

MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES

Mémoires pour servir à l'Explication
des Cartes Géologiques et Minières
de la Belgique.
N° 36



Toelichtende Verhandelingen
voor de Geologische en Mijnkaarten
van België.
Nr 36

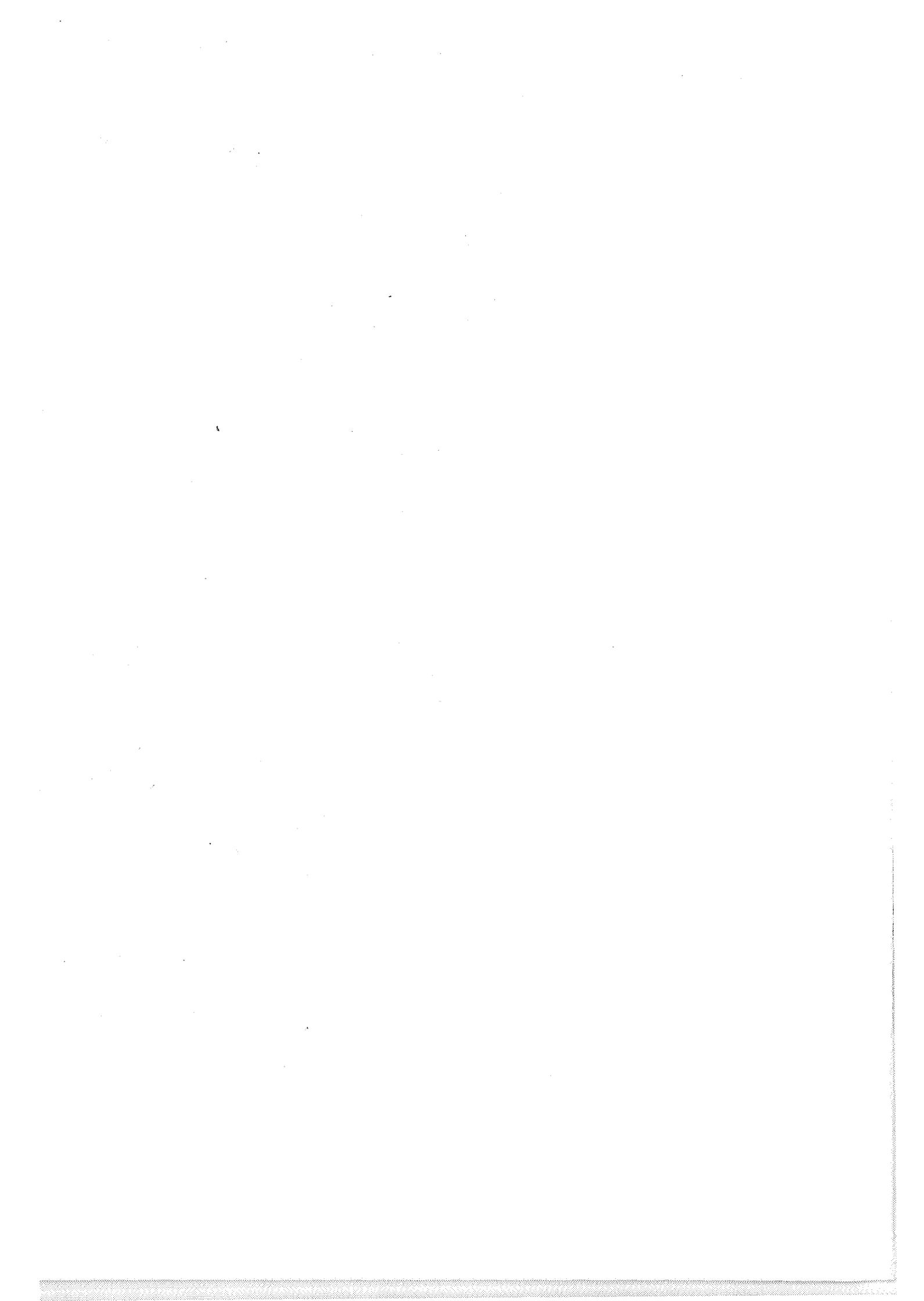
MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN

**CONTRIBUTION A LA
TEPHROSTRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE
ET SON APPLICATION A LA GEOMORPHOLOGIE**

par

Etienne Juvigné

1993



CONTRIBUTION A LA TEPHROSTRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE ET SON APPLICATION A LA GEOMORPHOLOGIE

par

Etienne Juvigné

Docteur en Sciences

Chercheur qualifié
du

Fonds national de la Recherche scientifique

UNIVERSITÉ DE LIÈGE

FACULTÉ DES SCIENCES

Edition

Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques
Rue de Mot, 24 - 1040 Bruxelles
Décembre 1993

Editeur

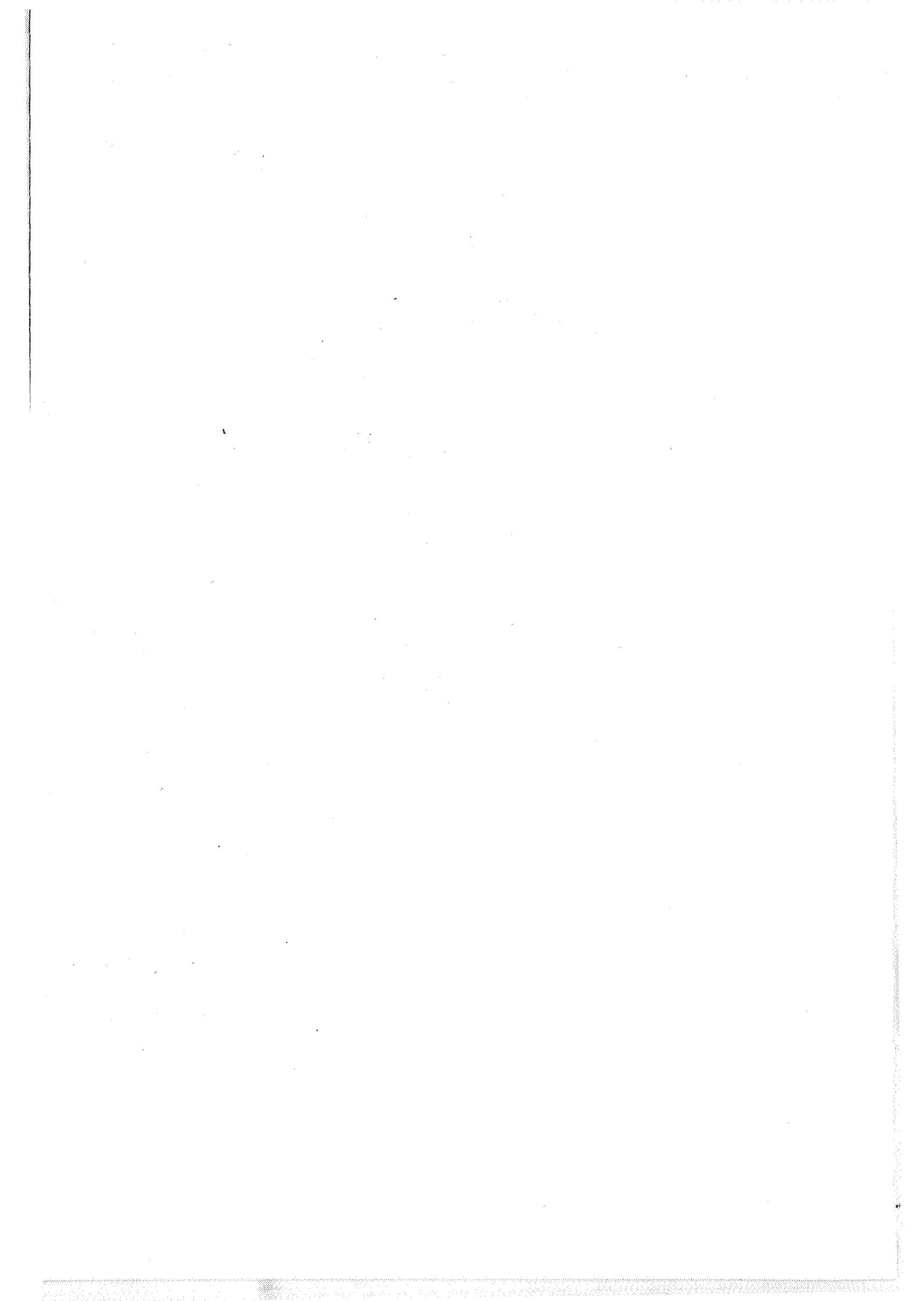
J. Herman : Service Géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles

Uitgeverij

Drukkerij van het Ministerie van Economische Zaken
De Motstraat, 24 - 1040 Brussel
December 1993

Editeur

J. Herman : Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel



PRESENTATION

Ce Mémoire est un travail qui a été présenté le 12 février 1992 à l'Université de Liège pour l'obtention du grade d'Agrégé de l'Enseignement Supérieur. J'ai l'honneur de le dédier à mes Maîtres, les Professeurs P. Macar et A. Pissart.

Il s'agit d'une synthèse de 34 articles publiés dont les références suivent.

BASTIN, B., GEWELT, M. & JUVIGNE, E. (1990). A propos de l'âge et de l'origine des téphras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **113**: 165-178.

ETLICHER, B., JANSSEN, C.R., JUVIGNE, E. & VAN LEEUWEN, J.F.N. (1987) Le Haut Forez (Massif Central français) après le Pléniglaciaire würmien: environnement et Téphra du volcan de La Nugère. *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, **32**: 229-239.

GEWELT, M. & JUVIGNE, E. (1986) Les "téphra de Remouchamps", un nouveau marqueur stratigraphique dans le Pléistocène supérieur daté par $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**: 489-497.

GEWELT, M. & JUVIGNE, E. (1988) Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier, et les Monts Dore (Massif Central, France): résultats nouveaux et synthèse. *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, **1988-1**: 22-33.

JUVIGNE, E. (1977d) Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **100**: 13-22.

JUVIGNE, E. (1978b) Découverte de minéraux volcaniques dans des tourbières des Vosges (France). *Bull. Soc. géogr. Liège*, **14**: 205-210.

JUVIGNE, E. (1979b) L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **23**: 291-300

JUVIGNE, E. (1980a) Révision de l'âge des volcans de l'Eifel occidentale. *Z. für Geomorphologie*, **24**: 345-355.

JUVIGNE, E. (1980b) Vulkanische Schwerminerale in rezenten Böden Mitteleuropas. *Geol. Rundschau*, **69**: 982-996.

JUVIGNE, E. (1983a) Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal: la retombée volcanique de la Taphanel. *Bull. Ass. franç. Et. Quat.*, **13**: 3-7.

JUVIGNE, E. (1983b) Two different volcanic ash-falls of Allerød age in High Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, **62**: 545-549.

JUVIGNE, E. (1983c) Les variations minéralogiques dans les retombées de 1982 du volcan El Chichon (Chiapas, Mexique) et leur intérêt pour la téphrostratigraphie. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **106**: 311-325.

JUVIGNE, E. (1985) Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bévercé. *Bull. Soc. géogr. Liège*, **21**: 3-11.

JUVIGNE, E. (1986a) Late Quaternary sediments at Battle Ground Lake, Southern Puget Trough, Washington-U.S.A., Northwest Science, **60**: 210-217.

JUVIGNE, E. (1986b) Remarques sur l'article de H. Straka: "L'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de l'Eifel volcanique (Allemagne de l'Ouest)". *Ecologia Méditerranéa*, **XI/1**: 149-151.

JUVIGNE, E. (1987a) Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français: la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, Série II: 187-190.

JUVIGNE, E. (1987b) Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, **32**: 241-249.

JUVIGNE, E. (1990) About some widespread Late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh*, **1990/4**: 215-232.

JUVIGNE, E. (1991b) Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. C. R. Acad. Sci. Paris, **312**, Série II: 415-420.

JUVIGNE, E. (1992a) Approche de l'âge de deux cratères volcaniques lacustres d'Auvergne (France). C. R. Acad. Sci. Paris, **314**, Série II: 401-404.

JUVIGNE, E., BASTIN, B. & GEWELT, M. (1986) Découverte de retombées volcaniques d'âge Holocène dans la Chaîne des Puys septentrionale (Massif Central, France). Rev. Sc. nat. d'Auvergne, **52**: 33-36.

JUVIGNE, E., BOENIGK, W., BRUNNACKER, K., DUCHESNE, J.C. & WINDHEUSER, H. (1988a) Zur Schlottfüllung des Hinkelsmaars (Eifel/Deutschland): Alter und Genese. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1988-9**: 544-562.

JUVIGNE, E. & GEWELT, M. (1987) La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). Bull. Ass. fr. Et. Quat., **29**: 37-49.

JUVIGNE, E. & GEWELT, M. (1988) Téphra et dépôts des grottes: Intérêt stratigraphique réciproque. Ann. Soc. géol. Belg., **111**: 135-140.

JUVIGNE, E. & GILOT, E. (1986) Ages et zones de dispersion de téphras émises par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France). Z. dt. geol. Ges., **137**: 613-623.

JUVIGNE, E., HORVATH, E. & GABRIS, G. (1991) La Tephra de Bag: une retombée volcanique à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale. Eiszeitalter u. Gegenwart, **41**: 1-12.

JUVIGNE, E., LOUSBERG, N. & GEWELT, M. (1988b) Evolution morpho-sédimentaire de la Narse d'Espinasse. Rev. Sc. nat. d'Auvergne, **53**: 7-14.

JUVIGNE, E., MILCAMP, V., DELIBRIAS, G. & EVIN, J. (1988c) Ages de traits polliniques et chronozonation du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Massif Central (France). Med. rijks geol. Dienst, **41/4**: 33-50.

JUVIGNE, E. & PORTER, S. (1985) Mineralogical variations within two widespread holocene tephra layers from Cascade Range Volcanoes (U.S.A.). Géographie physique et Quaternaire, **39**: 7-12.

JUVIGNE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1989) Das Talverschüttungsprofil von Alzenau i. Ufr. (Ziegeleigrube Zeller), eine Typolokalität früh- mittelpleistozäner Tephren. Jber. Wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **140/141**: 143-172.

JUVIGNE, E. & SEMMEL, A. (1981) Un tuf volcanique semblable à l'Eitviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 83-90.

JUVIGNE, E. & SHIPLEY, S. (1983) Distribution of the heavy minerals in the downwind lobe of the May 18, 1980 eruption of the Mount St. Helens (Washington, U.S.A.). Eiszeitalter u. Gegenwart, **33**: 1-7.

JUVIGNE, E. & WINTLE, A.G. (1988) A new chronostatigraphy of the late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 94-105.

PISSART, A. & JUVIGNE, E. (1980) Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). Ann. Soc. géol. Belg., **103**: 73-86.

THOURET, J.C., VANDERHAMMEN, T., SALOMONS, B. & JUVIGNE, E. (1992a) Stratigraphy, chronology, and paleoecology of the last glaciation in the Andean Central Cordillera, Colombia- A short note. Zeitschrift für Geomorphologie, **84** (Suppl. Bd): 13-18.

TABLE DES MATIÈRES

Chapitre 1.- Généralités	5
1. Echelle stratigraphique du Quaternaire	5
2. Téphrologie	5
3. Classifications des magmas et des minéraux	7
4. Variations géochimiques et minéralogiques au sein d'une téphra	7
5. Téphrostratigraphie du Quaternaire en Belgique	12
Chapitre 2.- Présence de la Téphra du Laacher See en Belgique et dans le Nord-Est de la France	15
1. Opinions divergentes sur l'origine d'une téphra "récente" en Belgique	15
2. Critères discriminatoires des téphras du Laacher See, et du groupe Chopine-Kilian-Vasset ..	16
3. Répartition de minéraux volcaniques dans les sols actuels	19
4. Identification de la Téphra du Laacher See enfouie dans des gîtes distaux	19
5. Superposition des lobes de la Téphra du Laacher See, et des Téphras Kilian-Vasset	21
6. Conclusion	21
Chapitre 3.- Téphrostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Massif Central français par l'étude des milieux palustres et lacustres	23
1. Introduction	23
2. Modèle téphrochronologique	23
3. Les lobes	26
4. Les traits caractéristiques des téphras	26
5. Conclusion	33
Chapitre 4.- Stratigraphie du loess du Pléistocène supérieur de Moyenne Belgique orientale, Téphra d'Eltville, et Téphra de Rocourt	35
1. Stratigraphie du loess du Pléistocène supérieur de Moyenne Belgique orientale	35
2. Téphra d'Eltville	37
3. Chronostratigraphie du Weichsel récent, et âge de la Téphra d'Eltville	40
4. Téphra de Rocourt	42
Chapitre 5.- Téphras diverses du Pléistocène	47
1. Téphrostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène du massif Ruiz-Tolima/Colombie	47
2. Deux téphras tardiglaciaires du Mont St Helens/U.S.A.	47
3. La Téphra de la Grande Pile/Vosges, France	47
4. Révision de l'âge de volcans de l'Eifel occidentale/Allemagne	50
5. La Téphra de Saint-Germain/Vosges, France	50
6. La Téphra de Remouchamps/Belgique	50
7. Les téphras de Karstein/Eifel, Allemagne	51
8. Les téphras du Vorspessart/Allemagne	51
9. La Téphra de Bag/Europe centrale	54
Chapitre 6.- Conclusion générale	57
Bibliographie	59

CHAPITRE 1.- GÉNÉRALITÉS

1. Echelle stratigraphique du Quaternaire

Au cours des deux dernières décennies, la chronostratigraphie du Quaternaire a subi une profonde évolution en raison du remplacement progressif de l'échelle basée sur les données d'origine continentale, par une autre reposant sur l'analyse de carottes océaniques. Dans l'un et l'autre système, la base du découpage est l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires.

Grâce à des recherches stratigraphiques systématiques dans des paléolacs au cours de la dernière décennie, la corrélation entre les stratigraphies continentale et océanique s'organise lentement; elle n'est encore satisfaisante que pour le Pléistocène supérieur (Guiot *et al.*, 1989).

Dans la figure 1, le lecteur trouvera les termes essentiels du vocabulaire chronostratigraphique utilisés dans cette dissertation. Toutes les téphras étudiées ici, sont plus récentes que la transition paléomagnétique Matuyama/Brunhes. L'échelle a donc été arrêtée peu en-dessous de ce niveau.

Dans les articles annexés, le temps a été exprimé de diverses façons en fonction de l'évolution de l'usage. Une uniformisation de la présentation est justifiée ci-dessous.

Au début de la datation ^{14}C , les âges étaient exprimés indifféremment: 1) en années BP (Before Present, soit avant 1950, par convention); 2) en années AD (Anno Domini, pour la période après Jésus-Christ); 3) en années BC pour la période "Before Christ". En raison de la variation de la part de ^{14}C dans l'atmosphère en fonction du temps, il est apparu qu'il existe une différence entre l'âge ^{14}C et le temps réel, si bien que la correction des âges ^{14}C s'est imposée. Au début de la "calibration" (par dendrochronologie et pour la période historique), il a été recommandé d'exprimer les âges ^{14}C non corrigés en temps BP, et les âges calibrés suivant l'échelle AD/BC. La calibration est maintenant pratiquée jusqu'à 28.000 BP (Stuiver *et al.*, 1991), ce qui permet de comparer des âges ^{14}C , avec ceux obtenus par d'autres méthodes, et exprimés en temps réel avant le présent (voir ci-dessous). Pour les comparaisons, il est peu commode de conserver l'échelle de temps AD/BC, qui implique une opération mathématique sur le résultat publié. En conséquence, dans cette dissertation, nous avons adopté l'usage exposé ci-dessous.

1°. "L'âge ^{14}C " s'entend comme le résultat non corrigé de la datation par le carbone 14; il est exprimé en "année BP", sous la simple forme "BP", par exemple 6.100 BP.

2°. "L'âge calibré" est un "âge ^{14}C " corrigé, d'après les tables de Gilot & Mahieu (1987) pour les huit derniers millénaires, et de Stuiver *et al.* (1991) pour la période antérieure. Un tel âge est exprimé en "années BP Cal", sous la simple forme "BP Cal", par exemple 7.200 BP Cal.

3°. Les résultats obtenus par d'autres méthodes de datation que le ^{14}C , sont exprimés en "kiloan", soit simplement "ka".

2. Téphrologie

Le terme "téphra" (h tefra: la cendre) a été introduit par Thorarinsson (1954) pour désigner tout matériau projeté par un volcan dans l'atmosphère, par opposition aux produits effusifs ("lava"). La téphrologie est la science qui étudie tous les aspects de ces projections, et la téphrostratigraphie s'occupe plus particulièrement d'établir la succession des retombées. Lorsque l'âge absolu d'une téphra est établi en un lieu quelconque, celle-ci devient elle-même un moyen de datation pour les dépôts non volcaniques dans lesquels elle est intercalée; on fait alors de la téphrochronologie.

Les fractions les plus fines des téphras (cendres, poussières) peuvent être projetées jusque dans la stratosphère, où elles sont prises en charge par les jet-streams; une partie de la masse retombe sur de vastes surfaces. Ces recouvrements peuvent atteindre plusieurs centaines de milliers de km^2 , ils ont la forme de "lobes". Le processus de retombée d'une téphra ne dure souvent que peu de temps (minutes, heures, jours), il est donc géologiquement instantané. Une téphra est donc un moyen de corrélation stratigraphique extrêmement précis; encore faut-il en déterminer des caractéristiques qui permettent de ne pas la confondre avec d'autres.

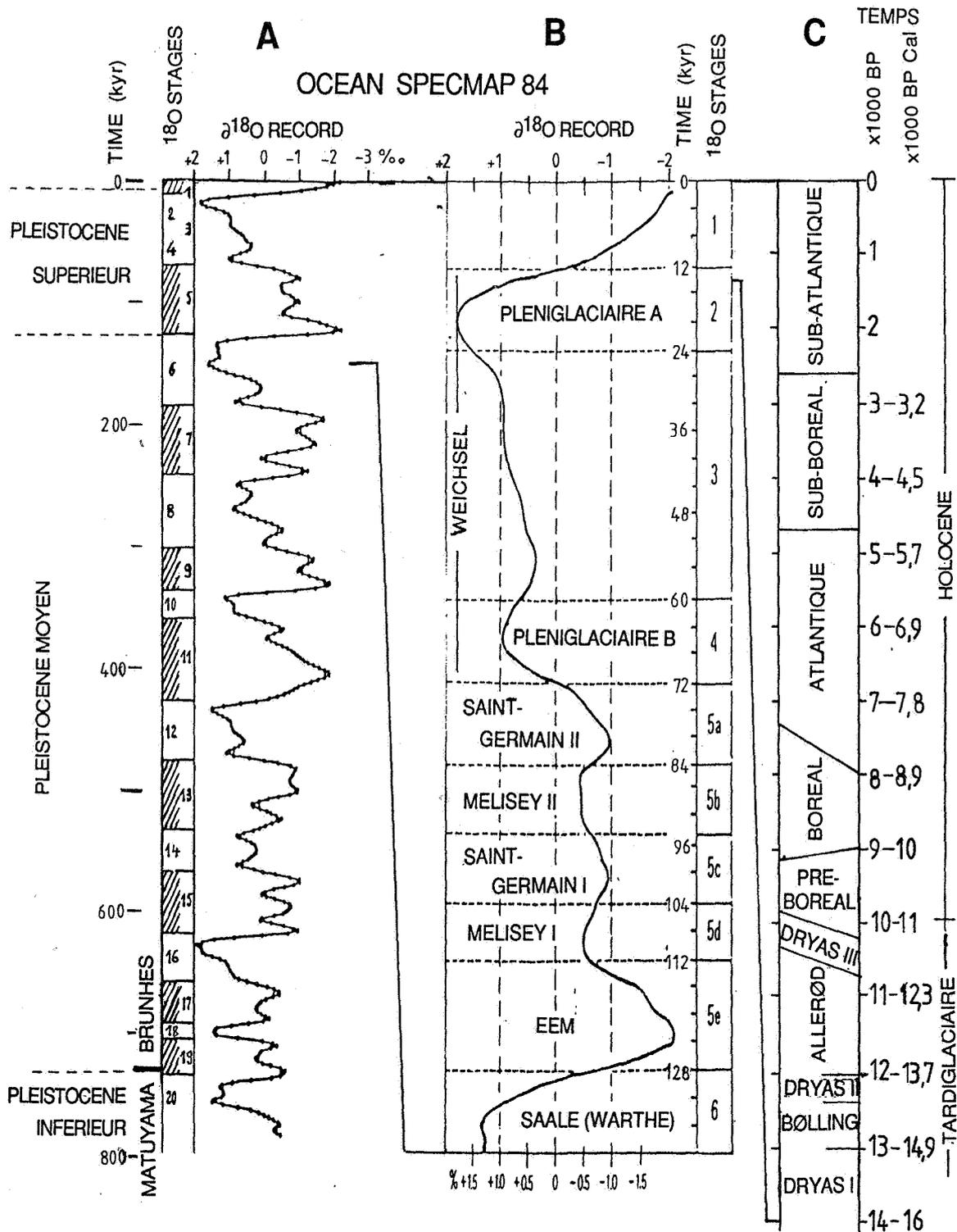


Figure 1.- Quelques termes du vocabulaire chronostratigraphique de la période postérieure à la transition paléomagnétique Matuyama/ Brunhes.

A, B.- Echelle SPECMAP (d'après Imbrie et al., 1984),

C.- Le Tardiglaciaire et l'Holocène: 1) limites du côté gauche, d'après Juvigné et al. (1988c); 2) limites du côté droit d'après Beaulieu et al. (1982). Ici, l'ordonnée est graduée, d'une part en temps ^{14}C conventionnel, et d'autre part en temps réel (voir explication dans le texte: chapitre 1, partie 1).

La nomenclature de base en téphrostratigraphie a fait l'objet d'une mise au point récente en langue française (Juvigné, 1991a). Les usages proposés tiennent compte des suggestions faites récemment pour la littérature anglaise (Fisher & Schmincke, 1984; Froggatt & Löwe, 1990). L'objectif commun est de remédier à des usages anarchiques de la nomenclature spécifique, auxquels nos articles antérieurs n'ont d'ailleurs pas échappé. Les acceptions nouvelles sont utilisées dans cette dissertation. L'attention du lecteur est attirée sur le fait qu'en téphrologie, les termes suivants ont maintenant une signification strictement granulométrique (\emptyset = diamètre des grains): poussière ($\emptyset < 62,5 \mu\text{m}$), cendre ($62,5 \mu\text{m} < \emptyset < 2000 \mu\text{m}$), lapillus ($2 \text{ mm} < \emptyset < 64 \text{ mm}$), bloc et bombe ($\emptyset > 64 \text{ mm}$).

3. Classifications des magmas et des minéraux

Pour la détermination des magmas et des minéraux, différentes classifications en vigueur au cours des deux dernières décennies ont été utilisées aussi bien dans les articles annexés, que dans les travaux des autres auteurs cités. Dans la présente dissertation, afin de faciliter les comparaisons, nous avons redéterminé tous les magmas et les minéraux, en suivant les propositions formulées par des groupes de travail constitués par des Organismes internationaux:

- pour les magmas (fig. 2A): Le Bas *et al.* (1985), Sous-Commission de l'Union géologique internationale,
- pour les pyroxènes (fig. 2B): Morimoto (1988), Sous-Comité de l'Association minéralogique internationale,
- pour les feldspaths (fig. 2C): Barth (1969).
- pour les amphiboles (fig. 2D): Leake (1978), Sous-Comité de l'Association minéralogique internationale.

Pour la comparaison des magmas, et la discussion des corrélations stratigraphiques, il y a lieu de tenir compte de différences inhérentes aux méthodes d'analyse.

1°.- Pour un même magma, **le verre est toujours plus différencié que la roche globale** (fig. 3A), puisqu'il représente un liquide résiduel, dépourvu des parts d'éléments déjà engagées dans les cristaux.

2°.- **Il existe des différences d'origine technique.**- Comme dans de nombreux cas, nous avons dû travailler sur des quantités très faibles d'échantillons (mg) provenant de téphras cendreuses et/ou poussiéreuses, les analyses de magmas ont été effectuées sur un ensemble de scories fines extraites à l'aide de la loupe binoculaire, puis vitrifiées par fusion. La sélection de scories a pour but majeur de ne pas englober des xénolithes dans l'analyse. Toutefois, cette opération a aussi pour conséquence d'éliminer les phénocristaux libres, dont certains appartiennent pourtant au magma juvénile. Les différences les plus sensibles entre "roche globale" *sensu stricto*, et scories ont été observées pour des magmas très différenciés (fig. 3B).

4. Variations géochimiques et minéralogiques au sein d'une téphra

La connaissance de ces variations est fondamentale pour la discussion des corrélations. Il est bien connu que la composition minéralogique d'une téphra émise au cours d'une même éruption peut varier dans le temps et dans l'espace (e.g. Fisher & Schmincke, 1984). La variation est souvent d'autant plus marquée que le magma parental est plus différencié, et que la masse émise est volumineuse, ce qui est toujours le cas des produits des éruptions violemment explosives que nous avons étudiés.

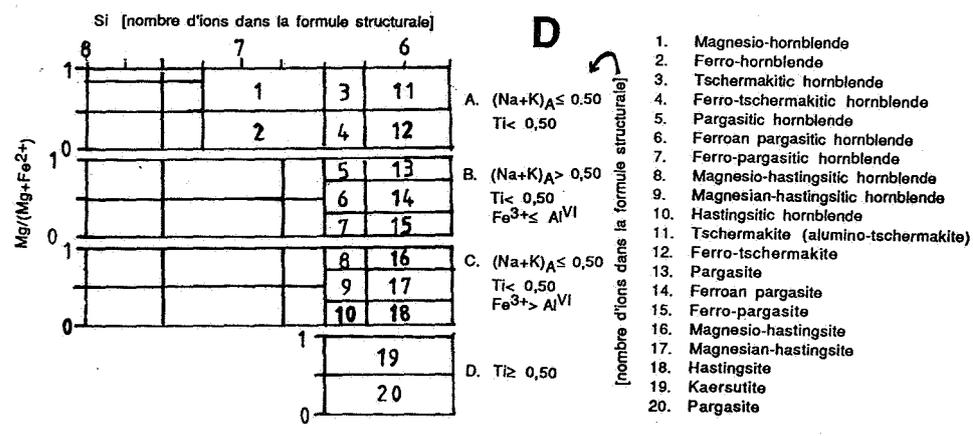
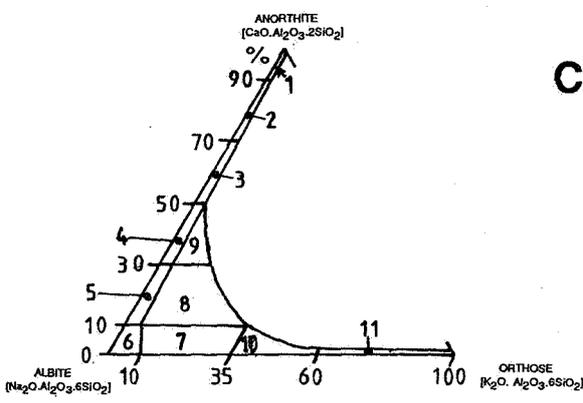
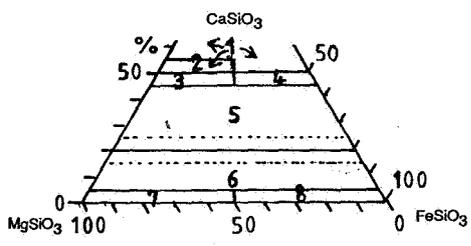
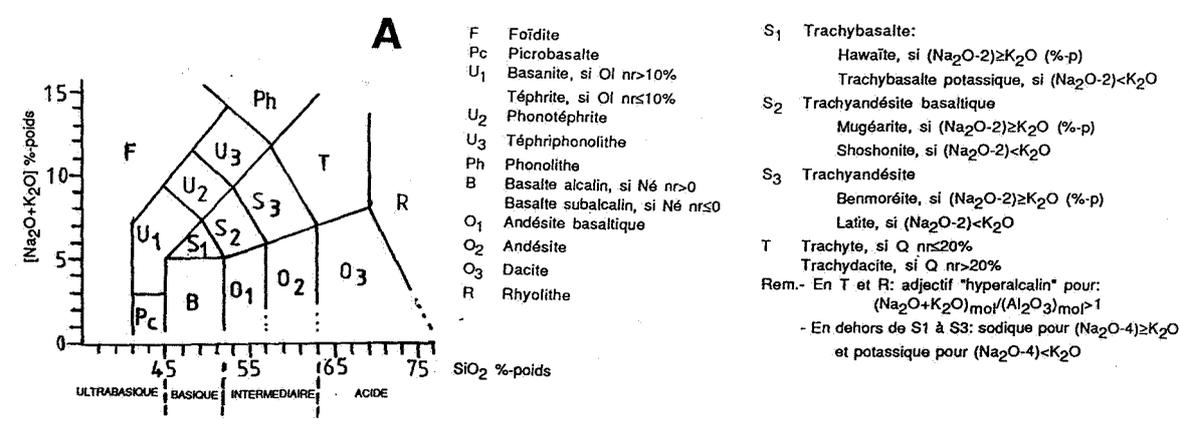


Figure 2.- Classifications des magmas et de minéraux.
A, magmas (d'après Le Bas et al., 1985).- B, pyroxènes du "Quad-group", et quelques adjectifs modificatifs en fonction du contenu en cations par formule-unité (d'après Morimoto, 1988); le terme "fassaïte" est repris d'après Tröger (1979) pour éviter l'usage de l'expression "unusual pyroxenes" de Morimoto.- C, feldspaths d'après Barth (1969).- D, domaine des amphiboles calciques citées dans nos travaux (d'après Leake, 1978).

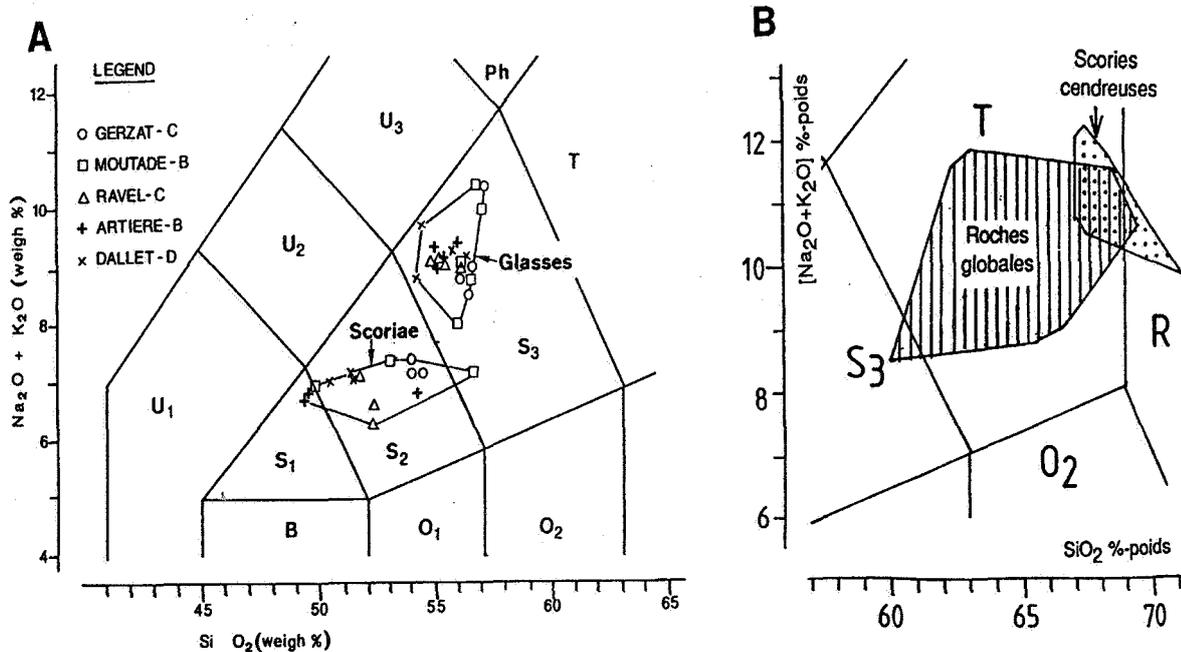


Figure 3.- Détermination de magmas sur roches globales, scories ou verres. Pour la classification générale, voir la figure 2A.

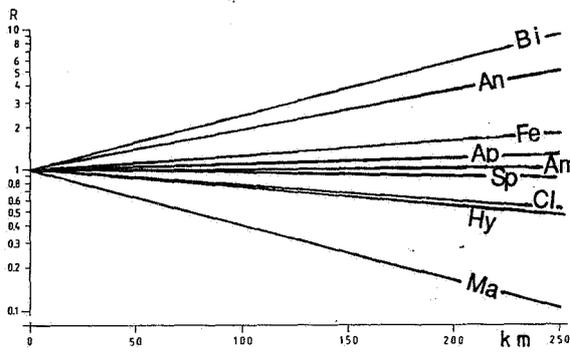
A. Téphra de La Nugère provenant de 5 sites de Limagne occidentale. Toutes les analyses ont été effectuées par microsonde, d'une part sur scories, et d'autre part sur verre (résultats inédits, à paraître in, Juvigné *et al.*, 1992).

B. Téphra de nappes trachytiques de la Chaîne des Puys (volcans Chopine-Kilian-Vasset: 1) barres verticales: analyses sur roches globales par fluorescence X, d'après des résultats de Camus (1975), Brousse (1971), Arnaud (1989) et Juvigné (1991b); 2) points: analyses par microsonde, sur scories cendreusees fondues (résultats inédits: voir chapitre 3).

4.1. Les mélanges magmatiques.- La reconnaissance d'exemples de magmas hybrides se fait de plus en plus fréquente dans les téphras des volcans violemment explosifs. Des intercalations de magmas basaltiques dans d'autres très différenciés, attestent l'injection des premiers dans les seconds. On peut donc attendre des variations géochimiques en étudiant des grains isolés d'une téphra (verres, scories). Des exemples typiques ont été signalés dans la partie du Massif Central, où nous avons travaillé (Gourgaud & Camus, 1984; Arnaud *et al.*, 1992)

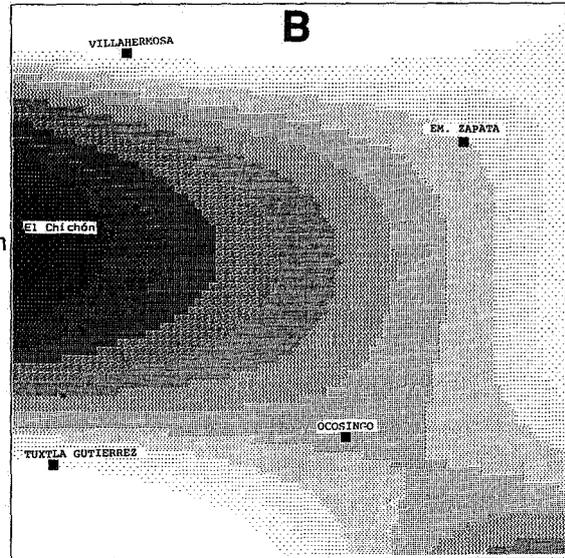
4.2. Variations stratigraphiques.- Dans le cas des grandes éruptions violemment explosives, la téphra reflète, en ordre inverse, la zonation de la chambre magmatique dont elle est issue (Fisher & Schmincke, 1984). Du point de vue géochimique, le magma juvénile émis, est souvent de moins en moins différencié en fonction du temps. En général, le rapport minéraux/verres augmente de bas en haut dans une séquence de produits pyroclastiques, et les rapports de fréquences entre minéraux peuvent également varier de façon importante (Bogaard & Schmincke, 1985). Si ces caractéristiques sont parfaitement reconnaissables dans les épaisses séquences téphriques qui subsistent à proximité immédiate des volcans, elles n'ont pas été mises en évidence dans les téphras distales. D'une part les lamines millimétriques ne se prêtent pas à une étude stratigraphique détaillée, et d'autre part elles ne correspondent souvent qu'à une seule "phase éruptive" (durée= minutes, heures, jours), au sein d'une "éruption" (durée= jours, mois, années).

A



- Bi: Biotite
- An: Anhydrite
- Fe: Feldspaths
- Ap: Apatite
- Am: Amphibole
- Sp: Sphène
- Cl.: Clinopyroxène
- Hy: Hypersthène
- Ma: Magnétite

B



LEGENDE :

••••• : -25.8289 <= Z < 3	••••• : 3 <= Z < 6
••••• : 6 <= Z < 9	••••• : 9 <= Z < 12
••••• : 12 <= Z < 15	••••• : 15 <= Z < 18
••••• : 18 <= Z < 21	••••• : 21 <= Z < 24
••••• : 24 <= Z < 27	••••• : 27 <= Z < 30
••••• : 30 <= Z < 33	••••• : 33 <= Z < 35.9211

Figure 4.- La retombée différentielle de minéraux au cours du transport de téphras dans l'atmosphère.

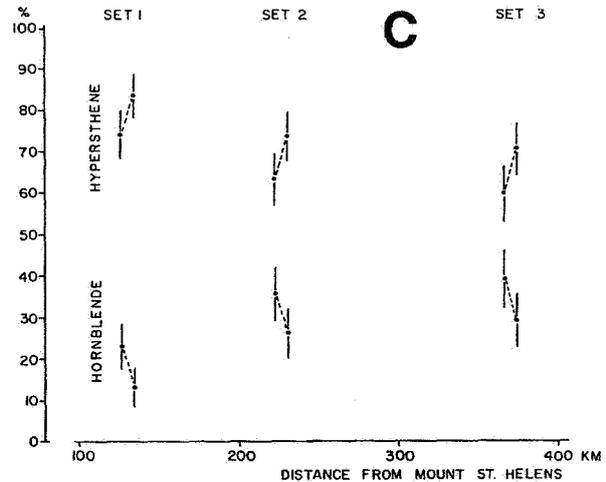
A.- Le long de l'axe principal de dispersion (d'après Juvigné, 1983c, p. 322, fig. 5). Cette figure tient compte des résultats obtenus sur les téphras de deux éruptions récentes: 1) volcan St Helens/ U.S.A. (18 mai 1980); 2) volcan El Chichon/ Mexique (mars-avril 1982).

Abcisse: distance par rapport aux volcans respectifs.

Ordonnée: $R1/R2$, avec $R1$ = rapport de fréquences "minéral X/ amphibole" à une distance déterminée du volcan, et $R2$ = même type de rapport calculé dans les téphras à proximité immédiate des volcans.

B. Par surface de tendance; exemple des variations de la part globale des minéraux denses dans le lobe de la Téphra d'El Chichon (d'après Donnay & Juvigné, 1985, p. 154, fig. 3); les valeurs de Z sont exprimées en pour-cent du poids total d'échantillon.

C. Parts d'hypersthène et d'amphibole brune, par rapport à l'ensemble des minéraux denses transparents dans 3 groupes de 16 échantillons, récoltés le long de transects courts (± 1 km) dans le lobe de la Téphra du Mt St Helens (18 mai 1980). Les points représentent les valeurs minimums et maximums obtenues pour chaque minéral, au sein de son groupe d'échantillons. Les valeurs des autres échantillons sont réparties le long du trait interrompu. Les barres verticales représentent l'intervalle de confiance au niveau de 95,4 % (d'après Juvigné & Shipley, 1983).



4.3. Variations spatiales.- Le principe des variations spatiales de faciès d'une téphra est bien connu (Fisher & Schmincke, 1984). Il résulte de la retombée différentielle des particules (verres, minéraux, xénolithes) lors du transport dans l'atmosphère. Comme il n'existait pas de données quantitatives en matière de variations spatiales de ces associations, nous avons étudié les retombées récentes des volcans St Helens/ U.S.A. (18 mai 1980) et El Chichon/ Mexique (mars-avril 1982).

4.3.1. Variations en fonction de la distance au volcan.- Un modèle a été établi (Juvigné, 1983c), qui exprime les variations des rapports de fréquences entre chaque minéral et l'amphibole, en fonction de la distance au volcan émetteur, le long de l'axe principal de dispersion. L'amphibole a été choisie comme minéral de référence, parce qu'elle est présente dans les deux téphras étudiées (fig. 4A): St Helens et El Chichon. Ce modèle montre que la sélection qui s'opère lors du transport dans l'atmosphère, est essentiellement régie par la densité et la forme des minéraux. Les plus denses (magnétite) et les plus trapus (magnétite, orthopyroxène, clinopyroxène, sphère) retombent en priorité, tandis que les plus plats (biotite, anhydrite) et les moins denses (feldspaths) parcourent des distances supérieures.

Nous avons montré une possibilité d'application de telles variations en étudiant des téphras émises respectivement par le Mont St Helens en 3.400 BP, et par le Mont Mazama en 6.700 BP (Juvigné & Porter, 1985). Les échantillons prélevés provenaient de couches conservées en position primaire et en milieu sec.

En plus des recherches sur les variations linéaires des associations minéralogiques, l'évolution en plan a été cartographiée par surfaces de tendance pour les phénocristaux mafiques essentiels du lobe de la Téphra du volcan El Chichon (Donnay & Juvigné, 1985). Les différentes cartes montrent que les variations des pourcentages en fonction de la distance, sont d'autant plus rapides qu'on passe de l'axe principal de dispersion à la direction perpendiculaire. La figure 4B, extraite de Donnay & Juvigné (1985), a été choisie à titre d'exemple pour montrer ce type d'évolution; elle s'applique à la part globale des minéraux denses contenus dans la téphra.

4.3.2. Variations locales.- Elles ont été étudiées dans 3 groupes de 16 échantillons, provenant de la couche conservée en position primaire dans des secteurs très restreints (± 1 km) du lobe de la Téphra du Mont St Helens. Dans chacun des trois ensembles, l'application de l'intervalle de confiance au niveau de 95,4% montre un recouvrement des pourcentages propres à chaque minéral (fig. 4C).

Au cours de nos campagnes de prélèvements, effectuées dans les lobes de téphras d'El Chichon et du Mont St Helens, 1 à 2 ans après les retombées, nous avons pu constater que les produits pyroclastiques étaient déjà considérablement remaniés en de nombreux endroits. Par exemple, le vent avait prélevé préférentiellement les particules les plus fines et les plus vésiculées, pour les accumuler dans des concavités sous forme de véritables "congères". Dans ces dépôts secondaires, le contenu en phénocristaux -notamment mafiques- est apparu très nettement inférieur à celui de la téphra locale en place, et parfois même presque inexistant. Par remaniement sédimentaire, les variations de la composition minéralogique d'une téphra peuvent donc aller jusqu'à la disparition de certains minéraux.

4.4. Conditions de sédimentation propres aux milieux lacustres.- Beaucoup de gîtes que nous avons étudiés en Europe occidentale sont constitués de sédiments lacustro-palustres. Même si elles sont conservées en position primaire dans de tels dépôts, les téphras peuvent être très différentes des produits des retombées originales.

Les différences sont particulièrement nettes pour les téphras à base de ponces (densité < 1), et nous avons observé un exemple remarquable dans les Monts Dore et le Cézallier (Massif Central français), en relation avec l'éruption du volcan Pavin (voir chapitre 3). Dans les milieux lacustro-palustres, les ponces sont pratiquement absentes, alors qu'elles constituent la composante essentielle dans les milieux subaériens environnants. Ceci résulte du fait que les éléments très vésiculés, riches en gaz, ont flotté un moment sur les lacs contemporains de la retombée, et ont dérivé vers les plages où ils se sont accumulés. Par contre, les éléments non vésiculés ont coulé à l'endroit où ils sont tombés, donnant à la téphra un faciès essentiellement cristallin et xénolithique. Il faut remarquer que dans les mêmes tourbières, il existe aussi une téphra de scories basaltiques pratiquement synchrone (Téphra du Montcineyre), dont le faciès est identique à celui du milieu subaérien environnant, mais tous ses grains ont une densité supérieure à 1, ce qui exclut le flottage et la dérive.

4.5. Altération in situ.- Hodder *et al.* (1991) ont démontré que l'altération différentielle des minéraux dans les milieux humides et acides, détermine des modifications quantitatives au sein des associations de phénocristaux, allant jusqu'à la disparition de certains minéraux. De telles modifications peuvent donc affecter les téphras des milieux lacustro-palustres que nous avons étudiées.

Juvigné & Seidenschwann (1989) et Juvigné *et al.* (1991a) ont constaté que, dans les coupes de loess, des lamines de téphras étaient dépourvues de leur fraction vitreuse, réduite à l'état d'argile par altération.

4.6. Les horizons téphriques.- Dans les milieux aériens et subaériens, les téphras ont souvent subi la bioturbation et le remaniement sédimentaire, mais aussi la cryoturbation en climats froids, si bien que le plus souvent, leurs minéraux ne peuvent plus être trouvés qu'à l'état dispersé dans divers sédiments hôtes, que l'on appelle "horizons téphriques". Dans ces conditions, la téphra n'est plus visible sur le terrain, et sa présence ne peut alors être détectée que par des recherches au microscope, sur des échantillons prélevés par raclages continus sur les coupes ou les carottes de sondages.

Comme les horizons téphriques contiennent de nombreux feldspaths des sédiments hôtes, les recherches de téphras y sont donc réduites à celles de phénocristaux mafiques transparents. Dans chaque cas particulier, c'est une étude critique du contexte sédimentaire qui permet d'estimer la représentativité chronostratigraphique de l'horizon téphrique, par rapport au moment de la retombée.

4.7. Conclusion.- Les modèles de variations spatiales des fréquences des minéraux ne sont véritablement applicables qu'aux téphras conservées en position primaire, et en milieu sec. Nous avons montré une possibilité d'application aux lobes des téphras émises respectivement par le Mont St Helens en 3.400 BP, et par le Mont Mazama en 6.700 BP (Juvigné & Porter, 1985).

Par contre, on doit attendre, au sein d'une même téphra, des variations incontrôlables des fréquences au sein des associations de minéraux, et on ne peut exclure des corrélations sur la base de différences quantitatives, même importantes. La connaissance insuffisante de telles variations a pu conduire à individualiser des téphras (Juvigné, 1983b), qui doivent être mises en corrélation.

Des différences dans la composition chimique de parties du magma juvénile, ne peuvent pas non plus être utilisées pour rejeter une corrélation, pour autant qu'elles puissent s'expliquer par la zonation d'une chambre, l'injection d'un magma dans un autre, ou encore des raisons d'ordre technique.

5. Téphrostratigraphie du Quaternaire en Belgique

La présence de minéraux d'origine volcanique est connue dans des sédiments quaternaires de notre pays, depuis les travaux de Tavernier & Laruelle (1952), et ceux de Gullentops (1952). L'essentiel de nos travaux en Belgique a été consacré à chercher des traces de téphras dans les formations quaternaires, ce qui nous a conduit à distinguer et à dater quatre retombées volcaniques (fig. 5). Elles ont été utilisées pour développer la connaissance de l'évolution géomorphologique de notre pays.

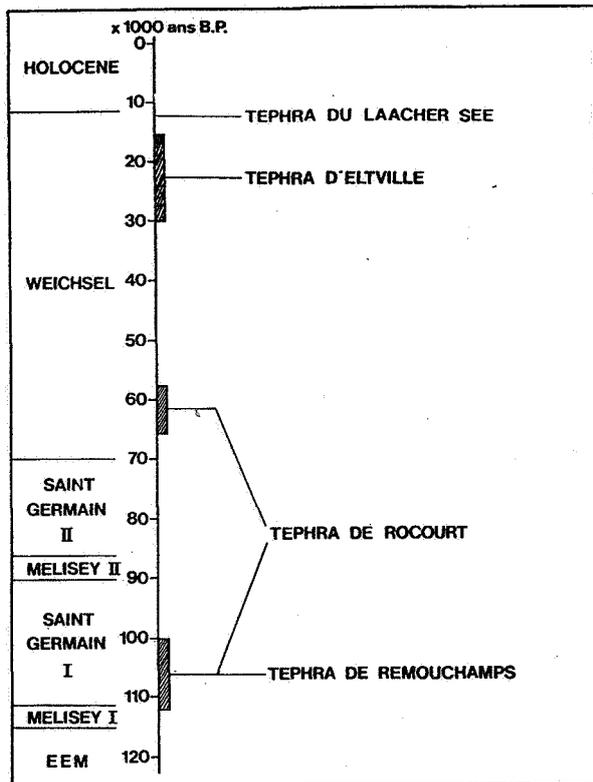


Figure 5.- Téphras trouvées dans des sédiments du Pléistocène supérieur de Belgique, ainsi que leur position stratigraphique. Les âges ^{14}C respectifs de la transition Tardiglaciaire/Holocène (10.000 BP), et celui de la Téphra du Laacher See (11.000 BP: voir chapitre 2) ont été calibrés, soit respectivement 11.350 BP Cal et 12.250 BP Cal.

Les volcans quaternaires les plus proches de notre pays sont dans l'Eifel et dans le Massif Central français. La détermination de l'origine des téphras trouvées en Belgique nous a conduit à étendre nos recherches dans l'un et l'autre des champs volcaniques précités.



CHAPITRE 2.- PRÉSENCE DE LA TÉPHRA DU LAACHER SEE EN BELGIQUE ET DANS LE NORD-EST DE LA FRANCE

1. Opinions divergentes sur l'origine d'une téphra "récente" en Belgique

Le Laacher See est un lac occupant un cratère de 2 km de diamètre; il se trouve dans l'Eifel orientale, non loin de Coblence. En 11.000 BP (soit 12.250 BP Cal), ce volcan a été le siège d'une éruption explosive violente, qui n'a duré qu'environ une semaine (Bogaard & Schmincke, 1985). En conséquence de cette faible durée, du point de vue stratigraphique, il n'est guère utile de discuter l'appartenance d'une lamine téphrique distale, à l'un ou l'autre lit de l'épais complexe de la téphra proximale. Dans les années 1950, la Téphra du Laacher See était déjà connue dans des tourbières depuis la plaine côtière de la Mer Baltique, jusque dans les Hautes Alpes (fig. 6A), et les colonnes lithologiques accompagnant des diagrammes polliniques de plusieurs de ces tourbières montrent la téphra, intercalée dans le segment appartenant à l'Allerød (Firbas, 1953).

Gullentops (1952) a, le premier, attribué au volcan du Laacher See des minéraux volcaniques trouvés dans des sols de Haute Belgique.

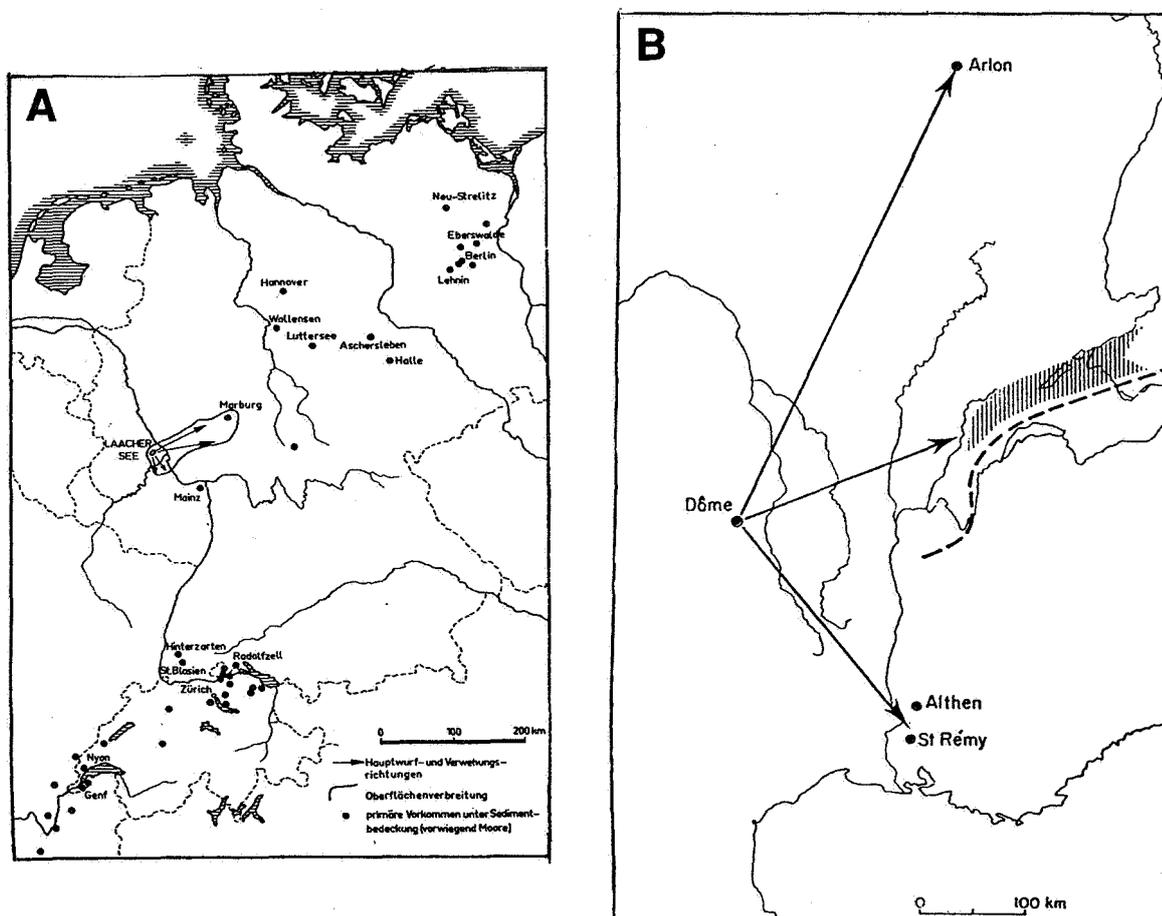


Figure 6.- Directions principales de dispersion de la Téphra du Laacher See d'après Frechen (1959, p. 365, fig. 1), et des nappes trachytiques de la Chaîne des Puys d'après Brousse & Rudel (1973, p. 6, fig. 2).

Dans le marais de Vance/Arlon, une téphra a été trouvée en place par Hulshof *et al.* (1968); elle se trouve dans la partie du diagramme pollinique que les auteurs attribuent à l'Allerød, mais la datation ¹⁴C d'échantillons de tourbe, immédiatement sous-jacente, a donné des âges au moins 3.000 ans trop récents (Boréal). C'est en donnant la préférence à l'interprétation du diagramme pollinique, que les auteurs ont attribué la téphra au volcan du Laacher See.

Hulshof *et al.*, (1968) se sont heurtés à une opposition intransigeante des spécialistes du volcanisme de l'Eifel, qui excluaient l'existence d'un lobe occidental de la Téphra du Laacher See: "...Ablagerungen des Laacher See-Vulkanes lassen sich nach Westen und Südwesten in Richtung auf die Maare nur bis die Umgebung von Mayen verfolgen..." (Erlenkeuser *et al.* 1972).

Brousse *et al.* (1969) ont exploité cette opposition pour attribuer la téphra de Vance aux nappes trachytiques mises en place dans la Chaîne des Puys pendant le Boréal (fig. 6B). Les volcans Chopine, Kilian et Vasset dans l'ordre, seraient responsables de l'émission de ces nappes (Camus, 1975).

Gullentops (in Woillard, 1975) a pris position en faveur de l'attribution de la téphra de Vance au Laacher See. Du point de vue chronostratigraphique, il a proposé une alternative (Préboréal), à l'interprétation originale du diagramme pollinique (Allerød).

Brousse & Bardintzeff (1987) maintiennent la corrélation de la téphra de Vance avec les nappes trachytiques boréales de la Chaîne des Puys.

C'est dans ce contexte contradictoire, que se situent les recherches que nous avons menées en cette matière.

2. Critères discriminatoires des téphras du Laacher See et du groupe Chopine-Kilian-Vasset

2.1. Associations de phénocristaux mafiques

L'association de la Téphra du Laacher See, aux environs immédiats du volcan, est composée essentiellement de clinopyroxène, d'amphibole brune, et de sphène (Frechen, 1959; Wörner & Schmincke, 1984; Bogaard & Schmincke, 1985).

Trois nappes trachytiques dans la Chaîne des Puys ont été émises pendant le Boréal, par les volcans Chopine, Kilian et Vasset (Camus, 1975). La Téphra du Chopine est à clinopyroxène et sphène, et les Téphras Kilian et Vasset sont à amphibole brune. Des découvertes récentes, faites dans le Massif Central, montrent que les retombées des volcans Chopine- Kilian- Vasset sont pratiquement synchrones, et que leur mélange est parfaitement concevable dans les gîtes où le complexe téphrique est laminaire (Juvigné *et al.*, 1992). Le mélange donne donc une téphra à clinopyroxène, amphibole brune et sphène, soit de même composition que celle du Laacher See.

La Téphra du Chopine contient accessoirement des phénocristaux idiomorphes de zircon (Camus, 1975; Juvigné, 1987a) qui n'existent pas dans la Téphra du Laacher See. Toutefois, dans les gîtes distaux, cette différence est peu fiable, car la lamine téphrique y est souvent contaminée par du sédiment local qui contient toujours des parts élevées de zircon.

2.2. Le magma (fig. 7A)

Celui du Laacher See est fondamentalement différent (phonolithe) de celui du groupe Chopine-Kilian- Vasset (trachyte). Mais il faut savoir que l'absence de verre dans la plupart des gîtes distaux (altération pédogénétique) a empêché l'application de ce critère discriminatoire.

2.3. Détermination géochimique de phénocristaux mafiques

C'est pour remédier au manque de verre, que nous avons recherché parmi les phénocristaux des critères distinctifs (Juvigné, 1991b), et nous avons trouvé que: 1) le sphène (fig. 7B) du Chopine est nettement plus pauvre en éléments majeurs, mais néanmoins plus riche en fer, que celui du Laacher See; 2) le clinopyroxène (fig. 7C) du Laacher See est plus calcique (diopside et secondairement fassaïte), que celui du Chopine (augite), de plus celui du Laacher See est toujours alumineux, parfois subsilicique et/ou sodique, tandis que celui du Chopine n'a aucun élément secondaire dominant.

Assez curieusement, la polémique sur l'existence ou non d'un lobe occidental de la Téphra du Laacher See a duré environ deux décennies. La cause majeure des litiges tient au fait qu'au cours de cette période, seule l'association de phénocristaux mafiques a été utilisée pour discuter de l'origine des téphras reconnues entre l'Eifel et le Massif Central. Ceci s'explique par la rareté, voire l'absence, de verre dans plusieurs gîtes, et par l'inexistence de déterminations géochimiques de minéraux jusqu'à très récemment (Juvigné, 1991b).

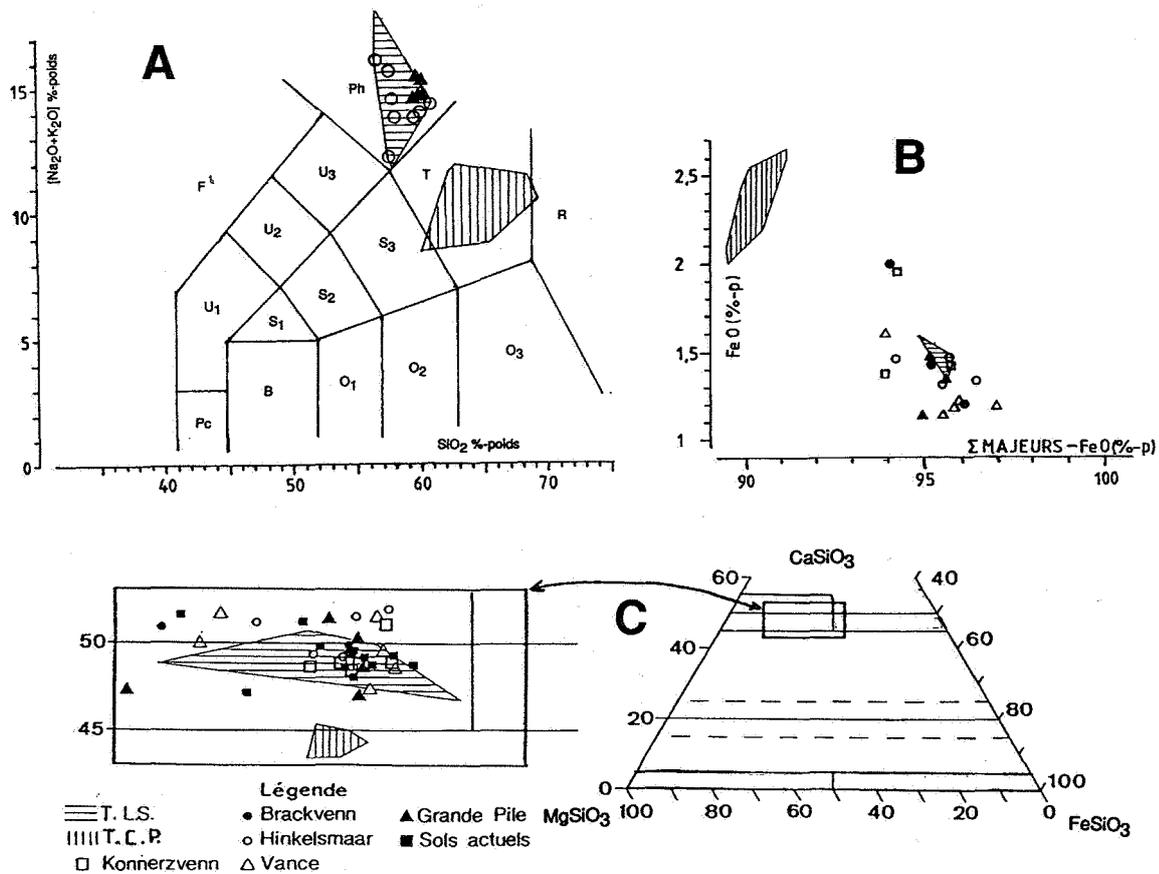


Figure 7.- Détermination des magmas et de deux minéraux mafiques des téphras des volcans du Laacher See, et du groupe Chopine-Kilian-Vasset, ainsi que de téphras de gîtes intermédiaires.

Légende: T.L.S.= Téphra du Laacher See; T.C.P.= Trachyte de la Chaîne des Puys.

A.- Magmas (classification, voir fig. 1A).- Téphra du Laacher See (roche globale) d'après Frechen (1976), Wörner & Schmincke (1984) et Bogaard & Schmincke, (1985). Trachytes de la Chaîne des Puys (roche globale), d'après Camus (1975), Brousse (1971), Arnaud (1989), et Juvigné (1991b). Les mesures dans les gîtes intermédiaires ont été effectuées uniquement sur des verres.

B.- Sphènes (figure originale d'après les données de Juvigné, 1991b)

C.- Clinopyroxènes (classification, voir fig. 1B) d'après Juvigné (1991b, p. 418, fig. 2)

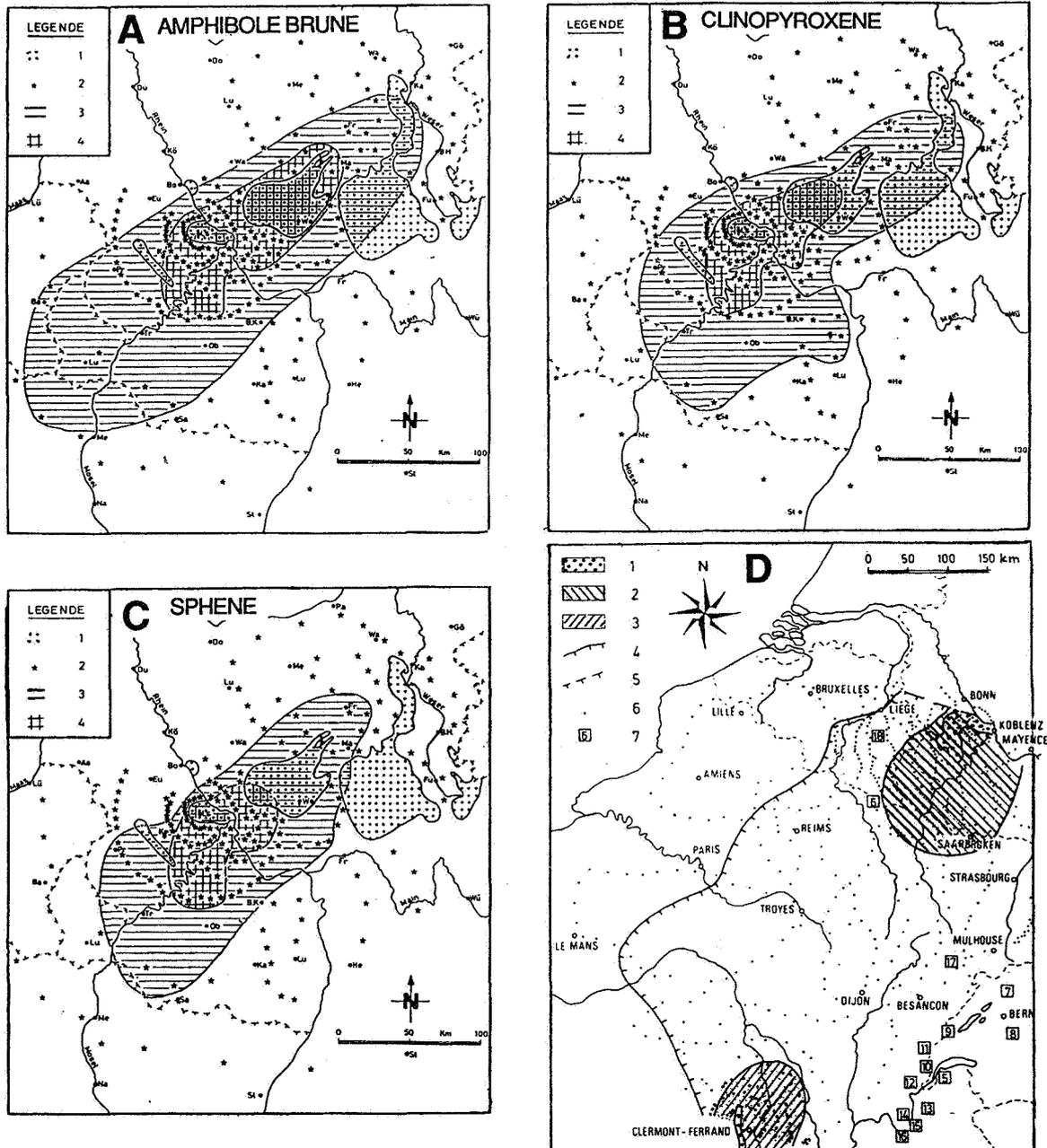


Figure 8.- Distribution géographique de phénocristaux volcaniques dans les sols actuels d'Europe moyenne.

A, B, C: dans l'Eifel et dans les régions voisines d'après Juvigné (1980b, p. 986/7/8, fig. 2/3/4)

Légende.- 1, champs volcaniques quaternaires; 2, points de prélèvements; 3 et 4, unité= nombre de minéraux de 105 à 420 μm par gramme de sol (fraction inférieure à 420 μm): 3 (en A et B), 10 à 100 min./g, et en C, 10 à 50 min./g; 4 (en A et B), plus de 100 min./g, et en C, plus de 50 min./g.

D : de l'Eifel à la Chaîne des Puys d'après Juvigné (1977a, p. 340, fig. 9): 1, champs volcaniques quaternaires; 2, régions voisines de l'Eifel où on trouve plus de 10 minéraux (clinopyroxène+ amphibole brune+ sphène) de plus de 105 μm par g de sol; 3, région au N de la Chaîne des Puys, où on trouve plus de 10 minéraux de plus de 44 μm par g de sol de moins de 420 μm ; 4, limite à l'W de laquelle nous n'avons pas observé de phénocristaux volcaniques; 5, limite entre la zone des terrasses du Rhin, et les terrains paléozoïques en affleurement; 6, points de prélèvements; 7, localisation de sites distaux, où sont connues des lamines de téphra en position primaire.

3. Répartition de minéraux volcaniques dans les sols actuels

Des prélèvements de surface, effectués par Jungerius & Riezebos (1976) ont permis de montrer la présence généralisée de minéraux volcaniques dans des sols du versant méridional de l'Ardenne- Eifel et de la Lorraine.

Pour notre part, nous avons effectué une vaste campagne de prélèvements d'échantillons de sols actuels sur des sommets presque horizontaux de collines, depuis la Basse Saxe jusqu'au Massif Central français. De tels sites étaient censés présenter deux avantages fondamentaux pour la recherche de téphra(s) "récente(s)": 1) depuis la fin des apports loessiques périglaciaires, ils sont à l'abri de toute forme de sédimentation qui aurait pu enfouir la téphra; 2) ils doivent avoir été peu affectés par l'érosion en raison de leur morphologie presque horizontale, et de l'existence d'une couverture végétale pendant au moins tout l'Holocène.

Dans chaque échantillon, nous avons déterminé des quantités de minéraux volcaniques par gramme de sédiment. Seuls les phénocristaux mafiques transparents ont été pris en considération, car dans les sols, les verres volcaniques ont été argilisés, et les feldspaths ne peuvent être distingués au microscope, de ceux du sédiment hôte. Des résultats sont représentés sur la figure 8.

La diminution de la concentration en minéraux volcaniques, à partir de l'Eifel orientale est interprétée comme le prolongement de la diminution d'épaisseur des couches, telle qu'on l'observe aux environs immédiats des volcans. Les sens principaux de dispersion reconnus par Frechen (revoir la fig. 6A) apparaissent sur les cartes A, B et C de la figure 8. Celles-ci montrent en plus que, de l'Eifel orientale au SE de la Belgique, il existe un *continuum* en faveur de la présence de la Téphra du Laacher See dans notre pays. Juvigné (1977a) a aussi établi que la taille des grains diminue dans le même sens.

Une recherche identique, prolongée jusqu'au Massif Central français, montre que le lobe des retombées trachytiques boréales des volcans de cette région a bien moins de chance d'avoir des prolongements en Belgique (fig. 8D).

La détermination géochimique de clinopyroxènes provenant de sols actuels de Bourgogne (Juvigné, 1991b) montre que ces minéraux appartiennent plutôt à la Téphra du Laacher See qu'à la Téphra du Chopine. Toutefois, on ne peut exclure une origine éolienne de ces mêmes phénocristaux.

Si on considère l'association de phénocristaux mafiques transparents dans chaque échantillon (Juvigné, 1980b, p. 994-996, tab. 1), on constate des différences quantitatives importantes, mais nous avons montré plus haut qu'elles n'empêchent pas la corrélation.

On pourrait aussi supposer le mélange dans les sols, de plusieurs téphras différentes. Toutefois, les coupes de loess montrent que la première téphra antérieure à celle du Laacher See (Téphra d'Eltville: voir plus loin) est enfouie, non seulement sous le sol actuel, mais encore sous un paléosol du Weichsel supérieur (voir plus loin).

4. Identification de la Téphra du Laacher See enfouie dans des gîtes distaux

4.1. Dans des coupes de remparts de "palses minérales" en Haute Belgique

Une dizaine de tranchées ont été effectuées dans des remparts de palses minérales sur le plateau de la Brackvenn et de la Konnerzvenn entre Eupen et Montjoie (Bastin *et al.*, 1974; Pissart & Juvigné, 1980; Pissart, 1983).

Dans une des coupes de la Konnerzvenn, la Téphra du Laacher See est visible à l'oeil nu; elle se présente sous forme d'une lamine lenticulaire gris clair intercalée dans une couche de tourbe. Les arguments en faveur de l'attribution de cette téphra au Laacher See sont multiples: 1) les verres sont phonolithiques (Bogaard & Schmincke, 1985; Juvigné, 1991b); 2) les déterminations géochimiques de clinopyroxènes et de sphènes conduisent à la même conclusion (Juvigné, 1991b); 3) les âges ^{14}C de la tourbe adjacente sont conformes (11.030 ± 160 BP, GrN-8891); 4) le diagramme pollinique correspond à l'Allerød au niveau de la Téphra (Damblon & Bastin, 1986).

Dans la majorité des autres remparts excavés, des concentrations de phénocristaux mafiques de la Téphra du Laacher See ont été localisées. A une exception près, l'horizon téphrique constitue le seul repère stratigraphique qui permet d'attribuer la formation des dites palses minérales à une période postérieure à l'Allerød (Bastin *et al.*, 1974; Juvigné, 1983b; Juvigné *in* Pissart, 1983).

4.2. Dans des alluvions fluviales

La présence de phénocristaux volcaniques est connue depuis longtemps dans les alluvions des principaux cours d'eau ardennais (Tavernier & Laruelle, 1952). Nous avons montré que la présence de ceux de la Téphra du Laacher See est limitée aux plaines alluviales actuelles (Juvigné, 1979b). L'encaissement post-allerød des cours d'eau ardennais est donc négligeable.

4.3. Dans un site archéologique

A Bomal, dans la terrasse située à la sortie de la grotte du Coléoptère (Dewez, 1974), un horizon téphrique contenant des phénocristaux du Laacher See a été mis en évidence dans une position stratigraphique en excellente relation avec l'Industrie ahrensbourgienne (Dryas récent/Préboréal) immédiatement sus-jacente (Juvigné, 1977a).

4.4. En grotte

A Eprave, des phénocristaux de la Téphra du Laacher See ont été trouvés dans l'étage de la grotte situé 16 m plus haut que la plaine alluviale (Juvigné & Gewalt, 1988). Cette découverte a permis de préciser un âge laissé ouvert par d'autres techniques stratigraphiques (Bastin *et al.*, 1977). Par le fait même, il a été démontré qu'un conduit aussi élevé (+16 m) a encore été fonctionnel après l'Allerød. Du point de vue géomorphologique, cette observation implique que les galeries inférieures ont été incapables d'assurer seules les débits de crues. Le matériau fin (limon), constituant le sédiment hôte de la téphra, atteste que les écoulements débordants étaient chargés.

4.5. Tourbière de Vance/Arlon

Dans la mesure où du verre volcanique n'a été trouvé par aucun des chercheurs ayant examiné cette téphra (Hulshof *et al.*, 1968; Gullentops, in Woillard, 1975; Bogaard & Schmincke, 1985; nous-même), la polémique relative à son origine n'a pu être levée que par la détermination géochimique de phénocristaux (fig. 7BC) conformément aux critères proposés par Juvigné (1991b).

4.6. Tourbière de la Grande Pile/Vosges

Juvigné & Bastin (1982) y ont trouvé une téphra laminaire dans un niveau de tourbe évoluée. Une nouvelle fois, l'association de minéraux mafiques transparents ne permettait pas de choisir fermement entre le Laacher See et les volcans trachytiques de la Chaîne des Puys. C'est l'interprétation du diagramme pollinique qui a déterminé la conclusion, selon laquelle il s'agissait d'une retombée d'âge préboréal, donc probablement originaire du Massif Central.

La découverte récente de quelques esquilles de verre dans cette lamine a permis l'identification d'un magma phonolithique, ainsi que de clinopyroxènes et de sphères identiques à ceux du Laacher See (fig. 7BC). Cette conclusion implique la révision de l'interprétation du diagramme pollinique associé (Juvigné & Bastin, 1982, p. 37, fig. 2).

4.7. Autres tourbières des Vosges

Dans les tourbières du Frère Joseph et du Boffy, Juvigné (1978b) a trouvé une téphra à clinopyroxène, amphibole brune et sphère dans les segments de l'Allerød de diagrammes polliniques de Woillard (1975).

4.8. Tourbières de cratères de l'Eifel occidentale

Des carottes de tourbe extraites de plusieurs cratères de l'Eifel occidentale ont été utilisées pour réaliser des diagrammes polliniques (Straka, 1954, 1955, 1956, 1958, 1960, 1961). Ce même auteur a signalé la présence d'une téphra cendreuse ("Tuffsand") dans la partie inférieure du remplissage tourbeux de chaque cratère. L'interprétation des diagrammes polliniques a été réalisée sans tenir compte de l'identité géochimique et minéralogique des "Tuffsand", si bien que chacun se retrouve dans des chronozones différentes d'un diagramme à l'autre (Straka, *op. cit.*): Allerød, Dryas récent, Préboréal. De ce fait, les lamines de "Tuffsand" ont été attribuées par l'auteur, à divers volcans locaux.

Jungerius *et al.* (1968) ont défendu l'unicité de ce "Tuffsand" dans plusieurs Maars, et l'ont mis en corrélation avec la Téphra du Laacher See. Cette conclusion impliquait la réinterprétation de diagrammes polliniques de Straka. Erlenkeuser *et al.* (1972) ont réagi à cette proposition de révision, et ont confirmé les conclusions antérieures de Straka, sur la base de subtiles différences minéralogiques établies au

microscope, et de déviations mineures d'âges ^{14}C d'échantillons de tourbe adjacente. Une critique de ces dernières a été faite par Juvigné (1986b).

Sur la base de l'association de phénocristaux mafiques, nous avons montré (Juvigné, 1980a) que le "Tuffsand" s'intégrait parfaitement dans le réseau européen de données que nous avons établies pour la Téphra du Laacher See. En collaboration avec nous, Bastin (1980) a montré que l'interprétation de son diagramme pollinique du Hinkelsmaar, permettait d'attribuer le "Tuffsand" à la fin de l'Allerød.

Dans le contexte conflictuel évoqué ci-dessus, les arguments se sont accumulés contre la téphrochronologie de Straka (op cit.). Büchel & Lorenz (1982) ont recherché systématiquement des débris organiques enfouis par des téphras, et ont produit des âges ^{14}C attestant que des volcans supposés tardiglaciaires ou holocènes par Straka, étaient nettement plus anciens. Une recherche multidisciplinaire du remplissage du Meerfelder Maar (Irion & Negendank, 1984) est arrivée à une conclusion identique. Bogaard & Schmincke (1985) ont démontré la nature phonolithique d'esquilles de verre provenant du "Tuffsand" de deux Maars (Meerfelder Maar et Hitsche). Straka (1985) a maintenu son modèle téphrostratigraphique original. Nous avons démontré (Juvigné, 1991b) que le verre présent dans le "Tuffsand" du Hinkelsmaar est phonolithique, et aussi que les clinopyroxènes et les sphènes sont bien identiques à ceux du Laacher See (fig. 7BC).

5. Superposition des lobes de la Téphra du Laacher See et des Téphras Kilian-Vasset

Duret & Martini (1965), Martini (1971), et Geyh *et al.* (1974) ont trouvé une lamine de téphra sus-jacente à celle du Laacher See dans des tourbières du Jura et de Suisse. Elle se présente dans la partie de diagrammes polliniques attribuée au Boréal. Il s'agit d'une téphra essentiellement à amphibole brune, qui ne peut donc provenir que des volcans Kilian et/ou Vasset de la Chaîne des Puys (voir plus haut).

Une lamine, comprenant à la fois la Téphra du Chopine et la Téphra Kilian et/ou Vasset, vient d'être découverte en Limagne (Juvigné *et al.*, 1992). Elle s'inscrit parfaitement dans un lobe oriental de la téphra à amphibole.

Les fortes concentrations d'amphibole brune, mises en évidence dans les sols actuels au N de la Chaîne des Puys (fig. 8D, et Juvigné, 1977b, p. 236, fig. 1), peuvent aussi être mises en relation avec cette téphra.

Nous avons examiné des carottes extraites de plusieurs tourbières des Vosges méridionales et de Haute Savoie, dans le but particulier d'y trouver la téphra boréale à amphibole. Comme aucune lamine, autre que la Téphra du Laacher See, n'y était visible à l'oeil nu, nous avons effectué des recherches au microscope, destinées à repérer des traces de la téphra à amphibole. Ces investigations ont été vaines. Néanmoins, elles permettent de dessiner, entre la Haute Savoie et les Vosges méridionales, le couloir suivi par le nuage de la téphra trachytique à amphibole (fig. 9).

Pour nous assurer qu'il n'y avait pas d'autres interférences possibles entre la Téphra du Laacher See, et d'autres de la Chaîne des Puys, nous avons effectué des recherches systématiques dans les niveaux du Tardiglaciaire et de l'Holocène de tourbières du Massif Central. De nombreuses téphras, autres que celles des volcans Kilian/ Vasset ont été trouvées. Toutefois, aucun des lobes n'a une orientation nord ou nord-est, qui puisse remettre en cause l'attribution au Laacher See, des retombées récentes dans le NE de la France et en Belgique méridionale.

6. Conclusion

En principe, la détermination du magma permet de distinguer sans ambiguïté la Téphra du Laacher See, de celle de la Chaîne des Puys. Dans la pratique, le verre est souvent absent dans les gîtes distaux, et les déterminations géochimiques de phénocristaux mafiques sont alors le critère discriminatoire fondamental. Les déterminations géochimiques ont ainsi permis d'attribuer au volcan du Laacher See, plusieurs lames de téphras, présentes dans des tourbières de l'Eifel occidentale, de la Lorraine belge, et des Vosges méridionales. Dans ces régions, aucune trace de retombées d'éruptions de la Chaîne des Puys n'a été trouvée. Les phénocristaux volcaniques présents dans les sols actuels de ces mêmes régions

ne peuvent donc provenir que du Laacher See. Par extension, les traces des mêmes minéraux, trouvés dans les sols actuels de la moitié sud-est du Bassin de Paris, devraient avoir la même origine (fig. 9).

L'interprétation de diagrammes polliniques, réalisée sans tenir compte de l'identité de téphras, présentes dans les séquences, peut conduire à des situations contradictoires.

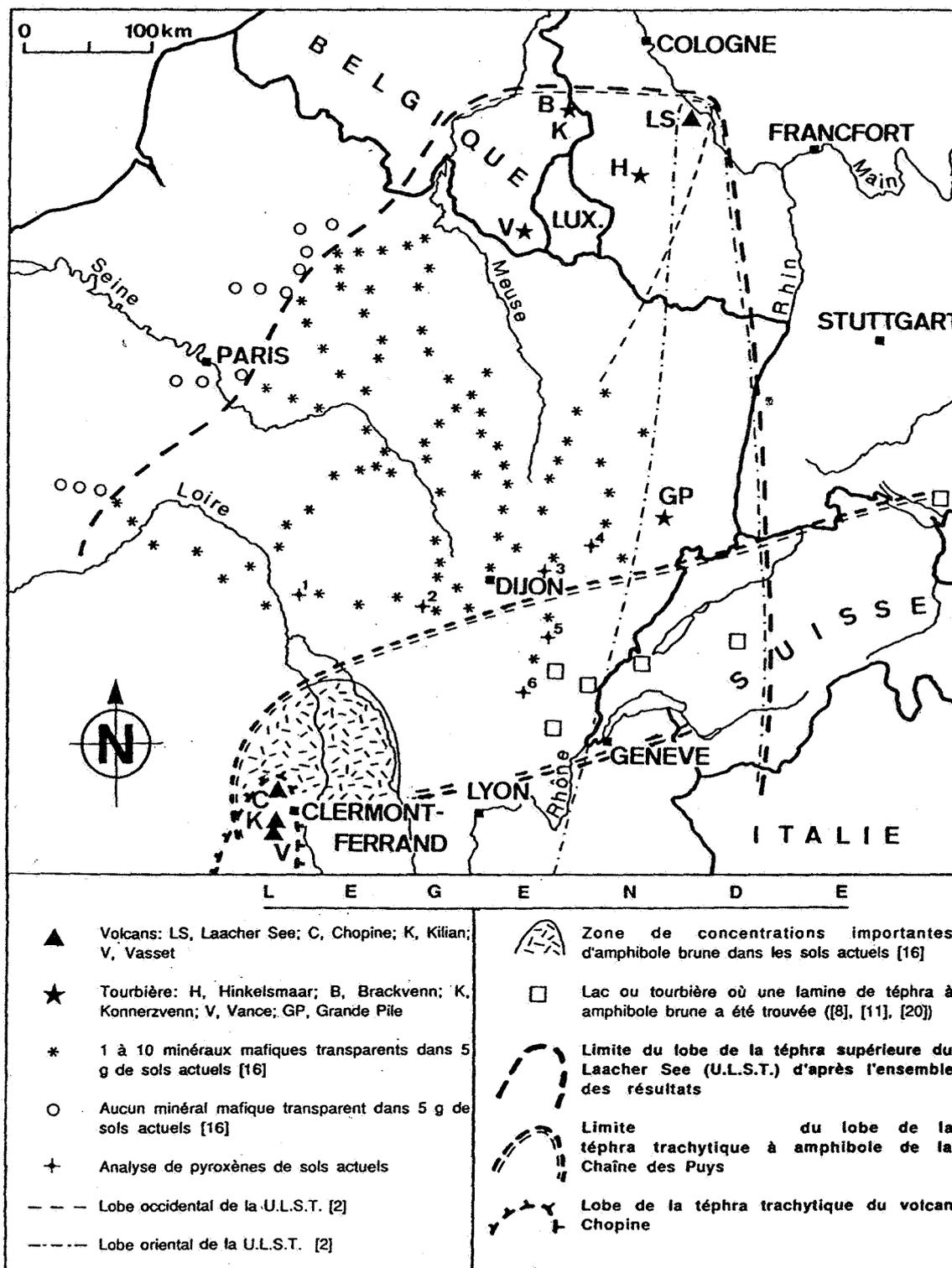


Fig. 9.- Lobes de téphras tardiglaciaires et holocènes entre le Rhin et le Massif Central français (d'après Juvigné, 1991b, p. 417, fig. 1).

CHAPITRE 3.- TÉPHROSTRATIGRAPHIE DU TARDIGLACIAIRE ET DE L'HOLOCÈNE DANS LE MASSIF CENTRAL FRANÇAIS PAR L'ÉTUDE DES MILIEUX PALUSTRES ET LACUSTRES

1. Introduction

Les milieux palustres et lacustres du Massif Central n'avaient pratiquement jamais été exploités à des fins téphrostratigraphiques avant les années 1980. Nous y avons mené des recherches systématiques.

Plus de cinquante tourbières ont été prospectées dans un espace couvrant les Monts du Forez, la Limagne occidentale, la Chaîne des Puys méridionale, les Monts Dore, l'Artense, le Cézallier et le Cantal (fig. 12AB). En dehors de la Chaîne des Puys et de la Limagne, toutes les tourbières étudiées ont une origine glaciaire, et on y trouve successivement de haut en bas: 1) de la tourbe holocène; 2) de la gyttja (argile organique) à la transition Tardiglaciaire/Holocène; 3) de l'argile lacustre tardiglaciaire; 4) des dépôts grossiers glaciaires et/ou fluvioglaciaires. Ces derniers n'ont pu être traversés, si bien que le modèle téphrostratigraphique présenté ici ne couvre que le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Pour chaque téphra, nous nous sommes efforcé d'établir:

- 1°. Les caractéristiques sédimentologiques, géochimiques et minéralogiques,
- 2°. L'extension du lobe,
- 3°. L'âge par la datation ^{14}C d'échantillons de la matière organique encadrant les lamines,
- 4°. La relation stratigraphique avec un modèle d'évolution de l'environnement végétal (diagrammes polliniques).

2. Modèle téphrochronologique

2.1. Position palyno-stratigraphique des téphras (fig. 10)

Le diagramme pollinique schématique a été établi sur la base d'une trentaine de diagrammes publiés respectivement par: Lang & Trautmann (1961), Janssen & Van Straeten (1982), Beaulieu *et al.* (1982), Coûteau (1984), Beaulieu *et al.* (1984), Beaulieu *et al.*, (1985), Reille *et al.* (1985), Beaulieu & Goeury (1987), Juvigné *et al.* (1988c). Les âges des traits polliniques majeurs de ces diagrammes ont été calculés par Juvigné *et al.* (1988c).

2.2. Ages ^{14}C des téphras (fig. 10)

Les résultats détaillés de la datation des échantillons relatifs aux différentes téphras sont répartis dans les articles suivants: Bastin *et al.* (1990), Etlicher *et al.* (1987), Gewalt & Juvigné (1988), Juvigné (1987b), Juvigné *et al.* (1986), Juvigné & Gewalt (1987), Juvigné & Gilot (1986), Juvigné *et al.* (1988b), Juvigné *et al.* (1988c), Juvigné *et al.* (1992). Des moyennes pondérées ont été calculées suivant la méthode de Long et Rippeteau (1974), pour chaque téphra par Gewalt et Juvigné (1988) et Bastin *et al.* (1990). Dans la présente dissertation, seules des valeurs arrondies sont rapportées.

Les flèches dirigées vers le haut indiquent que l'âge de la téphra correspondante n'est connu que par la datation de matériaux sous-jacents; c'est donc un âge maximum (T. de Fung). Dans le cas de flèches dirigées vers le bas, ce sont des matériaux sus-jacents qui ont été datés, et les âges sont donc minimums (volcans d'Ampoix, Chauvet et Godivelle d'en Haut).

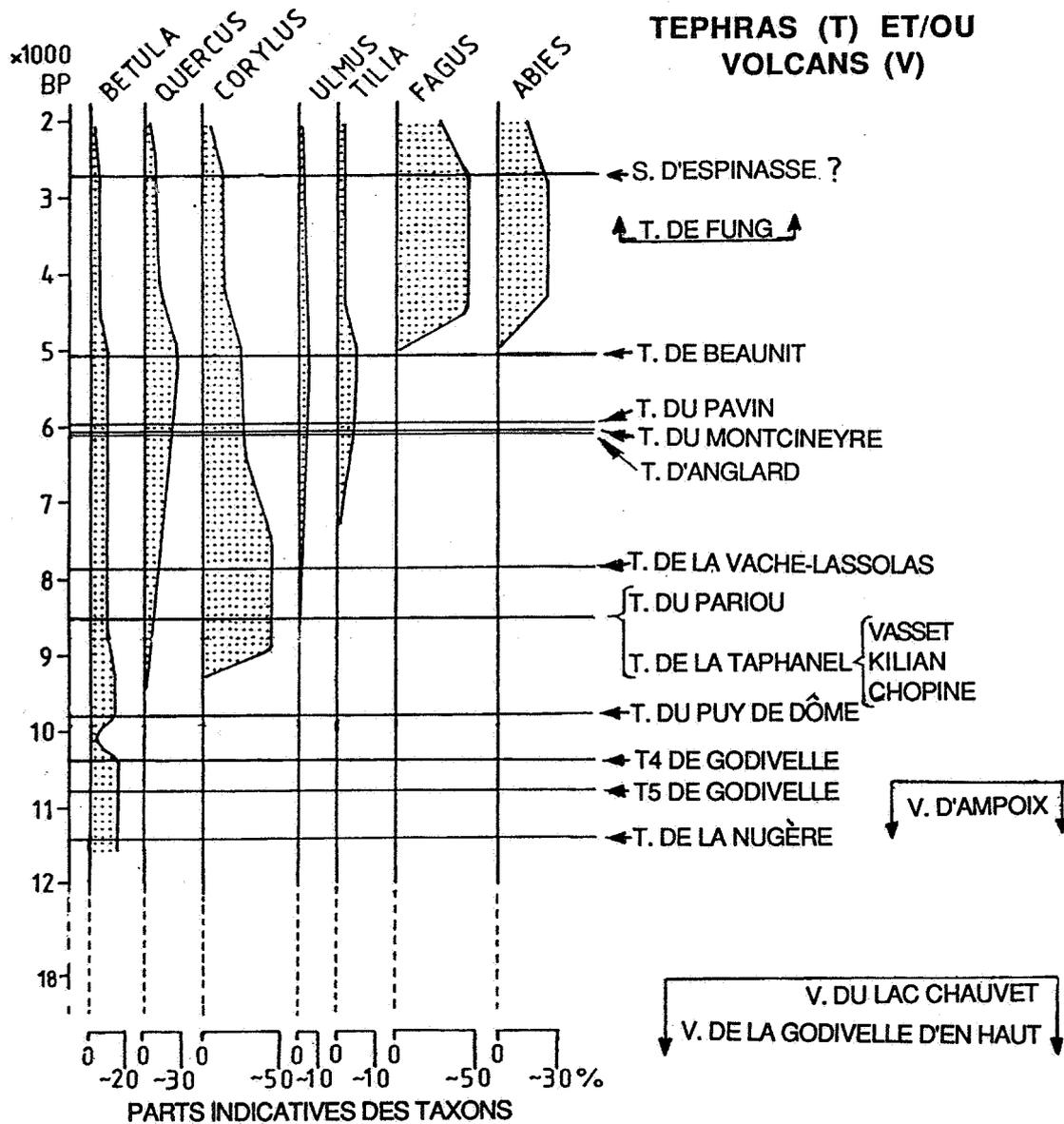


Figure 10.- Modèle téphrochronologique résultant de recherches en milieu lacustro-palustre dans le Massif Central (d'après Juvigné, 1991c, p. 166, fig. 1, modifiée sur la base de résultats postérieurs). L'échelle chronostratigraphique est exprimée en temps 14C conventionnel.

Les positions chronostratigraphiques des Téphras du Pariou, et de La Taphanel, telles qu'elles sont représentées dans la figure 10, sont inédites, et sous presse (Juvigné *et al.*, 1992). Le stratotype de Gerzat, au SE de Clermont-Ferrand (fig. 11A), montre une téphra trachyandésitique (Gerzat-F) reposant directement sur une lamine de téphra trachytique (Gerzat-E). La présence conjointe de clinopyroxène et d'amphibole brune dans la téphra trachytique Gerzat-E, implique que les téphras des volcans Chopine (à clinopyroxène) et Kilian-Vasset (à amphibole brune) s'y trouvent mélangées. Cette association minéralogique correspond aussi à celle de la Téphra de La Taphanel (Juvigné, 1987a).

Il est fermement établi que le volcan Pariou n'est pas recouvert par les nappes trachytiques Chopine, Kilian et Vasset; il est donc postérieur à ces mêmes nappes (Camus, 1975). La Téphra de La Taphanel ne peut être mise en corrélation qu'avec les nappes trachytiques Chopine, Kilian et Vasset en raison de sa position stratigraphique dans le Boréal (Juvigné *et al.* 1988c), et de sa composition minéralogique (voir ci-dessus).

Le trachyte du Puy de Dôme est plus d'un millénaire plus ancien (fig. 11B) que la Téphra de La Taphanel, et son phénocrystal mafique essentiel est la biotite; la corrélation de ces deux téphras doit donc être écartée.

A ce jour, l'ordre stratigraphique des trachytes Chopine, Kilian et Vasset n'est connu que par les moyennes d'âges ^{14}C calculées par Camus (1975); celles-ci sont représentées sur la figure 11B [(3), (4), (5)]. Le fait que ces téphras soient mélangées en milieu lacustro-palustre (Téphra de La Taphanel), implique qu'elles sont pratiquement synchrones, et que l'écart calculé de 3 siècles entre les Téphras du Chopine et du Vasset est probablement excessif. L'âge ^{14}C d'un bois contenu dans les alluvions recouvertes par la coulée du Pariou [fig. 11B (6)], et ceux des nappes trachytiques sont donc incompatibles de quelques siècles. La moyenne des mesures effectuées sur des échantillons de tourbe encadrant la Téphra de la Taphanel [fig. 11B (2)] est compatible avec celle du bois sous-jacent à la coulée du Pariou, mais trop ancien d'environ un demi millénaire par rapport aux âges des nappes trachytiques. Les inversions chronostratigraphiques mentionnées ci-dessus, la superposition directe de la téphra trachyandésitique du Pariou (Gerzat-F) sur la téphra trachytique Gerzat-E, et l'unicité de la Téphra de La Taphanel dans les tourbières, indiquent probablement le quasi synchronisme des événements en cause vers 8.500 BP (= moyenne pondérée des âges propres aux téphras trachytiques Taphanel, Chopine, Kilian et Vasset, d'après Juvigné *et al.*, 1992).

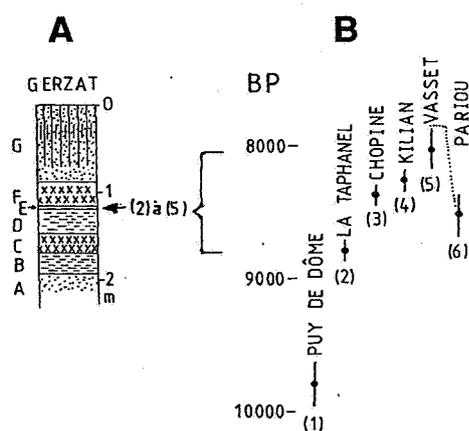


Figure 11.- Chronologie des éruptions de volcans trachytiques et trachyandésitiques de la Chaîne des Puys pendant l'Holocène.

Explications

A. La coupe de Gerzat (d'après Juvigné *et al.*, 1992): A, limon d'altération des marnes oligocènes sous-jacentes; B, argile organique; C, téphra trachyandésitique de La Nugère; D, argile lacustre; E, téphra trachytique; F, téphra trachyandésitique du Pariou; G, limon et sol.

B. L'échelle est exprimée en temps ^{14}C conventionnel. (1), âge ^{14}C de la Téphra du Puy de Dôme à Ampoix d'après Juvigné & Gewalt (1987); (2) âge ^{14}C moyen de la Téphra de La Taphanel d'après Gewalt & Juvigné (1988); (3 à 5), âge ^{14}C de chacune des trois nappes trachytiques de la Chaîne des Puys d'après Camus (1975); (6), âge ^{14}C d'un bois contenu dans des alluvions sous la coulée du Pariou (Pelletier & Rudel, 1958).

2.3. Comparaison avec des âges obtenus par la thermoluminescence

Des produits de quelques-uns des volcans que nous avons étudiés, ont été datés par thermoluminescence. Pour effectuer la comparaison avec nos âges ^{14}C , nous avons calibré ces derniers en temps réel (BP Cal).

1°. Coulées du Montchal et du Montcineyre. - Les éruptions du groupe de volcans Montcineyre, Estivadoux, Montchal et Pavin ont eu lieu vers 6.000 BP en l'espace d'environ un siècle (Juvigné & Gilot, 1986). Le calibrage de cet âge ^{14}C place ces éruptions vers 6.840 BP Cal.

Les âges obtenus par la thermoluminescence sur les coulées du Montchal et du Montcineyre (Guérin, 1983) sont: Montchal, MD-127: $7,65 \pm 0,77$ ka; Montchal, MD-129: $11 \pm 0,8$ ka; Montcineyre, MD-73: $8,5 \pm 0,8$ ka. Si on admet que les laves et les téphras de chaque volcan sont respectivement synchrones, les âges MD-129 et MD-73, et l'âge ^{14}C calibré s'écartent de quelques siècles. L'âge MD-129 est nettement plus ancien (environ 3 millénaires), et pourrait indiquer que le Montchal a manifesté des effusions de lave à deux périodes différentes.

2°. La Vache-Lassolas. - Pilleyre (1991) a obtenu, par thermoluminescence, un âge de $8,89 \pm 0,65$ ka pour des sédiments cuits par la coulée de La Vache-Lassolas. L'âge ^{14}C que nous avons établi pour la Téphra de ce même volcan (Juvigné & Gewalt, 1987: 7.970 ± 125 BP) doit être calibré à environ 8.830 BP Cal. Le recouvrement des valeurs respectives est remarquable.

3°. Le Puy de Dôme. - Juvigné & Gewalt (1987) ont attribué à la phase d'édification du Puy de Dôme, une lamine trachytique qu'ils ont découverte dans la Narse d'Ampoix, et qu'ils ont datée de 9.790 ± 175 BP, soit entre environ 10.600 et 10.800 BP Cal.

Fain *et al.* (1986) ont daté deux échantillons de lave du Puy de Dôme, respectivement de $10,8 \pm 1,1$ ka, et de $9,3 \pm 1,1$ ka. Le premier résultat est parfaitement compatible avec l'âge ^{14}C calibré de la Téphra du Puy de Dôme dans la Narse d'Ampoix, le second s'en écarte quelque peu.

4°. La Téphra de La Moutade. - Il s'agit d'une téphra que nous avons étudiée récemment (Juvigné *et al.*, 1992), et que nous mettons en corrélation avec la Téphra de La Nugère datée d'environ 11.400 BP (Etlicher *et al.*, 1987; Juvigné *et al.*, 1992). La calibration de cet âge d'après les données de Stuiver *et al.* (1991) donne environ 12.900 BP Cal. Pilleyre (1991) a obtenu, par thermoluminescence, un âge de 14 ± 5 ka sur la même téphra; ce domaine comprend la valeur de notre âge ^{14}C calibré.

3. Les lobes

Les lobes de chaque téphra étudiée sont représentés sur la figure 12. On y remarquera surtout l'agrandissement considérable de ceux qui ont été établis antérieurement sur la base des affleurements en milieu subaérien, et ceci grâce aux conditions avantageuses de gisement en milieu lacustro-palustre. Dans les zones les plus profondes (quelques mètres), et à fond assez plat, les téphras sont conservées à l'abri des bioturbations, des cryoturbations et des remaniements sédimentaires. De plus, elles sont intercalées dans des sédiments argileux et/ou organiques, dans lesquels des lamines, même millimétriques, sont parfaitement identifiables à l'oeil nu.

Chaque lobe est ouvert dans le sens principal de dispersion indiquant ainsi, les régions plus éloignées où la présence de la téphra peut être attendue.

4. Les traits caractéristiques des téphras

Ils sont résumés ci-dessous dans l'ordre des téphras, de la plus récente à la plus ancienne. Les magmas ont été redéterminés (fig. 13) en fonction de la classification de Le Bas *et al.* (1985).

4.1. Sables d'Espinasse, et de l'Etang de Fung (fig. 12C)

Une couche sableuse a été trouvée dans deux carottes de sondages de la Narse d'Espinasse (fig. 12C) dans une position stratigraphique, qui d'après un diagramme pollinique, correspond au début de la phase de défrichement (Juvigné *et al.*, 1988b). Dans le Massif Central, celle-ci a commencé vers 2.700 BP (Beaulieu *et al.*, 1982). La nature volcanique de la couche sableuse d'Espinasse n'est pas fermement démontrée en raison de points communs avec les matériaux détritiques apportés dans la narse par son affluent, la Veyre. Toutefois, la couche est isolée et unique dans une séquence qui couvre plusieurs millénaires. Dans ces conditions, une possible origine volcanique doit être prise en considération.

Le sable de l'Etang de Fung (Camus, 1975) est une mince couche intercalée dans une séquence palustre de la vallée de la Sioule, mais aucune description du matériau n'est rapportée. Des débris végétaux sous-jacents ont été datés d'environ 3.900 BP; il s'agit ainsi d'un âge maximum pour la téphra, et le synchronisme avec la couche sableuse d'Espinasse (2.700 BP) n'est donc pas démontré.

4.2. Téphra de Beaunit

Elle n'est encore connue que dans la tourbe du Maar de Beaunit (fig. 12C); nous l'avons cherchée en vain dans d'autres tourbières de la Chaîne des Puys: Ampoix, Espinasse, Orcines, Ternant, et région du Puy Chalard. Il s'agit d'une lamine de cendre moyenne à très fine, constituée majoritairement de grains xénolithiques du socle cristallin de la Chaîne des Puys. Elle est unique dans une séquence tourbeuse couvrant 8 millénaires; elle peut donc être considérée comme le produit d'une éruption phréatique (Juvigné *et al.*, 1986). Sa position stratigraphique est définie par deux arguments concordants: 1) un âge ^{14}C de 5.000 BP; 2) sa position dans un diagramme pollinique, juste avant l'expansion de *Fagus* et d'*Abies* dans l'ensemble du Massif Central (5.000 BP également). Elle n'est encore connue que dans le seul Maar de Beaunit.

4.3. Téphra du Pavin

1°. Lobe méridional.- En milieu subaérien, la téphra est composée essentiellement de ponces de couleur miel, mais en milieu lacustre, les ponces flottantes ont dû dériver vers les plages, si bien que le matériau "coulé" est surtout cristallin et xénolithique, de la classe de la cendre. D'après les analyses de Bourdier (1980), le magma (fig. 13B) varie de la trachyandésite basaltique (shoshonite) à la trachyandésite (latite). Ses phénocristaux mafiques essentiels sont le clinopyroxène (diopside alumineux Hd_{25-33}) et l'amphibole brune (pargasite-kaersutite). Cette téphra a été datée d'entre 5.900 et 6.000 BP (Gewelt & Juvigné, 1988). Son lobe méridional a été considérablement étendu par Juvigné & Gilot (1986; fig. 12D). Des ponces nuculaires du Pavin ont été trouvées récemment dans les sédiments lacustres du lac Chauvet (Juvigné, 1992); cette observation étend le lobe vers l'Ouest.

2°. Lobe septentrional.- L'existence de ce lobe (fig. 12D) est démontrée par la découverte de lamines trachytiques (fig. 13B) à clinopyroxène et amphibole, dans deux remplissages de cratères de la Chaîne des Puys méridionale: la Narse d'Ampoix (Juvigné & Gewelt, 1987) et la Narse d'Espinasse (Juvigné *et al.*, 1988b). Dans ces tourbières, la téphra occupe une position stratigraphique identique à celle de la téphra méridionale; elle est intercalée dans l'Atlantique, pendant l'optimum de *Tilia*, et juste avant la montée abrupte des courbes de *Fagus* et d'*Abies*.

Le magma du lobe septentrional paraît plus différencié (trachyte; fig. 13B) que celui du lobe méridional (voir ci-dessus). Toutefois, dans le premier cas les analyses ont été faites sur le verre par microsonde, et dans le second sur la roche globale par fluorescence X. La différence réelle entre les magmas est donc probablement plus faible qu'il n'y paraît, encore que le plus différencié des deux pourrait provenir de l'extrême sommet de la chambre magmatique, et l'autre de la zone sous-jacente.

4.4. Téphra du Montcineyre

Cette téphra se présente sous forme de scories noires. Dans les 3 premiers kilomètres autour du volcan, les lapilli constituent l'essentiel de la masse, et plus loin la cendre domine. Nos analyses géochimiques sur scories (inédites) indiquent l'existence de deux types de magmas (fig. 13C): 1) dans la partie sud-ouest du lobe, c'est une roche proche de la limite téphrite/basanite (olivine normative voisine de 10%); 2) dans la partie nord-ouest, c'est un trachybasalte potassique. Dans l'un et l'autre cas, les phénocristaux mafiques essentiels sont le clinopyroxène et l'olivine. Les mêmes minéraux, provenant de la coulée du Montcineyre, ont été déterminés par Bourdier (1980): clinopyroxène= diopside Hd_{14-33} , alumineux et souvent subsilicique, et olivine= forstérite Fo_{79-85} .

La Téphra du Montcineyre a été datée d'entre 6.000 et 6.100 BP (Gewelt & Juvigné, 1988). Dans les tourbières, il existe entre les Téphras du Montcineyre et du Pavin, une mince couche de tourbe qui correspond à une durée de 1 à 2 siècles (Juvigné & Gilot, 1986). Le lobe délimité par Bourdier (1980) a été considérablement étendu par Juvigné & Gilot (1986), puis par des découvertes personnelles récentes en Artense (fig. 12E).

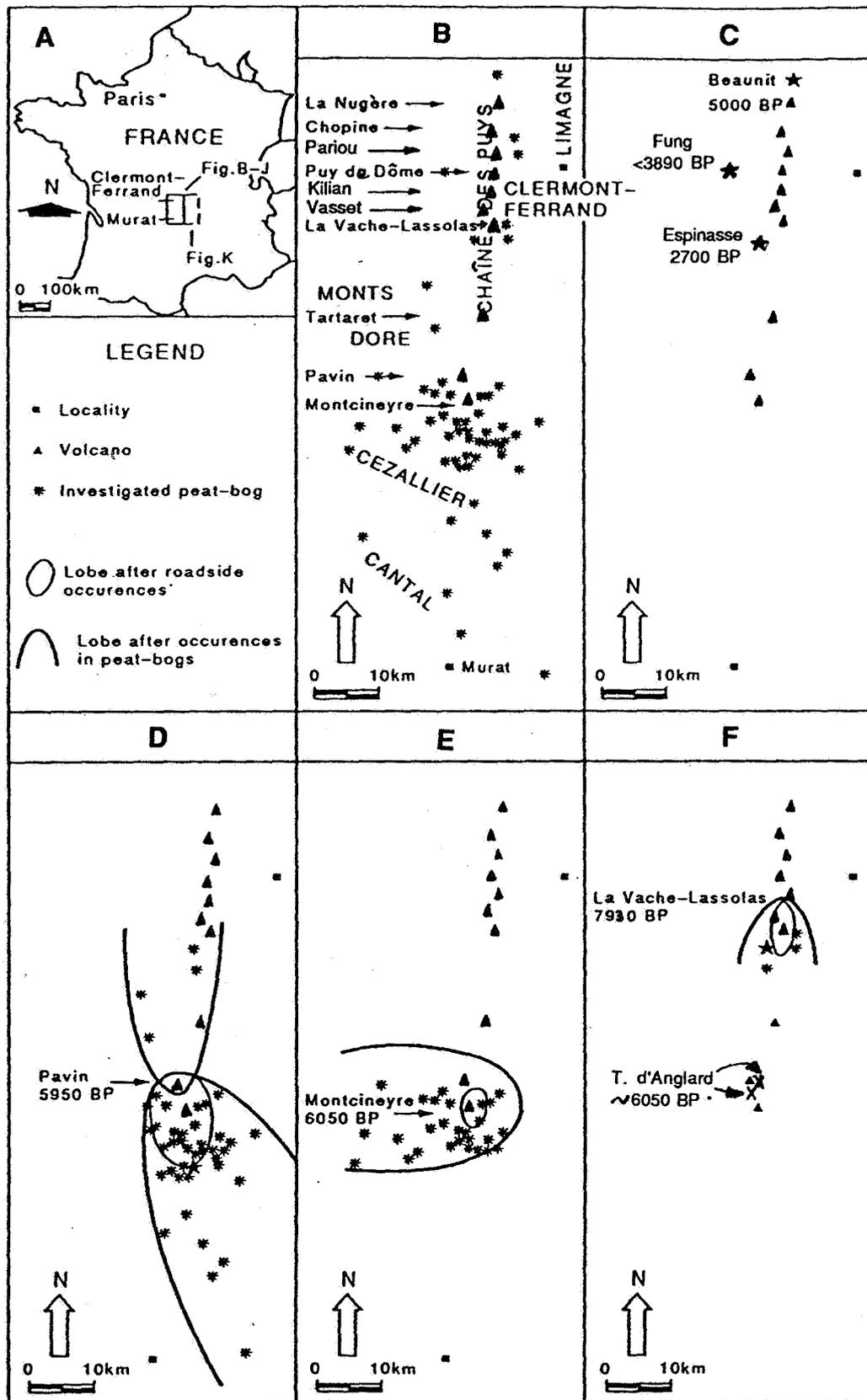


Figure 12.- Lobes de téphras tardiglaciaires et holocènes trouvées dans le Massif Central français (d'après Juvigné, 1991c, p. 166-167, fig. 1).

Remarque.- Téphra d'Anglard (12F): les croix localisent des affleurements en milieu sub-aérien.

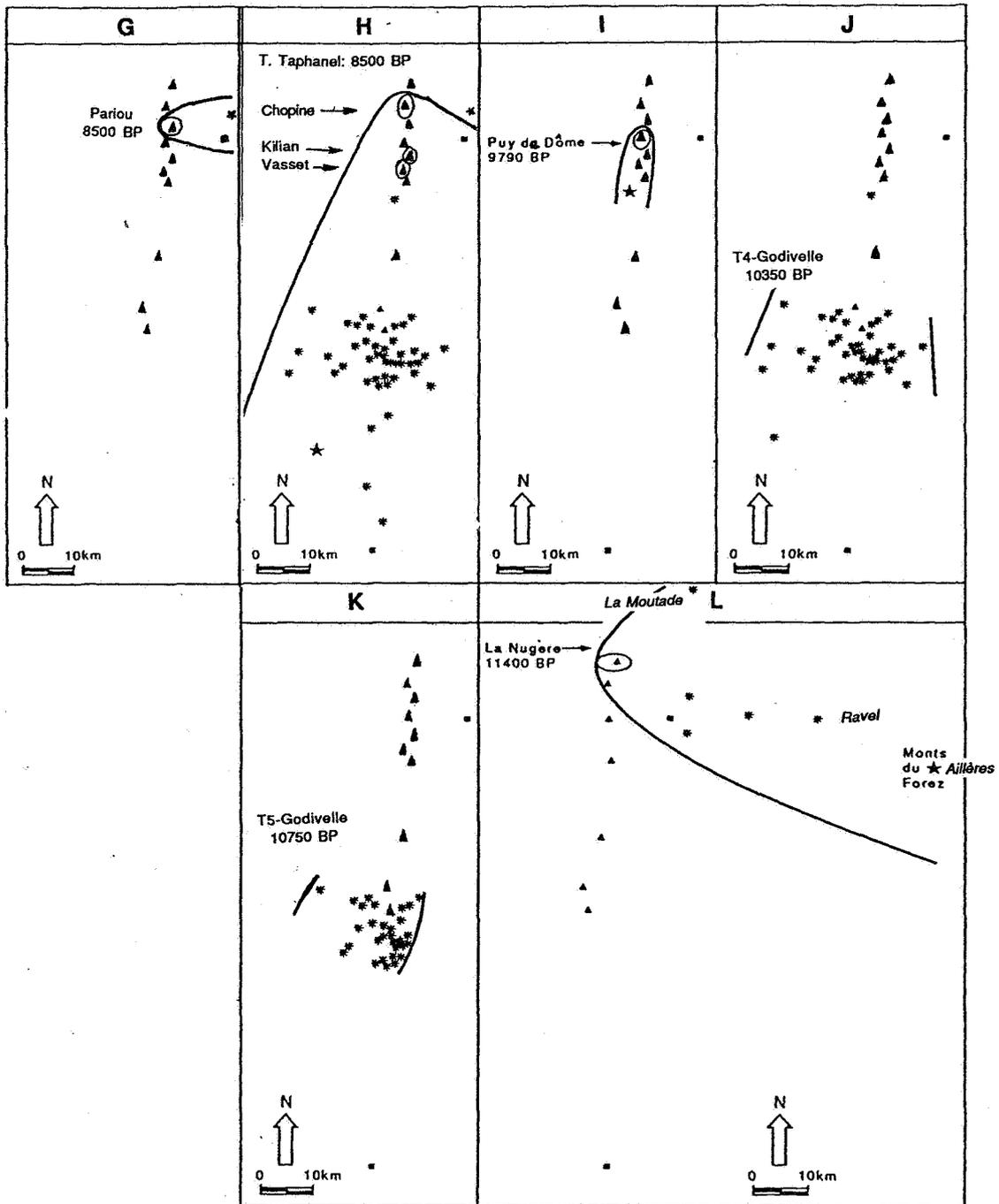


Figure 12.- Lobes de téphras tardiglaciaires et holocènes trouvées dans le Massif Central français (d'après Juvigné, 1991c, p. 166-167, fig. 1).

4.5. Téphra d'Anglard

Nous donnons ce nom à une téphra d'affinité trachytique à pyroxène, amphibole brune et biotite découverte par Bourdier (1980) au pont d'Anglard. Plus tard, un autre affleurement de cette même téphra a été découvert au pied du Puy de Pertuizat (A. de Goër, communication écrite). Les deux gîtes sont localisés sur la figure 12F; ils sont très proches (1 à 2 km) du groupe de volcans Estivadoux, Montchal, Pavin.

La téphra se présente en une couche d'épaisseur décimétrique de cendre gris clair. Elle est immédiatement recouverte par la Téphra du Montcineyre. Comme elle n'est ni ravinée, ni altérée par pédogenèse, elle doit être de très peu antérieure à l'éruption de ce volcan (6.000 à 6.100 BP). En conséquence, la Téphra d'Anglard ne peut être mise en corrélation avec la Téphra de la Taphanel (8.500 BP), comme l'a suggéré Juvigné (1987a); cette dernière est d'ailleurs laminaire (quelques millimètres d'épaisseur) dans les tourbières environnantes. Bourdier (1980) a proposé le volcan Chauvet comme émetteur de la Téphra d'Anglard, mais nos découvertes récentes ont démontré que ce volcan est antérieur au dernier maximum glaciaire (voir plus loin). En conséquence, la Téphra d'Anglard nous apparaît comme le produit d'une éruption locale provenant d'un ancien cratère situé à l'endroit du groupe des volcans de Besse-en-Chandesse (Pavin, Montchal, Estivadoux, Costes).

4.6. Téphra de La Vache-Lassolas

Cette téphra se présente sous forme de scories noires. Dans la Narse d'Amboix, la couche a encore 20 cm d'épaisseur, et consiste essentiellement en cendre grossière et lapilli fins; ces caractéristiques géométriques laissent supposer son extension plus loin vers le Sud (fig. 12F). Le magma est un basalte à clinopyroxène et olivine. Sa découverte dans la Narse d'Amboix (Juvigné & Gewalt, 1987) a permis: 1) de fixer sa position palyno-stratigraphique dans le Boréal, pendant l'optimum de *Corylus* (Beaulieu & Goeury, 1987); 2) de préciser son âge ^{14}C à 8.000 BP.

Figure 13.- Détermination des magmas des téphras tardiglaciaires et holocènes du Massif Central français.

A, Classification: voir figure 2A

B, Téphra du Pavin.- 1) pour le lobe méridional, analyses sur roche globale d'après Bourdier (1980); 2) pour le lobe septentrional, analyses sur verre, d'après Juvigné (1991c).

C, Téphra du Montcineyre.- Dans tous les cas, les analyses ont été faites sur roche globale; les échantillons du lobe sud et sud-ouest proviennent de La Godivelle, de Chambedaze et de Dressondoix, et ceux du lobe nord-ouest, de La Barthe, Picherande et Chastreix (résultats inédits).

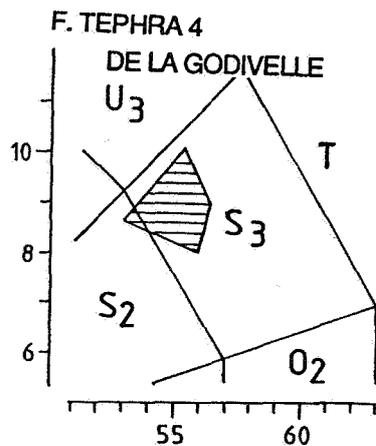
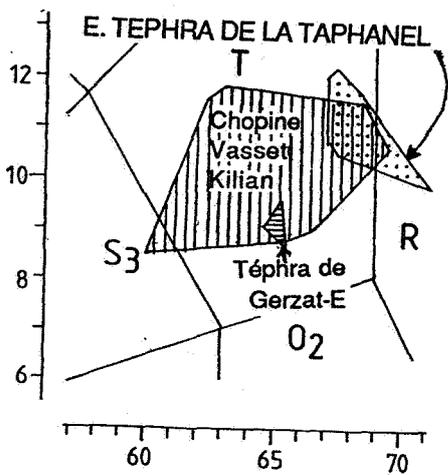
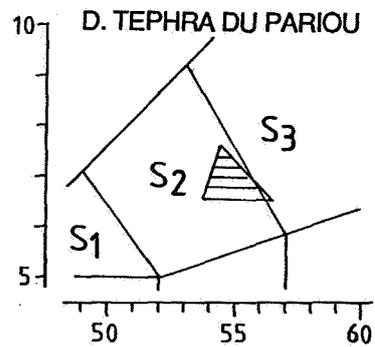
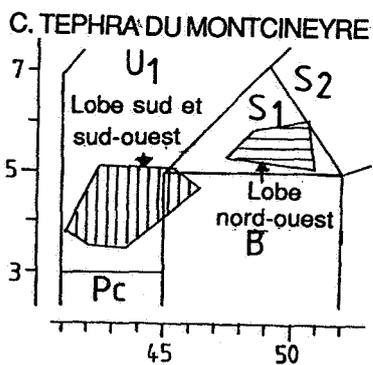
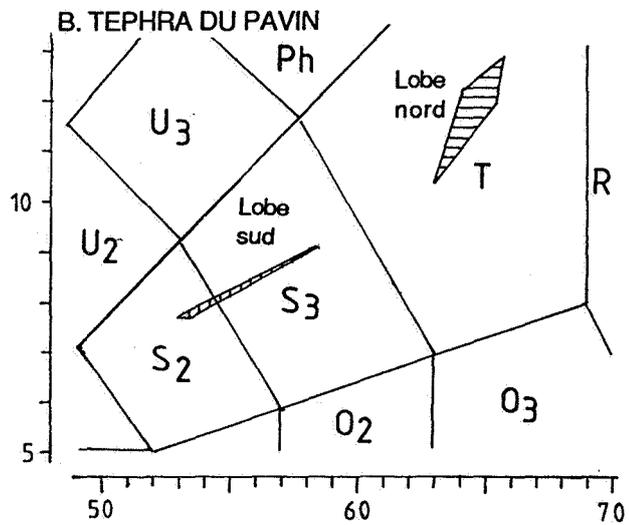
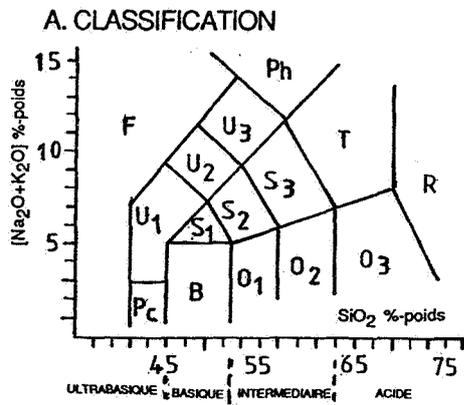
D, Téphra du Pariou.- Les échantillons proviennent de Gerzat (échantillon Gerzat-F, résultats inédits); les analyses ont été faites sur scories.

E, Téphra de la Taphanel et trachytes associés.- Trachytes des volcans Chopine, Kilian et Vasset (roche globale), d'après Camus (1975), Brousse (1971), Arnaud (1989) et Juvigné (1991b). Téphra de La Taphanel, sur scories provenant de quatre localités: Chambedaze, La Barthe, Cousteix, et Chastreix (résultats inédits), et sur roche globale provenant de Gerzat (échantillon Gerzat-E, résultats inédits).

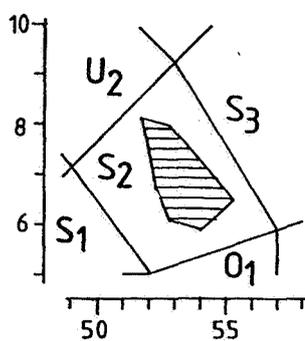
F, Téphra 4 de La Godivelle.- Les échantillons proviennent de quatre localités: La Godivelle, Chambedaze, Chastreix et Cousteix; toutes les analyses ont été faites sur scories.

G, Téphra 5 de La Godivelle.- Les échantillons proviennent de quatre localités: La Godivelle, Chambedaze, Chastreix et Cousteix; toutes les analyses ont été faites sur scories.

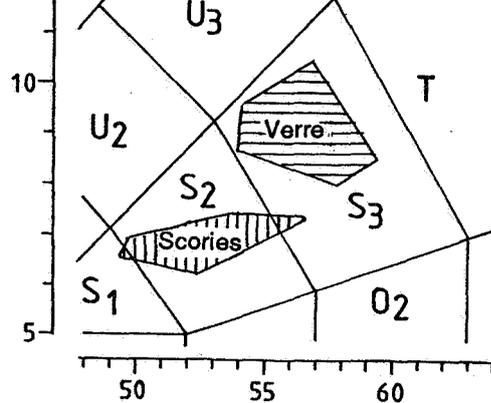
H, Téphra de La Nugère.- Les échantillons proviennent de cinq localités de Limagne occidentale: Gerzat, La Moutade, Ravel, Artière et Dallet; les analyses ont été faites d'une part sur scories, et d'autre part sur verre.



G. TEPHRA 5 DE LA GODIVELLE



H. TEPHRA DE LA NUGERE



4.7. Téphra du Pariou

Elle a été découverte récemment à Chamalières/Clermont-Fd en milieu subaérien (Raynal *et al.*, 1990), puis en milieu palustre à Gerzat/Clermont-Fd (fig. 11A; Juvigné *et al.*, 1992). Son lobe est représenté sur la figure 12G. Dans ce dernier site, la téphra se présente sous forme de scories cendreuse gris foncé contenant environ 1/3 de xénolithes. Son magma est une shoshonite (fig. 13D). Ses phénocristaux essentiels sont le clinopyroxène (diopside alumineux Hd_{17-31}), l'amphibole brune, et le plagioclase (labrador An_{45-58}). Nous proposons un âge d'environ 8.500 BP pour cette téphra (voir plus haut).

4.8. Téphra de La Taphanel

Elle a été découverte dans trois tourbières du NE du Cantal, et introduite sous ce nom (Juvigné, 1983a), puis elle est apparue comme la téphra holocène la plus largement répandue en Auvergne (Juvigné, 1987a). Du point de vue granulométrique, elle passe des lapilli cendreaux dans le S de la Chaîne des Puys à de la cendre dans le reste du lobe. Son magma est un trachyte (fig. 13E). Ses phénocristaux essentiels sont le clinopyroxène (augite), l'amphibole brune, le sphène, le zircon et l'apatite (Juvigné, 1987a). Indépendamment de son contenu en amphibole brune, elle a été attribuée au volcan Chopine (Juvigné, 1987a), et le nom "Téphra du Chopine" a supplanté le précédent. La découverte récente d'une lamine trachytique semblable en Limagne (voir plus haut), nous a amené à l'idée que la Téphra de La Taphanel est un mélange de Téphra du Chopine (à clinopyroxène, sphène, zircon et apatite), et de Téphra(s) du Kilian et/ou du Vasset (à amphibole). En conséquence, nous proposons de réinstaurer le nom "Téphra de La Taphanel" pour tous les gîtes distaux où la téphra a une composition complexe, et d'admettre pour la retombée un âge moyen d'environ 8.500 BP (voir plus haut). Son lobe est le plus vaste de ceux des téphras tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys (fig. 12H)

4.9. Téphra du Puy de Dôme

Cette téphra n'était connue qu'au pied du Puy de Dôme, sous différents faciès, associés à la croissance du Dôme lui-même (Camus *et al.*, 1983). Son magma est un trachyte à biotite. Une lamine blanche, poussiéreuse, à biotite, a été trouvée dans la Narse d'Ampoix (fig. 12 I; Juvigné & Gewalt, 1987). Elle est placée à la transition Dryas récent/ Préboréal dans le diagramme pollinique de Beaulieu & Goeury (1987), et a été datée par ^{14}C de 9.800 BP (Juvigné & Gewalt, 1987).

4.10. Téphra 4 de La Godivelle

Elle a été découverte près de La Godivelle/Cézallier. Elle se présente sous forme de scories gris foncé contenant des traces très apparentes de phénocristaux sialiques xénolithiques. Son magma (fig. 13F) est une trachyandésite (latite) à clinopyroxène (augite à diopside alumineux Hd_{11-16}) et amphibole brune (kaersutite), avec de faibles parts de minéraux typiques de magmas plus basiques: olivine Fo_{80-85} , et labrador An_{65-69} (Juvigné, 1987b). Elle s'est révélée largement répandue du Cézallier à l'Artense (fig. 12J), où elle est placée à la fin de l'Allerød dans quatre diagrammes polliniques (Bastin *et al.*, 1990). Son âge ^{14}C moyen est de 10.350 BP; il apparaît un peu trop récent par rapport à l'échelle chronostratigraphique "communément admise" (Beaulieu *et al.* 1982); ce problème est discuté en détail par Juvigné *et al.* (1988c). Par sa nature trachyandésitique, et sa position stratigraphique, il semblait qu'elle ne pouvait être attribuée qu'au volcan de La Nugère (Juvigné, 1987b); elle ne peut cependant être mise en corrélation avec la Téphra de La Nugère existant en Limagne (voir plus loin). Il est donc préférable de maintenir le nom originel jusqu'à ce que le volcan émetteur soit déterminé avec certitude.

4.11. Téphra 5 de La Godivelle

Elle a été découverte en même temps, et au même endroit que la Téphra 4 de La Godivelle. Elle se présente sous forme de cendre fine scoriacée et noire. Son magma (fig. 13G) est une trachyandésite basaltique (shoshonite) à clinopyroxène (augite à diopside alumineux Hd_{11-18}), amphibole brune (kaersutite), et labrador An_{57-63} (Juvigné, 1987b). Elle s'est révélée largement répandue du Cézallier à l'Artense (fig. 12K), où elle est placée dans l'Allerød de quatre diagrammes polliniques (Bastin *et al.*, 1990). Son âge ^{14}C moyen est de 10.750 BP. En raison de la faible dispersion des téphras basiques, elle a été attribuée au Tartaret qui est un volcan basique proche, mais les appareils hawaïtiques sont nombreux dans la Chaîne des Puys, et ceux de sa partie méridionale ne sont pas très éloignés. Il est donc préférable de maintenir le nom originel jusqu'à ce que le volcan émetteur soit déterminé avec certitude.

4.12. Téphra de La Nugère

La Téphra d'Aillères (Etlicher *et al.*, 1987) a été découverte dans les Monts du Forez (fig. 12L). C'est une lamine de poussière dont le magma, déterminé sur verre (fig. 13H), est une trachyandésite (latite). Ses phénocristaux essentiels sont le clinopyroxène (augite alumineuse) et l'amphibole brune (pargasite-kaersutite). La téphra est placée dans l'Allerød d'un diagramme pollinique, et son âge ^{14}C est d'environ 11.400 BP. Elle a été attribuée au volcan de La Nugère.

La Téphra de Ravel (Juvigné *et al.*, 1992) est une cendre scoriacée, gris foncé, qui a été signalée dans plusieurs localités de Limagne occidentale (fig. 12L). Son magma, déterminé sur scories, est une trachyandésite basaltique (shoshonite) à clinopyroxène (diopside alumineux Hd_{23-33}), amphibole brune, et plagioclase labrador An_{51-62} . Les analyses sur verre classent le magma dans le champ de la trachyandésite (latite). La position palyno-stratigraphique et l'âge ^{14}C de la Téphra de Ravel sont identiques à ceux de la Téphra d'Aillères.

Les deux téphras précitées doivent donc provenir du volcan de La Nugère. Le nom "Téphra de La Nugère" est proposé pour supplanter les précédents.

4.13. Première approche de l'âge de trois volcans

1°. Narse d'Amboix.- L'étude stratigraphique du remplissage lacustro-palustre de la Narse d'Amboix a permis de remonter jusqu'au Dryas récent (palynologie), et 10.550 BP. L'activité volcanique de la narse est donc antérieure, mais probablement pas de beaucoup, puisque nous avons atteint les débris grossiers du volcan lui-même (Juvigné & Gewalt, 1987; Beaulieu & Goeury, 1987).

2°. Volcans Lac Chauvet et La Godivelle d'En Haut.- Des carottes ont été extraites des sédiments lacustres de l'un et l'autre de ces cratères. Toutes les téphras régionales y ont été observées dont T4 et T5 de La Godivelle. La partie inférieure des carottes consistait en matériau morainique: matrice limoneuse avec petits galets, dont certains de trachyandésite. Ces deux volcans sont donc antérieurs au maximum glaciaire würmien (Juvigné, 1992a), contrairement aux hypothèses formulées précédemment.

5. Conclusion

Les recherches systématiques que nous avons menées dans les milieux lacustro-palustres du Massif Central français, ont permis de développer la téphrostratigraphie régionale du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les âges de quatorze volcans ou téphras ont été déterminés par la datation de matières organiques adjacentes, et la position palyno-stratigraphique des téphras a été établie. La conservation en place des lamines, et leur individualisation dans les séquences, ont conduit à une extension considérable des lobes, délimités antérieurement par l'observation de téphras en milieu subaérien.



CHAPITRE 4.- STRATIGRAPHIE DU LOESS DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR DE MOYENNE BELGIQUE ORIENTALE, TÉPHRA D'ELTVILLE ET TÉPHRA DE ROCOURT

1. Stratigraphie du loess du Pléistocène supérieur de Moyenne Belgique orientale.

La discussion sur l'âge des Téphras d'Elville et de Rocourt est étroitement liée à la stratigraphie du loess du Pléistocène supérieur de Belgique orientale. C'est pourquoi, un bref résumé de cette stratigraphie est présenté en premier lieu; les données proviennent des coupes de Rocourt, Kesselt (Gullentops, 1954; Haesaerts *et al.*, 1981), Lixhe (Juvigné & Renard, 1991) et Romont/Bassenge (Juvigné, 1991d). Des considérations plus détaillées ont été développées par Juvigné & Renard (1991).

1°. Un sol brun lessivé (décarbonaté) d'âge Holocène est développé dans la partie supérieure de chaque coupe. Il est limité à sa base (vers 150 cm de profondeur) par un contact linéaire entre deux horizons de couleurs différentes très contrastées: l'horizon inférieur du sol (C1B) est brun jaunâtre terne (10YR5/4), et le loess sous-jacent est brun jaunâtre (10YR5/6).

2°. Un niveau de loess pulvérulent, brun jaunâtre (10YR5/6), et carbonaté existe sous le sol actuel. Son épaisseur est d'environ 1 m, il n'a pas subi d'altération pédogénétique visible à l'oeil nu. Le faciès à doublets (Lautridou, 1968) peut aussi exister à ce niveau.

3°. L'Horizon à Langues de Nagelbeek (Haesaerts *et al.*, 1981).- Cet horizon a été nommé différemment dans la littérature: "Horizon à Franges" (Gullentops, 1954), "Sol de Kesselt" (Paepe, 1966), "Sol de Kesselt-B" (Gullentops, *in* : Haesaerts *et al.*, 1981). Le nom "Horizon à Langues de Nagelbeek" a été proposé pour remédier à la confusion introduite par l'usage multiple et diversifié du nom de "Kesselt" qui a une signification bien spécifique définie par Gullentops (1954; voir ci-dessous). L'Horizon à Langues est un paléosol, qui constitue le repère morphostratigraphique le plus fiable et le plus répandu dans le loess du Weichselien supérieur depuis la Normandie (Lautridou, 1968), à travers la Moyenne Belgique (Paepe & Van Hoorne, 1967) jusqu'en Basse Saxe (Rohdenburg, 1966). En ce qui concerne la position chronostratigraphique de ce paléosol, les auteurs sont partagés entre: 1) 28.000 BP (Paepe, 1966: corrélation avec le Sol de Zelzate); 2) 22.000 BP (âge ¹⁴C de l'humus, d'après Gullentops, 1981); 3) 15 ka (âge par thermoluminescence du loess, d'après Juvigné & Wintle, 1988). Ces divergences sont discutées plus loin.

4°. Dans les coupes de Rocourt (fig. 14), de Lixhe et du Romont, il existe sous l'Horizon à Langues, **une couche de loess pulvérulent**, brun jaunâtre (10YR5/6), contenant une téphra en place: la **Téphra d'Elville**. Celle-ci se présente sous forme d'une lamine gris foncé d'environ 5 mm d'épaisseur, qui peut être continue sur plusieurs dizaines de mètres de longueur. Elle doit sa conservation au fait de se trouver dans du loess qui s'est déposé assez rapidement pour échapper au remaniement sédimentaire et aux bioturbations. La lamine ainsi que le loess hôte sont légèrement cryoturbés.

5°. A Kesselt, immédiatement sous l'Horizon à Langues, on trouve un niveau de couleur orange, légèrement enrichi en argile, et décalcifié. Il n'a été observé que dans cette seule carrière, et a été appelé **Sol de Kesselt** (Gullentops, 1954). Ce même auteur l'a mis en corrélation avec le Sol de Stillfried-B représentant l'interstade majeur de la dernière glaciation vers 30.000 BP.

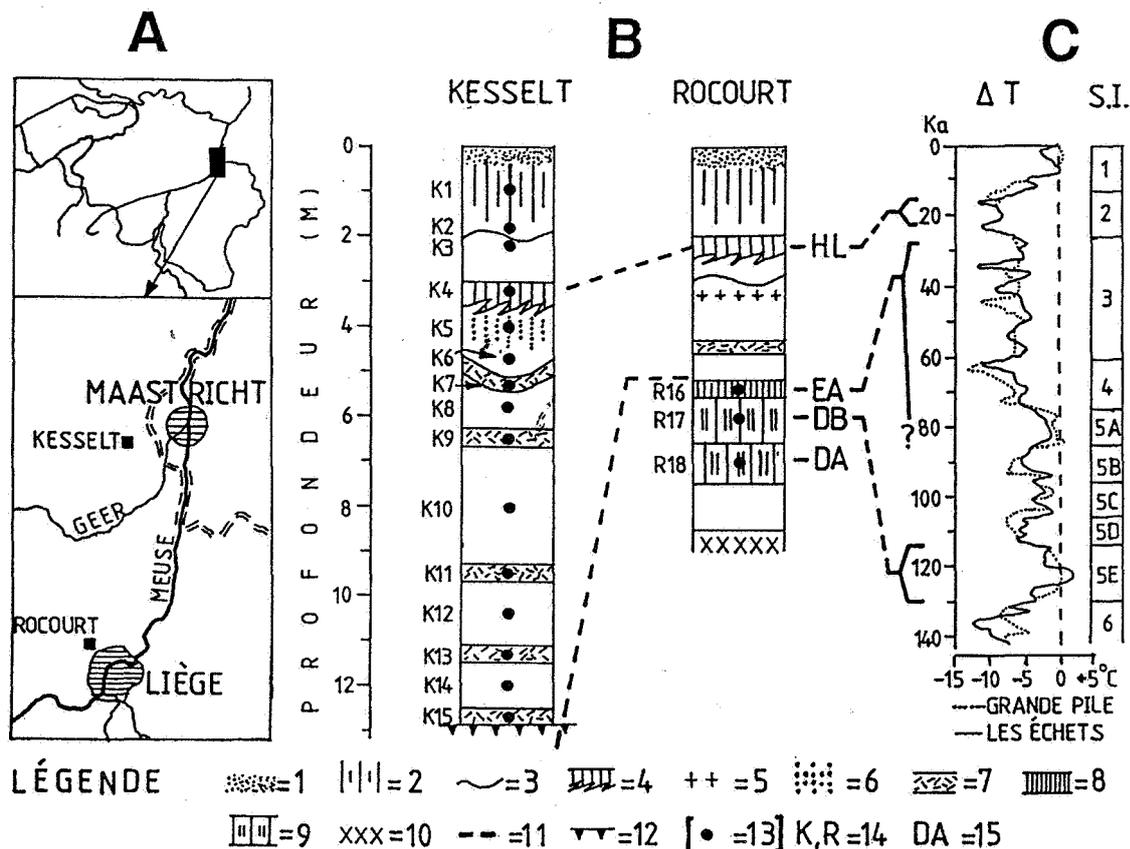


Figure 14.- Stratigraphie du loess du Pléistocène supérieur en Moyenne Belgique orientale.

A.- Les coupes décrites sont localisées respectivement dans les carrières suivantes: 1) à Kesselt, Briqueterie Nelissen, coin sud-ouest de l'exploitation; 2) à Rocourt, S.A. Sables et Gravier, sur le front de taille sud-ouest de l'exploitation.

B.- Principaux repères stratigraphiques.

Légende: 1, horizon cultivé; 2, horizon Bt; 3, limite inférieure de décalcification du sol actuel; 4, Horizon à Langues de Nagelbeek (H.L.); 5, Téphra d'Eltville; 6, Sol de Kesselt; 7, "Nassboden"= gley de toundra; 8, horizon humifère (EA); 9, sols interglaciaires (DB et DA); 10, sable marin tongrien; 11, raccord de repères stratigraphiques fondamentaux; 12, limite inférieure de la partie accessible de la coupe; [13, position d'échantillons;]14, désignation des unités lithostratigraphiques; 15, désignation des paléosols.

C.- ΔT: variation des paléotempératures moyennes annuelles, exprimée par rapport aux valeurs actuelles respectivement à la Grande Pile (Vosges/F: 9,5°C) et Les Echets (Lyon/F: 11°C) d'après Guiot et al. (1989). S.I.: Stades isotopiques d'après Imbrie et al. (1984).

6°. Le **loess weichselien** sous-jacent au Sol de Kesselt est, dans l'ensemble, **pulvérulent et brun jaunâtre** (10YR5/6); il est le plus développé dans la coupe de Kesselt, où sa puissance atteint environ 10 m. La couleur dominante est brun jaunâtre (10YR5/6), mais **cinq Nassböden** gris brunâtre (10YR6/1) y sont enregistrés, et sous chacun d'entre eux, le loess est bariolé de plages de couleur rouille. A l'heure actuelle, il n'existe que très peu de données chronostratigraphiques sur ce complexe loessique à Nassböden; des âges ^{14}C ont été produits par Huijzer (1991) pour les Nassböden K11 ($35.440 \pm 1.770/1450$ BP; AMS) et K15 ($36.800 \pm 2.180/1.720$ BP; AMS).

7°. **L'horizon EA.**- Il s'agit d'un **horizon noir brunâtre** (10YR3/2) qui a été reconnu à Rocourt (Gullentops, 1954) et à Kesselt (Juvigné, 1974). La désignation "horizon EA" est empruntée à Haesaerts *et al.* (1981). Gullentops (1954) a considéré cet horizon comme la partie supérieure d'un sol interglaciaire eemien appelé par lui **Sol de Rocourt** (EA+ DB+ DA sur la fig. 14), et il y a découvert quelques minéraux d'origine volcanique, englobés aujourd'hui dans un vaste lobe connu sous le nom de **Téphra de Rocourt** (Juvigné, 1984). Paepe (1964) a dissocié l'horizon EA de l'horizon Bt (DB+ DA sur la figure 14) du Sol de Rocourt; ce même auteur a mis EA en corrélation avec le sol de Warneton, qu'il a attribué au début de la dernière glaciation. Bastin (1971) y a trouvé des associations polliniques indiquant deux interstades tempérés: Amersfoort et Brørup. Juvigné (1978) a montré que le limon de l'horizon EA à Rocourt consiste en loess préweichselien remanié. Haesaerts (in Haesaerts *et al.*, 1981) a découvert à la base de l'horizon EA, un niveau d'artéfacts de type Paléolithique supérieur. Van Vliet-Lanoe (1990) a reconnu dans le pédocomplexe de Warneton, une unité supérieure de nature subarctique correspondant au Stade isotopique 4, et une unité inférieure à caractéristiques subboréales rattachées au Stade isotopique 5.

La position chronostratigraphique de l'horizon EA reste controversée. Les âges ^{14}C produits par Haesaerts *et al.* (1981), le placent entre 28.000 BP et 48.000 BP. Par la thermoluminescence, Wintle (1987) a daté d'environ 43 ka (QTL-89L), le loess qui surmonte immédiatement l'horizon EA. La retombée de la Téphra de Rocourt a eu lieu entre 61,5 ka et 106 ka (Juvigné & Gewalt, 1988), et la présence de ses minéraux à l'état remanié dans le sol, donne à celui-ci un âge plus récent que 106 ka. La période comprise entre 43 ka et 48 ka est commune à l'ensemble des résultats présentés ci-dessus, et place le sol pendant le Stade isotopique 3. Dans l'évolution climatique du Pléistocène, basée sur les diagrammes polliniques "Grande Pile" et "Les Echets", il s'agit d'une période froide (Guiot *et al.*, 1989). D'après la stratigraphie antérieure de Van der Hammen *et al.* (1967), cette période correspond pratiquement à l'interstade de Moershoofd.

Les interprétations basées sur la paléopédologie (Van Vliet-Lanoe, 1990) et la palynologie (Bastin, 1971) attribuent l'horizon EA à des périodes pouvant remonter jusqu'au Stade isotopique 5 (voir plus haut). L'âge QTL-89L du loess sus-jacent ne s'oppose pas à de telles interprétations.

En conclusion, l'âge du paléosol EA reste très incertain au sein d'une période comprise entre 28 ka et 106 ka. La majorité des âges absolus disponibles le place entre 43 ka et 48 ka. Des interprétations basées sur la paléopédologie et la palynologie le font remonter jusqu'au stade isotopique 5; son âge pourrait alors être compris entre 72 ka et 106 ka.

8°. **Sols interglaciaires.**- En conséquence de la révision de la stratigraphie du Weichselien inférieur par Paepe (voir plus haut), seul l'horizon Bt rubéfié (5YR4/6) sous l'horizon EA appartenait encore au Sol de Rocourt. Van Vliet-Lanoe (1975) a divisé cet horizon rubéfié en deux racines de sols bruns forestiers, que Haesaerts *et al.* (1981) ont désignés respectivement par les sigles DB et DA. Un âge de 175 ka a été obtenu par thermoluminescence sur le loess de l'horizon DB (Butrym, 1988: communication écrite); ce résultat confirme l'âge eemien de la racine de sol correspondante, et permet d'attribuer l'horizon DA à un interglaciaire indéterminé, antérieur à l'Eem.

2. Téphra d'Eltville

Cette téphra est connue en Allemagne depuis 1909 (voir: Juvigné, 1990, p. 216/7). Elle a été découverte à Rocourt par Rohdenburg & Semmel (1971), puis dans d'autres coupes de loess en Moyenne Belgique orientale, et au Limbourg néerlandais par Juvigné & Semmel (1981). Elle est largement dispersée (fig. 15).

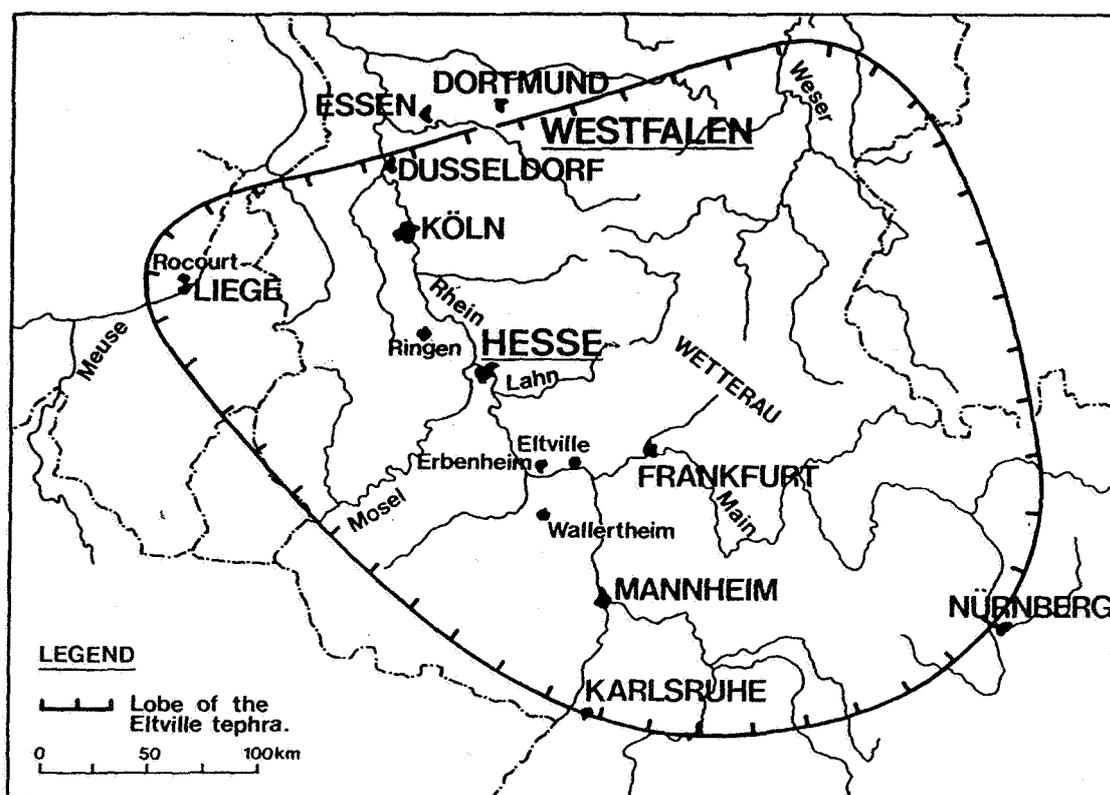


Figure 15.- Lobe de la Téphra d'Eitville d'après Meijs et al. (1983)

Au moment où la discussion de la stratigraphie du loess weichselien supérieur a été imposée par la découverte de la Téphra d'Eitville en Belgique (voir plus loin), les détracteurs de la téphrostratigraphie ne manquaient pas de faire remarquer, que la littérature faisait état de différences importantes dans la composition de la téphra, d'un site à l'autre, voire d'un auteur à l'autre dans le même site (voir: Juvigné, 1990, p. 217, tab. 1). La plupart de ces résultats disparates ont été établis par des observations faites à la loupe ou au microscope.

En conséquence, nous avons réalisé des analyses systématiques par microsonde; elles ont permis de comprendre que les différences constatées dans les compositions minéralogiques publiées antérieurement sont dues essentiellement aux faiblesses des méthodes optiques.

2.1. Le magma

Il n'a pas été possible de déterminer le magma juvénile de la téphra avec précision. D'une part, aucune esquille de verre volcanique déterminable par microsonde n'a été trouvée dans les préparations (ce matériau semble totalement argilisé). D'autre part, la lamine de téphra est contaminée par du loess adjacent, et contient probablement des xénolithes du Paléozoïque inférieur. Dans ces conditions, les analyses de roches globales ne permettent qu'une approche assez lointaine de la composition du magma juvénile (tab. 1).

	A	B	C	D	E
SiO ₂	80,78	70,41	84,33	<70,41	64,60
TiO ₂	0,98	1,46	0,82	>1,46	0,93
Al ₂ O ₃	9,24	12,01	7,84	>12,01	18,66
Cr ₂ O ₃	0,16	0,35	0,02	>0,35	?
Fe ₂ O _{3t}	3,73	6,45	2,61	>6,45	7,66
MnO	0,10	0,14	0,05	>0,14	1,07
MgO	0,97	3,34	0,74	>3,30	2,09
CaO	0,92	2,92	0,75	>2,92	0,52
Na ₂ O	0,52	0,50	0,28	±0,50	0,71
K ₂ O	2,60	2,32	2,56	<2,32	3,57
TOTAL	100	99,9	100		99,81

Tableau 1.- Approche de la composition chimique du magma juvénile de la Téphra d'Eltville.

A: loess juste au-dessus de la téphra; B: composition globale de la téphra brute; C, loess juste en-dessous de la téphra; D: domaines des parts d'éléments majeurs qui tendent à annuler la contamination par le loess; E: composition moyenne des roches du Paléozoïque inférieur (d'après des données de Wilmart, 1984).

Les analyses ont été faites sur une très petite quantité de téphra (environ 1 g) prélevée avec grand soin pour limiter autant que possible la contamination par du loess adjacent. Néanmoins, la composition globale de la téphra brute (tab. 1, col. B) ne ressemble, loin s'en faut, à celle d'aucun magma de l'Eifel (voir par exemple Schmincke *et al.*, 1983); on peut citer entre autres, la part de silice nettement trop élevée, et le total [CaO+ Na₂O+ K₂O] beaucoup trop faible. Si on compare la composition de la téphra brute avec celle du loess adjacent (tab. 1, col. A et C), on peut définir des domaines de parts d'éléments majeurs qui tendent à annuler la contamination par le loess (tab. 1, col. D). Ces tendances sont compatibles avec les magmas de l'Eifel, mais elles sont tellement imprécises qu'une détermination reste impossible. La composition moyenne des roches du Paléozoïque inférieur (tab. 1, col. E) atteste que la présence d'une part importante de xénolithes peut altérer la composition du magma juvénile. D'une telle contamination, on peut attendre notamment: 1) une augmentation de la part de SiO₂; 2) un abaissement des parts de MgO et de CaO. Enfin, pour comprendre la déviation chimique de la téphra par rapport à la composition du magma juvénile, il faut encore tenir compte de la mobilité de certains éléments chimiques qui survient lors de l'altération du verre; celle-ci a été mise en évidence dans le loess (Juvigné & Seidenschwann, 1989; Juvigné *et al.*, 1991), et dans d'autres milieux (palagonitisation: voir Fisher & Schmincke, 1984).

En conclusion, le magma de la Téphra d'Eltville ne peut être déterminé avec précision sur la base des données disponibles actuellement.

2.2. Les phénocristaux mafiques

Des analyses géochimiques par microsonde des phénocristaux de la téphra, provenant de diverses localités de Belgique et d'Allemagne ont permis de montrer:

- 1°. que le rapport clinopyroxène/olivine est d'environ 3/2,
- 2°. que les phénocristaux (fig. 16) mafiques essentiels ont respectivement une composition constante depuis l'Eifel orientale jusqu'en Belgique (Juvigné, 1990): 1) clinopyroxène= diopside Hd₁₄₋₄₅, et fassaïte alumineuse, souvent subsilicique; 2) olivine= forstérite (Fo₈₆₋₉₁); 3) amphibole brune= pargasite-kaersutite.

La part élevée d'olivine parmi les minéraux mafiques, ne peut s'accommoder que d'un magma primitif ou très peu différencié, et les tendances observées par les analyses globales ainsi que la couleur gris foncé de la téphra ne s'opposent nullement à une telle parenté. Il reste à souligner que l'explosivité de tels magmas est souvent faible, et dès lors, la grande extension de la zone de dispersion de la téphra doit être mise en exergue.

TEPHRA D'ELTVILLE

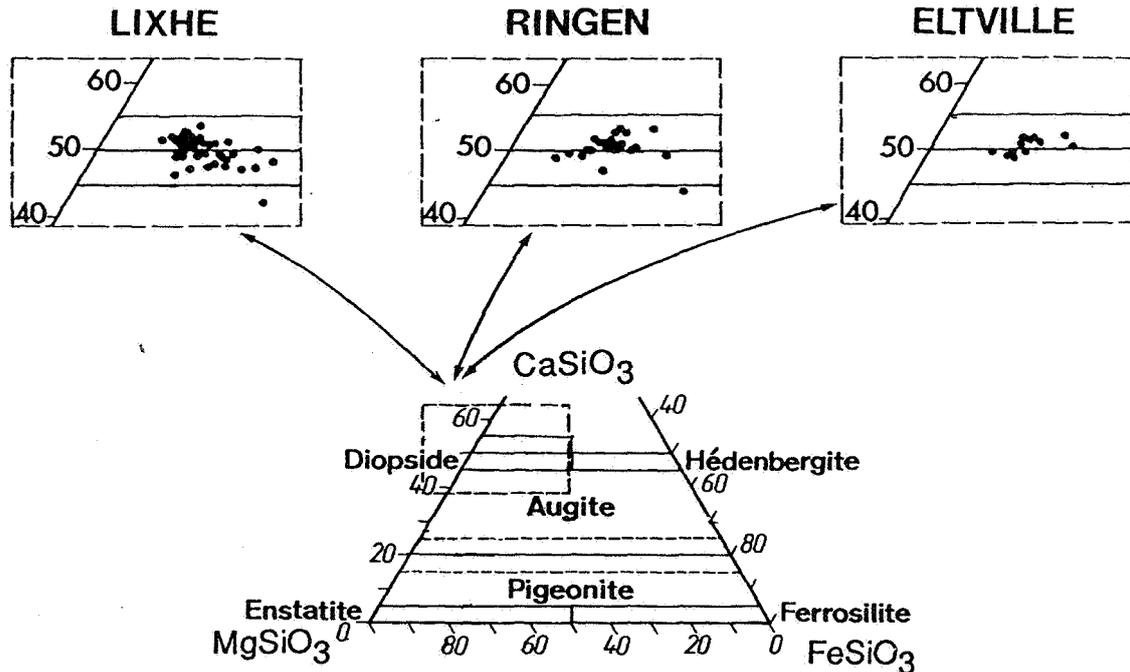


Figure 16- Détermination de pyroxènes de la Téphra d'Eltville (d'après Juvigné, 1990, p. 220, fig. 4). Pour la classification, voir la figure 2b.

2.3. Origine

Cette téphra a été trouvée de proche en proche depuis l'Eifel orientale, jusqu'en Moyenne Belgique orientale. Les caractéristiques décrites plus haut sont compatibles avec les produits de ce champ volcanique. L'épaisseur de la lamine, et la taille des phénocristaux diminuent vers la Belgique, où les plus gros grains ne dépassent pas 150.µm (Juvigné & Semmel, 1981). Meijs *et al.* (1983) ont proposé le volcan du Korrettsberg/Eifel orientale, comme émetteur de cette téphra, mais la datation récente de produits de cet appareil (200 ka; Bogaard & Schmincke, 1990) rend cette corrélation aléatoire.

3. Chronostratigraphie du Weichsel récent, et âge de la Téphra d'Eltville

La découverte de la Téphra d'Eltville dans le loess de Moyenne Belgique orientale et du Limbourg néerlandais, a permis de confronter directement les stratigraphies du loess weichselien supérieur, établies en toute indépendance, d'une part en Belgique et d'autre part en Allemagne.

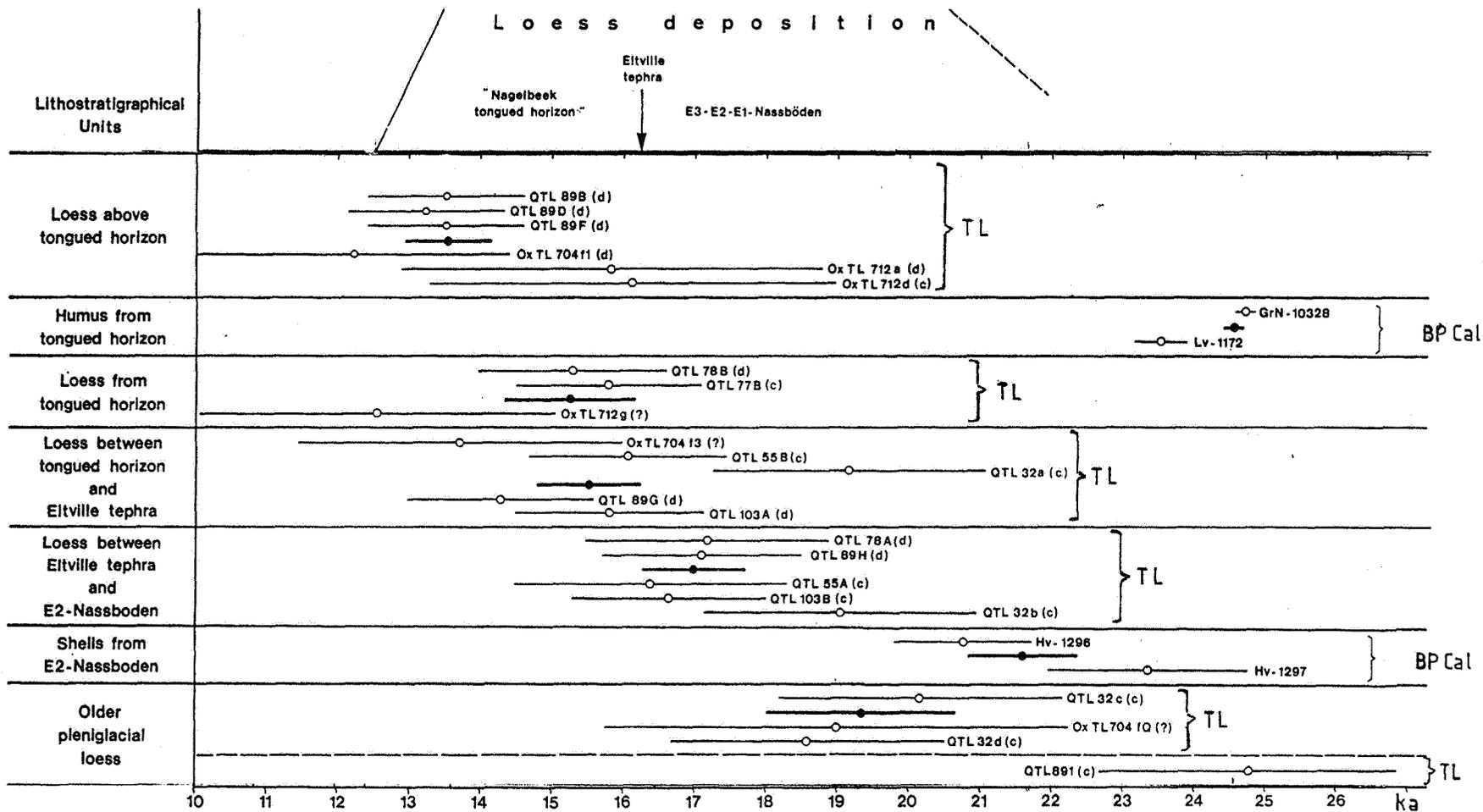


Figure 17.- Ages obtenus par thermoluminescence et par ^{14}C sur divers matériaux provenant des niveaux loessiques du Weichselien supérieur, de Moyenne Belgique orientale, et de régions voisines (d'après Juvigné & Wintle, 1988, p.100, fig. 3).

Explications.- Lettres entre parenthèses à droite de la désignation des échantillons: (d), loess décalcifié; (c) loess carbonaté; (?), non précisé.

--o--, résultat de mesure ± 1 sigma;

--o--, âge moyen calculé sur la base des valeurs individuelles par unité loessique suivant le découpage en ordonnée; abscisse, ka= milliers d'années en temps réel.

Les âges obtenus par thermoluminescence sont indiqués par le sigle TL. Les âges ^{14}C [humus de l'Horizon à Langues (Gullentops, 1981), et coquilles du Nassboden E2 (Semmel, 1967)] ont été calibrés d'après les données de Stuiver et al. (1991).

Dans la stratigraphie allemande, la Téphra d'Eitville se trouve dans du loess reposant sur un paléosol (Lohner Boden= Sol de Stillfried-B; Semmel, 1967) attribué à l'interstade majeur de la dernière glaciation. Cette stratigraphie est compatible avec celle de Gullentops (1954), puisque la téphra se situe en Belgique entre l'Horizon à Langues et le Sol de Kesselt (= Sol de Stillfried-B; voir plus haut). Par contre, elle est incompatible avec la stratigraphie de Paepe (1966) selon laquelle l'Horizon à Langues équivaut au Sol de Zelzate, mis en corrélation avec le Sol de Stillfried-B. La découverte de la Téphra d'Eitville dans nos loess a donc relancé les recherches sur la chronostratigraphie du loess weichselien supérieur.

Deux voies de recherches ont été exploitées parallèlement:

1°. Datation par thermoluminescence.- Des mesures ont été effectuées par différents laboratoires sur divers horizons du loess du Pléistocène supérieur, et rassemblées par Juvigné & Wintle (1988). L'ensemble des résultats est présenté sur la figure 17. On y constate que les âges déterminés par thermoluminescence sur le loess constituent une série consistante, dans laquelle la Téphra d'Eitville est placée vers 16 ka.

2°. Datations ^{14}C .- Gullentops (1981) a produit deux âges ^{14}C s'appliquant à l'humus de l'Horizon à Langues respectivement à Lixhe et à Kesselt; ils sont proches de 22.000 BP. Des âges ^{14}C avaient été obtenus antérieurement sur des coquilles sous-jacentes à la Téphra, dans une coupe de loess de Hesse (Hv-1296 et Hv-1297: environ 19.200 BP; Semmel, 1967). Il existe une contradiction interne des âges ^{14}C ; l'âge de l'Horizon à Langues devrait être plus récent que celui des coquilles de Hesse.

Pour la comparaison des âges ^{14}C avec ceux obtenus par thermoluminescence, il y a lieu de calibrer les premiers en temps réel, soit respectivement: environ 24.600 BP Cal pour l'Horizon à Langues, et environ 21.700 BP Cal pour les coquilles de Hesse.

Dans un travail récent, nous avons proposé une révision de la chronostratigraphie du Weichsel récent, basée sur une série d'âges obtenus par thermoluminescence sur du loess (Juvigné & Wintle, 1988). L'argument fondamental qui soutenait l'âge obtenu par thermoluminescence sur le loess de l'Horizon à Langues (15 ka) était la reconnaissance, dans les séquences lacustro-palustres continues de France, d'une brève phase de développement d'*Artemisia* vers 15.000 à 14.000 BP (Beaulieu & Reille, 1984). La calibration de l'âge de la phase à *Artemisia* (16.000 à 17.100 BP Cal) introduit un écart de 1 à 2 millénaires avec l'âge de l'Horizon à Langues, et déforce considérablement la corrélation invoquée plus haut. Il faut remarquer que la corrélation est encore nettement moins satisfaisante entre la phase à *Artemisia*, et l'âge ^{14}C calibré de l'Horizon à Langues (environ 8 millénaires d'écart).

En conclusion, il n'est pas possible de donner actuellement un âge précis à l'Horizon à Langues et à la Téphra d'Eitville, qui constituent néanmoins le double repère lithostratigraphique le plus fiable du loess weichselien supérieur d'Allemagne occidentale, et de Moyenne Belgique orientale. L'ensemble des données chronostratigraphiques disponibles place l'Horizon à Langues entre 15 ka et 25.000 BP Cal, et la Téphra d'Eitville entre 16 ka et 30.000 BP, étant entendu que le premier est plus récent que la seconde.

4. Téphra de Rocourt

Les premiers minéraux de cette téphra ont été découverts simultanément par Gullentops (1952) dans des limons du Plateau des Tailles et de la région de Laroche, et par Tavernier & Laruelle (1952) dans des alluvions de cours d'eau ardennais. En les découvrant dans l'horizon EA (voir plus haut) de la coupe de loess de Rocourt, Gullentops (1954) fut le premier à leur donner une signification stratigraphique.

Par la suite, les phénocristaux mafiques de cette téphra ont été trouvés dans différents sites, essentiellement en Belgique (fig. 18).

4.1. Composition

A ce jour, aucune lamine de cette téphra n'a été signalée en place. Quatre décennies après sa découverte, elle n'est toujours connue que par ses phénocristaux mafiques, dispersés dans divers sédiments hôtes (horizons téphriques). Aucun recouvrement vitreux n'a été observé sur les phénocristaux, alors que des milliers de grains ont été examinés au microscope. La nature du magma parental demeure inconnue.

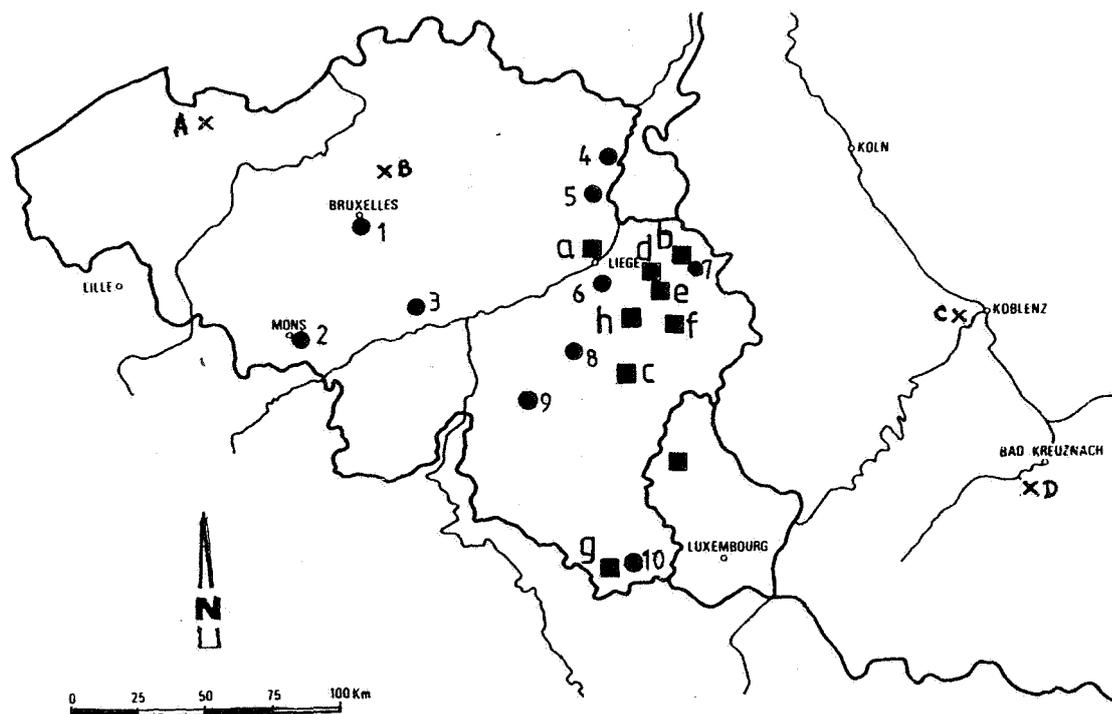


Figure 18.- Localités où la Téphra de Rocourt et/ou l'enstatite a été trouvée (d'après Juvigné, 1977d, p. 14, fig. 1).

Légende

- , Téphra de Rocourt trouvée par Juvigné (1973, 1976, 1977d, 1979a, 1979b):
 1, loess à Wezembeek-Opem; 2, loess à Saint-Symphorien; 3, loess à Tongrinne; 4, terrasse de la Meuse de et à Maasmechelen; 5, loess à Kesselt; 6, très basse terrasse de l'Ourthe à Tilff; 7, vallée de la Soor et très basse terrasse de la Vesdre à Eupen; 8, loess et très basse terrasse de l'Ourthe en Famenne; 9, loess dans le méandre recoupé de la Lesse à Wanlin; 10, très basse terrasse de la Semois lorraine.
- , Téphra de Rocourt trouvée par:
 Gullentops (1952,1954): a, loess à Rocourt; b, colluvions à Eupen; c, colluvions du plateau des Tailles,
 Tavernier & Laruelle (1952): d, plaine alluviale de la Vesdre; e, plaine alluviale de la Hoëgne; f, plaine alluviale de l'Amblève,
 Bourguignon (1955): g, colluvions en Lorraine,
 Bustamante-Santa Cruz (1973): h, très basse terrasse de l'Amblève à Coö.
- X , Présence de l'enstatite signalée dans des sédiments quaternaires par:
 Peeters (1943): dans du sable éolien à Bentille (A),
 Juvigné (1977d) dans le sol actuel à Weerde (B),
 Hermans (1955) dans des colluvions du G.-D. de Luxembourg septentrional (C),
 Van Andel (1950) dans la plaine alluviale de la Moselle (D) et de la Nahe (E).

Ses phénocristaux sont le clinopyroxène, l'enstatite, et l'amphibole brune, dans des rapports de fréquences très variables (Juvigné, 1978). Dans l'ensemble des téphras étudiées ici, l'enstatite n'est connue que dans la Téphra de Rocourt. Elle est donc un minéral guide.

Dans les champs volcaniques voisins, la présence de l'enstatite n'a été signalée que dans des xénolithes de péridotite de quelques volcans de l'Eifel occidentale (e.g. Frechen, 1971). Dans la Téphra de Rocourt, elle peut représenter jusqu'à 25% de l'association de phénocristaux mafiques transparents; elle n'y est pas accompagnée par l'olivine (comme dans les péridotites), mais bien par une part élevée d'amphibole brune (plutôt rare dans les magmas primitifs dont ceux de l'Eifel occidentale). Cette situation a jeté un doute sur la détermination de ce minéral faite au microscope par différents chercheurs. Pour y répondre, des déterminations ont été effectuées par microsonde (Bustamante-Santa Cruz, 1973; Juvigné, 1990); elles ont confirmé l'identité du minéral (fig. 19).

Quant aux clinopyroxènes, ils consistent essentiellement en augite (fig. 19), et se distinguent donc très nettement de ceux des Téphras d'Elville (fig. 16), et du Laacher See (fig. 7). Enfin, l'amphibole brune appartient au groupe pargasite- kaersutite.

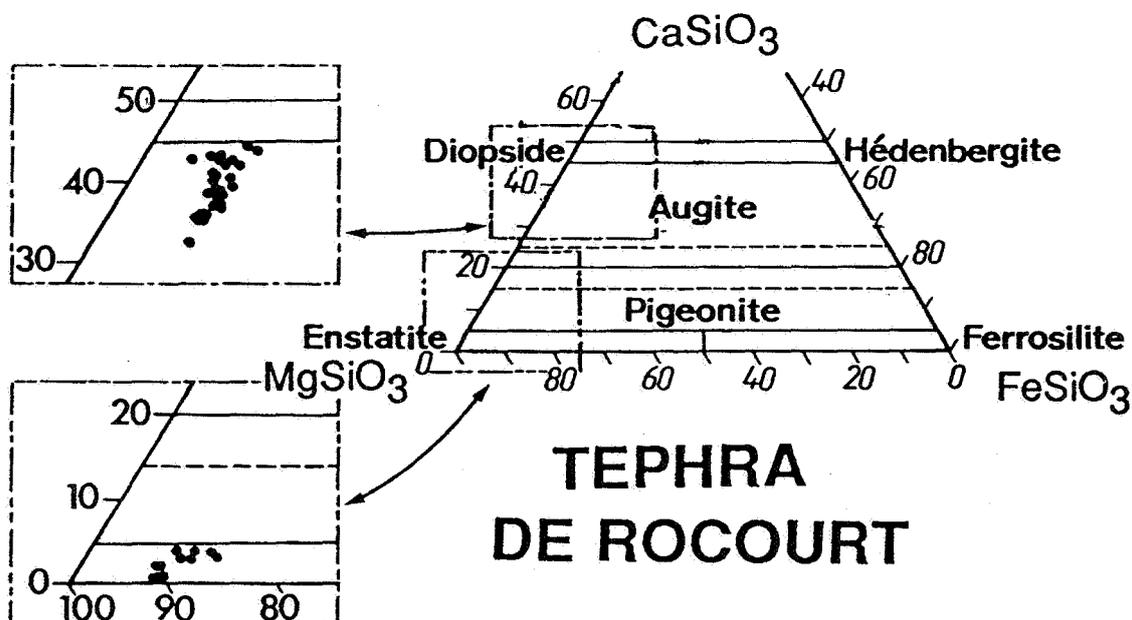


Figure 19.- Détermination de pyroxènes de la Téphra de Rocourt (d'après Juvigné, 1990, p. 220, fig. 4). Pour la classification, voir la figure 2b.

4.2. Origine énigmatique

La taille des phénocristaux mafiques augmente de l'W vers l'E, et les grains de 0,5 mm sont fréquents en Haute Belgique (Juvigné, 1978), ce qui devrait indiquer la proximité de la source (Eifel occidentale). Toutefois, l'absence d'olivine et la présence de parts élevées d'amphibole (pargasite-kaersutite) nuisent à l'apparement avec les magmas de ce champ volcanique, qui sont tous très basiques et sous-saturés. De plus, aucun volcan violemment explosif n'est connu dans cette région.

L'association de l'orthopyroxène et de l'amphibole brune est extrêmement fréquente dans les magmas calco-alcalins, mais l'orthopyroxène est en général l'hypersthène, et de tels magmas ne sont pas connus dans les champs volcaniques proches, et en tous cas pas dans l'Eifel. Nous avons signalé que les fractions fines des téphras peuvent effectuer plusieurs rotations autour de la terre dans la stratosphère, ce qui permet d'accepter pratiquement n'importe quelle origine. Cependant, après des parcours de quelques centaines de km, il est rare de trouver couramment des phénocristaux mafiques (denses) dont le diamètre dépasse le demi-millimètre.

4.3. Age

Comme indiqué plus haut, la Téphra de Rocourt se présente uniquement sous forme d'horizons téphriques dans tous les gîtes où elle est connue; elle se trouve donc toujours en position secondaire, ce qui contrarie fortement la recherche d'un âge précis pour la retombée. Les indications chronostratigraphiques les plus utiles sont fournies par les sites suivants:

1°. Coupes de loess.- Le paléosol téphrique EA a été reconnu immédiatement au-dessus d'une racine de sol interglaciaire dans plusieurs sites: Rocourt (Gullentops, 1952), Tongrinne (Juvigné, 1978), Wanlin (Juvigné, 1979) et Liernu (Bolline *et al.*, 1980). Les minéraux de la Téphra de Rocourt n'ont jamais été trouvés dans le loess préweichselien sous-jacent; la retombée est donc plus récente que 128 ka. Les données relatives à la chronostratigraphie du loess permettent donc de définir la période de la retombée entre environ 43 ka et 128 ka.

2°. Cailloutis de la Warche ancienne à Bévercé.- Dans la coupe de la vallée morte des Chôdières au Tros Maret/Bévercé, le cailloutis abandonné par la Warche contient les minéraux de la Téphra de Rocourt, et est recouvert par une épaisse séquence (± 30 m) débutant à la base par un dépôt palustre, dont les restes organiques ont été datés par ^{14}C de plus de 51.000 BP (Juvigné, 1985).

3°. Spéléothèmes de Remouchamps.- Une concrétion stalagmitique prélevée à l'intérieur de la grotte de Remouchamps, et contenant les minéraux de la téphra, a été datée de 61,5 ka par $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (Juvigné & Gewalt, 1988). D'autres concrétions datées de 106 ka et plus, ne contenaient aucun minéral de la Téphra de Rocourt (voir plus loin).

En conséquence, l'ensemble des données chronostratigraphiques relatives à la Téphra de Rocourt, situe le moment de la retombée entre 61,5 et 106 ka.

4.4. Applications

1°. Vitesse de l'érosion fluviale dans le socle paléozoïque.- Pissart & Juvigné (1982) ont démontré que la Warche coulait autrefois dans la vallée de l'Eau Rouge, et qu'elle a été capturée à Bévercé. Depuis le moment de cette capture, la Warche et le Tros Maret se sont encaissés de près de 100 m à Bévercé, provoquant une érosion régressive considérable dans les vallées de la Warche (sur 8 km) et du Tros Maret (sur 3 km). Le cailloutis de la Warche, qui tapisse le fond de la vallée abandonnée, contient les phénocristaux de la Téphra de Rocourt (Juvigné, 1985). Cette observation demeure le seul critère permettant: 1) de placer le moment de la capture entre 61,5 et 106 ka; 2) de démontrer que pendant le Weichsel, la vitesse d'érosion verticale de la Warche et du Tros Maret dans le Paléozoïque non altéré, a été en moyenne de près de 125 cm/ka à Bévercé.

2°. Vitesse d'érosion des cours d'eau ardennais.- Une recherche systématique des minéraux de la Téphra de Rocourt a été réalisée dans des terrasses des principaux cours d'eau ardennais (Juvigné, 1979). Le niveau téphrique est, dans tous les cas, une très basse terrasse, qui permet de fixer l'encaissement weichselien du réseau hydrographique ardennais à environ 2 m dans les cours moyens de l'Ourthe, de l'Ambève et de la Vesdre, et à moins de 5 m à Liège. Cette valeur est en accord avec l'évolution générale du cours de la Meuse entre Liège et Maaseik (Paulissen, 1973; Juvigné & Renard, 1991), où les minéraux de la téphra ont été trouvés dans la terrasse weichselienne de Maasmechelen (Juvigné, 1976).

3°. Bilan sédimentation-érosion dans la vallée de la Soor.- Des dépôts périglaciaires, atteignant localement plus de 10 m d'épaisseur, sont conservés dans cette vallée descendant du Plateau des Hautes Fagnes. Les minéraux de la Téphra de Rocourt y ont été trouvés jusqu'à la base des dépôts (Pissart *et al.*, 1972). Ils constituent le seul argument qui permet de situer la mise en place de l'ensemble des dépôts pendant la dernière glaciation. La Soor a réincisé ces dépôts, en y développant une série de "terrasses locales", et sur la plus grande partie de son cours, elle s'attaque de nouveau au bedrock. L'activité weichselienne de la Soor semble avoir été limitée à subir le remblaiement périglaciaire, et à rétablir son équilibre antérieur à travers ces mêmes dépôts.

4°. Paléo-écoulements fluviaux dans des grottes.- Des minéraux de la Téphra de Rocourt ont été trouvés dans des sédiments limoneux profondément enfouis dans des grottes (Juvigné & Gewalt, 1988; Pissart *et al.*, 1988). A Remouchamps, certains gîtes se trouvent même dans un réseau de couloirs abandonnés (Juvigné, in Dewez *et al.*, 1974), environ 10 m au-dessus du niveau de la terrasse téphrique de l'Amblève (Juvigné, 1979).

Du point de vue géomorphologique, il est donc établi que l'étage inférieur de la grotte n'a pu assurer l'écoulement en permanence pendant la dernière glaciation. Les phases d'inondations de couloirs supérieurs correspondaient à des écoulements très chargés (dépôts avec matrice fine abondante). Du point de vue géomorphologique, cette conclusion est à rapprocher de celle faite dans la grotte d'Eprave (voir plus haut).

5°. L'âge de dépôts éoliens de la vallée de l'Ourthe.- Des minéraux de la Téphra de Rocourt ont été trouvés dans la partie inférieure d'épais dépôts éoliens de la vallée de l'Ourthe (Juvigné, 1977). Cette découverte a montré: 1) que le loess préweichselien est rare dans cette région, ce qui implique probablement d'importantes phases érosives préweichseliennes.; 2) que l'activité éolienne a été importante pendant la dernière glaciation en Haute Belgique. Comme les minéraux de la Téphra du Laacher See ont été trouvés dans les niveaux supérieurs de tous ces dépôts éoliens, il faut aussi insister sur le fait que 10.000 ans de morphogenèse holocène n'ont pas éliminé les dépôts weichseliens.

4.5. Conclusion

La retombée de la Téphra de Rocourt a eu lieu entre 61,5 et 106 ka. Ses phénocristaux mafiques ont été trouvés dans des sédiments extrêmement différents, pour lesquels la téphra constitue le seul moyen direct de corrélation. Elle est un outil stratigraphique de première importance pour reconnaître les formations mises en place pendant le Weichselien inférieur, ou plus tard.

CHAPITRE 5.- TÉPHRAS DIVERSES DU PLÉISTOCÈNE

1. Téphrostratigraphie du Tardiglaciaire et de l'Holocène du massif Ruiz-Tolima/Colombie

Le massif volcanique Ruiz-Tolima (fig. 20) se situe en Colombie dans la Cordillère des Andes. Nous nous préoccupons de son activité passée, lorsqu'est survenue l'éruption du Nevado del Ruiz, dont les coulées boueuses ont tué plus de 20.000 personnes à Armero. La figure 21 présente la chronologie des principales éruptions dont nous avons étudié les produits. Trois d'entre elles ont une importance particulière, car leurs téphras sont largement dispersées sur le massif; elles attestent donc des éruptions violentes. Celles-ci ont eu lieu:

- 1°. vers 3.600 BP, au Tolima,
- 2°. vers 10.000 BP, au Tolima, au Cerro Bravo et au Quindio,
- 3°. vers 14.000 BP, au Tolima et au Cerro Bravo.

L'étude détaillée des produits de la période éruptive tardiglaciaire et holocène est en cours. Les associations de phénocristaux mafiques des principales téphras ont été déterminées (fig. 22). Dans l'ensemble, les minéraux dominants sont l'orthopyroxène (hypersthène) et/ou l'amphibole verte. Le clinopyroxène et/ou l'amphibole brune caractérisent quelques niveaux particuliers. Les téphras les plus largement dispersées ont pour trait commun d'être caractérisées par une association à deux pyroxènes avec 60 à 70% d'orthopyroxène (hypersthène), et 15 à 30% de clinopyroxène. Dans l'ensemble, les autres téphras sont nettement moins dispersées, et plus riches en amphibole (jusqu'à 90%).

2. Deux téphras tardiglaciaires du Mont St Helens/U.S.A.

Au cours d'un stage effectué au "Quaternary Research Center" à Seattle, il nous a été demandé d'étudier une carotte de sédiments lacustres provenant d'un cratère: Battle Ground Lake/ Washington méridional.

Cinq téphras y ont été reconnues de haut en bas: 1) Téphra P du Mont St Helens, 2.800 BP; 2) Téphra Y du Mont St Helens, 3.400 BP; 3) Téphra du Mont Mazama, 6.700 BP; 4) Téphra Ju du Mont St Helens, 10.500 BP; 5) Téphra Jl du Mont St Helens, 11.300 BP. C'était la première fois que les Téphras Ju et Jl étaient découvertes dans un milieu permettant leur datation absolue, et leur positionnement dans un diagramme pollinique (réalisé par Barnosky, 1985). Il a aussi été démontré que le vent périglaciaire est responsable de l'apport dans le cratère, du sédiment fin qui constitue la séquence lacustre pré-holocène.

Le volcan St Helens faisait à l'époque, l'objet des recherches les plus diverses, puisqu'il venait d'être le siège d'une explosion exceptionnellement violente et dévastatrice (18 mai 1980). Notre résultat s'est inscrit dans l'ensemble des recherches sur son activité passée.

3. La Téphra de la Grande Pile/Vosges, France

Dans une carotte de la tourbière de la Grande Pile/Vosges méridionales (fig. 9), nous avons découvert un horizon téphrique, que nous avons appelé "Téphra de Grande Pile" (Juvigné, 1978). Dans le diagramme pollinique correspondant de Woillard (1975, n° 27), cette téphra est placée dans la régression de l'interstade de Stillfried B- Arcy. Faute d'avoir repéré la Téphra du Laacher See plus haut dans la carotte étudiée, un doute avait été émis sur l'originalité de la téphra.

Seret *et al.* (1990) ont récemment repéré deux téphras différentes dans une autre carotte de la même tourbière: 1) celle du Laacher See; 2) une autre sous-jacente (Téphra de Melay). Celle-ci se trouve dans un segment dont l'âge absolu est compris entre 20.000 et 30.000 BP; elle devrait être l'équivalent de la Téphra de Grande Pile.

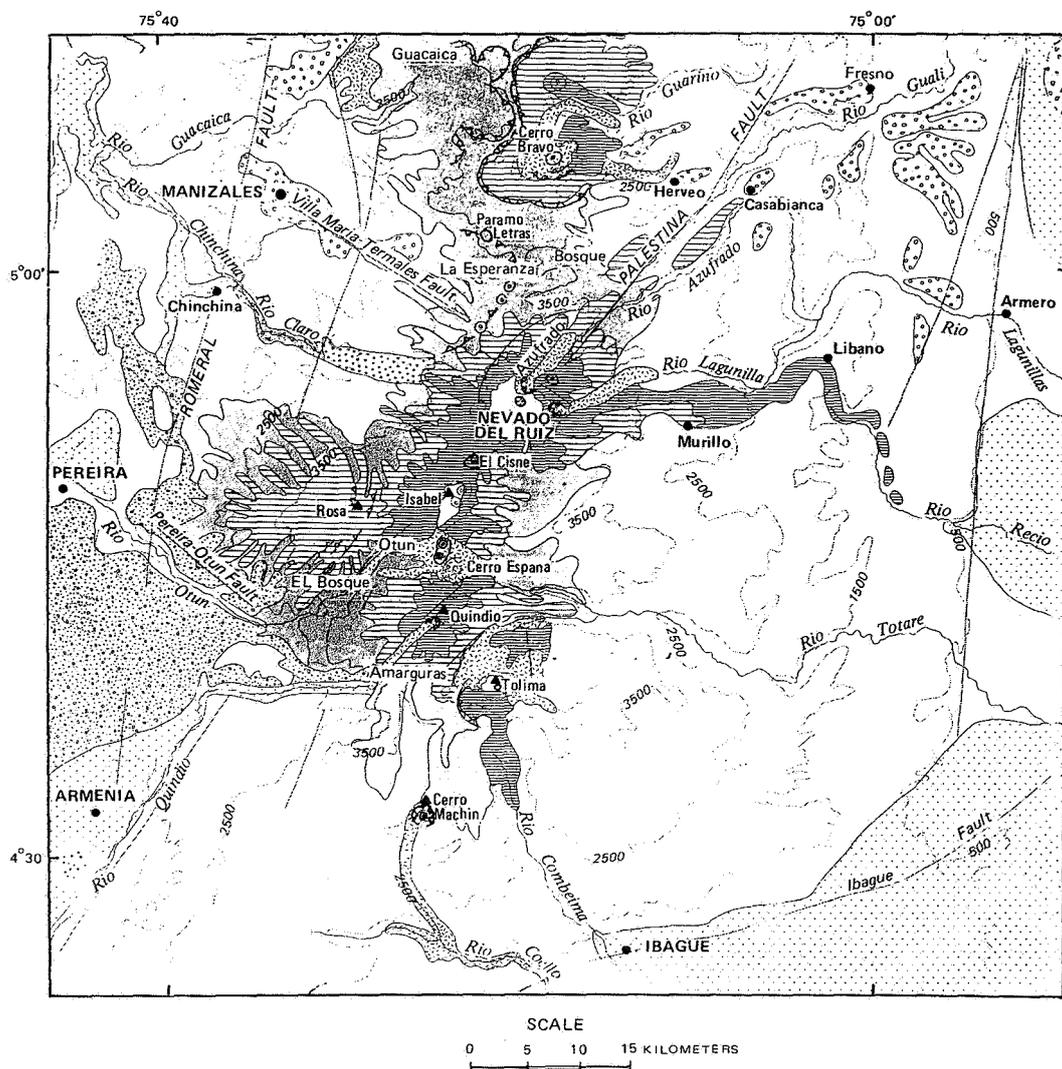


Figure 20.- Le massif volcanique du Ruiz-Tolima (d'après Thouret et al., 1990). Les volcans sont représentés par des triangles noirs. Cette carte contient les localités citées dans les figures 21 et 22.

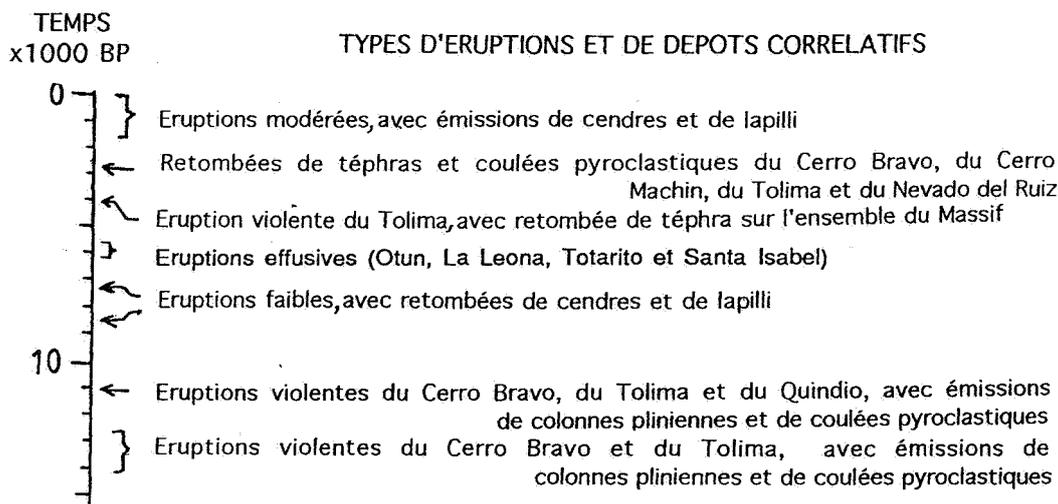


Figure 21.- Les principales éruptions volcaniques dans le massif du Ruiz-Tolima pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène (d'après Thouret et al., 1992a).

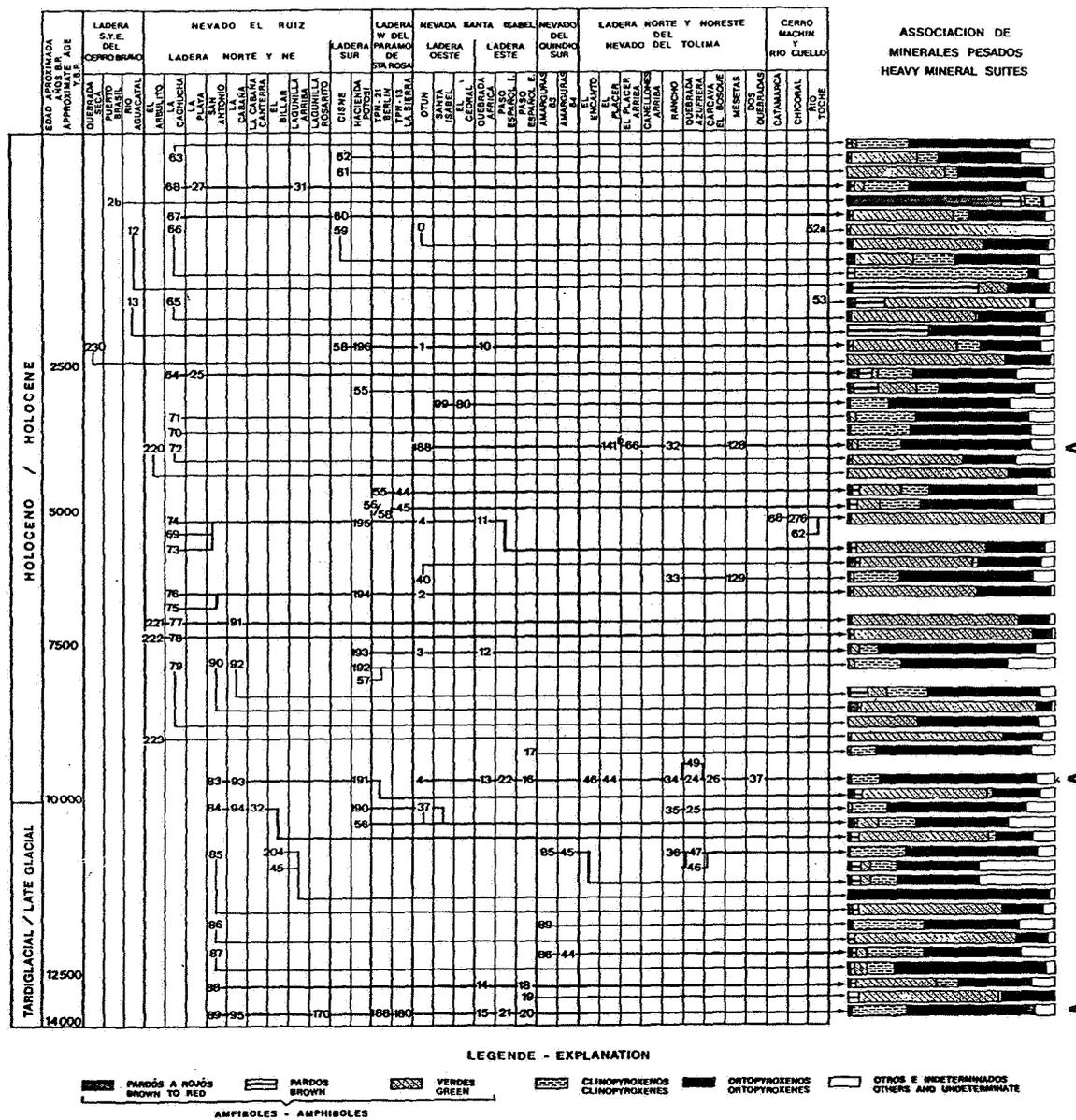


Figure 22.- Associations de phénocristaux mafiques transparents des principales téphras tardiglaciaires et holocènes du massif Ruiz-Tolima (d'après Thouret et al., 1992b). Les téphras sont placées suivant l'ordre stratigraphique établi par les données du terrain, les datations ^{14}C , et les résultats des déterminations minéralogiques. Les numéros dans les colonnes sont ceux des échantillons; les localités où ils ont été prélevés sont nommées en tête de chaque colonne, et peuvent être trouvées sur la figure 20. Les lignes horizontales (éventuellement brisées) traversant les colonnes, indiquent les corrélations proposées entre des couches de diverses localités, et de ce fait, elles donnent une indication sur l'extension du lobe de chaque téphra.

Les trois nappes de téphras les plus largement répandues, et correspondant aux éruptions les plus violentes du massif, ont été marquées par des flèches en marge.

Aucune trace de verre n'a été signalée par les auteurs, et la nature du magma juvénile n'a donc pu être déterminée. A ce jour, il n'existe aucun autre gîte connu de cette téphra, qui pourrait aider à en rechercher l'origine.

4. Révision de l'âge de volcans de l'Eifel occidentale/Allemagne

Straka (1954, 1955, 1956, 1958, 1960, 1961) a signalé la présence d'une téphra poussiéreuse ("Tuffstaub") sous la séquence tardiglaciaire de chacun de ses diagrammes polliniques, laquelle contient un "Tuffsand" (voir plus haut). Les "Tuffstaub" ont été considérés comme des téphras poussiéreuses émises par des volcans locaux, et ont donc été utilisés dans l'élaboration d'un modèle téphrostratigraphique déjà évoqué plus haut.

Juvigné (1980, 1982) a montré que le "Tuffstaub", accumulé dans le fond de quelques cratères, est un sédiment fin, d'origine éolienne et périglaciaire, déposé en milieu lacustre: granulométrie identique à celle du loess, parts importantes de minéraux denses typiquement loessiques. Straka (1982) a réagi contre cette conclusion. Néanmoins, celle-ci a été confirmée par une étude multidisciplinaire du "Tuffstaub" du Hinkelsmaar (Juvigné *et al.*, 1988a; localisation sur la figure 9): 1) incompatibilité géochimique du "Tuffstaub" avec les magmas de l'Eifel occidentale; 2) dominance de zircon, tourmaline, rutile, épidote, amphibole verte dans la fraction limoneuse; 3) alternance de niveaux carbonatés et décarbonatés; 4) présence de pollen à tous les niveaux; 5) présence sporadique de traces de minéraux provenant de formations marines. De plus, la datation ^{14}C de la base de la carotte (plus de 28.400 BP) s'est avérée conforme à l'apport périglaciaire de sédiments éoliens dans le cratère.

En conséquence, les cratères dans lesquels un sédiment d'origine éolienne a été reconnu sont nécessairement antérieurs aux derniers grands apports éoliens weichseliens (voir chapitre 3, fig. 17).

Cette conclusion est soutenue par les résultats chronostratigraphiques obtenus par Büchel et Lorenz (1982), qui ont produit des âges ^{14}C attestant que des volcans supposés tardiglaciaires ou holocènes par Straka, étaient nettement plus anciens (voir chapitre 2). Une recherche multidisciplinaire du remplissage du Meerfelder Maar (Irion & Negendank, 1984) a conduit à une conclusion identique.

5. La Téphra de Saint-Germain/Vosges, France

Dans une carotte provenant de la tourbière de la Grande Pile/Vosges (fig. 9), Juvigné & Mörner (1984) ont découvert des minéraux volcaniques dispersés dans un sédiment lacustre, à un niveau nettement plus profond que celui de la Téphra de Grande Pile-Melay (voir plus haut).

L'horizon téphrique se situe dans un segment dont l'âge ^{14}C est compris entre 53.000 et 62.000 BP.

En l'absence de verre libre, ou adhérent aux phénocristaux, le magma n'a pu être déterminé. Les analyses géochimiques de minéraux faites récemment (Juvigné, 1990, p. 220, fig.4, tab. 3), ont montré que l'olivine (Fo_{86-91}) est dominante devant le clinopyroxène (augite et diopside Di_{90} , alumineux et chromiens). Le fait le plus important est la découverte dans cette téphra de l'enstatite En_{90} . La présence de ce dernier minéral, et aussi l'âge ^{14}C de la téphra invitent à envisager la corrélation avec la Téphra de Rocourt. Toutefois, la présence de l'olivine dans la Téphra de Saint-Germain contrarie une telle tentative de corrélation, et invite au maintien d'un nom particulier.

6. La Téphra de Remouchamps/Belgique

Une recherche systématique de traces de téphras dans une trentaine d'échantillons provenant de spéléothèmes de six grottes de Belgique, nous a permis de trouver des minéraux d'origine volcanique dans deux concrétions provenant respectivement de Bohon et de Remouchamps (Gewelt & Juvigné, 1986).

1°. Magma.- Des enduits vitreux adhérent aux phénocristaux ont permis de déterminer le magma juvénile, qui est une rhyolithe ($\text{SiO}_2=78$), si faiblement alcaline (somme des alcalins= 6), qu'il y a lieu d'invoquer un lessivage partiel de ces éléments dans le gîte.

2°. Phénocristaux.- Les phénocristaux mafiques dominants sont une amphibole verte (ferri-tschermakite), et l'hypersthène (En₆₈).

3°. Age.- La calcite contenant la téphra dans l'un et l'autre gîte, a été datée par ²³⁰Th/²³⁴U. Les âges individuels obtenus sont statistiquement identiques au niveau de 1 sigma, et leur moyenne est de 106±6 ka. Il est évident que les minéraux sont en position secondaire dans leurs spéléothèmes, et que par conséquent, l'âge précité doit être considéré comme un âge minimum pour la retombée volcanique. Toutefois, la gangue vitreuse conservée sur la plupart des phénocristaux, atteste qu'ils ont été figés dans la calcite peu après leur retombée, au terme d'un transport très bref et peu érosif.

4°. Origine.- La téphra ne peut être rapportée qu'à un magma très différencié de la série calco-alcaline, ce qui implique qu'elle ne peut provenir ni de l'Eifel, ni du Massif Central français, mais d'une région volcanique plus éloignée. Une telle hypothèse n'a rien de surprenant, puisque nous savons maintenant que les nuages de poussières volcaniques effectuent des révolutions dans la stratosphère pendant quelques années. Dans le cas de la Téphra de Remouchamps, aucun grain ne dépasse 290 µm, il n'y a donc pas d'opposition à un long transport dans la stratosphère.

7. Les téphras de Karstein/Eifel, Allemagne

Karstein se trouve en Allemagne dans l'Eifel septentrionale entre Schleiden et Bad Münstereifel. Un épais travertin (15 m) s'est développé dans un vallon; aucun volcan ne se trouve dans le bassin versant de son ruisseau. Il a fait l'objet d'une recherche multidisciplinaire à laquelle nous avons participé (Brunnacker *et al.*, 1982).

La paroi ne montre pas de couche ou de lamine qui puisse correspondre à une téphra en place, si bien que des prélèvements ont été effectués en continu pour la recherche au microscope.

1°. Description.- Du verre volcanique n'a pas été observé, et les magmas n'ont donc pu être déterminés. Des phénocristaux mafiques sont présents à tous les niveaux à l'état remanié, et deux zones de concentrations particulières ont été localisées; elles divisent le travertin en trois parties d'épaisseurs à peu près égales.

-Dans le niveau supérieur, un clinopyroxène vert herbe, et dentelé (faciès de résorption) constitue 95% de l'association de phénocristaux mafiques, le reste est surtout de l'amphibole brune, et le sphène est présent en trace. Les plus gros minéraux atteignent environ 400 µm.

-Dans le niveau inférieur, le clinopyroxène est pratiquement le seul phénocrystal mafique présent; le faciès de résorption est absent, et les minéraux ne dépassent pas 330 µm.

2°. Age.- La datation ²³⁰Th/²³⁴U du travertin inférieur a donné un âge d'environ 250.ka. L'analyse pollinique a permis de préciser que la formation s'est faite sous climat interglaciaire.

3°. Origine.- Malgré la proximité du champ volcanique de l'Eifel occidentale (20 km), il est peu probable que les minéraux en proviennent, car tous les magmas de cette région sont primitifs et nettement sous-saturés: l'olivine et le clinopyroxène y sont donc très fréquents, l'amphibole plutôt rare, et le sphène pratiquement absent. C'est donc probablement de l'Eifel orientale que proviennent les retombées remaniées dans le travertin. D'après le modèle téphrochronologique de Bogaard & Schmincke (1988), les grandes émissions explosives du "Hüttenberg Tuff" (Eifel orientale) ont eu lieu à un moment correspondant à la formation du travertin de Karstein. Il pourrait donc y avoir corrélation.

8. Les téphras du Vorspessart/Allemagne

Des lamines de téphras en place ont été trouvées (Seidenschwann & Juvigné, 1986) dans 5 coupes de loess du Vorspessart (fig. 23A).

8.1. Briqueterie Biba Freigericht (fig. 23B)

-Téphra Bi1: à clinopyroxène dominant, olivine et amphibole brune; ces phénocristaux ne dépassent pas 300 µm.

-Téphra Bi2: à clinopyroxène dominant, amphibole brune et olivine; cette téphra est plus grossière et ses phénocristaux atteignent 500 µm.

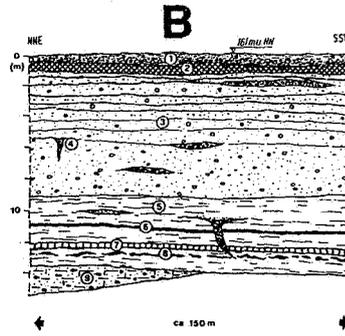
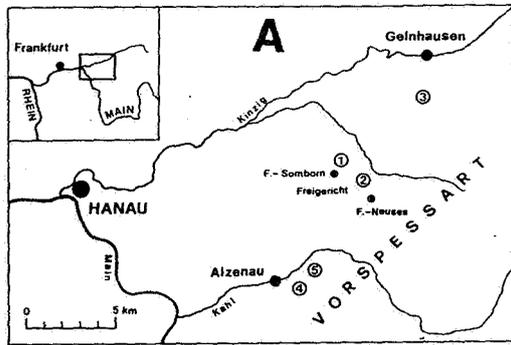


Abb. 2: Ehemalige Sand- und Ziegleigrube Biba, Freigericht-Somborn.

- 1: A₁-Horizont im Deckschutt;
- 2: B₁-S₁-Horizont aus Talverschüttungssanden;
- 3: Talverschüttungssande mit Kieslagen und Tonsteinbändern im oberen Teil;
- 4: Eiskeilpseudomorphose mit Kiesfüllung;
- 5: Schwermöllöblehmlagen mit Sandeinlagerungen und Eiskeilpseudomorphose (Sandfüllung);
- 6: Tephralage (Bi 1);
- 7: Naßboden;
- 8: Tephralage (Bi 2);
- 9: umgelagerter fS₁-Horizont in Schuttlage.

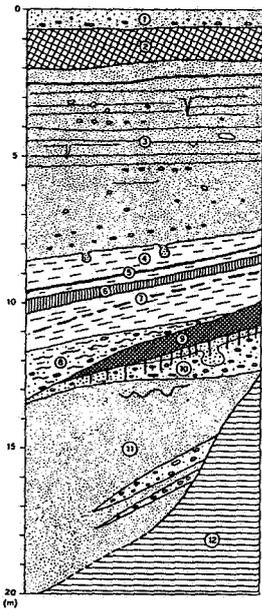


Abb. 4: Gruben an den Tennisplätzen/Bauhof von Freigericht-Somborn.

- 1: Deckschutt (A₁-S₁-Horizont);
- 2: B₁-S₁-Horizont aus Talverschüttungssanden;
- 3: Talverschüttungssande mit Kies- und Gerölllagen, im oberen Teil mit Tonsteinbänderung;
- 4: Lößlehm, z. T. umgelagert, mit hangenden Sanden verwürgt;
- 5: Tephralagekomplex (Ba 1 & Ba 2);
- 6: Naßboden im Lößlehm;
- 7: Untere Tephralage (Ba 3);
- 8: Umlagerungszone aus Lößlehm und älteren Sanden;
- 9: fS₁-Horizont, stellenweise mit Resten des fS₂-Horizontes aus Lößlehm und Sand, mit basalen „Lehmstangen“;
- 10: Sand- und Schuttlagen, stellenweise verwürgt;
- 11: Talverschüttungssande mit Schuttlagen aus 12;
- 12: Konglomerat des Rotliegenden, fanglomeratisch.

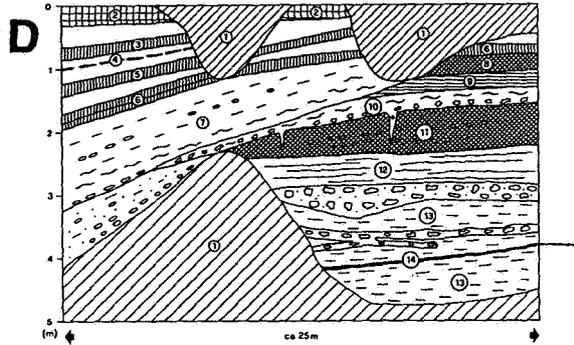


Abb. 9: Ehemalige Ziegleigrube Sell, Alzenau-Kälberau.

- 1: Versturz; 2: A₁-Horizont aus Löß; 3: Jungwürm-Naßboden E₁;
- 4: Eltviller Tuff; 5: Jungwürm-Naßboden E₂; 6: Jungwürm-Naßboden E₂, zweigeteilt;
- 7: umgelagerter Löß und Schutt; 8: Lohner Boden; 9: Mosbacher Humuszone (n) des Altwürm;
- 10: graue Umlagerungszone aus Lößlehm und kantigem Kristallschutt;
- 11: f B₁ aus Lößlehm und Schuttlagen. (eemzeidicher Boden);
- 12: Lamellenstreifenzone im Rißlößlehm;
- 13: Wechselfolge aus groben Kristallinschutt- und Lößlehmagen;
- 14: Kälberauer Tephralagekomplex (Se 1 und Se 2).

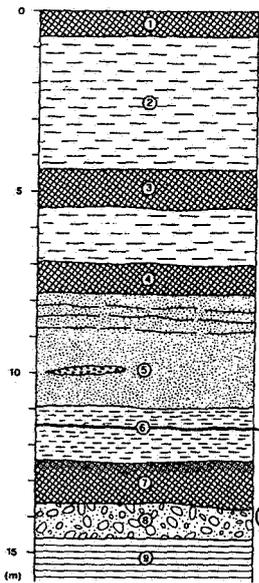


Abb. 6: Zentrale Mülldeponie Gelnhausen-Hailer.

- 1: B₁-Horizont aus Löß;
- 2: Lößlehm, z. T. umgelagert;
- 3: 1. f S₁-Horizont aus verlagertem Löß und Lößlehm;
- 4: 2. fS₁-Horizont aus Lößlehm und Talverschüttungssanden;
- 5: Talverschüttungssande mit Feinkieschüden und Tonsteinbänderung;
- 6: Tephralage (Ge 1) in Lößlehmsschicht;
- 7: f-Sd-Horizont;
- 8: basaler Schotter der Talverschüttung;
- 9: Sandstein des Rotliegenden.

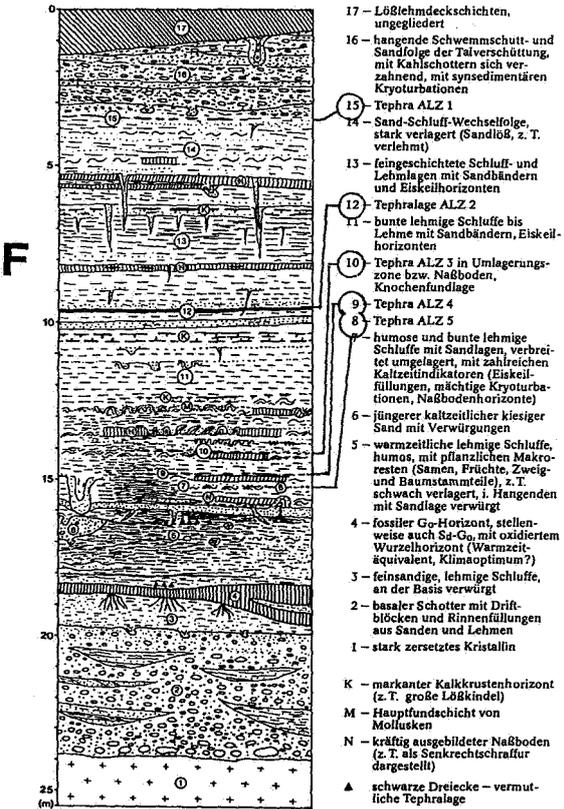


Abb. 2: Profil der Talverschüttungssedimente in der Ziegleigrube Zeller, Alzenau I. Ufr.

Figure 23.- Les coupes de loess du Vorspessart/Allemagne et leurs téphras (d'après Seidenschwann & Juvigné, 1986, et Juvigné & Seidenschwann, 1989).

8.2. Coupe de la gare de Freigericht (fig. 23C)

-**Téphra Ba1**: c'est la partie supérieure d'une couche complexe contenant 2 niveaux en superposition. Ses phénocristaux mafiques sont dans l'ordre le clinopyroxène (86%), l'olivine (11%) et l'amphibole brune (3%). Ces minéraux ne dépassent pas 300 µm.

-**Téphra Ba2**: c'est la partie inférieure d'une couche complexe contenant 2 niveaux en superposition. Ses phénocristaux mafiques sont dans l'ordre l'amphibole brune (50%), l'olivine (40%) et le clinopyroxène (10%). Ces minéraux ne dépassent pas 300 µm.

-**Téphra Ba3**: à amphibole brune (47%), olivine (38%) et clinopyroxène (15%); cette téphra est plus grossière que celles du complexe sus-jacent (Ba1-2), et ses phénocristaux atteignent 500 µm.

8.3. Carrière Sell à Alzenau (fig. 23D)

Une couche où on peut distinguer deux horizons

-**Téphra Se1**: amphibole brune (96%), olivine (2%) et clinopyroxène (2%); cet horizon peut contenir jusqu'à 6% de sphène qui pourrait appartenir à la téphra.

-**Téphra Se2**: olivine (52%), amphibole brune (26%), clinopyroxène (10%)

Dans l'un et l'autre horizon, les phénocristaux mafiques ne dépassent pas 300 µm.

8.4. Dépotoir de Gelnhausen (fig. 23E)

-**Téphra Ge1**: remaniée et mélangée au loess. Elle est pauvre en phénocristaux mafiques qui sont de plus très corrodés et petits (<300 µm). L'amphibole brune est le minéral largement dominant; il est accompagné par de faibles parts de clinopyroxène et d'olivine.

8.5. Les téphras de la Briqueterie Zeller à Alzenau (fig. 23F)

Seidenschwann et Juvigné (1986) ont découvert une épaisse couche de téphra dans cette carrière, et ils l'ont divisée en deux horizons:

-**Téphra Ze1**: amphibole brune (80%), clinopyroxène (12%) et olivine (8%); il existe à ce niveau un enrichissement en apatite qui pourrait aussi appartenir à la téphra.

-**Téphra Ze2**: clinopyroxène (48%), olivine (34%) et amphibole brune (18%).

Dans l'un et l'autre horizon, les phénocristaux sont petits; ils ne dépassent pas 300 µm.

L'avancement ultérieur du front de taille de la Briqueterie a mis au jour cinq téphras dans une même séquence; elles ont été nommées ALZ-1 à ALZ-5. Elles ont été étudiées plus en détail pour en faire un téphrostratotype (Juvigné & Seidenschwann, 1989). Dans le texte qui suit la Téphra ALZ-2 correspond au complexe téphrique Se1+ Se2, décrit ci-dessus.

Quatre des cinq téphras sont laminaires (ALZ-1/3/4/5), tandis que ALZ-2 est plus épaisse (centimétrique); toutes sont contenues dans une même unité loessique.

1°. Magmas.- En l'absence de verre libre ou adhérent aux phénocristaux, la composition des magmas n'a pu être qu'approchée, en comparant la composition globale de chaque téphra à celle du loess adjacent: les trois téphras supérieures ont un magma très différencié (trachyte ou phonolithe), les deux inférieures sont moins différenciées (basanite à trachyte). Il est aussi apparu que l'argilisation du verre s'est accompagnée d'un lessivage important de plusieurs éléments (Ca O, Na₂O et K₂O).

2°. Phénocristaux.- Dans chaque téphra, on trouve dans des proportions diverses: 1) un clinopyroxène (diopside et fassaïte alumineux); 2) une amphibole brune calcique et magnésienne (kaersutite- pargasite); 3) l'olivine (Fo₈₃₋₉₂). L'apatite et/ou la biotite ne se trouvent pas dans chaque téphra.

3°. Granulométrie.- La taille des phénocristaux est différente d'une téphra à l'autre, mais dans l'ensemble, les plus gros grains ne dépassent pas 150 à 500 µm suivant les niveaux.

4°. Stratigraphie.- La coupe a fait l'objet d'une recherche multidisciplinaire. La lithostratigraphie, la palynologie, et la malacologie s'accordent à placer dans une période périglaciaire, l'unité loessique contenant les 5 téphras. Le paléomagnétisme est positif. **5°. Age.-** Un âge d'environ 450 ka a été obtenu par ⁴⁰Ar/³⁹Ar, sur des minéraux de deux des téphras (R. Walter, communication écrite). Il remplace l'estimation d'âge proposée par Juvigné & Seidenschwann (1989: plus de 700 ka) sur la base de corrélations lithostratigraphiques et de données géomorphologiques.

5° Origine.- L'ensemble des données disponibles, atteste que le groupe de téphras d'Alzenau provient de la caldeira de Rieden (Eifel orientale).

6° Conclusion.- La coupe d'Alzenau est devenue, par nos découvertes, le téphrostratotype le plus distal (150 km) pour les produits du volcan de Rieden, émis il y a environ 450 ka.

9. La Téphra de Bag

Il s'agit d'une lamine visible à l'oeil nu dans des coupes de loess, existant depuis la Tchécoslovaquie méridionale jusqu'en Yougoslavie septentrionale (fig. 24A-B et 17). Dans tous les gîtes, la téphra est fortement contaminée par le loess adjacent. Une granulométrie globale ne pourrait donc pas être représentative, c'est pourquoi des mesures ont été effectuées sur les clinopyroxènes: leur taille est constante tout le long du transect étudié, et ils ne dépassent pas 200 μm (fig. 24C).

1° Magma.- En l'absence de verre libre ou adhérent aux phénocristaux, la composition du magma n'a pu être qu'approchée, en comparant la composition globale de la téphra avec celle du loess adjacent. Il devrait s'agir d'un magma basique à intermédiaire ($\text{SiO}_2 < 53\%$), pas extrêmement différencié ($\text{MgO} > 2,4\%$), riche en aluminium ($> 22\%$) et en fer ($> 7\%$).

2° Phénocristaux.- Ils consistent essentiellement en clinopyroxène (diopside et fassaïte alumineux); ils sont de même nature dans tous les gîtes.

Compte tenu de la similitude des caractéristiques géochimiques et minéralogiques dans les différents gîtes, et de la présence d'une seule lamine par coupe, l'unicité de la téphra a été proposée, sous le nom de la localité type de Bag, au NE de Budapest.

Suivant les coupes, la Téphra de Bag se présente sous un nombre variable de paléosols interglaciaires (fig. 24D), et de ce fait, elle met en évidence des lacunes stratigraphiques.

3° Position stratigraphique.- Dans le stratotype de Paks, la Téphra de Bag se trouve plus haut que la limite Matuyama/ Brunhes, et dans un loess qui remonte au moins à cinq glaciations. Une telle position implique un âge compris entre 380 et 730 ka.

4° Origine (fig. 25).- Les champs volcaniques pléistocènes les plus proches sont dans les Carpates orientales (550 km), puis dans l'Eifel orientale ou en Italie (environ 1.000 km). La petite taille des phénocristaux, et la similitude de la granulométrie le long du transect correspondent bien à cette situation. Les données géochimiques, minéralogiques et chronologiques disponibles pour la Téphra de Bag, font de la caldeira de Rieden (voir plus haut) la source la plus probable.

Juvigné *et al.* (1991) n'écartent pas deux autres origines possibles: l'Apennin central (Provinces romaine et campanienne), et les Carpates orientales (Monts Harghita).

Très récemment, c'est en vain que nous avons cherché la Téphra de Bag (ou tout autre téphra): 1) dans des coupes de loess de Pologne méridionale, laquelle se trouve dans une position géographique favorable en cas d'origine italienne; 2) dans les rares coupes de loess de Transylvanie, où la téphra devrait être plus épaisse et plus grossière en cas d'origine carpatique. Le bilan de cette campagne renforce l'hypothèse de l'origine eifélienne.

5° Conclusion.- Compte tenu de l'éloignement des champs volcaniques, la Téphra de Bag relève d'une éruption qui fut au moins aussi violente que celle du Laacher See, et constitue un repère stratigraphique du Pléistocène inférieur à moyen, qui est appelé à être largement utilisé à l'échelle européenne.

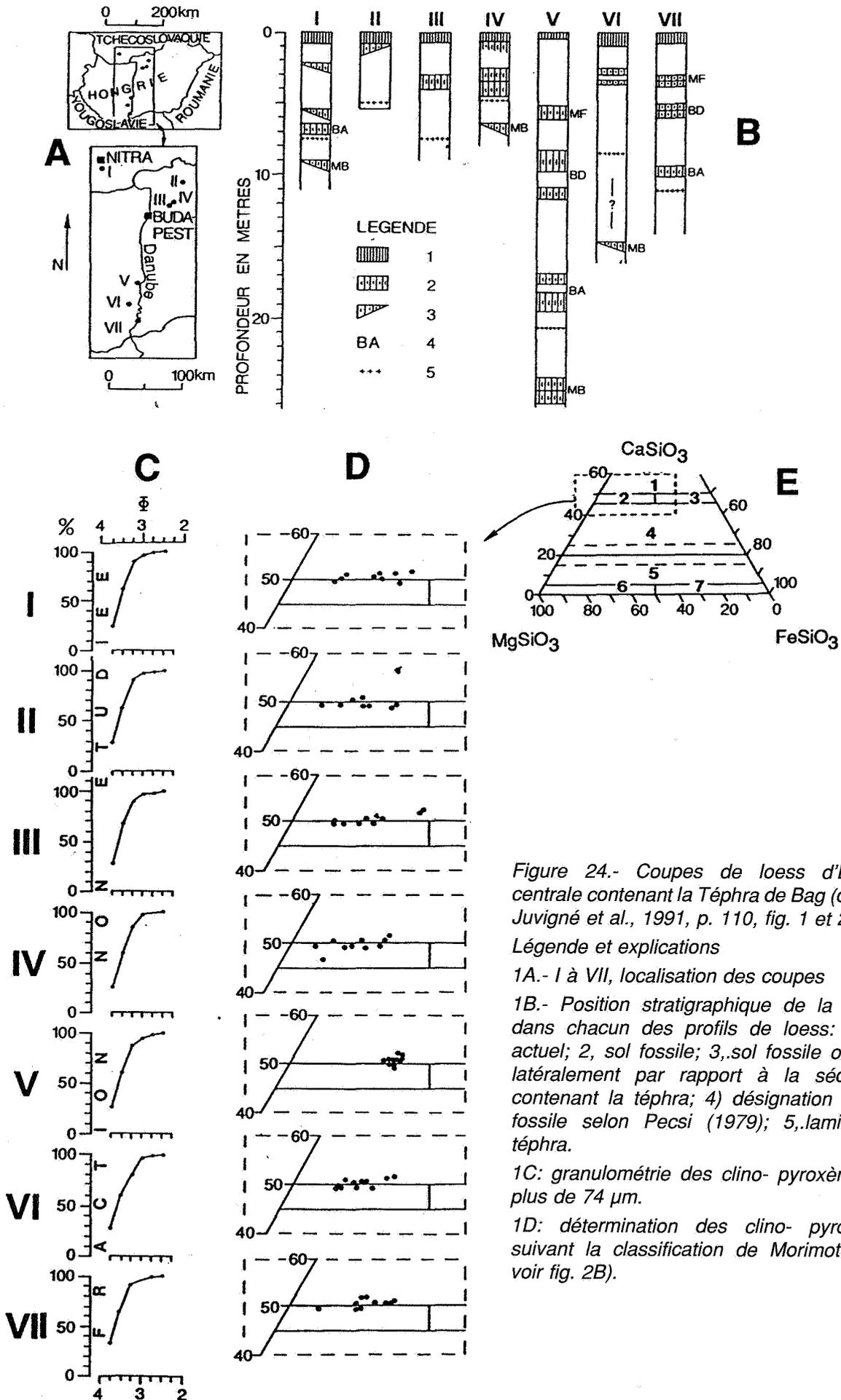


Figure 24.- Coupes de loess d'Europe centrale contenant la Téphra de Bag (d'après Juvigné et al., 1991, p. 110, fig. 1 et 2).

Légende et explications

- 1A.- I à VII, localisation des coupes
- 1B.- Position stratigraphique de la téphra dans chacun des profils de loess: 1, sol actuel; 2, sol fossile; 3, sol fossile observé latéralement par rapport à la séquence contenant la téphra; 4) désignation de sol fossile selon Pecsí (1979); 5, lamine de téphra.
- 1C: granulométrie des clinopyroxènes de plus de 74 µm.
- 1D: détermination des clinopyroxènes suivant la classification de Morimoto (1E: voir fig. 2B).

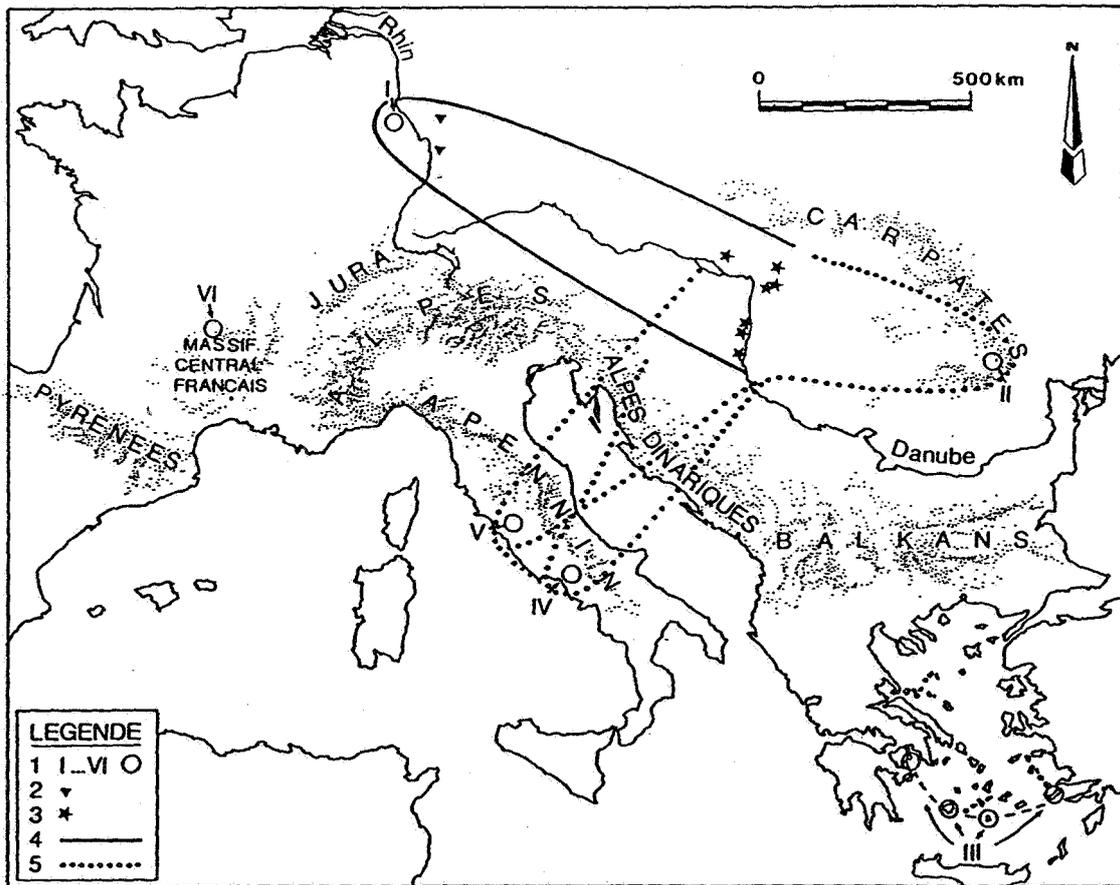


Figure 25.- Les champs volcaniques quaternaires les plus proches des gîtes contenant la Téphra de Bag (d'après Juvigné et al., 1991, p. 114, fig. 3).

Légende.- 1, régions à forte activité explosive connue au Pléistocène inférieur à moyen: I., Eifel orientale; II, Carpathes orientales; III, Arc de la Mer Egée; IV, Province campanienne; V, Province romaine; VI, Massif Central français. 2, localités où ont été trouvées des téphras émises par des volcans de l'Eifel orientale au cours du Pléistocène inférieur à moyen. 3, localisation des gîtes étudiés. 4, esquisse du lobe le plus probable. 5, esquisse de lobes possibles.

CHAPITRE 6.- CONCLUSION GÉNÉRALE

En étudiant des retombées d'éruptions survenues récemment aux Etats-Unis et au Mexique, nous avons montré la façon dont la composition de l'association minéralogique dans un lobe déterminé varie dans l'espace. Pour les téphras conservées en position primaire, **un modèle a été établi, qui régit la sélection des minéraux lors du transport dans l'atmosphère.** Cette sélection détermine la diminution des parts des minéraux les plus denses et les plus trapus, en fonction de la distance par rapport au volcan émetteur. Toutefois, les observations effectuées sur les téphras remaniées, moins de deux ans après leurs retombées, ont montré des variations si importantes de faciès, que les corrélations entre des couches de téphras anciennes, remaniées et/ou altérées, ne peuvent être discutées sur des bases statistiques.

En Belgique, la présence de quatre téphras est actuellement fermement démontrée; toutes sont retombées pendant le Pléistocène supérieur.

La Téphra du Laacher See (12.500 BP Cal).- Le litige, né dans les années 1970, sur l'origine et l'âge d'une téphra "récente" présente en Belgique, nous a conduit à l'étude du volcanisme tardiglaciaire et holocène, de l'Eifel et du Massif Central français, et à la démonstration de sa corrélation avec le volcan du Laacher See. La présence de traces de cette téphra, largement conservée dans les sols actuels en position de plateau en Europe occidentale, atteste que l'évolution morphologique de ces parties du relief a été négligeable pendant le Dryas récent et l'Holocène. La découverte de cette téphra en position primaire dans des remparts de traces de pases minérales dans les Hautes Fagnes, a largement contribué à démontrer que ces buttes périglaciaires sont apparues pendant le Dryas récent. Dans les alluvions des principaux cours d'eau du bassin de la Meuse à l'amont de Liège, la présence de minéraux de la téphra est limitée aux plaines alluviales respectives, et atteste donc que, après l'Allerød, aucun cours d'eau ardennais ne s'est encaissé suffisamment que pour former une terrasse.

La Téphra d'Eltville (entre 16 et 30 ka).- Sa découverte dans le loess weichselien supérieur de Belgique orientale et du Limbourg néerlandais, a notamment permis de confronter sur une base nouvelle, les stratigraphies respectives de ces deux régions avec celle en vigueur dans l'axe Rhin/Main. Jusqu'à ce moment là, la corrélation des trois modèles stratigraphiques respectifs n'avait été discutée que sur la base des paléosols. L'impact le plus important de la découverte de la Téphra d'Eltville en Belgique et aux Pays-Bas, a été de replacer l'Horizon à Langues de Nagelbeek dans sa position stratigraphique originelle, dont il avait été déplacé, lorsqu'il fut mis en corrélation avec le Sol de Zelzate. Cette mise au point est d'une grande importance pour la stratigraphie du Weichselien supérieur, puisque l'Horizon à Langues de Nagelbeek est un repère morphostratigraphique qui peut être suivi depuis la Normandie jusqu'en Basse Saxe méridionale.

La Téphra de Rocourt (entre 61,5 et 106 ka).- Cette téphra a notamment permis d'établir des corrélations stratigraphiques entre des dépôts génétiquement aussi différents que du loess, des terrasses fluviales, des dépôts de grottes et des colluvions. Elle est aujourd'hui le seul critère qui permet de déterminer l'encaissement des cours d'eau ardennais pendant la dernière glaciation. Sa présence dans les alluvions de la Warche au Tros Maret démontre que l'encaissement de la Warche et du Tros Maret à l'amont de Bévercé, a pu atteindre environ 100 m dans le Paléozoïque, pendant la seule dernière glaciation.

La Téphra de Remouchamps (environ 106 ka).- Actuellement, elle n'est encore connue que sous forme d'horizons téphriques dans des spéléothèmes de deux grottes de Belgique (Remouchamps et Bohon). Son magma rhyolithique atteste que son origine doit être recherchée dans un champ volcanique situé en dehors de l'Europe occidentale. En conséquence, son lobe a nécessairement une très grande extension, et elle devrait devenir un outil stratigraphique à grande échelle **Dans le Massif Central français,** l'étude systématique de gîtes lacustro-palustres a conduit au développement des connaissances relatives au volcanisme tardiglaciaire et holocène. Des téphras, qui étaient inconnues en milieu subaérien, ont été découvertes. **Les âges absolus, et la position palynostratigraphique de quatorze téphras et/ou volcans ont été établis ou précisés. Les lobes de neuf de ces téphras ont été considérablement agrandis.**

En Allemagne.- Dans l'Eifel occidentale, l'identification de sédiments d'origine éolienne accumulés dans le fond de cratères éteints, nous a permis de **contribuer à la révision de l'âge de quelques volcans, allant dans le sens de leur vieillissement** au-delà de la dernière période d'apports loessiques périglaciaires. **Dans des coupes de loess du Vorspessart**, nous avons découvert et décrit **les téphras les plus distales de volcans de l'Eifel orientale datant du Pléistocène moyen**.

En Europe centrale, nous avons jeté les bases du **lobe d'une téphra du Pléistocène inférieur à moyen (Téphra de Bag)**, qui est un des deux plus vastes connus en Europe; l'autre est celui de la Téphra du Laacher See.

En Colombie, la détermination des phénocristaux mafiques d'environ 150 couches de téphras du **Massif du Ruiz-Tolima**, a contribué à établir des corrélations, qui ont conduit à la **distinction de 57 retombées volcaniques pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène**.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD, N. (1989) Les éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (MCF); apports de l'étude des enclaves congénères à l'évolution des magmas trachytiques. Rapport de DEA, inédit. Université de Clermont-Ferrand 2, Laboratoire de Géologie et de Minéralogie, 36 p., Clermont-Ferrand.
- ARNAUD, N.O., GOURGAUD, A. & CAMUS, G., (1992) Sur la signification des enclaves des trachytes de la Chaîne des Puys (Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, **314**, Série II: 181-186.
- BARNOSKY, C.W. (1985) Late-Quaternary vegetation near Battle Ground Lake, Southern Puget Trough, Washington. Geol. Soc. Amer. Bull., **96**: 263-271.
- BARTH, T.F.W. (1969) Feldspars. Wiley Interscience, J. Wiley & Sons Inc., 261 p.
- BASTIN, B. (1971) Recherche sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation de Würm. Acta Geographica Lovaniensia, **9**, 136 p.
- BASTIN, B. (1980) Mise en évidence et datation de l'oscillation préboréale de Piottino dans un nouveau diagramme pollinique réalisé dans le Hinkelsmaar (Eifel occidentale). Ann. Soc. géol. Belg., **103**: 87-95.
- BASTIN, B., DUPUIS, C. & QUINIF, Y. (1977) Preliminary results of the application of quaternary geological methods to speleogenetic studies of a belgian cave. Proceeding 7th intern. Congress on Speleology, p. 24-28, Sheffield.
- BASTIN, B., GEWELT, M. & JUVIGNE, E. (1990) A propos de l'âge et de l'origine des téphras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). Ann. Soc. géol. Belg., **113**: 165-178.
- BASTIN, B., JUVIGNE, E., PISSART, A. & THOREZ, J. (1974) Etude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn. Ann. Soc. géol. Belg., **97**: 341-358.
- BEAULIEU de, J.L. & GOEURY, C. (1987) Zonation automatique appliquée à l'analyse pollinique: exemple de la Narse d'Ampoix (Puy de Dôme, France). Bull. Ass. fr. Et. Quat., **29**: 49-61.
- BEAULIEU de, J.L., PONS, A. & REILLE, M. (1982) Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du Massif du Cantal (Massif Central, France). Pollen et Spores, **24/2**: 251-299.
- BEAULIEU de, J.L., PONS, A. & REILLE, M. (1984) Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation des Monts du Velay, Massif Central, France. Diss. Bot. (Festschrift Max Welten), **72**: 45-70.
- BEAULIEU de, J.L., PONS, A. & REILLE, M. (1985) Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Monts d'Aubrac (Massif Central, France). Rev. Paleobot. Palynolo., **44**: 37-80.
- BEAULIEU de, J.L. & REILLE, M. (1978) Nouvelles analyses polliniques de sédiments tardiglaciaires et holocènes du Cantal (Massif Central, France). C.R. Acad. Sci. Paris, **287**: 73-76.
- BEAULIEU de, J.L. & REILLE, M. (1978) Quelques moyens de sondages en usage chez les pollenanalystes: étude comparative de diagrammes. Ann. des Mines de Belg., 6e livraison: 137-145.
- BEAULIEU de, J.L. & REILLE, M. (1984) A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. Boreas, **13**: 111-132.
- BOGAARD v.d., P. & SCHMINCKE, H.-U. (1985) Laacher See tephra: a widespread isochronous late quaternary tephra layer in central and northern Europe. Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 1554-1571.
- BOGAARD v.d., P. & SCHMINCKE, H.-U. (1988) Aschelagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. Die Geowiss., **6**: 75-84.
- BOGAARD v.d., P. & SCHMINCKE, H.-U. (1990) Vulkanologische Karte der Osteifel. Landesvermessungsamt Rheinland-Pfalz, Nr 279/89.
- BOLLINE, A., PISSART, A., BASTIN, B. & JUVIGNE, E. (1980) Etude d'une dépression fermée près de Gembloux: vitesse de l'érosion des terres cultivées de Hesbaye. Ann. Soc. géol. Belg., **103**: 143-152.
- BOURGUIGNON, P. (1955) Minéraux volcaniques de l'Eifel dans les limons gaumais. Ann. Soc. géol. Belg., **78**: 173-178.

- BROUSSE, R. (1971) Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif Central. In, Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Symposium J. Jung, p. 377-478, Plein Air Service éd., Clermont-Ferrand.
- BROUSSE, B. & BARDINTZEFF, J.-M. (1987) Le volcanisme quaternaire, influence sur le cadre de vie. In, Géologie de la Préhistoire: Méthodes, Techniques, Applications, J.-C. Miskovsky, éd., p. 241-249, GEOPRE, Paris.
- BROUSSE, R., DELIBRIAS, G., LABEYRIE, J. & RUDEL, A. (1969) Eléments de chronologie de la Chaîne des Puys. Bull. Soc. Géol. Fr., **11**: 770-793.
- BROUSSE, R. & RUDEL, A. (1973) Activité paroxysmale de la Chaîne des Puys à 10000 ans B.P. Bull. hist. et scient. Auv., **86**: 1-11.
- BRUNNACKER, K., HENNIG, G.J., JUVIGNE, E., LOHR, H., URBAN, B. & ZEESE, R. (1982) Der Karstein-Travertin in der nördlichen Westeifel. Decheniana, **135** : 179-204.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982) Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **163**: 1-22.
- BUSTAMANTE-SANTA CRUZ, L. (1973) Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse. Thèse de Doctorat, Katholieke Universiteit Te Leuven, Faculteit der Wetenschappen, 355 p., Leuven.
- CAMUS, G. (1975) La Chaîne des Puys (Massif Central français). Etude structurale et volcanologique. Thèse, Ann. Université de Clermont-Ferrand, Série Géologie et Minéralogie, **56/28**, 322 p., Clermont-Ferrand.
- COUTEAUX, M. (1984) Bilan des recherches pollenanalytiques en Ardèche (France). Bull. Soc. roy. Bot. Belg., **117**: 181-186.
- DAMBLON, F. & BASTIN, B. (1986) Etude d'une lentille tourbeuse ensevelie dans le rampart de palse de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique. Bull.Soc. roy. Bot. Belg., **120**: 20-29.
- DEWEZ, M., BRABANT, H., BOUCHUD, J., CALLUT, M., DAMBLON, F., DEGERBOL, M., EK, C., FRERE, H. & GILOT, E., avec la collaboration de ALEXANDRE-PYRE, S., GLIBERT, M. & JUVIGNE, E. (1974) Nouvelles recherches à la grotte de Remouchamps. Bull. Soc. roy. belge Anthrop. et Préhist., **85** : 5-161.
- DONNAY, J.P. & JUVIGNE, E. (1985) Analyse de variations minéralogiques par surface de tendance dans les téphras du volcan El Chichon (Chiapas, Mexique). Eiszeitalter und Gegenwart, **35**: 147-160.
- DURET, J.J. & MARTINI, J. (1965) Un niveau de cendres volcaniques dans la craie lacustre du lac Châlain (Jura français). Arch. Sci. Genève, **18**: 679-686.
- ERLENKEUSER, H., FRECHEN, J., STRAKA, H. & WILLKOMM, H. (1972) Das Alter einiger Eifelmaare nach neuen petrologischen, pollenanalytischen und Radiocarbon- Untersuchungen. Decheniana, **125**: 113-129.
- ETLICHER, B., JANSSEN, C.R., JUVIGNE, E. & VAN LEEUWEN, J.F.N. (1987) Le Haut Forez (Massif Central français) après le Pléni-glaciaire würmien: environnement et Téphra du volcan de La Nugère. Bull. Ass. fr. Et. Quat., **32**: 229-239.
- FAIN, J., ERRAMLI, H., MIALLIER, D., MONTRET, M. & SANZELLE, S. (1986) Datation par thermoluminescence d'un appareil volcanique: le Puy de Dôme. 11^e Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, Soc. géol. de France éd., p. 63.
- FIRBAS, F. (1953) Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. Erdkunde, **5**: 6-15, Bonn.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. (1984) Pyroclastic rocks. Springer Verlag, 472 p., Berlin.
- FRECHEN, J. (1959) Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. Fortschr. Geol. Rheinld u. Westf., **4**: 363-369.
- FRECHEN, J. (1971) Führer zu vulkanologisch- petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. Geologischer Führer, **56** (2. Aufl.), Gebr. Borntraeger, 195 p., Berlin-Stuttgart.
- FRECHEN, J. (1976) Führer zu vulkanologisch- petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. Geologischer Führer, **56** (3. Aufl.), Gebr. Borntraeger, 209 p., Berlin-Stuttgart.
- FROGGATT, P.C. & LOWE, D. (1990) A review of late Quaternary silicic and some other tephra formations from New Zealand: their stratigraphy, nomenclature, distribution, volume, and age. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, **33**: 89-109.

- GEWELT, M. & JUVIGNE, E. (1986) Les "téphra de Remouchamps", un nouveau marqueur stratigraphique dans le Pléistocène supérieur daté par $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**: 489-497.
- GEWELT, M. & JUVIGNE, E. (1988) Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier, et les Monts Dore (Massif Central, France): résultats nouveaux et synthèse. *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, **1988-1**: 22-33.
- GEYH, M.A., MERKT, J., MULLER, H. & STREIF, H. (1974) Reconstitutions paléoclimatiques et paléoécologiques à partir de sédiments lacustres de l'Allemagne méridionale. *Soc. Hydrol. France, XIIIes journées de l'Hydraulique, Paris*, p. 1-7.
- GILLOT, E. & MAHIEU, B. (1987) Calibrage des dates ^{14}C . *Helenium*, **27**: 3-18.
- GOER de HERVE de, A., CAMUS, G., BOIVIN, P., GOURGAUD, A., KIEFFER, G., MERGOIL, J. & VINCENT, P.M. (1991) *Volcanologie de la Chaîne des Puys (3e éd.)*. Parc naturel régional des volcans d'Auvergne, 127 p., Imprimerie Moderne, Aurillac.
- GOURGAUD, A. & CAMUS, G. (1984) Magma mixing at La Nugère volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France): role in the trachyandesites genesis. *Bull. Volcanol.*, **47/4**: 781-805.
- GUERIN, G. (1983) La thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Application au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais. Thèse Doc. Etat, Université P. et M. Curie, 253 p., Paris.
- GUIOT, J., PONS, A., de BEAULIEU J.L. & REILLE, M. (1989) A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338**: 309-313.
- GULLENTOPS, F. (1952) Découverte en Ardenne de minéraux volcaniques de l'Eifel. *Bull. Acad. roy. Belg.*, **38**: 736-740.
- GULLENTOPS, F. (1954) Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mémoires de l'Inst. géol. de l'Université de Louvain*, **18**: 125-252.
- GULLENTOPS, F. (1981) About the climate of the last glaciation in NW Europe. Preprint of Conference of 2th June 1981. In *Symposium on Quaternary Climatic Variations*. Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve.
- HAESAERTS, P., JUVIGNE, E., KUYL, O., MUCHER, H. & ROEBROEKS, W. (1981) Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la stratigraphie des loess du Pléistocène supérieur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **104**: 223-240.
- HERMANS, W.F. (1955) Description et genèse des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling. *Service géol. Lux.*, **11**: 1-94.
- HODDER, A.P.W., DE LANGE, P.J. & LÖWE, D.J. (1991) Dissolution and depletion of ferromagnesian minerals from Holocene tephra layers in an acid bog, New Zealand, and implications for tephra correlation. *Journal of Quaternary Science*, **6/3**: 195-208.
- HUIJZER, A.S. (1991) Micromorphological analysis of the Late, Middle, and Upper Pleniglacial (Weichselian) sequence of Kesselt (Belgium). In, *Excursion guide, Symposium periglacial environments in relation to climatic change, Maastricht/Amsterdam, 3rd-6th May 1991*, p. 61-66, Amsterdam.
- HULSHOF, A.K., JUNGIERIUS, P.D. & RIEZEBOS, P.A. (1968) A late-glacial volcanic ash deposit in southeastern Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, **47**: 106-110.
- IMBRIE, J., HAYS, D., MARTINSON, D.G., McINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. In, *Milankovich and Climate*, A. Berger *et al.*, eds., 269-306, Dordrecht.
- IRION, G. & NEGENDANK, J.F.W., eds. (1984) *Das Meerfelder Maar, Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte eines Eifelmaares*. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **65**: 1-101.
- JANSSEN, C. & VAN STRATEN, R. (1982) Premiers résultats des recherches palynologiques en Forez, Plateau Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **294**, Série D: 155-158.
- JUNGIERIUS, P.D. & RIEZEBOS P.A. (1976) The distribution of Laacher See ash west of the Eifel region. *Geol. en Mijnbouw*, **76**: 159-162.
- JUNGIERIUS, P.D., RIEZEBOS P.A. & SLOTBOOM, R.T. (1968) The age of Eifel Maars as shown by the presence of Laacher See ash of Allerød age. *Geol. en Mijnbouw*, **47**: 199-205.
- JUVIGNE, E. (1973) Datation de sédiments quaternaires à Tongrinne et à Tilff par des minéraux volcaniques (à préliminaire). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **96**: 411-412.

- JUVIGNE, E. (1974) Découverte de minéraux volcaniques à Kesselt (Limbourg) - Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **97**: 287-288.
- JUVIGNE, E. (1976) Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire par l'étude des minéraux denses transparents de l'Eifel au Massif Central français, et plus particulièrement en Belgique. Thèse, Université de Liège, Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, 236.p, Liège.
- JUVIGNE, E. (1977a) La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **21**: 323-342.
- JUVIGNE, E. (1977b) Une retombée de poussières volcaniques au nord du Massif Central français pendant le Boréal. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam.*, **19**: 235-240.
- JUVIGNE, E. (1977c) Déflation éolienne sur les alluvions de l'Ourthe au Pléistocène. *Rev. belge de Géogr.*, **101**: 175-185.
- JUVIGNE, E. (1977d) Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **100**: 13-22.
- JUVIGNE, E. (1978a) Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **22**: 68-88.
- JUVIGNE, E. (1978b) Découverte de minéraux volcaniques dans des tourbières des Vosges (France). *Bull. Soc. géogr. Liège*, **14**: 205-210.
- JUVIGNE, E. (1979a) Etude stratigraphique des dépôts du méandre recoupé de la Lesse à Wanlin (Famenne). *Bull. Soc. géogr. Liège*, **15**: 65-75.
- JUVIGNE, E. (1979b) L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **23**: 291-300.
- JUVIGNE, E. (1980a) Révision de l'âge des volcans de l'Eifel occidental. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **24**: 345-355.
- JUVIGNE, E. (1980b) Vulkanische Schwerminerale in rezenten Böden Mitteleuropas. *Geol. Rundschau*, **69**: 982-996.
- JUVIGNE, E. (1982) A propos de l'âge de Maars et volcans de l'Eifel occidental. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**: 243-250.
- JUVIGNE, E. (1983a) Un marqueur stratigraphique supplémentaire dans les tourbières du Cantal: la retombée volcanique de la Taphanel. *Bull. Ass. franç. Et. Quat.*, **13**: 3-7.
- JUVIGNE, E. (1983b) Two different volcanic ash-falls of Allerød age in High Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, **62**: 545-549.
- JUVIGNE, E. (1983c) Les variations minéralogiques dans les retombées de 1982 du volcan El Chichon (Chiapas, Mexique) et leur intérêt pour la téphrostratigraphie. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **106**: 311-325.
- JUVIGNE, E. (1983) Retombées volcaniques dans des tourbières des Monts Dore et du Cézallier (France). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **106**: 327-329.
- JUVIGNE, E. (1985) Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bévercé. *Bull. Soc. géogr. Liège*, **21**: 3-11.
- JUVIGNE, E. (1986a) Late Quaternary sediments at Battle Ground Lake, Southern Puget Trough, Washington-U.S.A., *Northwest Science*, **60**: 210-217.
- JUVIGNE, E. (1986b) Remarques sur l'article de H. Straka: "L'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de l'Eifel volcanique (Allemagne de l'Ouest)". *Ecologia Méditerranéa*, **12**: 149-151.
- JUVIGNE, E. (1987a) Un marqueur stratigraphique à large dispersion dans le Massif Central français: la retombée du volcan Chopine vieille d'environ 8500 ans. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, Série II: 187-190.
- JUVIGNE, E. (1987b) Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, **32**: 241-249.
- JUVIGNE, E. (1990) About some widespread Late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh*, **1990/4**: 215-232.
- JUVIGNE, E. (1991a) La téphrostratigraphie et sa nomenclature de base en langue française: mises au point et suggestions. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **113**: 295-298.

- JUVIGNE, E. (1991b) Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. C. R. Acad. Sci. Paris, **312**, Série II: 415-420.
- JUVIGNE, E. (1991c) Spätglaziale und holozäne Tephrostratigraphie im Zentral Massiv (Frankreich). Sonderveröffentlichungen, Geologisches Institut der Universität zu Köln, **82** (Festschrift K. Brunnacker): 163-174.
- JUVIGNE, E. (1991d) Les formations cénozoïques de la carrière C.B.R. du Romont (Eben/ Bassenge, Belgique). Ann. Soc. géol. Belg., **114**: 157-163.
- JUVIGNE, E. (1992a) Approche de l'âge de deux cratères volcaniques lacustres d'Auvergne (France). C. R. Acad. Sci. Paris, **314**, Série II: 401-404.
- JUVIGNE, E. (1992b) Distribution of widespread Late Glacial and Holocene tephra beds in the French Central Massif. Quaternary International, **7/8**: 81-84.
- JUVIGNE, E. & BASTIN, B. (1982) Découverte d'un tuf volcanique d'âge préboréal à la Grande Pile (Vosges, France). Bull. Soc. géogr. Liège, **18**: 31-40.
- JUVIGNE, E., BASTIN, B. & GEWELT, M. (1986) Découverte de retombées volcaniques d'âge Holocène dans la Chaîne des Puys septentrionale (Massif Central, France). Rev. Sc. nat. d'Auvergne, **52**: 33-36.
- JUVIGNE, E., BOENIGK, W., BRUNNACKER, K., DUCHESNE, J.C. & WINDHEUSER, H. (1988a) Zur Schlottfüllung des Hinkelsmaars (Eifel/Deutschland): Alter und Genese. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1988-9**: 544-562.
- JUVIGNE, E. & GEWELT, M. (1987) La Narse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). Bull. Ass. fr. Et. Quat., **29**: 37-49.
- JUVIGNE, E. & GEWELT, M. (1988) Téphra et dépôts des grottes: Intérêt stratigraphique réciproque. Ann. Soc. géol. Belg., **111**: 135-140.
- JUVIGNE, E. & GILOT, E. (1986) Ages et zones de dispersion de téphras émises par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France). Z. dt. geol. Ges., **137**: 613-623.
- JUVIGNE, E., HORVATH, E. & GABRIS, G. (1991) La Tephra de Bag: une retombée volcanique à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale. Eiszeitalter u. Gegenwart, **41**: 1-12, Hannover.
- JUVIGNE, E., KROONENBERG, S., VELDKAMP, A., EL ARABI A. & VERNET, G. (1992) Widespread tephra from the La Nugère and Pariou volcanoes as stratigraphical markers (French Central Massif). Geologie en Mijnbouw, sous presse.
- JUVIGNE, E., LOUSBERG, N. & GEWELT, M. (1988b) Evolution morpho-sédimentaire de la Narse d'Espinasse. Rev. Sc. nat. d'Auvergne, **53**: 7-14.
- JUVIGNE, E., MILCAMPS, V., DELIBRIAS, G. & EVIN, J. (1988c) Ages de traits polliniques et chronozonation du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Massif Central (France). Med. rijks geol. Dienst, **41/4**: 33-50.
- JUVIGNE, 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.
- JUVIGNE, E. & PORTER, S. (1985) Mineralogical variations within two widespread holocene tephra layers from Cascade Range Volcanoes (U.S.A.). Géographie physique et Quaternaire, **39**: 7-12.
- JUVIGNE, E. & RENARD, F. (1991) Les formations post-crétacées de la carrière C.B.R. à Lixhe/Visé (Belgique). Bull. Soc. belge Géol., sous presse.
- JUVIGNE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1989) Das Talverschüttungsprofil von Alzenau i. Ufr. (Ziegeleigrube Zeller), eine Typolokalität früh- mittelpleistozäner Tephren. Jber. Wetterau. Ges. ges. Naturkunde, **140/141**: 143-172.
- JUVIGNE, E. & SEMMEL, A. (1981) Un tuf volcanique semblable à l'Eitviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 83-90.
- JUVIGNE, E. & SHIPLEY, S. (1983) Distribution of the heavy minerals in the downwind lobe of the May 18, 1980 eruption of the Mount St. Helens (Washington, U.S.A.). Eiszeitalter u. Gegenwart, **33**: 1-7.
- JUVIGNE, E. & WINTLE, A.G. (1988) A new chronostatigraphy of the late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 94-105.
- LAGEAT, Y. & DE GOER DE HERVE, A. (1991) La vitesse de l'érosion linéaire; réflexions à propos du Massif Central Français. Physio, **21**: 5-13.
- LANG, G. & TRAUTMANN, W. (1961) Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Auvergne (Französisches Zentralmassiv). Flora, **150**: 11-42.

- LEAKE, B. (1978) Nomenclature of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, **16**: 501-520.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1985) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, **27**: 745-750.
- LONG, A. & RIPPETEAU, B. (1974) Testing contemporaneity and averaging radiocarbon dates. *American Antiquity*, **39**: 205-215.
- MARTINI, J. (1971) Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le Sud-Est de la France et la Suisse occidentale. *Arch. Sci. Genève*, **23**: 641-674.
- MEIJS, E. (1980) A short note on the presence of the Eltville Tuff in the surroundings of Maastricht. *Geologie en Mijnbouw*, **59**: 409-410.
- MEIJS, E., MUCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983) Evidence of the presence of the Eltville Tuff layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 59-78.
- MORIMOTO, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minéral.*, **111**: 535-550.
- MÜCHER, H. (1986) Aspects of loess and loess-derived slope deposits: an experimental and micromorphological approach. *Universiteit van Amsterdam, Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium*, 267 p., Amsterdam.
- PAEPE, R. (1964) Les dépôts quaternaires de la plaine de la Lys. *Bull. Soc. belge Géol. Hydr. Paléont.*, **73**: 1-39.
- PAEPE, R. (1966) Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. *Bull. Soc. belge Géol.*, **76**: 203-213.
- PAEPE, R. & VANHOORNE, R. (1967) The stratigraphy and paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Service géol. Belgique, Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, **8**: 1-96.
- PEETERS, L. (1943) Les dunes continentales de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, **52**: 51-61.
- PECSI, M. (1979) Lithostratigraphical subdivision of the loess profile at Paks. *Acta Geologica Scientiarum Hungaricae*, **22**: 409-418.
- PELLETIER, H. & RUDEL, A. (1958) Sur l'âge de quelques volcans de la Chaîne des Puys par la méthode du carbone 14. *Rev. Sc. nat. Auvergne*, **24**: 117-121.
- PILLEYRE, T. (1991) Datation par thermoluminescence. Application à la chronologie des retombées volcaniques. Thèse, Université de Clermont II, DU 345, 175 p., Clermont-Ferrand.
- PISSART, A. (1983) Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium): structure and age of the ramparts. *Geologie en Mijnbouw*, **62**: 551-555.
- PISSART, A. & JUVIGNE, E. (1980) Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **103**: 73-86.
- PISSART, A. & JUVIGNE, E. (1982) Un phénomène de capture près de Malmedy: la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **105**: 73-86.
- PISSART, A., JUVIGNE, E., WOILLARD, G. & THOREZ, J. (1972) Les cicatrices de pingos de la Brackvenn (Hautes Fagnes). *Compte rendu de l'excursion du 3 juillet 1971. Processus périglaciaires. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, **67**: 281-294.
- PISSART, A., VAN VLIET-LANOE, B., EK, C. & JUVIGNE, E. (1988) Des traces de glace de ségrégation dans la grotte de Remouchamps (Belgique): conséquences en ce qui concerne la sédimentation et la paléoclimatologie. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **111**: 125-133.
- QUINIF, Y., DUPUIS, C., BASTIN, B. & JUVIGNE, E. (1979) Etude d'une coupe dans les sédiments quaternaires de la grotte de la Vilaine Source (Arbre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **102**: 229-241.
- RAYNAL, J.P., MIALLIER, D., VERNET, G., FAIN, J., CAMUS, G., MONTRET, M., DAUGAS, J.P. & SANZELLE, S. (1989) Extension de la datation par thermoluminescence à une retombée trachyandésitique rapportée au Puy de Pariou (Chaîne des Puys, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, Série II: 1547-1552.
- RAYNAL, J.P., PAQUEREAU, M.M. & DAUGAS, J.-P. (1981) Contribution à l'étude chronostratigraphique des formations volcano-sédimentaires de la Chaîne des Puys. *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, **19** (suppl.): 59-64.
- REILLE, M., BEAULIEU de, J.L. & PONS, A. (1985) Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation du Cézallier, de la Planèze de St Flour et de la Margeride.- *Pollen et Spores*, **27/2**: 209-270.

- ROHDENBURG, H. (1966) Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Loessprofilen. Mitt. der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft, **5**: 137-170.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1971) Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Loesses im westlichen Mitteleuropa. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **99**: 246-252.
- SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H.A. (1983) The Quaternary Eifel volcanic fields. In Plateau Uplift, The Rhinish Shield, A case study, Fuchs *et al.*, eds., Springer Verlag, p. 144-151, Berlin.
- SELF, S. & SPARKS R.S.J. (1980) Tephra studies. NATO Advanced Study Institute Series, Series C, Mathematical and Physical Sciences, 75, 481 p., Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- SEMMEL, A. (1967) Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Loessen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 104-108.
- SERET, G., DRICOT, E. & WANSARD, G. (1990) Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. Nature, **346**: 453-456.
- SHACKLETON, N. & OPDYKE, N. (1976) Oxygen, isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V8-239, Late Pliocene to latest Pleistocene. In, Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and Paleogeography, Cline, R.M. & Hays, J.D., ed.. Geol. Soc. Amer. Memoir, **145**: 449-464.
- STRAKA, H. (1954) Pollenanalytische Datierung zweier Vulkanausbrüche bei Strohn (Eifel). Planta, **43**: 461-471.
- STRAKA, H. (1955) Die Auswertung Pollenanalytischer Ergebnisse. Naturwissenschaftliche Rundschau, **8**: 480-483.
- STRAKA, H. (1956) Die Pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen. Erdkunde, **10**: 204-216.
- STRAKA, H. (1958) Ein Spätglaziales Pollendiagramm aus dem Hinkelsmaar bei Manderscheid (Vulkan-Eifel). Flora, **146**: 412-424.
- STRAKA, H. (1960) Zwei Pollendiagramme aus dem Hinkelsmaar bei Manderscheid (Vulkaneifel). Decheniana, **112**: 219-241.
- STRAKA, H. (1961) Pollenanalytische Untersuchungen spätglazialer Ablagerungen aus zwei Maaren westlich Gillenfeld (Vulkaneifel). Pollen et Spores, **3**: 275-302.
- STRAKA, H. (1982) Einige Bemerkungen zum Artikel von E. Juvigné: "Révision de l'âge des volcans de l'Eifel occidentale". Zeitschrift für Geomorphologie, **26**: 253-254.
- STRAKA, H. (1985) L'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de l'Eifel volcanique (Allemagne de l'Ouest). Ecologia Méditerranéa, **XI/1**: 100-105.
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T., BECKER, B. & KROMER, B. (1991) Climatic, oceanic, and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. Quaternary Research, **35**: 1-24.
- TAVERNIER, R. & LARUELLE, J. (1952) Bijdrage tot de petrologie van de recente afzettingen van het Ardeense Maasbecken. Natuurwetesch. Tijdschrift, **34**: 99-110.
- THORARINSSON, S. (1954) The eruption of Hekla 1947-1948, Part 2, Chapter 3; The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947. Soc. Sci. Islandica, **5-6**: 1-68.
- THOURET, J.-C., CANTAGREL, J.M., SALINAS, R. & MURCIA, A. (1990) Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). Journal of Volcanology and Geothermal Research, **41**: 225-251.
- THOURET, J.C., VANDERHAMMEN, T., SALOMONS, B. & JUVIGNE, E. (1992a) Stratigraphy, chronology, and paleoecology of the last glaciation in the Andean Central Cordillera, Colombia- A short note. Zeitschrift für Geomorphologie, **84** (Suppl. Bd): 13-18.
- THOURET, J.C., VANDERHAMMEN, T., SALOMONS, B. & JUVIGNE, E. (1992b) Geología del Cuaternario reciente en el macizo volcanico del Ruiz-Tolima, Cordillera Central. In, Studies on Tropical Andean Ecosystems, T. Vanderhammen, ed, sous presse.
- TRÖGER, W.E. (1979) Optical determination of rock-forming minerals. Part 1. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 S., Stuttgart.
- VAN ANDEL, T. (1950) Provenance, transport, and deposition of Rhine sediments. Proefschrift, Veenman en Zonen, 142 p., Wageningen.
- VAN DER HAMMEN, Th., MAARLEVELD, G.C., VOGEL, J.C., & ZAGWIJN, W.H. (1967) Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, **46/3**: 79-95.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1990) Le pédocomplexe de Warneton. Où en est-on? Bilan paléopédologique et micromorphologique. Quaternaire, **1/1**: 65-76.

- WILMART, E. (1984) Modèle géochimique des sédiments paléozoïques du Sud de la Belgique. Méthodologie pour l'étude des sédiments pélitiques. Rapport final au F.R.F.C., Programme 112, Université de Liège, Laboratoires associés de Géologie, Pétrologie et Géochimie, 318 p., Liège.
- WINTLE, A.G. (1987) Thermoluminescence dating of loess at Rocourt, Belgium. *Geologie en Minjouw*, **66**: 35-42.
- WOILLARD, G. (1975) Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, **14**, 118 p.
- WOILLARD, G. (1978) Grande Pile peat-bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*, **9**: 1-21.
- WOILLARD, G. & MOOK, W. (1982) Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. *Science*, **215**: 159-161.
- WÖRNER, G. & SCHMINCKE, H.-U. (1984) Mineralogy and geochemical evolution of the Laacher See magma chamber. *J. Petrol.*, **25**: 805-835.





