

Intrusions tardives dans le socle du forage scientifique de Sancerre-Couy

Étude des lamprophyres paléozoïques à olivine Rôle des fluides dans les assemblages secondaires

Christiane WAGNER ⁽¹⁾, Danielle VELDE ⁽¹⁾, Jean-Louis JORON ⁽²⁾

Mots-clés : Lamprophyre, Analyse majeurs, Analyse élément-trace, Terre rare, Olivine, Donnée microsonde électronique, Primaire, Phase fluide, Frange réactionnelle (Coronite), Cher département (Sondage GPF Sancerre-Couy), Bassin parisien.

Introduction

Le sondage de Sancerre-Couy a traversé vingt niveaux qui pourraient, d'après leurs caractéristiques géophysiques, correspondre à des filons de lamprophyres. Seuls quatre filons ont été échantillonnés aux profondeurs de 1 375 m, 2 989 m (carotte K14), 3 313 m (K18) et 3 453 m (K21). La mise en place des filons de lamprophyres a été datée du Stéphanien (A.-M. Hottin et J.-Y. Calvez, 1988).

L'épaisseur des filons varie de un à quelques mètres. L'échantillon le moins profond est très altéré tandis que les trois autres sont exceptionnellement frais. Cette condition, ainsi que la présence de reliques d'olivine non altérée est rare dans des lamprophyres paléozoïques. Seules deux occurrences de lamprophyres paléozoïques contenant de l'olivine fraîche ont été signalées : en Bohême (M. Fisera, 1974) et dans les restes d'une coulée au Sud-Ouest de l'Angleterre (W.-G. Tidmarsh, 1932) où l'olivine coexiste avec de l'analcime en grands cristaux.

Composition chimique

Conditions d'analyse :

Les éléments majeurs et quelques éléments traces ont été analysés par fluorescence X (Y, Nb, V and Zn), tandis que les terres rares et les autres éléments mineurs l'ont été par activation neutronique.

Ces lamprophyres sont des minettes calco-alkalines (N.M.S. Rock, 1987), potassiques ($K_2O/Na_2O = 3-4$), non hyperalkalines ($(Na + K)/Al = 0,7-0,8$) et riches en Mg ($Mg/(Mg + Fe) = 0,75$). Les caractéristiques chimiques (tabl. 1) sont identiques pour tous les échantillons étudiés à l'exception de l'échantillon altéré

1 375 qui montre une perte au feu plus élevée (8 % au lieu de 2-2,6 %), une teneur plus forte en Al_2O_3 et plus faible en MgO. Les concentrations en éléments hygromagmaphiles sont élevées (Rb = 309 ppm, Ba = 2 566 ppm, Th = 28 ppm (éch. K14). Le profil dit « spidergram » (fig. 1 a) montre des concentrations 100 fois plus élevées que celles des MORB pour les alcalins, alcalino-terreux et Th et des teneurs moins fortes pour Zr, Hf et Sm ($4 \times$ MORB) et Ce ($10 \times$ MORB). Les teneurs en terres rares légères sont élevées (200 fois les chondrites) et le profil régulier (La/Yb = 26) ne montre pas d'anomalie en Eu (fig. 1 b). Ces caractères les rapprochent des shoshonites (R.-N. Thompson *et al.*, 1989), en revanche, les teneurs en Ni et Cr sont très fortes et voisines de celles rencontrées dans les minettes à olivine récentes du Colima (J.-F. Luhr *et al.*, 1989) et dans les lamproïtes d'Espagne (G. Venturelli *et al.*, 1984).

Les lamprophyres de Couy ont une composition chimique similaire à celle de certains lamprophyres hercyniens des Îles Anglo-normandes (C. Turpin *et al.*, 1988) et du Devonshire (M.-E. Cosgrove, 1972) mais sont différents, chimiquement et minéralogiquement, des lamprophyres hercyniens du Morvan (C. Turpin *et al.*, 1988).

Les caractéristiques majeures de ces roches peuvent être résumées ainsi : des teneurs élevées en Mg, Ni et Cr typiques de magmas primaires mantelliques ; des teneurs en Ti et terres rares lourdes voisines de celles d'un manteau appauvri (type MORB) ; de fortes concentrations en éléments hygromagmaphiles et terres rares légères caractéristiques d'un manteau enrichi ; des anomalies négatives en Ta et Nb, un fait habituel des laves liées aux zones de subduction. L'ensemble de ces caractéristiques géochimiques traduit vraisemblablement la contribution de plusieurs composants dans la région source du magma lamprophyrique, contribution qu'il est difficile de préciser sans analyses isotopiques.

(1) Université de Paris VI, Laboratoire de Pétrologie Minéralogique, URA 736 du CNRS, Paris.

(2) Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire Pierre Süe, CNRS, Gif-sur-Yvette.

SiO ₂ (wt%)	51,66	Or	32,03
Al ₂ O ₃	11,38	Ab	14,04
Fe ₂ O ₃	0,69	An	6,92
FeO	6,26	Ne	0,69
MgO	10,87	Di	14,52
CaO	7,03	Hd	4,51
Na ₂ O	1,81	Fo	14,26
K ₂ O	5,42	Fa	5,60
MnO	0,13	Mt	1,00
TiO ₂	0,92	Ilm	1,75
P ₂ O ₅	0,65	Ap	1,54
H ₂ O*	1,98		
CO ₂	0,85		
S	0,03		
F	0,19		
Cl (ppm)	912		
Total	99,77		
Total minus F, Cl=O			
(*) total H ₂ O			
La (ppm)	61,5	Ba	2566
Ce	136	Sr	1014
Sm	12,68	Cs	12,25
Eu	3,05	Rb	309
Tb	1,118	U	7,51
Yb	2,34	Th	28,08
Lu	0,342	Ta	1,132
		Nb	12
La/Yb	26,28	Zr	288
		Hf	7,31
		Y	29
		Sc	21,4
		Cr	844
		Co	38,5
		Ni	314
		V	135
		Zn	73

Tabl. 1. Composition en éléments majeurs et traces et norme CIPW de l'échantillon K14 représentatif des lamprophyres frais de Couy.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,84	53,36	37,94	36,28	64,27	54,65	62,27	56,53	42,28
TiO ₂		0,36	3,76	4,43			0,04		0,26
Al ₂ O ₃		1,28	13,58	14,60	19,20	23,90	0,25	0,91	12,71
Cr ₂ O ₃	0,05	0,66	0,02						
FeO	9,37	3,17	10,90	16,30	0,49*		0,92	7,49	7,54
MgO	49,82	16,29	18,05	12,42			30,73	18,95	22,13
MnO	0,15	0,09	0,06	0,01			0,07	0,23	0,06
NiO	0,32								
CaO	0,22	24,43			0,56	8,90		12,84	0,04
Na ₂ O		0,19	0,07	0,00	2,90	8,79	0,09	0,17	0,07
K ₂ O			9,79	8,95	12,06	0,82		0,05	8,83
BaO			1,12	1,62	0,23		0,00		0,00
F			0,64	0,21			0,26	0,18	0,72
Cl			0,04	0,05		2,80			0,06
FeO		2,82							
Fe ₂ O ₃		0,39							
Total	100,77	99,87	95,50	94,76	99,82*	98,68	94,52	97,27	94,46
Oxygens	(4)	(6)	(22)	(22)	(8)		(22)	(23)	(22)
Si	0,993	1,954	5,622	5,561	2,950	7,917	7,976	7,960	6,099
Ti		0,010	0,419	0,510			0,004		0,020
Al		0,055	2,372	2,638	1,039	4,081	0,038	0,151	2,161
Cr	0,001	0,019	0,002						
Fe ²⁺	0,191	0,086	1,351	2,090			0,099	0,882	0,910
Fe ³⁺		0,111			0,017				
Mg	1,806	0,889	3,987	2,839			5,866	3,978	4,759
Mn	0,003	0,003	0,011	0,001			0,008	0,027	0,007
Ni	0,006								
Ca	0,006	0,959			0,028	1,381		1,937	0,006
Na		0,013	0,020	0,000	0,258	2,469	0,022	0,046	0,020
K			1,851	1,750	0,706	0,152		0,009	1,625
Ba			0,065	0,097	0,004		0,000		0,000
F			0,300	0,102			0,105	0,080	0,328
Cl			0,010	0,013		0,687			0,015
Total minus F, Cl=O									
(*) total includes SrO=0,11% (an, 11)									
(*) iron expressed as Fe ₂ O ₃									

Tabl. 2. - Analyses représentatives des minéraux primaires et secondaires. Minéraux primaires : 1. olivine ; 2. diopside ; 3-4 : mica centre et bord ; 5 : feldspath. Assemblages secondaires : 6 : scapolite dans les cavités de K14 (formule structurale calculée sur la base de 16 cations) ; en remplacement de l'olivine ; 7 : talc ; 8 : amphibole ; 9 : phlogopite.

Texture

Une bordure figée vitreuse de 1 mm d'épaisseur est suivie sur 2 à 3 mm d'une zone à grain très fin. L'échantillon K14 montre une texture globuleuse avec des zones (de 4-5 mm de diamètre) à grain plus grossier dans une matrice plus fine, un type de texture habituel dans les lamprophyres (D. Velde, 1971).

Composition minéralogique

Ces roches sont essentiellement formées de phénocristaux d'olivine, clinopyroxène et mica et de microcristaux de clinopyroxène, mica et feldspaths et contiennent des xénocristaux de biotite. Les minéraux accessoires sont des fluoro-apatites, de l'allanite (K18 et 21) et de rares sphènes.

Des assemblages secondaires particuliers sont présents : une association minéralogique complexe probablement d'origine hydrothermale remplit d'anciennes cavités ou microfissures et comprend de la scapolite dans l'échantillon K14 ; l'association amphibole + talc + phlogopite parmi les minéraux secondaires qui remplacent partiellement l'olivine (C. Wagner, D. Velde, 1993).

L'étude des trois échantillons frais est présentée ci-dessous. Nous distinguerons la minéralogie primaire et les assemblages secondaires. Les analyses représentatives des différentes phases sont données dans le tableau 2.

Conditions d'analyse :

Les analyses ont été effectuées sur une microsonde électronique CAMEBAX dans les conditions suivantes : tension d'accélération 15 Kv ; intensité du courant, 40 nA pour les olivine, spinelle et clinopyroxène, 10 nA pour les amphibole, mica, feldspath et scapolite ; temps de comptage supérieurs à 20 secondes oxydes ou minéraux naturels comme standards. La non-volatilisation du F et Cl a été vérifiée régulièrement au cours des analyses. La précision (2 σ) estimée au niveau de confiance de 95 % est de 10 % pour Cl et F dans les micas et 25 % dans l'amphibole et de 6 % pour Cl dans la scapolite.

Minéralogie primaire

Principaux minéraux

L'olivine forme des phénocristaux (0,6 $\times$ 1 mm) abondants (16-20 % en volume) dont la forme typique est conservée en dépit d'une altération partielle. Il s'agit d'une forstérite (Fo87-93) riche en nickel (jusqu'à 0,48 % NiO). Elle contient des inclusions de chromites de composition constante (Cr/(Cr + Al) = 0,7-0,8 ; Mg/(Mg + Fe) = 0,4-0,5). Les compositions de l'olivine et des spinelles sont semblables à celle des minéraux des laves du Devonshire et des minettes récentes du Colima (P. Wallace et I.S.E. Carmichael, 1989). De telles olivines sont également présentes dans les lamproïtes mais les spinelles sont alors plus pauvres en Al (C. Wagner et D. Velde, 1986).

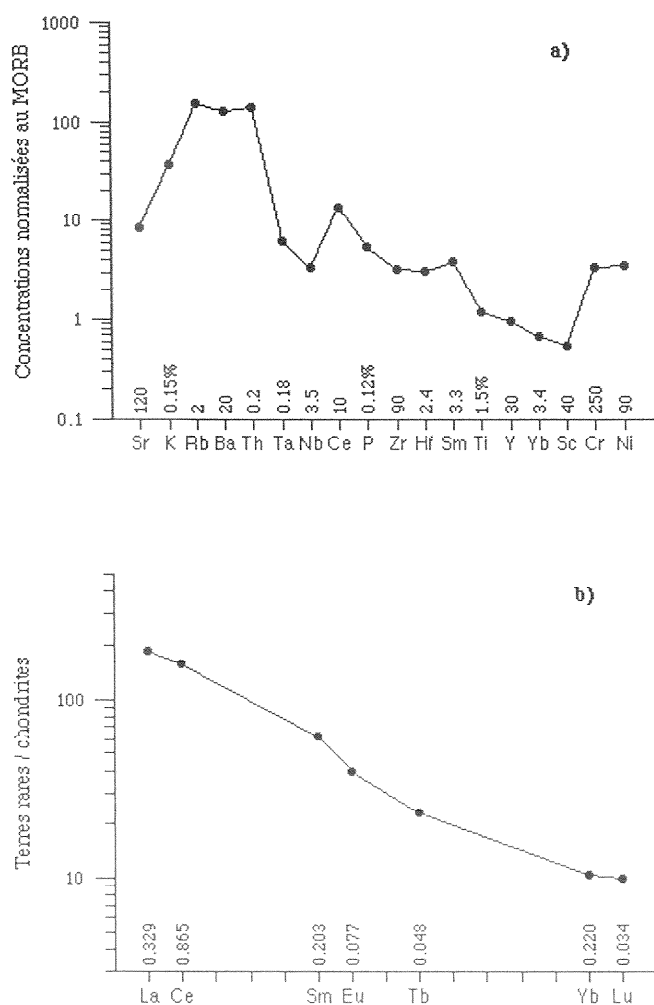


Fig. 1. - a) Diagramme multi-élémentaire (« spidergram ») des concentrations normalisées au MORB (Pearce, 1983) et b) Diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites (Wheatley & Rock, 1988) de l'échantillon K14.

Le clinopyroxène est un diopside pauvre en Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 2,4 \%$) et Ti ($\text{TiO}_2 < 1 \%$) et parfois riche en Cr (jusqu'à $0,9 \%$ Cr_2O_3). La bordure des cristaux est altérée en actinote qui contient de 1 000 à 2 000 ppm de F et moins de 700 ppm de Cl. Ces faibles teneurs en Cl sont à relier aux faibles teneurs en Fe (M. Volfinger *et al.*, 1985).

Les micas sont des phlogopites présentes uniquement dans la pâte (K14) ou formant à la fois des phénocristaux et des microcristaux dans les éch. K18 et 21. La composition des phénocristaux varie de $\text{XMg} = 0,8$ au centre à $0,4$ au bord des cristaux (XMg représentant la proportion de Mg parmi les cations octaédriques), avec des teneurs en TiO_2 respectives de $2,5 \%$ et 6% . Les microcristaux ont une composition identique à celle du bord des phénocristaux. Le centre des phénocristaux (K18-21) peut contenir jusqu'à $1,4 \%$ de Cr_2O_3 alors que le bord en est dépourvu. Les variations de teneur en halogènes entre le centre ($\text{F} = 11\,500$ ppm et $\text{Cl} = 200$ ppm) et le bord ($\text{F} = 2\,100$ ppm et $\text{Cl} = 800$ ppm) sont liées aux différences de teneurs en Mg et Fe.

Le feldspath est alcalin An2-5 Ab10-32 Or67-87. Il est riche en Ba (jusqu'à $2,2 \%$ BaO) et contient de $0,13$ à $0,48 \%$ Fe_2O_3 . Dans l'échantillon K14, la matrice contient du plagioclase An11-19 Ab79-87 Or1-5.

Conclusions

L'olivine est le premier silicate qui apparaît dans le liquide. Expérimentalement R.O. Sack *et al.* (1987) ont montré que l'olivine et l'association olivine + clinopyroxène sont des phases de liquidus à basse pression (1 atm, 1 150-1 300 °C et $f\text{O}_2 = \text{QFM}$), et ces phases synthétiques ont la même composition que les minéraux de Couy.

Les échanges F-OH et Cl-OH dans les micas permettent d'estimer le rapport des fugacités en halogènes dans le magma au moment de la cristallisation. Les équations utilisées pour le calcul (J.-L. Munoz, 1984) intègrent les variations de la constante d'équilibre avec la température et la composition du magma. Les fugacités calculées sont de $0,8$ à $2 \cdot 10^{-2}$ bars pour HF et de 50 bars (à 1 kb, 700 °C et $f\text{H}_2\text{O} = 0,761$ kb selon C.W. Burnham *et al.*, 1969), pour K14.

Les xénocristaux de biotite sont de grande taille (1-1,5 mm), rares et déformés dans K18-21. Ces cristaux peuvent être arrondis et montrer des signes de résorption en bordure. Ce sont des biotites ($\text{XMg} = 0,36-0,44$) riches en Ti ($5,3$ à $6,9 \%$ TiO_2) et parfois (K18-21) plus riches en Al que les micas authigènes. Ils contiennent de 1 500-2 500 ppm de F et de 1 000-2 000 ppm de Cl. Ils sont entourés d'une fine zone (10 μm) de phlogopite plus riche en fer vers le bord, de composition similaire à celle des micas authigènes. L'origine de ces xénocristaux est à rechercher dans les couches géologiques sous-jacentes, métamorphiques ou plutoniques. Aucune des roches échantillonnées à ce jour par le sondage ne contient de tels micas. Leurs teneurs élevées en Ti et Cl donnent quelques contraintes sur les conditions de cristallisation de leur roche source : une température assez élevée (700-800 °C), une $p\text{H}_2\text{O}$ basse et une teneur en Al faible.

Minéralogie secondaire

Les assemblages observés dans les cavités

D'anciennes micro-cavités, larges de 200 μm , sont emplies de grands cristaux de feldspath potassique, calcite, actinote, diopside, allanite et scapolite (dans l'échantillon K14). Le diopside est plus riche en fer que les microcristaux. L'actinote ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0,68-0,76$) est pauvre en Cl ($< 0,08 \%$). La scapolite est de type marialitique, riche en Cl ($2,3$ à $3,1 \%$) et Na, % Me = 31-39 (% Me = $100 \times \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$).

On peut supposer qu'à la fin de la cristallisation du magma, la teneur relative en H_2O a augmenté suffisamment pour initier une vésiculation. Dans ces miaroles, l'augmentation temporaire de la pression avec la diminution de température a pu engendrer une microfissuration. Un fluide, lié ou non au magma, circule alors et permet la cristallisation de l'assemblage minéralogique observé. Le remplissage par des minéraux de grande taille peut indiquer une cristallisation de type pegmatitique. La présence d'une scapolite riche en Cl témoigne de l'activité élevée de NaCl au moment de la cristallisation.

Les produits d'altération de l'olivine

La déstabilisation partielle de l'olivine entraîne la formation d'une pseudomorphose de type coronitique autour de reliques d'olivine fraîche, coronite formée de trois couches : la zone la plus interne est du talc suivie par une couche de trémolite, la zone la plus externe est de la phlogopite ($X_{Mg} = 0,9$). Quelques petits cristaux de sulfures de fer et de nickel sont visibles entre les zones de talc et d'amphibole. Les phlogopites sont plus magnésiennes et plus riches en silice que les micas primaires. Elles contiennent moins de 1 % de TiO_2 et sont dépourvues de chrome. Les micas sont les phases les plus riches en F (0,8-2,1 % et < 0,6 % pour le talc et l'amphibole). Les fugacités en halogènes du fluide en équilibre avec ces micas sont semblables à celles estimées lors de la cristallisation des micas primaires.

Ce type d'altération est inhabituel dans les lamprophyres où l'olivine est totalement remplacée par un assemblage de talc, chlorite, quartz et carbonates sans disposition géométrique particulière (D. Velde, 1968).

La croissance d'une coronite est contrôlée par des phénomènes de diffusion. On suppose que dans le cas de Couy la relative immobilité dans la roche du fluide démixé a permis la diffusion des éléments entre olivine et fluide et l'arrêt de la réaction avant la disparition totale de l'olivine. Dans le cas habituel, la réaction nécessite la percolation d'un fluide à travers la roche et permet le remplacement total de l'olivine par des produits secondaires. La température ne paraît pas jouer un rôle déterminant dans l'altération et une différence de processus (altération contrôlée par la diffusion ou par la percolation) peut suffire à expliquer les différences observées qui sont donc essentiellement reliées au chimisme des fluides.

Références

- BOULÈGUE J., BENEDETTI M., GAUTHIER B., BOSCH B. (1990). - Les fluides dans le socle du sondage GPF Sancerre-Couy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), VI, n° 5, pp. 789-795.
- BURNHAM C.W., HOLLOWAY J.R., DAVIS N.F. (1969). - Thermodynamic properties of water to 1,000 °C et 10,000 bars. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 132, 96 p.
- COSGROVE M.E. (1972). - The geochemistry of the potassium-rich Permian volcanic rocks of Devonshire, England. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36, pp. 155-170.
- FISERA M. (1974). - Bronzit-olivinická mineta z Brohlu na Pisecku. (Bronzit-olivine minette from the Brloh in the Pisek area (southern Bohemia), English summary. *Caopis pro mineralogii*, roc. 19, c. 1/1974, pp. 71-75.
- HOTTIN A.-M., CALVEZ J.-Y. (1988). - Résultats analytiques sur quelques minéraux du forage Sancerre-Couy. Documents du BRGM, n° 137, pp. 225-234.
- LUHR J.F., ALLAN J.F., CARMICHAEL I.S.E., NELSON S., HASENKA T. (1989). - Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican volcanic belt. *J. Geophys. Research.*, 94, B4, pp. 4515-4530.
- MUNOZ J.-L. (1984). - F-OH et Cl-OH exchange in micas with applications hydrothermal deposits. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 13, pp. 469-544.
- PEARCE J.A. (1983). - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, eds. Hawkesworth C.J. & Norry M.J., pp. 231-249.
- ROCK N.M.S. (1987). - The nature and origine of lamprophyres: an overview. In: *Alkaline Igneous Rocks*, eds. Fitton J.G. & Upton B.G.J., Geological Special Publication No. 30, pp. 191-226.
- SACK R.O., WALKER D., CARMICHAEL I.S.E. (1987). - Experimental

Conclusion

La roche a gardé l'empreinte de deux fluides :

- le premier fluide a démixé du magma et est essentiellement resté immobile. Il n'était pas uniformément réparti dans la roche, comme l'indique la présence des zones riches en amphiboles secondaires à côté de zones à clinopyroxènes non altérés. Il est responsable de l'altération de l'olivine lors de la diminution de température. Sa composition étant tamponnée par les minéraux environnants, c'est-à-dire saturée en silice, il était à l'équilibre avec les feldspaths, micas et clinopyroxènes mais a réagi localement avec l'olivine, en raison de son faible potentiel chimique en SiO_2 . Sa circulation restreinte peut expliquer la conservation partielle de l'olivine et la zonation observée dans la coronite d'altération. Dans les minettes normales, le remplacement total de l'olivine peut provenir de la percolation de fluides altérants à travers la roche perméable ;
- le deuxième, d'origine inconnue a circulé dans les microfissures mais n'a pas pénétré dans la roche imperméable à faible échelle. Sa composition a pu être tamponnée par les minéraux du lamprophyre et des gneiss environnants pour Si, Al, K,... et il précipite des feldspaths, diopsides et amphiboles de composition identique à celles des microcristaux. Ses teneurs élevées en terres rares, Ca, Na et Cl ont permis la cristallisation d'allanite, calcite et scapolite. Des fluides riches en chlorures ont été échantillonnés vers - 2 700-3 000 m par J. Boulègue *et al.* (1990). On retrouve ainsi dans les minettes de Couy l'empreinte de la circulation de fluides à fortes concentrations de chlorures.

petrology of alkalic lavas: constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, pp. 1-23.

THOMPSON R.N., LEAT P.T., DICKIN A.P., MORRISON M.A., HENDRY G.L., GIBSON S.A. (1989). - Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. *Earth Planet. Sci. Letters*, 98, pp. 139-153.

TIDMARSH W.G. (1932). - Permian lavas of Devon. *Quart. J. Geol. Soc.*, 138, pp. 712-773.

TURPIN L., VELDE D., PINTÉ G. (1988). - Geochemical comparison between minettes et kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element et Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet. Sci. Letters*, 87, pp. 73-86.

VELDE D. (1968). - Les transformations de l'olivine dans les lamprophyres et les lamproïtes : une étude de la pilite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 10, pp. 601-612.

VELDE D. (1971). - Les lamprophyres à feldspath alcalin et biotite : minettes et roches voisines. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, pp. 216-239.

VENTURELLI G., CAPEDE S., di BATTISTINI G., CRAWFORD A., KOGARKO L.N., CELESTINI S. (1984). - The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos*, 17, pp. 37-54.

VOLFINGER M., ROBERT J.L., VIELZEUF D., NEIVA M.R. (1985). - Structural control of the chlorine content of OH-bearing silicates (micas et amphiboles). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, pp. 37-48.

WAGNER C., VELDE D. (1986). - The mineralogy of K-richterite-bearing lamproïtes. *Amer. Mineral.*, 71, pp. 17-37.

WAGNER C., VELDE D. (1993). - Paleozoic olivine-bearing lamprophyre from the Couy (Cher, France) borehole. Mineral composition and alteration phenomena. *Eur. J. Mineral.*, 5, pp. 85-96.

WALLACE P., CARMICHAEL I.S.E. (1989). - Minette lavas and associated leucites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry et origin. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, pp. 470-492.

WHEATLEY M., ROCK N.M.S. (1988). - SPIDER: A Macintosh program to generate normalized multi-element « spidergrams ». *Am. Mineral.*, 73, pp. 919-921.