

SÉQUENCE PALÉOCLIMATIQUE DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE LA HAINE (BELGIQUE) (*)

par P. HAESAERTS (**)

(3 cartes et 5 tableaux)

RÉSUMÉ

L'application du principe de zonation paléoclimatique aux formations pléistocènes du bassin de la Haine nous a conduit à élaborer une séquence paléoclimatique régionale détaillée; celle-ci comprend trois glaciaires, deux interglaciaires et un postglaciaire. Dans cette séquence le dernier glaciaire est le mieux représenté; il a été subdivisé en cinq phases climatiques régionales regroupant au total 53 fluctuations climatiques.

Une comparaison entre la séquence régionale et la chronologie paléoclimatique européenne, nous a permis d'y reconnaître la quasi totalité des stades et interstades identifiés en Europe pour le dernier glaciaire; seuls les interstades de Bølling et d'Hengelo n'auraient pas été enregistrés et correspondraient à des hiatus dans la séquence. La plupart des interstades reconnus se traduisent dans les profils du bassin de la Haine par le développement de sols humifères, à l'exception des interstades d'Amersfoort, de Brørup et de Stillfried B, qui s'accompagnent du développement de sols illuviés.

SAMENVATTING

Het toepassen van het paleoklimatische zonatieprincipe op de Pleistocene formaties van het Hainebekken, liet ons toe een uitgebreide regionale paleoklimatische sekwentie op te stellen; deze sekwentie bestaat uit drie glacialen, twee interglacialen en een postglaciaal. Het laatste glaciaal is het best vertegenwoordigd en werd onderverdeeld in vijf regionale klimatische fazen, dewelke in het totaal 53 klimatische fluctuaties groeperen.

Door vergelijking met de Europese paleoklimatische chronologie was het ons mogelijk hier de quasi totaliteit van de stadia en interstadia gekend in Europa, te identificeren; enkel de Hengelo en de Bølling interstadia zouden afwezig zijn en zouden overeenstemmen met hiaten in de regionale sekwentie. De meest erkende interstadia werden in het bekken van de Haine, vergezeld door de ontwikkeling van humeuze bodems, uitgezonderd de Amersfoort, Brørup en Stillfried B interstadia, die overeenstemmen met de ontwikkeling van uitgeloopte bodems.

ABSTRACT

By applying the principle of palaeoclimatic zonation to the Pleistocene formations of the Haine basin a detailed regional palaeoclimatic sequence has been determined. It includes 3 glaciations, 2 interglacials and 1 postglacial phase. The last glaciation is the best represented and has been subdivided into 5 regional climatic phases containing a total of 53 climatic fluctuations.

Comparison with the European palaeoclimatic chronology shows that it is possible

(*) Communication présentée durant la séance du 8 janvier 1974.

(**) Vrije Universiteit te Brussel; Geografisch Instituut, 87 Ad. Buyllaan, 1050 Brussel.

Manuscrit déposé le 6 février 1974.

to identify, in the regional sequence studied, almost all the stadials and interstadials of the last glaciation which have been recognised in Europe. Only the Bølling and Hengelo interstadials have not been identified and seems to correspond to gaps in the sequence. Most of the interstadials recognised are represented in the profiles of the Haine basin by the development of humic soils. The exceptions — the interstadials of Amersfoort, Brørup and Stillfried B — are marked by the development of illuviated soils.

I. INTRODUCTION

Dans le cas des formations du Pléistocène, le principe de zonation paléontologique utilisé en stratigraphie codifiée s'avère insuffisamment précis voire inutilisable, car à cette échelle du temps l'évolution des êtres organisés est plus lente que leurs déplacements et migrations. Aussi le Code de Nomenclature Stratigraphique permet-il l'utilisation d'une zonation particulière; il s'agit d'une zonation paléoclimatique applicable à l'échelle régionale seulement.

Dans le cadre de notre thèse de doctorat (cfr. P. HAESAERTS, 1973), nous avons essayé d'établir une séquence paléoclimatique régionale pour le Pléistocène du bassin de la Haine, et d'y appliquer le principe de zonation paléoclimatique. En particulier nous avons tenté de déterminer les limites d'appréciation et le degré de fiabilité des unités paléoclimatiques reconnues.

II. MÉTHODES D'INVESTIGATION

En premier lieu, dans le cadre de la région étudiée, nous avons fait choix de plusieurs profils présentant des formations pléistocènes suffisamment diversifiées; de préférence ces profils devaient être accessibles sur plusieurs centaines de mètres, de manière à pouvoir juger du caractère accidentel ou général des faits observés.

En particulier nous avons retenu le site de Maisières-Canal localisé en bordure de la vallée de la Haine entre Maisières et Obourg (cfr. fig. 1). Il s'agit d'un gisement du Paléolithique supérieur (Périgordien Va) enfoui sous 5 mètres de sédiments dans la plaine alluviale, gisement mis à jour et fouillé en 1966 à l'occasion des travaux d'élargissement du Canal du Centre (*). De part et d'autre du gisement les formations du Pléistocène supérieur étaient accessibles sur plusieurs centaines de mètres le long des berges du nouveau canal et montraient une stratigraphie particulièrement complexe. Trois groupes de profils ont été levés dans le site de Maisières-Canal, soit respectivement les profils du Champ de Fouilles, de la Berge N.E. et ceux de la Berge S.W.

Le second site retenu est situé en bordure de la cuve de Saint-Symphorien; c'est le site de la Carrière Hélin, étudié en 1958 par J. DE HEINZELIN, et connu depuis la fin du siècle dernier en raison de l'industrie lithique (Mesvinien) que contient le cailloutis inférieur de la carrière.

Le troisième site étudié se situe au S.W. de Mons, au sommet de la Cuesta d'Harmignies; à cet endroit la couverture limoneuse atteint une dizaine de mètres d'épaisseur et est accessible sur plus de 1.500 mètres au sommet des exploitations de craie qui entament le front de la cuesta.

Ces trois sites s'inscrivent selon un axe transversal au bassin supérieur de la Haine (cfr. fig. 1); cet axe d'une longueur de 8 km, présente l'avantage de permettre

(*) Cfr. J. DE HEINZELIN, 1970, 1973.

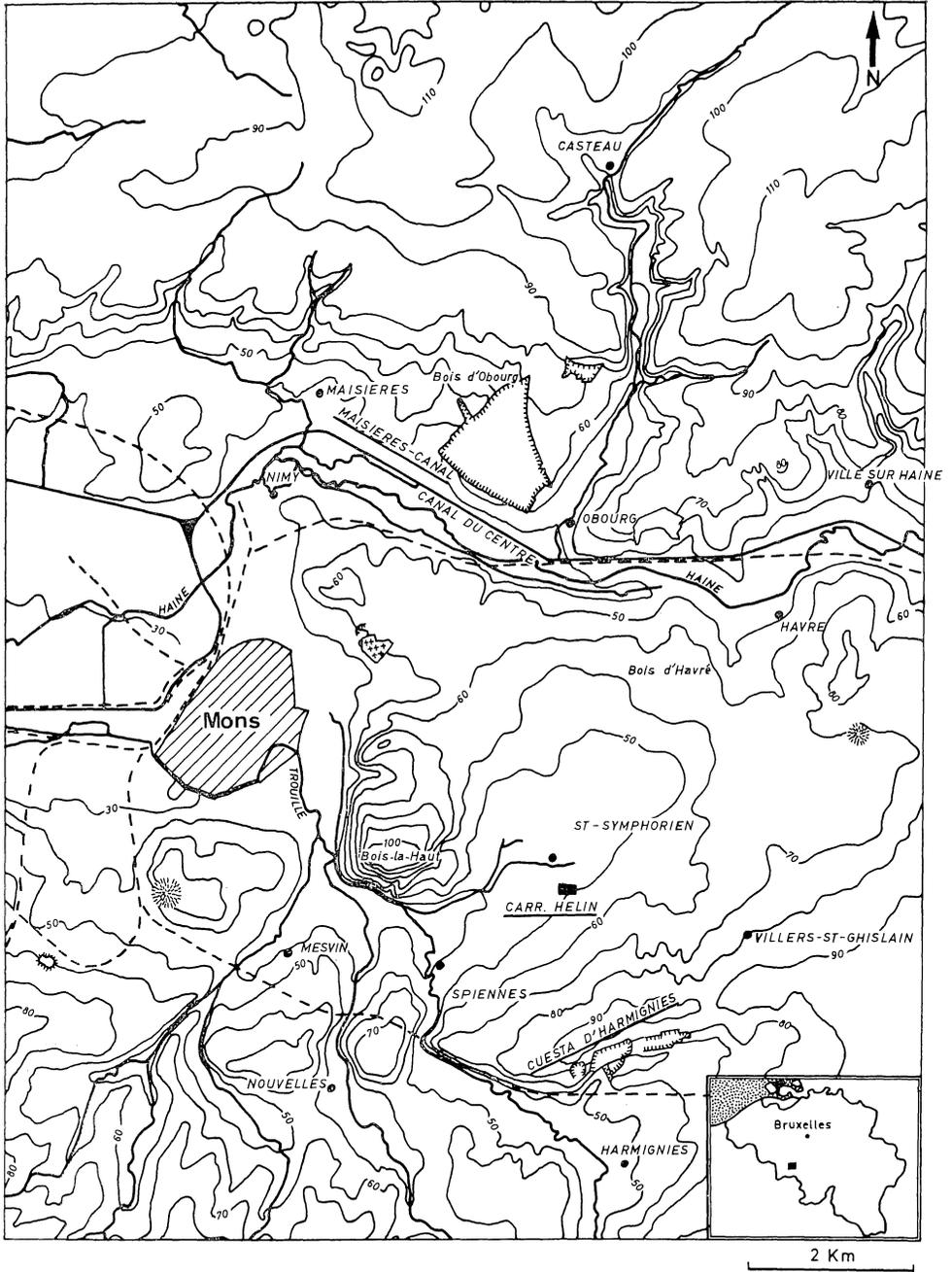


Fig. 1. — Localisation des sites étudiés.

des comparaisons entre les formations de vallée de Maisières-Canal et les formations de plateau de la Cuesta d'Harmignies.

Nous avons donc choisi de restreindre la superficie de la région étudiée tout en insistant sur le détail de la lecture lithostratigraphique, car nous estimons que c'est de la précision de cette lecture que dépend la validité de toute analyse ultérieure.

En second lieu, pour chaque profil étudié nous avons cherché à établir une *séquence lithostratigraphique locale* (cfr. tableau I); puis dans la mesure du possible, nous avons essayé de reconstituer le mode de dépôt de chaque unité lithostratigraphique et les conditions climatiques qui l'ont accompagné. L'interprétation paléoclimatique des unités est basée sur des arguments tels que présence de phénomènes cryogénétiques, caractères de la végétation, de la pédogénèse, de la sédimentation et de la faune. Les colonnes palynologiques ont été prélevées et analysées par B. BASTIN (Louvain), les sols fossiles ont été étudiés en collaboration avec B. VAN VLIET (R.U.G.), tandis que les faunes ont été déterminées par J. DE CONINCK et A. GAUTIER (R.U.G.).

La totalité des interprétations paléoclimatiques obtenues ont été rapportées à six types de paléoclimat définis de la manière suivante :

- *climat rigoureux*, caractérisé par la présence d'un permafrost actif et par des coins de glace occasionnels.
- *climat froid*, caractérisé par une végétation de toundra ou de steppe et par la présence occasionnelle de cryoturbations et de fentes de gel.
- *climat froid médium*, caractérisé par une végétation de toundra ou de steppe avec quelques bouquets d'arbres, s'accompagnant occasionnellement du développement de sols humifères.
- *climat tempéré froid*, caractérisé par une toundra ou steppe boisée, ou encore par une forêt boréale (taïga).
- *climat tempéré*, caractérisé par des sols illuviés développés sous couverture forestière.
- *climat méditerranéen*, caractérisé par le développement de sols fortement décalcifiants de type « terra fusca ».

La succession des événements climatiques reconstituée de cette manière pour chaque profil, constitue la *séquence paléoclimatique locale*. Les interprétations climatiques s'appuient donc essentiellement sur des estimations qualitatives; dans un seul cas une valeur approchée de la température moyenne annuelle de l'air à la surface du sol a pu être déterminée, et cela uniquement lorsque la présence d'un permafrost actif a pu être prouvée. Quant aux fluctuations de l'humidité, elles n'ont pas été individualisées car les arguments disponibles étaient trop imprécis et discontinus.

En troisième lieu, nous avons cherché à établir des corrélations entre les profils étudiés. Pour cela il nous a paru préférable de construire les corrélations à partir des séquences paléoclimatiques plutôt que de nous appuyer sur le principe des comparaisons entre séquences lithostratigraphiques (cfr. R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967). En effet, à l'échelle régionale du moins, les arguments climatiques sont moins dépendants des conditions locales que ne le sont les événements sédimentologiques; la fiabilité des corrélations s'en trouve donc renforcée.

Le principe de corrélation utilisé ici consiste à mettre en parallèle les séquences paléoclimatiques locales, puis d'essayer d'y reconnaître des successions similaires d'événements climatiques. Les *successions homologues* reconnues de la sorte servent

de charnière pour les corrélations entre profils; quant aux successions non homologues, elles sont intégrées dans l'ensemble sur la base d'arguments divers tels que positions des hiatus, genèse des unités, similitudes de faciès et positions du plan d'eau.

En quatrième lieu, les corrélations entre profils étant établies, nous avons construit la séquence paléoclimatique régionale en juxtaposant puis en additionnant les différentes séquences locales (cfr. tableau I). Cette séquence régionale a servi de base à l'établissement de la *zonation paléoclimatique régionale*; elle a été subdivisée en *glaciaires* et *interglaciaires*, lesquels sont les unités fondamentales de la classification paléoclimatique (cfr. Code de Nomenclature Stratigraphique). Par contre, la subdivision d'un glaciaire en stades et interstades préconisée par le Code n'a pas été appliquée ici, car trop rigide et difficilement compatible avec la complexité de la séquence paléoclimatique régionale obtenue; nous lui avons préféré une subdivision en *fluctuations climatiques régionales* regroupées en un certain nombre de *phases climatiques*.

Les unités paléoclimatiques définies de cette manière sont informelles car régionales, mais conformes au Code de Nomenclature Stratigraphique; en effet bien que établies indépendamment de toute biozonation, elles constituent cependant un repérage dans le temps.

La démarche suivante sortait du cadre de notre travail; elle consiste à établir de proche en proche des corrélations avec les régions avoisinantes pour lesquelles une zonation similaire a été réalisée. Sur la base de ces corrélations inter-régionales il serait possible de définir des unités chronostratigraphiques et chronologiques; on rejoindrait ainsi les principes de zonation utilisés en stratigraphie codifiée.

Toutefois, en ce qui nous concerne, nous n'avons pas voulu limiter notre propos à l'élaboration d'une séquence régionale; nous avons donc essayé d'établir à titre indicatif, des relations entre les unités paléoclimatiques que nous avons définies et celles reconnues ailleurs en Europe.

III. LA SÉQUENCE PALÉOCLIMATIQUE RÉGIONALE

A. CONSTRUCTION DE LA SÉQUENCE RÉGIONALE

La séquence régionale a été obtenue à partir des corrélations établies entre les profils d'Harmignies et ceux de Maisières-Canal (*); ces corrélations ont été axées sur la présence au sein des différentes séquences locales, de quatre successions homologues d'événements climatiques (cfr. fig. 2 et tableau I).

Sur cette base, la séquence régionale a été construite en juxtaposant et en additionnant les séquences paléoclimatiques locales. La partie inférieure de la séquence régionale correspond à la première moitié de la séquence d'Harmignies, la partie médiane est équivalente aux successions homologues qui ont servi de base aux corrélations entre profils, tandis que la partie supérieure de la séquence a été obtenue principalement à partir des profils de la Berge N.E. à Maisières-Canal.

B. SUCCESSION DES ÉVÉNEMENTS PALÉOCLIMATIQUES (cfr. tableau I)

La séquence paléoclimatique régionale a été subdivisée en trois glaciaires,

(*) Désirant limiter cet article à l'exposé des principaux résultats acquis, nous ne ferons pas mention ici des profils de la Carrière Hélin, car la séquence paléoclimatique obtenue pour ce site est homologue à la partie inférieure de la séquence d'Harmignies.

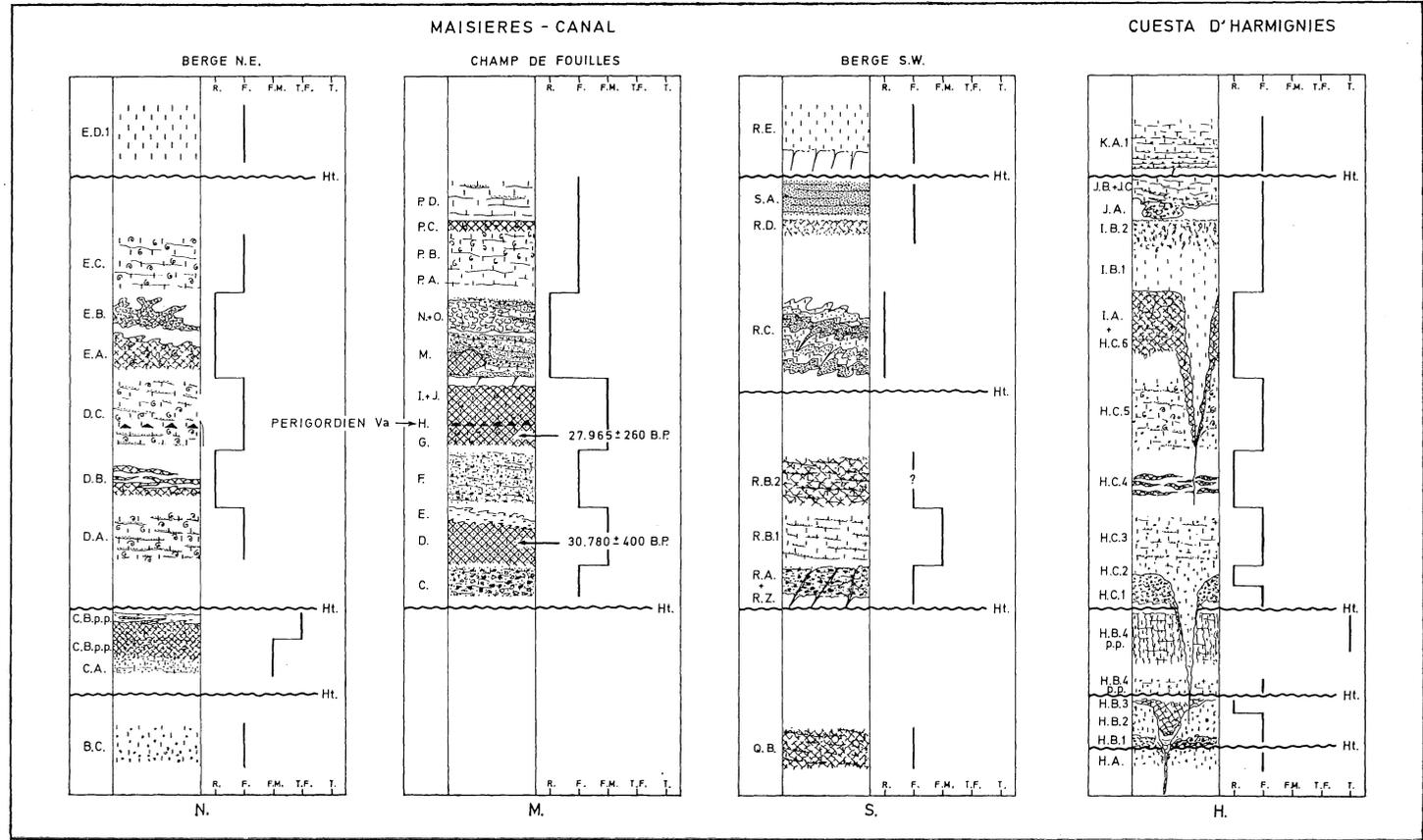


Fig. 2. — Successions homologues d'événements climatiques qui ont servi de base aux corrélations entre les profils de Maisières-Canal et d'Harmignies.

deux interglaciaires et un postglaciaire. Le dernier glaciaire est le mieux individualisé et représente à lui seul 86 % des unités lithostratigraphiques décrites; il comprend 53 fluctuations climatiques regroupées en 5 phases climatiques régionales.

Du bas vers le haut nous avons reconstitué la succession d'événements suivante :

1. *Partie inférieure de la séquence régionale*

La partie inférieure de la séquence se compose de deux glaciaires séparés par un interglaciaire. A Harmignies les deux glaciaires sont représentés respectivement par des coulées de blocs (H.B.A.) (*) et des « grèves crayeuses » (**), et par un cailloutis cryoturbé (H.C.B.) surmonté d'un dépôt limoneux (H.D.A.); l'avant-dernier interglaciaire est représenté par des poches de dissolution associées à un sol de type « terra fusca » (H.C.A.) sans doute développé sous climat méditerranéen.

2. *Dernier interglaciaire*

Après une longue érosion qui emporte la majeure partie de la couverture limoneuse, des sols illuviés différents selon l'endroit et le type de substrat se développent sur le revers de la cuesta : sol brun lessivé fortement développé (H.D.A.1) là où la couverture limoneuse a été préservée, sol hydromorphe (H.D.A.2) sur matériel sablo-argileux dans les dépressions, ou encore sol brun (H.D.A.3) sur sable limoneux avec substrat crayeux à faible profondeur. Ces sols suggèrent des conditions climatiques tempérées et se sont développés sous couverture forestière de feuillus; les revêtements argileux observés en H.D.A.1 sont nettement plus épais et plus continus que ceux présents dans les sols bruns lessivés actuels, ce qui suppose soit un climat plus chaud, soit un régime saisonnier plus contrasté.

Vers la fin de l'interglaciaire les sols se dégradent (H.D.B.1) et des colluvions empruntées aux horizons éluviaux des sols dégradés se déposent localement dans les dépressions du revers de la cuesta (H.D.B.2).

3. *Dernier glaciaire*

Phase I

La première phase du dernier glaciaire comprend deux fluctuations froides (Ia, Id) et une fluctuation froide médium (Ic), qui alternent avec deux fluctuations tempérées (Ib, Ie).

Au cours des *fluctuations froides Ia et Id* le ruissellement est intense sur le revers de la cuesta; la couverture limoneuse et les sols interglaciaires sont tronqués, tandis que des colluvions sablo-limoneuses (H.E.A., H.E.B.) se déposent dans les dépressions. Des fentes de gel syngénétiques (H.E.A.3p.p.) (***) apparaissent dans les colluvions dès la première fluctuation froide, mais elles ne sont pas pour autant indicatives d'un permafrost. L'occupation humaine du sommet de la cuesta au cours de la seconde fluctuation froide a pu être démontrée par la présence d'un atelier de taille d'une industrie lithique apparentée au Moustérien.

Lors des *fluctuations tempérées Ib et Ie* la surface topographique se stabilise et chaque fois un sol brun lessivé se développe dans les colluvions (H.E.A.3p.p.,

(*) Chaque unité lithostratigraphique reconnue a été désignée par un sigle dont la première lettre se rapporte au groupe de profils auquel l'unité appartient : soit H. pour Harmignies, M. pour le Champ de Fouilles, N. pour la Berge N.E. et S. pour la Berge S.W.

(**) Cfr. M. DERRUAU, 1967, p. 169 et 171.

(***) p.p. = pro-parte.

H.E.B.2p.p.). Ces deux sols se distinguent du sol brun lessivé interglaciaire (H.D.A.1) par un moindre degré de développement; ils nécessitent surtout un climat à caractère saisonnier marqué et sont compatibles avec une végétation forestière de type taïga (*).

Récemment un épais horizon humifère (H.E.A.4) a été observé localement au sommet du sol brun lessivé de H.E.A., à la suite du recul du front d'exploitation des crayères. Il s'agit d'un sol humifère construit développé sous couverture herbacée, donc postérieur au sol brun lessivé qu'il surmonte (*); ce sol a été rapporté par nous à une *fluctuation froide médium* (Ic) (**).

Phase II

La deuxième phase du dernier glaciaire se caractérise par un net refroidissement du climat et s'accompagne d'une sédimentation éolienne importante; elle se compose d'une succession de fluctuations froides médium, de fluctuations froides et de fluctuations rigoureuses.

La première *fluctuation froide* (IIa) débute par une vigoureuse reprise de l'érosion; dans les dépressions du revers de la cuesta les sols illuviés de H.E.A. et de H.E.B. sont en partie préservés, mais ailleurs l'érosion atteint ce qui subsiste des sols interglaciaires. Puis, une première génération de limon éolien (H.F.A.2) recouvre le revers de la cuesta; il s'agit d'un limon argileux non calcaire, probablement d'origine autochtone et remanié par ruissellement.

Au cours de la *fluctuation froide médium* IIb la sédimentation éolienne se poursuit et un sol humifère steppique froid (H.F.A.3) se développe sur le revers de la cuesta sous couverture herbacée continue. Ce sol est probablement contemporain des alluvions humiques (S.P.) qui à Maisières-Canal colmatent le fond de la vallée de la Haine jusque 29 mètres d'altitude.

Par la suite, le climat se refroidit à nouveau (*fluctuation froide* IIc) et une seconde génération de limon éolien (H.F.B.1) recouvre le sol humifère; il s'agit d'un limon calcaire à granules crayeux, mieux classé que le limon précédent et sans doute d'origine allochtone. Les granules crayeux qu'il contient proviennent du front dénudé de la cuesta soumis aux actions du gel et ont été poussés sur le revers de la cuesta par des vents de direction N.W. ou même W.N.W.

Après une brève *fluctuation froide médium* (II d) caractérisée par le développement d'un petit sol humifère (H.F.B.2), le refroidissement du climat s'accroît; un permafrost continu surmonté d'une couche active réduite (H.G.A.1) se met en place sur le revers de la cuesta et témoigne d'une première *fluctuation rigoureuse* (IIIe) (***) .

(*) Cette interprétation nous a été proposée par R. TAVERNIER lors d'une excursion à Harmignies; nous l'en remercions vivement.

(**) L'identification d'une fluctuation supplémentaire nous a conduit à modifier ici les sigles attribués dans notre thèse de doctorat aux deux dernières fluctuations de la phase I : soit respectivement Id et Ie au lieu de Ic et Id.

Une colonne palynologique a été prélevée par B. BASTIN en H.E.A.4, son analyse est en cours actuellement; signalons également qu'à l'exception de H.E.A.4, la quasi totalité des colonnes palynologiques prélevées auparavant par B. BASTIN à Harmignies, s'est révélée stérile ou tout au moins très pauvre en pollens.

(***) Rappelons ici qu'un permafrost se développe uniquement dans la partie du sol dont la température est égale ou inférieure à 0° C pendant toute l'année. Un permafrost actif actuellement a été signalé dans les régions où la température moyenne annuelle de l'air est voisine ou inférieure à - 5° C (cf. T. L. PÉWÉ, 1962, 1965; T. E. BERG et R. F. BLACK, 1967; A. JAHN, 1970; L. W. PRICE, 1972; A. L. WASHBURN, 1973).

Lors des *fluctuations froides IIIf et IIIh* une épaisse couverture de limon éolien allochtone à granules crayeux (H.G.A.2, H.G.B., H.G.C., H.G.D.p.p.) rehausse le revers de la cuesta. La sédimentation éolienne s'interrompt à deux reprises au cours des *fluctuations rigoureuses IIg et IIIi*, lesquelles se marquent dans les profils par un réseau serré de fines fentes de gel (H.G.B.3) et par d'importantes cryoturbations (H.G.B.3, H.G.D.p.p.). A Maisières-Canal, des colluvions et des alluvions limoneuses (S.Q.) alimentées par les apports éoliens, colmatent progressivement le fond de la vallée de la Haine jusqu'à une altitude voisine de 32 mètres; le processus a sans doute été accentué par l'existence d'un niveau de base local en aval de Nimy, sous la forme d'un cône de débris mis en place au cours des épisodes précédents.

Phase III

La troisième phase du dernier glaciaire se distingue de la phase précédente par une recrudescence des processus d'érosion qui alternent avec des apports de limon éolien; elle comprend deux *fluctuations froides médium*, plusieurs *fluctuations froides et rigoureuses*, et se termine par une *fluctuation tempérée* associée au développement de sols illuviés.

Au début de la phase III, l'érosion emporte en partie les unités antérieures, puis un petit sol humifère (H.H.A.1a) se développe sur le revers de la cuesta au cours d'une *fluctuation froide médium (IIa)*.

Par la suite se succèdent deux *fluctuations rigoureuses (IIIb et IIIe)* qui alternent avec trois *fluctuations froides (IIIc, IIId et IIIf)* séparées par plusieurs hiatus. Ces *fluctuations* s'accompagnent du dépôt d'un complexe de couches hétérogènes disposées en biseau; ces couches comprennent du limon éolien homogène (H.H.A.2), des concentrations résiduelles de granules crayeux (H.H.B.1) et du limon éolien remanié par ruissellement (H.H.B.2, H.H.B.4p.p.). La *fluctuation rigoureuse IIIe* se marque dans le profil d'Harmignies par un coin de glace (H.H.B.3) qui pénètre les unités sous-jacentes sur près de 2 mètres de profondeur.

Ces *fluctuations* sont suivies d'une *fluctuation froide médium (IIIg)* au cours de laquelle des colluvions sablo-limoneuses (N.C.A., N.C.B.p.p.) se déposent en bordure de la vallée de la Haine où une végétation steppique avec quelques bouquets de *Pinus*, de *Betula* et de *Corylus* existe sur les versants (*).

La phase III se termine par une *fluctuation tempérée (IIIh)* antérieure à 31.000 B.P., *fluctuation* qui se traduit par le développement d'un sol brun lessivé (H.H.B.4p.p.) sur le revers de la Cuesta d'Harmignies et par la mise en place d'un sol hydromorphe (N.C.B.p.p.) dans la vallée de la Haine où le plan d'eau s'est stabilisé vers 33,50 m d'altitude.

Phase IV

La première partie de la phase IV débute avant 31.000 B.P. par une *fluctuation froide (IVa)* accompagnée d'une vigoureuse érosion. Les sols antérieurs sont tronqués puis remaniés sous l'action conjuguée du ruissellement et de la solifluxion; dans la vallée de la Haine l'incision du cône de débris en aval de Nimy provoque une vidange brutale des sédiments fluviaux vers l'amont et à Maisières-Canal le plan d'eau est rabattu au voisinage de 29 m d'altitude (M.C., S.R.A.).

Puis, au cours d'une *fluctuation rigoureuse (IVb)* un permafrost continu de plusieurs mètres d'épaisseur se forme sur le revers de la Cuesta d'Harmignies où il est pénétré par un réseau irrégulier de coins de glace (H.H.C.2).

(*) Cfr. B. BASTIN, 1971, diagramme Maisières V, p. 97.

Par la suite, se succèdent deux *fluctuations froides médium* (IVc et IVe) qui alternent avec deux *fluctuations rigoureuses* (IVd et IVf).

Au cours des *fluctuations froides médium* IVc et IVe des sols humifères hydro-morphes (M.D., M.E. et M.G., M.I., M.J.) se développent dans des colluvions déposées à proximité de la Haine dont le plan d'eau voisine 28 m d'altitude. Parallèlement du limon éolien remanié par ruissellement se dépose sur les versants de la vallée (N.D.A., N.D.C., S.R.B.1) et sur le revers de la Cuesta d'Harmignies (H.H.C.3, H.H.C.5). Une végétation steppique avec quelques bouquets de *Pinus*, de *Betula* et de *Salix* existe sur les versants (cfr. B. BASTIN, 1971, diagramme Maisières I, p. 87).

L'horizon d'occupation périgordien de Maisières-Canal (*) (M.H.) est présent au tiers inférieur du second sol humifère (*fluctuation froide médium* IVe), avec des prolongements dans la Berge N.E. sous la forme d'un atelier de taille incorporé au tiers inférieur du limon N.D.C. La datation GrN-5523 = 27.965 ± 260 B.P. (**) a été obtenue sur un échantillon du limon humifère M.G. prélevé sous l'horizon d'occupation M.H.; d'autre part la partie inférieure du sol humifère M.D. (*fluctuation froide médium* IVc) a fourni la datation GrN-5690 = 30.780 ± 400 B.P. (**).

Au cours des *fluctuations rigoureuses* IVd et IVf un permafrost continu surmonté d'une couche active réduite (N.D.B., N.E.A., H.H.C.4, H.H.C.6) se développe sur les versants tandis que des sédiments hétérogènes (M.F., S.R.B.2, M.M., M.N., M.O., S.R.C.) s'accumulent dans le fond de la vallée de la Haine où le plan d'eau remonte chaque fois jusqu'au voisinage de 30 m d'altitude. La *fluctuation rigoureuse* IVf est particulièrement bien individualisée dans les profils; sur le revers de la Cuesta d'Harmignies le permafrost est pénétré par un réseau polygonal régulier de coins de glace (H.I.A.) lesquels atteignent près d'un mètre de largeur par endroit (**), tandis que des paquets de craie solifluée (N.E.B., M.O.) se mettent en place sur les versants et au fond de la vallée de la Haine.

La première partie de la phase IV se termine par une *fluctuation froide* (IVg). A Harmignies les vides laissés par la fusion des coins de glace sont colmatés par du limon éolien homogène (H.I.B.1) qui finit par recouvrir le revers de la cuesta; à Maisières-Canal du limon éolien est ruisselé sur les versants (N.E.C.) et s'accumule au fond de la vallée (M.P.A., M.P.B.).

Au cours d'une interruption temporaire de la sédimentation des sols de végétation se développent localement : sols incipients (M.P.C., S.R.D.) dans la vallée de la Haine où le plan d'eau voisine 28,50 m d'altitude, et pseudogley (H.I.B.2) dans des petites dépressions du revers de la cuesta à Harmignies.

Par la suite, du matériel hétérogène et du limon éolien remanié par ruissellement (H.J.) colmatent un chenal incisé dans le revers de la cuesta, tandis que du limon éolien déposé sous eau (M.P.D.) et des sables fluviaux (S.S.A.) se mettent en place dans le fond de la vallée de la Haine.

La seconde partie de la phase IV débute par un important épisode de déflation (base de H.K.A.1) et se caractérise par des conditions steppiques extrêmes probablement associées à des vents dominants du secteur N.-N.E. Au cours de quatre *fluctuations froides* (IVh, IVj, IVl, IVn) et de quatre *fluctuations rigoureuses* (IVi, IVk, IVm, IVo), une épaisse couverture de limon éolien homogène recouvre le revers de la cuesta (H.K.) et les versants de la vallée de la Haine (N.E.D.1, S.R.E.).

(*) Cfr. J. DE HEINZELIN, 1970, 1973.

(**) Cfr. B. BASTIN, 1971, p. 89 et 90.

(***) Cfr. P. HAESAERTS et B. VAN VLIET, 1973.

A Harmignies chaque fluctuation rigoureuse se marque dans les profils par un horizon légèrement réduit souligné par un réseau serré de fines fentes de gel (H.K.A.2, H.K.A.4, H.K.B.2, H.K.C.2).

La phase IV se termine par une *fluctuation froide (IVp)* précédée par une légère reprise de l'érosion; cette fluctuation s'accompagne du dépôt de limon nivéo-éolien (N.E.D.2, H.L.p.p.), sans doute à nouveau apporté par des vents du secteur W.N.W. ou N.W. A Maisières-Canal la Haine développe un réseau de chenaux anastomosés qui colmate progressivement la vallée jusqu'au voisinage de 33 m d'altitude; l'aggradation fluviale a probablement été accentuée par la présence d'un niveau de base local, le cône de débris en aval de Nimy s'étant reconstitué au cours des fluctuations précédentes. Sur le versant N.E. de la vallée le limon éolien N.E.D.2 passe vers le haut à des alluvions limoneuses qu'accompagne un net réchauffement du climat, réchauffement qui correspond au début de la phase suivante.

Phase V

La phase V termine le dernier glaciaire et comprend plusieurs fluctuations tempérées froides séparées par des fluctuations plus ou moins froides, dont deux rigoureuses. La succession des événements de cette phase a été reconstituée uniquement à partir des profils de Maisières-Canal, car sur le revers de la Cuesta d'Harmignies la sédimentation ne s'est pas poursuivie et le sol postglaciaire s'est formé au sommet des limons de la phase précédente.

La première partie de la phase V débute par une succession de deux *fluctuations tempérées froides (Va, Vd)* séparées par un bref refroidissement du climat (*fluctuation froide médium Vb et fluctuation froide Vc*). Au cours de ces fluctuations les apports de limon éolien s'interrompent et les sols dégèlent en profondeur; une végétation de steppe boisée où dominant *Pinus*, *Alnus*, *Betula* et *Corylus* (*) s'installe sur les versants de la vallée. Parallèlement, des sables fluviales se déposent dans le lit ordinaire de la Haine (S.S.H.) et de ses affluents (N.F.A., N.F.B., N.F.D., N.G.A., N.G.B.), et passent latéralement à des alluvions (N.F.C.) qui colmatent progressivement la vallée de la Haine jusqu'à une altitude voisine de 34 m.

Par la suite se succèdent deux *fluctuations froides médium (Ve et Vg)* séparées par une *fluctuation froide (Vf)* et suivies d'une *fluctuation rigoureuse (Vh)*. Le refroidissement du climat se traduit par une intensification des processus d'érosion et par l'installation d'une steppe à graminées avec quelques bouquets de *Pinus*, *Alnus* et *Betula* (**). Sur les versants la couverture limoneuse est progressivement emportée; des colluvions (N.G.C.1, N.G.C.3, N.H.A.2, N.H.C.p.p.) se déposent en bordure de la vallée de la Haine où elles interfèrent avec des alluvions (N.G.D., N.H.C.p.p.) et des sables fluviales (N.G.C.2, N.H.A.1). Le maximum de froid est atteint lors de la *fluctuation rigoureuse Vh* caractérisée par la mise en place d'un permafrost sur les versants de la vallée et par l'épandage de cailloutis riches en craie (N.K.A.1) qui passent latéralement à des sables fluviales (N.K.A.2).

Une *fluctuation tempérée froide (Vi)* termine la première partie de la phase V; elle est accompagnée du dépôt de colluvions faiblement humiques (N.K.B., N.K.C.) et d'une réimplantation de la steppe boisée où dominant *Alnus*, *Pinus*, *Corylus* et *Betula* (***)).

La seconde partie de la phase V (fluctuations Vj à Vo) s'accompagne d'une

(*) Cfr. B. BASTIN, 1971, diagramme Maisières VIII, p. 101.

(**) Cfr. B. BASTIN, 1971, diagramme Maisières VIII, IX, X et XI, p. 101.

(***) Cfr. B. BASTIN, 1971, diagrammes Maisières IX et XI, p. 101.

reprise de l'activité éolienne limitée à la vallée de la Haine; elle débute par une vigoureuse érosion qui rabat le plan d'eau en dessous de 32 m d'altitude. Au cours de la *fluctuation rigoureuse Vj* qui suit l'incision de la Haine, un permafrost continu de plusieurs mètres d'épaisseur se met en place sur le versant nord de la vallée où il est pénétré par un réseau régulier de coins de glace (N.U.A.1, N.U.B.p.p.).

Un réchauffement probablement de courte durée (*fluctuation froide médium Vk*), précède les premiers apports de sable éolien; le permafrost se dégrade et des sols humifères incipients (N.U.A.2, N.L.) se développent localement dans les dépressions.

Au cours de la *fluctuation froide Vl* le climat évolue vers des conditions plus sèches; une première génération de sables de couverture colmate les vides laissés par la fusion de la glace (N.U.B.p.p.) puis recouvre le versant de la vallée (N.U.C.). Ces sables ont été empruntés par des vents dominants du secteur W.S.W. aux sédiments fluviaux émergés dans la vallée de la Haine à l'ouest de Mons.

Lors d'une interruption temporaire de la sédimentation éolienne un cailloutis gélivé et concentré par déflation (N.U.D.) se met en place sur le versant nord de la vallée de la Haine (*fluctuation froide Vm*); ultérieurement un sol humifère légèrement podzolisé (N.U.E.Z.) se développe localement lors d'une *fluctuation tempérée froide (Vn)*.

La phase V se termine par une *fluctuation froide (Vo)* qui voit se déposer une seconde génération de sables de couverture (N.U.E.) sur le versant nord de la vallée de la Haine, lequel acquiert ainsi son aspect actuel.

4. Postglaciaire

Au début du postglaciaire l'érosion fluviale est active; la Haine incise la couverture sableuse et atteint la cote de 30,50 m au centre de la vallée. Ultérieurement, la végétation évolue vers un climax tempéré et des sols illuviés se développent sur les parties bien drainées du paysage (N.W., N.V.A., H.L.B.p.p.). Une tourbière envahit progressivement la vallée de la Haine et les dépressions adjacentes (N.V.B.), tandis que la nappe phréatique qui accompagne la remontée du plan d'eau se stabilise vers 34,40 m dans la vallée.

Par la suite, la disparition de la couverture forestière et la mise en culture provoquent une dégradation des sols (N.(W.)) et une migration de la matière humique vers le bas (N.X.A.). Parallèlement le ruissellement reprend sur les versants, et des colluvions incorporant des dépôts d'inondation (N.X.C.) terminent le colmatage de la vallée. A partir du Moyen Age l'intervention de l'homme modifie encore les sols et apporte les dernières retouches au relief avec la mise en place d'un épipédon anthropique passant latéralement à un épipédon de plaggen (N.X.P.) dans les dépressions.

C. CONCLUSIONS

La séquence paléoclimatique régionale obtenue dans le bassin de la Haine se compose de trois glaciaires et de deux interglaciaires, suivis du postglaciaire; le dernier glaciaire y est représenté dans sa quasi totalité et comprend cinq phases climatiques bien individualisées regroupant au total 53 fluctuations.

La continuité de l'enregistrement des événements climatiques pour le dernier glaciaire est selon nous principalement liée à la position topographique particulière des sites choisis.

A Harmignies, le revers de la cuesta constitue une barrière dans le paysage et aurait donc joué le rôle de piège pour les sédiments éoliens apportés par des vents dominants

du secteur N.W.-N.E. D'autre part, la position élevée du site et la présence d'un substrat crayeux perméable ont protégé les sédiments mis en place d'une action trop vive de l'érosion. Signalons également la présence des granules crayeux mélangés au limon, lesquels dans bien des cas ont souligné des structures qui dans d'autres circonstances auraient échappé à l'observation.

A Maisières-Canal, la position du site en bordure de la plaine alluviale de la Haine, à proximité du débouché d'un petit affluent, a été déterminante (cfr. fig. 3). En effet, au cours des phases II, III et IV, l'élargissement de la vallée en aval de Nimy a favorisé le processus de vidange et de colmatage de la vallée vers l'amont, tandis que la présence d'un promontoire de Crétacé auquel s'appuie le site de Maisières-Canal a permis la fixation des limons éoliens. Pendant la phase V la couverture limoneuse du promontoire a alimenté les colluvions; celles-ci se sont déposées en couches successives en bordure de la plaine alluviale où elles ont interféré avec des dépôts fluviatiles de la Haine et de son affluent. La sédimentation éolienne sableuse qui caractérise la seconde partie de la phase V est également liée à la proximité de la vallée de la Haine; ces sables ont été empruntés par des vents dominants du secteur W.S.W. aux sédiments fluviatiles émergés dans la vallée à l'ouest de Mons.

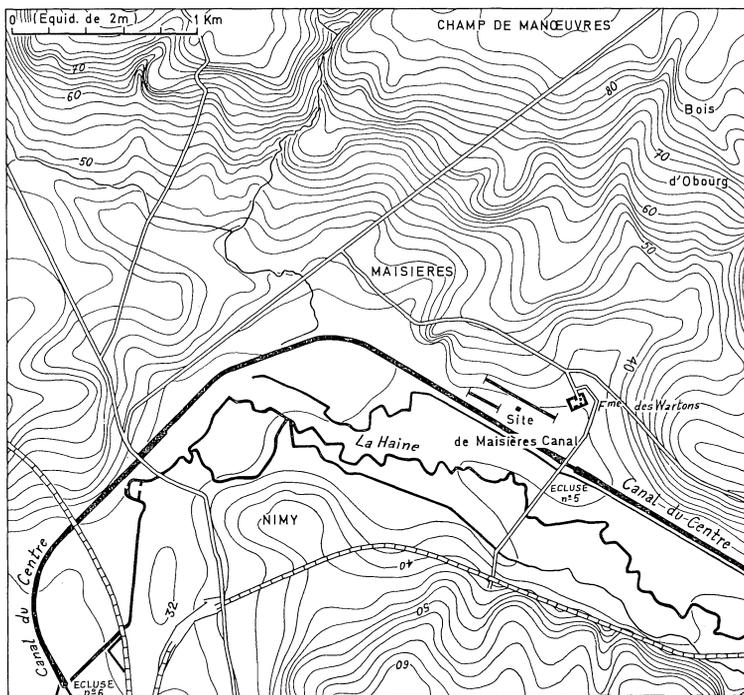


Fig. 3. — Localisation du site de Maisières-Canal.

IV. RELATIONS AVEC LA CHRONOLOGIE PALÉOCLIMATIQUE EUROPÉENNE

Pour établir des corrélations entre les unités paléoclimatiques régionales et celles reconnues ailleurs en Europe, nous nous sommes référé à un choix de séquences

paléoclimatiques représentatives obtenues dans les régions et pays voisins, de préférence celles basées sur des arguments palynologiques, pédologiques et radiochronologiques; les relations proposées ici sont donc essentiellement indicatives.

A. PARTIE INFÉRIEURE DE LA SÉQUENCE

Les unités lithostratigraphiques correspondant à la partie inférieure de la séquence d'Harmignies présentent des analogies avec les dépôts du Nord de la France et de la vallée de la Somme (cfr. V. COMMONT, 1914), en particulier avec ceux de Cagny-la-Garenne où une succession similaire a été décrite (cfr. F. BORDES et P. FITTE, 1959; F. C. HOWELL, 1966; F. BOURDIER, 1969). Par comparaison nous serions tentés de mettre l'antépénultième glaciaire du bassin de la Haine en parallèle avec la Glaciation de l'Elster (*), l'avant-dernier interglaciaire avec l'Interglaciaire Holstein et l'avant-dernier glaciaire avec la Glaciation de la Saale.

B. DERNIER INTERGLACIAIRE

Le sol brun lessivé H.D.A.1 qui caractérise le dernier glaciaire à Harmignies présente de nombreuses similitudes avec le sol inférieur de la sablière de Rocourt, dénommé **Sol de Rocourt** par F. GULLENTOPS (1954). En effet, à Rocourt il s'agit également d'un sol brun lessivé tronqué (couche n° 10, 11, 12 et 13), dont une partie de l'horizon éluvial serait conservée par endroits (couches n° 10 et 11). D'après F. GULLENTOPS (1954) et R. DUDAL (1955) le Sol de Rocourt présenterait également un développement pédologique plus prononcé que les sols illuviés actuels, et se serait formé lors du dernier interglaciaire, sous un climat tempéré chaud.

Signalons que l'âge éémien du Sol de Rocourt aurait été démontré par R. PAEPE à Zelzate (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967); selon cet auteur le Sol de Rocourt y serait présent sous la forme d'une couche d'argile rougeâtre, laquelle se situerait à la même altitude que des dépôts à *Corbicula fluminalis* et à *Tapes senescens* appartenant à l'assise d'Ostende (R. TAVERNIER, 1954) dont l'âge éémien a été démontré auparavant (R. PAEPE, 1965).

C. DERNIER GLACIAIRE

Phase I

Cette phase comprend deux fluctuations froides (Ia, Id) et une fluctuation froide médium (Ic) alternant avec deux fluctuations tempérées (Ib, Ie); des successions analogues ont été reconnues pour le début du dernier glaciaire principalement aux Pays-Bas (W. H. ZAGWIJN, 1961), au Danemark (S. T. ANDERSEN, 1961) et dans le Nord de l'Allemagne (F. R. AVERDIECK, 1967; D. MANIA et H. STECHEMESER, 1967, 1970).

La première *fluctuation tempérée (Ib)* est sans doute équivalente à l'**Interstade d'Amersfoort** identifié aux Pays-Bas dans le site du même nom (W. H. ZAGWIJN, 1961). A Amersfoort cet interstade est précédé par l'extension d'une toundra subarctique (Early Stadial I, Zone EWI de W. H. ZAGWIJN), et se marque par un podzol

(*) Rappelons ici que dès 1957 I. M. VAN DER VLERK et W. H. ZAGWIJN ont préconisé l'utilisation aux Pays-Bas de la nomenclature stratigraphique de l'Europe du Nord, plutôt que celle des régions alpines. Ce principe a été étendu à la Belgique par R. PAEPE (cfr. R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967) et au Nord de la France par R. PAEPE et J. SOMMÉ (1970).

humique à horizon blanchi, développé sous forêt boréale dominée par *Betula* et *Pinus* (Zone EWII). Un fragment de bois provenant du podzol a fourni la datation GrN-1397 = 63.500 ± 900 B.P. (*).

La seconde *fluctuation tempérée* (Ie) peut être mise en parallèle avec l'**Interstade de Brørup**. Aux Pays-Bas (site d'Amersfoort), au Danemark (sites de Brørup Hotel Bog, de Herning et de Nørbølling) et dans le Nord de l'Allemagne (site d'Odderade), cet interstade s'accompagne chaque fois d'une recolonisation de la forêt boréale; il se marque dans les diagrammes polliniques par une extension des pollens arboréens, parmi lesquels *Pinus*, *Picea omorikoides* et *Betula* prédominent. A Brørup Hotel Bog la datation GrN-1470 = 59.100 ± 700 B.P. (**) a été obtenue pour la partie supérieure de l'interstade.

Il nous faut mentionner ici le site de l'Ascherslebener See dans le Nordharzvorland (R.D.A.), où des dépôts lacustres et fluviatiles ont fourni une remarquable séquence paléoclimatique pour le dernier glaciaire (D. MANIA et H. STECHEMESSER, 1967, 1970). La partie inférieure de cette séquence (cfr. tableau III) comprend deux oscillations climatiques rapportées respectivement aux interstades d'Amersfoort et de Brørup. La première oscillation (Interstadial du Cycle Ia) se traduit par une extension de mollusques thermophiles, la seconde oscillation (Interstadial du Cycle Ib) est associée à une extension de pollens arboréens (*Pinus*, *Picea* et *Alnus*) et à une faune de mammifères diversifiée et abondante.

D'autre part, à Rocourt B. BASTIN (1969) a identifié les interstades d'Amersfoort et de Brørup au sein de colluvions limoneuses présentes au sommet du Sol de Rocourt (couche n° 9 de F. GULLENTOPS, 1954); le premier interstade se marque par une extension de *Pinus* et de *Betula*, le second est caractérisé par une prédominance de *Quercus*.

Rappelons que selon R. TAVERNIER les sols illuviés de H.E.A. et de H.E.B. associés aux fluctuations tempérées Ib et Ie, sont compatibles avec une végétation forestière de type taïga. Les relations proposées ici sont donc en accord avec ce que l'on sait de la végétation en Europe au cours des interstades d'Amersfoort et de Brørup; elles constituent un acquis important car jusqu'à présent des sols illuviés contemporains de ces interstades n'avaient pas été reconnus en Belgique.

Phase II

La première *fluctuation froide médium* (IIb) de la phase II a été mise en parallèle avec l'**Interstade d'Odderade**, cela en raison de similitudes existant entre les profils d'Harmignies et de Rocourt.

En effet, à Rocourt B. BASTIN (1969) a enregistré une troisième extension de pollens arboréens dans la partie supérieure d'une couche de limon argileux gris brun similaire par sa nature et sa position au limon H.F.A.2 d'Harmignies; cette extension précède de peu les premiers apports de limon hesbayen et a été rapportée à l'Interstade d'Odderade par B. BASTIN.

L'Interstade d'Odderade a été identifié pour la première fois par F. R. AVERDIECK (1967) dans les sondages du site d'Odderade, où il suit l'Interstade de Brørup et se traduit principalement par une extension de *Pinus* et de *Betula*, *Picea omorikoides* étant quasi absent. Deux datations ont été obtenues pour cet interstade à Odderade, soit GrN-4157 = 56.700 ± 800 B.P. pour la partie supérieure et GrN-4671 = 58.100 ± 650 B.P. (***) pour la partie inférieure.

(*) J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN 1967, p. 64.

(**) J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN, 1967, p. 82.

(***) J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN, 1967, p. 84.

A l'Ascherslebener See, l'Interstadial du Cycle Ib rapporté à l'Interstade de Brørup, est suivi d'un épisode froid qui se marque par une extension des mollusques boréo-alpins; c'est probablement l'équivalent de la fluctuation froide IIa. Par la suite le climat se réchauffe légèrement lors de l'Interstadial du Cycle II daté à plus de 40.000 B.P. (Fr-17) (*); ce serait là l'Interstade d'Odderade.

Les *fluctuations suivantes* (IIc à IIh) sont sans doute en partie contemporaines du dépôt du limon hesbayen de F. GULLENTOPS (1954); elles seraient également équivalentes au Lower Pleniglacial des auteurs hollandais (T. VAN DER HAMMEN et al, 1967).

La première *fluctuation rigoureuse* (IIe) se retrouve probablement à la base du limon hesbayen à Kesselt (couche n° 12), sous la forme d'un horizon réduit que F. GULLENTOPS attribuait dès 1954 à la présence d'un permafrost en profondeur.

A l'Ascherslebener See D. MANIA et H. STECHEMESSER enregistrent également un net refroidissement du climat à la suite de l'Interstadial du Cycle II; les mollusques thermophiles disparaissent totalement tandis que de grands coins de glace attestent du caractère rigoureux du climat.

La seconde *fluctuation rigoureuse* (IIg) correspond sans doute au « Desert pavement I and small frost wedge row » identifié par R. PAEPE entre le complexe humifère du Sol de Warneton et les Formations limono-tourbeuses (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967).

Phase III

A l'exception du sol brun lessivé H.H.B.4p.p., les unités déposées au cours de la phase III montrent certaines analogies avec les Formations limono-tourbeuses décrites par R. PAEPE en Moyenne et Basse Belgique. Dans les deux cas les unités reconnues présentent un sol humifère à la base et suggèrent des conditions climatiques froides et relativement humides; elles seraient en partie équivalentes à l'Interpléniglacial des auteurs hollandais (T. VAN DER HAMMEN et al., 1967).

Le sol humifère H.H.A.1a qui accompagne la *fluctuation froide médium IIIa* est sans doute contemporain du **Sol de Poperinge** présent à la base des Formations limono-tourbeuses; le Sol de Poperinge a fourni la datation GrN-4856 = 45.600 ± 1.500 B.P. (**) et correspondrait à l'**Interstade de Moershoofd** (***) reconnu aux Pays-Bas (W. H. ZAGWIJN et R. PAEPE, 1968).

Dans la séquence de l'Ascherslebener See ce serait l'Interstadial du Cycle III que marque une légère extension de *Pinus* et une modification de la faune d'ostracodes; cet Interstadial a été daté à plus de 40.000 B.P. (Fr-19) (****).

L'**Interstade d'Hengelo** (*****) que J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN (1967) situent entre 39.000 et 37.000 B.P., n'a pas été individualisé dans les profils étudiés,

(*) W. BURKHARDT, H. STECHEMESSER et D. MANIA, 1970, p. 43.

(**) J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN, 1967, p. 80.

(***) D'après B. BASTIN (1971) la notion d'Interstade de Moershoofd ne se justifie guère, car dans les diagrammes polliniques publiés par W. H. ZAGWIJN (1961) les pollens arboréens dominés par *Pinus* et *Betula* atteignent au maximum 20 %, ce qui suggère un paysage végétal très ouvert. Ceci rejoint en quelque sorte notre interprétation des caractères climatiques du sol humifère H.H.A.1a.

(****) W. BURKHARDT, H. STECHEMESSER et D. MANIA, 1970, p. 43.

(*****) Signalons que B. BASTIN (1971) a également exprimé des réserves quant à l'existence de l'Interstade d'Hengelo, réserves similaires à celles mentionnées plus haut pour l'Interstade de Moershoofd.

probablement en raison du caractère discontinu de la sédimentation au cours de la phase III.

Quant à la *fluctuation rigoureuse IIIe*, elle correspond sans doute à l'épisode froid du Périgordien ancien et de l'Aurignacien I enregistré dans les grottes et abris-sous-roche du Sud-Ouest de la France (cfr. H. LAVILLE, 1969). A l'Abri Pataud les couches n° 12 et 14 à Aurignacien inférieur associées à de gros éboulis thermoclastiques (H. L. MOVIUS, 1971), ont fourni plusieurs datations comprises entre 33.000 et 34.250 B.P. (J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1967, p. 115).

Le sol brun lessivé H.H.B.4p.p., associé à la *fluctuation tempérée IIIh*, présente plusieurs analogies avec le **Sol de Kesselt** décrit par F. GULLENTOPS (1954) et R. DUDAL (1955) dans les profils de la briqueterie Nelissen près de Kesselt. Dans les deux cas il s'agit d'un sol décalcifiant (couches n° 7 et 8 à Kesselt) comprenant dans sa partie supérieure un horizon jaune brun (10 YR 5/6) enrichi en argile par rapport aux unités sus- et sous-jacentes : soit 24,7 % d'argile à Harmignies et 11,1 % à Kesselt. Dans les profils d'Harmignies l'horizon argilique du sol a été préservé mais est complètement remanié, tandis qu'à Kesselt le sol serait fortement tronqué et il n'en subsisterait que la partie inférieure de l'horizon illuvial (*).

Une remarque s'impose ici à propos de l'horizon cryoturbé (couche n° 6) directement sus-jacent au Sol de Kesselt ; il s'agit d'une couche de limon gris brun (10 YR 5/4-3) calcaire, dont la base est soulignée par un cailloutis dispersé et par de grandes langues obliques de limon gris brun qui pénètrent le sommet du sol (F. GULLENTOPS, 1954 et R. DUDAL, 1955). Cette couche cryoturbée est donc nettement distincte du Sol de Kesselt sensu-stricto et en est séparée par un hiatus (R. DUDAL, 1955).

Toutefois en 1967 F. GULLENTOPS publie une nouvelle description de la briqueterie Nelissen et regroupe sous le terme « Sol de Kesselt », l'horizon pédologique et le limon gris brun calcaire sus-jacent. En 1968, B. BASTIN analyse le contenu pollinique de ce complexe et y décele une extension de pollens arboréens, principalement *Pinus* (47 % en moyenne) et *Picea* (1,1 % en moyenne). B. BASTIN se référant à la nouvelle description faite par F. GULLENTOPS, attribue cette extension à une oscillation climatique contemporaine du Sol de Kesselt, oscillation qu'il dénomme **Interstade de Kesselt** et met en parallèle avec l'« Interstade d'Arcy-Stillfried B » (B. BASTIN, 1971).

Sur la base de ce qui précède, nous estimons que l'oscillation climatique décelée par B. BASTIN se rapporte au limon gris brun calcaire et non au Sol de Kesselt sensu-stricto ; en effet, il nous semble improbable que le spectre pollinique de la végétation contemporaine de la pédogénèse puisse être enregistré dans les horizons inférieurs d'un sol illuvié, compte tenu de ce que l'on sait sur la percolation des pollens au sein d'un matériel limoneux (cfr. B. BASTIN, 1970, 1971). Nous reprendrons le problème de l'Interstade de Kesselt lors de la discussion des premières fluctuations de la phase IV.

En Europe Centrale un net réchauffement du climat a également été enregistré au sein des limons récents, sous la forme de sols fossiles. En Autriche c'est le **Sol de Stillfried B**, sol steppique brunâtre décalcifié (J. FINK, 1962, 1964) antérieur à 28.340 B.P. (**); à Göttweig-Aigen ce serait un sol brun hydromorphe (J. FINK,

(*) L'hypothèse d'un sol brun lessivé fortement tronqué avait déjà été envisagée par R. DUDAL en 1955 sur la base des observations de G. MANIL (1952) qui signalait l'existence d'une couche de limon rougeâtre contenant 21 % d'argile au sein des limons récents de la région de Gembloux.

(**) J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN, 1967, p. 99, (GrN-2533).

1962), pour lequel la datation GrN-2196 6/59 = 32.140 ± 860 B.P. (*) a été obtenue sur un fragment de bois reposant au sommet du sol. Ces différents sols ont été mis en parallèle avec le Sol de Kesselt par R. PAEPE (1966) et rapportés à l'Interstade de Stillfried B. par B. BASTIN (1970, p. 18).

En Tchécoslovaquie, nous retiendrons surtout le site de Dolni Vestonice où un sol brun (Braunerdehorizont : Interstadial W2/3) antérieur à 29.000 ± 200 B.P. (*) est présent à la base des derniers limons récents (cfr. B. KLIMA et al., 1961 ; B. KLIMA, 1963).

Dans les profils de l'Ascherslebener See un interstadial séparé en deux parties par un épisode froid (Kaltphase) a été enregistré au sein du Cycle IV par D. MANIA et H. STECHEMESSER (1970). La première partie de cet interstadial est probablement contemporaine de l'Interstade de Stillfried B. et a été daté Fr-22 = 32.500 ± 2.600 B.P. (**) sur un fragment de bois incorporé à une tourbe contenant des pollens de *Pinus*, de *Betula* et de *Picea*.

Dans le Sud-Ouest de la France la fluctuation tempérée IIIh serait contemporaine de l'Aurignacien moyen lequel est associé à des conditions climatiques tempérées et humides, se traduisant par un taux de boisement élevé avec nombreuses espèces thermophiles (H. LAVILLE, 1969). A l'Abri Pataud la couche n° 7 à Aurignacien II (H. L. MOVIOUS, 1971) a fourni deux datations cohérentes : GrN-3117 = 32.800 ± 450 B.P. et GrN-3116 = 32.900 ± 700 B.P. (***); celles-ci sont de l'ordre de grandeur de la datation GrN-2196 6/59 à Göttweig-Aigen.

En résumé la fluctuation tempérée IIIh qui termine la phase III serait contemporaine de l'Interstade de Stillfried B.; d'une durée voisine de 1.500 ans, elle se situerait approximativement entre 34.000 et 32.500 B.P.

Phase IV

Les deux premières fluctuations de la phase IV se marquent dans les profils par une vigoureuse érosion suivie du développement de coins de glace. Un processus similaire s'observe également à Kesselt où le sol illuvié a été tronqué, puis a été pénétré par une fente en coin colmatée de limon gris (F. GULLENTOPS, 1954, p. 137).

La première fluctuation froide médium (IVc) débute vers 31.000 B.P. et se caractérise par une végétation steppique avec *Pinus*, *Betula*, *Picea* et *Salix* assez abondants. Cette fluctuation serait équivalente à l'Interstade de Denekamp, interstade que les auteurs hollandais (T. VAN DER HAMMEN et al., 1967) situent entre 32.000 et 29.000 B.P. et qui se marque dans les diagrammes polliniques par une extension de *Betula* et de *Pinus* (J. C. VOGEL et T. VAN DER HAMMEN, 1967).

A Kesselt, ce serait la partie inférieure de l'Interstade de Kesselt mis en évidence par B. BASTIN dans le limon gris brun calcaire qui surmonte le Sol de Kesselt sensu-stricto. Cet interstade se traduit par une extension de *Pinus* et dans une moindre mesure de *Picea*, caractères qui se retrouvent également à Maisières-Canal.

A Arcy-sur-Cure (Grotte du Renne) la fluctuation IVc peut être mise en parallèle avec l'extension de pollens arboréens (*Pinus*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Corylus*, etc...) enregistrée par Ar. LEROI-GOURHAN (1965) dans la couche VII à industrie aurignacienne; c'est l'Interstade d'Arcy, pour lequel la datation GrN-1717 = 30.800 ± 250 B.P. (****) a été obtenue.

(*) J. C. VOGEL et W. H. ZAGWIJN, 1967, p. 95 et 100.

(**) W. BURKHARDT, H. STECHEMESSER et D. MANIA, 1970, p. 43.

(***) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1967, p. 114.

(****) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1963, p. 166.

La seconde *fluctuation froide médium (IVe)*, contemporaine de l'occupation du site de Maisières-Canal par une population du Périgordien Va, débute vers 28.000 B.P. et est précédée par une brève *fluctuation rigoureuse (IVd)*. Cette fluctuation rigoureuse ne se marque pas dans le diagramme pollinique de Kesselt (B. BASTIN 1971), car sans doute de trop courte durée; on peut donc supposer que l'oscillation climatique enregistrée par B. BASTIN regroupe en fait les deux fluctuations froides médium IVc et IVe.

Ces deux fluctuations seraient également confondues à l'Ascherslebener See, où elles seraient équivalentes à la partie supérieure de l'Interstadial du Cycle IV. Par contre, dans le diagramme pollinique de la Grotte du Renne, la fluctuation froide médium IVe correspondrait à la seconde extension de pollens arboréens (couche IV à Gravettien), extension rapportée à l'« **Interstade de Paudorf** » (*) par Ar. LEROI-GOURHAN (1965).

À l'Abri Pataud, la partie supérieure de la couche n° 5 à Périgordien IV qui recouvre l'éboulis 5/6, a fourni plusieurs datations comprises entre 26.600 et 28.150 B.P. (**); la couche n° 5 serait donc en partie contemporaine de la fluctuation froide médium IVe.

La *fluctuation rigoureuse IVf* bien individualisée dans les profils étudiés, est sans doute contemporaine du dépôt des Beuningen Gravel Beds aux Pays-Bas, lesquels sont pénétrés par des grandes fentes de gel et sont associés à des sols arctiques (cfr. T. VAN DER HAMMEN et al., 1967).

C'est au cours de cette fluctuation rigoureuse que se seraient développées les cryoturbations qui affectent la base de la couche de limon gris brun calcaire à Kesselt; ces cryoturbations, sans doute formées au contact de la couche active et du permafrost, seraient contemporaines des grands coins de glace décrits par R. PAEPE à Tongrinne et à Poperinge (R. PAEPE, 1966; R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967).

Dans la séquence de l'Ascherslebener See la fluctuation rigoureuse IVf correspond probablement à l'épisode froid qui suit l'Interstadial du Cycle IV (début de l'Hochweichselglazial).

Dans les abris-sous-roche du Sud-Ouest de la France, le refroidissement du climat s'accompagne d'éboulis thermoclastiques volumineux qui scellent les couches à industries périgordiennes. C'est probablement de cette période que date l'éboulis 4/5 à l'Abri Pataud ainsi que l'effondrement du plafond de la Grotte du Renne à Arcy.

La *fluctuation froide IVg* se caractérise par la dégradation du permafrost et par le développement de sols incipients.

Dans les profils de l'Ascherslebener See, D. MANIA et H. STECHEMESSER (1970) enregistrent également un léger réchauffement du climat au sein du Cycle V, soit juste avant l'extension maximum des mollusques de steppe. Cet épisode a été daté Fr-23 = 25.000 ± 750 B.P. sur bois (**).

Suivant H. LAVILLE (1969), une légère amélioration climatique suit également le dépôt des volumineux éboulis thermoclastiques dans les abris-sous-roche du Sud-

(*) Rappelons ici que le terme « Interstade de Paudorf » a été mondialement utilisé auparavant pour dénommer le réchauffement du climat contemporain de la pédogénèse du Sol de Stillfried B. Suivant J. FINK (1969) cette dénomination doit être abandonnée en raison de la présence d'une faune malacologique à caractère interglaciaire dans le limon sous-jacent au Sol de Paudorf dans la localité type (cfr. V. LOZEK, in J. DEMEK et al., 1969).

(**) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1967, p. 114.

(***) W. BURKHARDT et H. STECHEMESSER et D. MANIA, 1970, p. 43.

Ouest de la France, où elle est contemporaine du Périgordien Vc à burins de Noailles. Cette amélioration a été identifiée par la palynologie à l'Abri du Facteur à Tursac, et dénommée **Interstade de Tursac** par Ar. LEROI-GOURHAN (1968a); la datation $G_{sy-69} = 23.180 \pm 1.500$ B.P. (*) a été obtenue pour la partie supérieure de cet interstade. Nous serions plutôt tentés de situer l'Interstade de Tursac vers 25.000 B.P., estimation comparable à la datation Fr-23 obtenue à l'Ascherslebener See.

Les *fluctuations froides* IVh, IVj, IVl et IVn, et les *fluctuations rigoureuses* IVi, IVk, IVm et IVo s'accompagnent de conditions steppiques extrêmes et d'une sédimentation éolienne continue; elles sont sans doute contemporaines du dépôt de l'Old Cover Sand II aux Pays-Bas, qui repose au sommet des Beuningen Gravel Beds par l'intermédiaire d'un pavement désertique (cfr. T. VAN DER HAMMEN et al., 1967).

En Belgique ces fluctuations sont synchrones du dépôt du limon brabantien (F. GULLENTOPS, 1954) dénommé Loess Récent III par R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN (1957). A Kesselt nous avons relevé la présence de trois réseaux de fines fentes de gel au sein du limon brabantien qui surmonte le limon gris brun calcaire; comme à Harmignies les fentes partent chaque fois de la base d'une couche légèrement réduite et montrent des dimensions croissantes vers le haut. Il s'agirait là des témoignages matériels des fluctuations rigoureuses IVk, IVm et IVo reconnues à Harmignies.

A l'Ascherslebener See un épisode froid et sec suit également l'Interstadial du Cycle V; il est caractérisé par une prédominance complète des mollusques de steppe.

En Dordogne des conditions climatiques froides et très sèches suivent l'Interstade de Tursac; les industries du Périgordien VI, du Proto-Magdalénien et de l'Aurignacien V sont incluses dans d'importants éboulis thermoclastiques (H. LAVILLE 1969). La chronologie de ces industries est connue par un grand nombre de datations, dont les plus cohérentes sont comprises entre 23.000 B.P. (Périgordien VI, couche n° 3 de l'Abri Pataud) et 20.800 B.P. (**) (Proto-Magdalénien, couche n° 2 de l'Abri Pataud).

La dernière *fluctuation froide* (IVp) de la phase IV se caractérise par le dépôt de limon nivéo-éolien; elle est sans doute contemporaine du Solutréen inférieur, qui en Dordogne est associé à des conditions climatiques froides et humides (H. LAVILLE 1969). Plusieurs datations ont été obtenues pour le Solutréen inférieur, dont les extrêmes sont 20.890 ± 300 B.P. (GrN-1888, base du Solutréen inférieur de Laugerie-haute Est, couche n° 31 de F. BORDES, 1958) et 20.160 ± 100 B.P. (***) (GrN-4469, sommet du Solutréen inférieur de Laugerie-Haute Ouest, couche n° 12a de H. LAVILLE, 1964). On peut donc attribuer une durée approximative de 500 ans à la fluctuation froide IVp, et situer la fin de la phase IV aux environs de 20.500 B.P.

Phase V

Le début de la phase V voit se succéder deux *fluctuations tempérées froides* (Va et Vd) séparées par un bref refroidissement du climat (*fluctuation froide médium* Vb et *fluctuation froide* Vc); elles accompagnent une interruption de la sédimentation éolienne et l'implantation d'une steppe boisée.

(*) J. COURSAGET et J. LE RUN, 1966, p. 131.

(**) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1967, p. 113 et 114.

(***) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1963, p. 167 et 1967, p. 116.

Dans le Sud-Ouest de la France un net réchauffement du climat est associé aux industries du Solutréen moyen et supérieur, réchauffement qui se marque dans les dépôts de grotte par une diminution des éboulis thermoclastiques et par une plus grande importance de l'altération chimique (F. BORDES, 1958; H. LAVILLE, 1964; P. SMITH, 1966). Cet épisode tempéré a été dénommé **Interstade de Laugerie** par J. DE HEINZELIN (1961), terme repris ultérieurement par Ar. LEROI-GOURHAN (1968b) et H. DE LUMLEY (1969); il se situerait approximativement entre 20.500 et 19.500 B.P. (cfr. J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1967, p. 116; 1972, p. 57) et a été enregistré par la palynologie à l'Abri Fritsch et à l'Abri du Facteur à Tursac (Ar. LEROI-GOURHAN, 1967 et 1968a). Le bref refroidissement qui sépare les fluctuations Va et Vd a également été décelé en Dordogne, en particulier à Laugerie-Haute Ouest (H. LAVILLE, 1964) où il se traduit par une augmentation des éboulis dans les couches n° 9 et 10 (sommet du Solutréen moyen).

Dans les régions nordiques, la stratigraphie des dépôts contemporains de l'Interstade de Laugerie n'est pas encore bien élucidée, excepté peut-être à l'Ascherslebener See où D. MANIA et H. STECHEMESSER (1967, 1970) reconnaissent une légère amélioration climatique au sein du Cycle IV, amélioration à peine marquée dans la composition de la faunule d'ostracodes et que ces auteurs situent également vers 20.000 B.P.

Les *fluctuations Ve, Vf, Vg et Vh* traduisent un net refroidissement du climat, lequel atteint un maximum lors de la fluctuation rigoureuse Vh; ces fluctuations seraient contemporaines du Magdalénien inférieur qui en Dordogne s'accompagne aussi d'une dégradation du climat (cfr. diagramme pollinique de l'Abri Fritsch, niveau n° 7 de Ar. LEROI-GOURHAN, 1967).

La *fluctuation tempérée froide Vi* termine la première partie de la phase V et s'accompagne d'une réimplantation de la steppe boisée.

Dans le Sud-Ouest de la France le Magdalénien I et II est également associé à un climat doux et humide (H. LAVILLE, 1964, 1969); c'est l'**Interstade de Lascaux** enregistré par la palynologie à l'Abri Fritsch (niveau n° 4 à 6 de Ar. LEROI-GOURHAN, 1967) et dont l'âge serait voisin des peintures pariétales de la Grotte de Lascaux datées GrN-1632 = 17.190 ± 140 B.P. (*).

Dans le Nordharzvorland c'est probablement le Mùcheln Interval 1 que D. MANIA et H. STECHEMESSER situent vers 17.000 B.P., au début du « Spätweichselglazial ». Signalons également la datation GrN-2327 = 17.000 ± 145 B.P. (**) de Padul qui d'après J. MENENDES AMOR et F. FLORSCHUTZ (1962) correspondrait à un important réchauffement du climat équivalent de l'Interstade de Lascaux (cfr. Ar. LEROI-GOURHAN, 1965).

En conséquence, la fluctuation tempérée froide Vi peut être rapportée à l'Interstade de Lascaux, lequel se situerait entre 17.500 et 16.500 B.P.; on peut ainsi attribuer une durée de près de 2.000 ans aux fluctuations Ve, Vf, Vg et Vh qui jusqu'à présent n'avaient jamais été reconnues en détail.

Au cours de la *fluctuation rigoureuse Vj*, qui débute la seconde partie de la phase V, un permafrost continu pénétré par un réseau de coins de glace se développe sur le versant Nord de la vallée; cet épisode rigoureux correspond sans doute à l'extension maximum des moraines de Poméranie dans le Nord de l'Allemagne, extension associée au Hamburgien I pour lequel la datation W-17 = 15.700 ± 800 B.P. a été obtenue à Meiendorf (cfr. R. SCHÜTRUMPF, 1955).

(*) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1963, p. 168.

(**) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1972, p. 30.

En Dordogne ce serait l'épisode froid contemporain du Magdalénien III, qui se marque par de volumineux éboulis thermoclastiques (cfr. H. LAVILLE, 1969). C'est également l'époque des fresques d'Altamira en Espagne, datées M-829 = 15.500 ± 700 B.P. (*) (Altamira, dépôt Magdalénien III) et M-830 = 15.300 ± 700 B.P. (Cueva del Juyo, dépôt Magdalénien III).

La *fluctuation froide médium* *Vk* qui précède les premiers apports de sables éoliens, serait contemporaine de l'**Interstade de Poggenwisch**; cet interstade est légèrement postérieur à l'occupation du site de Poggenwisch (Nord de l'Allemagne) par une population de chasseurs de renne du Hamburgien II, occupation datée W-93 = 15.150 ± 350 B.P. (R. SCHÜTRUMPF, 1955). L'Interstade de Poggenwisch est sans doute équivalent au Mùcheln Interval 2 reconnu dans le Nordharzvorland par D. MANIA et H. STECHEMESSER (1970), que ces auteurs situent avant l'Interstade de Bølling.

Une légère amélioration climatique se retrouve également dans le Sud-Ouest de la France au moment de l'occupation du Magdalénien IV (cfr. H. LAVILLE, 1969; H. DE LUMLEY, 1969); ce serait l'**Oscillation du Pré-Bølling** identifiée par AR. LEROI-GOURHAN (1965) à l'Abri du Lagopède (Arcy-sur-Cure).

Au cours de la *fluctuation froide* *Vl*, une première génération de sables éoliens se met en place sur le versant nord de la vallée de la Haine.

Dans le Nord de l'Allemagne le refroidissement du climat qui suit l'Interstade de Poggenwisch est également associé à des apports de sables éoliens (cfr. A. DÜCKER, 1967) et correspond à la Zone palynologique Ia de J. IVERSEN, dénommée **Plus Ancien Dryas** (A. MUNAUT, 1967).

En Belgique, des dépôts contemporains de la Zone Ia ont été reconnus par J. DE PLOEY (1961) en Campine; ce sont des tourbes et des sables dunaires antérieurs à 12.160 ± 415 B.P. (Lv-75N, Beerse III) (**), que cet auteur situe à la base de la Formation de Beerse.

La *fluctuation froide* *Vm* caractérisée par la mise en place d'une nappe de cailloux gélivés et concentrés par déflation, a été rapportée au **Dryas Ancien** (Zone Ib de J. IVERSEN). L'**Interstade de Bølling** ne serait donc pas individualisé dans les profils de Maisières-Canal; les témoignages matériels de cet interstade ont probablement été emportés lors de la déflation de la partie supérieure des sables de couverture.

Une interruption de la sédimentation éolienne au cours du Dryas Ancien a également été mentionnée en Campine par J. DE PLOEY (1961); toutefois il n'est pas exclu qu'il s'agisse de phénomènes locaux, car c'est au Dryas Ancien que se seraient déposés les Jounger Coversands I aux Pays-Bas (T. VAN DER HAMMEN, 1951, 1957) et les Late Coversands I dans la Vallée Flamande (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967; G. VERBRUGGEN, 1971).

Le sol humifère légèrement podzolisé associé à la *fluctuation tempérée froide* *Vn*, présente plusieurs analogies avec le **Sol d'Usselo** décrit par T. VAN DER HAMMEN aux Pays-Bas. Ce sol daté 10.880 ± 160 B.P. (***) est contemporain de la partie supérieure de l'**Interstade d'Allerød** (Zone II de J. IVERSEN) que les auteurs hollandais situent entre 11.000 et 11.800 B.P. (T. VAN DER HAMMEN et al., 1967). Ce serait également le **Sol de Beerse** décrit par J. DE PLOEY (1961) en Campine et daté sur tourbe Lv-73 = 10.920 ± 540 B.P. (**).

(*) H. CRANE et J. GRIFFIN, 1960, p. 46.

(**) J. DOSSIN, J. DEUMER et P. CAPRON, 1962, p. 97.

(***) T. VAN DER HAMMEN, 1957, p. 256.

La *fluctuation froide Vo* termine le dernier glaciaire et s'accompagne du dépôt d'une seconde génération de sables de couverture apportée par des vents du secteur W.S.W.

Aux Pays-Bas les *Jounger Coversands II* se mettent en place au **Dryas Récent** (Zone III de J. IVERSEN), également sous l'action de vents dominants du secteur W.S.W. (G. C. MAARLEVELD, 1960); ils sont probablement équivalents aux *Late Coversands II* de la Vallée Flamande (R. PAEPE et R. VANHOORNE, 1967).

C. POSTGLACIAIRE

Dans le bassin de la Haine la sédimentation éolienne s'interrompt probablement au début du **Préboréal** (Zone IV de J. IVERSEN, entre 10.000 et 8.700 B.P.); l'incision du réseau hydrographique dans les sables de couverture était déjà réalisée à la fin du Préboréal, car un échantillon provenant de la base de la tourbe a fourni la datation Lv-204 = 9.050 ± 240 B.P. (*).

Le réchauffement du climat amorcé au Préboréal s'est poursuivi au **Boréal** (Zones V et VI, entre 8.700 et 7.400 B.P.) et a atteint un maximum au cours de l'**Atlantique** (Zone VII, entre 7.400 et 4.250 B.P.) avec le développement de la « Chênaie mixte » et la formation des sols illuviés. La croissance des tourbières dans la vallée de la Haine et dans les dépressions adjacentes s'est poursuivie au cours du Boréal et de l'Atlantique; un échantillon provenant du sommet de la tourbe a fourni la datation Lv-206 = 4.720 ± 120 B.P. (*). Le début de l'occupation néolithique du site de Spiennes s'inscrit dans la seconde moitié de l'Atlantique (S. DE LAET, 1972); on en possède plusieurs datations dont les extrêmes sont GrN-4674 = 5.420 ± 75 B.P. (**) et Lv-65 = 5.220 ± 170 B.P. (**).

A partir du **Subboréal** (Zone VIII, entre 4.250 et 2.550 B.P.), mais surtout au **Subatlantique** (Zone IX, à partir de 2.550 B.P., c'est-à-dire 600 B.C.) la couverture forestière disparaît en raison de l'activité humaine; parallèlement la mise en culture provoque la dégradation et l'érosion des sols, tandis que des alluvions et des colluvions recouvrent la tourbe dans la vallée de la Haine. Puis, à partir du **Haut Moyen Âge** les dépressions bordant la plaine alluviale sont rehaussées par des sols de plaggen.

D. CONCLUSIONS

La discussion des relations entre la séquence paléoclimatique régionale et la chronologie paléoclimatique européenne nous a conduit à mettre les trois glaciaires et les deux interglaciaires reconnus dans le bassin de la Haine, respectivement en parallèle avec les glaciaires de l'Elster, de la Saale et du Weichsel, et avec les interglaciaires Holstein et Eem. Parmi les trois glaciaires, le Weichsel est le mieux représenté et comprend à lui seul 86 % des unités lithostratigraphiques décrites.

La succession des événements climatiques du Weichsel, reconstituée dans le bassin de la Haine, est particulièrement complexe; il a été possible d'y reconnaître la quasi totalité des stades et interstades identifiés jusqu'à présent en Europe, à l'exception toutefois des interstades d'Hengelo et de Bølling auxquels correspondraient des hiatus dans la séquence.

Compte tenu des relations proposées ci-dessus, l'examen de la séquence régionale

(*) E. GILOT et coll., 1969.

(**) J. C. VOGEL et H. WATERBOLK, 1967, p. 132.

(***) J. DEUMER, E. GILOT et P. CAPRON, 1964, p. 165.

nous a conduit à reconnaître cinq subdivisions majeures pour le dernier glaciaire, lesquelles correspondent respectivement aux cinq phases climatiques régionales identifiées précédemment.

— a) **Début Glaciaire**, *de la fin de l'Eemien à ± 59.000 B.P.*

Le Début Glaciaire est caractérisé par la prédominance des processus d'érosion et comprend les interstades d'Amersfoort et de Brørup; le ruissellement est actif au cours des épisodes froids, tandis que des sols illuviés se développent au cours des épisodes tempérés.

C'est l'Éoglaciale de Y. GUILLIEN (1963, 1968), l'Éowurm de B. BASTIN (1971), l'Early Glacial des auteurs hollandais (T. VAN DER HAMMEN et al., 1967) et le Début Weichsélien de R. PÆPPE et de W. H. ZAGWIJN (1972). Une restriction s'impose ici en ce qui concerne la limite supérieure du Début Glaciaire que nous avons fixée à la fin de l'Interstade de Brørup, alors que B. BASTIN et W.H. ZAGWIJN situent la limite supérieure de l'Eowurm et du Début Weichsélien à la fin de l'Interstade d'Odderade.

— b) **Pléniglaciaire A**, *de ± 59.000 à ± 46.000 B.P.*

Le Pléniglaciaire A est caractérisé par des conditions climatiques continentales et froides, qu'accompagne une sédimentation éolienne importante.

Il correspond au Lower Pleniglacial des auteurs hollandais et au Pléniglaciaire inférieur de R. PÆPPE et de W. H. ZAGWIJN (1972), restriction faite de sa limite inférieure. En effet, l'Interstade d'Odderade est séparé de l'Interstade de Brørup par une vigoureuse reprise de l'érosion et par le dépôt d'une couche continue de limon éolien autochtone; il se marque dans les profils par un sol steppique à caractère froid, sol recouvert en concordance par les premiers apports de limon allochtone. L'Interstade d'Odderade appartient donc incontestablement à la partie inférieure du Pléniglaciaire A.

— c) **Interpléniglaciaire**, *de ± 46.000 B.P. à 32.500 B.P.*

L'Interpléniglaciaire se distingue du Pléniglaciaire A par une plus grande instabilité du climat et par des conditions plus favorables au développement de la végétation. Un léger réchauffement du climat se marque dès le début de l'Interpléniglaciaire avec l'Interstade de Moershoofd; l'amélioration se maintient sans doute pendant l'Interstade d'Hengelo (non enregistré dans la séquence régionale) et atteint un maximum lors de l'Interstade de Stillfried B. Cet interstade se traduit par la formation de sols décalcifiés (sol brun lessivé à Harmignies, Sol de Kesselt, Sol de Stillfried B.) et constitue la coupure majeure du dernier glaciaire; nous avons montré qu'il était antérieur à 32.500 B.P., donc distinct de l'Interstade de Denekamp lequel appartient déjà au Pléniglaciaire B.

L'Interpléniglaciaire est en partie équivalent à l'Interpleniglacial des auteurs hollandais et au Pléniglaciaire moyen de R. PÆPPE et W. H. ZAGWIJN; il s'en distingue toutefois par sa limite supérieure que ces auteurs situent vers 29.000 B.P., à la fin de l'Interstade de Denekamp.

— d) **Pléniglaciaire B**, *de 32.500 à 20.500 B.P.*

La première partie du Pléniglaciaire B se caractérise par une humidité générale des sols et une sédimentation éolienne discontinue; elle débute par un important épisode d'érosion, puis après une fluctuation rigoureuse se succèdent deux fluctuations froides médium séparées par un bref refroidissement du climat.

Nous avons montré que la première fluctuation froide médium comprise entre 31.000 et \pm 29.000 B.P., était équivalente à l'Interstade de Denekamp ainsi qu'à l'Interstade d'Arcy. La seconde fluctuation froide médium, comprise entre 28.000 et \pm 26.500 B.P. est contemporaine de l'occupation du site de Maisières-Canal par une population du Périgordien Va; on peut la mettre en parallèle avec la seconde oscillation climatique enregistrée à Arcy-sur-Cure (« Interstade de Paudorf »).

La fluctuation froide Vg fait suite à un important épisode rigoureux et a été rapportée à l'Interstade Tursac situé vers 25.000 B.P.; elle termine la première partie du Pléniglaciaire B.

La seconde partie du Pléniglaciaire B comprend une succession de fluctuations froides et rigoureuses associées à des conditions steppiques extrêmes; elle s'accompagne d'une sédimentation éolienne continue.

Dans son ensemble le Pléniglaciaire B correspond à l'Upper Pleniglacial des auteurs hollandais et au Pléniglacial Supérieur de R. PÄEPE et de W. H. ZAGWIJN, restriction faite de sa limite inférieure.

— d) **Tardiglaciaire**, de 20.500 B.P. à 10.000 B.P.

Le Tardiglaciaire comprend les interstades de Laugerie, de Lascaux, de Poggenwisch, de Bølling (non enregistré dans la séquence régionale) et d'Allerød; il traduit incontestablement un réchauffement du climat par rapport au Pléniglaciaire B, réchauffement interrompu à plusieurs reprises lors des fluctuations froides et rigoureuses.

La base du Tardiglaciaire a été fixée vers 20.500 B.P. en nous référant à la définition que donne T. VAN DER HAMMEN (1951) de la limite Pleniglacial-Late Glacial, limite que cet auteur place au début de la première réimmigration de la toundra boisée après les grands froids du Pleniglacial.

Signalons également que le Tardiglaciaire défini ici est équivalent à l'Épi-Pléistocène de R. TAVERNIER et de J. DE HEINZELIN (1957), que ces auteurs situaient entre le début de l'Interstade de Laugerie et la fin du Dryas Récent.

V. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le principal objectif que nous nous étions fixés consistait à établir une séquence paléoclimatique régionale du Pléistocène Supérieur et d'en déterminer les limites d'appréciation; cet objectif a été atteint dans la mesure où pour le dernier glaciaire seulement, nous avons reconnu 53 fluctuations climatiques dont certaines d'une durée voisine de 500 ans.

Le second objectif consistait à tester le degré de fiabilité de la zonation paléoclimatique introduite; dans ce sens, nous avons pu montrer que ce degré était surtout dépendant de la fiabilité des corrélations entre les différents profils locaux, donc fonction de la précision apportée à la lecture lithostratigraphique.

REMERCIEMENTS

Nous désirons exprimer ici nos remerciements à tous ceux qui nous ont aidés à mener à bien ce travail et en particulier : le professeur J. DE HEINZELIN qui dirigea nos recherches et nous prodigua son enseignement, ses conseils et ses encouragements; les professeurs R. TAVERNIER, F. TWIESELMANN, J. AMERYCKX, R. PÄEPE

et R. SOUCHEZ qui nous ont fait profiter de leur expérience et nous ont donné de précieux conseils.

Notre gratitude s'adresse également à Mademoiselle B. VAN VLIET et à Messieurs B. BASTIN, A. DE CONINCK et A. GAUTIER qui ont largement contribué, chacun dans sa spécialité, à l'élaboration de ce travail.

Enfin, nous sommes reconnaissants à Monsieur J. VAN KEYMEULEN, Directeur de l'I.R.S.I.A. qui a eu l'obligeance de nous accorder trois mandats de recherche grâce auxquels nous avons pu nous consacrer entièrement à notre étude.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN, S. T., 1961. — Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial) .*Danm. Geol. Unders.*, **75** (II Raekke).
- AVERDIECK, F. R., 1967. — Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. *Fundamenta*, **2** (Reihe B), p. 101-125.
- BASTIN, B., 1969. — Premiers résultats de l'analyse pollinique des loess en Belgique. *Bull. AFEQ*, **18**, p. 3-11.
- BASTIN, B., 1970. — Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. *Thèse de doctorat, Fac. Scienc. Agronom. Louvain*.
- BASTIN, B., 1971. — Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. *Acta Geographica Lovaniensia*, **9**.
- BERG, T. E. et BLACK, R. F., 1967. — Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. *Antarctic Research Series*, **8**, p. 61-108. Tedrow J. C. F. editor, Publication n° 1418, Am. Geoph. Un.
- BORDES, F., 1958. — Nouvelles fouilles à Laugerie-Haute Est. Premiers résultats. *L'Anthropologie*, **62** (3-4), p. 205-244.
- BORDES, F. et FITTE, P., 1953. — L'Atelier Comment. *L'Anthropologie*, **57**, p. 2-45.
- BOURDIER, F., 1969. — Étude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bull. d'Inform. des Géol. du Bassin de Paris*, **21**, p. 169-220.
- BURKHARDT, W., STECHEMESSER, H. et MANIA, D., 1970. — Freidberg Radiocarbon Measurements I. *Radiocarbon*, **12**, p. 40-45.
- CODE OF STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, in KRUMBEIN, W. C. et SLOSS, L. L., 1963. — Stratigraphy and Sedimentation, *Freeman, San Francisco, U.S.A.*, p. 621-636.
- COMMENT, V., 1914. — Les hommes contemporains du renne dans la vallée de la Somme. *Mém. Soc. Antiq. de Picardie, quatrième série*, **7**.
- COURSAGET, J. et LE RUN, J., 1966. — Gif-sur-Yvette Natural Radiocarbon Measurements I. *Radiocarbon*, **8**, p. 128-144.
- CRANE, H. et GRIFFIN, J., 1960. — University of Michigan Radiocarbon Dates V. *Radiocarbon*, **2**, p. 31-48.
- DE HEINZELIN, J., 1959. — Stratigraphie de la Carrière Hélin sur la base des résultats de la campagne de fouilles de 1958. *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. de Belgique*, **25** (14), p. 1-27.
- DE HEINZELIN, J., 1961. — More on Upper Palaeolithic Archaeology. *Comments. Current Anthropology*, **2**, p. 434-436.
- DE HEINZELIN, J., 1971. — Le gisement périgordien de Maisières-Canal, 1966. *Bull. Soc. Roy. Belge Anthropol. Préhist.*, **82**, p. 63-76.
- DE HEINZELIN, J., 1973. — L'industrie du site paléolithique de Maisières-Canal. *Mém. Inst. Roy. Sc. Nat. de Belgique*, **171**.
- DE LAET, S., 1972. — Das ältere und mittlere Neolithikum in Belgien (von etwa 4.300 bis etwa 2.000 vdz). *Fundamenta*, **3** (Reihe A), p. 185-230.

- DE LUMLEY, H., 1969. — Les civilisations préhistoriques en France. Corrélations avec la chronologie quaternaire. *Études françaises sur le Quaternaire, Suppl. Bull. AFEQ, 8^e congrès INQUA, Paris*, p. 151-169.
- DEMEK, J., KULKA, J. et Coll., 1969. — Periglacialzone, Löss und Paläolithikum des Tschechoslowakei. *Brno*.
- DE PLOEY, J., 1961. — Morfologie en kwartair-stratigrafie van de Antwerpse Noorderkempen. *Acta Geographica Lovaniensia*, **1**.
- DERRUAU, M., 1967. — Précis de Géomorphologie. *Masson, Paris*.
- DEUMER, J. M., GILOT, E. et CAPRON, P., 1964. — Louvain Natural Radiocarbon Measurements II. *Radiocarbon*, **6**, p. 160-166.
- DOSSIN, J., DEUMER, J. et CAPRON, P., 1962. — Louvain Natural Radiocarbon Measurements I. *Radiocarbon*, **4**, p. 95-99.
- DÜCKER, A., 1967. — Interstadiale Bodenbildung als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. *Fundamenta*, **2** (Reihe B), p. 30-73.
- DUDAL, R., 1955. — Bijdrage tot de kennis van gronden op loess-leem in Midden België. *Bodemkaart van België*.
- FINK, J., 1962. — Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Osterreich, II. Wetzleinsdorf und Stillfried. *Archeologia Austriaca*, **31**, p. 1-18.
- FINK, J., 1964. — Die Gliederung der Würmeiszeit in Osterreich. *Rep. VIth. Int. Congr. on Quatern.*, Warsaw, 1961, vol. IV, p. 451-462.
- FINK, J., 1969. — Le Loess en Autriche — *La stratigraphie des loess d'Europe. Suppl. Bull. AFEQ, 8^e Congrès INQUA, Paris*, p. 17-21.
- GILOT, E., MUNAUT, A., COUTEAUX, M., HEIM, I., CAPRON, P. et MULLENDERS, W., 1969. — Évolution de la végétation et datations C14 en Belgique. *Univ. Cath. Louvain, labo. datations C14 et Palynologie; Centre Belge d'Histoire Rurale*, **15**.
- GUILLIEN, Y., 1963. — De l'Eemien à l'Holocène : Eoglaciale, Mésoglaciale, Néoglaciale. *Ann. de Géographie*, **393**, p. 605-613.
- GUILLIEN, Y., 1968. — Chronostratigraphie de l'Europe würmienne. *Bull. AFEQ*, **16**, p. 155-174.
- GULLENTOPS, F., 1954. — Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. de l'Univ. de Louvain*, **18**, p. 125-252.
- GULLENTOPS, F. et BASTIN, B., 1967. — Guide Book of the excursion in the INQUA Subcommission for Loess Stratigraphy in N.E. Belgium.
- HAESAERTS, P., 1973. — Contribution à la stratigraphie des dépôts du Pléistocène Supérieur du bassin de la Haine. *Thèse de doctorat, Vrije Universiteit te Brussel*.
- HAESAERTS, P. et VAN VLIET, B., 1973. — Évolution d'un permafrost fossile dans les limons du Dernier Glaciaire à Harmignies (Belgique). *Bull. AFEQ*, **35**, p. 151-164.
- HOWELL, F. C., 1966. — Observations on the earlier phase of European Lower Palaeolithic. *Recent studies in palaeoanthropology*, **68**.
- JAHN, A., 1970. — Zagadnienia strefy peryglacialnej. *Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa*.
- KLIMA, B., 1963. — Dolni Vestonice. *Monumenta Archaeologia, Naklad. Ceskoslov., Akad. Ved. Praha*.
- KLIMA, B., KUKLA, J., LOZEK, V. et DE VRIES, H., 1961. — Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vestonice. *Anthropozoikum*, **II**, p. 93-145.
- LAVILLE, H., 1964. — Recherches sédimentologiques sur la paléoclimatologie du Würmien récent en Périgord. *L'Anthropologie*, **68** (1-2), p. 18-48 et **68** (3-4), p. 219-252.
- LAVILLE, H., 1969. — Le remplissage des grottes et abris du Sud-Ouest de la France. *Études françaises sur le Quaternaire, Suppl. Bull. de l'AFEQ, 8^e Congrès INQUA, Paris*, p. 77-83.

- LEROI-GOURHAN, Ar., 1965. — Chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). *Gallia-Préhistoire*, **7**, p. 1-64.
- LEROI-GOURHAN, Ar., 1967. — Analyse pollinique des niveaux paléolithiques à l'Abri Fritsch. *Revue Palaeobot. and Palyn.*, **4**, p. 81-86.
- LEROI-GOURHAN, Ar., 1968a. — L'Abri du Facteur à Tursac (Dordogne). Analyse pollinique. *Gallia-Préhistoire*, **11** (1), p. 123-132.
- LEROI-GOURHAN, Ar., 1968b. — Dénominations des oscillations würmiennes. *Bull. AFEQ*, **17**, p. 281-288.
- MAARLEVELD, G. C., 1960. — Wind directions and cover sands in the Netherlands. *Biul. Perygl.*, **8**, p. 49-57.
- MANIA, D. et STECHEMESSER, H., 1967. — Eine weichselspätglaziale Molluskensukzession dem mitteleuropäischen Periglazialgebiet südlich der Elbe und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte. *Petermans Geographische Mitteilungen*, **113**, p. 1-15.
- MANIA, D. et STECHEMESSER, H., 1970. — Jungpleistozäne Klimazyklen in Harzvorland. *Periglazial-Löb-Paläolithikum in Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik*, p. 39-55.
- MANIL, G., 1952. — Quelques considérations générales sur la stratigraphie quaternaire et la pédogénèse à propos de la description de trois coupes de Loess (Hesbaye gembloutoise). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **75**, p. 153-157.
- MENENDEZ AMOR, J. et FLORSCHUTZ, F., 1962. — Un aspect de la végétation en Espagne méridionale pendant la dernière glaciation et l'Holocène. *Geol. en Mijnb.*, **41** (3), p. 131-139.
- MOVIUS, H. L., 1971. — Radiocarbon dating of the Upper Palaeolithic sequence at the Abri Pataud, Les Eyzies (Dordogne). *Origine de l'homme moderne. Écologie et conservation. Actes du colloque de Paris*, **3**, UNESCO, p. 253-260.
- MUNAUT, A., 1967. — Recherches paléo-écologiques en Basse et Moyenne Belgique. *Acta Geographica Lovaniensia*, **6**.
- PAEPE, R., 1965. — On the presence of *Tapes senescens* in some borings of the Coastal-plain and the Flemish Valley of Belgium. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **74** (2), p. 3-5.
- PAEPE, R., 1966. — Comparative stratigraphy of Würm loess deposits in Belgium and Austria. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **75** (2), p. 203-216.
- PAEPE, R. et SOMMÉ, J., 1970. — Les loess et la stratigraphie du Pléistocène dans le Nord de la France et en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **90** (4), p. 191-201.
- PAEPE, R. et VANHOORNE, R., 1967. — The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. Belg.*, **8**.
- PAEPE, R. et ZAGWIJN, W. H., 1972. — Possibilités de corrélation des dépôts weichséliens de la Belgique et des Pays-Bas. *Bull. AFEQ*, **30**, p. 59-69.
- PEWE, T. L., 1962. — Ice Wedges in permafrost, Lower Yukon River area, near Galena, Alaska. *Biul. Perygl.*, **11**, p. 65-76.
- PEWE, T. L., 1965. — Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biul. Perygl.*, **15**, p. 65-73.
- SCHUTRUMPF, R., 1955. — Das Spätglazial. *Eiszeitler und Gegenwart*, **6**, p. 44-51.
- PRICE, L. W., 1972. — The Periglacial Environment, Permafrost and Man. *Commission on College Geography, Resource Paper n° 14, Ass. Am. Geogr.*
- SMITH, P., 1966. — Le Solutréen en France. *Publ. de l'Inst. de Préhist. de l'Univ. de Bordeaux*, Mém. n° 5.
- TAVERNIER, R., 1954. — Le Quaternaire. *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, p. 554-589.
- TAVERNIER, R. et DE HEINZELIN, J., 1957. — Chronologie du Pléistocène Supérieur, plus particulièrement en Belgique. *Geol. en Mijnb.*, **19** (7), p. 306-309.

- VAN DER HAMMEN, T., 1951. — Late-Glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherlands. *Leidse Geol. Meded.*, **17**, p. 71-185.
- VAN DER HAMMEN, T., 1957. — The stratigraphy of the Late-Glacial. *Geol. en Mijnb.*, **19**, p. 250-254.
- VAN DER HAMMEN, T., MAARLEVELD, G. C., VOGEL, G. C. et ZAGWIJN, W. H., 1967. — Stratigraphy, climatic succession and Radiocarbon dating of last glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnb.*, **46** (3), p. 79-95.
- VAN DER VLERK, I., 1957. — Conclusion. In : Pleistocene correlations between the Netherlands and adjacent areas; a symposium. *Geol. en Mijnb.*, **19**, p. 310-316.
- VERBRUGGEN, G., 1971. — Postglaciale landschapsgeschiedenis van Zandig Vlaanderen. Botanische, ecologische en morphologische aspecten op basis van palynologisch onderzoek. *Thèse de doctorat, Université de Gand*.
- VOGEL, J. C. et VAN DER HAMMEN, T., 1967. — The Denekamp and Paudorf interstadials. *Geologie en Mijnb.*, **46**, p. 188-194.
- VOGEL, J. C. et WATERBOLK, H., 1963. — Groningen Radiocarbon Dates IV. *Radiocarbon*, **5**, p. 163-202.
- VOGEL, J. C. et WATERBOLK, H., 1967. — Groningen Radiocarbon Dates VII. *Radiocarbon*, **9**, p. 107-155.
- VOGEL, J. C. et WATERBOLK, H., 1972. — Groningen Radiocarbon Dates X. *Radiocarbon*, **14** (1), p. 8-110.
- VOGEL, J. C. et ZAGWIJN, W. H., 1967. — Groningen Radiocarbon Dates VI. *Radiocarbon*, **9**, p. 63-106.
- WASHBURN, A. L., 1973. — Periglacial processes and environments. *London, Arnold*, 1973.
- ZAGWIJN, W. H., 1957. — Vegetation, climate and time-correlations in the Early Pleistocene of Europe. *Geol. en Mijnb.*, **19**, p. 233-244.
- ZAGWIJN, W. H., 1961. — Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. *Meded. van de Geol. Sticht.*, **14**, p. 15-45.
- ZAGWIJN, W. H. et PAEPE, R., 1968. — Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**, p. 129-146.

DISCUSSION

R. PAEPE : Comment expliquez-vous l'épaisseur des couches weichséliennes sur le revers de la Cuesta d'Harmignies; est-ce que vous la considérez en harmonie avec la morphologie de la région? En conséquence, ne serait-il pas possible qu'une partie des couches que vous attribuez au Weichsélien soit plutôt d'âge pléistocène moyen?

P. HAESAERTS : A Harmignies les couches attribuées au Weichsélien ont une épaisseur variant entre 4 et 9 mètres; ces épaisseurs nous semblent compatibles avec la puissance des dépôts limoneux weichséliens présents par exemple sur le Plateau de la Haute Senne, et cela compte tenu de la position particulière du site dans le paysage. En effet, nous estimons que l'orientation ouest-est de la Cuesta d'Harmignies a favorisé l'accumulation des limons apportés par des vents du secteur N.W.-N.E. au cours du dernier glaciaire.

D'autre part, dans le bassin de la Haine et dans les régions avoisinantes, nous avons relevé les indices d'un important épisode d'érosion qui, au début du dernier glaciaire, a emporté la majeure partie de la couverture limoneuse antérieure; ce qui en subsiste y est le plus souvent préservé dans des poches de dissolution.

Signalons également la présence dans ces régions, d'abondantes industries lithiques moustériennes à la base des limons récents; c'est notamment le cas à la Carrière d'Hardenpont et à la Carrière Hélin (sites localisés en bordure de la Cuve de Saint-Symphorien) ainsi qu'au Clypot (Neufvilles) et à Godarville (La Louvière).

En conséquence, nous estimons peu probable l'hypothèse d'un âge pléistocène moyen pour la moitié inférieure des unités d'Harmignies, rapportées par nous au Weichsel; ajoutons que la succession des événements paléoclimatiques et sédimentologiques que nous y avons reconnue présente de nombreuses analogies avec les successions obtenues pour le début du Weichsel en Belgique et en Europe.

E. JUVIGNÉ : Dans l'horizon H.F.A.2, je viens de déceler la présence de minéraux volcaniques connus notamment dans le sol de Warneton à Rocourt, Kesselt et Tongrinne. Ma découverte me permet de prendre position en faveur de la thèse de P. Haesaerts.

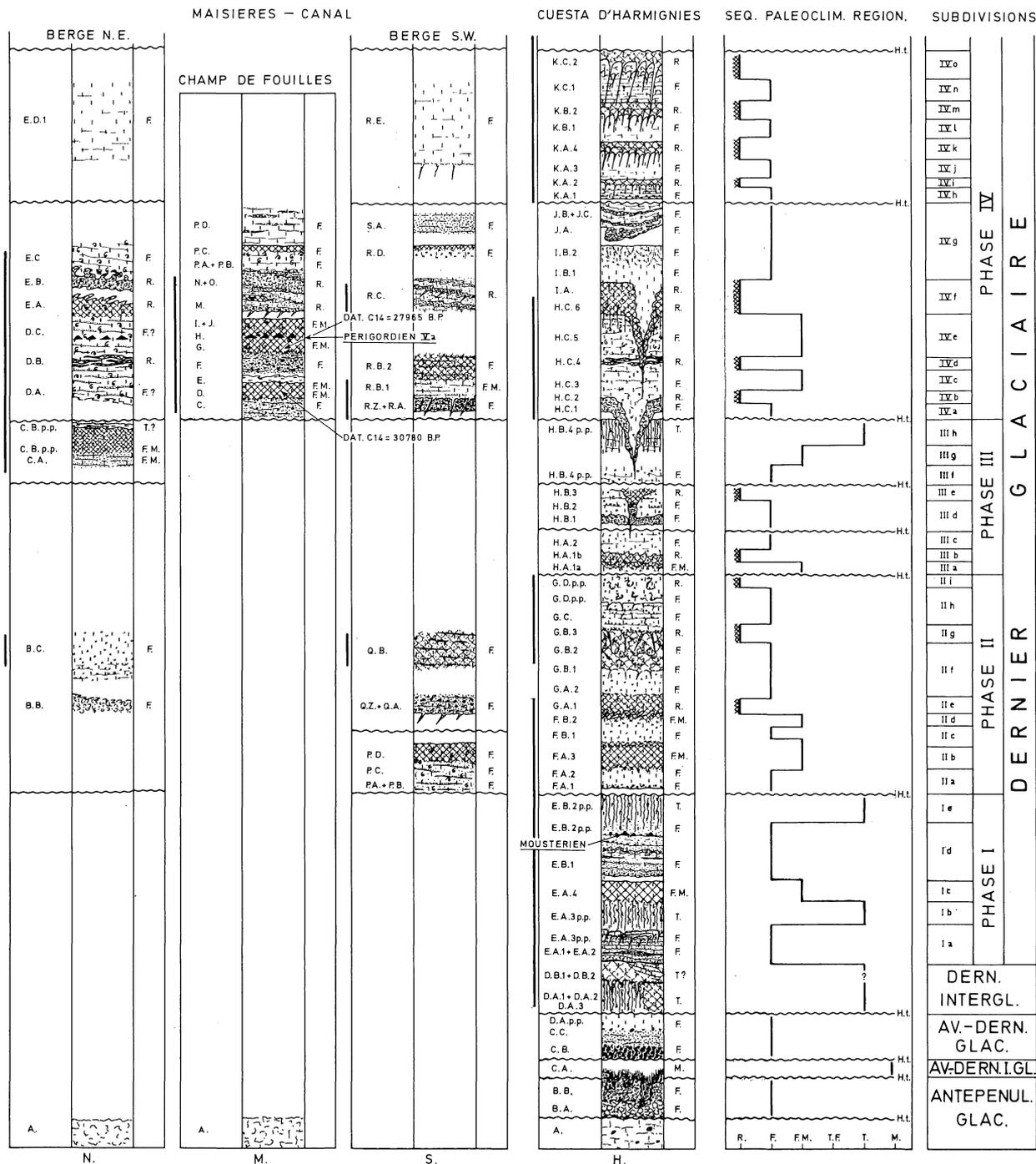
R. PAEPE : Nous sommes d'avis que la présence d'une seule couche de minéraux volcaniques, tels que l'enstatite, ne prouve pas qu'il s'agit ici du même horizon « volcanique » que celui identifié à Rocourt dans le niveau du Sol de Warneton.

P. HAESAERTS : La présence de minéraux volcaniques dans le limon H.F.A.2 à Harmignies ne constitue pas un fait isolé mais s'inscrit au sein d'un ensemble d'événements paléoclimatiques et sédimentologiques concordants; elle représente donc un argument supplémentaire en faveur de notre hypothèse.

SYMBOLES UTILISES

	Limon		Cailloutis
	Sable		Artefacts
	Argile		Sédiment réduit
	Tourbe		Sédiment humique
	Horizon anthropique		Horizon argilique
	Granules crayeux		Taches d oxydation
	Gravats crayeux		Coquilles de gastropodes

TABLEAU Ia
CORRELATIONS ENTRE LES SITES



LEGENDE: M. = CLIMAT MEDITERRANEEN
T. = CLIMAT TEMPERE
T.F. = CLIMAT TEMPERE FROID

F.M. = CLIMAT FROID MEDIUM
F. = CLIMAT FROID
R. = CLIMAT RIGOREUX

H.t. = HIATUS

| = PRELEVEMENTS PALYNOLOGIQUES
▨ = PRESENCE D'UN PERMAFROST ACTIF

TABLEAU I b
CORRELATIONS ENTRE LES SITES

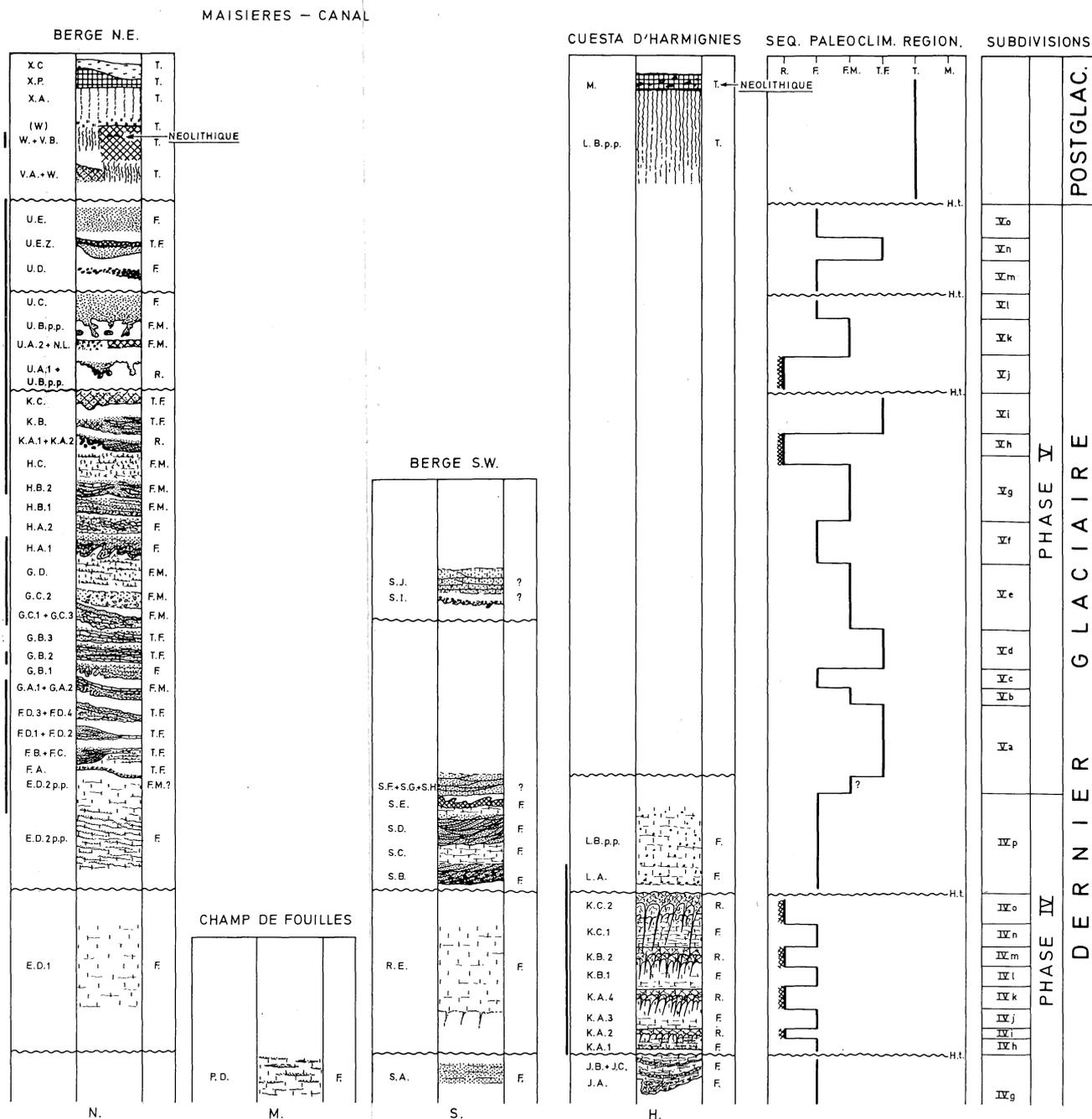


TABLEAU IIa
RELATIONS AVEC LA CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE EUROPEENNE

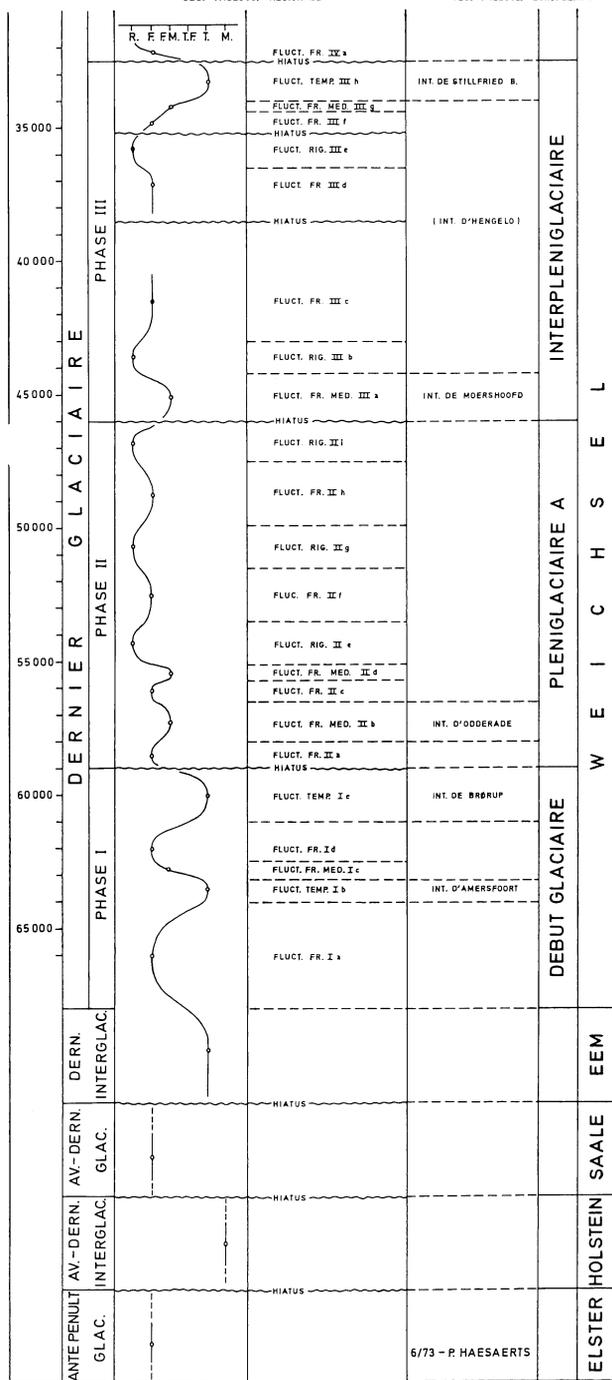


TABLEAU IIb
RELATIONS AVEC LA CHRONOLOGIE PALEOCLIMATIQUE EUROPEENNE
SEQ. PALEOCL. REGIONALE SEQ. PALEOCL. EUROPEENNE

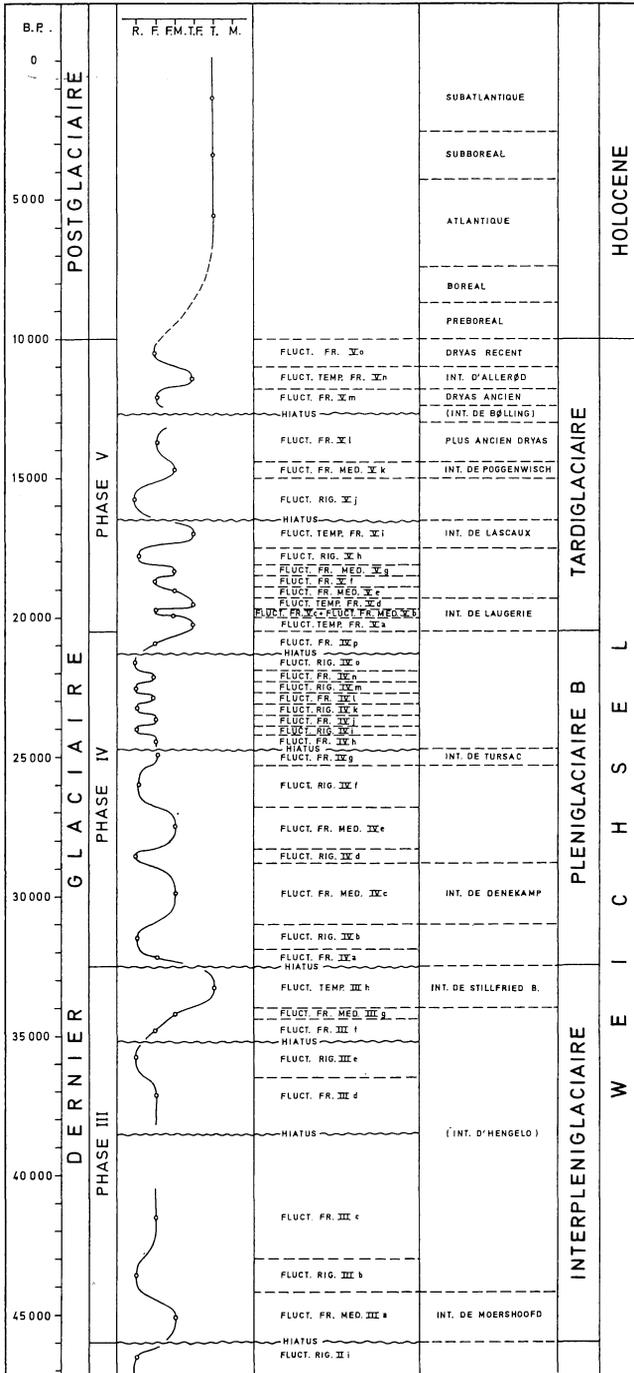


TABLEAU III

CHRONOLOGIE (B.P.)	DATATIONS C 14	CYCLES		EPISODES CLIMATIQUES	SUBDIVISIONS
		ASCHERSLEBENER SEE	GEISELTAL MÜCHELN		
		IX	5	INTERGLAZIAL	HOLOZÄN
10 000	FR-32 • FR-44 • FR-25 • FR-24 • H88/74 •	VIII	4	ALLERÖD - INTERSTADIAL	SPÄT - WEICHSEL - GLAZIAL
		VII	3	BÖLLING - INTERSTADIAL	
		VII	2	MÜCHELN INTERVALL 2	
		VI	1	MÜCHELN INTERVALL 1	HOCH - WEICHSEL - GLAZIAL
20 000		VI		INTERVALL	
	FR-23 •	V		INTERSTADIAL	
30 000	FR-22 •	IV		KALT PHASE } INTERSTADIAL	FRÜHWEICHSELGLAZIAL
		III		INTERSTADIAL	
40 000	FR-19 • > 40 000	II		INTERSTADIAL	
	FR-17 • > 40 000	Ib		INTERSTADIAL	
		Ia2		INTERSTADIAL	
		Ia1		SPÄT PHASE INTERGLAZIAL	

SEQUENCE PALEOCLIMATIQUE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR DANS LE HARZVORLAND (R.D.A.) d'après D. MANIA et H. STECHEMESSER, 1970

