

## LA TEPHRA DE ROCOURT EN BELGIQUE: RECHERCHE DE SON ORIGINE D'APRES LA COMPOSITION DES PYROXENES<sup>1</sup>

André POUCKET<sup>2</sup> et Etienne JUVIGNÉ<sup>3</sup>

(3 figures et 1 tableau)

**RESUME.** - La Téphra de Rocourt est retombée sur la Moyenne et la Haute Belgique il y a entre 61,5 et 106 ka. Elle se caractérise par la présence, inhabituelle dans les retombées volcaniques de l'Europe occidentale, d'enstatite et d'augite. Ces minéraux sont des fragments de mégacristsaux pyroxéniques générés par un magma basaltique alcalin sous haute pression. La composition originale de cette téphra lui confère un intérêt téphrostratigraphique particulier. L'interprétation pétrologique associée à des observations antérieures relatives à la granulométrie et à la répartition géographique permettent d'attribuer cette retombée à une éruption phréatomagmatique de l'Eifel occidental.

**MOTS-CLES.** - Belgique, Allemagne, Eifel, Quaternaire, volcan, téphra, orthopyroxène, clinopyroxène.

**ABSTRACT.- The Rocourt Tephra (Belgium): search of the origine after the composition of its pyroxenes.** The Rocourt Tephra coated Middle and High Belgium some when between 61,5 and 106 ka. It is characterized by the occurrence, uncommon in Western Europe ash-fall, of enstatite and augite. These minerals are fragments of megacrysts of pyroxene generated from an alkali basalt under high pressure. Due to this original composition, the tephra is of particular interest for tephrostratigraphy. Petrological interpretation together with previous data on grain-size and geographical distribution allow us to assign this pyroclastic fall to a phreatomagmatic eruption in the West Eifel volcanic field.

**KEY-WORDS.** - Belgium, Germany, Eifel, Quaternary, volcano, tephra, orthopyroxene, clinopyroxene.

### 1.- INTRODUCTION

La Téphra de Rocourt n'est connue que sous la forme d'un horizon enrichi en minéraux volcaniques dans diverses formations du Pléistocène supérieur de Moyenne et de Haute Belgique. La découverte des premiers minéraux de cette téphra a été faite simultanément par Gullentops (1952) et Tavernier et Laruelle (1952). Les minéraux sont essentiellement des ferromagnésiens avec, dans l'ordre d'importance, l'augite, l'amphibole brune et l'enstatite. Ce dernier constitue le minéral caractéristique, car il n'existe pas dans les

autres téphras quaternaires de Belgique: Téphra de Remouchamps, T. d'Elville et T. du Laacher See (voir Juvigné, 1993). Au cours des quatre dernières décennies, des traces de la téphra ont été découvertes dans différents types de sédiments: loess, colluvions, coulées de solifluxion, alluvions, sédiments palustres, remplissages de grottes et spéléothèmes (voir Juvigné, 1993). La figure 1 montre les localités où l'horizon téphrique a été identifié. Dans l'état actuel des connaissances, le lobe de répartition de la retombée s'étend sur une région d'environ 150 km de diamètre.

1. Manuscrit déposé le 30.10.93; accepté le 9.1.94.

2. Université d'Orléans, URA 1366, Faculté des Sciences, 45067 Orléans Cedex 2, France.

3. Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du 20 Août, 7, 4000 Liège, Belgique.

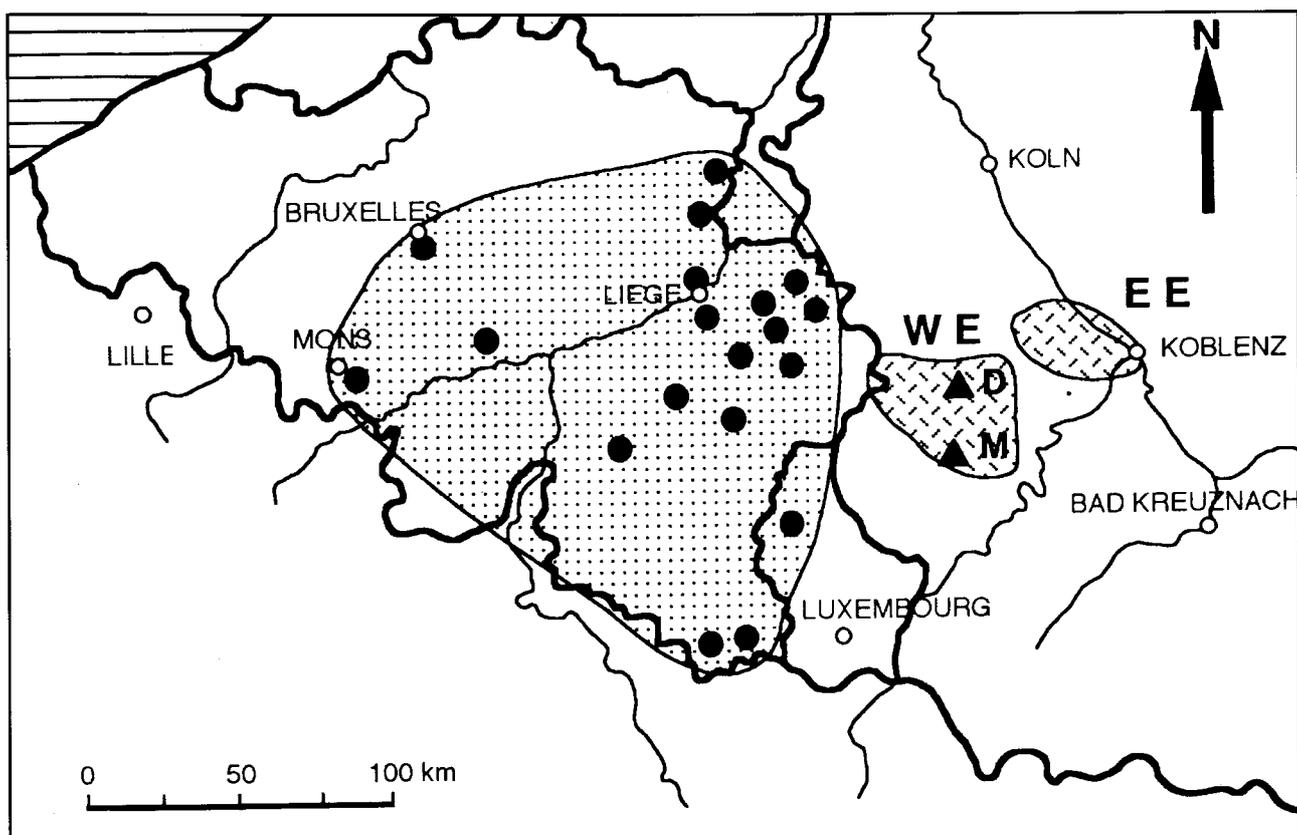


Fig. 1.- Zone de répartition connue de la Téphra de Rocourt et des champs volcaniques de l'Eifel. En pointillé, lobe de la Téphra de Rocourt d'après Juvigné (1977); les cercles pleins représentent les lieux où la téphra est connue. En tirets obliques, les champs volcaniques de l'Eifel occidental (WE) et de l'Eifel oriental (EE). Les triangles noirs représentent les maars du Dreiser Weiher (D) et de Meerfeld (M).

La téphra est incluse dans des formations du Pléistocène supérieur. Son âge est assez peu précis, dans la mesure où elle n'a pas encore été trouvée en place sous la forme d'une lamine individualisée et discernable en coupe dans un matériau parfaitement daté. Des mesures par  $^{14}\text{C}$  et U/Th de dépôts contenant ou encadrant la téphra remaniée permettent d'en cerner l'âge entre 61,5 et 106 ka (Juvigné & Gewalt, 1988).

Une étude de l'évolution spatiale de la taille et de la concentration des minéraux de la Téphra de Rocourt à travers le lobe connu a montré un accroissement de l'Ouest vers l'Est, de chacun de ces deux paramètres (Juvigné 1977). Ces observations ont permis de supposer que l'émission de la téphra est due à un volcan de l'Eifel. Toutefois jusqu'à présent, celui-ci n'a pu être identifié.

Assez paradoxalement, la trace des minéraux de la Téphra de Rocourt se perd à l'Est de la Haute Belgique en direction du champ volcanique de l'Eifel occidental. Des recherches menées par l'un de nous (E. J.) dans les alluvions actuelles de nombreux ruisseaux drainant le flanc occidental de l'Eifel n'a pas permis de déceler des traces significatives d'enstatite.

Juvigné & Mörner (1984) ont découvert dans la séquence lacustre de Grande Pile/Vosges un horizon enrichi en minéraux ferro-magnésiens consistant en olivine, augite, diopside et enstatite (Juvigné 1990). C'est la "Téphra de Saint-Germain" dont le niveau est encadré par deux âges obtenus par la méthode du  $^{14}\text{C}$ : 53.000 et 62.000 B.P. (Woillard & Mook, 1982). Cette retombée se situe à plus de 250 km au Sud du lobe de la Téphra de Rocourt, et la corrélation entre les deux est fortement contrariée par la présence d'olivine à Saint-Germain. Toutefois, les deux téphras pourraient se rapporter à une activité éruptive subcontemporaine, les éruptions à enstatite étant exceptionnelles dans le contexte magmatique de l'Europe de l'Ouest. Dans cette hypothèse, les deux téphras auraient aussi un âge d'environ 62.000 B.P., par recoupement des fourchettes d'âges propres à chacune d'entre elles.

## 2. - COMPOSITION

### 2.1.- NATURE DES MINÉRAUX

Les clinopyroxènes sont de teinte verte. Les orthopyroxènes sont incolores à légèrement verdâ-

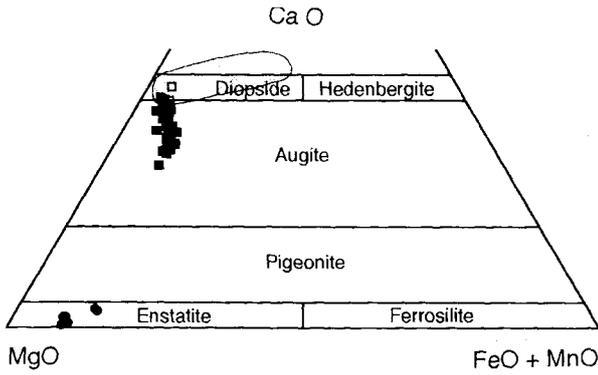


Fig. 2.- Diagramme MgO/FeO+MnO/CaO des pyroxènes. Cercles pleins, OPX; carrés pleins, CPX1; carrés vides, CPX2; aire ombrée, phénocristaux et cristaux de cumulats des laves de l'Eifel.

tres pour les grains les plus épais; ils se distinguent des clinopyroxènes par leur plus faible biréfringence. Les amphiboles sont typiquement brunes et pléochroïques brun clair à brun foncé. La morphologie est celle d'éclats d'aspect frais et non émoussé, à cassures courbes ou, parfois, en dents de scie. Les formes automorphes et les plans de clivage sont minoritaires, et concernent essentiellement les amphiboles.

Il n'a pas été reconnu d'éléments vitreux isolés, ni même de lambeaux vitreux adhérents aux minéraux. Des feldspaths sont présents dans les préparations, mais l'abondance de ce minéral dans les sédiments hôtes ne permet pas l'éventuelle attribution de certains de ces grains à la téphra.

En clair, les grains de la Téphra de Rocourt proviennent, en majorité, de la fragmentation de minéraux plus volumineux. Ils ne correspondent pas à des phénocristaux d'un dépôt de pyroclastite banale.

**2.2.- CHIMISME DES MINERAUX**

Les minéraux ont été analysés à la microsonde électronique (Juvigné, 1990). Il s'agit d'orthopyroxène (OPX), de deux types de clinopyroxènes (CPX1 et CPX2) et d'amphibole, dont le tableau 1 (en annexe) présente les compositions moyennes. Les figures 2 et 3 expriment les caractéristiques chimiques distinctives des pyroxènes.

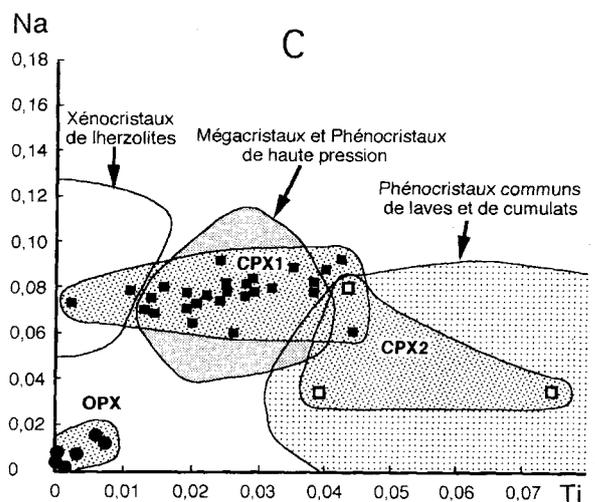
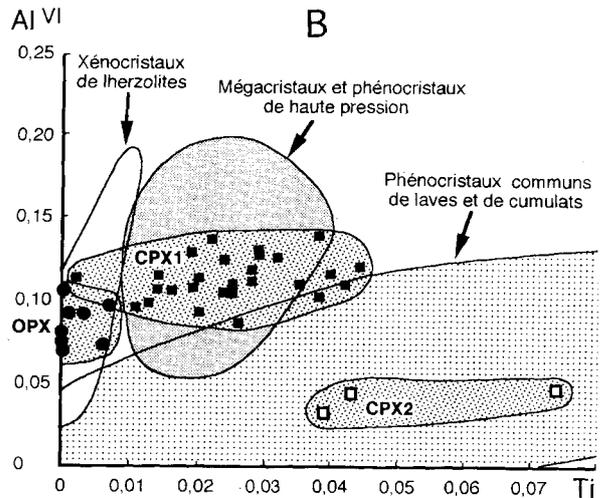
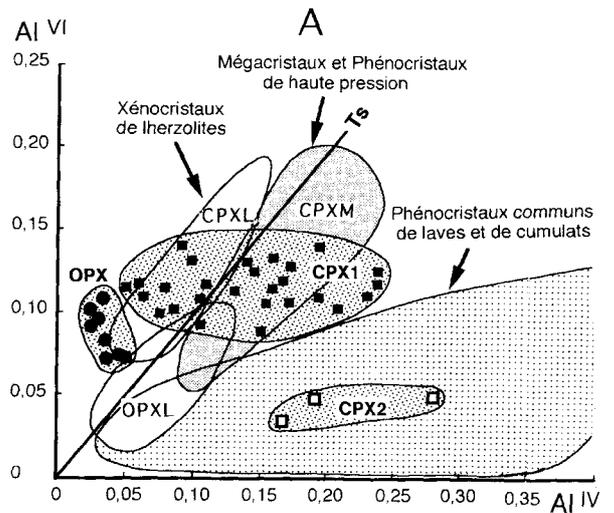


Fig. 3.- Diagrammes Al<sup>VI</sup> vs. Al<sup>IV</sup> (A), Ti vs. Al<sup>VI</sup> (B) et Ti vs. Na (C) des pyroxènes. Cercles pleins, OPX; carrés pleins, CPX1; carrés vides, CPX2; TS, droite de composition 1:1 de la molécule de Tschermak; aires ombrées OPXL et CPXL, OPX et CPX des nodules de Iherzolites ou xénocristaux Iherzolitiques des laves de l'Eifel occidental (Stosch & Sek, 1980; Sachtleben & Sek, 1981); aire ombrée CPXM, mégacristsaux et phénocristaux de CPX de haute pression de basaltes alcalins des New South Wales et d'Arabie Saoudite (Binns *et al.*, 1970; Ghent *et al.*, 1980); aire en pointillé lâche et ordonné, phénocristaux de CPX communs des laves et des cumulats de l'Eifel (Becker, 1977; Duda & Schmincke, 1985); pointillé serré et désordonné, aire de PX de la Téphra de Rocourt.

Tableau 1.- Moyennes des analyses des pyroxènes et des amphiboles de la Téphra de Rocourt d'après les analyses de Juvigné (1990). Les pyroxènes ont été groupés en 3 catégories CPX1, CPX2 et OPX (voir texte et figure 3). n, nombre d'analyses; S D, écart-type. La formule structurale des pyroxènes est calculée sur la base de 6 oxygènes. En ce qui concerne les parts moléculaires, le kosmochlore(1) est calculé avant l'aegyrine et la jadéite dans le cas des CPX, et inversement pour les OPX dont Na est inférieur à Cr. La formule structurale des amphiboles (AM) est calculée sur la base de 23 oxygènes.

## A. PYROXÈNES

n	CPX 1		CPX 2		OPX	
	27	S D	3	S D	8	S D
SiO <sub>2</sub>	50,80	1,43	48,89	1,67	55,68	0,71
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,38	1,89	0,69	0,08	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,87	1,37	5,92	1,48	2,93	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,34	0,21	0,09	0,53	0,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	1,32	4,08	0,92	0,00	0,00
FeO	3,77	1,28	2,23	0,43	6,06	1,19
MnO	0,11	0,04	0,11	0,04	0,13	0,06
MgO	16,97	0,92	15,67	0,78	31,17	1,53
CaO	17,31	1,49	20,78	0,18	0,98	0,55
Na <sub>2</sub> O	1,09	0,12	0,71	0,37	0,10	0,07
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TOTAL	98,76		100,08		97,67	
Si	1,860	0,06	1,786	0,06	1,964	0,01
Al <sup>IV</sup>	0,140	0,06	0,214	0,06	0,036	0,01
Al <sup>VI</sup>	0,114	0,01	0,042	0,01	0,086	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,039	0,04	0,112	0,03	0,000	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,115	0,04	0,068	0,01	0,179	0,04
Cr	0,019	0,01	0,006	0,00	0,015	0,01
Mg	0,926	0,05	0,853	0,04	1,639	0,06
Mn	0,003	0,00	0,003	0,00	0,004	0,00
Ti	0,025	0,01	0,052	0,02	0,002	0,00
Ca	0,679	0,06	0,813	0,01	0,037	0,02
Na	0,078	0,01	0,050	0,03	0,007	0,01
K	0,000	0,00	0,000	0,00	0,000	0,00
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Mg	0,109	0,03	0,074	0,01	0,098	0,02
Mg %	53,70	1,99	49,07	0,94	88,18	3,03
Fe <sup>3+</sup> + Mn %	6,85	2,20	4,10	0,63	9,82	2,04
Ca %	39,45	3,86	46,82	1,56	2,00	1,16
Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> %	46,36	2,58	42,67	2,16	82,06	2,52
Fe <sup>3+</sup> <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> %	5,95	2,00	3,58	0,67	9,14	1,97
Ca <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> %	28,06	2,54	32,60	1,57	0,00	0,00
NaFe <sup>3+</sup> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> %	3,23	2,70	4,41	2,88	0,00	0,00
NaAl <sup>VI</sup> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> %	2,65	2,26	0,00	0,00	0,70	0,51
CaAl <sup>VI</sup> Al <sup>IV</sup> SiO <sub>6</sub> %	8,72	2,25	4,14	0,76	7,89	1,30
CaTiAl <sup>IV</sup> <sub>2</sub> O <sub>6</sub> %	2,49	1,05	5,19	1,91	0,21	0,30
Ca Fe <sup>3+</sup> Al <sup>IV</sup> SiO <sub>6</sub> %	0,65	1,23	6,80	1,47	0,00	0,00
NaCrSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> % (1)	1,89	1,00	0,62	0,26	0,00	0,00

## B. AMPHIBOLES

n	AM	
	3	S D
SiO <sub>2</sub>	39,46	0,36
TiO <sub>2</sub>	3,69	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,58	0,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	0,65
FeO	9,23	1,81
MnO	0,14	0,06
MgO	12,69	1,31
CaO	11,33	0,21
Na <sub>2</sub> O	2,21	0,07
K <sub>2</sub> O	2,33	0,22
TOTAL	97,22	
Si	5,874	0,03
Al <sup>IV</sup>	2,126	0,03
Al <sup>VI</sup>	0,430	0,06
Ti	0,414	0,02
Cr	0,002	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,172	0,07
Fe <sup>2+</sup>	1,151	0,24
Mn	0,017	0,01
Mg	2,813	0,26
Ca	1,807	0,02
Na	0,638	0,03
K	0,443	0,04
TOTAL	15,887	
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,71	0,06

L'orthopyroxène a une composition d'enstatite magnésienne (Mg% 90,62-83,28; Fe<sup>2+</sup>+ Mn% 8,15-13,30; Ca% 0,83-3,84), alumineuse (Al<sup>VI</sup> = 0,072 - 0,105) et pauvre en Na et Ti.

Les clinopyroxènes appartiennent à deux groupes chimiques, CPX1 et CPX2. Le premier groupe, CPX1, le plus fréquent, correspond à de l'augite alumineuse et sodique (Al = 0,167 - 0,360 dont Al<sup>VI</sup> = 0,870 - 0,139; Na = 0,061 - 0,093), modérément calcique à calcique (Mg% 58,56-50,91; Fe<sup>2+</sup>+Mn% 2,79-9,73; Ca% 32,37-45,96). Le second groupe, CPX2, est représenté par du diopside alumineux à tendance titanifère (Mg% 50,15-48,51; Fe<sup>2+</sup>+ Mn% 3,68-4,83; Ca% 45,02-47,76) (Al = 0,203 - 0,327; Ti = 0,039 - 0,074), et plus pauvres en Al<sup>VI</sup> (0,033 - 0,047) que CPX1. Comparativement, en terme de substitution moléculaire, les CPX1 sont riches en molécule de Ca-Tschermak et en jadéite tandis que les CPX2 sont riches en molécule de Ti-Tschermak et en essenéite.

L'amphibole est une pargasite ou ferro-pargasite (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> = 0,78 - 0,65) déficitaire en silice (Si pour 23 oxygènes = 5,8 - 5,9), alumineuse (Al total = 2,5 - 2,6) et potassique (K = 0,4 - 0,5).

### 3. - INTERPRETATION MAGMATIQUE

#### 3.1.- ORIGINE MAGMATIQUE DES PYROXENES

OPX et CPX coexistent soit dans les lherzolites du manteau, soit dans les laves calco-alcalines et tholéiitiques en tant que phases magmatiques, soit dans les laves tholéiitiques et alcalines en tant que phases de cristallisation de haute pression. La présence d'OPX magmatique est signalée dans des laves alcalines différenciées et saturées (mugéarites et benmoréites); il s'agit de petits cristaux sporadiques d'hypersthène ou de bronzite (Maury & Brousse, 1978).

La composition très magnésienne des OPX rend improbable leur association avec des laves calco-alcalines et tholéiitiques dont les phénocristaux sont plus ferrifères. Pour les mêmes raisons de composition, nous éliminons le cas des rares OPX ferrifères des laves alcalines différenciées. Il reste l'hypothèse de l'origine lherzolitique ou des cristallisations de haute pression. La précipitation d'OPX comme phase du liquidus de magma alcalin est en effet démontrée expérimentalement entre 13 et 23 kbars (Gren & Ringwood, 1967; Bultitude & Green, 1968; Ito & Kennedy, 1968). A moins de 10 kbars, l'OPX est remplacé par l'olivine.

On remarque que les OPX sont plus riches en Al<sup>VI</sup> que ceux des lherzolites (Fig. 3A); ils sont aussi légèrement plus ferrifères et calciques, en particulier si on les compare aux OPX des lherzolites xénolithiques des maars de l'Ouest-Eifel (Stosch & Seck, 1980; Sachtleben & Seck, 1981). En revanche leurs compositions sont proches de celles des mégacristaux d'OPX observés dans certaines laves alcalines en coexistence avec des mégacristaux d'augite alumineuse, ex. : basanites, basaltes à olivine et hawaïites du Japon (Kuno, 1964; Tazaki, 1971), de Nouvelle Zélande (Green & Hibberson, 1970), d'Australie (Binns *et al.*, 1970; Irving, 1974) et d'Afrique (Frish & Wright, 1971; Mortens *et al.*, 1980). Ces mégacristaux sont interprétés comme des phases de cristallisation précoce du magma sous haute pression, lors de son ascension dans le manteau supérieur. Cependant, la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des OPX de Rocourt, 3 %, est faible pour des pyroxènes de haute pression; par comparaison, celle des mégacristaux d'Australie varie de 3,5 à 7,7 %. Il est vraisemblable d'envisager une rééquilibration des OPX en présence d'une phase alumineuse, comme dans le cas des OPX des nodules lherzolites de l'Eifel dont les faibles teneurs en alumine résultent de la présence de spinelle coexistant (Sachtleben & Seck, 1981).

La nature du magma dans lequel le CPX a cristallisé est testée grâce aux fonctions discriminantes F<sub>1</sub> et F<sub>2</sub> de Nisbet & Pearce (1977). Les valeurs de ces fonctions correspondent au domaine des basaltes alcalins intra-plaques. Cette attribution est franche pour CPX2. Il y a une probabilité (< 30%) pour que quelques CPX1 proviennent de basaltes océaniques ou de tholéiites intra-plaques. Pour tous les CPX, la provenance de basaltes d'arc volcanique est à écarter. En considérant les diagrammes de Leterrier *et al.* (1982), 'Al vs. Ti' permet d'exclure une origine de basalte tholéiitique pour les CPX2 et pour une partie des CPX1. D'après Ca+Na vs. Ti, les CPX1 sont d'affinité subalcaline et les CPX2, d'affinité alcaline. D'après 'Ca vs Ti+Cr', tous les CPX sont dans le domaine des pyroxènes des laves anorogéniques. En conclusion de ces critères discriminants, les CPX1 appartiennent à un magmatisme intra-plaque alcalin à tholéiitique, et les CPX2, à un magmatisme intra-plaque alcalin. On peut exclure une origine de magma orogénique de type arc volcanique.

Plusieurs types de clinopyroxènes ont été décrits dans les laves alcalines intra-plaques. Ainsi, dans les laves de l'Eifel, Duda & Schmincke (1985) en distinguent cinq types : Type 1 - Un diopside chromifère apparaît parfois au coeur des phénocristaux de CPX à composition banale d'augite calcique et de diopside, ou bien forme des xénocristaux. On retrouve ce pyroxène dans les nodules de lherzolites. Il s'agit donc

d'une phase mantellique. Type 2 - De l'augite alumineuse riche en  $Al^{VI}$  forme le coeur incolore de quelques phénocristaux de CPX, et est interprétée comme une phase de cristallisation précoce. Cette augite a la composition des mégacristaux de CPX, assez fréquents dans les laves alcalines et résultant d'une cristallisation du magma à haute température et haute pression, entre 20 et 10 kbars, soit vers 65-35 km dans le manteau supérieur. De l'OPX peut se former dans les mêmes conditions (cf. plus haut). L'équilibre de ces phases et leurs conditions de formation sont démontrées par les études expérimentales, en accord avec les observations pétrographiques et les données géochimiques (*in* Binns *et al.*, 1970; Green & Hibberson, 1970; Wass, 1979 et 1980; Irving, 1980). Type 3 - Une titanogite calcique ou du diopside forme le corps principal et la bordure des phénocristaux caractérisés par des teneurs croissantes en  $Al^{IV}$  et en Ti, et décroissantes en Si et en Mg. C'est l'évolution chimique normale des clinopyroxènes à pression décroissante. Ces phénocristaux se sont formés entre 1140° à 1050°C, entre 10 et 5 kbars. Types 4 et 5 - Du pyroxène fassaïtique et de l'aegyryne apparaissent souvent au coeur des phénocristaux et entourés par la titanogite. Ils appartiennent à un stade de cristallisation de moyenne pression, vers la base de l'écorce, ou à l'interface manteau-écorce.

Si nous examinons plus largement les différents pyroxènes analysés dans les laves alcalines, nous pouvons les répartir en trois groupes, d'après leurs rapports en  $Al^{VI} / Al^{IV}$ ,  $Al^{VI} / Ti$  et  $Na / Ti$  (Fig. 3). Ces rapports sont sous le contrôle des conditions barométriques de formation (*in* Binns *et al.*, 1970). Les pyroxènes lherzolitiques forment le premier groupe, incluant le type 1 et caractérisé par des proportions plus faibles en  $Al^{IV}$  et en Ti [Fig. 3 : aire des OPX et des CPX des nodules de lherzolites et xénocristaux des laves de l'Ouest-Eifel, analyses de Stosch & Sek (1980), Sachtleben & Seck (1981) et Duda & Schmincke (1985)]. Le deuxième groupe est celui des mégacristaux ou phénocristaux précoces dits de haute pression et riches en  $Al^{VI}$  et en  $Al^{IV}$ , la molécule de Tschermak présentant une solution solide complète avec le diopside à haute pression (Clark *et al.*, 1962). C'est le groupe du type 2 [(Fig. 3 : aire des mégacristaux et phénocristaux de CPX de haute pression des laves de l'Eifel, des New South Wales et d'Arabie Saoudite, analyses de Duda & Schmincke (1985), Binns *et al.* (1970) et de Ghent *et al.* (1980)]. Le troisième groupe rassemble les phénocristaux et les cumulats de moyenne et basse pressions: types 3, 4 et 5 [(Fig. 3, aire des phénocristaux communs des laves et des cumulats de l'Eifel, analyses de Becker (1977) et de Duda & Schmincke (1985)].

Dans la Téphra de Rocourt, les CPX1 correspondent clairement au type 2,  $Al^{VI}$ -augite. La plupart des CPX1 occupent le domaine des mégacristaux. Certains se rapprochent des pyroxènes des lherzolites. Tous correspondent à des phases de cristallisation de haute pression. Ainsi, OPX et CPX1 seraient coexistants. Ils proviendraient d'assemblages de haute pression, de l'ordre de 20 à 10 kbars, formés dans des conduits traversant le manteau supérieur, peut-être par germination sur les parois (Irving, 1980), puis entraînés par du magma en route vers la surface. Dans cette hypothèse, les températures d'équilibre selon le géothermomètre de Wells (1977) vont de 1282°C à 1067°C, des minéraux les plus magnésiens vers les plus ferrifères. Pour les OPX et CPX les plus magnésiens, ces températures d'équilibre correspondent à une pression de 10 kbars, selon le thermobaromètre de Brey & Kohler (1990). Cette pression est celle du manteau supérieur et correspond au niveau de la zone à une vitesse moindre des ondes sismiques découverte sous l'Eifel par Mechie *et al.* (1983). Le ralentissement des ondes peut s'expliquer par la présence de conduits et de réservoirs magmatiques. C'est là où, vraisemblablement, se sont développés et accumulés les mégacristaux des laves de l'Eifel occidental.

La nature du magma initial à l'origine du couple OPX-CPX1 peut être estimée. Si ces deux phases sont au liquidus entre 20 et 10 kbars et en l'absence d'olivine, le magma doit avoir une composition de basalte modérément alcalin à hypersthène normatif ou à faible teneur en néphéline normative d'après Binns *et al.* (1970).

En ce qui concerne les CPX2, ils s'apparentent au type 3 (titanogite et diopside) et correspondent donc à une cristallisation de moyenne à basse pression. Ces CPX constituent les cumulats magmatiques et les phénocristaux habituels des basaltes alcalins et néphélinites de l'Eifel (Becker, 1977).

### 3.2.- ORIGINE MAGMATIQUE DE L'AMPHIBOLE

L'amphibole pargasitique a la composition typique des amphiboles hypo-siliceuses des laves alcalines et en particulier de celles des laves de l'Eifel caractérisées par une teneur élevée en potassium (Duda & Schmincke, 1978). L'application du géobaromètre de Johnson & Rutherford (1989) livre une pression d'équilibration de  $6,8$  à  $7,6 \pm 0,5$  kbars. Sensiblement les mêmes valeurs de pression sont obtenues avec les amphiboles des laves de l'Eifel (analyses de Duda & Schmincke, 1978). Ainsi, cette amphibole appartient à une paragenèse de moyenne pression de basalte alcalin. Elle a pu coexister avec les CPX2.

## 4.- INDICATIONS SUR LA SOURCE DE LA TEPHRA

### 4.1.- ASPECT MINÉRALOGIQUE

La composition des minéraux ferro-magnésiens de la Téphra de Rocourt est en relation avec la composition basaltique alcaline d'un magma originel de type intra-plaque. Compte tenu de la faible explosivité des magmas basaltiques et de l'ampleur du lobe de la Téphra de Rocourt, l'éruption responsable de l'émission de celle-ci n'a pu être phréatomagmatique. De telles activités explosives de magmas basaltiques sont connues dans les aires volcaniques voisines tant de l'Eifel occidental que de l'Eifel oriental.

L'activité phréatomagmatique de magmas basaltiques alcalins à néphélinitiques s'est manifestée dans quelques volcans de l'Eifel oriental (Houghton & Schmincke, 1989), et surtout dans les nombreux maars de l'Eifel occidental (Büchel *et al.*, 1986). Les CPX2 et la pargasite sont des phénocristaux communs de ces laves, ils ont été observés dans les projections des maars. Par contre, l'assemblage OPX-CPX1 est une originalité dont la source reste à déterminer. Les basanites de l'Eifel oriental renferment des enclaves magmatiques telles que des nodules de harzburgite et de dunite ainsi que des cumulats à olivine, clinopyroxènes, phlogopite et amphibole (Duda & Schmincke, 1978), mais la présence de lherzolite ou simplement d'enstatite n'a pas été signalée. En revanche, les xénolithes de lherzolites sont abondants dans l'Eifel occidental, notamment dans les projections des maars de Meerfeld et du Dreiser Weiher (Fig. 1). Dans ce dernier site, les nodules de lherzolites et les xénocristaux d'OPX et de CPX ont été analysés (Stosch & Seck, 1980; Sachtleben & Seck, 1981; Stosch & Lugmair, 1986). Or certains OPX et CPX ont des compositions se rapprochant de celles des mégacristaux de haute pression. Des mégacristaux de CPX sont d'ailleurs signalés par Aoki & Kushiro (1968) dans le maar du Dreiser Weiher. Il n'y a donc pas seulement des xénocristaux lherzolitiques. Toutefois, la composition magmatique très sous-saturée de néphélinite à olivine ne permet pas d'en faire la source de la Téphra de Rocourt. Cependant, de l'OPX peut apparaître au liquidus d'une néphélinite à olivine, entre 22,5 et 18 kb, sous pression de vapeur d'eau (Bultitude & Green, 1968).

Concernant l'abondance inhabituelle des OPX et CPX, il se pourrait que l'importance des mégacristaux pyroxéniques n'ait pas été bien perçue dans l'Eifel occidental. Dans ce champ volcanique, on distingue deux séries magmatiques, basanitiques et néphéliniti-

ques. Or la genèse de ces séries fait appel à des fractionnements sous haute pression d'OPX, CPX, olivine et spinelle à divers niveaux de stagnation du magma (Schmincke *et al.*, 1983; Mertes & Schmincke, 1985). Il existe donc des accumulations de ces minéraux dans les conduits profonds, voire dans les réservoirs infra-crustaux, sous forme de bouillies de mégacristaux. Certaines remontées de magma juvénile particulièrement rapides ont pu ramener ces agrégats en grande quantité. Ce n'est que lors de l'arrivée près de la surface que l'éruption est devenue phréatomagmatique. C'est donc un épiphénomène qui a provoqué la vaste dispersion de la téphra. Un tel événement a dû être exceptionnel par le volume des mégacristaux mobilisés.

### 4.2.- ASPECT CHRONOLOGIQUE

La Téphra de Rocourt a été émise entre 106 et 61,5 ka.

Au cours de la dernière décennie, plusieurs auteurs ont contribué à l'évolution de la connaissance de l'âge des Maars de l'Eifel occidental, et l'essentiel des résultats acquis a été résumé par Negendank & Zolitschka (1993). Nous en tirons les considérations suivantes, dans la mesure où nous privilégions l'Eifel occidental comme source de la Téphra de Rocourt, sur un argument minéralogique (cf. plus haut)..

-Il existe dans cette région une cinquantaine de Maars dont quelques-uns seulement ont été datés par la méthode du  $^{14}\text{C}$ , mais ils sont nécessairement trop récents pour être pris en considération dans la présente tentative de corrélation.

-Un âge minimum tardiglaciaire à pléniglaciaire a été attribué à plusieurs maars par l'étude des sédiments lacustres qu'ils contiennent. *A priori*, on ne peut exclure aucun de ceux-ci, comme émetteur possible de la Téphra de Rocourt.

-Le Meerfelder Maar retient particulièrement l'attention. Ses sédiments lacustres ont fait l'objet d'une vaste recherche multidisciplinaire, et il est certain qu'il est antérieur au dernier Pléniglaciaire. C'est un des plus grands cratères de l'Eifel occidental, et les explosions phréatomagmatiques qui y ont eu lieu, furent probablement parmi les plus dispersives de ses propres projections. Même aux environs du cratère, il ne reste que peu de ses projections, ce qui implique une longue phase érosive postérieure à l'éruption (Negendank, 1988) et donc un âge nettement plus ancien que le dernier Pléniglaciaire.

## 6. - CONCLUSION

La Téphra de Rocourt présente une composition minérale originale à enstatite magnésienne, augite alumineuse, diopside et pargasite. Enstatite et augite proviennent de la fragmentation de mégacristaux appartenant à une paragenèse de haute pression d'un magma basaltique alcalin. Diopside et pargasite sont des phases phénocristallines de moyenne pression formées dans un même type de magma alcalin. Une éruption violemment explosive, de nature phréatomagmatique, peut expliquer la dispersion de ces minéraux jusqu'à 200 kilomètres du point d'émission, en admettant que le magma alcalin se soit trouvé anormalement chargé en mégacristaux entraînés depuis un niveau d'accumulation profond. De telles compositions en mégacristaux et en phénocristaux existent dans le champ volcanique de l'Eifel occidental. Cette région est aussi connue pour ses activités explosives ayant donné de nombreux maars. Mais on ne connaît pas de dépôts de maars particulièrement riches en mégacristaux à OPX et CPX. Les OPX généralement décrits sont des xénocristaux issus de nodules de lherzolites. Il est cependant possible que les mégacristaux aient été méconnus ou sous-estimés en importance. Dans l'état actuel des connaissances, le Meerfelder Maar est le plus indiqué pour la proche poursuite des recherches sur la source précise de la Téphra de Rocourt. La découverte de cette source s'impose, d'abord pour obtenir une meilleure datation de la téphra et en renforcer l'intérêt téphrostratigraphique, et, ensuite, pour rechercher les causes d'un événement magmatologique particulier.

## 7.- REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement J. Wautier qui a réalisé les analyses par microsonde (CAMEBAX) au "Centre d'Analyse par Microsonde pour les Sciences de la Terre" à l'Université Catholique de Louvain (Belgique).

## 8.- BIBLIOGRAPHIE

- AOKI, K.-I. & KUSHIRO, I., 1968.- Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18: 326-337.
- BECKER, H.J., 1977.- Pyroxenites and hornblendites from the maar-type volcanoes of the Westeifel, Federal Republic of Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 45-52.
- BINNS, R.A., DUGGAN, M.B. & WILKINSON, J.F.G., 1970.- High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. *Am. J. Sci.*, 269: 132-168.
- BREY, G.P. & KÖHLER, T., 1990.- Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrology*, 31: 1353-1378.
- BÜCHEL, G., LORENZ, V., SCHMINCKE, H.-U. & ZIMANOWSKI, B., 1986. Quartäre vulkanfelder des Eifel. *Fortschr. Miner.*, 64: 97-141.
- BULTITUDE, R.J. & GREEN, D.H., 1968.- Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3: 325-337.
- CLARK, S.P.Jr., SCHAIRER, J.F. & DE NEUFVILLE, J., 1962.- Phase relations in the system CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>-CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>-SiO<sub>2</sub> at low and high pressure. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 61: 59-68.
- DUDA, A. & SCHMINCKE, H.-U., 1978.- Quaternary basanites, melilite nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Germany). *N. Jb. Miner. Abh.*, 132: 1-33.
- DUDA, A. & SCHMINCKE, H.-U., 1985.- Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FGR). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 340-353.
- FRISH, T. & WRIGHT, J.B., 1971.- Chemical composition of high-pressure megacrysts from Nigerian Cenozoic lavas. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 7: 289-304.
- GHEENT, E.D., COLEMAN, R.G. & HADLEY, D.G., 1980.- Ultramafic inclusions and host alkali olivine basalts of the southern coastal plain of the Red Sea, Saudi Arabia. *Am. J. Sci.*, 280A: 499-527.
- GREEN, D.H. & HIBBERSON, W.O., 1970.- Experimental duplication of conditions of precipitation of high pressure phenocrysts in a basaltic magma. *Physics Earth Planet. Int.*, 3: 247-254.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E., 1967.- The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15: 103-190.
- GULLENTOPS, F., 1952.- Découverte en Ardenne de minéraux volcaniques de l'Eifel. *Acad. Roy. Belg. Bull.*, 38: 736-740.
- HOUGHTON, B.F. & SCHMINCKE, H.-U., 1989.- Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex Strombolian and phreatomagmatic volcano. *Bull. Volcanol.*, 52: 28-48.
- IRVING, A.J., 1974.- Megacrysts from the newer basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85: 1503-1514.
- IRVING, A.J., 1980.- Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.*, 280A: 389-426.
- ITO, K. & KENNEDY, G.C., 1968.- Melting and phase relations in the plane tholeiite-lherzolite-nepheline-basanite to 40 kilobars with geological interpretations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 177-211.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J., 1989.- Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- JUVIGNÉ, E., 1977.- Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 100: 13-22.
- JUVIGNÉ, E., 1990.- About some widespread Late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 4: 215-232.
- JUVIGNÉ, E. & GEWELT, M., 1988.- Téphra et dépôts des grottes: intérêt stratigraphique réciproque. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 111: 135-140.
- JUVIGNÉ, E., 1993.- Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, n° 36, 66 p.
- JUVIGNÉ, E. & MÖRNER, N.A., 1984.- A volcanic ash-fall at the Early-Mid Weichselian-Würmian transition in the peat-bog of Grande Pile (Vosges, France). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 34: 1-5.
- KUNO, H., 1964.- Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-sima, north Kyushu, Japan. *In*, Advancing frontiers in geology and geophysics, Hyderabad, Osmania Univ. Press, 205-220.
- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M., 1982.- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 139-154.
- MAURY, R.C. & BROUSSE, R., 1978.- Présence de pigeonite et d'orthopyroxène dans certaines laves du Massif central français: leur répartition et leur origine. *Bull. Minéral.*, 101: 10-21.
- MECHIE, J., PRODEHL, C. & FUCHS, K., 1983.- The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish Massif. *In*, Plateau uplift - The Rhenish Shield - A case history (Ed. by FUCHS, K., GEHLEN, vK., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A.), Springer Verlag, 260-275.

- MERTES, H. & SCHMINCKE, H.-U., 1985.- Mafic potassic lavas of the Quaternary West Eifel volcanic field. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89: 330-345.
- MORTENS, L., ROSSI, P.L., BONDI, M. & BRUNFELT, A.O., 1980.- High-pressure megacrysts in basaltic lavas from Djanet Oasis, Eastern Hoggar, Algerian Sahara. In: The geology of Libya (Ed. by Salem, M.J. & Busrewil, M.T.), *Academic Press Inc.*, London : 1065-1075.
- NEGENDANK, J., 1988.- Zur Geologie der Umgebung von Manderscheid. Schriftenr. Die Schöne Eifel, Ausgabe: Vulkaneifel um Manderscheid: 13-37, Trier.
- NEGENDANK, J. & ZOLITSCHKA, B., 1993.- Maars and Maar lakes of the Westeifel volcanic field. In, Paleolimnology of European Maar Lakes, J. Negendank & B. Zolitschka, eds, *Lecture Notes in Earth Sciences*, 49: 61-80, Springer-Verlag, Berlin.
- NISBET, E.G. & PEARCE, J.A., 1977.- Clinopyroxene composition in mafic lavas- from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 149-160.
- SACHTLEBEN, Th. & SECK, H.A., 1981.- Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 157-165
- SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H.A., 1983.- The Quaternary Eifel volcanic fields. In, Plateau uplift - The Rhenish Shield - A case history (Ed. by FUCHS, K., GEHLEN, vK., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A.), Springer Verlag, 139-151.
- STOSCH, H.-G. & LUGMAIR, G.W., 1986.- Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 281-298.
- STOSCH, H.-G. & SECK, H.A., 1980.- Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 457-470.
- TAVERNIER, R. & LARUELLE, J., 1952.- Bijdrage tot de petrologie van de recente afzettingen van het Ardeense Maasbecken. *Natuurwet. Tijdschr.*, 34: 99-110.
- TAZAKI, K., 1971.- Ultramafic nodule and megacryst pyroxene in alkaline basalt from Kibi Plateau, Southwest Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, 77 : 127-136.
- WASS, S.Y., 1979.- Multiple origins of clinopyroxenes in basaltic rocks. *Lithos*, 12: 115-132.
- WASS, S.Y., 1980.- Geochemistry and origin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the Southern Highlands, New South Wales, Australia. *Am. J. Sci.*, 280A: 639-666.
- WELLS, P.R.A., 1977.- Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-139.
- WOILLARD, G.M. & MOOK, W., 1982. - Carbon -14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. *Science*, 215: 159-161.