liquid with diopsides was unlike the kimberlite but have been similar to that of alkali basalts. The parental equilibrium liquid with garnet was much more enriched in LREE. The low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the diopsides indicate that they can be derived from a source more depleted in Rb, but the Sm/Nd ratio is comparable to the source of «host» kimberlite. The garnets are probably contaminated by Sr, but without modification with respect to Nd. However, the orthopyroxene is resulted from a selective contamination in Sr and Nd. The isotopic composition of diamonds shows a large ranges of values of $d^{13}\text{C}$ (-24,5 to -4,5‰) which correspond to P-type (peridotitic) or E-type (eclogitic) diamonds.

KEYWORDS: Kimberlites, megacrysts, diamonds, eclogites, lherzolites, Kundelungu, Shaba.

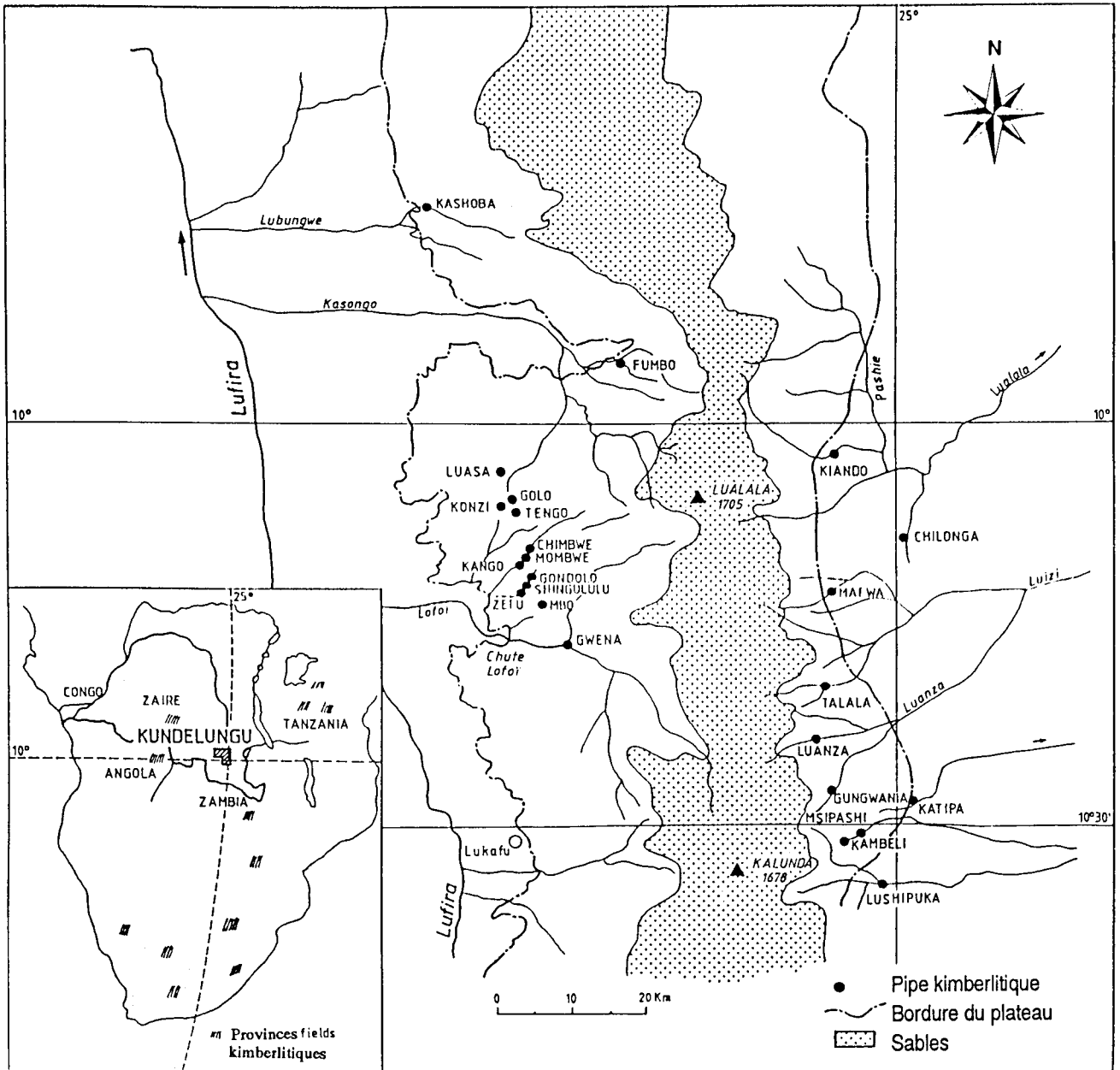


Figure 1. Localisation de la région étudiée et des pipes kimberlitiques du Kundelungu.

1. INTRODUCTION

Une vingtaine de pipes kimberlitiques affleurent sur une superficie d'environ 250 km² aux bords Est et Ouest du Haut plateau du Kundelungu (fig. 1). On distingue deux groupes de pipes alignés suivant une direction nord-sud. L'âge radiométrique de ces kimberlites n'est pas connu. Mais elles sont probablement crétaées comme la majorité des kimberlites du subcontinent d'Afrique centrale et australe (Dawson, 1980).

Les kimberlites du Kundelungu, comme tant d'autres kimberlites au monde, contiennent des mégacristaux (minéraux de plus de 1 cm de diamètre) et des enclaves ultramafiques et crustales (Nixon & Boyd, 1973; Boyd & Clement, 1977; Egger *et al.*, 1979; Gurney *et al.*, 1979; Garrison & Taylor, 1980; Jones, 1987). Les mégacristaux les plus fréquents au Kundelungu sont l'olivine, le grenat, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et l'ilménite. Le mica et le diamant sont des minéraux rares dans ces kimberlites. Le problème de l'origine des mégacristaux et éventuellement leur relation génétique avec le magma kimberlitique se pose. S'agit-il de xéno-cristaux (Boyd & Nixon, 1973; Nixon & Boyd, 1973;

Pasteris, 1980) ou de phénocristaux (Dawson & Stevens, 1975; Egger *et al.*, 1979; Gurney *et al.*, 1979; Garrisson & Taylor, 1980)? Les enclaves ultramafiques observées sont du type lherzolites, harzburgites et wehrlites. Les éclogites, les dunités et les pyroxénites sont moins représentées.

Les mégacristsaux et les enclaves ultramafiques des kimberlites du Kundelungu ont fait l'objet d'une étude antérieure axée sur la minéralogie et les conditions P-T de formation (Kampata *et al.* sous presse). La présente étude est basée sur la composition en éléments en traces (particulièrement les terres rares) et la composition isotopique du Sr et du Nd des mégacristsaux et des nodules ultramafiques. Elle concerne également la composition isotopique du carbone des diamants.

2. ECHANTILLONS ET METHODES UTILISEES

Nous avons analysé les éléments en traces et certains isotopes des mégacristsaux (quatre diopsides, trois grenats, un orthopyroxène et une ilménite), des enclaves ultramafiques (une herzolite et une éclogite) ainsi que la composition isotopique du carbone de sept cristaux de diamant. L'analyse des éléments majeurs des minéraux a été effectuée par microsonde électronique à l'Université Catholique de Louvain (analyste: J. Wautier) et une partie à l'Université de Leeds, U.K. (analyste: E. Condliffe). Les éléments en traces ont été analysés à l'ICP (JY 38 VHR équipé d'un polychromateur) de l'Ecole Supérieure des Mines de Saint Etienne tandis que les terres rares ont été dosées par activation neutronique (INNA) à la K.U.Leuven, Belgique (analyste: Prof. J. Hertogen). Les mesures de composition isotopique du strontium et du néodyme ont été réalisées par spectrométrie de masse (type FINNIGAN MAT 260 et VG SECTOR 54) à l'Université Libre de Bruxelles (analystes: Prof. D. Demaiffe). L'analyse isotopique du carbone a été déterminée sur le CO₂ obtenu par combustion du diamant à 1000°C en présence de cuivre et les mesures du rapport ¹³C/¹²C ont été réalisées par spectrométrie de masse (VG SIRA 10) à l'Université de Leeds (U.K.).

3. COMPOSITION CHIMIQUE DES MEGACRISTAUX ET DES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES

3.1. MEGACRISTAUX

Le terme «mégacrystal» est utilisé pour décrire tout minéral dont la taille dépasse 1 cm de diamètre; nous écartons ainsi toute interprétation génétique. La forme arrondie et les fissures suggèrent que ces

minéraux ont subi des tensions, probablement une friction lors de l'ascension du magma kimberlitique vers la surface.

3.1.1. Olivine

Les olivines macrocristallines sont généralement arrondies et fissurées. Leur taille dépasse parfois 3 cm de diamètre. Certaines olivines montrent une extinction onduleuse due à des tensions et d'autres affichent une texture de recristallisation (mozaïque) qui indique l'ampleur des tensions subies par les grains. La fourchette des valeurs en Fo (89,4 - 92,5% mol) est assez restreinte; elle n'est pas différente de celle des olivines de la matrice. L'olivine étant très pauvre en éléments en terres rares, n'a pas été analysée.

3.1.2. Orthopyroxène

Il se présente en grains monocristallins, arrondis ou aplatis, dont la taille peut atteindre 8 cm de diamètre (échantillon: MsO2). La couleur varie du brun grisâtre au vert brunâtre. Deux groupes se dessinent (fig. 2) sur base de leur teneur en fer et en calcium (Kampata *et al.*, sous presse). Le premier groupe **G1** comprend les enstatites (Fs_{5,1}En_{94,6}Wo_{0,3} à Fs_{8,9}En_{90,1}Wo₁) très pauvres en calcium et le second groupe **G2** constitue les bronzites (Fs_{7,1}En_{90,8}Wo_{2,2} à Fs_{9,1}En_{88,1}Wo_{2,8}). L'orthopyroxène analysé (MsO2) pour les éléments en trace est une bronzite vert pâle et de forme arrondie (environ 8 cm). Elle contient 89,2% moléculaire d'enstatite et 2,5% moléculaires de wollastonite (tab. 1). Ce minéral est pauvre en éléments en traces (Sc = 3,7 ppm; Ta = 0,094 ppm)

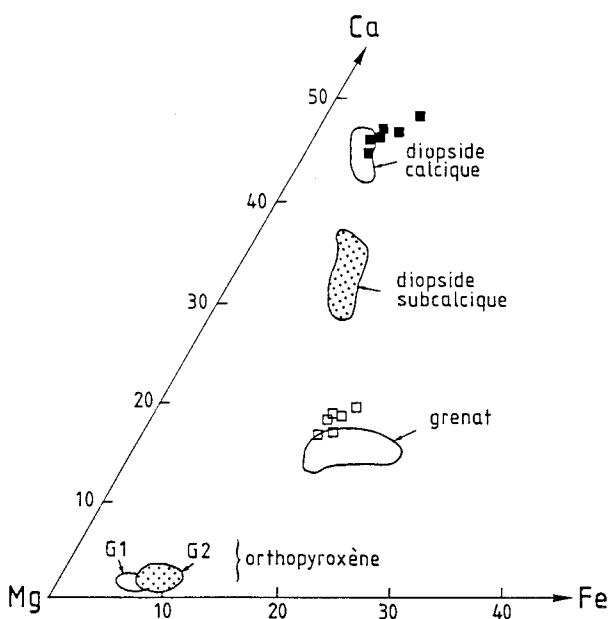


Figure 2. Composition des mégacristsaux de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de grenat des kimberlites du Kundelungu. Les carrés ouverts et fermés représentent les minéraux des enclaves péridotitiques.

Tableau 1. Composition des mégacristaux (orthopyroxène, clinopyroxène, grenat et ilménite) du Kundelungu. OPX= Orthopyroxène; GRT= Grenat; ILM= Ilménite; CPX= Clinopyroxène; Gw= Gwena; Ms= Msipashi; Ze= Zefu; Analyse par microsonde électronique (UCL); Fe₂O₃ calculé par balance des charges (Afifi & Essene, 1988).

Echantillons Espèce	MSO2 OPX	ZECPX1 CPX	ZECPX2 CPX	ZECPX3 CPX	MSCPX2 CPX	MSGR GRT	ZEGR1 GRT	ZEGR2 GRT	MS21 ILM
SiO ₂	55,78	53,67	53,66	54,3	53,58	41,45	41,95	41,43	0
TiO ₂	0,13	0,18	0,28	0,28	0,28	0,79	0,71	0,72	52,08
Al ₂ O ₃	1,23	5,10	4,29	2,46	2,60	20,7	20,97	20,98	0,49
Cr ₂ O ₃	0,22	1,56	0,95	0,78	0,79	2,95	2,43	2,41	0,51
Fe ₂ O ₃	0,11	3,37	2,62	2,44	2,78	0,88	0,95	1,16	8,33
FeO	5,45	0,05	1,21	2,1	1,74	7,04	7,21	7,04	26,79
MnO	0,12	0,07	0,11	0,08	0,10	0,33	0,32	0,22	0,19
MgO	32,84	15,79	16,79	19,77	19,23	20,76	20,8	21,02	11,37
CaO	1,3	15,73	15,95	15,71	15,50	4,95	4,9	4,84	tr
Na ₂ O	0,21	3,42	2,72	1,62	1,77	tr	tr	tr	tr
K ₂ O	0,02	0,02	0,05	0,04	0,06	tr	tr	tr	tr
PF	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	97,41	98,96	98,61	99,57	98,35	99,85	99,24	99,82	99,76
Nombre d'ions sur base de	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	24(O)	24(O)	24(O)	3(O)
Si	1,974	1,939	1,948	1,954	1,952	5,934	5,898	5,924	0
Ti	0,003	0,005	0,008	0,008	0,006	0,085	0,077	0,077	0,911
Al	0,051	0,217	0,173	0,104	0,111	3,492	3,559	3,535	0,013
Cr	0,006	0,044	0,027	0,022	0,006	0,334	0,284	0,273	0,009
Fe ⁺³	0,003	0,092	0,071	0,066	0,023	0,094	0,103	0,125	0,153
Fe ⁺²	0,161	0,001	0,037	0,063	0,076	0,843	0,869	0,841	0,514
Mn	0,004	0,002	0,003	0,002	0,003	0,040	0,039	0,027	0,004
Mg	1,733	0,850	0,909	1,060	1,044	4,431	4,466	4,480	0,394
Ca	0,049	0,609	0,620	0,606	0,605	0,759	0,756	0,742	tr
Na	0,014	0,240	0,199	0,103	0,125	tr	tr	tr	tr
K	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	tr	tr	tr	tr
Wo	2,5	39,2	37,8	33,7	34,0				
En	89,2	54,7	55,4	59,0	58,6				
Fs	8,3	6,1	6,8	7,3	7,4				

y compris les terres rares (tab. 2) dont les teneurs normalisées par rapport aux chondrites en La et Yb sont respectivement de 4,4 et 0,16 (fig. 3). Le profil de distribution des terres rares montre un fractionnement des terres rares avec un rapport (La/Yb)_N de 27,1, ce qui est différent des mégacristaux d'orthopyroxène des basaltes alcalins appauvris en terres rares légères (Irving & Frey, 1984; Harte, 1983).

3.1.3. Clinopyroxène

Ce minéral se présente, lui aussi, en grains monocristallins, fracturés. La forme des grains est arrondie ou discoïdale et la couleur varie du vert

émeraude au vert grisâtre. La taille des grains varie de 0,4 à 2,6 cm de diamètre. Deux groupes de clinopyroxènes peuvent être distingués (fig. 2) sur base de leur pourcentage moléculaire en wollastonite (Wo): les diopsides calciques (42,4 et 47,2% Wo) et les diopsides subcalciques (32,9 et 39,6% Wo). Les clinopyroxènes analysés pour les éléments en traces (ZeCPX1, ZeCPX2, ZeCPX3, MsCPX2) sont des diopsides subcalciques. Leur teneur en Wo ne dépasse pas 39,2% (tab. 1), ce qui est typique des clinopyroxènes de haute température (Schulze, 1984). Leur teneur en éléments en traces, particulièrement en terres rares (tab. 2) est comprise dans la fourchette des valeurs connues pour les mégacristaux

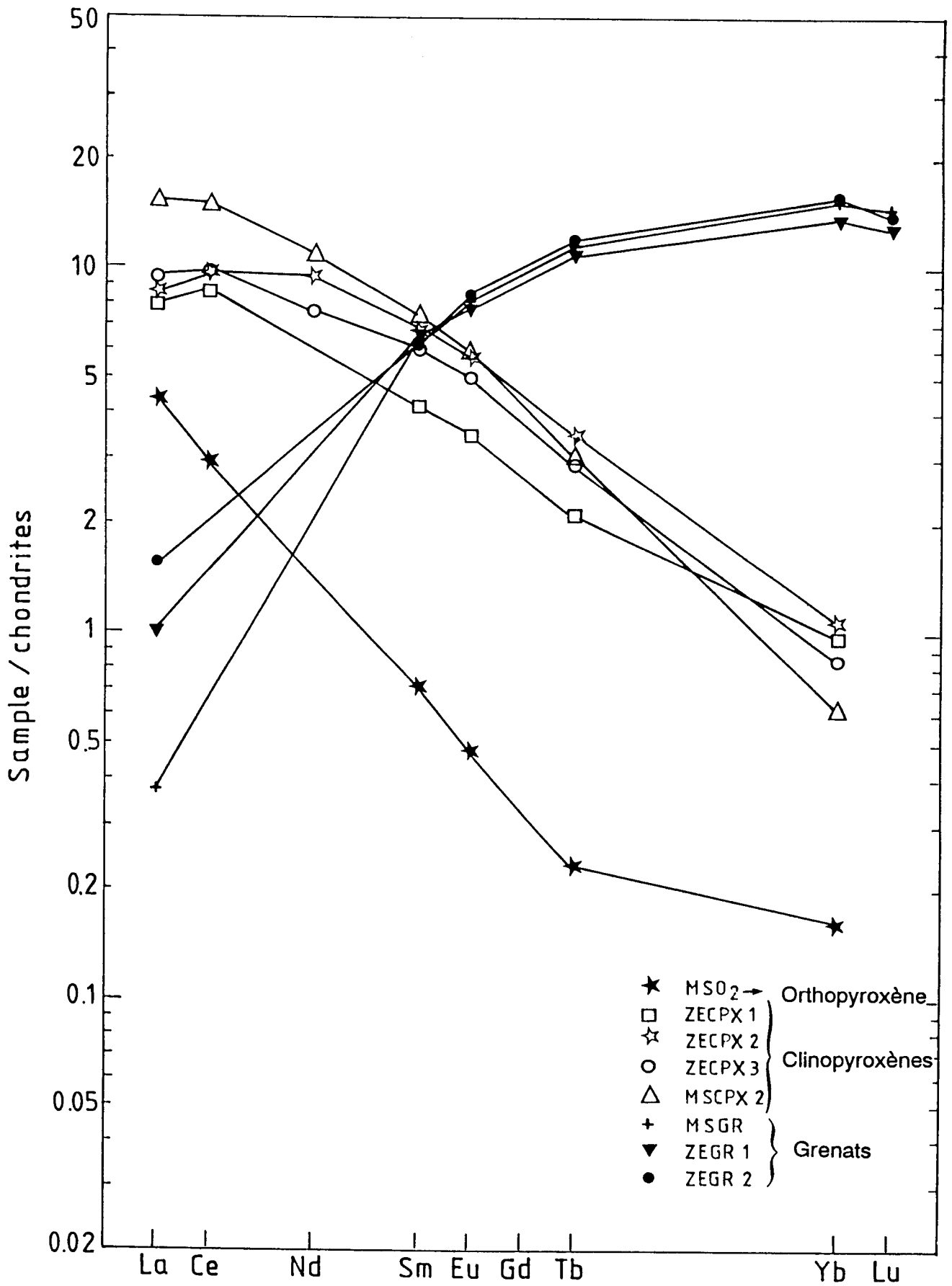


Figure 3. Diagrammes d'abondance des terres rares normalisées aux chondrites des mégacristsaux des kimberlites du Kundelungu.

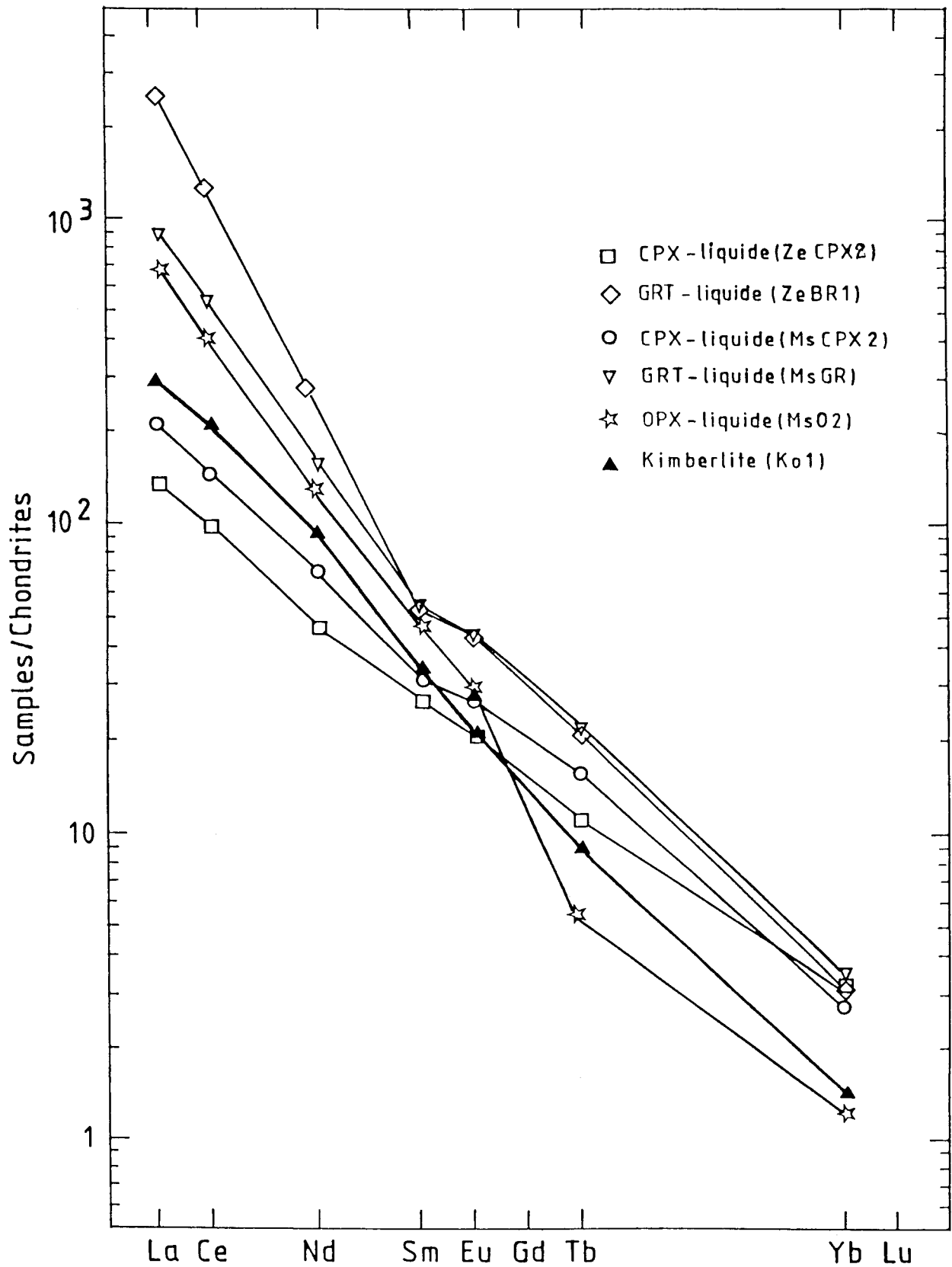


Figure 4. Diagrammes d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites des enclaves ultramafiques des kimberlites du Kundelungu. Ko1 est une kimberlite prise comme référence (Kampata, 1993).

Tableau 2. Eléments majeurs (% en poids) et éléments en traces (ppm) des mégacristaux et des enclaves ultramafiques.

OPX= Orthopyroxène; GRT= Grenat; ILM= Ilménite; CPX= Clinopyroxène; Gw= Gwena; Ms= Msipashi; Ze= Zefu; Analyse des éléments majeurs et des traces des enclaves par fluorescence RX et INNA; *analyse par dilution isotopique, ** Fe₂O₃ comme fer total; Fe₂O₃ calculé par balance des charges (Afifi & Essene, 1988).

Echantillons Espèce	MSO2 OPX	ZECPX1 CPX	ZECPX2 CPX	ZECPX3 CPX	MSCPX2 CPX	MSGR GRT	ZEGR1 GRT	ZEGR2 GRT	MS21 ILM	Eclogite Gw4	Iherzolite Ms-LH1
SiO ₂	55,78	53,67	53,66	54,3	53,58	41,45	41,95	41,43	0	46,38	42,63
TiO ₂	0,13	0,18	0,28	0,28	0,28	0,79	0,71	0,72	52,08	0,60	0,11
Al ₂ O ₃	1,23	5,10	4,29	2,46	2,60	20,7	20,97	20,98	0,49	11,39	2,29
Cr ₂ O ₃	0,22	1,56	0,95	0,78	0,79	2,95	2,43	2,41	0,51	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,11	3,37	2,62	2,44	2,78	0,88	0,95	1,16	8,33	8,34**	10,69**
FeO	5,45	0,05	1,21	2,1	1,74	7,04	7,21	7,04	26,79	-	-
MnO	0,12	0,07	0,11	0,08	0,10	0,33	0,32	0,22	0,19	0,20	0,09
MgO	32,84	15,79	16,79	19,77	19,23	20,76	20,8	21,02	11,37	14,60	37,91
CaO	1,3	15,73	15,95	15,71	15,50	4,95	4,9	4,84	Tr	12,61	1,97
Na ₂ O	0,21	3,42	2,72	1,62	1,77	Tr	Tr	Tr	Tr	1,62	1,83
K ₂ O	0,02	0,02	0,05	0,04	0,06	Tr	Tr	Tr	Tr	1,33	0,06
P.F.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,26	2,01
TOTAL	97,41	98,96	98,61	99,57	98,35	99,85	99,24	99,82	99,76	100,33	99,59
Sc	3,7	19,4	29	18,8	14,1	88	88	91	23,7	42,8	3,8
Cr	933	10155	-	6212	5020	17992	16966	16131	1420	316	1843
Co	76	28	28,1	30,6	41	48,8	48,5	49,7	160	53,8	70
Rb	1,54*	1,62*	7,15*	1,74*	0,78*	4,98*	2,79*	<16	<15	1,75	2,83
Sr	10,51*	84,3*	96,1*	113*	125,3*	2,49*	5,29*	<180	<500	162	17,1
Y	n,d	16	n,d	n,d	n,d	n,d	27	n,d	n,d	23	5
Zr	n,d	27	n,d	n,d	n,d	n,d	67	n,d	n,d	37	14,5
Ba	<50	<200	<100	<70	<60	<100	<150	<150	<100	<200	<40
Hf	0,17	0,45	2,8	0,61	0,36	1,66	1,7	1,82	13,7	0,77	0,11
Ta	0,094	0,11	0,29	0,46	0,27	0,12	0,079	0,12	162	0,80	0,38
Th	0,21	0,17	0,33	0,18	0,23	<0,2	<0,3	0,35	<0,5	0,85	0,35
U	0,11	0,58	1,18	1,1	0,29	<0,3	0,3	<0,3	<0,2	<0,15	0,38
La	1,5	2,7	2,9	3,2	5,2	0,13	0,35	0,52	<0,06	7,5	2,8
Ce	2,6	7,6	8,7	8,7	13,2	<2	<3	<1,1	<0,4	16,8	5
Nd	<1,5	<3	6,2	4,9	7,1	<5	<6	<4	<0,5	7,4	1,2
Sm	0,15	0,87	1,44	1,25	1,56	1,33	1,33	1,32	<0,01	1,94	0,27
Eu	0,039	0,28	0,47	0,4	0,48	0,68	0,66	0,66	<0,15	0,72	0,08
Tb	0,012	0,11	0,18	0,15	0,16	0,60	0,58	0,61	<0,1	0,53	0,03
Yb	0,037	0,22	0,24	0,19	0,14	3,40	3,10	3,40	<0,05	2,55	0,04
Lu	<0,03	<0,03	<0,06	<0,08	<0,06	0,51	0,46	0,48	<0,05	0,37	<0,02
(La/Yb) _n	27,1	8,2	8,1	11,3	18,3	0,025	0,075	0,1	-	1,96	50,6

(Cr-poor clinopyroxenes) sud-africains et américains (Sprigg, 1988; Jones, 1987; Mitchell, 1987; Alibert & Albarède, 1988). Les profils de distribution des terres rares présentent globalement un fractionnement en terres rares légères avec un aplatissement entre Ce et Nd (fig. 3); cette allure est typique des diopsides subcalciques des kimberlites (Harte 1983; Jones, 1987). Il faut souligner que les diopsides de basaltes

alcalins montrent une grande variation des teneurs en terres rares légères, mais la forme convexe des profils reste semblable, ce qui souligne que ces diopsides ont probablement réagi avec le liquide kimberlitique plus enrichi en terres rares légères qui a pu légèrement accru leurs teneurs en ces éléments (surtout MsCPX2). Les clinopyroxènes provenant des

Tableau 3. Composition calculée des liquides parentaux hypothétiques supposés en équilibre avec les mégacristaux (orthopyroxène, clinopyroxène et grenat). OPX= Orthopyroxène; CPX= Clinopyroxène; GRT= Grenat; Kd pour GRT et OPX; Irving & Frey (1978, 1984); Kd pour CPX; Maaloe & Hertogen (dans Fieremans *et al.*, 1984).

Terres Rares	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb
CPX (ZeCPX3)	3,2	8,7	4,9	1,25	0,4	0,15	0,19
CPX (ZeCPX2)	5,2	13,2	7,1	1,56	0,48	0,16	0,14
OPX (Ms02)	1,5	2,6	<1,5	0,15	0,039	0,012	0,037
GRT (ZeGR1)	0,35	<3	<6	1,33	0,66	0,58	3,1
GRT (MsGR)	0,13	<2	<5	1,33	0,66	0,61	3,4
Kd (diopside)	0,07	0,1	0,16	0,22	0,24	0,26	0,26
Kd (orthopyroxène)	0,006	0,007	0,0113	0,018	0,022	0,035	0,113
Kd (grenat)	0,0004	0,006	0,02	0,12	0,19	0,53	4,4
Liquide-ZeCPX3	45,7	87	30,6	5,7	1,67	0,58	0,73
Liquide-ZeCPX2	74,3	1,32	44,4	7,1	2	0,62	0,54
Liquide-Ms02 (OPX)	250	347	192	8,6	1,8	0,34	0,32
Liquide-ZeGR1	875	1112,5	133	11,1	3,5	1,09	0,7
Liquide-MsGR	325	510	114	11,1	3,5	1,15	0,8

kimberlites sud-africaines montrent souvent une allure similaire (Jones, 1987).

3.1.4. Grenat

Ce minéral est, lui aussi, abondant et la taille des grains atteint facilement jusqu'à 3 cm de diamètre. La couleur est variable allant du rouge foncé au rose en passant par le lilas. Les grenats du Kundelungu se classent en deux groupes (fig. 2) suivant leur teneur en Cr (Kampata *et al.* sous presse): le premier est relativement riche en Cr (2,55 à 7,44% Cr₂O₃) et le second est pauvre en Cr (0,36 à 2,43% Cr₂O₃). Les trois grenats analysés (MsGR, ZeGR1 et ZeGR2) montrent une composition assez constante en traces sauf les terres rares légères (tabs. 1 & 2), particulièrement le La (0,13 à 0,52 ppm), ce qui fait varier le rapport (La/Yb)_N entre 0,025 et 0,1. Les courbes de distribution (fig. 3) des terres rares montrent une pente faible au niveau des terres rares lourdes (Sm-Yb), puis une distribution en éventail au niveau des terres rares légères (La_N= 14 à 15). L'allure générale des profils est comparable à celles des mégacristaux de grenats pauvres en Cr qu'on trouve dans les kimberlites (Eggler *et al.*, 1979; Kramers *et al.*, 1981; Jones, 1987).

3.1.5. Ilménite

Les grains d'ilménite sont monocristallins ou polycristallins. Leur taille peut facilement atteindre plus de 3 cm de diamètre et la forme est souvent arrondie. La variation dans la composition chimique des ilménites est liée à la susceptibilité magnétique des

grains (Kampata *et al.* sous presse); les ilménites diamagnétiques (ou non magnétiques) sont riches en geikielite (24,62 à 43,43% mol. MgTiO₃) et pauvres en hématite (5,05 à 17,26% mol. Fe₂O₃) tandis que les ilménites paramagnétiques (ou magnétiques) sont pauvres en geikielite (10,66 à 22,84% mol. MgTiO₃) et riches en hématite (19,80 à 38,39% mol. Fe₂O₃). Dans certains cas, les ilménites montrent un zonage souligné par un enrichissement en magnésium: le coeur du cristal est homogène tandis que sa périphérie montre une composition similaire à celle des ilménites de la matrice (Kampata, 1993). Un seul grain d'ilménite (Ms21) a été analysé pour les éléments en traces (tabs.1 & 2). Les teneurs en Ta (162 ppm), Hf (13,7 ppm), Sc (23,7 ppm) et Co (160 ppm) tombent dans la fourchette des valeurs obtenues pour les ilménites kimberlitiques de Monastery (Jones, 1987; Moore *et al.*, 1992). Les autres éléments (terres rares) ont des teneurs inférieures à la limite de détection (tab. 2).

3.1.6. Liquides en équilibre avec les mégacristaux

Nous avons utilisé les teneurs en terres rares des mégacristaux pour calculer, à partir des coefficients de distribution des terres rares, les teneurs dans le liquide hypothétique qui aurait été en équilibre avec les mégacristaux. Le but est de comparer l'abondance en terres rares dans ce liquide hypothétique avec celle des kimberlites elles-mêmes. Les coefficients de partage utilisé pour le clinopyroxène, le grenat et l'orthopyroxène sont repris de Irving & Frey (1978, 1984). La composition des liquides parentaux

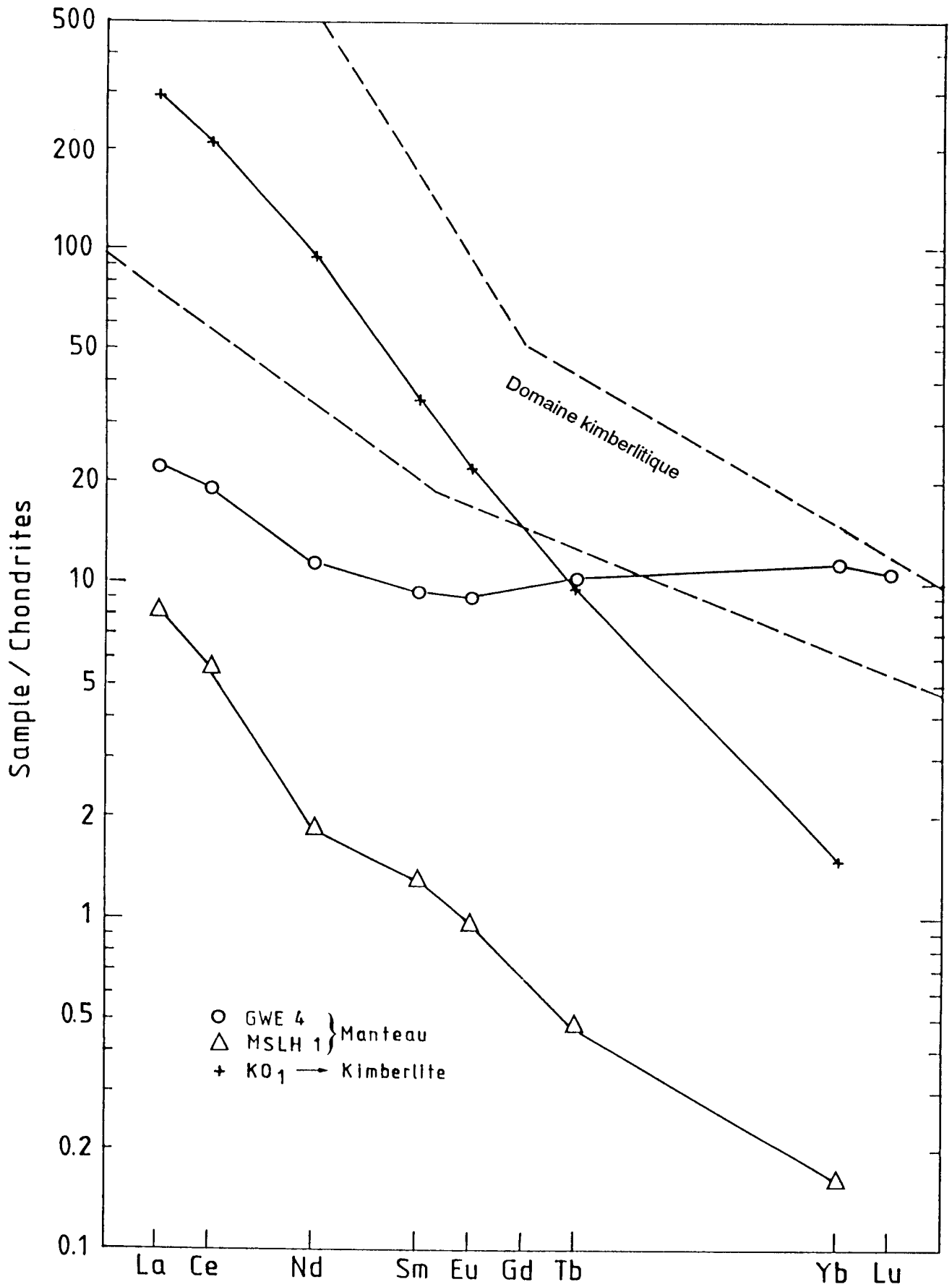


Figure 5. Courbes d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites calculées pour les liquides en équilibre avec les mégacristaux des kimberlites du Kundelungu. Ko1 est une kimberlite prise comme référence (Kampata, 1993).

hypothétiques calculée et supposée en équilibre avec les mégacristsaux est donnée dans le tableau 3 et les courbes de distribution des terres rares dans ces liquides sont illustrées par la figure 4. Les liquides en équilibre avec les deux diopsides (ZeCPX2 et MsCPX2) sont enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. L'allure des profils est semblable à celle du liquide qui aurait été en équilibre avec le diopside de Monastery Mine (Jones, 1987). Les rapports $(La/Yb)_N$ sont plus faibles (40 et 45) que celui de la kimberlite de Konzi (Ko1 avec $(La/Yb)_N = 200$) prise comme référence. Ces liquides sont typiques des basaltes alcalins (Wilson, 1963). Les liquides en équilibre avec l'orthopyroxène (Liq.MsO2) et les grenats (Liq.ZEGR1 et Liq.MSGR) sont beaucoup plus enrichis en terres rares légères (tab. 3); les rapports $(La/Yb)_N$ montrent un fractionnement plus important des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (269 à 827 pour les deux grenats et de 518 pour l'orthopyroxène). Ces rapports sont plus élevés que ceux des kimberlites-hôtes (Kampata, 1993). Il faut souligner que les profils des liquides en équilibre avec les deux grenats sont très raides et superposables au niveau des terres rares lourdes. Celui du liquide en équilibre avec l'orthopyroxène est aussi très raide, mais très appauvri en terres rares lourdes. L'homogénéité dans la composition chimique en terres rares lourdes des grenats indiquent qu'ils ont cristallisé dans un même liquide très enrichi en ces éléments, mais la différence au niveau de terres rares légères (La) pouvant être due à la contamination par la kimberlite.

3.2. ENCLAVES ULTRAMAFIQUES

Les enclaves des kimberlites du Kundelungu sont soit crustales (gneiss, micaschiste, grès rouge, quartzite...), soit mantelliques (péridotite, éclogite...). Les enclaves mantelliques sont souvent de petite taille (moins de 1cm) et sont bien conservées dans la kimberlite. Leur forme est souvent arrondie, ce qui indique qu'elles ont subi une usure par le magma kimberlitique et un frictionnement lors de la montée vers la surface. Les résultats des études géothermobarométriques (Kampata, 1993) ont montré des températures allant de 768 à 1387°C et des pressions de 28 à 61 kb pour les péridotites et de 786 à 894°C pour des pressions de 30 à 35 kb pour les éclogites. Les diopsides montrent des températures d'équilibre de 992 à 1300°C et des pressions allant de 44,5 à 67,1 kb. Ces conditions P-T indiquent que la source des kimberlites du Kundelungu se trouverait à plus de 190 km de profondeur (source asthénosphérique). Deux enclaves ultramafiques, la lherzolite (Ms-LH1) et l'éclogite (GWE4) ont été analysées. L'étude pétrographique a montré que la lherzolite avait une texture déformée, caractéristique des lherzolites fertiles (sheared nodules), et que l'éclogite était bi-mi-

nérale (grenat et omphacite). La composition chimique de ces enclaves ultramafiques est aussi reportée dans le tableau 2. Nixon *et al.* (1981) ont subdivisé les lherzolites des kimberlites sud-africaines en deux groupes: l'un enrichi («fertile lherzolite») enrichie en CaO (>1%), Al_2O_3 (>3%) et ayant un rapport $(La/Yb)_N$ entre 1 et 3 et l'autre, appauvrie («depleted lherzolite») avec CaO (<1%), Al_2O_3 (<3%) et un rapport $(La/Yb)_N$ inférieur à 7. Cette classification ne concorde pas souvent avec celle qui est basée sur la texture des enclaves lherzolitiques (Cox *et al.* 1987). La lherzolite (Ms-LH1) a une composition chimique en éléments majeurs similaire aux lherzolites fertiles de Thaba Putsoa, Lesotho (Boyd & Nixon, 1973), c'est-à-dire riche en Fe, Al et Ca. Sa composition en éléments de transition est typique des roches ultramafiques (Cr=1843 ppm; Co=70 ppm), mais les teneurs en terres rares de l'échantillon sont beaucoup plus importantes. Ceci est bien mis en évidence sur le profil de distribution des terres rares qui est raide et un rapport $(La/Yb)_N$ égale à 50,6 (fig. 5). L'éclogite (GWE4) montre une texture et une composition minéralogique similaires à celles des éclogites de Robert Victor Mines (RSA) décrites par Lappin & Dawson (1975). Les teneurs en Al_2O_3 (11,4%), en Na_2O (1,62%) et K_2O (1,33%) sont similaires à celles des éclogites bi-minérales (Hatton & Gurney, 1987). La courbe de distribution en terres rares de cette éclogite montre un enrichissement en terres rares légères ($La_N=23$), probablement dû à une contamination par la kimberlite (fig. 5).

En conclusion, on peut remarquer que les enclaves ultramafiques et les mégacristsaux montrent un léger enrichissement en terres rares légères; ceci serait probablement dû à un échange avec la kimberlite plus enrichie en ces éléments. Jones (1987) a observé ce même phénomène d'échange entre les mégacristsaux et les kimberlites sud-africaines «hôtes».

4. COMPOSITION ISOTOPIQUE DU SR ET DU ND DES MEGACRISTAUX ET DES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES

Sept mégacristsaux ont été analysés en Sr (un orthopyroxène, quatre clinopyroxènes et deux grenats); parmi ceux-ci, quatre échantillons ont été analysés pour le Nd (tab. 3). De plus, deux nodules ultramafiques ont été également analysés en Sr et en Nd.

Les mégacristsaux de pyroxène sont des diopsides subcalciques (ZeCPX1, ZeCPX2, ZeCPX3, MsCPX2); le seul échantillon d'orthopyroxène (MsO2) est une bronzite.

Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux calculés à 70 Ma sont faibles pour les diopsides (0,70340-0,70407),

Tableau 4. Composition isotopique du Sr et du Nd des mégacristaux et des enclaves mantelliques. Rb et Sr par fluorescence RX (MRAC); Sm et Nd par INNA (KUL). Les concentrations notées* ont été déterminées par dilution isotopique (ULB). Les rapports mesurés ont plus ou moins 2 σ_m ; $\epsilon_{Nd} = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_i / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} - 1] * 10^4$.

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) mesuré	* $2\sigma_m$	($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$)	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _i (70Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mesuré	* $2\sigma_m$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i (70 Ma)	ϵ_{Nd} (70Ma)
Mégacristaux													
Ms02 (OPX)	1.5*	10.5*	0.70756	3	0.41312	0.70715	0.14	0.91	0.512447	18	0.063	0.5124	-2.8
ZeCPX1	1.62*	84.3*	0.70362	2	0.0556	0.70356							
ZeCPX2	7.15*	96.1*	0.70428	3	0.2152	0.70407	1.44	6.2	0.512747	15	0.1404	0.51268	+2.6
ZeCPX3	1.74*	114*	0.70396	4	0.0442	0.70392							
MsCPX2	0.78*	125*	0.70342	3	0.0180	0.70340	1.56	7.1	0.512731	10	0.1328	0.51267	+2.3
ZeGR1	2.79*	5.29*	0.71261	4	1.5274	0.71109							
MsGR	4.98*	2.49*	0.71226	10	5.7918	0.70641	1.4	2.02	0.512806	7	0.419	0.51261	+1.3
Nodules mantelliques													
LH-Ms1	2.83	17.1	0.70544	5	0.4789	0.70496	0.27	1.2	0.512744	13	0.136	0.51261	+1.1
Gwe4	1.75	162	0.70636	2	0.0313	0.70635	1.94	7.4	0.51268	10	0.1585	0.51267	+2.3

légèrement inférieurs à ceux des kimberlites-hôtes (0,70393-0,70487) (Kampata, 1993). Une observation similaire avait déjà été faite par Weis & Demaiffe (1985) pour les mégacristaux de diopside des kimberlites du Kasai (Zaïre). Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial calculé sur deux diopsides est très proche (0,51267-0,51268). Les valeurs ϵ_{Nd} des diopsides sont positives (+2,3 et +2,6) et comparables à celles des kimberlites (+2,1 à +4). Ces valeurs indiquent que les diopsides proviennent d'une source plus appauvrie en Rb mais comparable en Sm/Nd à la source de la kimberlite-hôte. Ils ne sont donc pas strictement cogénétiques avec cette kimberlite et ne correspondent pas à des phénocristaux.

L'orthopyroxène, par contre, présente un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé (0,70715) et un ϵ_{Nd} légèrement négatif (-2,8). Il proviendrait d'une source mantellique légèrement enrichie ou résulterait d'une contamination crustale (fig. 6).

Les deux grenats analysés (ZeGR1 et MsGR) montrent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial élevé (0,70641-0,71109) et l'échantillon (MsGR) a un rapport initial Nd de 0,51261 ($\epsilon_{Nd} = +1,3$) (tab. 3). La position du grenat dans le quadrant supérieur droit du diagramme ϵ_{Nd} - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pourrait s'expliquer par une contamination crustale en Sr seul, sans modification du Nd (fig. 6), ce processus fait déplacer le point sur une horizontale vers la droite dans le diagramme ϵ_{Nd} - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cette contamination sélective peut se comprendre vu les très basses teneurs en Sr des grenats (5,3 et 2,5 ppm).

Deux nodules ultramafiques, (lherzolite LH-MS1 et éclogite GWE4) montrent un rapport initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) légèrement plus élevé (0,70494 et 0,70635) que la kimberlite et des valeurs ϵ_{Nd} positives (+1,1 et +2,3). Ces valeurs isotopiques sont très voisines des nodules provenant du manteau supérieur (Hawkesworth *et al.*, 1984; Nixon & Neal, 1987); mais, de nouveau, leur position dans le quadrant supérieur

droit du diagramme ϵ_{Nd} - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pourrait suggérer une contamination crustale pour le Sr seul.

5. COMPOSITION ISOTOPIQUE DU CARBONE DES DIAMANTS

Les diamants étudiés ont été récoltés dans les concentrés de cours d'eau (rivières Gwena et Msipashi) et sont semblables à ceux décrits par Verhoogen (1938). La taille des cristaux varie entre 2,8 et 4,4 mm et la couleur est jaune verdâtre, gris et gris métallique (tab. 5). Leur forme est cubique, octaédrique, ou irrégulière. L'échantillon GwO5 est constitué par deux cristaux accolés.

Depuis les travaux initiaux de Craig (1953) et Wickman (1956), l'étude isotopique du carbone des diamants s'est considérablement développée. Le rapport $d^{13}\text{C}$ a généralement une valeur comprise entre -3 et -8‰ (Deines *et al.*, 1991; Harris, 1987); mais des valeurs de $d^{13}\text{C}$ inférieures à -8‰ ont été signalées dans quelques occurrences comme au Lesotho (-20,5‰, Smirnov *et al.*, 1979), en Russie (-30‰, Sobolev, 1984), au Premier Mine, RSA (-18,6‰) Deines, 1980), et à Mir (-32,3‰, Kovalskii & Cherskii, 1972).

Suivant les assemblages minéralogiques en inclusion dans les diamants, on distingue deux types principaux de diamant: les diamants du type-P ou péridotitique et les diamants du type-E ou écolitique. Il existe une relation entre ces assemblages minéralogiques et la composition isotopique de carbone du diamant (Sobolev *et al.*, 1979; Deines *et al.*, 1984). Dans notre cas, le nombre restreint d'échantillons du diamant n'a pas permis d'aborder l'étude des inclusions minérales. Les diamants du type-P montrent généralement des valeurs de $d^{13}\text{C}$ allant de -9 à -2‰ comparables à celles des carbonatites et du CO_2 d'origine volcanique tandis que les diamants du type-E ont des valeurs de $d^{13}\text{C}$ qui sont beaucoup plus dispersées et comprises entre +5‰ et

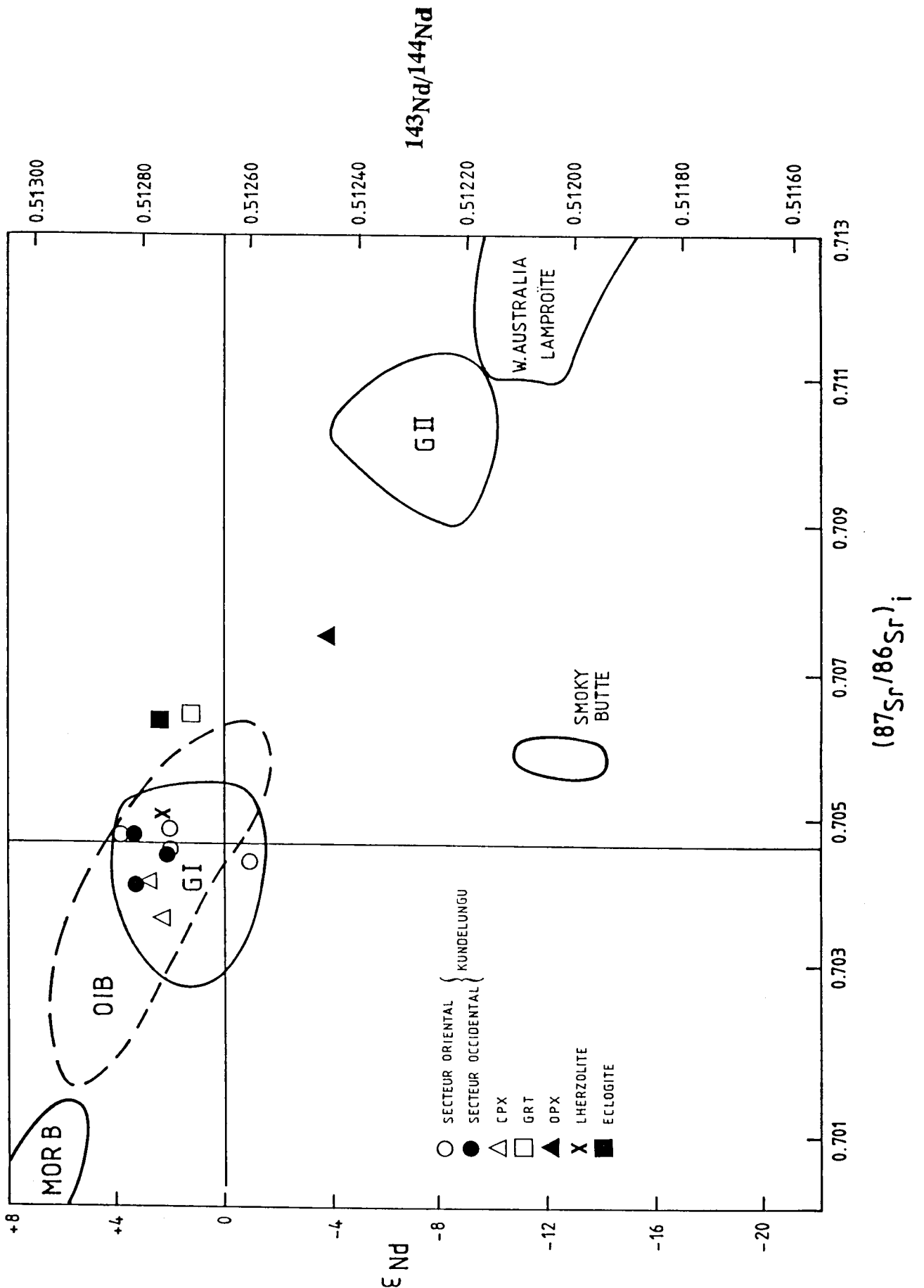


Figure 6. Diagramme $\epsilon_{Nd} - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ des mégacristaux et des nodules ultramafiques. Comparaison avec les données des tholéiites océaniques (MORB), des basaltes alcalins océaniques (OIB) (Wilson, 1989), de deux groupes des kimberlites et des roches ultrapotassiques (lamproïtes de Ouest d'Australie et de Smoky Butte, dans Mitchell, 1986).

Tableau 5. Composition isotopique du carbone des diamants provenant des kimberlites du Kundelungu.

$$\delta^{13}\text{C} = (R_{\text{échantillon}}/R_{\text{standard}} - 1) * 1000; R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}; \text{PDB comme standard.}$$

Echantillons	Dimension en mm	Fragments analysés	Couleur	Forme	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ valeur par analyse	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ valeur moyenne
Gw01	3.00	Gw01a	gris jaunâtre	cube surface rugueuse	-7.88	-8.42
		Gw01b			-6.67	
		Gw01c			-10.72	
Gw02	4.20	Gw02a	gris	dodécaèdre (cassé)	-8.14	-6.39
		Gw02b			-6.13	
		Gw02c			-7.91	
		Gw02d			-5.54	
Gw03	3.00	Gw03a	gris	dodécaèdre	-7.99	-6.94
		Gw03b			-7.24	
		Gw03c			-7.23	
		Gw03d			-5.30	
Gw04	3.00	Gw04a	gris	dodécaèdre	-8.60	-7.58
		Gw04b			-7.49	
		Gw04c			-7.35	
		Gw04d			-6.89	
Gw05	2.80	Gw05a	gris	irrégulière et globuleuse	-18.03	-10.57
		Gw05b			-13.46	
		Gw05c			-11.59	
		Gw05d			-9.44	
		Gw05e			-7.99	
		Gw05f			-7.46	
		Gw05g			-8.53	
Gw05i	-9.04					
Ms06	4.40	Ms06a	gris métallique	cube	-6.78	-5.28
		Ms06b			-5.08	
		Ms06c			-5.00	
		Ms06d			-4.47	
		Ms06e			-5.05	
Ms07	3.20	Ms07a	gris métallique	octaèdre à coins arrondis	-24.50	-22.79
		Ms07b			-21.46	
		Ms07c			-21.96	
		Ms07d			23.74	
		Ms07e			-24.07	
		Ms07f			-23.71	
		Ms07g			-20.06	

-34,4‰. L'interprétation de cette large gamme des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ fait encore l'objet de débat, mais elle reflète l'hétérogénéité du manteau dans lequel le diamant s'est formé (Deines *et al.*, 1991).

Les résultats d'analyse effectuée sur les fragments de sept cristaux de diamants sont présentés dans le tableau 5. Ces diamants montrent une large gamme de valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ qui est comprise entre -24,5 et -4,5‰ (fig. 7). Si on ne tient pas compte de deux diamants (Ms07 et Gw05), toutes les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ tombent dans une gamme assez restreinte (-5,27 à -8,42‰). Cette gamme de valeurs est en accord avec la composition des diamants du type-P. Les deux grains Ms07 et Gw05 ont des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -11,59 et -24,5‰. Le cas de l'échantillon Gw05 est particulier car il s'agit de deux cristaux accolés dont l'un est très appauvri en ^{13}C (-

18.03 à -11.59‰) et l'autre moins appauvri voire normal (-9.61 à -7.46‰).

Laptev *et al.* (1978) et Deines (1980) ont admis que la large gamme des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ n'est pas produite par un fractionnement isotopique, mais plutôt par l'hétérogénéité de la source du carbone. Dans nos échantillons, la variation de $\delta^{13}\text{C}$ à l'intérieur d'un même cristal est comprise entre 1.7 à 3.9‰, sauf pour l'échantillon Gw05 qui montre un écart de 10.55‰ entre les valeurs extrêmes dans le même cristal. Javoy *et al.* (1984) ont trouvé un écart de 0.62 à 5.8‰ dans les cristaux de diamant du Kasai. Ces auteurs interprètent cette variation de $\delta^{13}\text{C}$ comme une conséquence de la croissance lente du cristal dans des conditions supersaturées.

Les carbonates des kimberlites en général montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -10 et -6‰;

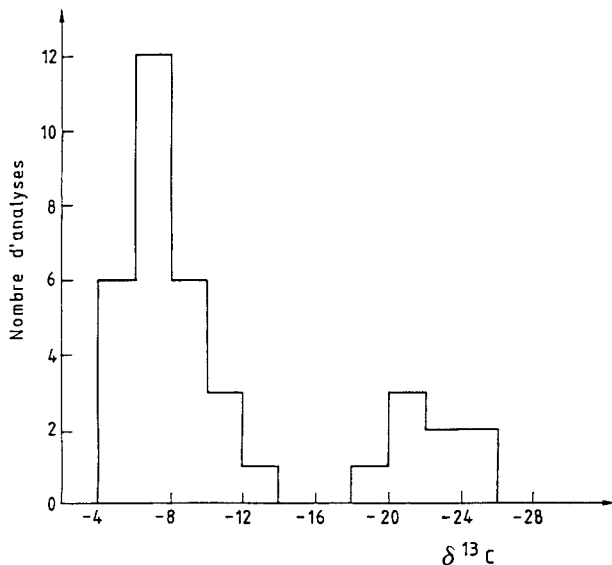


Figure 7. Variation de la composition isotopique de carbone des diamants du Kundelungu en comparaison à celle des diamants de Mbuji-Mayi (Javoy *et al.* 1984), des diamants du type-P et du type-E (Deines *et al.* 1984) et des basaltes de rides médio-océaniques «MORB» (Taylor, 1986)

ils sont isotopiquement similaires aux carbonates carbonatitiques (+2 à -8‰; Deines, 1987) et aux basaltes du type «MORB» (-1 à -10‰; Taylor, 1986). Ces valeurs sont comparables à celles obtenues dans les diamants du type-P. Or les valeurs comprises entre -5‰ et -7‰ sont considérées comme représentant le carbone primitif qui aurait une composition isotopique relativement constante dans le manteau. Ceci indique que les kimberlites et les diamants péridotitiques ont une source de carbone similaire. Cette source serait probablement l'asthénosphère. Les valeurs de $d^{13}C$ (-34 et +2‰) observées dans les diamants du type-E sont comparables à celles des carbones organiques ($d^{13}C$ environ -30‰). Ces diamants proviendraient d'un matériel source qui a transité dans les parties superficielles de la terre, c'est-à-dire probablement un matériel dérivé de la croûte océanique qui aurait subi une subduction et aurait été recyclé (Kirkley & Gurney, 1989; Gurney *et al.*, 1991).

6. RELATION ENTRE LES MEGACRISTAUX ET LA KIMBERLITE «HÔTE»

La présence ubiquiste des mégacristaux dans les kimberlites montre qu'il doit exister un certain lien entre ces minéraux et la kimberlite hôte. L'origine des mégacristaux et leurs relations avec le magma kimberlitique sont toujours sujets de discussion. S'agit-il de phénocristaux de la kimberlite ou plutôt de xénocristaux?

Les uns soutiennent que les mégacristaux seraient des phénocristaux qui auraient cristallisé dans le magma kimberlitique à grande profondeur (Dawson & Stevens, 1975; Egger *et al.*, 1979; Garrisson & Tatlor, 1980; Gurney *et al.*, 1979). D'autres, par contre, pensent que ce sont des xénocristaux c'est-à-dire des minéraux sans lien génétique avec la kimberlite (Boyd & Nixon, 1973; Nixon & Boyd, 1973; Pasteris, 1980; Jones, 1987); ils auraient cristallisé dans un autre magma (inconnu) ou seraient tout simplement des minéraux provenant de la désagrégation d'enclaves mantelliques.

Dans le cas présent, l'hypothèse «phénocristale» est problématique du fait que certains minéraux comme les clinopyroxènes présentent une fourchette trop large de température d'équilibre (1000-1450°C) si on doit considérer qu'ils proviennent d'un même magma. Par ailleurs, les rapports isotopiques de ces minéraux sont significativement différents de ceux de la kimberlite-hôte, excluant donc un lien co-génétique direct.

L'hypothèse que les mégacristaux sont des minéraux de péridotites désagrégées, est contrariée par la granulométrie des grains. En fait, les minéraux des péridotites ont souvent une taille inférieure à 0,5 cm tandis que les mégacristaux peuvent atteindre plus de 13 cm (Egger & McCallun, 1976). Il est impensable que ces minéraux puissent provenir de la désagrégation des enclaves mantelliques. Les espèces minérales qui constituent les enclaves ultramafiques sont minéralogiquement semblables à la population des mégacristaux, mais leur composition chimique est parfois très différente. Nixon & Boyd (1973) et Pasteris (1980) sur base de la dimension des grains et de leur homogénéité chimique, suggèrent que ces mégacristaux proviendraient d'un magma partiellement cristallisé dans la zone à faible vitesse (low velocity zone) et coexisteraient avec les lherzolites déformées sans qu'il y ait équilibre entre eux. Ce magma partiellement cristallisé serait la source de la kimberlite. Il est toutefois difficile de concevoir des gradients de température aussi large (300-400°C) pour des minéraux d'un même magma.

Les données isotopiques présentées sur les mégacristaux montrent donc qu'ils ne sont pas strictement en équilibre isotopique avec les kimberlites-hôtes au moment de leur emplacement. Les clinopyroxènes sont les plus proches isotopiquement des kimberlites; leur rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ est légèrement plus faible. Les grenats et l'orthopyroxène ont très vraisemblablement été contaminés: en Sr pour le grenat et en Sr et Nd pour le l'orthopyroxène. Il est cependant curieux de noter que ces minéraux sont généralement présents dans les kimberlites partout où elles existent. Nous pensons dès lors qu'il

doit exister une liaison qui reste à définir, entre les mégacristsaux (pyroxènes, grenats, ilménites, etc.) et la kimberlite. Jones (1987) a suggéré que les mégacristsaux pourraient être des phénocristsaux dans un magma précurseur de la kimberlite appelé protokimberlitique; l'évolution de ce magma aurait donné naissance au magma kimberlitique proprement dit par des processus de fractionnement et d'assimilation lithosphérique. L'idée de l'existence d'un magma protokimberlitique avait déjà été proposée par Fieremans *et al.* (1984). Si cette hypothèse devait être rejetée, il faudrait admettre que les mégacristsaux sont des xénocristsaux. Les arguments suivants sont en faveur d'une origine xénocristalline:

- Le liquide parental hypothétique qui aurait été en équilibre avec les mégacristsaux (diopside, grenat et orthopyroxène) n'est pas kimberlitique, mais il est plutôt d'affinité basaltique et/ou néphélinitique.

- Certains mégacristsaux d'ilménite sont zonés avec un enrichissement en MgO en bordure et un coeur homogène. Cette bordure est interprétée comme le résultat d'une réaction entre les mégacristsaux et le liquide kimberlitique: le coeur des mégacristsaux n'étaient donc pas en équilibre avec la kimberlite.

En se basant sur les données géochimiques et isotopiques des mégacristsaux, on peut admettre que ceux-ci sont issus d'un liquide appauvri en Sr et en Nd, légèrement plus appauvri que celui des kimberlites. Il est fort possible que ces mégacristsaux n'aient pas cristallisé dans le liquide kimberlitique.

7. CONCLUSION

Les mégacristsaux les plus fréquents dans les kimberlites du Kundelungu sont le grenat, l'olivine, le pyroxène (clinopyroxène et orthopyroxène) et l'ilménite. Leurs caractères optiques (extinction onduleuse) et la forme arrondie des grains montrent que les mégacristsaux ont subi des contraintes ou un transport.

Les enclaves des kimberlites du Kundelungu sont soit d'origine crustale (gneiss, micaschiste, grès rouge, quartzite...), soit d'origine mantellique (péridotite, éclogite...). Les enclaves mantellique, souvent de petite taille (moins de 1 cm), sont aussi conservées dans la kimberlite, ce qui signifie que le magma kimberlitique s'est mis en place très vite avec un refroidissement rapide. Les conditions P-T déterminées sur les enclaves et les diopsides indiquent que la source des kimberlites du Kundelungu se trouverait à plus de 190 km de profondeur (source asthénosphérique).

Se basant sur les compositions chimiques et isotopiques des mégacristsaux, il apparaît que ces minéraux ne sont pas strictement en équilibre isotopique avec les kimberlites-hôtes au moment de leur mise en place. L'origine xénocristalline des mégacristsaux est aussi favorisée par le fait que le liquide parental hypothétique calculé à partir des coefficients de partage n'est pas kimberlitique.

Les enclaves ultramafiques sont des fragments de roches du manteau supérieur que le magma kimberlitique a remonté vers la surface. La teneur en terres rares de la lherzolite (Ms-LH1) est similaire à celle observée dans les lherzolites enrichies tandis que l'éclogite (GW4) montre une composition similaire aux éclogites bi-minérales de Robert Victor Mines. Ces enclaves ultramafiques sont légèrement contaminées en Sr d'où les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus ou moins élevées que la kimberlite-hôte.

La composition isotopique des diamants du Kundelungu montre une large gamme des valeurs de $d^{13}\text{C}$ (-24,5 à -4,5‰) qui correspondent aux diamants du type-P et du type-E. La variation de $d^{13}\text{C}$ dans un cristal est de 1,71 à 3,94‰, excepté l'échantillon GW05 qui est formé de deux diamants (type-P et type-E) accolés. Cette variation est expliquée par différents processus de croissance du diamant et/ou par des réservoirs distincts du carbone.

8. BIBLIOGRAPHIE

- AFIFI, A.M. & ESSENE, E.J., 1988. Minfile program (Copyright Microsoft Corp.) Department of Geological Sciences, Univ. Michigan, USA.
- ALIBERT, C. & ALBAREDE, F., 1988. Relationships between mineralogical, chemical and isotopic properties of some north american kimberlites. *J. Geophys. Res.*, 93: 7643-7671.
- BOYD, F.R. & NIXON, P.H., 1973. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. *In: Nat. Dev. Corp. Maseru (ed.). Lesotho kimberlites*, 39-47.
- BOYD, F.R. & CLEMENT, C.R., 1977. Compositional zoning of olivines in kimberlites from the De Beers Mine, Kimberley, South Africa. *Carnegie Inst. Wash. Yearbk.*, 75: 485-487.
- CRAIG, H., 1953. The geochemistry of stable carbone isotopes. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 3: 53-92.
- COX, J.K.G., SMITH, M.R. & BESWETHRICK, S., 1987. Texturale studies of garnets lherzolites: evidence of exsolution origin from high-temperature harzburgites. *In: P.H. NIXON (ed.). Mantle xenoliths*, John Wiley et sons, New York, 537-550.
- DAWSON, J.B., 1980. *Kimberlites and their Xenoliths*. 252p. Springer-Verlag, Berlin.
- DAWSON, J.B. & STEVENS, W.E., 1975. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *J. Geol.*, 83: 589-607.
- DEINES, P., 1980. The carbon isotopic composition of diamonds: Relationship to diamond shape, color, occurrence and vapour composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 943-961.
- DEINES, P., GURNEY, J.J. & HARRIS, J.W., 1984. Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from the Finsch and Premier kimberlites, South. Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 325-342.

- DEINES, P., HARRIS, J.W. & GURNEY, J.J., 1991. The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffiefontein kimberlites, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2615-2625.
- EGGLER, D.H., MACCALLUM, M.E. & SMITH, C.B., 1979. Megacryst assemblages in kimberlites from northern Colorado and southern Wyoming. In: F.R. BOYD AND H.O.A. MEYER (eds.). *The mantle samples, Amer. Geophys. Union, Washington*, 198-213.
- FIEREMANS, M., HERTOGEN, J. & DEMAIFFE, D., 1984. Petrography, geochemistry and strontium isotopic composition of the Mbuji-Mayi and Kundelungu kimberlites. In: J. KORNPROBST (ed.) *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, Developments in Petrology 11A, Elsevier Press, New York, 107-120.
- GARRISSON, J.R. & TAYLOR, L.A., 1980. Megacrysts and xenoliths in kimberlite, Elliot County Kentucky: a mantle sample from beneath the Appalachian plateau. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15: 27-42.
- GURNEY, J.J., JAKOB, W.R.O. & DAWSON, J.B., 1979. Megacrysts from the Monastery kimberlite pipe, South Africa. In: F.R., BOYD AND H.O.A., MEYER (eds.). *The mantle samples, inclusions in kimberlites and other volcanics*, Amer. Geophys. Union, Washington, 104-126.
- GURNEY, J.J., MOORE, R.O., OTTER, M.L., KIRKLEY, M.B., HOPS J.J. & MCCANDLESS T.E., 1991. Southern African Kimberlites and their xenoliths. In: A.B. KAMPUNZU & R.T. LUBALA (eds). *Magmatisme in Extensional Structural Setting: The Phanerozoic Africa plate*, Springer-Verlag, Berlin, 495-536.
- HARRIS, J.W., 1987. Recent physical chemical and isotopic research of diamond. In: P.H. NIXON (ed.). *Mantle xenoliths*, John Wiley et sons, New York, 477-450.
- HARTE, B., 1983. Mantle peridotites and processes - the kimberlite sample. In: C.J. HAWKESWORTH & M.J., NORRY (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Nantwich, Cheshire, 46-91.
- HARTE, B. & GURNEY, J.J., 1981. The mode of formation of Cr poor megacryst suites from kimberlites. *J. Geol.*, 89: 749-753.
- HATTON, C.J.G & GURNEY, J.J., 1987. Robert Victor eclogites and their relation to the mantle. In: P.H. NIXON (ed.). *Mantle xenoliths*, John Wiley et sons, New York, 453-464.
- HAWKESWORTH, C.J., ROGERS, N.W., VAN CALSTEREN, P.W.C. & MENZIES, M.A., 1984. Mantle enrichment processes. *Nature*, 280: 28-31.
- IRVING, A.J. & FREY, F.A., 1978. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 771-787.
- IRVING, A.J. & FREY, F.A., 1984. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 1201-1221.
- JAVOY, M., PINEAU, F. & DEMAIFFE, D., 1984. Nitrogen and carbon isotopic composition in diamonds from Mbuji-Mayi (Zaire). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 399-412.
- JONES, R.A., 1987. Sr and Nd isotopic and rare earth element evidence for the genesis of megacrysts in kimberlites of South Africa. In: P.H. NIXON (ed.), *Mantle xenoliths*, John Wiley et sons, New York, 711-724.
- KAMPATA, M.D., 1993. Minéralogie et géochimie des kimberlites du Haut plateau du Kundelungu (Shaba, Zaire). Thèse de doctorat Univ. Cath. Louvain, Belgique (Non publié).
- KAMPATA, M.D., DEMAIFFE, D., HERTOGEN, J., MOREAU, J., MVUEMBA, N.F. & CONDLIFFE, E., 1994. Megacrysts and ultramafiques xenoliths from Kundelungu kimberlites (Shaba, Zaire). In: Université de Lubumbashi (ed). *Geology and mineral resources of Central and Southern Africa*, (sous presse).
- KIRKLEY, M.B. & GURNEY, J.J., 1989. Carbon isotope modelling of biogenic origins for carbon in eclogitic diamonds. In Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference Kimberlites and Related Rocks, Vol.2, *Geol. Assoc. Australia Spec. Publ. No.14*: 264-281.
- KOVALSKII, V.V. & CHERSKII, F., 1972. The carbon isotope composition of diamonds. *Geologiya i geofizika*, 9: 10-15.
- KRAMERS, J.D., SMITH, C.B., LOCK, N., HARMONS R. & BOYD, F.R., 1981. Can kimberlite be generated from ordinary mantle? *Nature*, 291: 53-56.
- LAPPIN, M.A. & DAWSON, J.B., 1975. Two Roberts Victor cumulate eclogites and their equilibration. *Phys. Chem. Earth*, 9: 351-365.
- LAPTEV, V.A., IVANOVSKAYA, I.N. & GALIMOV, E.M., 1978. Investigation of the fractionation of carbon isotopes in the process of diamond synthesis. In: SOVIET ACADEMY OF SCIENCES (eds) *Seventh all-Soviet symposium on stable isotopes geochemistry*. abstract, 95, Soviet Academy of Sciences, Moscow.
- MITCHELL, R.H., 1986. *Kimberlites: Mineralogy Geochemistry and Petrology*, 443p. Plenum Press. New York and London.
- MITCHELL, R.H., 1987. Megacrysts in kimberlites from the Gibeon field Namibia. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 157: 267-283.
- MOORE, R.O. GRIFFIN W.L., GURNEY, J.J., RYAN, C.G., COUSENS, D.R. SIE, S.H. & SUTER, G.F., 1992. Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite South Africa, *Lithos*, 29: 1-18.
- NIXON, P.H. & BOYD, F.R., 1973. The discrete nodule association in kimberlites in northern Lesotho. In: P.H. NIXON (ed). *Lesotho kimberlites*, Lesotho Nat. Dev. Corp. Maseru, 39-47.
- NIXON P.H. & NEAL C.R., 1987. Ontong Java Plateau: deep-seated xenoliths from thick oceanic lithosphere. In: P.H. NIXON (ed.). *Mantle xenoliths*, John Wiley et sons, New York, 335-344.
- NIXON, P.H., ROGERS, N.W., GIBSON, I.L. & GREY, A., 1981. Depleted and fertile mantle xenoliths from Southern African kimberlites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9: 285-309.
- NIXON, P.H., VAN CALSTEREN, P.W.C., BOYD, F.R. & HAWKESWORTH C.J., 1987. Harzburgites with garnets of diamond facies from southern African kimberlites. In: P.H. NIXON (ed.). *Mantle xenoliths*, John Wiley et sons, New York, 523-533.
- PASTERIS, J.D., 1980. The significance of groundmass ilmenite and megacryst ilmenite in kimberlites, South Africa. *Mineral. Mag.*, 23: 277-286.
- SCHULZE, D.J., 1984. Cr-poor megacrysts from the Hamilton Branch kimberlite Elliot County Kentucky. In: J. KORNPROBST (ed.) *Kimberlites II: Kimberlites and related rocks*, Developments in Petrology 11A, Elsevier Press, New York: 97-108.
- SOBOLEV, N.V., 1984. Crystalline inclusions in diamonds from New South Wales. In: J.E. Glover, P.G. Harris (eds) kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration, Univ. West. Australia, 213-236.
- SOBOLEV, N.V., GALIMOV, E.M., IVANOSKAYA, I.N. & YEFIMOVA, E.S., 1979. The carbone isotope compositions of diamonds containing crystallographic inclusions, *Dokl. Akad. SSSR*, 249: 1217-1220.
- SMIRNOV, G.I., MOFOFLO, M.M., LEROTHOLI, P.M., KAMINSKY, F.V., GALIMOV, E.M. & IVANOVSKAYA, I.N., 1979. Isotopically light carbon in diamonds from some kimberlite pipes in Lesotho, *Nature*, 278 630.
- SPRIGG, A.J., 1988. An isotopic and geochemical study of kimberlites and associated alkaline rocks from Namibia, 308p. Ph.D. Thesis, The University of Leeds (non publié).
- TAYLOR, B.E., 1986. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H, and S. In: J.W. Valley, H.P., Taylor & J.R., O'Neil (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Mineral. Soc. Am. Sepc. Publ. 16: 185-219.
- VERHOOGEN, J., 1938. Les pipes de kimberlites de Katanga, *Ann. Serv. Mines. du C.S.K. Pub.* vol. 9: 1-50.
- WEIS, D. & DEMAIFFE, D., 1985. A depleted mantle source for kimberlites from Zaire: Nd, Sr. and Pd isotopic evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73: 269-277.
- WICKMAN, F.E., 1956. The cycle of carbon and the stable carbon isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9: 136-153.
- WILSON, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian islands, *Can. J. Phys.*, 41: 863-70.
- WILSON, M., 1989. Igneous petrogenesis: a global approach, Unwin Hyman, London, 466.