

UNIVERSITE DE LIEGE

LABORATOIRE DE GEOMORPHOLOGIE ET
DE GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

ELEMENTS DE
GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

A. PISSART

1991

UNIVERSITE DE LIEGE

**LABORATOIRE DE GEOMORPHOLOGIE ET
DE GEOLOGIE DU QUATERNAIRE**

**ELEMENTS DE
GEOLOGIE DU QUATERNAIRE**

A. PISSART

1991

UNIVERSITE DE LIEGE.

1990

NOTES DE COURS DE GEOLOGIE DU QUATERNAIRE.

A. PISSART

Monsieur ETIENNE JUVIGNE, chercheur qualifié au FNRS, a eu l'obligeance de relire les présentes notes de cours et d'y proposer de nombreuses améliorations. Nous en avons souvent tenu compte et nous le prions de trouver ici l'expression de nos remerciements.

Table des matières	page.
1. Introduction.	2
2. L'aspect du globe à la fin du Tertiaire.	7
3. Les méthodes d'étude du Quaternaire.	8
4. Le nombre de périodes froides; la chronostratigraphie du Quaternaire.	35
5. Les glaciations quaternaires.	44
6. Les climats dans les régions non recouvertes par les glaciers.	51
7. Les fluctuations du niveau marin au Quaternaire.	54
8. Les déformations glacio-isostatiques.	63
9. Les phénomènes fluviatiles au Quaternaire.	68
10. Les phénomènes éoliens au Quaternaire.	76
11. La stratigraphie du Quaternaire en Belgique.	85
12. Les causes des glaciations.	95

1. INTRODUCTION.

En 1759, ARDUINO, géologue italien, crée la subdivision des temps géologiques en quatre termes: Primaire, Secondaire, Tertiaire et Quaternaire. Le Quaternaire désignait dans cette subdivision les terrains les plus récents, meubles, situés surtout dans les vallées.

En 1823, un géologue allemand, BUCKLAND, distinguait au sein du Quaternaire le *Diluvium* et l'*Alluvium*. Le *Diluvium* correspondait aux dépôts datant du "Déluge" qui couvraient largement les plateaux, tandis que l'*Alluvium* était formé de dépôts meubles accumulés dans le fond des vallées. Dès la seconde partie du XIXe siècle, le géologue allemand NEWMANN a utilisé le terme Alluvium pour Holocène, et Diluvium pour Pleistocène, quelle que soit la nature du sédiment. Ces deux termes sont toujours largement utilisés en Allemagne.

Dans la classification internationale moderne qui se base sur l'évolution des êtres vivants, on distingue les trois grandes ères: PALEOZOÏQUE, MESOZOÏQUE et CENOZOÏQUE. Le dernier terme correspond à l'épanouissement des mammifères et

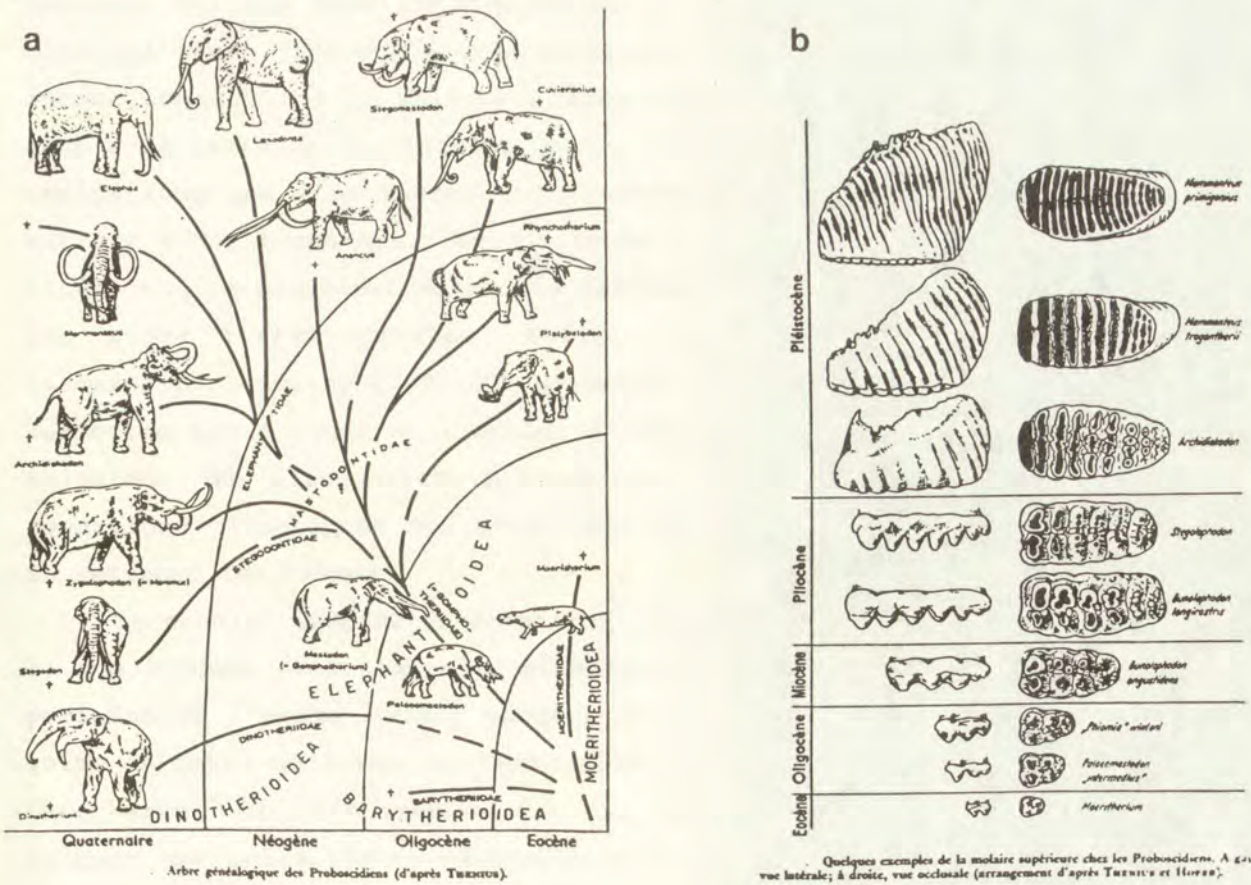


FIGURE 1. a) Arbre généalogique des Proboscidiens b) Quelques exemples de la molaire supérieure chez les Proboscidiens Extrait de Gérard de Beaumont, 1973.

groupe le Tertiaire et le Quaternaire. Le Quaternaire comprend les deux dernières subdivisions du Cénozoïque, à savoir le Pléistocène et l'Holocène.

Les grandes subdivisions (ères géologiques) correspondent généralement à l'extension d'une classe d'animaux (par exemple les Trilobites, pour le Paléozoïque) ou à la disparition d'un grand nombre de formes (comme au moment de la fin du Secondaire). A ce point de vue, on peut définir le début du **Pléistocène** comme correspondant notamment à la disparition du genre *Mastodon* (mastodontes) remplacé par le genre *Elephas* (éléphants et mammoths) (voir fig. 1) et l'épanouissement des genres *Bos* (boeuf) et *Equus* (cheval). Quant à l'**Holocène**, il possède la faune actuelle et est marqué notamment par la disparition d'*Elephas Primigenius* (Mammouth).

Mais ces fossiles sont des fossiles continentaux alors que les subdivisions antérieures sont basées en général sur des fossiles marins. C'est que les formations quaternaires datent d'une période très récente, alors que les continents étaient déjà semblables aux continents actuels à quelques détails près (par exemple, le Pas-de-Calais qui est apparu au Quaternaire).

Dès lors, les dépôts marins émergés d'âge quaternaire sont rares, et avant de disposer des sondages marins, il fallait bien utiliser les fossiles continentaux. Or, les fossiles mentionnés ci-dessus sont des restes de grands animaux qui n'ont jamais été très nombreux. En outre, les ossements sont très rarement conservés à la suite non seulement des phénomènes d'érosion, mais surtout à la suite de la dissolution des carbonates dans le sol. Par ailleurs, les indications que fournissent ces fossiles ne peuvent être étendues à la terre entière étant donné que l'extension de ces animaux était liée aux zones climatiques où ils pouvaient vivre. Le mammouth, par exemple, n'a jamais existé dans les zones intertropicales. Enfin, la période géologique que couvre le Quaternaire (environ 2.000.000 d'années) a été le plus souvent trop brève pour permettre par l'étude de l'évolution des êtres vivants, les distinctions chronologiques que l'on cherche à connaître. Les fossiles témoignent cependant des conditions climatiques qui existaient au moment de la vie des organismes dont on retrouve les traces.

Le premier Congrès international de Géologie, à Londres, en 1888, considère que l'Homme était la caractéristique principale du Quaternaire et que **l'apparition de l'Homme** devait marquer la limite inférieure du Quaternaire. A la suite de cette décision, le Quaternaire s'est allongé au fur et à mesure où les découvertes ont fait reculer dans le temps l'origine de l'Homme. Vouloir appliquer une telle limite nécessite en outre de décider à quel moment, dans la ligne des ancêtres de l'Homme, est apparu celui qui méritait de porter ce nom. Cette limite a de ce fait été abandonnée.

Mais le Quaternaire présente comme période géologique une particularité tout à fait spéciale qui la distingue des autres périodes géologiques. Elle est marquée par un refroidissement général du climat accompagné d'oscillations qui, dans les régions de latitude assez élevée, ont amené la formation ou l'extension de calottes glaciaires étendues et aussi l'extension de glaciers de montagnes actuels. Ce refroidissement et ces oscillations constituent en réalité le phénomène majeur du Quaternaire qui a souvent été et est encore appelé en Allemagne, la période glaciaire (das EISZEITALTER).

Ce phénomène de refroidissement important s'est traduit dans une très large partie de notre globe par des phénomènes particuliers: phénomènes glaciaires et périglaciaires, variations du niveau marin sur toute la terre, modification de la faune et de la flore, etc... Aussi, l'étude des dépôts et des phénomènes quaternaires a-t-elle montré que les conséquences du refroidissement étaient les plus apparentes et pouvaient être utilisées au point de vue stratigraphique. A la suite de cette constatation, le 18ème Congrès de Géologie, tenu à Londres en 1948, a pris comme décision d'adopter comme limite Tertiaire-Quaternaire, c'est-à-dire comme limite Pliocène - Pléistocène, celle où se marquaient les premiers signes d'un **refroidissement important** dans les faunes des dépôts marins. C'était là, substituer une limite climatique aux limites paléontologiques traditionnelles. Seul le Quaternaire était ainsi déterminé,

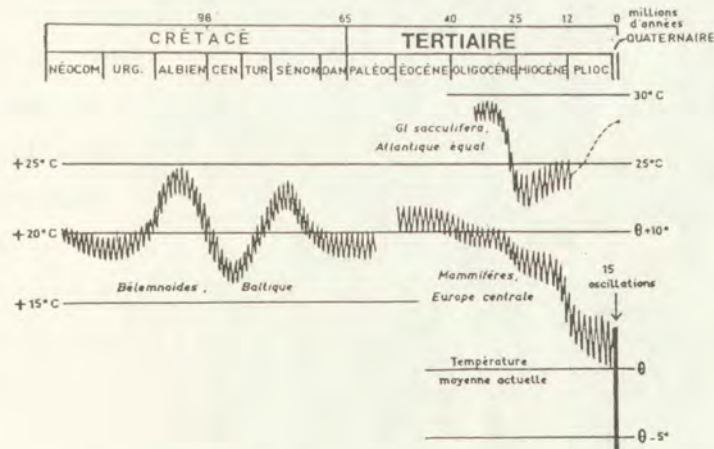


FIGURE 2. Paléotempérature pendant les derniers 135 millions d'années (Lliboutry, 1965). Les oscillations de faible amplitude sont hypothétiques. Ces courbes montrent bien que les résultats sont quelque peu différents suivant les méthodes d'étude utilisées. Nous verrons plus loin que dans les océans, les modifications des courants marins peuvent provoquer de grandes variations de température des eaux en un endroit, sans que cela ne corresponde nécessairement à une fluctuation climatique.

ce qui souligne l'importance de cette variation climatique. L'horizon de référence est la base du Calabrien en Italie qui contient des organismes marins de l'Atlantique N., preuve du refroidissement des eaux de la Méditerranée.

La température moyenne du globe semble donc s'être abaissée lentement pendant tout le Tertiaire (fig. 2 et 3), mais le phénomène s'est accentué à l'arrivée du Quaternaire. En outre, au Tertiaire existait une uniformité climatique très différente des oscillations brutales qui se sont succédé au cours du Quaternaire. En d'autres termes, dans nos régions de latitude moyenne et plus au Nord, aux latitudes élevées, le Quaternaire est marqué par des alternances de périodes très froides, dites **périodes glaciaires** qui ont provoqué les extensions des glaciers (et les phénomènes périglaciaires mentionnés plus haut), et de périodes à climat tempéré, en général même un peu plus chaud que l'actuel, qui constituent les **périodes interglaciaires**.

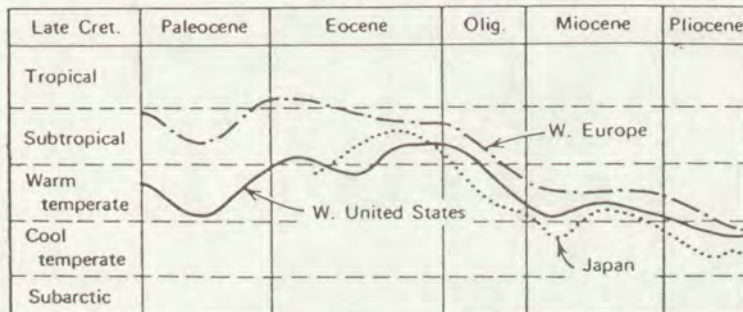


FIGURE 3. Refroidissement climatique irrégulier pendant le Tertiaire dans 3 régions différentes d'après l'étude de plantes fossiles (Flint, 1971).

Certaines de ces périodes ont vu notamment dans nos régions l'arrivée d'animaux habitant actuellement l'Afrique tels que le lion, l'hippopotame, le rhinocéros, l'hyène, ... Dans les régions intertropicales et en partie dans les régions méditerranéennes, les variations de climat du Quaternaire se sont marquées de façon différente; on y observe des périodes d'humidité et de sécheresse: périodes **pluviales** et **interpluviales** dont nous étudierons plus loin la corrélation avec les périodes glaciaires.

La limite Tertiaire/Quaternaire, telle que l'a définie le Congrès de Londres, a été très discutée car on a trouvé des traces de glaciation dans des dépôts très anciens. Ainsi la glaciation a commencé dans l'Antarctique au Miocène (et même à l'Eocène selon des données très récentes) comme l'ont montré des dépôts du fond marin entourant le continent et des datations potassium/argon de couches volcaniques produites par une éruption sous-glaciaire; des traces de glaciations ont été trouvées en Alaska dans des formations pliocènes (8.10^6 ans), en Islande, des dépôts morainiques ont été découverts entre 2 basaltes datés de $3,05$ à $3,1.10^6$ ans; dans la Sierra Nevada (U.S.A.), des dépôts morainiques très vieux sont encadrés par des formations de $2,7$ à $3,1.10^6$ ans; en Nouvelle Zélande, des dépôts glaciaires avec une faune et une flore froide ont été datés de $2,5$ à $2,3.10^6$ ans, ...

L'époque glaciaire de la fin du Cénozoïque, c'est-à-dire la période pendant laquelle de grands glaciers ont existé à la surface de la terre, apparaît maintenant comme s'étant étendue pendant des dizaines de millions d'années et non pas seulement pendant le Quaternaire. D'autre part, les datations du moment

du refroidissement obtenues par l'étude des fossiles (foraminifères, mollusques, pollens...) ont établi que les changements observés aux différents endroits, se sont produits lors de périodes froides différentes au niveau des stades isotopiques du fond des océans (voir plus loin, p.32). Aussi, il a été proposé de prendre un autre stratotype pour le début du Quaternaire (Nikifora 1985), à savoir **la fin de l'événement géomagnétique d'Olduvaï** (environ 1.700.000 ans) au sein de l'époque de Matuyama (voir figure 15). La fin de cet événement d'Olduvaï est dans le sud de l'Italie, très proche d'un changement important dans la faune, changement qui correspond à une période de refroidissement. Cette limite est acceptée maintenant par beaucoup de quaternaristes, spécialement par ceux travaillant dans les fonds océaniques, mais il est vrai cependant que beaucoup de paléontologues ne l'admettent pas.

Au sein du Quaternaire, la limite Holocène - Pléistocène est placée dans la littérature à presque tous les millénaires entre 18000 et 4000 ans BP. Ainsi, la commission de paléogéographie de l'Inqua, après avoir cherché en vain un stratotype pouvant servir de repère, a proposé de fixer la limite à 10000 ans BP, âge déterminé par ^{14}C . (En U.R.S.S. la limite Pléistocène - Holocène est fixée à 8000 ans BP).

Mais revenons aux deux grandes subdivisions du Quaternaire: le Pléistocène et l'Holocène. En réalité, ces deux termes sont loin d'être d'importance égale: la durée de l'Holocène (± 10.000 ans) est beaucoup plus courte que celle du Pléistocène (environ 2.000.000 d'années). En somme, l'Holocène ne représente que la dernière période interglaciaire. Cette différence de durée est, en soi, normale: plus une période géologique est proche de nous, mieux nous la connaissons et plus nous pouvons y faire de fines subdivisions. Le Quaternaire est aussi beaucoup plus court que le Tertiaire, et, de la même manière, le Précambrien, et même chacune de ses deux périodes séparées, l'Archéen et l'Algonkien, sont plus longues que l'ensemble du reste de l'échelle géologique.

Il n'empêche qu'il y aura beaucoup moins à dire en géologie et en géomorphologie sur l'Holocène que sur le Pléistocène. Vu l'importance relative de cette dernière période géologique, on a parfois tendance à l'oublier et à considérer Quaternaire et Pléistocène comme équivalents.

Pour terminer, soulignons l'importance de la géologie du Quaternaire pour comprendre et expliquer la géomorphologie, non seulement des régions qui ont été modelées par les glaciers quaternaires, mais encore de toute la surface du globe. Les variations climatiques que nous allons étudier doivent être évoquées pour rendre compte de la genèse des formes du terrain et des dépôts continentaux qui y sont associés. Sous cet aspect, ce cours est un complément indispensable du cours de géomorphologie. Le Quaternaire est enfin l'époque géologique qui est pour l'Homme la plus importante. C'est l'époque au cours de laquelle l'Homme s'est développé et au cours de laquelle se sont constitués la plupart des dépôts superficiels et surtout les sols d'où il tire sa subsistance.

2. L'ASPECT DU GLOBE A LA FIN DU TERTIAIRE.

L'examen de la situation du globe à la fin du Tertiaire nous donnera un point de départ pour examiner les transformations survenues pendant le Quaternaire.

Tectonique

Le Tertiaire a vu s'effectuer les plissements alpins dont la phase principale date de l'Oligocène dans les Pyrénées, du Miocène dans les Alpes. Aux U.S.A., le plissement s'est produit surtout au Crétacé et au Pliocène.

Au Quaternaire, il ne se produit plus de grandes phases de plissement, mais en plusieurs endroits, notamment en Inde (Himalaya), en Malaisie, en Indonésie et au Japon, des mouvements de soulèvements très importants (épeirogéniques) forment la phase ultime du plissement. Des mouvements épeirogéniques de moindre ampleur de soulèvement ou d'affaissement se produisent cependant en de très nombreux endroits.

Volcanisme

Les mouvements orogéniques ont été suivis en plusieurs points du globe de grandes éruptions volcaniques, surtout basaltiques dont les plus importantes se situent au nord-ouest des U.S.A. (Etats d'Orégon et de Washington), en Islande, dans le Dekkan. Elles intéressent notamment des plateaux voisins des chaînes de montagnes récentes et sont considérées comme une conséquence de phases de plissement. Plus près de nous, les volcans du Massif Central et de l'Eifel datent de la 2ème moitié du Tertiaire et du Quaternaire.

Transgressions

Dans toute l'Europe occidentale, l'Oligocène fut marqué par une grande transgression marine. Les périodes suivantes virent surtout une régression de la mer entrecoupée d'ailleurs de mouvements secondaires (en Belgique, par exemple, la transgression diestienne du Miocène supérieur). Ce mouvement de régression semble bien en relation avec, d'une part, des affaissements du fond de la mer et, d'autre part, les mouvements de soulèvement mentionnés ci-dessus. D'après Flint, l'altitude moyenne des continents qui est actuellement de 800 m environ n'était que de plus ou moins 300 m au début du Tertiaire. Cette surrection d'ensemble a dû être accompagnée d'un affaissement équivalent du fond des mers qui explique la régression post-oligocène généralisée.

Répartition des terres et des mers

L'ensemble des phénomènes précédents, effectués essentiellement au cours du Tertiaire, a eu pour effet de fournir au début du Quaternaire une configuration des terres et des mers déjà très semblable à l'actuelle. Il n'existait en somme que des différences locales. Ainsi, par exemple, la mer Baltique n'existait pas encore, de même que le Pas-de-Calais (bien qu'au Tertiaire, la mer du Bassin de Paris et celle du bassin anglo-belge aient déjà été en communication à plusieurs reprises). La Méditerranée ne s'est reliée à l'Atlantique par l'actuel détroit de Gibraltar que par un graben datant de la limite Tertiaire-Quaternaire. Avant, elle s'y liait par un détroit situé plus au sud, au Maroc. Le bassin du Rhône formait un golfe s'enfonçant vers le nord et se remplissant peu à peu. La Mer Caspienne, la Mer Noire et l'est de la Méditerranée formaient encore une grande mer intérieure. En Amérique du Nord, les différences sont plus faibles encore: moins de 10% du continent a émergé au Cénozoïque. C'est aussi vers la fin du Tertiaire que des rifts provoquèrent la formation de la Mer Rouge et de ses excroissances vers le nord: golfe de Suez, golfe d'Akaba, mer Morte, tandis que l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud, longtemps séparées, se trouvaient enfin réunies par l'apparition de la chaîne des Andes en Amérique Centrale.

3. LES METHODES D'ETUDE EN STRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE

Les méthodes d'étude du Quaternaire sont différentes des méthodes d'étude utilisées pour connaître d'autres périodes géologiques. L'étude de l'évolution des êtres vivants est d'une utilité réduite: la période est trop courte, et par ailleurs les dépôts sont souvent non fossilifères. Par contre, l'étude de la géomorphologie, de la pédologie, de la palynologie, les datations C^{14} , etc..., ont permis de faire des progrès très importants.

La paléontologie est certes susceptible d'apporter dans certains cas une contribution non négligeable. Un exemple classique nous est fourni par la succession de formations à *Yoldia*, *Ancylus*, et *Littorina* dans des dépôts de la Baltique. Le jeu des fluctuations du niveau marin et du relèvement isostatique a en effet permis la succession, comme le montre la figure 4, d'un lac puis d'une mer à *Yoldia*, puis d'un lac à *Ancylus*, puis d'une mer à *Littorina*.

Nous passons en revue ci-dessous les principales méthodes d'étude du Quaternaire en commençant par celles qui fournissent directement un âge.

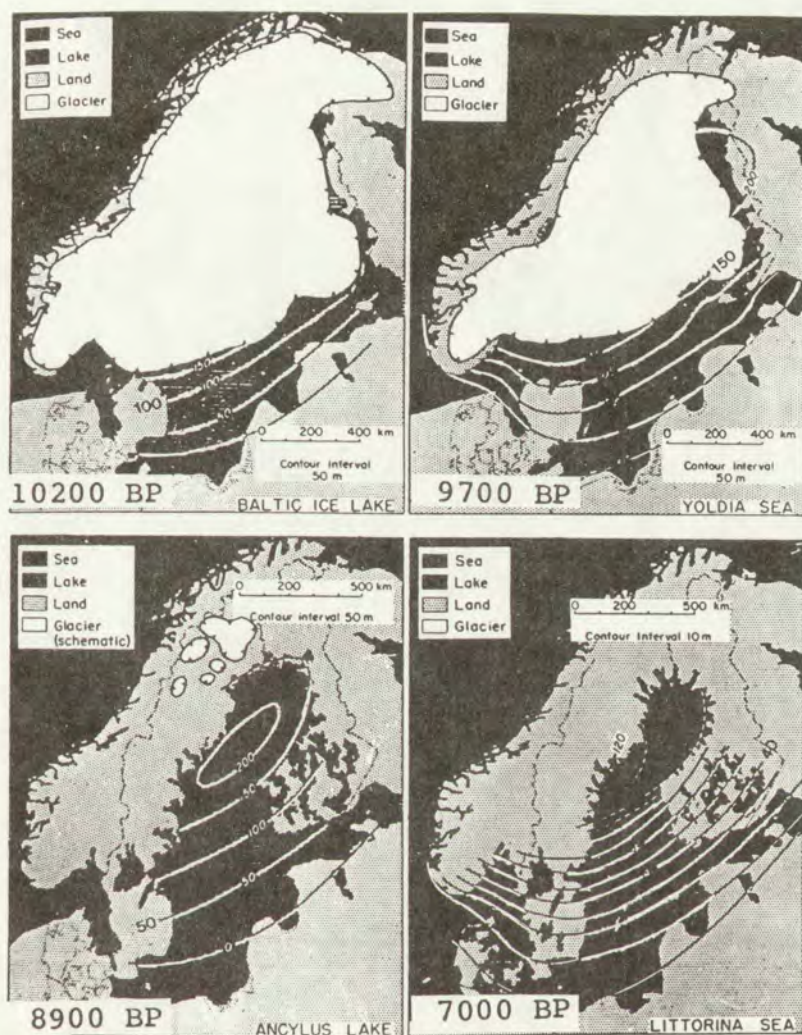


FIGURE 4. Evolution de la Baltique à la fin du Quaternaire. Le lac glaciaire de la Baltique dans la partie supérieure gauche, est représenté tel qu'il existait il y a environ 10.200 ans. Les courbes de niveau d'égale déformation, espacées de 50 m, et qui passent de 0 à 150 m, donnent l'altitude actuelle des lignes de rivage laissées par ce lac.

La mer à Yoldia (partie supérieure droite) existait avec l'extension donnée sur cette figure à une époque voisine de 9700 B.P.. Les courbes de niveau d'égale déformation donnent l'altitude actuelle des lignes de rivage de cette mer.

Le lac à Ancylus (partie inférieure gauche), lac d'eau douce où Ancylus a remplacé Yoldia, date sans doute de 8900 ans.B.P. Les lignes de rivage à cette époque s'élèvent de 0 m au Danemark, à environ 200 m sur la côte baltique de la Suède centrale.

La mer à Littorina a remplacé le lac à Ancylus lorsque les eaux marines se sont avancées de nouveau dans la Baltique. L'extension de cette mer, telle qu'elle est figurée dans la partie inférieure droite, date d'environ 7000 ans.B.P. Les courbes de niveau d'égale déformation dessinées avec une équidistance de 10 m montrent l'importance du soulèvement des lignes de rivage depuis cette époque. La courbe la plus méridionale qui traverse le Danemark est la courbe 0 m.

Cette figure est extraite de Flint, 1971, *Quaternary Geology*.

Les datations proposées sont extraites de Chaline (1972).

Immédiatement après avoir vu ces méthodes chronologiques, nous parlerons des méthodes stratigraphiques qui permettent de donner aux couches des âges relatifs et de définir leur ordre d'empilement. Enfin, nous ferons remarquer, au moment de conclure, combien les études géologiques et géomorphologiques permettent d'étendre les résultats obtenus par les autres techniques vues dans ce chapitre.

A. Les méthodes chronologiques

a) Estimations d'âge anciennes

Au siècle dernier, et au début du XX^e siècle, des estimations d'âge pour la fin du Quaternaire étaient quelquefois avancées. Elles étaient basées sur la comparaison entre la vitesse des processus actuels et l'action de ces processus au cours des périodes écoulées; par exemple, la vitesse d'avancement de deltas, le recul de chutes ou l'importance de l'altération. Ces données avaient permis d'estimer la durée qui s'était écoulée depuis la fusion des glaciers. En 1912, une méthode plus objective (l'étude des varves) a été mise au point par le Suédois de Geer. Seule méthode vraiment valable pendant 30 ans, elle a été supplantée après la dernière guerre par les datations fournies par les mesures de la radioactivité.

b) Datation par l'étude des varves

L'étude des varves a été mise au point vers 1912 par le Suédois de Geer, (il s'agit d'un descendant d'un industriel métallurgique liégeois émigré en 1627 en Suède) et porte sur les dépôts lacustres proglaciaires.

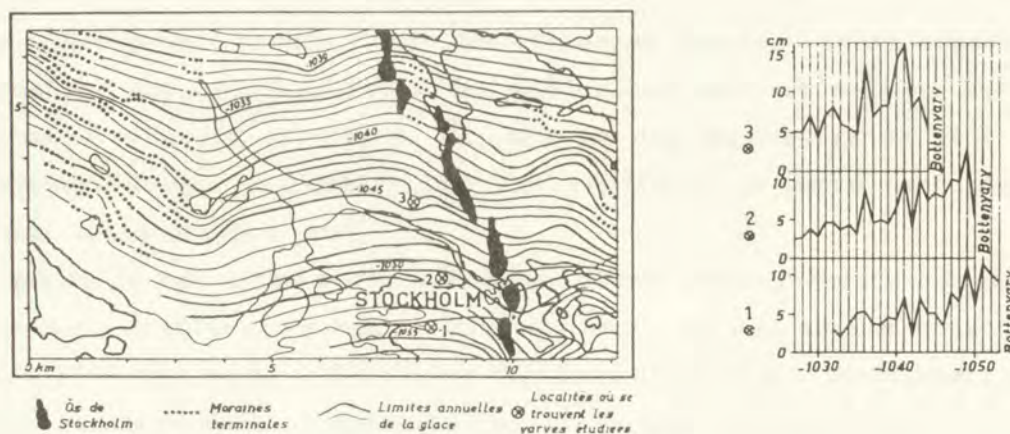


FIGURE 5. Exemple d'utilisation des varves (Lliboutry, 1965).

A gauche, carte de la région de Stockholm avec les limites de l'inlandsis. Le zéro des temps correspondrait à l'an 6839 avant J.C.. A droite, diagrammes des varves prélevées en 3 points mentionnés sur la carte, éléments sur lesquels sont basés les raccords chronologiques.

La fonte printanière ou estivale des glaces et des neiges entraîne une forte augmentation des débits et par là, une importante sédimentation dans les lacs. Les sédiments les plus grossiers (généralement des silts) pouvant se répandre dans la masse des lacs se déposent les premiers, parfois en **graded bedding**. L'argile et les matières humiques se déposent ultérieurement, quand les eaux sont très calmes et, à cause de la présence des matières organiques, constituent un lit généralement plus sombre que le précédent. Au cours de l'hiver, dans le lac scellé par la glace, se poursuit une sédimentation très lente et très régulière des matériaux les plus fins. Un nouvel été, avec la nouvelle fonte de glace, ramène une suspension dont les éléments les plus grossiers se déposent les premiers formant une couche souvent claire du fait de la prédominance des minéraux courants (quartz, par ex.) bien lavés. Le passage de la couche grossière à la couche fine qui la recouvre, est donc souvent progressif, alors que la couche fine est séparée de la couche grossière supérieure par une nette discontinuité granulométrique.

Des raccords de dépôts varvaires mis en place dans les lacs voisins sont possibles étant donné que les caractères climatiques des différentes années peuvent être distingués par l'épaisseur des varves (voir figure 5). Ainsi, de lac en lac, une datation absolue des phases de retrait glaciaire a été proposée en Scandinavie, autour des grands lacs américains et en Patagonie. Ces datations qui s'étendaient jusqu'à 13.000 BP étaient parfois contestées. Elles ont toutefois été confirmées par le ^{14}C .

Récemment, cette méthode d'étude des varves a été relancée en Amérique du Nord où, jusqu'ici, elle n'avait guère été poussée aussi loin qu'en Scandinavie. Les varves bien comptées sont en effet plus précises que le ^{14}C .

c) **Dendrochronologie** (Etude des cernes de croissance des arbres).

La dendrochronologie étudie l'âge des arbres en comptant leurs anneaux annuels. Le comptage est délicat; certaines années les anneaux peuvent être absents ou incomplets; certains hivers, il peut ne pas apparaître de séparation entre les anneaux. Malgré ces difficultés, la précision de cette technique est plus grande que celle obtenue par ^{14}C .

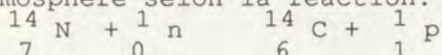
Il est possible par cette méthode d'obtenir des renseignements sur une période de plusieurs milliers d'années. Actuellement, on est arrivé à dater des cernes jusqu'à 9700 ans BP. Le spécialiste de notre Université (Hofsummer) écrit cependant dans la thèse qu'il a présentée en 1989, que les plus anciennes chronologies en Europe remontent jusqu'à 7.250 BC (= \pm 9200 BP)

Les arbres sont d'excellents indicateurs climatiques quand ils sont dans des régions marginales: ils indiquent la sécheresse dans les régions semi-arides, le froid dans les régions arctiques. Ainsi, par cette méthode, il a été

démontré que les périodes pluvieuses du Colorado ont été des périodes sèches dans la région de Banff (Alberta).

d) Les datations par ^{14}C (méthode mise au point entre 1946 et 1949, et qui a valu à son auteur LIBBY, un prix Nobel en 1960).

Le ^{14}C provient de l'action des neutrons cosmiques et solaires sur les atomes d'azote de la haute atmosphère selon la réaction:



Dans cette équation, les nombres en exposant représentent le poids atomique des corps et correspondent, en fait, à la somme des neutrons et des protons; les nombres en indice représentent le nombre atomique et correspondent au nombre de protons, égal en principe, au nombre d'électrons puisque les atomes sont électriquement neutres.

On sait que ce qui est caractéristique d'un corps est son nombre de protons. Les isotopes sont les diverses variétés du corps ayant un nombre différent de neutrons, et par là un poids atomique différent.

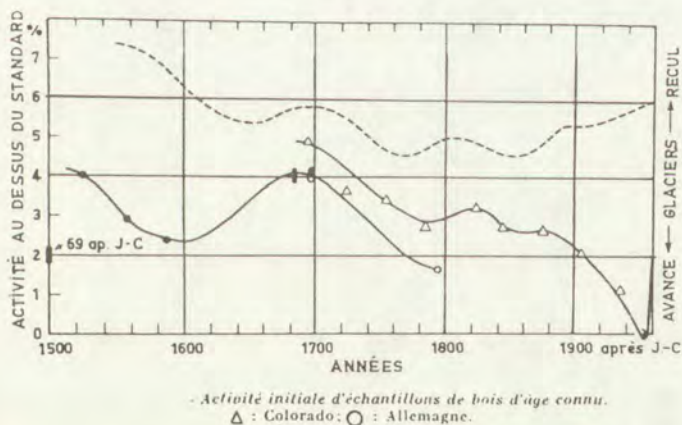


FIGURE 6. Comparaison de datations obtenues par dendrochronologie et par ^{14}C , montrant la variation de la teneur en ^{14}C dans l'atmosphère au cours des cinq derniers siècles. Remarquer la chute de la teneur en ^{14}C à partir de la révolution industrielle et l'accroissement après les premières explosions atomiques. Jusqu'en 1880, la teneur en ^{14}C a varié parallèlement avec les fluctuations des glaciers (en pointillés) étant donné que c'est l'activité solaire qui contrôle les deux phénomènes (Lliboutry, 1965).

Le bombardement de l'azote (nombre atomique 7) de la haute atmosphère par des neutrons, en lui arrachant un proton, en fait donc du carbone (nombre atomique 6). Ce carbone s'oxyde rapidement en $^{14}\text{CO}_2$ qui diffuse dans toute l'atmosphère, mêlé au $^{12}\text{CO}_2$. La diffusion amène donc du $^{14}\text{CO}_2$ jusqu'au sol, où il peut être absorbé par les plantes et passer dans les animaux. D'autre part, il diffuse dans la mer, et atteint ainsi toute la faune marine. Le ^{14}C passe ainsi, avec le ^{12}C , dans les êtres vivants, où il se trouve dans la même proportion que dans l'atmosphère. Il s'y renouvelle constamment jusqu'à leur mort, moment à partir duquel les êtres cessent d'en absorber. Le ^{14}C étant instable,

il commence alors à diminuer tandis que le ^{12}C qui est stable, subsiste dans le corps. Le ^{14}C disparaît progressivement par désintégration radioactive avec une période de 5.730 ans.

La mesure de la radioactivité du carbone extrait de débris organiques, mais aussi de carbonates inorganiques, ou même de CO_2 recueilli dans des inclusions au sein des glaces, est réalisée en introduisant le CO_2 qui en provient dans le compteur "geiger" lui-même. Etant donné l'existence d'une radioactivité naturelle, à laquelle on n'arrive pas à se soustraire entièrement, la mesure est délicate. On parvient cependant à obtenir des données jusqu'à ± 40.000 ans (la radioactivité du ^{14}C est à ce moment inférieure à 1/125 de ce qu'elle était au départ).

Il faut bien entendu éviter, en prélevant l'échantillon et en le transportant, de le polluer par du carbone plus récent ou plus vieux. Un prélèvement dans un sac de plastique hermétique est excellent.

Les études des anneaux des arbres ont montré l'existence de fluctuations de la teneur en ^{14}C au cours des années (figures 6 et 7). Cette fluctuation a atteint 4% au cours des deux derniers millénaires. Elle a pour origine des variations du flux des neutrons solaires et cosmiques qui atteignent la terre, car ce flux subit l'influence des fluctuations de l'intensité du champ magnétique terrestre et aussi l'influence des variations de l'activité solaire. Comme 1% d'erreur relative dans l'évaluation de la radioactivité initiale correspond à une erreur sur l'âge, de 83 ans, quelle que soit l'ancienneté de l'échantillon, les datations par ^{14}C sont peu intéressantes pour des échantillons ayant quelques siècles.

Quand un résultat de ^{14}C est exprimé en âge BC (before Christ) ou AD (anno domini, c'est-à-dire après J.C.), cela signifie qu'une correction pour l'activité initiale a été apportée. Quand l'âge est exprimé en BP (before Present), il n'y a pas eu de correction et le présent est par définition l'année 1950. La correction est importante car elle atteint 800 ans (en années vraies) pour 7.200 ans BP.

Les dates obtenues par ^{14}C sont toujours données avec une erreur en plus ou en moins. Cette donnée est souvent considérée comme la durée au cours de laquelle la vraie date tombe. En réalité, la probabilité que la vraie date tombe dans cet intervalle n'est que de 68%. En effet, l'erreur en \pm , représente un écart-type des erreurs de comptage, de radiation de fond, etc... Comme les déterminations se dispersent comme une distribution normale, cela signifie qu'il y a 68% de chances que la vraie valeur tombe dans un écart-type, 95% qu'elle tombe dans deux écarts-types et 99,7% qu'elle tombe dans trois écarts-types.

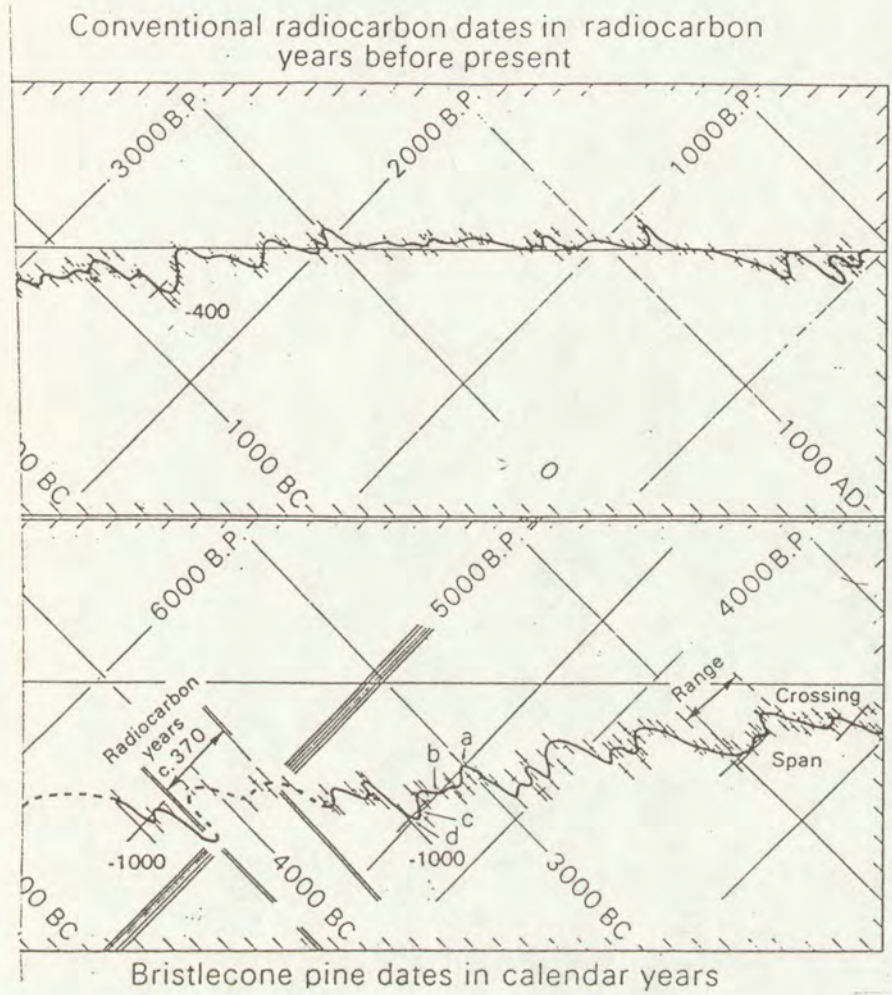
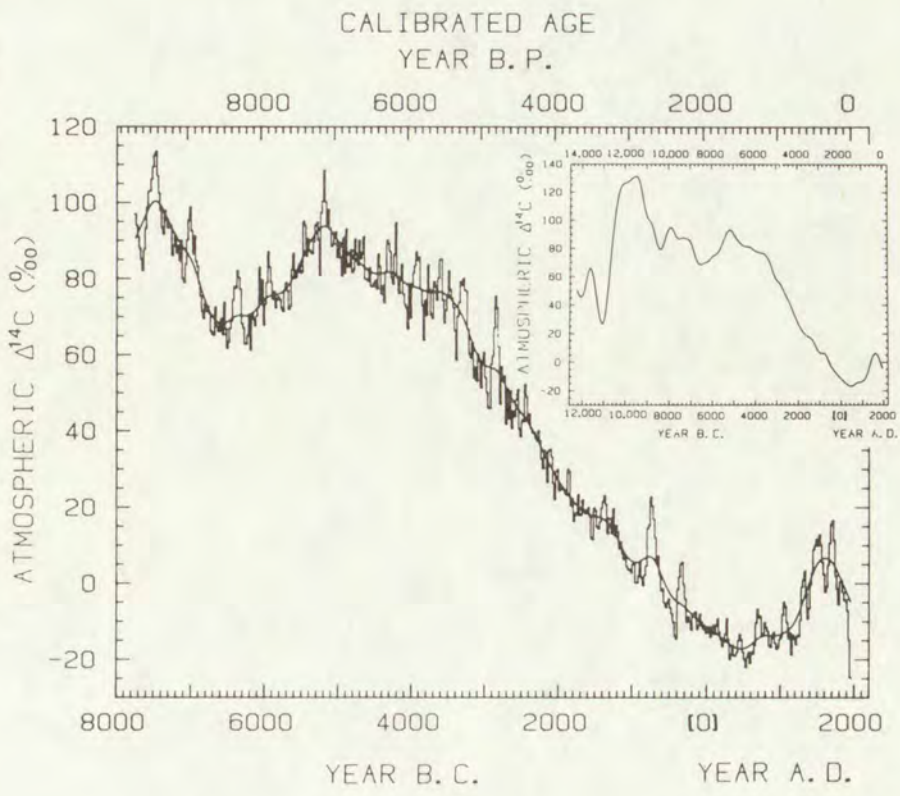


FIGURE 7. Tableau montrant les variations des différences d'âge B P et B C et démontrant que des incertitudes d'âge peuvent subsister même lorsque une correction d'activité initiale a été apportée.

FIGURE 8. Variations de l'activité initiale de ^{14}C d'après la dendrochronologie. Chaque unité de temps de la courbe couvre 20 ans. La courbe continue est une moyenne glissante couvrant 400 ans. La courbe donnée dans le coin supérieur gauche et qui remonte jusqu'à 12000 ans B.C. n'est pas certaine. Elle a été établie à partir de la chronologie des varves et une dendrochronologie flottante. (Quaternary Research, 1991).



Ajoutons que par convention, les âges ^{14}C sont calculés en utilisant "l'ancienne période" de Libby de 5568 ans et non les 5730 ans mesurés aujourd'hui.

Les datations au ^{14}C ont bouleversé l'étude du Quaternaire supérieur. Toute une chronologie absolue de la fin de la dernière glaciation et du post-glaciaire a pu être établie. On a pu démontrer ainsi la simultanéité des grandes phases climatiques des derniers 40000 ans sur les différents continents.

e) Les datations potassium-argon (premiers résultats pendant les dernières années de 1960).

L'isotope ^{40}K se décompose en deux éléments: 89% devient du ^{40}Ca , 11% devient du ^{40}Ar . Comme du ^{40}Ca est fréquent dans les roches indépendamment du calcium radiogénique et que l'on ne peut reconnaître celui qui provient de la désagrégation du ^{40}K , la datation est basée sur la mesure de la quantité de ^{40}Ar .

La demi-vie du ^{40}K est de $1,3 \cdot 10^9$ ans. Les datations obtenues par la méthode Potassium-Argon laissent subsister une incertitude de l'ordre de 100.000 ans pour les périodes les plus récentes. Dans des conditions extrêmement favorables, Mc Dougall (INQUA, 1977) affirme toutefois pouvoir dater des roches aussi jeunes que 50.000 ans.

Du ^{40}K existe dans des micas, des feldspaths et des amphiboles des roches. Il se décompose très lentement et l' ^{40}Ar qui en provient reste emprisonné dans la roche. Toutefois, quand ces roches sont soumises à de hautes températures, elles perdent tout leur argon. Aussi, en mesurant la quantité d' ^{40}Ar et de ^{40}K contenue dans une roche qui, à un moment donné, a perdu à la suite d'une élévation de température tout son ^{40}Ar , il est possible de déterminer l'ancienneté de cet événement. Cette méthode de datation est ainsi applicable aux roches volcaniques quaternaires qui ont été émises à haute température. Il existe bien entendu des difficultés; la principale réside dans le fait que des roches perdent leur argon tandis que d'autres en reçoivent en surplus. Il n'empêche que l'on peut attendre beaucoup de cette méthode.

Des datations de terrasses du Rhin ont été obtenues ainsi en utilisant des roches volcaniques de l'Eifel et par corrélation, ces données ont été étendues à des terrasses de la Meuse. C'est par cette technique que l'on a montré que la durée du Quaternaire dépassait $1 \cdot 10^6$ ans.

f) Les datations par les isotopes provenant de la dégradation de l'Uranium

La teneur en uranium est constante dans la mer. Le pourcentage d'uranium 238 et d'uranium 235 reste aussi invariable. Ces deux isotopes se désintègrent à des vitesses différentes comme l'indique la figure 9 qui donne l'image des deux principales familles radioactives utilisées.

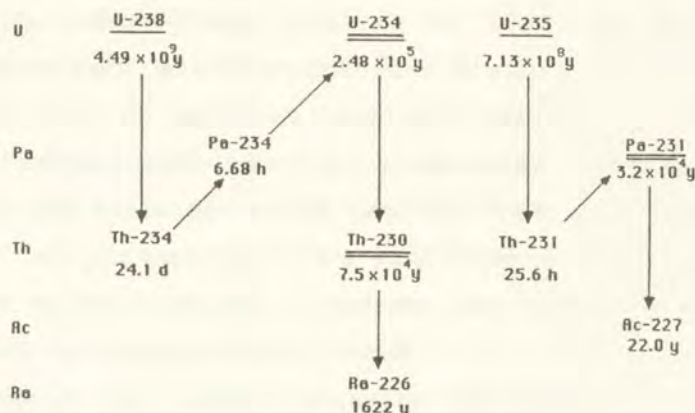


FIGURE 9. Les deux principales familles radioactives utilisées dans l'étude des sédiments pléistocènes marins (y=année; d=jour; h=heure). Les principaux isotopes utilisés sont soulignés. (West, 1968)

Au sein de ces familles, les éléments servant en radiochronologie sont ^{234}U , ^{230}Th , ^{231}Pa , ^{238}U , ^{235}U . La méthode employée ne consiste pas en la mesure de la disparition d'un isotope, mais en la détermination des déséquilibres radioactifs. Cette méthode est basée sur le fait que si un isotope se désintègre et fournit un isotope dont la durée de la demi-vie est plus courte que celle de l'isotope père, le nombre d'atomes fils passe de zéro au départ à un maximum, puis diminue. Au bout d'un certain nombre de périodes, le rapport entre les atomes père et fils reste constant. Cet "équilibre radioactif" est réalisé à 1% près au bout de 7 périodes de l'élément-fils. C'est évidemment la limite d'application théorique de la méthode.

Les coraux vivants contiennent environ 3 ppm d'uranium, mais pas de thorium ni de protactinium qui précipitent dès qu'ils apparaissent. Au moment zéro, le corail est dépourvu de thorium 230 et de protactinium 231. Par conséquent, on peut obtenir deux déterminations indépendantes d'âge en mesurant les rapports $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Ces méthodes permettent en pratique de remonter jusqu'à 150.000 ans et 350.000 ans respectivement.

Bien entendu, des sources d'erreur existent comme pour la datation K/Ar; pour que les datations soient valables, le système doit demeurer clos après la mort du corail.

D'autre part, si les isotopes de l'uranium restent en solution dans la mer, les isotopes du thorium et du protactinium précipitent dès qu'ils se forment. Dans les sédiments marins récents, le rapport du $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ est

constant, en relation avec l'abondance d' $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. Comme ces éléments se dégradent avec des vitesses différentes, il est possible de dater par ces éléments l'ancienneté du dépôt.

g) La thermoluminescence (Wagner et al., 1983)

Le principe de la thermoluminescence fut découvert en 1953, mais l'utilisation de la méthode remonte aux environs de 1960. On appelle luminescence l'émission d'un rayonnement électromagnétique visible qui peut être provoqué à la suite de l'irradiation du matériau considéré par des rayons X et γ (soit par des photons: photoluminescence), par des particules α et β (radioluminescence qui se produit lors des désintégrations radioactives naturelles avec aussi production de rayons) et par des électrons accélérés (cathodoluminescence).

Les phénomènes de luminescence se décomposent toujours en deux phases:

- a) l'excitation du système électronique;
- b) la désexcitation qui donne l'émission lumineuse.

Dans la thermoluminescence, la désexcitation est produite par stimulation thermique. En chauffant rapidement à 400°C certaines matières irradiées, il y a production d'une lumière faible mais mesurable qui est fonction de la quantité de radiation qui a été reçue. Celle-ci dépend, bien entendu, non seulement de l'intensité des radiations mais aussi de la durée d'exposition à ces radiations.

Les quartz, les feldspaths, les micas, les zircons ont cette propriété de thermoluminescence et existent dans les argiles qui servent à faire des poteries. Ainsi dans un cas idéal, on travaille avec des poteries ou des silex brûlés dont "le compteur a été remis à zéro" lorsque les corps ont été chauffés. Après cet échauffement de départ, les corps étudiés ont subi des radiations provenant a) des impuretés radioactives qu'ils contiennent, b) des éléments radioactifs présents dans le sol voisin, c) des radiations cosmiques, solaires ou galactiques (la part prise par ces radiations est habituellement très faible). Comme la demi-vie des éléments radioactifs pris en compte est très longue, on admet que la radiation a été constante pendant le temps d'irradiation. Par ailleurs, l'accumulation de la thermoluminescence dépend des propriétés propres au matériau étudié. Heureusement, cette susceptibilité peut être mesurée en laboratoire en exposant le matériau à une irradiation connue et en mesurant la thermoluminescence qui en provient.

Par conséquent, il est théoriquement possible de connaître l'âge d'un échantillon étudié en appliquant la formule :

$$A = \frac{D}{b+d}$$

où A = le nombre d'années depuis l'échauffement,
 D = la dose totale de radiations reçues par le matériau et exprimée en rad.
 b = la quantité de radiations émise par le matériau et exprimée en rad/an,
 d = la quantité de radiations reçue de l'environnement et exprimée en rad/an¹.

Avec beaucoup de soin, il semble que l'âge d'un échantillon puisse être mesuré à 10% près. Il peut être déterminé à partir d'un fragment très petit de l'ordre de 50 mg. Au point de vue archéologique, cette méthode a donné des indications valables jusqu'à 50.000 ans. Il est possible aussi de dater de la sorte des dépôts de calcite dans des grottes.

On a découvert récemment que l'exposition de particules aux rayons du soleil détermine la "remise à zéro" de la thermoluminescence. Cette observation permet d'obtenir des datations des dépôts éoliens et spécialement des loess. Une datation des limons inférieurs au sol de Rocourt à Rocourt faite par J. BUTRYM à Lublin a donné un âge plausible de 175.000 ans (± 26.000). D'autre part, les datations faites par Wintle et rapportées par Juvigné et Wintle (1988) dans les coupes de loess de l'Europe occidentale, rajeuniraient considérablement les loess supérieurs: l'horizon à langues de Nagelbeek (voir plus loin, tableau du Quaternaire) aurait, en effet, un âge de 14000 ans.

h) La méthode des traces de fission

Cette méthode étudie les résultats de la fission spontanée d'éléments lourds tels que l'uranium, le plutonium, le thorium compris au sein du cristal étudié. Lorsqu'un noyau fissionne, il se scinde en deux morceaux de masses voisines qui se repoussent brusquement. Si cette fission se produit dans un milieu tel qu'un cristal, les fragments émis bousculent le réseau cristallin au cours de leur déplacement. Avant d'être arrêtés, ils ont produit dans la matière une zone de dommage d'un diamètre de l'ordre de 1/10 de μm . Ces dommages peuvent être observés au microscope électronique ou, à condition d'être amplifiés par une attaque chimique, au microscope optique. A condition de connaître la quantité d'éléments lourds contenus dans le cristal étudié, comme la vitesse de désintégration des éléments radioactifs est connue, il est possible de calculer l'âge de l'échantillon. Cette méthode a été mise au point en 1959, mais c'est seulement en 1962 qu'en attaquant chimiquement la surface étudiée, on est arrivé à en étudier les traces au microscope optique. On arrive par cette technique à déterminer l'âge de périodes d'échauffement d'échantillons au sein desquels l'élévation de température a effacé les traces des désagréments antérieures.

¹ 1 Rad = 100 ergs de radiation absorbée par g de substance quelle que soit la nature du rayonnement ionisant)

Pour les datations de 40.000 à 500.000 ans, cette méthode paraît être actuellement la seule qui permette des estimations précises.

Remarques:

1) Une trace de fission est produite en 1.000 ans dans 1 cm^2 d'un plan quelconque d'un cristal, suite à la présence de 1 ppm d' ^{238}U .

2) Après le comptage des traces de fission, l'échantillon est chauffé assez pour en faire disparaître les traces. Il est soumis alors à un flux connu de neutrons qui provoque la fission de ^{235}U . On peut, en comptant les nouvelles traces de fission calculer la teneur en ^{235}U . Comme le rapport actuel $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ est connu, on peut arriver à la teneur en ^{238}U .

1) La racémisation des acides aminés

Par racémisation, on entend un processus par lequel une substance active sur la lumière polarisée se transforme en une substance inactive sur celle-ci par le mélange à molécules égales de deux inverses optiques. Basée sur cette propriété une méthode de datation a été imaginée en 1970 et appliquée aux ossements fossiles dès 1972.

Les acides aminés au nombre d'une vingtaine constituent les unités structurales des polypeptides qui entrent dans la composition de la plupart des **protéines**. Ces acides aminés sont tous, sauf le glycolle, formés d'un carbone asymétrique.

Comme ces molécules ne possèdent ni plan, ni axe de symétrie, elles peuvent exister sous deux configurations différentes non superposables, symétriques l'une à l'autre par rapport à un plan, comme un objet et son image dans un miroir. On dit qu'une telle molécule est **chirale**.

Toute molécule chirale possède la particularité d'être optiquement active ou douée du pouvoir rotatoire: traversée par un faisceau de lumière polarisée plane, elle provoque une rotation du plan de polarisation de cette lumière. Cette propriété est la seule qui permette de distinguer les deux **énantiomères** d'une substance chirale dont, par ailleurs, tous les autres caractères, physiques ou chimiques, sont identiques: leur pouvoir rotatoire identique en valeur absolue est de signe contraire. Celui qui fait tourner le plan de polarisation vers la droite est dit dextrogyre, celui qui le fait tourner vers la gauche lévogyre.

La plupart des réactions qui s'accompagnent de la création d'une molécule chirale fournissent autant de molécules dextrogyres que de molécules lévogyres. On obtient ainsi un mélange inactif appelé **racémique**.

Toutefois, virtuellement, tous les acides aminés naturels sont de la série L (lévogyre). Ils se racémisent:

- soit sous l'action de certaines substances appelées "racémases",
- soit spontanément avec le temps, et la transformation est d'autant plus rapide que la température est élevée.

Comme les réactions de transformation sont assez lentes, on peut les utiliser en géochronologie. En effet, comme chez la plupart des organismes, les acides aminés sont de la forme L et que après la mort, la racémisation se produit lentement, la mesure des deux formes L et D permet d'estimer le début de la réaction c'est-à-dire le moment de la mort.

Cette méthode permet de remonter jusqu'à 600.000 ans. Elle ne demande qu'un très petit échantillon (5 g). Suivant les problèmes, différents acides aminés sont considérés. En paléontologie humaine, on utilise la valine ou l'isoleucine dont le taux de racémisation est dans un os, très lent (pour l'isoleucine, 110.000 ans à 20°C pour une demi-vie).

Les résultats doivent être confrontés à ceux d'autres techniques mais sont de plus en plus utilisés.

Comme la température contrôle la vitesse de la racémisation, l'interprétation des résultats est parfois délicate. Ainsi les essais effectués sur des échantillons de Mr Ozer (Sardaigne) ont donné des résultats difficilement interprétables. Cela est sans doute en relation avec la profondeur à laquelle se trouvait l'échantillon dans le sol. Il n'est pas équivalent de rester par exemple à +9°C toute l'année à la limite de la zone de fluctuation annuelle, ou de subir des variations de +25 à -5°C au cours de celle-ci, pour arriver à une même température moyenne.

B. Les méthodes stratigraphiques

a) Palynologie

Les grains de pollen, ou plus exactement, leurs membranes extérieures peuvent être conservées des millions d'années si elles sont soustraites aux actions oxydantes de l'air, en étant par exemple comprises dans de la tourbe, de l'argile, etc...

De ce fait, si le pollen a été conservé dans le dépôt, il est possible d'étudier la fréquence des diverses espèces de plantes qui ont existé à un moment donné, en faisant une étude statistique des diverses variétés de grains de pollen trouvés dans les dépôts de cette époque. Cette détermination pour un échantillon isolé ne donne pas une datation, mais tout au plus une représentation déformée de la végétation de l'époque. Pour avancer une interprétation chronologique, il faut disposer d'un **profil palynologique** montrant des varia-

tions déjà datées de la couverture végétale. Il est, par exemple, ordinairement impossible de distinguer les tourbes des interglaciaires récents par ce seul critère.

La prudence est de rigueur dans l'interprétation des diagrammes polliniques. Il faut tenir compte des conditions locales; aussi les corrélations d'un dépôt à l'autre peuvent être difficiles sinon impossibles s'ils sont un peu éloignés. Le milieu idéal est la tourbière car il n'y a pas alors resédimentation du pollen plus ancien. Enfin, un décalage dans le temps avec les fluctuations climatiques existe car la végétation ne se modifie que lentement.

Un exemple de ce dernier facteur est donné par Zagwijn (1975) qui précise qu'à l'Alleröd, au NO de l'Europe, la forêt de pins et de bouleaux dominait, ce qui semble indiquer une température moyenne de l'été de $\pm 12^{\circ}\text{C}$. En fait cependant, les plantes aquatiques qui existaient en même temps indiquent des températures plus élevées de 15 à 16°C en été: ces dernières plantes se dispersent plus vite que les arbres.

La limite actuelle de la forêt en Europe correspond à l'isotherme moyenne d'été de 11°C. Cette donnée est très utile pour l'interprétation des faits anciens. Mais il faut être prudent, car des influences humaines font peut-être que la végétation n'est pas en équilibre avec le climat actuel.

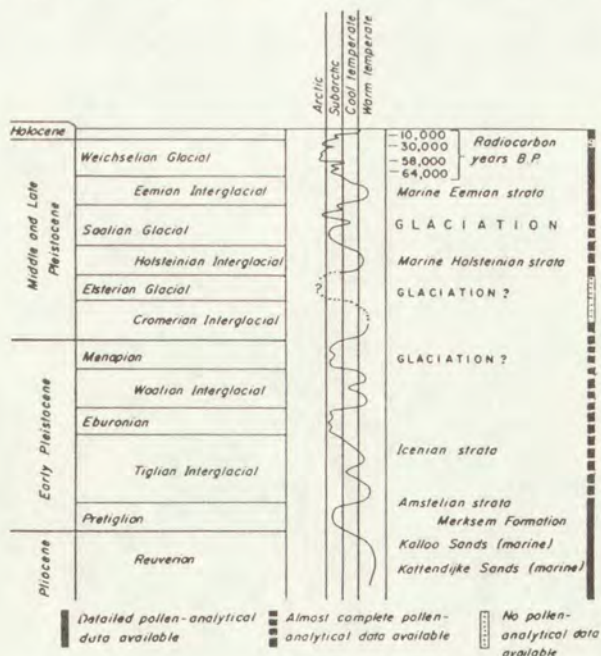


FIGURE 10. Corrélations lithostratigraphiques et chronostratigraphiques de couches quaternaires avec une courbe de température reprenant les données connues en 1959. Dans la colonne de droite sont indiquées les parties du Quaternaire pour lesquelles on ne dispose pas de données palynologiques (de Jong, 1967). Ce diagramme a un intérêt historique. Il doit être comparé avec la figure 11 qui reprend les mêmes données en les répartissant sur l'échelle des temps, telle qu'on la connaît maintenant. Comme nous le verrons plus loin, il n'est pas justifié de dénommer période glaciaire, les périodes froides de Menapien, Eburonien et Prétigilien; il s'agit de périodes froides mais pas nécessairement de glaciations.

Le problème pour chaque plante est de connaître le facteur qui limite son apparition: température d'hiver, température d'été, répartition des précipitations, ou conditions écologiques locales (ainsi *Dryas octopetala* n'apparaît que sur les sols dénudés et jamais sous forêt).

De toute manière, l'étude palynologique a fourni une excellente image des fluctuations climatiques postglaciaires. Aux Pays-Bas, un profil palynologique presque complet existe pour le Quaternaire (fig. 10 et 11). Une lacune existe cependant pour la glaciation de l'Elster, une partie de l'interglaciaire précé-

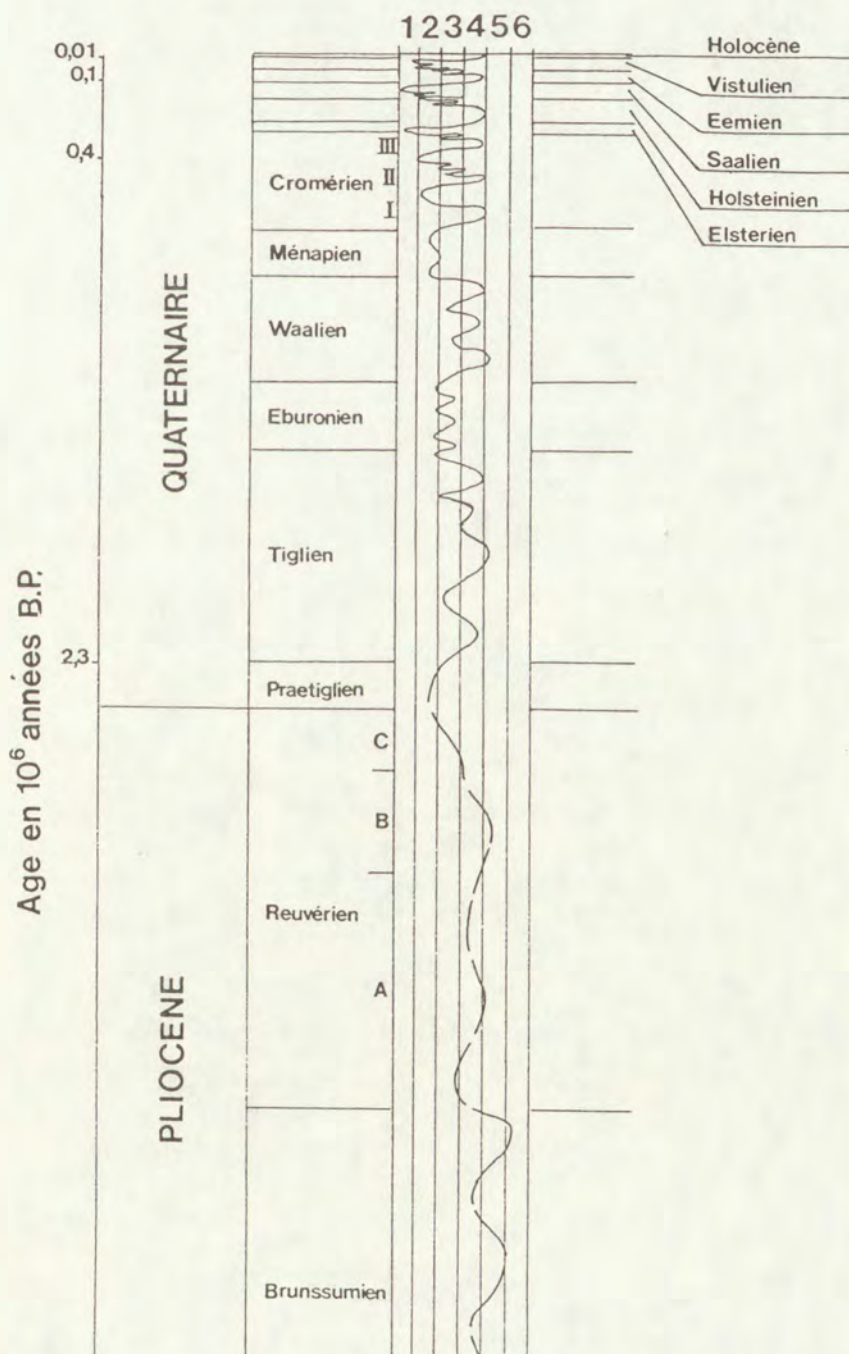
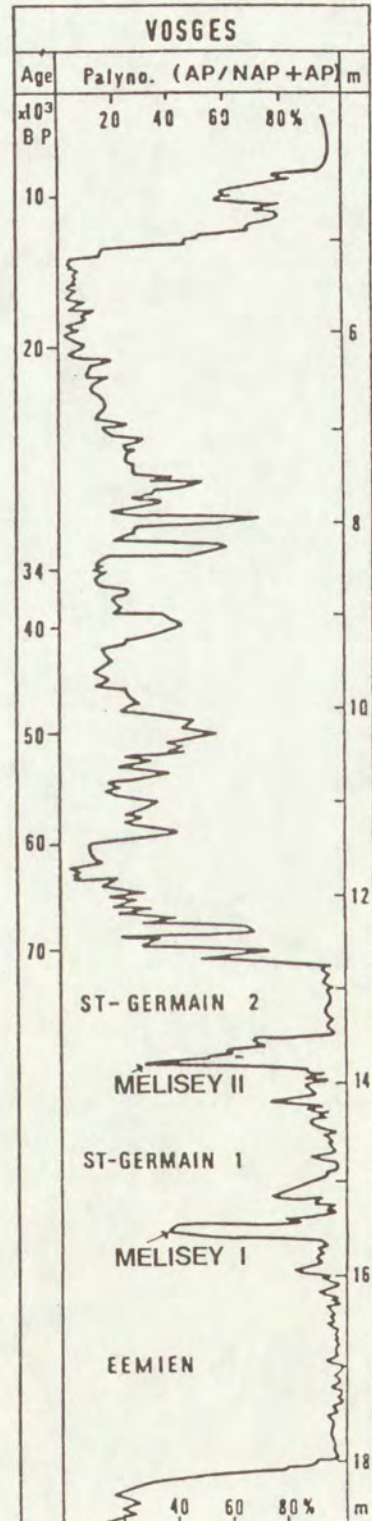


FIGURE 11. Schéma stratigraphique du Pliocène à nos jours obtenu par des études palynologiques dans l'Europe du Nord-Ouest. 1. désert polaire; 2. toundra; 3. forêt de conifères; 4. forêt à feuilles caduques; 5. forêt mésophytique mélangée; 6. forêt toujours verte. (Van der Hammen et al., dans TUREKIAN, édit. 1971).

FIGURE 12. Part des arbres (AP) et des non-arbres (NAP) dans la tourbière de la Grande Pile (Vosges) d'après Woillard et Mook (1982) .

dent, ainsi que pour une partie du Würm. Au cours de certaines phases de la dernière période froide, il semble qu'il n'y avait pas de couverture végétale dans ce pays qui était devenu un véritable désert froid.

La figure 12 donne la meilleure image palynologique que l'on possède maintenant pour la dernière glaciation. Elle a été retrouvée avec une allure tout à fait identique en France près de Lyon et aussi en Grèce. Ce diagramme pollinique reprend les résultats des comptages des pollens d'arbres et de non arbres exprimés en %. Il est intéressant aussi d'exprimer les résultats en valeur absolue, car certains phénomènes peuvent être masqués par l'existence d'un très grand nombre de grains dans une catégorie.



b) L'étude des micromammifères

Du fait de leur petite taille, les restes de micromammifères passent souvent inaperçus dans les dépôts. Un tamisage sous eau aux mailles voisines de 0,5 et 0,8 mm permet de recueillir des os et des dents de ces petits animaux. Leur

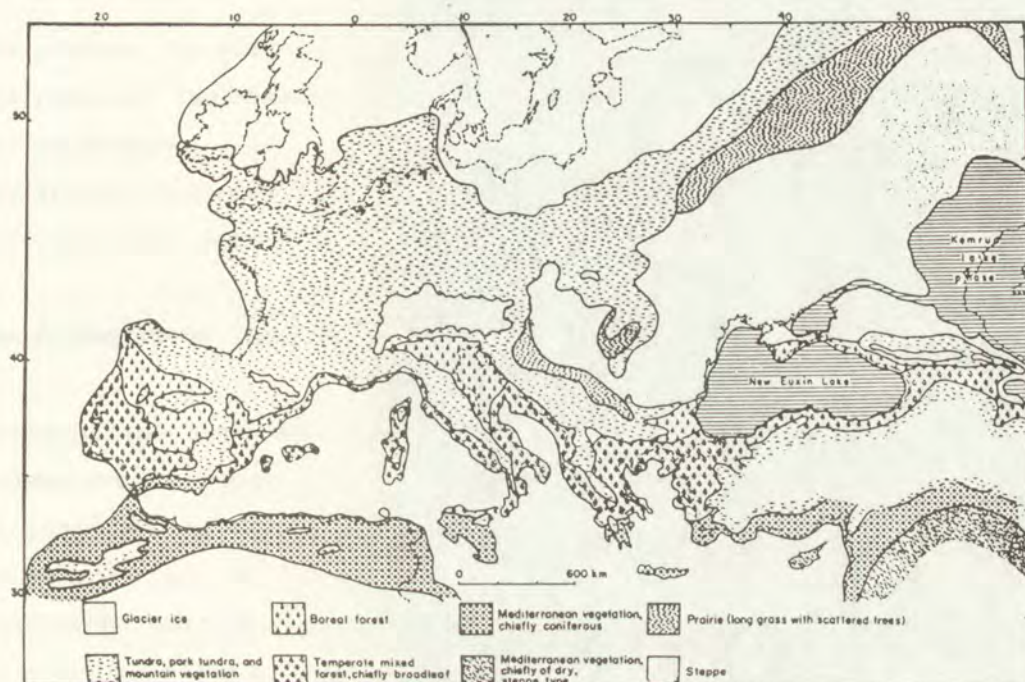


FIGURE 13. Schéma montrant la distribution générale de la végétation en Europe au moment de la période la plus froide de la dernière glaciation. Le niveau marin est représenté comme s'il était descendu de 100 m à ce moment (on ne connaît pas avec certitude quelle était la fluctuation du niveau de la mer). La mer Noire et la mer Caspienne étaient à ce moment des mers intérieures connectées (Flint, 1971).

abondance varie suivant les sites; bien entendu, les os et les dents peuvent disparaître si le calcaire du sédiment a été lessivé. Dans les remplissages de grottes, les restes de micromammifères qui proviennent de l'accumulation d'anciennes pelotes de réjection d'oiseaux rapaces sont souvent très abondants, au point de former de véritables couches à rongeurs. Le tamisage de quelques grammes de sédiment permet de reconnaître une abondante microfaune.

L'étude des gisements est souvent basée sur la reconnaissance d'une molai-re inférieure. Certains groupes de rongeurs (campagnols, hamsters, loirs, écureuils) et d'insectivores (musaraignes) ont une évolution extrêmement rapide au cours du Pléistocène qui permet d'établir une stratigraphie biologique détaillée. Ainsi, le lièvre et le hamster sont apparus au début du Pléistocène; le rat et la souris au début de l'Holocène. En outre, et surtout, l'étude des successions d'associations fossiles donne la possibilité de reconstituer les fluctuations du climat et de percevoir la diversité des milieux végétaux qui

ont existé à une époque donnée. Ainsi J.M. Cordy (1974) a montré qu'au dernier Dryas (dernier et très bref épisode froid de la dernière glaciation, il y a environ 10.000 ans), on trouvait simultanément dans la grotte du Coléoptère à Bomal sur Ourthe les preuves de l'existence autour de la cavité, des biotopes suivants:

- a) des steppes froides boréales à lichens et à arbres nains,
- b) des prairies humides,
- c) des marécages,
- d) des forêts (espaces probablement réduits),
- e) des rocailles sèches.

c) Les coléoptères (Beetles)

Les coléoptères sont abondants dans les eaux. Ils possèdent une carapace robuste permettant la conservation d'éléments reconnaissables qui peuvent être identifiés jusqu'à l'espèce. Les formes sont identiques à celles que nous connaissons maintenant, et leurs assemblages sont semblables à ceux des espèces actuelles. On s'en sert en conséquence pour établir des reconstitutions paléoclimatiques. Les résultats sont cependant différents de ceux qui ont été obtenus par la palynologie comme nous le montrent les deux exemples ci-dessous:

1. Il y a 45.000 ans, les températures d'été ont été plus chaudes que maintenant pendant environ un millier d'années. Et cependant les arbres étaient toujours absents. La seule explication possible c'est que le changement a été trop brutal et a duré trop peu de temps pour permettre le retour des arbres.

2. Il y a 13.000 ans, une phase de réchauffement (le Bölling) a précédé une période de refroidissement (le Dryas moyen) auquel a fait suite une période plus chaude, dénommée l' Alleröd. Pour les palynologues, la période la plus chaude aurait été l' Alleröd; l'étude des coléoptères indique par contre que le Bölling aurait été plus chaud. Les différences résulteraient ici encore de la lenteur relative de recolonisation du territoire par la végétation.

d) Les paléosols enfouis

L'étude la plus célèbre des sols fossiles a été réalisée dans les Alpes en 1909 par Penck et Brückner. Elle leur a permis de distinguer l'existence de 4 glaciations dénommées de la plus récente à la plus vieille: WÜRM, RISS, MINDEL, GÜNZ.

Les sols résultent des actions météoriques et biologiques sur les roches, soit ce que l'on appelle la pédogenèse. Cette action a été d'autant plus forte que la coloration est plus intense, le paléosol plus épais et les minéraux plus altérés. Cette intensité de l'évolution est liée à 4 facteurs principaux:

- a) le milieu biologique.
- b) le climat: le rôle de l'eau et des températures élevées favorisant les

réactions chimiques est essentiel; en outre, le climat détermine la couverture végétale.

c) la roche-mère qui est responsable du Ph de départ, de la résistance variable à l'altération, de la perméabilité et des oscillations de la nappe aquifère.

d) la durée de cette évolution pédologique.

Le principe d'utilisation de la pédologie dans l'établissement de la chronologie du Quaternaire est simple. Il consiste à reconnaître les paléosols interglaciaires, c'est-à-dire façonnés sous un climat tempéré ou plus chaud que l'actuel. Si un de ces paléosols surmonte une moraine, celle-ci est antérieure à l'interglaciaire dont on retrouve la trace. La superposition de paléosols et de dépôts mis en place au cours des périodes froides permet de compter le nombre des périodes chaudes ou froides. En outre, on s'efforce de caractériser le paléosol et de reconnaître les conditions climatiques sous lesquelles il est apparu.

L'application n'est pas toujours aisée. D'une part, les sols peuvent avoir été tronqués par l'érosion et leur absence est alors sans signification. Seule la présence effective d'un sol est réellement utilisable. D'autre part, l'identification du paléosol est généralement difficile. Souvent, ne persistent que les horizons inférieurs. Ajoutons enfin que la coloration varie avec la nature des roches et les conditions climatiques locales.

e) **Archéologie préhistorique**

La connaissance de l'évolution des techniques de taille des pierres utilisées par les hommes préhistoriques permet quelquefois de dater les dépôts où existent des témoins. Une telle datation est pour une grande partie du Quaternaire imprécise car plusieurs techniques ont existé simultanément. Par ailleurs, l'évolution a été très lente et les techniques n'ont évolué d'une manière appréciable que pendant la dernière glaciation. La figure 14 montre parfaitement que des datations intéressantes par l'étude des outils préhistoriques, ne sont obtenues que pour les 50.000 dernières années. Toutefois, les techniques de la Préhistoire peuvent fournir des repères stratigraphiques précieux dans certaines régions. C'est ainsi que les périodes pluviales du Maroc ont pu être corrélées avec des industries de la pierre taillée:

Moulouyen (Villafranchien supérieur, première période pluviale quaternaire connue au Maroc). Pebble culture primitive (P. Biberson et al., C.R.A.S., t.245, p.938-939, 1957).

Salétien (pluvial suivant). Pebble culture plus évoluée et Chelléen (Choubert et al., C.R.A.S., t.243, p.504-506, 1956).

Amirien (pluvial suivant, hypothétiquement corrélé avec le Mindel): Acheuléen peu évolué et, au début, Clacto-Abbevillien.

On voit que la Préhistoire est susceptible de fournir des renseignements (dans des régions favorables) remontant dans le temps à nettement plus d'un million d'années. Ces repères stratigraphiques ne donnent pas des datations très précises mais permettent de vérifier l'ordre de succession des dépôts, l'authenticité de leur ancienneté, et fournissent un âge approximatif.

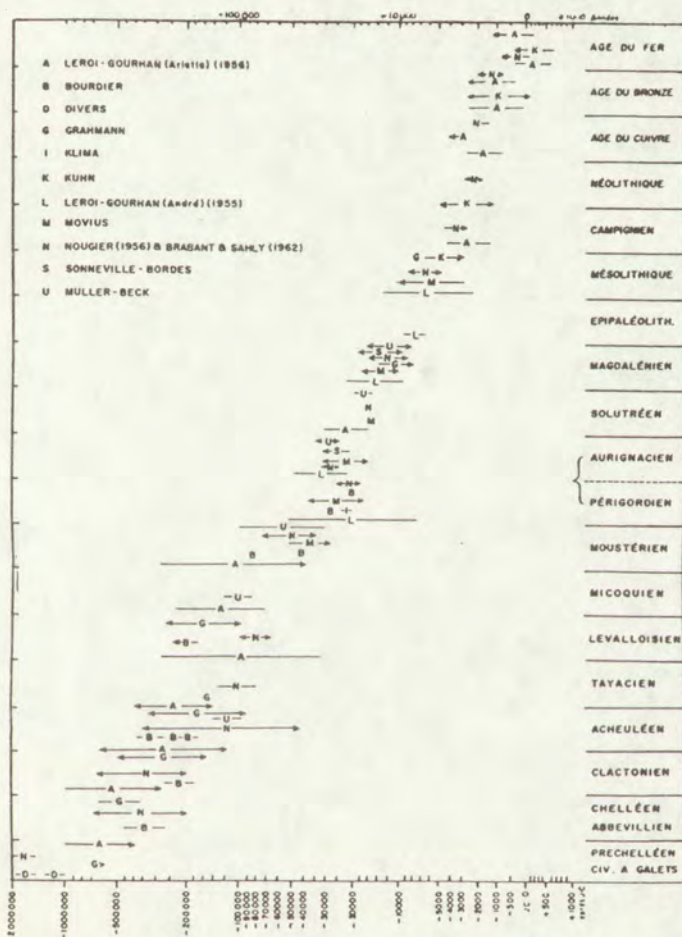


FIGURE 14. Tableau des principales industries préhistoriques d'après différents auteurs. Echelle logarithmique des temps. Ce n'est qu'au cours des 100.000 dernières années que les datations avancées pour les diverses industries correspondent à des périodes limitées et que les études préhistoriques permettent de donner des indications d'âge assez précises (A.Cailleux, 1969).

f) Paléomagnétisme

Dans des couches de lave et dans certaines roches sédimentaires, le magnétisme rémanent de petites particules de magnétite et de certains autres minéraux magnétiques reflète à la fois l'intensité et la direction du champ magnétique terrestre au moment de la consolidation de la roche (magnétisme thermorémanent à la suite de la solidification de la lave) ou au moment du dépôt (magnétisme détritique des particules sédimentées qui se sont alignées selon le champ magnétique). Quand on place face à face les datations des échantillons et

les polarités observées, il apparaît clairement qu'à certaines époques, la polarité était "normale", c'est-à-dire que le pôle Nord se trouvait dans le même hémisphère qu'aujourd'hui, et que, à d'autres époques, elle était "inverse". Sur la figure 15, sont indiqués les principaux changements de polarité qui ont été reconnus au cours du Quaternaire.

On distingue:

1. les époques géomagnétiques dont la durée est supérieure à 500.000 ans. On leur a donné le nom de différents chercheurs: BRUNHES, MATUYAMA, GAUSS.

2. les événements géomagnétiques de 10.000 à 50.000 ans, qui portent des noms de lieux: Jaramillo, Olduvaï.

3. les excursions géomagnétiques qui ont une durée plus brève et qui sont constituées d'une séquence de modifications géomagnétiques qui peuvent atteindre des latitudes intermédiaires allant jusqu'à 135°.

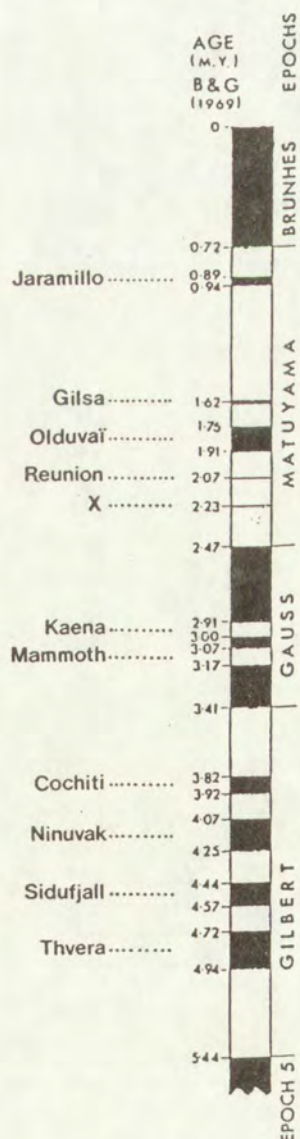


FIGURE 15. Courbe des changements de polarité magnétique au cours du Quaternaire et de la fin du Tertiaire d'après Mc Dougall, 1977.

Cette méthode ne fournit pas une datation pour un échantillon isolé. Dans une séquence sédimentaire continue, la localisation des renversements de polarité qui se sont succédé jusqu'à l'époque actuelle permet par contre de reconnaître les différents événements paléomagnétiques et fournit une échelle chronologique puisque leur âge est connu. C'est donc, en fait, un moyen de datation très utile et spécialement applicable aux dépôts des fonds océaniques où la sédimentation a été continue pendant tout le Quaternaire.

g) Détermination des fluctuations climatiques par carottage océanique

Actuellement, il est possible de réaliser des sondages profonds au fond des océans. Comme loin des côtes, la vitesse de sédimentation est inférieure à 0,1 mm/an (selon Emiliani, 1963, entre 0,01 et 0,05 mm/an), 10 m de carottes peuvent contenir l'ensemble des formations mises en place au cours de plus de 100.000 ans.

Ces carottes contiennent des foraminifères planctoniques qui ont vécu en surface et sont tombés au fond après leur mort. Comme la vase est perturbée dans les 4 à 5 cm supérieurs (mais parfois sur 20 ou 30 cm) par des vers marins, il est inutile de chercher des détails sur des épaisseurs inférieures à 10 cm. Pour la vitesse de sédimentation mentionnée ci-dessus, la résolution se fera à 1.000 ans près.

Trois méthodes d'étude ont été proposées (fig. 16, 17):

a. Mesure de la teneur en CaCO_3 : si l'argile sédimente à vitesse constante, la teneur de la carotte en CaCO_3 témoigne de l'abondance plus ou moins grande en foraminifères. Or, ces espèces sont très sensibles à des variations de température même très faibles et, de ce fait, les variations de la teneur en carbonates permettent d'estimer les variations de la température. La méthode est cependant douteuse car dans le Pacifique, par exemple, la production de carbonates n'est pas contrôlée seulement par la température de l'eau mais aussi par l'arrivée de produits nutritifs pour les foraminifères. Pendant les périodes froides, la circulation des eaux océaniques a été accélérée et une plus grande quantité de matières nutritives a été amenée à la surface des eaux tropicales, ce qui, même si la température a été abaissée, a accru la quantité de foraminifères.

b. Comptage des différentes espèces de foraminifères (méthode identique à celle utilisée en palynologie). Elle se base sur la connaissance des associations de foraminifères qui existent aux différentes températures à la surface de l'océan. Cette méthode permet de préciser la température de la surface de l'océan, avec un écart probable (médiane des valeurs absolues des écarts par rapport à la moyenne) de 1.5° C; cette valeur est à peu près égale à l'écart-type (racine carrée de la variance; variance = moyenne arithmétique des carrés

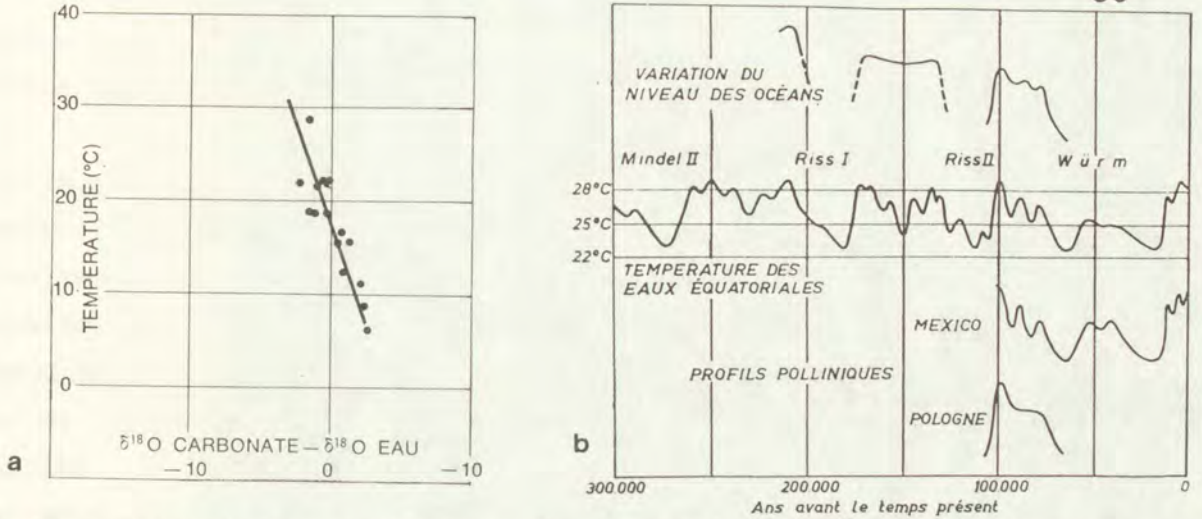
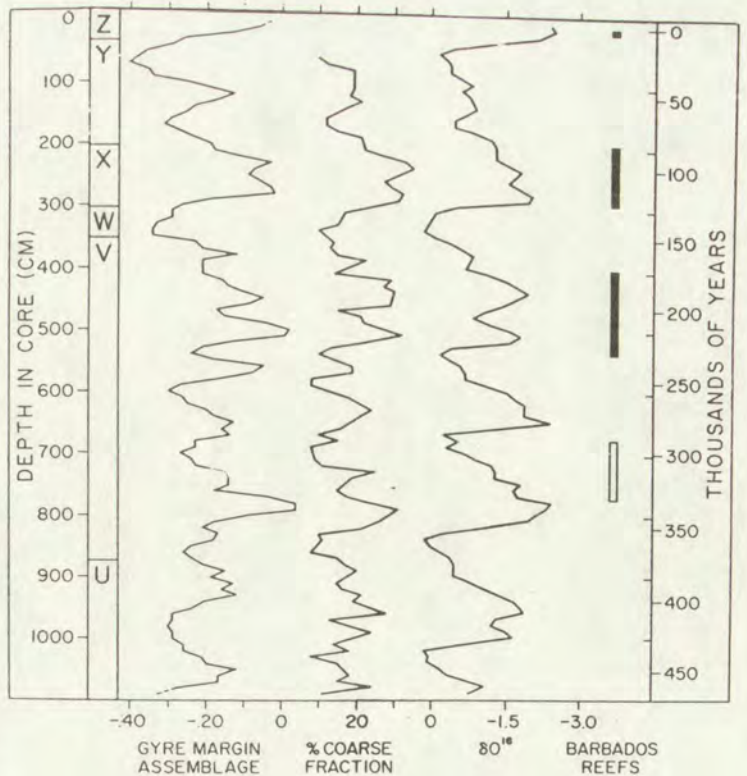


FIGURE 16 a. Thermomètre isotopique: La quantité de $\delta^{18}O$ des carbonates par rapport à celle de l'eau est une fonction de la température (La Recherche, 83, p.951)

b. Paléotempératures $^{18}O/^{16}O$ données en 1958 par Emiliani d'après l'étude de la carotte 280 prélevée dans l'Atlantique Nord au moment où l'on croyait que la fluctuation était un paléothermomètre, c'est à dire que l'on ne tenait pas en compte les variations dues au transfert d'eau sur les continents pendant les glaciations.

FIGURE 17. Courbes obtenues par l'étude de carottes de sondages océaniques prélevées dans la mer des Caraïbes. A gauche, l'échelle donne la profondeur des sédiments en cm. La colonne des lettres qui lui est accolée montre le découpage du temps tel qu'il a été reconnu dans les sondages océaniques par la distinction des stages isotopiques. La courbe de gauche figure le pourcentage d'une association de foraminifères chauds (gyre margin assemblage) qui diminue quand la température s'abaisse; la courbe médiane donne le pourcentage de fraction grossière supérieure à 74 μm qui représente le pourcentage de foraminifères dans le sédiment; la courbe de



droite montre la variation de la teneur en ^{18}O exprimée en % d'une valeur atteinte au cours de la dernière glaciation. Les rectangles inscrits à droite de ces courbes représentent des récifs des Barbades dont l'âge a été obtenu par des mesures radiométriques. A l'extrémité droite, est donné l'âge des sédiments. Comparer les différentes données représentées sur cette figure (TUREKIAN Edit, 1971, article de IMBRIE et KIPP).

des écarts par rapport à la moyenne) de la moyenne mensuelle de la température de surface de l'océan actuel (Moore, INQUA, 1977).

c. Mesure des fluctuations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans des carbonates marins. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans le carbonate de calcium des coquillages marins varie en fonction des fluctuations de ce même rapport dans l'eau de mer. Au cours du Quaternaire, les variations de la composition isotopique mentionnée ci-dessus ont résulté essentiellement de ce que H_2^{16}O (plus léger) a une plus grande tension de vapeur - et s'évapore donc plus facilement - que H_2^{18}O . Pendant les glaciations, la proportion de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ a donc été plus faible dans les glaciers et, en réciproque, plus forte dans les océans. En étudiant la teneur $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des coquillage ou celle des tests des foraminifères, il est possible d'étudier cette fluctuation.

Lorsque cette méthode a été mise au point par Urey (Univ. de Chicago) en 1947, l'espoir était grand de déterminer la température de l'océan au moment où les carbonates sont apparus. En effet, en négligeant le gaz carbonique et les autres sels oxygénés dissous dans l'océan, on peut dire que l' ^{18}O présent dans l'océan se répartit entre l'eau et les ions CO_3 . Or, comme l'oxygène 18 a davantage d'affinité pour l'ion carbonate, la valeur de fractionnement est légèrement supérieure à 1. Dans la mer s'établit un équilibre entre l'oxygène 18 dans l'eau et dans les carbonates tel que

$$\frac{(\text{C}^{16}\text{O}_2 \quad ^{18}\text{O} \text{ Ca}) / (\text{C}^{16}\text{O}_3 \quad \text{Ca})}{(\text{H}_2 \quad ^{18}\text{O}) / (\text{H}_2 \quad ^{16}\text{O})} = \alpha = \frac{\text{R carbonate}}{\text{R eau}} = 1,0286 \text{ à } 25^\circ\text{C}$$

Or, ce rapport est légèrement supérieur à l'unité d'une quantité-fonction décroissante de la température. On peut ainsi, en mesurant le rapport des concentrations en ^{18}O et en ^{16}O , connaître la température au moment de la précipitation du calcaire par l'organisme marin. Si le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est mesuré à 0,01%, ce qui est la limite de précision de la spectrographie de masse, la température est déterminée à 0,4°C près.

Cette méthode est utilisée en employant des foraminifères dont la période de croissance du calcaire se fait soit en été, soit en hiver.

On s'est toutefois rendu compte par la suite que les fluctuations observées étaient semblables pour les foraminifères pélagiques et benthiques, bien que fort peu de variations de température ait pu se produire au fond de l'océan où la température est proche du point de congélation. Les températures observées ne représentent donc pas seulement des variations de paléotempérature, mais en fait, comme nous l'avons dit plus haut, des variations de la quantité d' ^{18}O contenu dans l'océan. Ces variations conservent cependant une signification paléoclimatique certaine et permettent de retrouver les grandes fluctuations glaciaires.

En considérant des foraminifères benthiques, qui ont toujours vécu à des températures semblables (les eaux du fond de l'océan sont froides), ces mesures permettent de calculer les variations du niveau marin. Les datations des échantillons traités sont généralement obtenues soit par la méthode protactinium 231/ thorium 230, soit indirectement en étudiant le paléomagnétisme des sondages.

La courbe des variations isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ a été divisée en parties limitées par des variations importantes, parties que l'on dénomme les stades isotopiques. La figure 18 mentionne les stades isotopiques reconnus pendant le Quaternaire. Les chercheurs, aussi bien ceux qui travaillent sur les dépôts continentaux que ceux qui travaillent sur les dépôts marins, s'efforcent souvent de situer sur cette courbe les phénomènes qu'ils étudient. Elles remplacent maintenant le schéma des glaciations (p.22) comme moyen de référence.

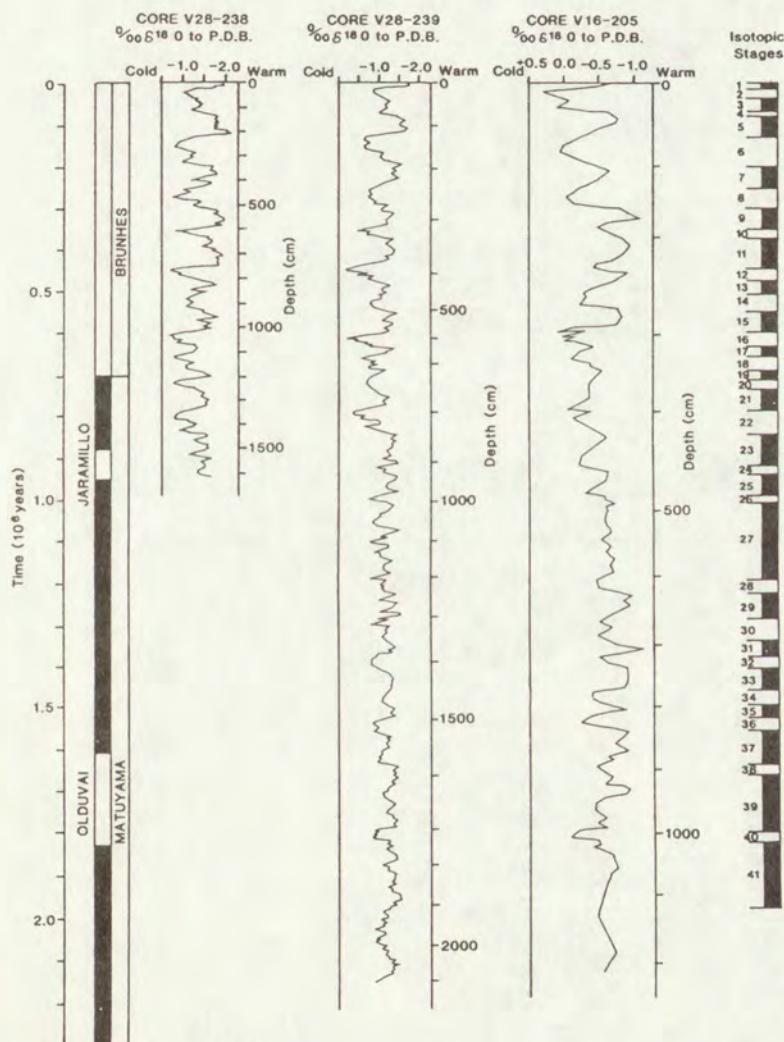


FIGURE 18. Courbe des variations de $\delta^{18}\text{O}$ dans trois carottes océaniques couvrant de longues périodes. A droite, les stades isotopiques (J.A.CATT, p.14).

h) Etudes de carottes de sondage prélevées dans des calottes glaciaires arctiques

Pour des températures négatives, les variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de la neige précipitée sont une fonction linéaire de la température au sol au moment de la précipitation comme le montrent les résultats obtenus dans l'Antarctique (fig.19a). La mesure de ces éléments dans des carottes de sondage des calottes

glaciaires permet de voir les fluctuations climatiques en grand détail avec une meilleure résolution que dans les sondages océaniques. Dans les glaciers tempérés, le regel de l'eau de fonte et les échanges isotopiques rendent la méthode inapplicable.

Des datations peuvent être obtenues par ^{14}C , ^{32}Si , ^{210}Pb pour les mêmes échantillons de glace. Des datations ne sont pas disponibles pour les temps les plus anciens enregistrés dans ces sondages, aussi pour les glaces les plus profondes, seules des estimations d'âge peuvent être avancées.

Un bon exemple des résultats est fourni par la figure 19b qui présente les résultats obtenus à partir d'un sondage réalisé en 1966, à 225 km à l'est de Thule et qui a atteint à 1390 m de profondeur, de la glace dont l'âge est estimé à ± 140.000 ans

Cette méthode d'étude des sondages glaciaires appliquée au Groenland et dans l'Antarctique a montré que les fluctuations climatiques des derniers 100000 ans ont été mondiales.

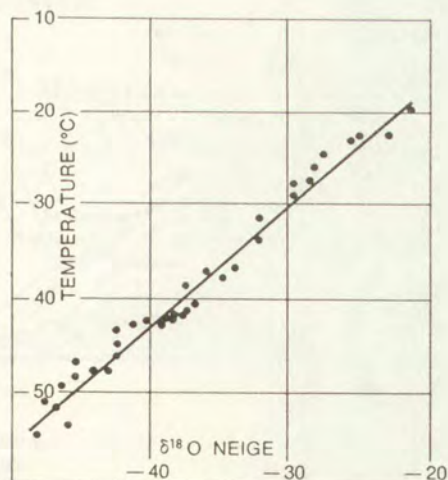


Figure 19a. Relation entre la température de condensation de l'eau et le $\delta^{18}\text{O}$.

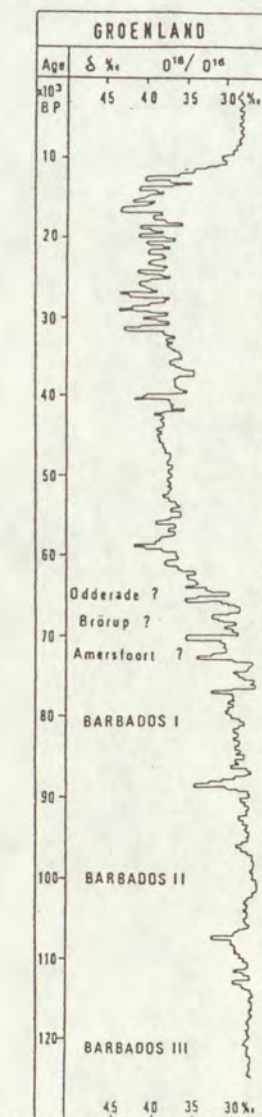


FIGURE 19b. Variation isotopique $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ dans le sondage du Camp Century (Groenland). (Dansgaard et al., 1971).

Pour conclure

Il est évident que cette liste de méthodes chronologiques et stratigraphiques n'est pas complète. Au fur et à mesure du développement des connaissances, de nouvelles techniques sont utilisées et elles apportent souvent des résultats inespérés.

Certaines méthodes résultent de l'application à d'autres milieux et de la combinaison de techniques présentées dans ce cours. Ainsi, actuellement, l'étude des carbonates déposés dans les grottes permet, en mesurant la proportion des isotopes $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de reconstituer et de dater des séquences paléoclimatiques. La datation est obtenue par le rapport $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ parce que à l'origine le dépôt ne contient pas de thorium et que, d'autre part, cet isotope ne migre pas au sein des carbonates déposés. Par ailleurs, le pourcentage $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ donne une image de la température moyenne de surface au moment du dépôt, étant donné que le fractionnement isotopique entre la calcite et l'eau est sous la dépendance de la température.

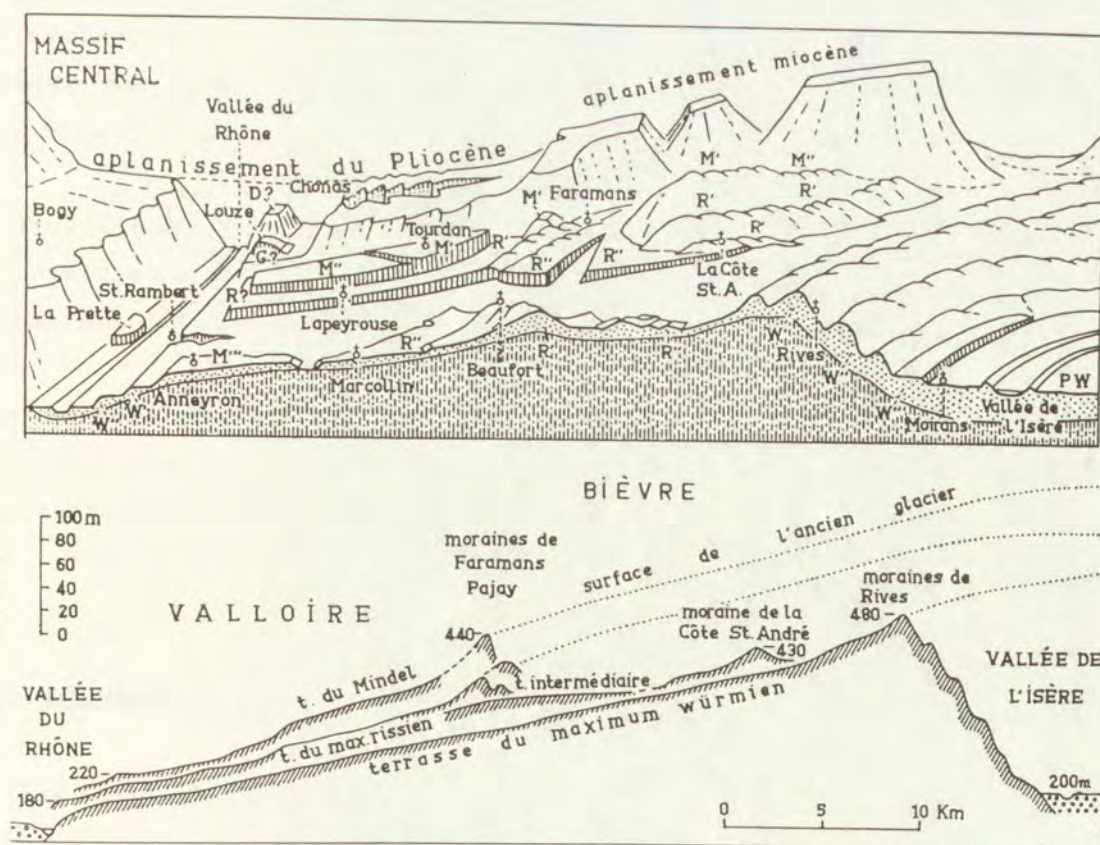


FIGURE 20. Bloc diagramme et profils de la Bièvre-Valloire montrant comment la géomorphologie permet d'étendre les datations obtenues en un endroit (Lliboutry, 1965, d'après Bourdier).

Des études effectuées au nord de l'Angleterre et vérifiées chez nous par M. Gewalt ont montré ainsi que les dépôts de calcite mis en place dans les grottes se sont déposés depuis 14.000 ans BP, et auparavant vers 60.000 ans BP, et entre 90.000 et 130.000 ans BP (R.S.Harmon, et al., 1977).

Signalons pour terminer que des travaux géologiques et géomorphologiques permettent d'étendre largement les datations obtenues par une des techniques que nous avons vues précédemment en établissant des corrélations entre divers dépôts.

Citons à ce propos quelques exemples:

Aux Pays-Bas, des unités lithostratigraphiques ont été reconnues dans des formations où existaient des "datations" palynologiques. L'étude minéralogique (m.denses) de ces unités a permis d'étendre géographiquement les datations obtenues. Cependant, comme il n'a pas été établi que les unités lithostratigraphiques sont également des unités chronostratigraphiques (Zonneveld, 1958), les résultats sont aléatoires. C'est par des corrélations semblables (altimétriques entre terrasses; lithostratigraphiques entre terrasses et dépôts accumulés aux Pays-Bas) que des datations ont pu être proposées pour les terrasses de la Meuse, à partir des terrasses du Rhin.

En Pologne, les rapports entre les formations glaciaires et les dépôts des mers interglaciaires (mer holsteinienne et mer eemienne) ont facilité la distinction des différentes glaciations.

En bordure des Alpes, les successions des dépôts morainiques et des épanchages fluvio-glaciaires ont également aidé à proposer une stratigraphie des formations quaternaires (fig. 20)

4. LE NOMBRE DE PERIODES FROIDES; LA CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE

Les glaciations.

Il ne faut pas confondre périodes froides et glaciations. Une région peut avoir connu 3 ou 4 périodes froides attestées par l'avancée des glaciers à son voisinage immédiat et n'avoir subi qu'une glaciation. En outre, le retard avec lequel les glaciers enregistrent les oscillations climatiques est une cause de complications à l'échelle régionale ou locale. Ainsi, aux Pays-Bas, l'inlandsis

est arrivé alors que le climat était froid depuis longtemps comme le prouve entre autres la structure des moraines de poussée. Par contre, en Suède centrale, la fusion de l'inlandsis weichselien s'est produite alors que le climat s'était déjà réchauffé: la région était encore couverte d'un glacier alors que la période froide était finie. On peut, en effet, comme le montre la figure 21, trouver, pour une température donnée, un glacier en équilibre en un endroit donné, ou pas de glacier du tout, uniquement en fonction de l'histoire climatique de la région.

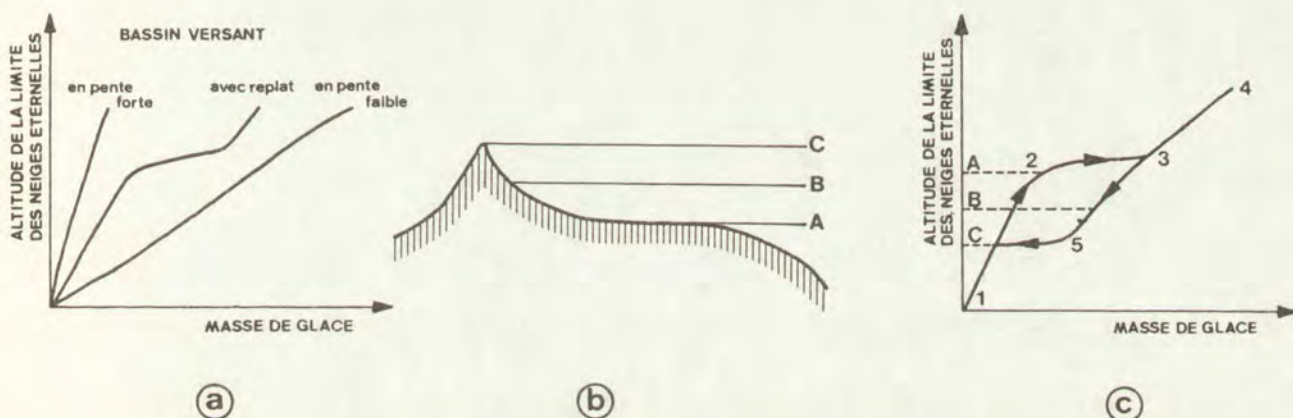


FIGURE 21. Courbes de glaciation d'après Tronov.

Ces courbes illustrent le fait que l'importance de la glaciation dépend de la morphologie du massif sur lequel elle apparaît.

La figure a. montre que l'importance du glacier augmente beaucoup plus rapidement pour le même abaissement de la limite des neiges permanentes si la pente des versants est faible que si elle est forte.

La figure b. schématise le versant d'une montagne présentant un replat marqué, à laquelle s'applique la courbe médiane de la figure a.

La figure c. indique que, pour ce même profil de la figure b, on peut avoir en équilibre, pour une ligne d'altitude des neiges éternelles B, soit une glaciation très importante, soit une glaciation beaucoup plus réduite; l'extension du glacier dépendant de l'histoire climatique directement antérieure. Pour la ligne d'équilibre B, si le glacier dessiné en pointillés sur la figure b est constitué, il se conservera puisque la surface du glacier est au-dessus de la limite des neiges permanentes; il ne pourra apparaître toutefois que si la limite des neiges s'abaisse jusqu'en A (Lliboutry, 1965).

D'autre part, comme le proposent Chebotareva et al. (INQUA, 1977), une élévation de la température peut provoquer une avancée glaciaire en augmentant la plasticité de la glace. Ces auteurs pensent qu'un tel phénomène s'est produit dans la plaine russe, il y a 30.000 ans.

En 1901, dans les Alpes bavaroises, Penck a distingué 4 glaciations qu'il a dénommées, de la plus récente à la plus ancienne: WÜRM, RISS, MINDEL,

GÜNZ. On a reconnu depuis lors deux glaciations supplémentaires **DONAU** (1930) et **BIBER** (1956) (voir fig.21). Les moraines antérieures à l'interglaciaire Mindel-Riss sont les plus altérées. Celles du Riss sont les plus éloignées des Alpes (moraines externes).

Dans la plaine **germano-polonaise**, 3 glaciations venues de Scandinavie ont été reconnues, soit de la plus jeune à la plus ancienne: **WEICHSEL**, **SAALE**, **ELSTER**. Les moraines de la glaciation de la Weichsel sont fraîches; celles de la glaciation Saale sont modifiées par solifluxion et altérées; il ne subsiste souvent de la glaciation Elster que des blocs erratiques; lorsque du matériau morainique existe, il est profondément altéré et très disséqué par l'érosion.

Entre les glaciations Weichsel et Saale, se place l'interglaciaire **EEMIEN**,

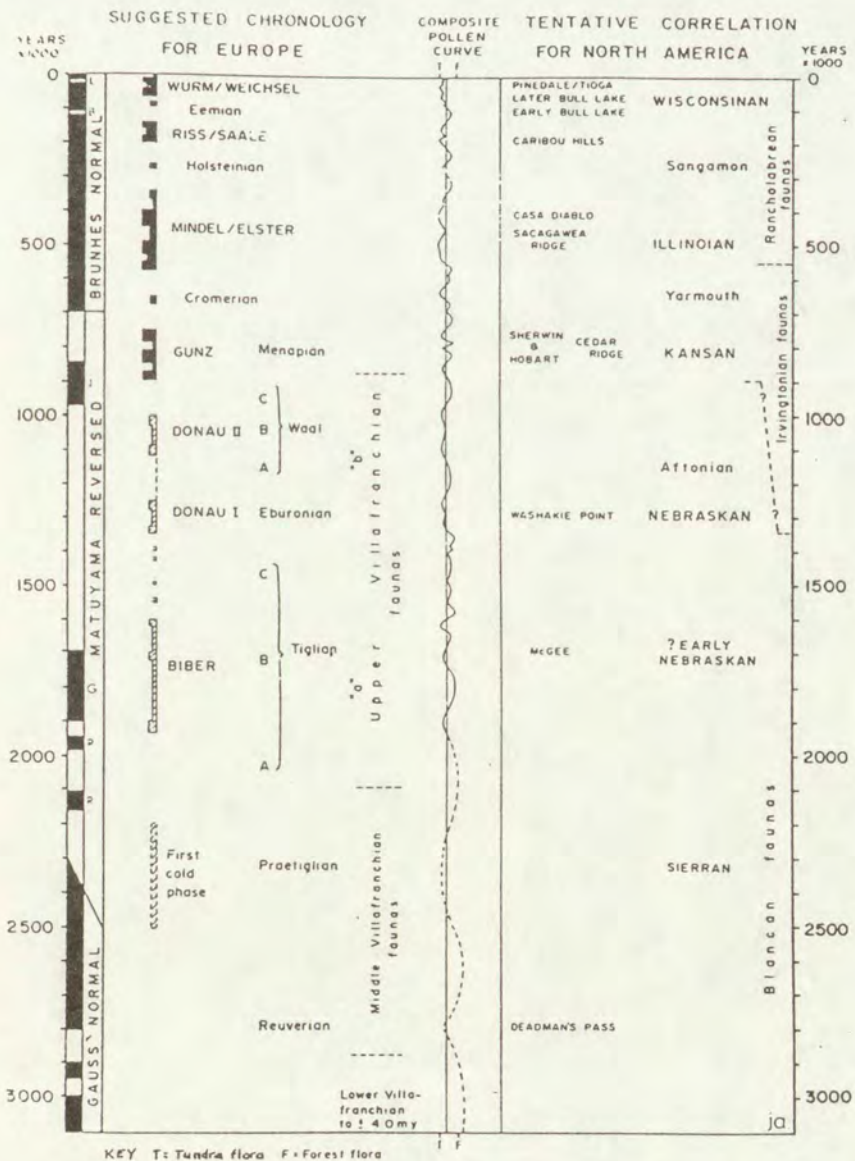


FIGURE 22. Essai de corrélation entre le Quaternaire d'Europe et de l'Amérique du Nord.

La courbe des fluctuations climatiques est établie sur base des études des fonds océaniques (figure 17). Elle montre l'état des connaissances en 1974 selon Cooke. Remarquez que suivant cette figure la glaciation Illinois serait contemporaine de la glaciation Mindel ou Elster.

qui a été reconnu près de la rivière Eem aux Pays-Bas dans des dépôts sableux marins contenant un fossile chaud caractéristique, aujourd'hui disparu: *Tapes Senescens* (c'est une palourde). Les sédiments de l'interglaciaire **Holstein** sont localisés entre les dépôts SAALIENS et ELSTERIENS. Leur nom provient de la région d'Allemagne où ces sédiments sont abondants. Il s'agit là-bas, comme dans les régions voisines de Pologne et des Pays-Bas, de sédiments marins, lacustres ou alluviaux qui témoignent d'une mer semblable à celle qui viendra plus tard et sera dénommée "mer à Littorina" (fig.4).

Quatre glaciations dans les Alpes, trois seulement dans la plaine germano-polonaise! Différentes hypothèses ont été proposées pour établir une corrélation entre les deux régions. Le problème serait résolu s'il était démontré, par exemple, que la moraine de la Wartha est le témoin d'une glaciation indépendante et non un stade de la Saale. Des arguments en faveur de cette interprétation ont été fournis par Wiegank qui en 1972 retrouve des traces de transgressions marines avant et après le stade de la Wartha. Une autre possibilité réside dans le fait que les glaciations Gunz et Mindel, distinctes dans les Alpes, pourraient être confondues quand il s'agit de glaciations d'inlandsis. Une telle possibilité pourrait résulter, soit du retard considérable que présentent



FIGURE 23. Schéma montrant la localisation des moraines terminales principales et d'autres lignes datées donnant la position de la limite du glacier VWeichsel lors de la récession glaciaire en Allemagne, en Pologne, au Danemark et en Suède. Les moraines sont identifiées par leur nom. Les dates sont exprimées en milliers d'années BP (Flint, 1971).

toujours les glaciations d'inlandsis sur les fluctuations climatiques (et aussi sur les avancées et les retraits des glaciers de montagne), soit du fait que l'interglaciaire Gunz-Mindel a été trop froid pour permettre la distinction entre les deux glaciations.

Il est maintenant évident que les 4 glaciations alpines résultent d'une simplification outrancière de la réalité; les phases glaciaires et interglaciaires ont été beaucoup plus nombreuses que ne le figure le schéma classique.

En **Amérique du Nord**, les problèmes sont identiques. Certains auteurs multiplient les périodes froides, d'autres les regroupent. Par symétrie avec l'Europe, on hésite entre 3, 4 ou 5 glaciations. Les glaciations connues portent les noms de **SIERRA**, **NEBRASKA**, **KANSAS**, **ILLINOIS**, et **WISCONSIN** (de la plus ancienne à la plus jeune).

En **Patagonie**, dans les **Andes du Pérou** et dans l'**Antarctique**, 3 glaciations au moins ont également été reconnues.

Le problème de la simultanéité des glaciations à la surface de la terre est un des grands problèmes du Quaternaire car, suivant la réponse qui y est apportée, les théories susceptibles d'expliquer les glaciations peuvent être reçues ou rejetées. De cette réponse, résultent en outre d'importantes conséquences dans les domaines des fluctuations glacio-eustatiques.

Dans les grandes lignes, la simultanéité a été démontrée pour la fin de la dernière glaciation tout d'abord par les travaux de de Geer (étude des varves). Elle a été confirmée pour les derniers 40.000 ans par ^{14}C . Cette simultanéité est établie en tout cas pour l'Europe, l'Amérique du Nord et la Patagonie. Elle



FIGURE 24. Schéma montrant les trois glaciers principaux de l'Amérique du Nord et les différents stades du retrait de la glaciation après 18.000 ans BP, (Flint, 1971).

est confirmée pour plus de 100000 ans par l'étude des calottes glaciaires de l'Arctique et de l'Antarctique.

Dans le détail, la synchronisation est moins poussée. Les glaciers de montagnes ont fondu plus vite que les inlandsis.

Au-delà des 40.000 ans connus par le ^{14}C , les corrélations sont basées principalement sur les datations K/Ar et le paléomagnétisme. La fig. 22 montre un essai de corrélation entre l'Europe et l'Amérique, essai proposé en 1973 par Cooke. Les datations obtenues par les études des éléments de la série de l'uranium commencent à être plus nombreuses et donnent par exemple pour les îles Marshall, un arrêt de la croissance des coraux consécutif à l'abaissement de la mer, il y a 124.000 ans. De telles données nous renseignent sur la durée de la dernière glaciation.

Les périodes froides

A la fin de la dernière guerre, la chronostratigraphie du Quaternaire était basée essentiellement sur la connaissance des glaciations. La figure 25, extraite de Büdel (1950), montre comment on reconstituait la courbe de la température moyenne du mois de juillet dans les bassins d'Allemagne du sud. On se rendait bien compte que cette courbe donnait seulement une approximation grossière.

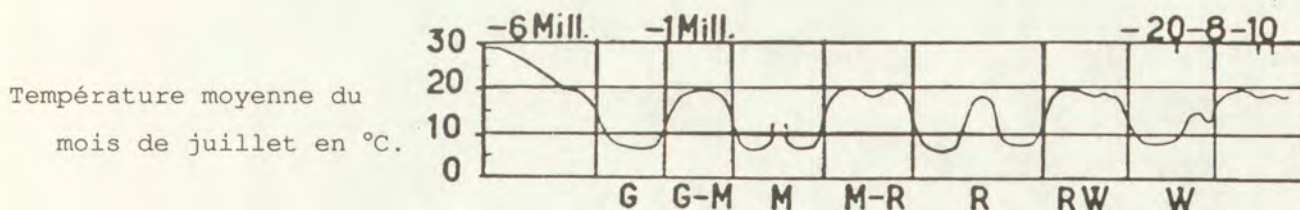


FIGURE 25. *Historique: Courbe de la température moyenne du mois de juillet dans les bassins d'Allemagne du sud (d'après Büdel, 1950). Cette courbe est donnée à titre historique pour montrer quel était l'état des connaissances, il y a quelques décennies.*

On distinguait alors le **Quaternaire ancien** comprenant les glaciations du Danube, du Günz et du Mindel, le **Quaternaire moyen** qui consistait dans le long interglaciaire Mindel-Riss (le climat chaud et la longue durée de cet interglaciaire auraient donné une profonde altération), et le **Quaternaire récent** qui s'étendait du Riss jusqu'à l'époque actuelle. Le Riss paraissait constitué de

deux épisodes froids principaux, séparés par une décrue temporaire de la glaciation.

Actuellement, sur la base des études palynologiques effectuées en Europe (fig. 10 et 11), six périodes froides et six périodes chaudes ont été reconnues depuis la fin du Pliocène. Les périodes froides antérieures à l'Elster sont dénommées de la plus jeune à la plus ancienne: **Menap, Eburon, Pre-Tegelen**; les périodes chaudes intermédiaires étant appelées: **Cromer, Wall, Tegelen**.

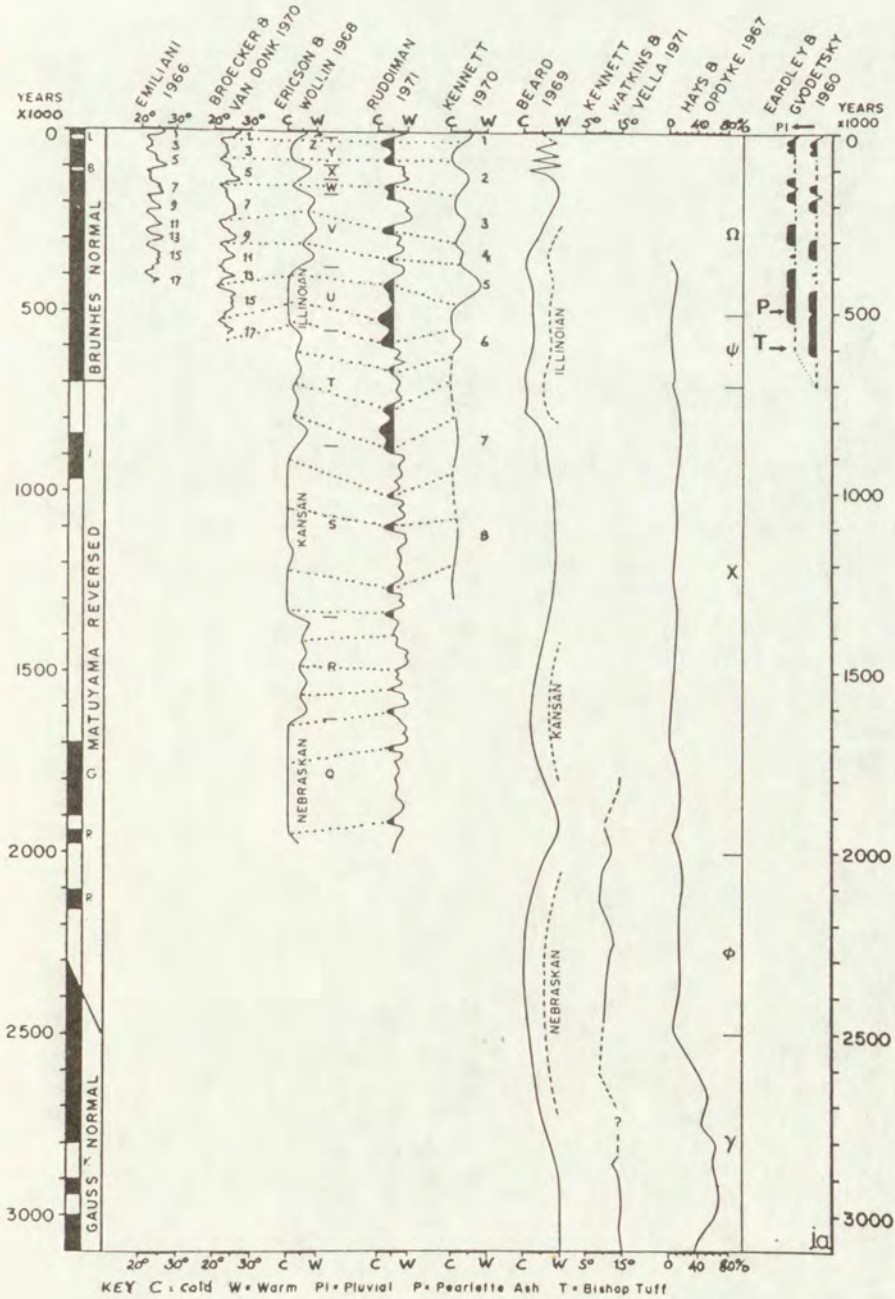


FIGURE 26. Fluctuations climatiques quaternaires obtenues par diverses méthodes d'étude des sédiments océaniques. La signification des différentes courbes est donnée dans le texte. A l'extrémité gauche sont représentés les changements magnétiques de polarité connus pour les derniers 3.000.000 d'années (Cooke, 1973).

Les courbes obtenues par l'étude de carottes océaniques (fig. 17 et 26) montrent toute la complexité des variations climatiques et établissent qu'il est difficile de rendre compte de toutes les fluctuations par une simple nomenclature. Pour montrer l'état des connaissances, nous présentons les différentes courbes de la figure 26:

EMILIANI, 1966. Cette courbe synthétise les connaissances obtenues par $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans l'Atlantique, la mer des Caraïbes et la Méditerranée. Les datations ont été obtenues par ^{14}C et par $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$.

BROECKER et VAN DONK, 1970, reproduisent la même courbe mais en l'étirant de 25% après de longues discussions.

ERIKSON et WOLLIN, 1968, ont établi une courbe (qui a été simplifiée sur la fig.26), en étudiant dans l'Atlantique le pourcentage de *Globorotalia Menardii* (foraminifère caractéristique des eaux chaudes).

RUDDIMAN, 1971, donne une courbe établie dans l'Atlantique équatorial en comptant dans 15 sondages le pourcentage de foraminifères chauds et froids.

KENNETT, 1970, a étudié 11 sondages au Centre du Pacifique au point de vue biostratigraphique.

BEARD, 1969, s'est basé sur l'abondance de foraminifères dans le golfe du Mexique.

HAYS et OPDYKE, 1967, ont analysé les espèces de radiolaires dans 3 sondages de l'Antarctique.

EARDLEY et GVODETSKY, 1960, ont examiné les sédiments d'un sondage profond de 220 m dans le grand lac salé de l'Utah. La teneur en sel des sédiments est en relation avec la pluviosité qui régnait au moment du dépôt.

La courbe proposée par Ruddiman montre qu'une quinzaine de périodes froides se sont sans doute succédé au cours du Quaternaire. Le froid semble s'être progressivement accentué, et surtout la durée des périodes froides semble s'être considérablement allongée depuis un million d'années.

La seule période qui est actuellement assez bien connue est la dernière glaciation et l'interglaciaire qui l'a précédé (voir fig. 12).

Deux périodes très froides, **Mélisey I** et **Mélisey II**, ont entrecoupé une période interglaciaire dénommée **Eemien**, **S^t Germain I** et **S^t Germain II**.

Le froid, pas très vif au début de cette glaciation, a été interrompu par trois périodes tempérées: les interstades d'**Amersfoort**, de **Brørup** et d'**Odderade**. Le pléniglaciaire a vu également des périodes de faible réchauffement: les périodes de **Moershoofd** et de **Hengeloo** et d'**Arcy-Stillfried b** (=Denekamp) C'est après l'interstade d'**Arcy-Stillfried b** que le froid est devenu très vif. Le tardiglaciaire montre deux oscillations tempérées très courtes, le **Bölling** et l'**Alleröd** qui s'intercalent entre les **Dryas I, II et III**. Après, vient le post-glaciaire ou **Holocène** comprenant dans l'ordre le **Préboréal**, le **Boréal**, l'**Atlantique**, le **Subboréal** et le **Subatlantique** (fig. 12 et 27).

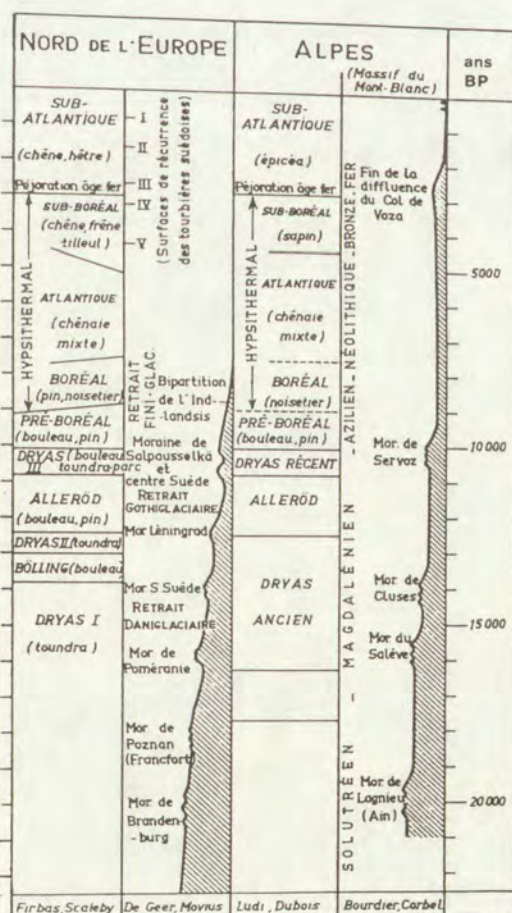


FIGURE 27. Schéma montrant les périodes climatiques reconnues au cours des 22.000 ans BP et donnant le retrait glaciaire dans les Alpes et le Nord de l'Europe (Lliboutry, 1971). Des moraines du nord de l'Europe se retrouvent sur la figure 23 La moraine de LAGNIEU est dans le Jura méridional, celle de SALEVE au sud de Genève, celle de CLUSES dans la vallée de l'Arve.

Précisons que les fluctuations climatiques n'ont pas nécessairement une occurrence mondiale. Ainsi la déglaciation a été régulière en Amérique, sans le réchauffement Alleröd et le refroidissement du dernier Dryas. Toutes les reconstitutions s'accordent pour y voir l'influence de la gigantesque calotte glaciaire wisconsinienne qui était l'élément principal du climat de ce continent. Le climat s'est amélioré au fur et à mesure où la surface du glacier diminuait.

5. LES GLACIATIONS QUATERNAIRES.

Introduction

Note historique:

C'est vers 1820 que, pour la première fois, des traces des glaciations quaternaires ont été reconnues. L'idée que de grands glaciers se sont développés au Quaternaire, a été diffusée en Europe par L. Agassiz vers 1840. La seconde moitié du 19^e siècle a été consacrée à la reconnaissance de l'extension de ces glaciers. Les grandes lignes en étaient connues avant 1900. Dès avant cette date, quelques auteurs avaient observé la superposition de plusieurs moraines et avaient supposé que plusieurs glaciations s'étaient succédé. C'est ainsi qu'avant 1882, Penck au nord des Alpes avait reconnu 3 couches successives de drift (dépôts glaciaires). Après la dernière guerre mondiale, l'étude des fonds marins a apporté des données nouvelles et fondamentales en ce qui concerne l'extension des glaciers dont on connaissait seulement les limites sur les continents (exemple: la présence d'un glacier à l'emplacement de la mer de Barents).

Les glaciers actuels:

Les calottes glaciaires Antarctique et du Groenland représentent la plus grande part de la masse des glaciers actuels: en superficie $12,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pour l'Antarctique (85%), $1,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pour le Groenland (12%), alors que l'extension de tous les glaciers actuels est estimée à $14,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Les glaciers couvrent environ 10% de la surface de la terre. Au moment de l'extension maximale des glaciers, leur étendue a atteint sans doute 29% de cette même surface.

Contrairement à la croyance populaire du 19^e siècle, la distribution des

glaciers n'est pas régie avant tout par la proximité des pôles. Ils sont le mieux développés sur les terres élevées subissant un climat maritime. Si le glacier antarctique est centré sur le pôle sud, c'est principalement dû au fait qu'il y a, en cet endroit, un continent élevé. En effet, si ce continent était situé plus au nord, sur le parallèle de 40°, il serait également très largement couvert par de la glace. Inversement, il n'y a pas de glacier au pôle nord, puisque en cet endroit se trouve une mer profonde.

Europe

La figure 28 montre les contours de la calotte glaciaire scandinave lors des glaciations saaliennne et vistulienne. Il faut remarquer que la limite d'extension de cette calotte glaciaire en direction du nord et de l'ouest n'est pas très bien connue puisqu'elle se trouve sous le niveau de la mer. Au nord, il a été établi que la mer de Barents (dont la profondeur ne dépasse pas 400 m) a été entièrement recouverte de glace et que le Spitzberg, la Terre François-Joseph et la Nouvelle Zemble ont été réunis au continent par un glacier (voir figure 29, en annexe). L'étude du fond de la mer, le relèvement isostatique de ces îles, ainsi que la découverte au nord de l'U.R.S.S. de blocs erratiques venus du Spitzberg sont les arguments qui permettent d'avancer cette thèse.

La même carte montre que les îles Shetlands ont été recouvertes par de la glace venue de Scandinavie, bien qu'un chenal profond de 500 m existe entre ces deux terres. Quant aux Iles Britanniques, elles ont été ensevelies sous une masse de glace locale se déplaçant radialement depuis les sommets les plus élevés.

A l'est, les publications soviétiques récentes indiquent que le glacier scandinave s'est joint aux glaciers recouvrant l'Oural et se prolongeait par une nappe de glace recouvrant la Sibérie occidentale (voir figure 29 en annexe).

Il est maintenant vraisemblable, comme le montre la figure 29 extraite de Denton et Hughes (1981) que l'Océan Glacial Arctique a été recouvert par une épaisse plate-forme glaciaire qui s'est avancée au sud des détroits entre le Groenland, l'Islande et la Norvège. Différents arguments, dont principalement la topographie sous-marine suggèrent qu'une calotte glaciaire a existé, à l'emplacement de l'Océan Arctique au nord de la Sibérie Orientale.

Vers le sud, le glacier scandinave a atteint à peu près 50° de latitude sud vers Cracovie (latitude de Bastogne) et s'est même avancé un peu plus au

EXTENSION DES GLACIERS QUATÉRNAIRES EN EUROPE



Fig. 28

au sud près du Dniepr. En dehors de la zone d'extension du glacier sandinave, des glaciers se sont étendus sur les Alpes et le Jura, les Pyrénées, le Massif Central, les Vosges, la Forêt Noire, le Harz, la Forêt de Bohême, les Beskides, les Tatras, les Carpates, diverses parties des Balkans et des Apennins, le Caucase, la Corse, la Sierra Nevada, et diverses montagnes de l'Espagne et du Portugal, au nord du Tage.

L'épaisseur de la calotte glaciaire scandinave n'est pas bien connue. Comme tous les sommets paraissent avoir été recouverts de glace, une épaisseur supérieure à 3000 mètres est souvent citée. Des calculs effectués en considérant l'importance du relèvement isostatique aboutissent à des estimations semblables. Les stries glaciaires, ainsi que le déplacement de blocs erratiques, attestent que le sommet de la calotte glaciaire a toujours été situé en Scandinavie.

Les calottes glaciaires européennes sont apparues sur les Monts Scandinaves. L'altitude des sommets de cette chaîne de montagnes varie de 1200 à 1500 m et dépasse 2500 m dans le sud de la Norvège. La hauteur des précipitations annuelles y varie de 750 à 3000 mm. Il suffit d'un faible abaissement de la température pour que se développent considérablement les glaciers qui y existent encore. C'est ce qui s'est produit au début de chaque glaciation; les glaciers, en se réunissant, ont recouvert les montagnes et se sont étalés vers l'est et vers l'ouest. L'extension dans cette dernière direction était à première vue facilitée par l'exposition de ce versant aux vents pluvieux du sud-ouest. Toutefois, dans cette direction, le glacier n'a pas tardé à atteindre l'Océan Atlantique qui, en cet endroit, est relativement profond. La fusion qui s'y produisait, y limitait la croissance du glacier. Vers l'est et le sud, ce phénomène n'a pas joué, aussi le glacier s'est-il étendu progressivement. Soulignons que la direction de croissance du glacier n'est pas opposée ici à la direction des vents pluvieux qui l'alimentaient. L'alimentation venue directement du sud, depuis la Mer Méditerranée, a d'ailleurs été contrariée par la barrière que constituaient les Alpes.

Comme nous l'avons dit précédemment, des glaciers ont grandi séparément sur divers sommets des Iles Britanniques: les North West Highlands, les Southern Uplands en Ecosse, les Cumberlands Highlands, la chaîne Pennine en Angleterre, les montagnes du Pays de Galles et certaines montagnes d'Irlande. Ces glaciers se sont réunis pour couvrir la plus grande partie des Iles Britanniques. Pendant de longues périodes, la mer d'Irlande a été entièrement remplie de glace comme l'indiquent en Irlande les erratiques venus d'Ecosse et du Pays de Galles.

Pendant la période d'extension glaciaire maximum, les Alpes étaient recouvertes par une masse glaciaire importante qui s'étendait sur 150.000 km². La limite des neiges était descendue 1300 m ou 1400 m en-dessous de son altitude actuelle. Quant aux glaciers eux-mêmes, ils s'avançaient jusqu'à des altitudes de 500 m au nord et de 100 m au sud. Une même masse de glace recouvrait les Alpes et le Jura. Elle avait dépassé au Riss la position actuelle du Rhône à Lyon¹.

Amérique du Nord

L'Amérique du Nord a été recouverte par plusieurs glaciers qui se sont rejoints lorsque les glaciations étaient très développées: glaciers des Montagnes Rocheuses, calotte glaciaire Laurentiennes, glaciers de l'île de Baffin, et de l'archipel Reine Elisabeth (fig.24).

A. Le glacier de la Cordillère

S'étendant de l'Alaska jusqu'à la rivière Columbia (45° latitude nord), ce glacier s'étirait sur près de 4000 km. Alimenté par des vents d'ouest, comme l'ont été les glaciers de Scandinavie, les glaciers de la Cordillère n'ont guère dépassé vers l'est la chaîne de montagnes elle-même. Cela est dû à la faiblesse des précipitations qui tombaient sur le versant oriental de la Cordillère comme à la largeur considérable de cette chaîne de montagnes et à la présence de sommets élevés à sa bordure est. Situé principalement dans une cuvette entre des chaînes de montagnes, le glacier de la Cordillère était fort comparable au glacier qui recouvre actuellement le Groenland.

Vers le nord, où la chaîne est plus étroite, son développement a été limité par le manque de précipitations et, de ce fait, la majeure partie de l'Alaska n'a jamais été recouverte de glaciers. Le glacier qui a recouvert la **chaîne de Brooks** (nord de l'Alaska) n'a jamais été en contact avec les autres grands glaciers nord-américains.

Au sud, de nombreux glaciers locaux (± 75) ont existé aux U.S.A. sur les parties les plus élevées des Rocheuses, de la Chaîne des Cascades et de la Sierra Nevada (fig.30).

¹ Il convient de savoir localiser sur une carte oro-hydrographique d'Europe les limites d'extension des glaciations Riss et Würm dans les Alpes, des glaciations Vistule et Saale pour la calotte glaciaire scandinave et aussi de connaître la localisation des glaciers locaux mentionnés dans le texte.

B. La calotte glaciaire Laurentidienne (fig.30).

Cette calotte glaciaire a été beaucoup plus grande que celle qui a recouvert l'Europe; elle s'est étendue au sud jusqu'à la latitude de $36^{\circ}40'$ (\pm Gibraltar) à l'Illinois et de 39° (\pm Lisbonne) au Wisconsin. Cette calotte glaciaire est apparue probablement sur le plateau du Labrador-Ungava (Dans cette région, on a calculé récemment qu'un abaissement de la température actuelle de -3.3°C donnerait naissance à une calotte glaciaire de 2 km d'épaisseur en l'espace de 20.000 ans). Une fois apparue, cette calotte a été alimentée par des masses d'air humide venues de l'Atlantique et du Golfe du Mexique. Par analogie avec ce qui se produit aujourd'hui au Groenland, il est vraisemblable que l'air humide s'élevait au-dessus de la bordure abrupte et froide du glacier en donnant naissance à d'abondantes précipitations neigeuses. Fortement alimenté à sa bordure sud, le glacier s'est avancé dans cette direction sans être limité par une mer profonde où les glaciers se seraient perdus. Cette circonstance explique que les glaciers soient venus beaucoup plus loin au sud en Amérique qu'en Europe.



Figure 30. Limites des glaciations aux U.S.A. (Longwell, Flint et Sanders, 1969)

L'épaisseur de la calotte glaciaire laurentidienne n'est pas connue. Tous les sommets, de New-York au Labrador, ont été recouverts de glace, ce qui permet d'affirmer que l'épaisseur de cette calotte a dépassé 1000 m. Il paraît certain que l'épaisseur était moins grande à l'ouest comme l'indique le relèvement isostatique des plages lacustres (par exemple celles du Lac

Agassiz).²

A l'est, le glacier fondait dans l'océan. A l'ouest, au moment de son extension maximale, la glace touchait celle qui s'étendait sur la Cordillère. Au nord, elle rencontrait la calotte glaciaire apparue sur l'Ile de Baffin et celle qui recouvrait les Iles de l'Archipel Reine Elisabeth.³

Dans les autres parties du monde

En Amérique du Sud, une glaciation étendue, alimentée par les vents d'ouest et s'écoulant dans l'Océan Pacifique, a recouvert la Cordillère des Andes au moins jusqu'à 33° de latitude sud. Plus au nord, des glaciers locaux ont recouvert les sommets les plus élevés.

En Tasmanie et en Nouvelle-Zélande, des glaciers se sont développés dans les montagnes. Toutefois, ils ont été importants uniquement sur l'île sud de la Nouvelle-Zélande.

Pour beaucoup de régions d'Asie, les renseignements sont fragmentaires. On a cru longtemps qu'aucune calotte glaciaire n'avait recouvert la Sibérie. Actuellement, on admet qu'un glacier peu épais s'est étendu sur la Sibérie occidentale, tandis que des glaciers locaux ont existé sur les montagnes élevées d'Asie centrale.

En Antarctique, le maximum d'extension des glaces est à peu près contemporain de celui de l'hémisphère nord. La glace antarctique s'est étendue alors jusqu'à la limite de la plate-forme continentale. Le glacier reposait sur le bedrock à l'emplacement de la mer de Ross et un dôme glaciaire y est apparu. La plate-forme de Ronne-Filchner était aussi occupée par l'inlandsis.

Remarques:

L'hypothèse d'une plate-forme de glace flottante sur l'Océan Glacial Arctique (fig. 29) est récente (Denton et Hughes, 1981). Elle paraît démontrée par l'importance des sédiments glacio-marins dans la partie nord de la mer de

² Lac Agassiz: lac apparu entre 12500 et 7500 BP au moment du retrait du glacier en Amérique du Nord. Il s'est étendu sur une superficie de 500.000 km² sur le territoire du Manitoba, de l'Ontario, du Saskatchewan, du Dakota, du Minnesota. La surface totale du lac n'a toutefois pas dépassé 200.000 km² à un moment donné. Son extension variant considérablement avec le retrait du glacier, le relèvement isostatique...

³ La limite méridionale des glaciations Wisconsin et Illinois doit pouvoir être tracée sur une carte oro-hydrographique d'Amérique du Nord.

Norvège et dans la mer du Groenland, et aussi par la rareté du foraminifère *Globigerina pachyderma* dans ces mêmes sédiments. Ce foraminifère est très sensible à la prise par les glaces de la surface de l'océan. L'apparition d'eau libre favorise son développement. Cette hypothèse d'une plate-forme de glace permet d'expliquer diverses constatations dont les autres théories sont incapables de rendre compte:

1. Entre 124.000 et 115.000 BP, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères montre une fluctuation de 1,08% alors que le changement total atteint 1,6 à 1,7%. En 9000 ans, ce changement est inexplicable par des calculs de croissance des glaciers continentaux. En faisant s'accumuler la glace sur tout l'Arctique (mer et continent), cela devient possible.

2. Des données extrêmement précieuses sont fournies par la proportion $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères benthiques comme nous l'avons vu précédemment. Cette proportion s'est accrue, il y a 18.000 ans, de 1,6% par rapport à la valeur que nous connaissons aujourd'hui. Cette donnée correspond à une accumulation de glace dépassant de 70.10^6 km^3 le volume des glaciers actuels. Le volume de glace estimé correspond, d'après Shackleton (INQUA, 1977), à une tranche d'eau marine de 160 m (130m d'après Souchez, 1988), qui semble dépasser les valeurs du retrait de la mer généralement obtenues par des observations sous-marines. Il y a donc opposition entre les résultats des calculs $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et les observations côtières. L'existence d'une masse de glace très importante sur l'Océan glacial Arctique et une partie de l'Atlantique, glace flottante ou atteignant le fond donne une explication vraisemblable à cette divergence de résultats.

3. La rapide fusion des calottes glaciaires dont il est difficile de comprendre les mécanismes s'expliquerait par l'existence de "glacial surges" et le vêlage des glaciers en relation avec le relèvement du niveau marin. Ceci permettrait de comprendre pourquoi la calotte glaciaire du Groenland a subsisté, (elle repose sur la terre) et pourquoi la calotte glaciaire Laurentidienne s'est retirée rapidement au nord et à l'ouest.

6. LES CLIMATS DANS LES REGIONS NON RECOUVERTES PAR LES GLACIERS

Par des techniques diverses (dont nous avons parlé dans le chapitre consacré aux méthodes d'étude du Quaternaire), il a été démontré que la température moyenne s'est abaissée pendant les périodes glaciaires. Une des premières évidences de cette fluctuation de la température a été fournie par l'abaissement de la limite des neiges éternelles pendant le Quaternaire, limite déterminée par l'altitude des **replats des cirques glaciaires** les plus bas dans les montagnes. Ceux-ci se trouvent environ 1000 m en-dessous de la limite actuelle des neiges, soit à 100 m d'altitude dans les Hébrides, 400 m au sud-

ouest de l'Irlande, 600 m dans la chaîne Pennine, 700 m dans les Vosges, 1500 m dans les Tatras et 1800 m dans les Carpates du sud. Quoique la conversion de ces observations en valeurs de température absolue soit difficile, on a estimé que cette variation correspondait à une fluctuation de température de l'ordre de 6°C (les valeurs proposées varient de 4 à 8°C). Il faut toutefois remarquer que ces données sont imprécises étant donné que la fluctuation de la limite des neiges permanentes dépend non seulement de la température mais aussi des précipitations. Par ailleurs, les cirques se façonnent très lentement et les limites observées doivent témoigner seulement d'abaissements de température qui ont duré très longtemps.

L'abaissement de la température est aussi mis clairement en évidence par l'étude des **phénomènes périglaciaires fossiles**. Les traces de buttes périglaciaires et de fentes de gel que l'on observe chez nous attestent de l'existence d'un pergélisol c'est-à-dire d'une température moyenne annuelle inférieure à 0°C. Cela implique une diminution de la température moyenne atteignant chez nous au moins 10°C puisque la température moyenne est, de nos jours, de + 9,5°C à Uccle.

Toutefois, la meilleure image des variations climatiques en dehors des zones glaciaires nous est actuellement donnée par les **études palynologiques** (figures 11 et 12). Rappelons à titre d'exemple que la figure 13 représente, d'après ces résultats, la végétation au moment du maximum Weichsel (Würm).

L'étude des **fonds océaniques** fournit, en outre, des indications précieuses sur les conditions qui ont existé pendant les glaciations. Le changement le plus notable qui s'est produit pendant la dernière glaciation est que le Gulf Stream ne parvenait plus dans l'Atlantique Nord. Au moment du maximum de la dernière glaciation, une limite plus ou moins, parallèle au 42° de latitude nord séparait une mer polaire, partiellement couverte de glace, d'une mer tropicale relativement chaude s'étendant au sud. Cette modification due au blocage des courants marins chauds par des glaces cadre fort bien avec l'hypothèse de Denton et Hughes (1981) dont nous venons de parler à la fin du chapitre précédent (voir fig.29, hors texte). Nous devons tenir compte de ce changement fondamental de la circulation marine dans les tentatives de reconstitution paléoclimatique de l'Europe.

Dans les zones intertropicales, des fluctuations de température se sont également produites. Leur importance a été estimée par les variations d'altitude de la limite des neiges éternelles dans les hautes montagnes. Les changements de température obtenus par ces observations s'élèvent à 5°C en

Nouvelle Guinée, et à 4°C dans l'Est africain. Une étude récente (Campo et al., 1990) basée sur l'étude palynologique et celle des foraminifères planctoniques à proximité de la côte africaine près de Madagascar donnent de bonnes raisons de croire que les variations de température ont atteint 3 à 4°C entre les périodes glaciaires et interglaciaires, aussi bien sur le continent qu'à la surface de la mer. Mais les fluctuations climatiques les plus importantes de ces régions ont consisté en l'alternance de périodes humides et sèches qui ont été dénommées **pluviales** et **interpluviales**. Car les variations de température qui se sont produites en même temps, n'avaient pas des conséquences aussi importantes que les variations de sécheresse et d'humidité.

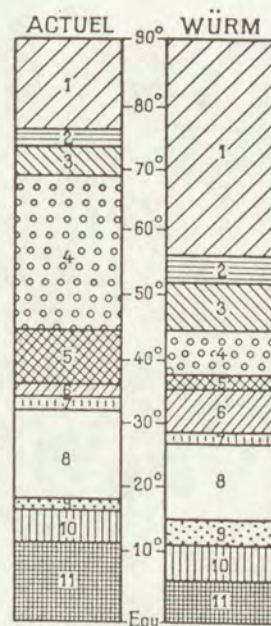
Ces fluctuations de sécheresse et d'humidité ont été décelées tout d'abord par les variations d'extension des lacs existant dans les régions arides comme la mer Caspienne (Jamieson, 1863), la mer Morte (Lartet, 1865), ou des lacs de Californie (Whitney, 1865)... Dans toutes ces régions, les hauts niveaux des lacs sont contemporains des épisodes froids. Des arguments en faveur de ce parallélisme ont été fournis en Californie en 1889 pour le Mono Lake en établissant les relations entre les moraines de la Sierra Nevada et les rivages du lac; de même, Gilbert (1890) pensait que le lac Bonneville (ancêtre du grand Lac Salé) dans l'Utah montrait la probabilité de ce raccord. Ce n'est que plus tard, par des méthodes radiométriques, que la simultanéité des dernières fluctuations a été définitivement établie par ^{14}C .

D'autres observations ont montré, en dehors des fluctuations du niveau des lacs, l'existence de fluctuations climatiques quaternaires. Nous citerons: les paléosols, les variations de débit des cours d'eau, les actions éoliennes, les terrasses. Ces fluctuations climatiques sont datées non seulement par les méthodes ^{14}C , K/Ar, ..., dont nous avons parlé, mais aussi en établissant des liaisons avec les fluctuations du niveau de la mer et avec les phénomènes glaciaires et périglaciaires.

On a cru longtemps que, partout dans le monde, les périodes pluviales et les périodes glaciaires étaient simultanées, étant donné qu'il en est bien ainsi dans les régions méditerranéennes et les régions désertiques contiguës qui ont été étudiées pour commencer. Actuellement on admet, comme le montre la figure 31 que le schéma a été différent, du moins pour l'Afrique; toutes les zones climatiques se seraient décalées vers le sud pendant les périodes froides. Ainsi, à la bordure nord du Sahara, les pluviaux auraient été contemporains des glaciations car, pendant ces époques, les trajectoires des perturbations qui amènent la pluie dans nos régions auraient été plus méridionales qu'aujourd'hui. Par contre, aux bordures méridionales du

FIGURE 31. Comparaison de l'extension des zones climatiques à l'époque actuelle et pendant le maximum froid de la dernière glaciation à la longitude de l'Europe occidentale.

Du pôle à l'Equateur, zone 1: englacée; 2: gélivée; 3: de toundra; 4: de forêt tempérée océanique; 5: de maquis méditerranéen; 6: steppique; 7: subdésertique; 8: désertique; 9: subdésertique; 10: tropicale herbacée; 11: de forêt équatoriale. (Extrait de Derruau, 1974).



Sahara, au Sénégal par exemple, les pluviaux auraient été contemporains des interglaciaires et les périodes sèches doivent être approximativement synchronisées avec des glaciations. J. Tricart semble être arrivé au même résultat en Amérique du Sud, avec cependant des complications comme celles dues, au Venezuela et en Colombie, à l'arrivée des cyclones tropicaux qui venaient plus au sud qu'actuellement. Remarquons encore, en relation avec le schéma de la figure 31, que les sécheresses du Sahel ont été considérées comme indiquant peut-être le début d'une nouvelle glaciation.

7. LES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN AU QUATERNAIRE

A. Causes possibles des fluctuations du niveau marin et leur importance.

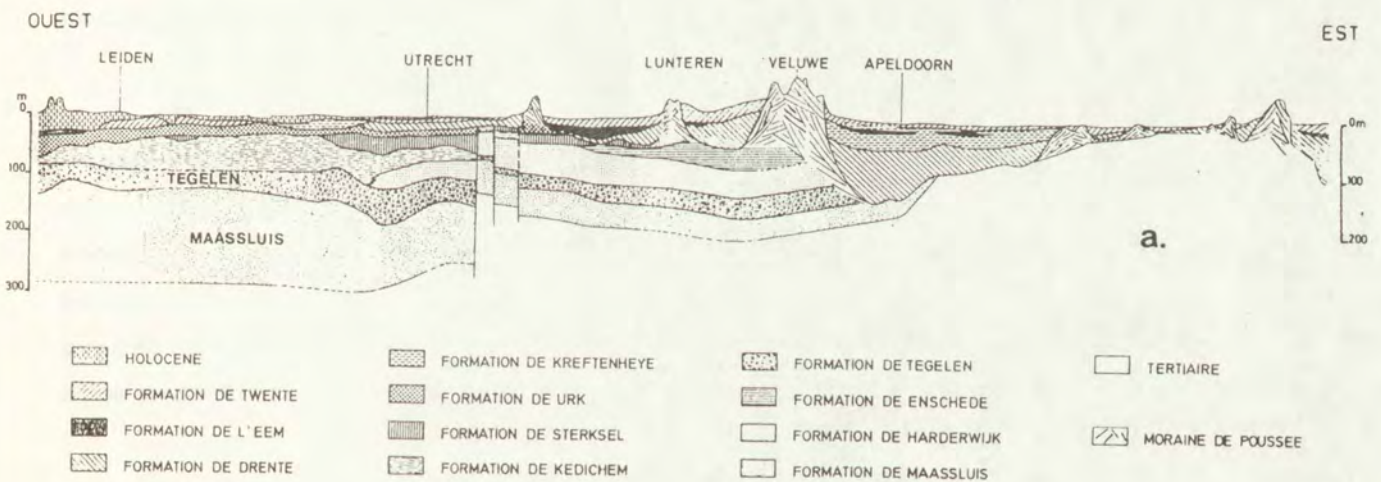
Les causes possibles de fluctuations du niveau marin en un endroit donné sont les suivantes:

1. des mouvements tectoniques côtiers,
2. des mouvements tectoniques sous-marins,
3. le transfert de masses d'eau s'accumulant sur les continents sous forme de lacs ou de glaciers,
4. la sédimentation dans la mer,
5. les variations de température de l'eau des océans,
6. l'arrivée d'eau juvénile dans la mer (pour mémoire).

Les **mouvements tectoniques côtiers** sont des phénomènes locaux ou régionaux; ils donnent naissance à des fluctuations locales du niveau marin. Il n'en est pas de même des causes reprises sous les numéros 2 à 6 qui affectent

la masse générale des océans et provoquent des fluctuations générales du niveau marin; de telles fluctuations mondiales du niveau marin sont dénommées **mouvements eustatiques**.

Les mouvements tectoniques côtiers sont souvent importants et géologiquement rapides, qu'il s'agisse de phénomènes locaux comme l'affaissement des Pays-Bas (fig.32), le soulèvement du golfe de Corinthe en Grèce (où des terrasses marines sont à 450 m d'altitude), ou de phénomènes régionaux comme les mouvements glacio-isostatiques de Scandinavie (voir chapitre suivant).



- HOLOCENE
- FORMATION DE KREFTENHEYE
- FORMATION DE TEGELEN
- TERTIAIRE
- FORMATION DE TWENTE
- FORMATION DE URK
- FORMATION DE ENSCHEDE
- MORAINE DE PUSSEE
- FORMATION DE L'EEM
- FORMATION DE STERKSEL
- FORMATION DE HARDERWIJK
- FORMATION DE MAASSLUIS
- FORMATION DE DRENTE
- FORMATION DE KEDICHEM

b.

Chronostratigraphie		Afzettingen in verband met landijs		Afzettingen van grote rivieren		Afzettingen in zee en bij de kust	
		N	Z	Z	N	Z	N
PLEISTOCÈEN	Boven	Weichselien*		Boven Formatie R - M		Zee-land Formatie	
		Eemien		Formatie van Kreftenheye R - M		Eem Formatie	
	Midden	Saalien*		F v Drente			
		Holsteinien					
		Elsterien*		F v Peelo			
		Cromerien complex**				Formatie van Uik R, Vaghet M	
	Onder	Menapien*				Formatie van Sterksel R - M	
		Waalien				Formatie van Enschede O	
		Eburonien*				Formatie van Kedichem R - M	
		Tiglien				Formatie van Harderwijk O	
Praeliglien*				Formatie van Tegelen R - M			
				Formatie van Maassluis			
PLIOCEEN	Boven (Reuverien)			Form van Kiezelscheemda		Formatie van Oosterhout	
	Onder (Brunssumien)			O R M			

FIGURE 32.

a) Coupe ouest-est à travers les Pays-Bas.

b) Table des formations néerlandaises du Tertiaire supérieur et du Quaternaire, classées par âge et par genèse.

R = Rhin

M = Meuse

O = rivières venant d'Allemagne.

(ZAGWIJN et STAALDVINEN, 1975).

Les **mouvements tectoniques sous-marins** ont incontestablement à l'échelle géologique une importance fondamentale. La tectonique des plaques montre, en effet, que l'Atlantique est apparu au Crétacé et s'élargit de 1 ou 2 cm par an. On observe une concordance entre périodes de transgression et de régression du niveau de la mer et les périodes d'accélération et de ralentissement de création de fonds océaniques. Le soulèvement des dorsales océaniques, en relation avec leur réchauffement serait la cause principale des grandes transgressions.

Les **transferts d'eau s'accumulant sur les continents sous forme de lacs et de glaciers** constituent la cause principale des fluctuations du niveau marin pendant le Quaternaire. L'extension des glaciers en Europe et en Amérique, leur épaisseur, leur brutale disparition, tous ces éléments que nous avons exposés plus haut, attestent la rapidité et l'importance des fluctuations glacio-eustatiques survenues pendant cette période. C'est avant tout ce problème des fluctuations **glacio-eustatiques** que nous allons considérer dans le présent chapitre. L'accumulation de sédiments dans la mer et, *a fortiori*, l'apparition d'eau juvénile ne peuvent être responsables que de modifications très lentes du niveau marin.

Les **fluctuations de température de l'eau des océans** ont dû provoquer pendant les glaciations, par simple contraction thermique, une baisse du niveau marin inférieure à 1 m (la profondeur moyenne de la mer est de 3.800 m et les eaux du fond de mer, déjà froides, ne peuvent avoir vu leur température fluctuer beaucoup).

La distinction entre les mouvements du niveau de la mer dus à des causes tectoniques locales et les mouvements eustatiques est extrêmement difficile. Reconnaître les mouvements eustatiques ne peut se faire que si l'on connaît l'importance et l'âge des fluctuations marines en de nombreux points du globe; or, les datations dont on dispose actuellement au-delà de 60.000 ans BP sont rares et aléatoires.

B. Calcul des fluctuations glacio-eustatiques et ses incertitudes

L'estimation du volume actuel des glaces permet de calculer quelle serait l'élévation du niveau marin si les glaciers disparaissaient totalement de la surface de la terre. Comme on estime entre $24 \cdot 10^6$ et $32 \cdot 10^6$ km³ la volume de glace de l'Antarctique et entre $2,6 \cdot 10^6$ et $3,4 \cdot 10^6$ km³ celui du Groenland (reste du monde = $0,1 \cdot 10^6$ km³), le relèvement du niveau marin varierait entre 65 et 89 m. Ce chiffre doit être corrigé car l'augmentation de charge sur le

fond des océans provoquerait un réajustement isostatique. En admettant que le fond des océans est formé de matériaux dont la densité varie entre 2,74 et 3,34, l'abaissement du fond des mers atteindrait 30 à 36% de la hauteur d'eau ajoutée, et la modification finale du niveau marin serait comprise entre 43 et 60 m. Notons cependant que le réajustement isostatique ne serait pas immédiat et que, vu le décalage dans le temps, il se produirait une transgression suivie d'une régression. Ajoutons encore que, comme le réajustement isostatique serait différent pour une île entourée d'un océan profond et pour une côte précédée d'une large plate-forme continentale sur laquelle une mer peu profonde se serait avancée, la fluctuation du niveau marin qui résulterait de la fonte des glaciers actuels ne serait pas identique partout dans le monde. L'état des connaissances ne permet pas actuellement de tenir compte de ce facteur.

Ces variations glacio-eustatiques dépassent le cadre d'un intérêt purement académique. Déjà en 1984, une réunion scientifique s'est tenue à Seattle avec pour objectif de prédire ce qui va se passer au cours des cent prochaines années. La conclusion est qu'une élévation de 70 cm du niveau de la mer va se produire au cours du siècle prochain. Un autre rapport parle d'un mouvement probable entre 144 et 217 cm d'ici à l'an 2100, mais les valeurs pourraient être tout aussi bien comprises entre 56 et 345 cm.

Il est certain que de nos jours, le niveau de la mer s'élève. Les conséquences de ce changement seront vues dans le cours de géomorphologie côtière. Les valeurs moyennes de hausse du niveau marin depuis le début du siècle varient entre 1 et 3 mm/an.

La cause de l'élévation actuelle du niveau de la mer est à rechercher dans l'échauffement climatique. Celui-ci entraîne: 1) une augmentation de l'ablation glaciaire; 2) une augmentation de la surface glaciaire soumise à l'ablation; 3) une fusion accélérée de la base des "ice shelves" (par exemple, l'ice shelf de Ross dans l'Antarctique); 4) celle-ci pourrait entraîner à long terme une hausse du niveau de la mer de 5 à 6 m à la suite de la disparition de son ancrage et de l'obstacle qu'il constitue ainsi pour l'écoulement de l'inlandsis de l'Antarctique Occidental.

Les difficultés de calcul des variations glacio-eustatiques du Pléistocène sont évidemment plus grandes. Si l'on connaît assez bien l'extension géographique maximum des différents glaciers, on n'est pas toujours certain que c'est au même moment, partout dans le monde, que ces limites ont été atteintes.

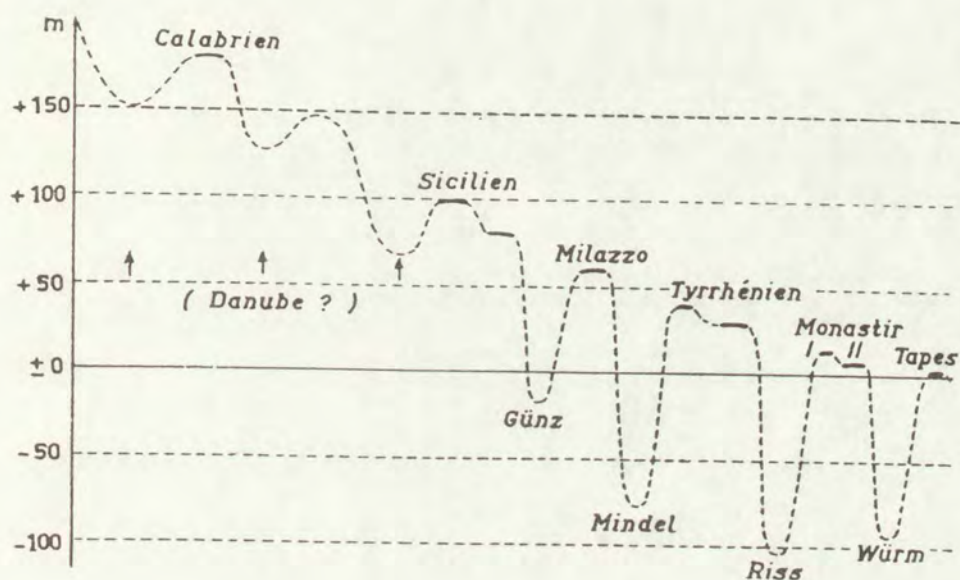


FIGURE 33. Allure schématique des variations du niveau de la mer, telle que la concevait Zeuner et repris par Woldstedt en 1954 (Lliboutry, 1971). La validité de cette vue est actuellement mise en doute. Par Tyrrhénien, on dénomme de nos jours l'interglaciaire Riss-Würm et plus exactement le stade isotopique 5e.

Par ailleurs, et surtout, l'épaisseur des calottes glaciaires aujourd'hui disparues est mal connue ; une erreur énorme peut exister lorsque l'on estime que la calotte glaciaire laurentidienne avait un volume de 74.10^6 km^3 et la calotte glaciaire scandinave un volume de 34.10^6 km^3 . Ces calculs aboutissent à des estimations de descente maximum du niveau marin variant de -50 à -230 m, la valeur de -100 m étant la plus généralement proposée⁴.

C. Les observations de terrain et les connaissances actuelles

La connaissance actuelle des glaciations du Pléistocène ne permettant pas de calculer avec une précision raisonnable les fluctuations du niveau marin, c'est de l'observation directe des traces de plages soulevées et submergées que

⁴ Pour l'époque du maximum d'extension de la dernière glaciation, il y a 18.000 ans, les calculs récents basés sur les caractéristiques probables des glaciers (Denton et al., INQUA, 1977) ont donné les résultats suivants: (a= volume en millions de km^3 ; b= altitude en m) Gl. Laurentides a) 34 b) 3400; Gl. Cordillère a) 1,96 b) 2500; Gl. Scandinave a) 8,94 b) 2700; Gl. Iles Britanniques a) 0,945 b) 1700; Gl. Antarctique a) 37,6 b) 4050; Gl. Groenland a) 5,10 b) 3200; Gl. Mer de Barents a) 5,63 b) 2300;...

l'on peut attendre une solution. Pendant longtemps, on a disposé seulement de données altimétriques concernant les plages soulevées; des datations précises n'existaient pas et on croyait à la possibilité de corrélérer et de dater les plages soulevées uniquement d'après leurs altitudes. Vers 1950, le graphique représenté sur la figure 33 était généralement accepté; il montre une altitude décroissante des terrasses marines au cours des temps quaternaires, et des abaissements indéterminés du niveau marin pendant les périodes glaciaires.

Actuellement, la validité de ce graphique est vivement contestée et toute plage ancienne dépassant une vingtaine de mètres d'altitude tend à être considérée comme résultant d'un soulèvement tectonique. Ainsi, les corrélations des plages les plus hautes sont généralement très douteuses. Les efforts sont maintenant concentrés sur les niveaux les plus récents pour lesquels on obtient des datations. Des progrès considérables résultent, par ailleurs, de l'étude des plages actuellement submergées. Celles-ci sont reconnues par l'observation sous le niveau de la mer de:

1. morphologies côtières et fluviatiles: terrasses marines, barres, deltas, vallées, falaises, ...
2. sédiments côtiers et de fossiles marins de faible profondeur, entre autres galets de plage, beach rocks qui ont été consolidés dans la zone de battement des marées,
3. fossiles terrestres ou de sédiments éoliens submergés.

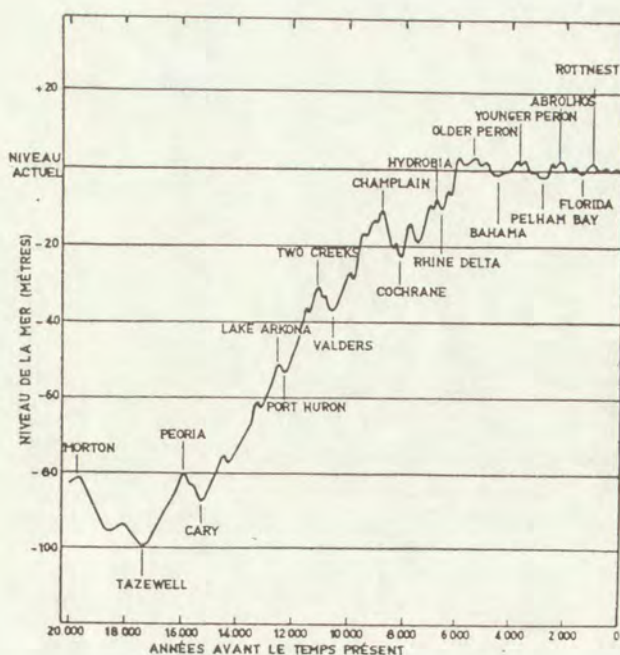


FIGURE 34. Schéma **théorique** montrant les fluctuations possibles du niveau marin depuis 20000 ans BP d'après Fairbridge (Lliboutry, 1971). Les observations de terrain ne permettent pas de dessiner une courbe aussi précise.

Ainsi, la dernière transgression marine résultant de la fusion des glaciers de la dernière période froide et dénommée **transgression flandrienne** est bien connue grâce aux datations par ^{14}C . La figure 34 en donne une image théorique dont la validité n'est certaine que dans ses grandes lignes (comparer avec les courbes de la figure 36).

Les incertitudes altimétriques (dues aux remaniements possibles, au balancement des marées...) et radiométriques n'ont pas permis de résoudre actuellement la question de savoir si le relèvement du niveau marin s'est produit d'une manière constante ou, comme le montre la figure 34, avec des oscillations plus ou moins marquées. De toute manière, la rapidité de la remontée du niveau de la mer a été considérable, de l'ordre de 100 cm par siècle.

A l'Holocène, le grand problème est de savoir si le niveau marin actuel a été ou non dépassé. Un niveau supérieur à l'actuel a existé au nord de la Belgique et de la France. Il a été dénommé **Dunkerquien**. Il y a un niveau supérieur au Dunkerquien, le niveau **Flandrien** qui est plus ancien et hypothétique. Le Dunkerquien est historique. Des objections ont cependant été formulées, aux U.S.A. surtout, et la question de savoir si ce niveau marin plus élevé résultait d'un mouvement eustatique n'a pas été tranchée définitivement. La discussion résulte du fait que quelques plages situées au-dessous du niveau marin actuel et considérées comme très récentes, sont peut-être au contraire très anciennes, que d'autres ont été localement soulevées, et que certaines encore résultent seulement de l'action des tempêtes...

Au cours de la dernière glaciation, vers 30.000 ans BP, il semble établi maintenant que le niveau de la mer est remonté de plusieurs dizaines de mètres, alors qu'il est descendu sans doute de -100 à -120 m, avant et après cette date.

Le niveau interglaciaire eemien est 2 ou 3 m au-dessus du niveau actuel et certains considèrent que d'autres plages à + 15 m doivent y être raccordées avec passage progressif de l'un à l'autre. Ce niveau marin élevé aurait été daté entre 90.000 et 150.000 ans au Maroc, en Floride, en Australie, etc...

C'est pendant le maximum glaciaire Saale/Riss que le niveau marin aurait été le plus bas. Des données très diverses existent sur le sujet. Heezen a signalé en 1959 des terrasses marines à -260 m. Des sondages dans la Manche paraissent indiquer un ou deux retraits de l'ordre de 200 m. La question n'est pas actuellement résolue, mais la majorité des auteurs admettent des valeurs

moins élevées.

Les conséquences des variations glacio-eustatiques sont très diverses. Les plates-formes continentales ont été en grande partie émergées; la taille des continents s'est ainsi accrue de plus ou moins 8% et la continentalité du climat sur les terres s'est de la sorte renforcée. Les plates-formes continentales ont été exposées aux agents aériens et notamment à la déflation éolienne. Au cours des transgressions, les matériaux meubles, parfois repoussés par la mer, ont constitué des accumulations en face des côtes. Les récifs coralliens ont suivi parfois la hausse du niveau marin. Le niveau de base des rivières a considérablement varié.

D. Renise en cause du principe de l'eustatisme

Le principe de base de l'eustatisme, à savoir que la surface de la mer constitue un niveau de référence qui varie en restant parallèle à lui-même, a été récemment mis en question. N.A. Mörner (1976) a, en effet, défendu l'idée que des mouvements du niveau de la mer auraient pu résulter de déformations du géoïde terrestre. Les satellites géodésiques ont établi que la surface de la



FIGURE 35. Carte du géoïde III selon les normes du Smithsonian Institute (Gaposchkin, 1973), indiquant, en mètres, les différences par rapport à l'ellipsoïde régulier le plus proche. Erreur absolue ± 3 m. Equidistance 10 m. (Mörner, 1976)

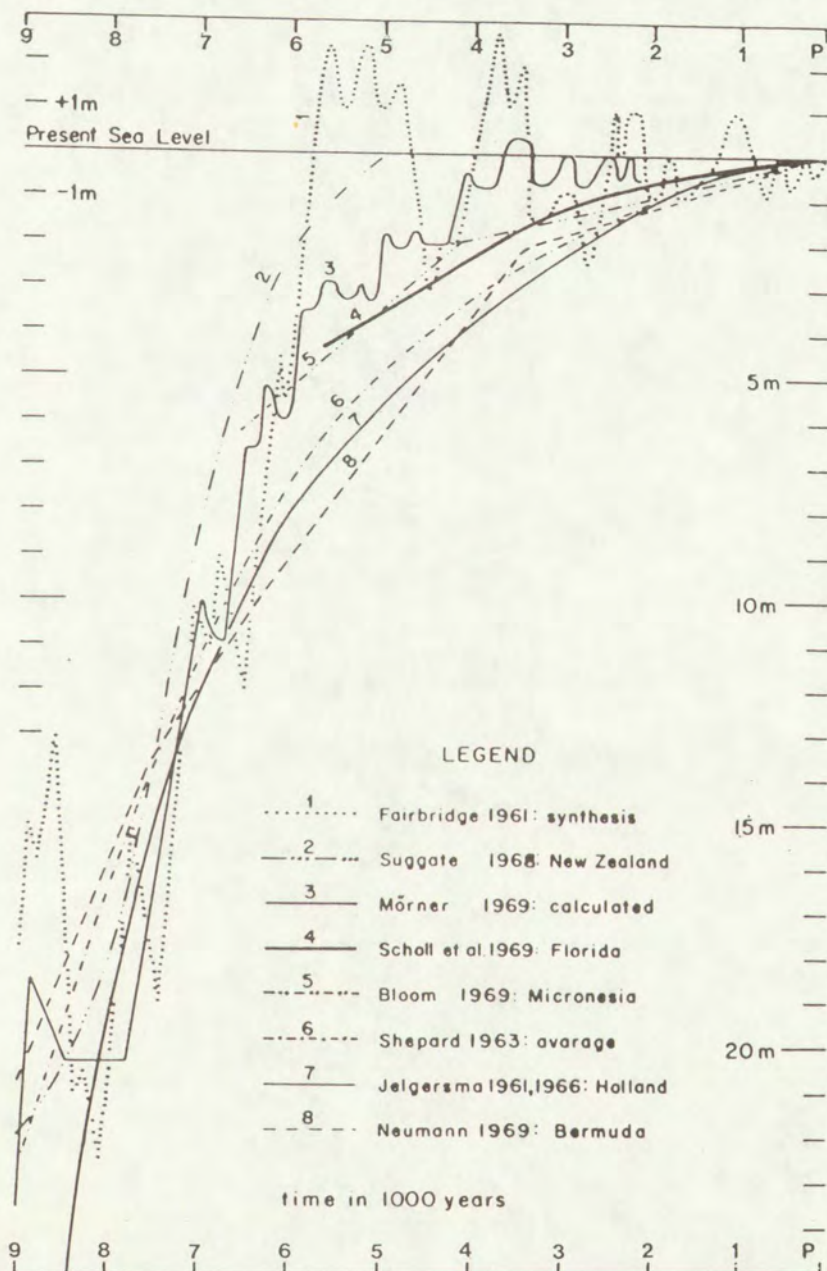


FIGURE 36. 8 courbes du relèvement "eustatique" différentes rassemblées par Mörner (1976, convergeant vers 7000 BP. Cette convergence à l'Holocène s'expliquerait par des déformations cycliques du géoïde. Elles correspondraient au cycle géomagnétique (Bucha, 1970) et au cycle atmosphérique du ^{14}C (Suess, 1970). S'il est évident que cette hypothèse est fort douteuse, la comparaison des diverses courbes de variation du niveau marin reste intéressante.

mer est irrégulière, car elle présente des dénivellations de plusieurs dizaines de mètres (la plus grande différence observée est de 180 m, entre les îles Maldives, au sud de Ceylan, et la Nouvelle Guinée, fig.35).

Ces irrégularités sont en relation avec des différences de gravité, provenant des variations dans la composition profonde du globe. Or, comme le montre la tectonique des plaques, la structure interne du globe se modifie et, de ce fait on peut supposer que le niveau marin peut être affecté par cette évolution. Malheureusement on ne connaît encore rien des variations de forme du géoïde et il est donc impossible de dire si ce phénomène remet fondamentalement en cause la notion traditionnelle de l'eustatisme. La figure 36 suggère cependant que ces déformations seraient cycliques avec une périodicité de l'ordre de 7000 ans.

8. LES DEFORMATIONS GLACIO-ISOSTATIQUES

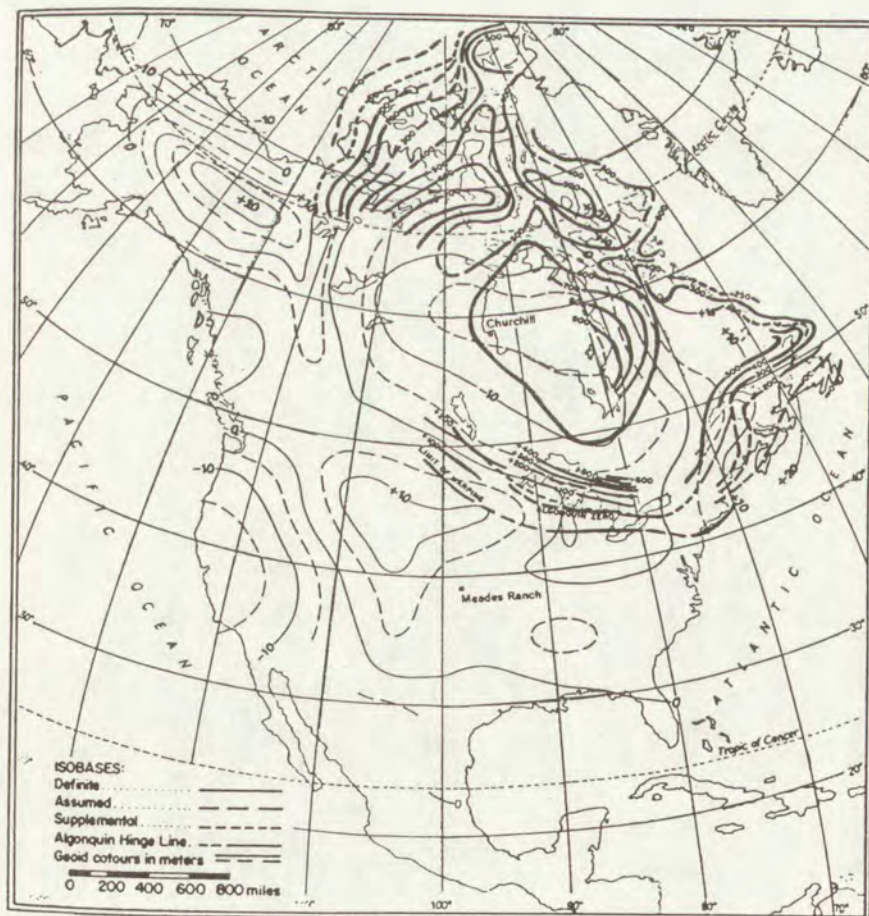


FIGURE 37. En traits épais, valeurs du soulèvement glacio-isostatique post-glaciaire. Les chiffres inscrits sur la carte expriment en pieds l'altitude des plages marines et des plages lacustres les plus élevées. Les données gravimétriques ramenées à l'expression de la surface du géoïde sont dessinées en traits plus fins. Notez la coïncidence des deux données dans la région de la baie d'Hudson (Farrand, 1968, p 887).

L'existence des mouvements glacio-isostatiques a été supposée dès 1865 par T.F.Jamieson, soit peu de temps après que soit apparue l'idée que des glaciations étendues avaient pu se produire sur le globe. C'est seulement après 1890 que des arguments sérieux ont été fournis en faveur de cette hypothèse, grâce à l'étude des plages soulevées des Grands Lacs Américains et de la

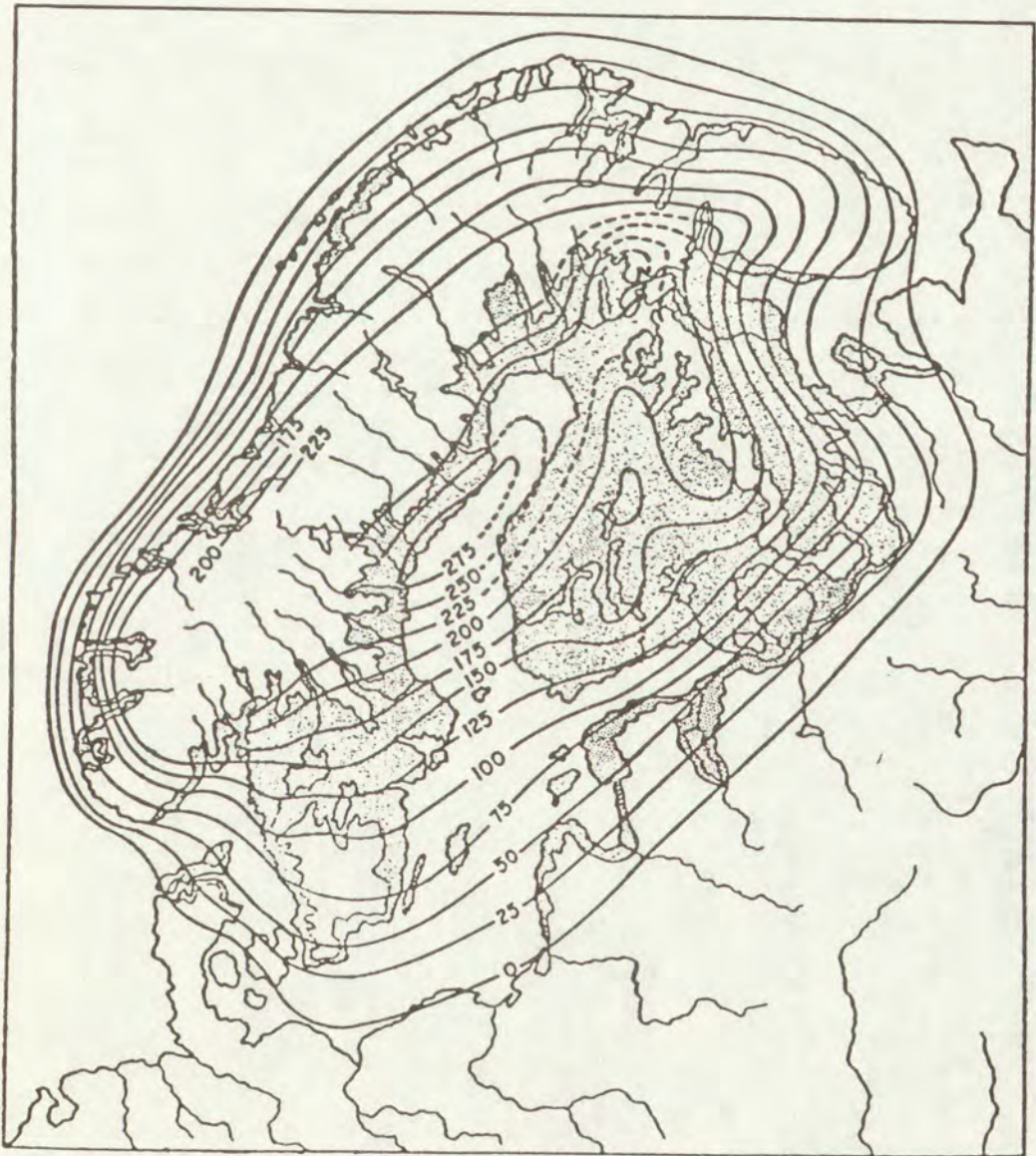


FIGURE 38. Carte du soulèvement glacio-isostatique post-glaciaire de Scandinavie. Les courbes donnent l'altitude en mètres des plages soulevées les plus hautes qui ont été observées. (Farrand, 1968, p. 885). Le tracé des courbes au N est probablement erroné car on sait maintenant que la Mer de Barents a été couverte par un glacier, et qu'un glacier couvrait le N de la Sibérie Occidentale.

Baltique. Actuellement, cette idée est généralement admise. Quelques personnes toutefois pensent encore que ces mouvements ont une origine géologique indépendante de toute influence glaciaire.

Les deux exemples les plus remarquables de soulèvements glacio-isostatiques sont donnés par les figures 37 et 38. L'importance maximum du soulèvement observable par l'existence de plages soulevées est de 300 m près de la baie d'Hudson et de 275 m en Scandinavie. Les mouvements ont cependant été plus considérables car ils ont commencé alors que le glacier en cours de retrait subsistait. Ainsi, il est vraisemblable que le soulèvement glacio-isostatique a atteint au moins 700 m pour la Scandinavie et 800 m pour la baie d'Hudson

Les arguments plaidant en faveur d'une relation génétique entre ces soulèvements et les glaciations sont les suivants:

- Des mouvements semblables sont connus dans toutes les régions qui ont été englacées au Pléistocène: Grande-Bretagne, Sibérie, Spitzberg, Patagonie et même Groenland et Antarctique où s'est produit un faible retrait glaciaire au cours des 15.000 dernières années.
- Les limites extrêmes des soulèvements postglaciaires sont parallèles et légèrement en retrait par rapport aux limites de la dernière glaciation.
- Le soulèvement est maximum à l'emplacement de la baie d'Hudson et du golfe de Bothnie où l'épaisseur de glace était maximum.
- Les vitesses de soulèvement suivent, comme le montre la figure 39, des courbes de variations comparables, ce qui paraît indiquer qu'il s'agit du même phénomène.

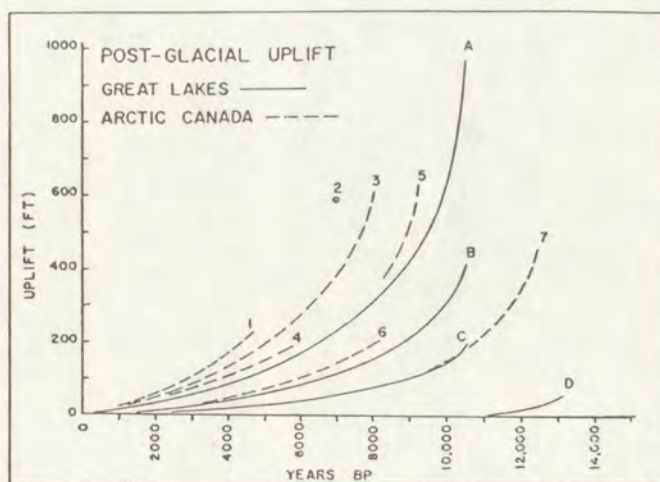


FIGURE 39. Courbes de soulèvement glacio-isostatique de différents points de l'Amérique du Nord. Ces courbes sont dessinées en mesurant l'altitude et l'âge (par ^{14}C) de différentes plages: A: North Bay; B: Sault Ste Marie; C: Cape Rich; D: Port Huron; 1: Igloolike; 2: Carr Lake; 3: James Bay; 4: Southampton Island; 5: Coronation Gulf; 6: Northern Ellesmere Island; 7: Northwest Victoria Island; (Farrand, 1968, p.886).

e) Des déficits de gravité, (c'est-à-dire des différences entre une valeur de gravité mesurée et la valeur théorique calculée pour un ellipsoïde), tels que les montre la figure 37 pour l'Amérique du Nord correspondent aux centres des calottes glaciaires. Un tel déficit au centre d'un bouclier ancien trouve difficilement une autre explication.

L'étude des soulèvements glacio-isostatiques est, mis à part les mesures de soulèvement actuel, réalisée essentiellement par la reconstitution des lignes de rivage. Généralement, ce sont les plages soulevées d'origine marine qui ont été utilisées; toutefois, pour de vastes étendues du centre de l'Amérique du Nord, les données résultent de l'étude des lignes de rivage des lacs proglaciaires. L'importance de la déformation n'est pas mesurée d'une



FIGURE 40. Soulèvement moyen annuel en mm de la Scandinavie et de l'Ecosse et affaissement de l'Angleterre et de la Bretagne d'après une analyse de régression de 134 enregistrements de marées sur des durées dépassant 10 ans. (U.S. Department of Energy, 1985).

manière précise par la hauteur des plages soulevées au-dessus du niveau marin. D'une part, il faut tenir compte des fluctuations eustatiques qui se sont produites simultanément et, d'autre part, il est indispensable pour éviter de grandes erreurs de connaître l'âge des plages soulevées. L'image des mouvements glacio-isostatiques de l'Amérique du Nord de la figure 37 n'est peut-être pas exacte si l'on a mélangé sur cette figure des plages soulevées apparues après des glaciations différentes.

On ne connaît pas exactement l'épaisseur et l'extension que doivent avoir des glaciers pour provoquer des fluctuations glacio-isostatiques. On peut cependant noter que les petites calottes glaciaires des îles Féroé (figure 40) et Kerguelen (50° latitude S) ne paraissent pas avoir engendré des mouvements du sol, tandis que le glacier plus important qui a recouvert l'Ecosse est à l'origine des plages soulevées. Pour les Alpes, aucun mouvement n'a été démontré, mais il est admis que le phénomène a dû se produire.

On suppose que le mécanisme en cause est celui de tous les ajustements isostatiques, c'est-à-dire le déplacement d'un manteau visqueux en profondeur, mais pas très loin de la croûte. Il s'agirait donc d'un mouvement plastique. Comme Daly en 1934 le proposait, l'affaissement sous le poids du glacier a dû s'accompagner d'un soulèvement des régions voisines; ainsi pour les U.S.A., on a calculé qu'au maximum de la dernière glaciation, ce bourrelet a dû atteindre 1200 km de large et au maximum 43 m de haut. Le soulèvement post-glaciaire engendre ainsi un affaissement de la région voisine comme pourraient l'indiquer les mouvements actuels observés en Europe occidentale et aussi en Amérique du Nord.

La réponse isostatique se produisant lentement, une différence fondamentale doit exister entre ce qui se passe lors de l'apparition et de la fusion d'une calotte glaciaire. L'englaciation se réalisant lentement, il est possible que le déphasage entre la glaciation et la réaction isostatique ait été de peu d'ampleur; par contre, comme la fusion a été rapide, il est certain que le déphasage a été très important à ce moment.

En conséquence, la déglaciation a engendré d'abord une transgression marine qui a été suivie, par mouvement isostatique, d'une régression (fig. 4).

9. LES PHENOMENES FLUVIATILES AU QUATERNAIRE

A. Les modifications de tracé des cours d'eau

Le réseau hydrographique des régions qui ont été recouvertes par des inlandsis a souvent été profondément modifié par ceux-ci. Ces modifications résultent de deux phénomènes, à savoir le comblement de vallées par des dépôts morainiques et l'apparition de nouveaux chenaux en bordure des glaciers.

C'est à la limite des glaciers que se sont produites les modifications de tracé les plus importantes; les glaciers ont, en effet, souvent barré l'écoulement des rivières, déterminant l'apparition de lacs proglaciaires, s'élevant jusqu'à atteindre un exutoire. Dans des régions de faible relief et de roches peu résistantes, les eaux fluvioglaciaires s'écoulant depuis ces lacs ont créé des chenaux importants, dont le tracé était parallèle à la limite du glacier.

C'est ainsi que dans la plaine germano-polonaise sont apparus, en bordure de la calotte glaciaire scandinave, des chenaux ouest-est dénommés "Urstromtäler" en allemand et "Pradolina" en polonais.

Ces chenaux ont modifié complètement le réseau hydrographique antérieur

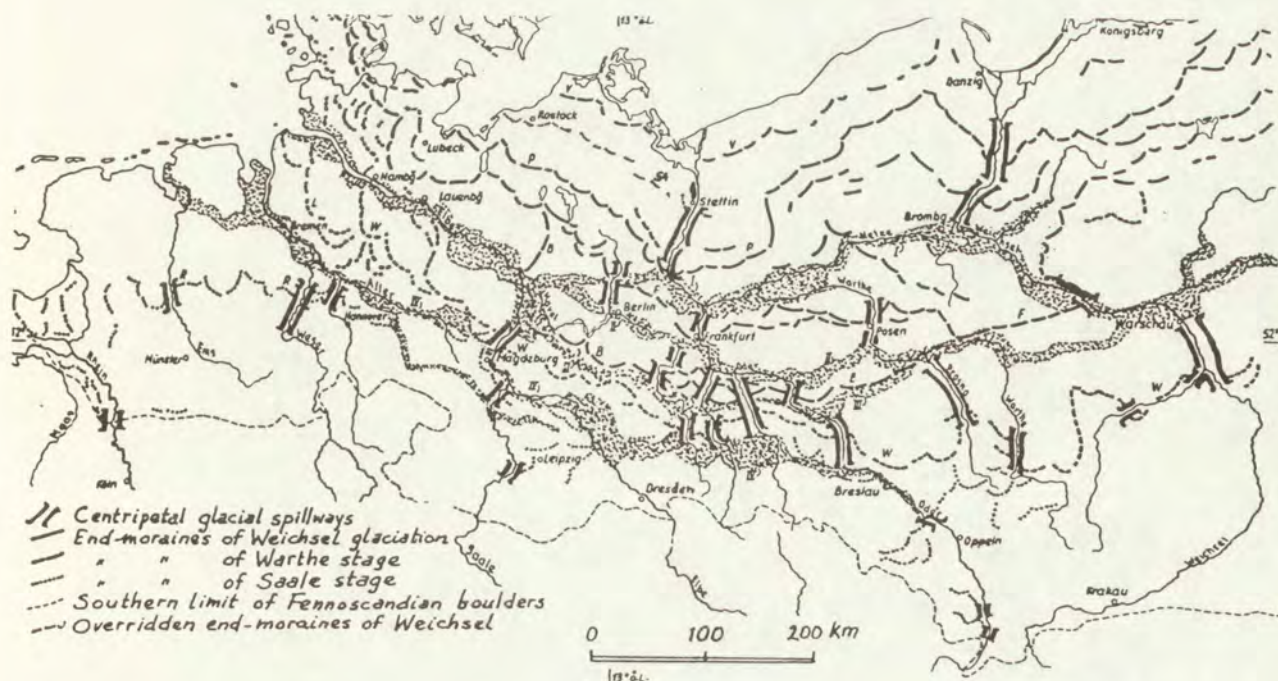


FIGURE 41. Moraines terminales, anciens chenaux proglaciaires (en pointillés fins) et percées à travers les moraines, dans le nord de l'Allemagne et de la Pologne. (Twidale, 1968, p.462).

(fig.41). La Vistule et l'Oder ont toutefois retrouvé par la suite un tracé sud-nord dans la partie inférieure de leur cours.

La Meuse, le Rhin et la Tamise ont, de la même manière, été détournés par l'avancée du glacier Saale (fig. 42-43). Les eaux de fonte du glacier scandinave se concentrant à l'emplacement de la mer du Nord, barrée au nord par le glacier, s'écoulaient par la Manche vers l'océan dont le niveau était descendu par glacio-eustatisme (fig. 42). On a longtemps pensé que c'était au moment de la glaciation Saale que les eaux fluvioglaciales avaient creusé le Pas-de-Calais. On se demande actuellement si cet événement n'est pas survenu plus tôt, mais de la même manière, au cours de la glaciation Elster dont on ne connaît toujours pas bien l'extension.

Au Canada, au cours de l'avancée et du retrait des glaciers, l'écoulement fluvial vers le nord a été barré et d'immenses lacs sont apparus parmi lesquels le lac Agassiz dont nous avons parlé précédemment. Les traces qui en

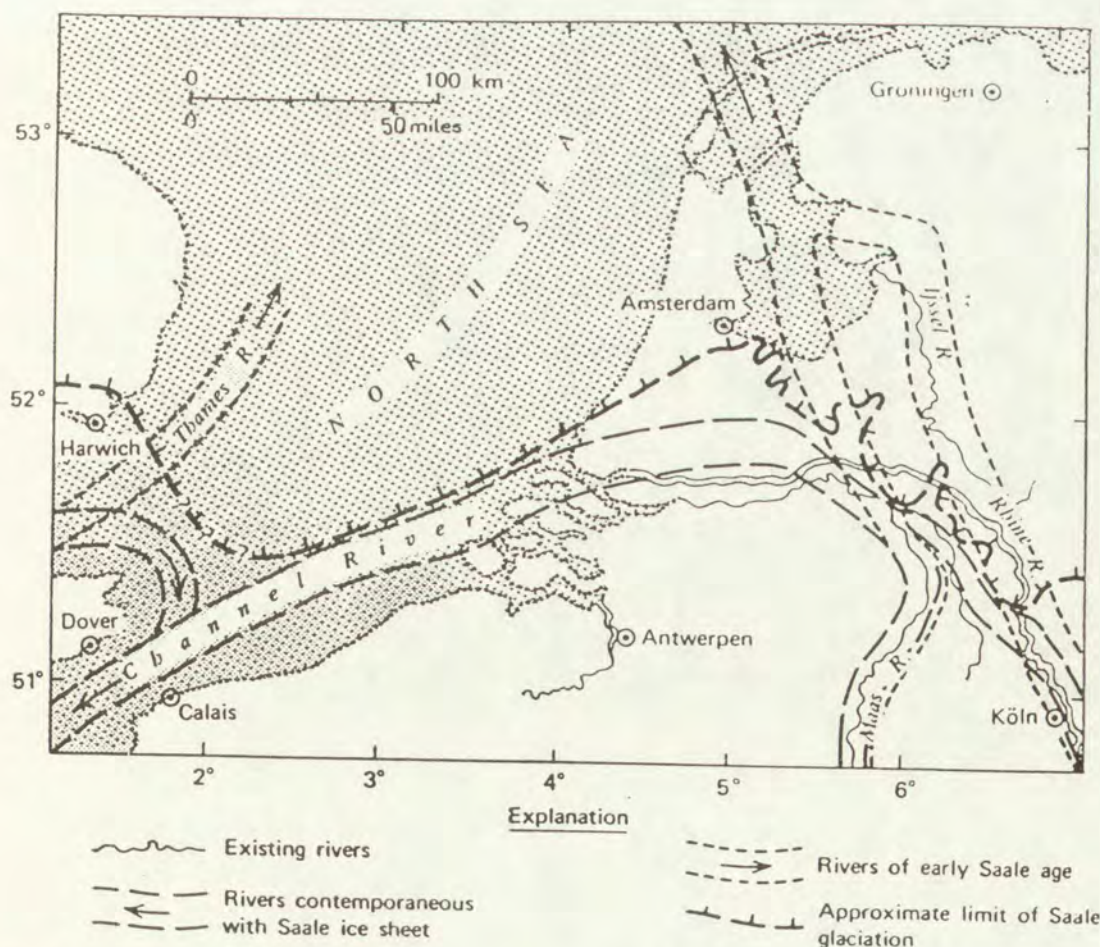


FIGURE 42. Tracés du Rhin, de la Meuse et de la Tamise avant la glaciation Saale et au moment de l'extension maximum de cette glaciation. Les rivières s'écoulaient par le Pas-de-Calais vers le sud (Flint, 1971).

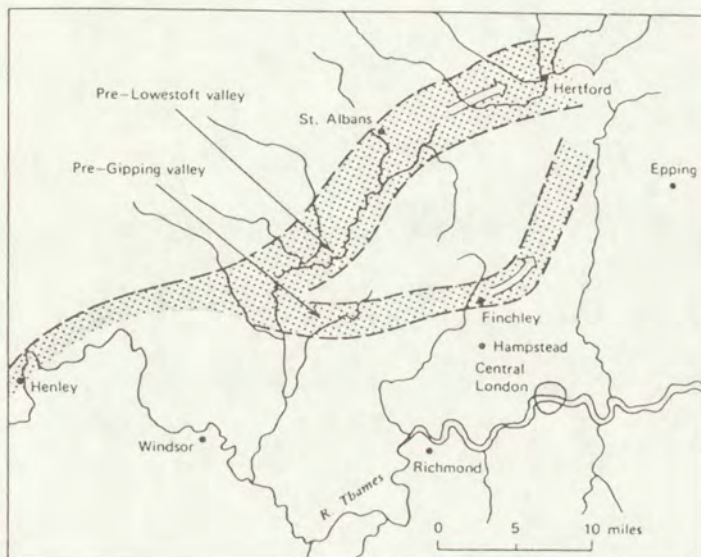


FIGURE 43. *Tracés de deux cours de la Tamise, en bordure du glacier Saale (Flint, 1971)*

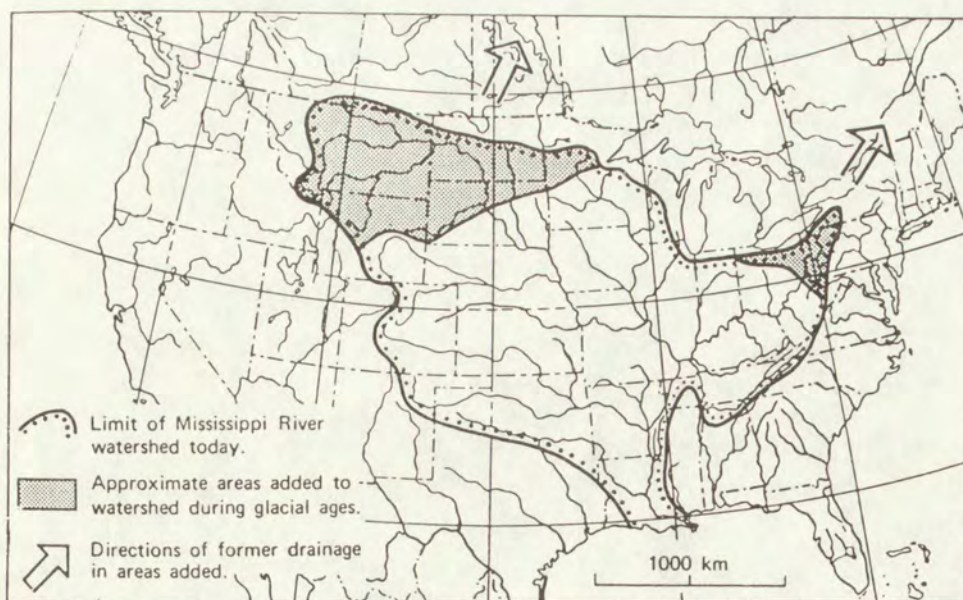


FIGURE 44. *Sur cette figure sont indiquées en pointillés, les parties du bassin actuel du Mississippi qui, avant la glaciation, étaient drainées vers le nord et dont les eaux ont été détournées vers le sud par les glaciers (Flint, 1971).*

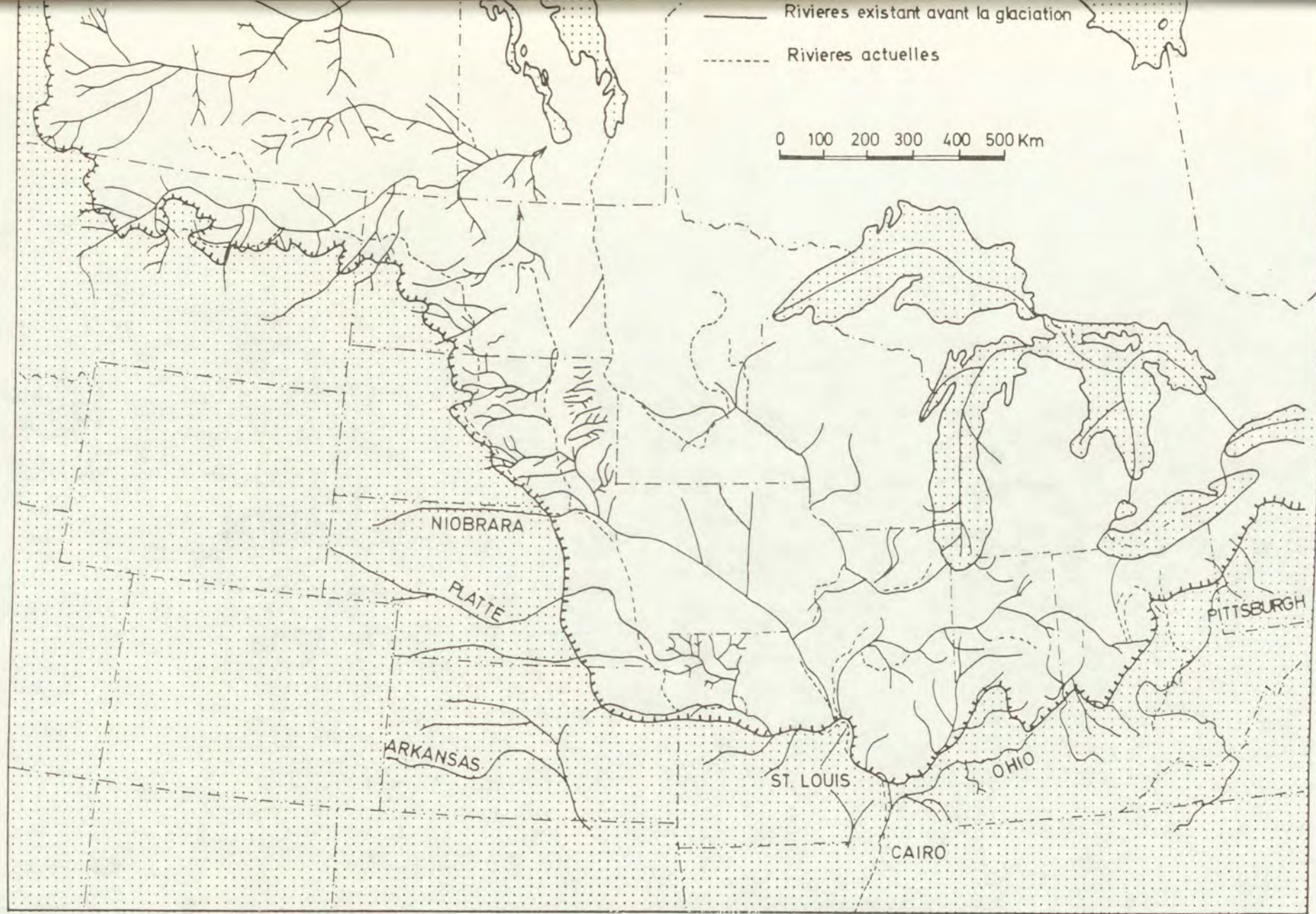


FIGURE 45

(Flint, 1971)

résultent sont connues datent surtout de la déglaciation, non seulement parce que le glacier a souvent perturbé et enterré les dépôts antérieurs, mais aussi parce que la sédimentation lacustre a été plus importante lors de la fusion des glaciers que lors de leur avancée.

Au sud, le glacier a détourné vers le sud les eaux du Missouri et de l'Ohio supérieur (fig. 44) qui s'écoulaient précédemment en direction du nord. Le Missouri est d'ailleurs dans la plus grande partie de son cours, un chenal de marge glaciaire apparu avant la dernière glaciation, par détournement vers le sud-est des eaux qui, auparavant, coulaient vers l'est (fig. 45).

Les cours d'eau proglaciaires transportaient des charges importantes de sédiments si l'on en juge par les dépôts qu'ils ont abandonnés. Les variations de débit de ces rivières devaient être bien supérieures aux variations actuelles. Des débits extraordinaires ont dû se produire au moment où le glacier en fusion se trouvait en-dessous de la limite des neiges permanentes. Les plaines alluviales étaient occupées par des rivières à chenaux anastomosés qui y accumulaient des dépôts importants.

B. Les rivières périglaciaires

Les rivières passant d'un climat périglaciaire à un climat tempéré ont subi également de profondes modifications. Régime et charge étaient différents en climat froid de ce qu'ils sont aujourd'hui; en de nombreux endroits, des chenaux anastomosés existaient dans le lit des rivières. A titre d'exemple, nous rappellerons quelle a été l'évolution de la Meuse et celle de l'Escaut au Quaternaire.

LA MEUSE.

La formation du réseau hydrographique mosan

En amont de Charleville, les tracés de la Meuse et de ses affluents sont probablement les témoins d'un réseau dendritique conséquent à un hypothétique rivage oligocène. La percée de la Meuse au travers du Massif cambrien de Rocroi serait la conséquence d'un phénomène de capture (Miocène ?) ayant permis à la Meuse de Dinant de s'étendre au sud du massif ardennais. Ce tronçon devait se prolonger autrefois vers le nord et a été détourné vers Liège quand est apparu le cours Namur-Liège, dont l'origine n'est toujours pas expliquée. Vers l'aval, près de Maastricht, la Meuse qui se dirigeait vers Aix-la-Chapelle a vu son cours se modifier au niveau d'une haute terrasse, sans doute à la suite d'un

phénomène de capture détournant le fleuve vers le nord. D'autres captures qui modifient le bassin de la Meuse se sont produites au cours du Quaternaire: la Bar supérieure a été détournée vers la Seine, et la Moselle a été détournée vers le Rhin (au Mindel ?).

Les terrasses de la Meuse et leur origine

Dans le bassin parisien, les terrasses de la Meuse sont rares et ne permettent pas de reconstituer l'histoire de la rivière. En Belgique, par contre, 10 à 16 niveaux de terrasses ont été reconnus. Ces terrasses ont montré l'existence d'un soulèvement local dans la région de Givet, et plus au nord, d'un basculement général du sol vers le nord-ouest (ce basculement permet

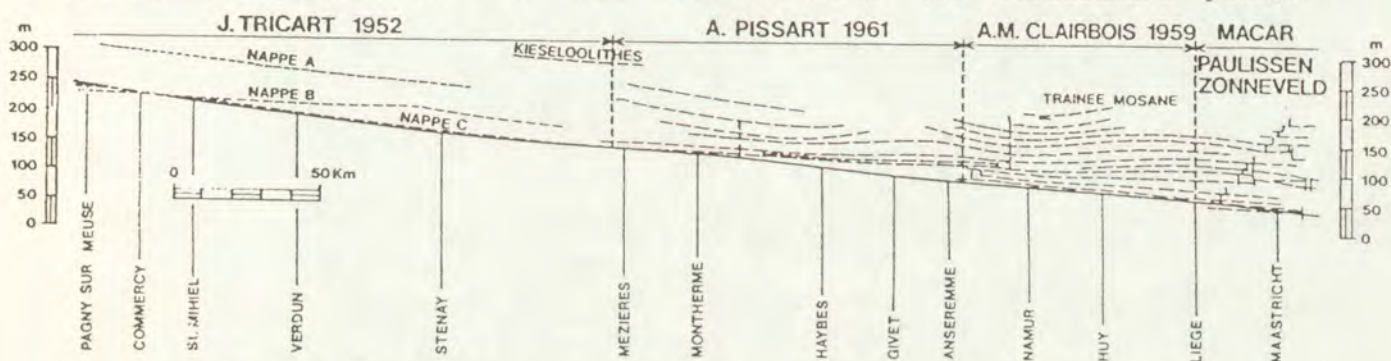


Figure 46. Profil longitudinal du sommet de la plaine alluviale de la Meuse et des terrasses de ce cours d'eau. La figure a été établie en tenant compte des sommets des dépôts (nappes A, B, C) signalés par J. Tricart dans le bassin parisien et de la base des autres dépôts de terrasses. Ce profil rassemble les données publiées par J. Tricart (1952) pour le bassin parisien, les profils longitudinaux établis par A. Pissart (1961) entre Mézières et Anseremme, par A.M. Clairbois (1959) entre Anseremme et Liège, par P. Macar (1958) et J. Zonneveld (1955) en aval de Liège. Sont en outre reportées sur cette figure, des données publiées par E. Paulissen (1973) et L. Calembert, J. Pel et L. Lambrecht (1968) en aval de Liège. Les profils établis par P. Macar (1958) et A.M. Clairbois (1959) ont été modifiés. Les numéros des terrasses sont ceux qui ont été adoptés en 1938 et en 1958 par P. Macar en aval de Liège. L'équivalence avec les terrasses du Limbourg hollandais, établies d'après le profil de J. Zonneveld (1955) et la nomenclature de E. Paulissen, est la suivante: M. terrasse de Mechelen-aan-de-Maas; EI. terrasse de Eisdien-Lanklaar; 1. terrasse de Caberg-Pietersem; 2. terrasse de Lanaken; 3. terrasse de Wijlre; 4. terrasse de Sint Pietersberg; 5. terrasse de Sint Geertruid; 5'. terrasse de Herkenrade; 6. terrasse de Sibbe; 7. terrasse de Margraten; 8. terrasse de Noorbeek; 8'. terrasse de Crapoel; 9. terrasse de Kosberg.

d'expliquer la forte pente des terrasses de Givet à Namur, la contre-pente existant de Namur à Liège et la faible pente des terrasses de Liège jusqu'à Maastricht). Aux Pays-Bas, les terrasses plongent sous le niveau de la mer en raison de l'affaissement tectonique de la région (fig. 32).

L'origine des terrasses de la Meuse a donné lieu à de nombreuses discussions. On a pensé autrefois qu'elles étaient nées à la suite des fluctuations du niveau de la mer, puis par un soulèvement saccadé du continent. Actuellement, ces hypothèses sont abandonnées, les terrasses sont considérées comme d'origine climatique. Une discussion a cependant opposé l'école de Liège et celle de Louvain sur le fait de savoir si les terrasses sont des dépôts mis en place pendant les périodes chaudes ou froides. Les **gros blocs transportés par les glaces**, les **cryoturbations syngénétiques** du dépôt, les caractères de la sédimentation qui témoignent d'une rivière à **chenaux anastomosés** ont montré pour 7 niveaux de terrasses qu'elles étaient apparues en climat périglaciaire. Il est donc vraisemblable que, pour un grand nombre de terrasses, un creusement vertical s'est produit, surtout pendant les périodes interglaciaires, une érosion latérale se développant considérablement pendant les périodes froides. Un tel phénomène n'a pu se répéter que pour autant que le continent se soit soulevé progressivement; il faut donc admettre que la Belgique a subi un mouvement de soulèvement pendant tout le Quaternaire.

L'ESCAUT.

L'évolution subie par l'Escaut au début du Quaternaire est mal connue. Les dépôts fluviatiles datant de cette époque sont en effet beaucoup plus rares que ceux du bassin de la Meuse en raison de la moins grande résistance du substratum et aussi parce que l'Escaut a toujours été un fleuve de moindre débit que la Meuse. Par contre, les fluctuations glacio-eustatiques ont eu une énorme influence sur le cours inférieur de ce fleuve comme nous allons le voir.

Signalons pour commencer que l'opinion actuelle est que le bassin de l'Escaut a joui d'une grande stabilité tectonique pendant le Quaternaire. Seuls deux mouvements, toujours controversés d'ailleurs, pourraient avoir joué un rôle dans l'évolution des cours d'eau: la surélévation du dôme du Mélantois et l'affaissement de la vallée de la Haine.

La figure 48 (Tavernier et De Moor, 1974) montre comment se disposait sans doute le réseau hydrographique à l'Elster. Les rivières se prolongeaient vers le nord-nord-est jusqu'à la mer. L'Escaut supérieur et la Haine se jetaient sans doute dans la Lys par l'actuelle vallée de la Deule. C'est probablement au cours des deux phases érosives du Saale, parce que le niveau de la mer s'était abaissé, que s'est élargie la **vallée flamande** (dont l'extension apparaît sur la figure 47), et que le sillon Escaut-Démer est apparu. Au cours de ces deux phases, le creusement a dépassé respectivement -8 et -15 m aux environs de Gand. Cette érosion profonde était dirigée par des micro-cuestas dues

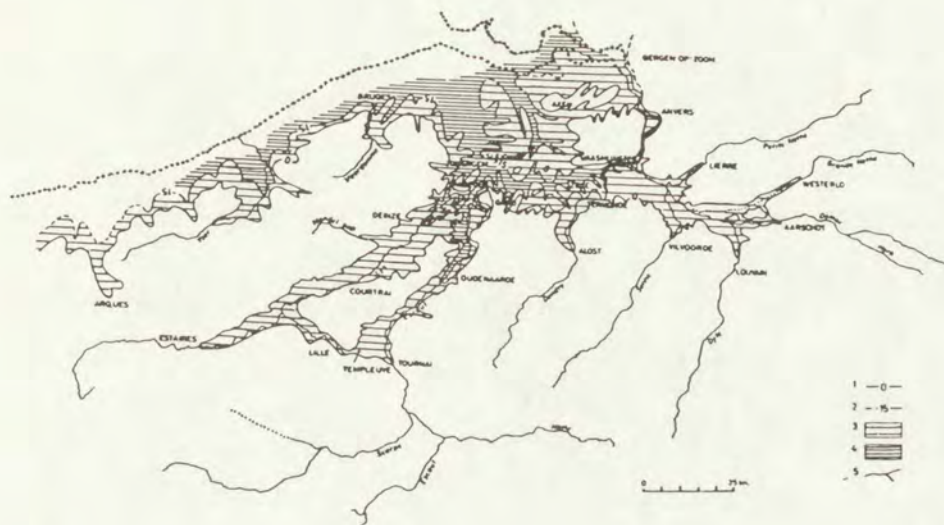


FIGURE 47. Extension de la Vallée Flamande et de ses principaux embranchements. 1. isohypse de 0 m (ZDG) pour la base des creusements néo-pléistocènes; 2. isohypse de - 15 m (ZDG) pour la base des creusements néo-pléistocènes; 3. creusement néo-pléistocène en dessous de la cote 0 m (ZDG); 4. creusement néo-pléistocène en dessous de la cote - 15 m (ZDG); 5. vallées principales néo-pléistocènes, débouchant dans la Vallée Flamande ou ses embranchements.

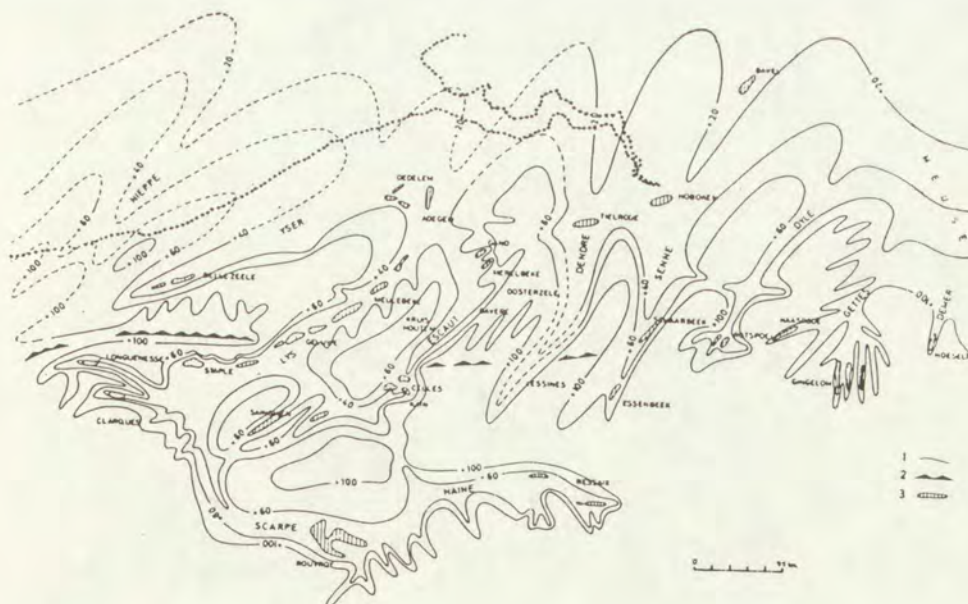


FIGURE 48. Vue générale du relief en dessous de la cote 100 dans le bassin actuel de l'Escaut à l'Elster. 1. isohypse; 2. rangée des collines des Flandres; 3. vestige des dépôts de colmatage.

principalement aux couches argileuses du Bartonien et du Rupélien. C'est probablement au cours de cette période que l'érosion régressive a percé le dôme du Mélantois et est venue capturer le cours supérieur de la Deule en créant ainsi l'Escaut de Tournai.

Les chenaux de la vallée flamande ont été colmatés partiellement pendant l'Emien, mais aussi partiellement conservés par les courants des marées. Ils ont été ensuite de nouveau creusés au cours de la dernière glaciation en raison de l'abaissement du niveau de la mer. L'événement majeur de cette période a été le remplacement vers la fin du Weichsel du large exutoire de la vallée Flamande celui de la trouée de Hoboken. La vallée flamande a été remblayée par la suite, par des dépôts fluvio-périglaciaires remaniant en partie les sédiments éoliens.

10. LES PHENOMENES EOLIENS AU QUATERNAIRE

Les actions éoliennes quaternaires ont étalé sur de vastes étendues des formations sableuses et des loess. Ces derniers dépôts sont particulièrement importants en raison de leur grande fertilité. Ils s'étendent sur environ 1/10 de la surface de la terre, principalement en bordure des régions qui ont été recouvertes par des inlandsis, soit dans des régions tempérées où ces actions éoliennes témoignent des variations climatiques quaternaires.

Pour la facilité de l'exposé, nous considérerons successivement les sables éoliens puis celui les limons éoliens.

1. Les sables éoliens

En 1942, A. Cailleux a publié une thèse ayant pour objet l'étude des actions éoliennes périglaciaires en Europe. Basée essentiellement sur l'étude de la morphoscopie des sables, ce travail a montré, entre autres, que les grains ronds mats étaient très nombreux en Europe entre 50 et 55° de lat. N, soit dans une zone située en bordure des glaciers quaternaires (fig. 49). Il s'agit de grains dont la longueur est comprise entre 0,4 et 1mm, c'est-à-dire des grains qui sont normalement déplacés par saltation lorsque le vent est violent.

Mis à part les accumulations de sables qui se constituent en bordure de la mer, les principales sources de sable éolien sont : les plaines de lavage fluvioglaciaires, les lits des rivières à chenaux anastomosés et les rivages des lacs (glaciaires, par exemple). Les dépôts sableux éoliens peuvent être groupés, suivant la morphologie des dépôts, en sables de couverture et en dunes. Nous les considérerons successivement.

Les sables de couverture sont peu étudiés à l'échelle mondiale. Aussi, pour ce type de dépôt, nous parlerons, à titre d'exemple, des sables de

couverture du nord de notre pays qui s'étendent, au-delà de nos frontières, aux Pays-Bas et en Allemagne.

Les sables de couverture n'ont pas créé de morphologie éolienne caractéristique. Leur épaisseur peut atteindre 20m et plus, là où ils remplissent certains thalwegs (mais, le plus souvent, elle est inférieure à 1,5 m). Souvent, au sein de ces dépôts, les structures éoliennes sont perturbées par le ruissellement qui a mélangé les sables avec les matériaux locaux. On parle alors de nivéo-fluvial.

Les analyses minéralogiques ont confirmé l'origine allochtone de ces sables et ont contribué à montrer la direction des vents qui les ont amenés.

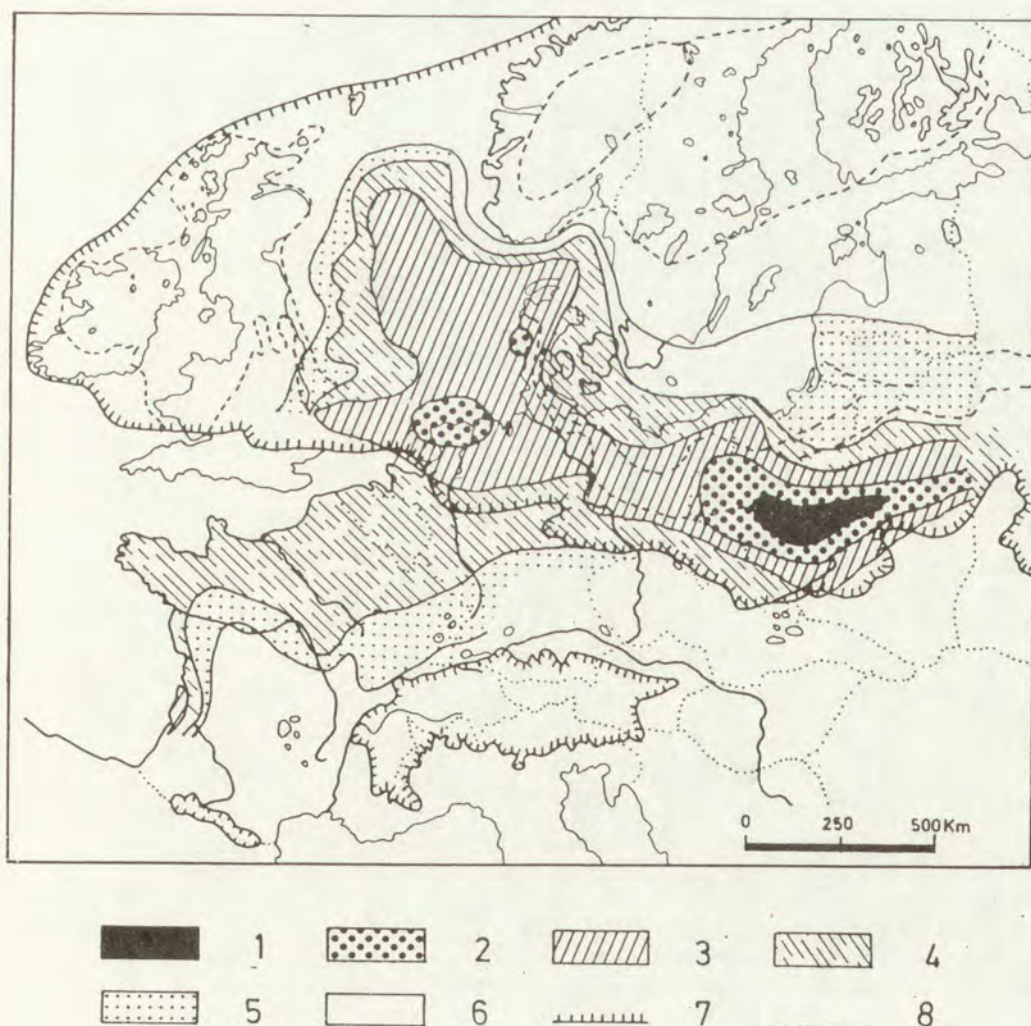


FIGURE 49. Carte du pourcentage de grains de sable ronds mats en Europe (d'après A. Cailleux)
 1) plus de 80%; 2) 60-80%; 3) 40-60%; 4) 20-40%; 5) 10-20%; 6) moins de 10%; 7) limite des glaciers saales; 8) moraines de la dernière glaciation.

Avec l'étude de l'orientation des dunes, la couverture asymétrique des collines, l'inclinaison des lits de sable, il a été établi que les vents responsables de ces dépôts aux Pays-Bas avaient une direction du nord-ouest avant l'Alleröd et du sud-ouest plus tard.

Au sud, les formations sableuses passent rapidement à des dépôts limoneux. La limite sables/limons était à peu près à la même place au Saale qu'au Vistule et cette coïncidence n'a pas été expliquée.

Pour que ces formations apparaissent, la condition nécessaire est l'existence de vents assez violents s'exerçant sur des surfaces sèches, sableuses, sans couverture végétale. Le détail des conditions de formation n'a pas été précisé. Très longtemps, l'opinion a prévalu qu'un climat très sec devait exister au moment de l'apparition de ces dépôts sableux. Actuellement, on en est beaucoup moins certain, le déplacement des sables peut être, avec le froid, à l'origine de l'absence de végétation. D'autre part, A. Cailleux a montré des phénomènes semblables en Islande sous un climat avec des précipitations de 1500 à 800 mm/an. Il est toutefois admis que sur cette grande île, la sécheresse est liée à la perméabilité des roches volcaniques (désert édaphique).

Une littérature beaucoup plus abondante est consacrée aux **dunes**. Celles-ci sont fréquentes en bordure des zones occupées par les glaciers quaternaires, comme par exemple à proximité des "Urstromtäler" d'Allemagne septentrionale, ou dans le nord du Nébraska où elles couvrent plus de 35.000 km² avec une épaisseur moyenne de 8 m. La position des dunes par rapport à la source de sédiments, leur forme et leur orientation, la disposition de la stratification, donnent des indications sur les vents qui les ont formées. L'interprétation des données est cependant délicate, les sables pouvant avoir été remaniés par des vents de directions différentes.

2. Les limons éoliens d'Europe et des U.S.A.

Les limons éoliens se présentent comme un sédiment ordinairement non stratifié et non consolidé, qui est principalement composé de silt (4 à 64 μ m) mais qui contient aussi d'une manière accessoire des argiles et du sable. Il est composé essentiellement de quartz mais comprend aussi des feldspaths, amphiboles, pyroxènes, etc. Les carbonates peuvent atteindre 40% du poids du sédiment. Ce sédiment est généralement très bien classé et montre, en Belgique, un maximum granulométrique vers 30 μ m, qui diminue avec l'éloignement de la source.

Une fois déposé, ce sédiment subit une évolution pédologique qui le modifie plus ou moins profondément. Ces limons éoliens plus ou moins modifiés sont dénommés "loess".

Au sein des loess existe quelquefois une pseudo-stratification (les doublets), qui témoigne vraisemblablement de processus pédologiques qui se sont produits peu après leur dépôt.

L'épaisseur des loess atteint 80 m en Roumanie et 350 m en Chine.

La faune dont on trouve des témoins dans les loess est une faune terrestre: escargots et parfois restes de mammifères. Ces fossiles ont seulement été conservés dans les épaisses accumulations de loess qui n'ont pas été lessivées.

L'origine des loess a constitué l'objet d'une vive controverse pendant plus d'un demi-siècle. Dès 1887, Richthofen expliquait en Allemagne certains loess par l'action du vent, mais cette idée n'a été acceptée unanimement chez nous que vers 1940 ! La formation de limons éoliens se produit de nos jours et a été observée en Islande et en Alaska

En Islande, A.Cailleux a décrit, en 1942, des accumulations de limon éolien constituées uniquement de poussières volcaniques et dont l'origine éolienne est incontestable. Des nuages de poussière, s'élevant fréquemment jusqu'à 200 ou 300 m, ont été souvent observés. La déflation soulève cette poussière depuis les lits des cours d'eau à chenaux anastomosés; le dépôt du limon est facilité par la végétation qui fixe la poussière éolienne.

A proximité de Fairbanks, en Alaska, des couvertures de loess, connues depuis longtemps, étaient mal expliquées. Des hypothèses diverses en rendant compte comme des dépôts fluviatiles, marins, éoliens ou encore comme des résidus d'altération ont été défendues par différents auteurs jusqu'à ce que T. Péwé fasse, en 1949, les observations ci-dessous : le 20 août 1949, à 13 heures, un vent de 22 km/h a soulevé jusqu'à 30 m d'altitude un nuage de silt à partir de la plaine alluviale de la Tanana : une heure plus tard, le vent a augmenté jusqu'à 45 km/h et de grands nuages de poussière se sont élevés jusqu'à plus de 1300 m au dessus du sol avant de retomber sur 750 km² de forêt boréale.

Ces observations actuelles indiquent l'importance de la déflation éolienne sur les lits des rivières à chenaux anastomosés, même dans des domaines où la couverture végétale est continue (la forêt en Alaska). On peut penser que les accumulations de limon éolien se produisent principalement pendant l'été, soit après la crue de printemps, lorsque les plaines alluviales ne sont plus, ni

inondées, ni couvertes de neige, ni gelées. Le rôle des "outwash" (plaine de lavage glaciaire étalée devant le glacier) comme source des limons éoliens a, par ailleurs, été clairement mis en évidence par l'étude de la répartition des loess pléistocènes.

Les loess d'Europe (fig. 49)

La relation entre rivières proglaciaires et loess a été reconnue en Europe dès 1889. Elle apparaît clairement en France le long du Rhin, du Rhône et de la Garonne. Les loess de Belgique et du nord de la France proviennent probablement du remaniement par le vent de sédiments fluviaux des rivières qui s'écoulaient soit dans le fond de la Mer du Nord, soit dans la Manche. En Allemagne et en Pologne, le parallélisme entre les "Urstromtäler" et la bande de loess s'explique de la même manière par l'action des vents venant du nord. C'est le Danube qui, à partir de son alimentation glaciaire des Alpes et des Carpates, a fourni les limons de Hongrie, de Tchécoslovaquie, de l'Est de la Roumanie et du sud de l'Ukraine. En Ukraine, la source principale des limons a été les alluvions du Bug, du Dniepr, du Don et de la Volga.

L'épaisseur maximum de loess sur de grandes surfaces semble exister dans la région du Dniepr (10 à 15 m sur des milliers de km²); elle diminue cependant vers l'est et l'ouest. En général, la couverture de loess est plus continue à l'est car le climat y est plus continental et le relief moins accentué.

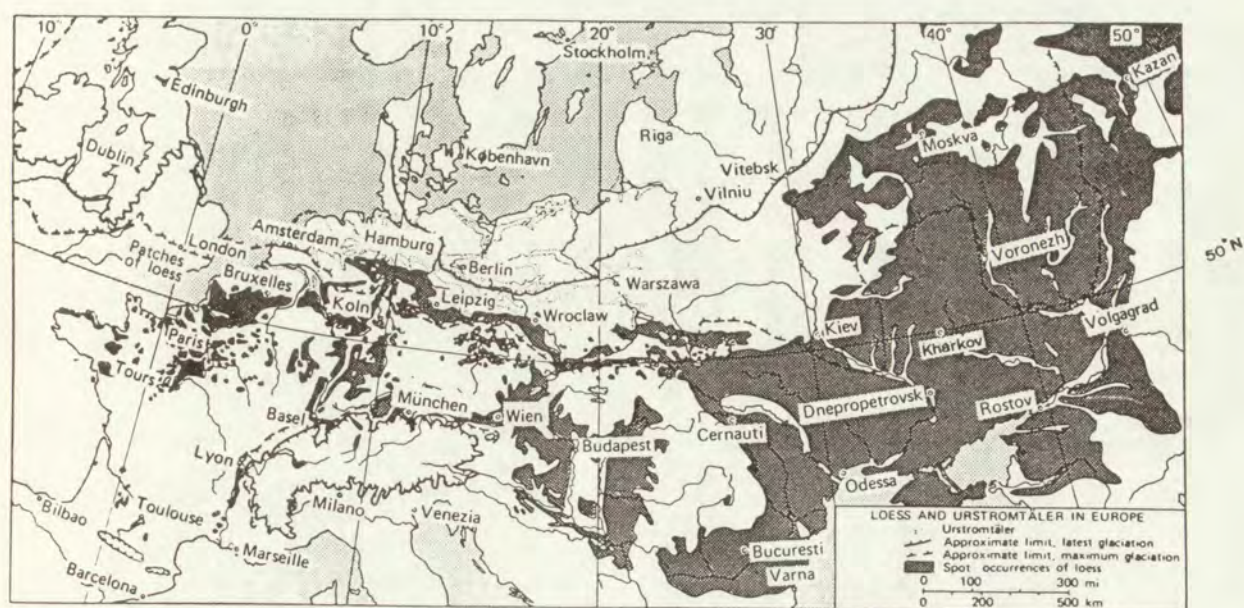


FIGURE 49. Carte de la distribution du loess en Europe (Flint, 1971).

Les rivières périglaciaires, à chenaux anastomosés ont pu constituer des sources locales de limons éoliens; E. Juvigné l'a montré par exemple pour l'Ourthe en Famenne : en effet, des placages de limon accumulés sur les versants de cette vallée, comprennent des minéraux denses existant seulement dans le bassin amont de la rivière. C'est par ailleurs, la seule possibilité d'explication de la répartition des caractères des loess distribués de part et d'autre de la Manche (figure 50).

En Scandinavie, les loess sont très rares car les dépôts fluvioglaciaires arrivaient généralement dans des lacs, le climat était humide, et la couverture végétale est revenue rapidement après le retrait des glaciers.

Les loess d'Amérique du Nord

Les loess couvrent une étendue énorme en Amérique du Nord. La figure 51 montre l'extension de la masse principale de ces formations éoliennes qui s'étendent des Cordillères à l'Ohio jusqu'à près de 35° de latitude nord. Vers le sud, une zone loessique s'étire à l'est du Mississippi jusqu'à son delta. A l'ouest, des placages de loess existent dans les états d'Oregon, de Washington et d'Idaho.

La répartition de ces loess établit clairement leur relation génétique avec les cours d'eau et les plaines de lavage fluvioglaciales; la figure 52

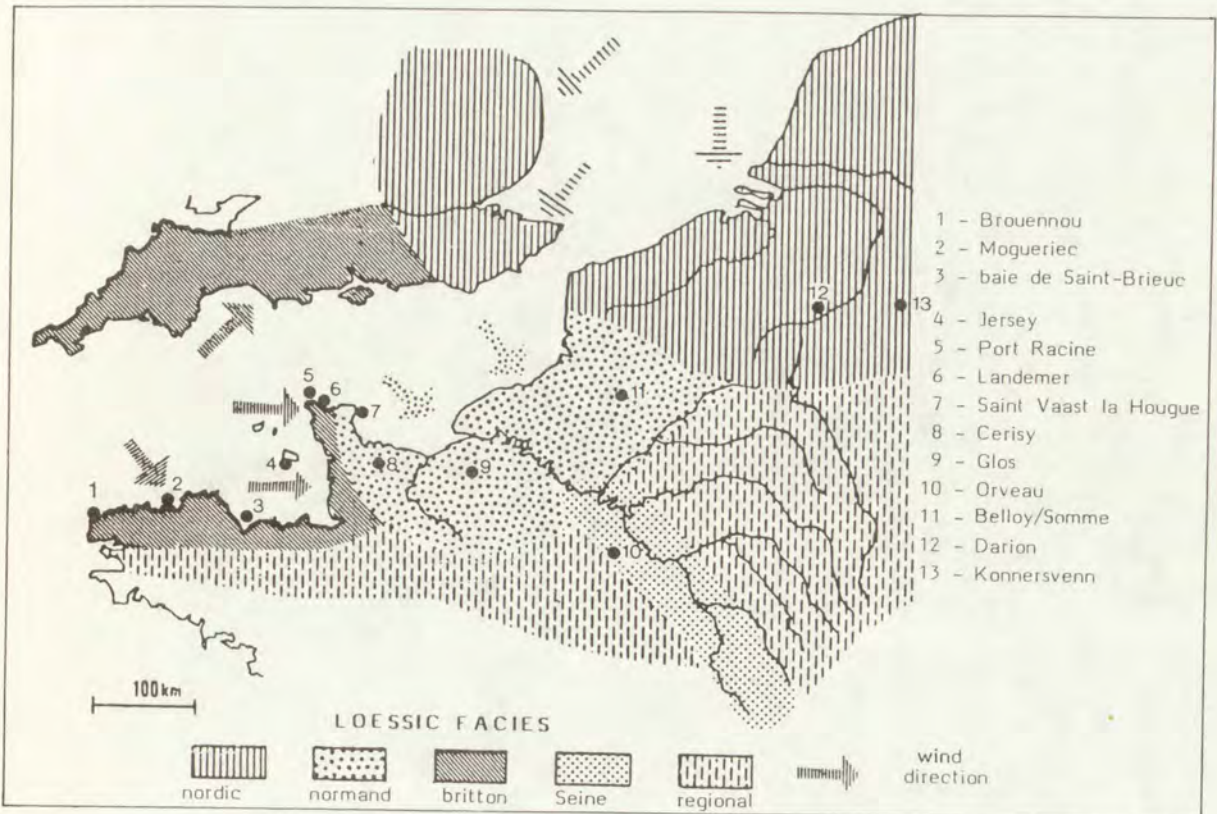


FIGURE 51. Origine locale des loess de Belgique et du Nord de la France d'après Lautridou, 1984.

présentant la répartition des loess dans l'Illinois en donne un excellent exemple.

Les loess sont moins développés à l'est des U.S.A. probablement pour 3 raisons différentes :

- 1) la pauvreté en silt du drift des Appalaches;
- 2) l'existence de vents moins puissants à l'est qu'à l'ouest des U.S.A. au cours des périodes glaciaires;
- 3) le climat plus humide et moins continental de la bordure atlantique qui n'a pas permis de la même manière l'assèchement des lits des rivières.

Les loess dans les autres parties du monde

L'extension des limons éoliens dans les différentes parties du monde est toujours mal connue et leur origine n'est souvent pas bien établie. La figure 53 en donne une vue générale, malheureusement déjà très ancienne et toujours fort hypothétique.

En Amérique du Sud, en Argentine et en Uruguay surtout entre 30 et 40° de latitude, existent des couches de loess épaisses. Elles ont été mises en place par des vents d'ouest et sont sans doute en relation, pour une partie du moins, avec les glaciers qui ont recouvert la Cordillère des Andes. Toutefois, les actions de déflation sur les alluvions des régions arides ou semi-arides du versant oriental des Andes pourraient, peut-être, être mises en cause. En effet, il est maintenant bien établi que des limons existent en bordure des déserts (loess probables sur la figure 53, datant de 1954) et proviennent du remaniement de sédiments fluviatiles étalés dans les oueds de régions arides

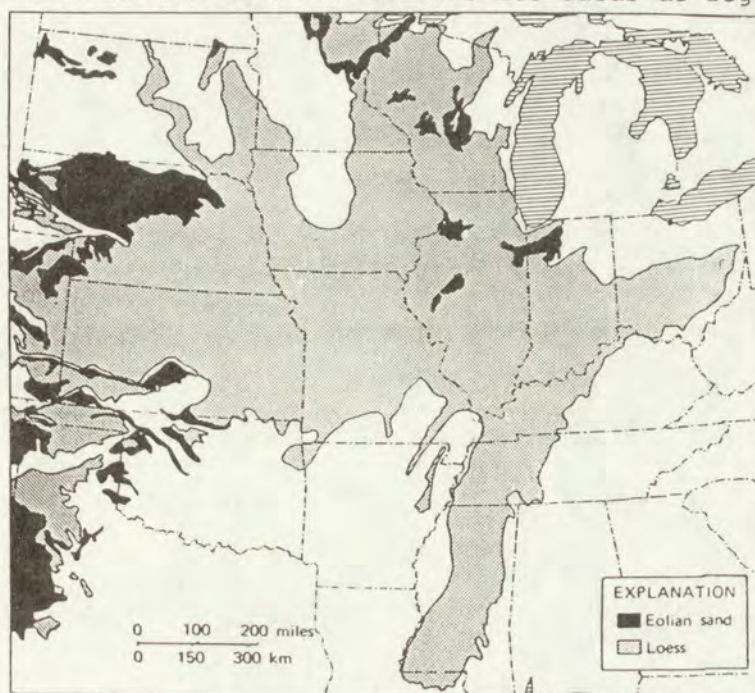


FIGURE 52. Carte de la répartition des sables éoliens et des loess d'âge Wisconsinien dans la partie centrale de l'Amérique du Nord (Flint, 1971).



FIGURE 53. *Epaisseur du loess wisconsinien dans l'Etat de l'Illinois aux U.S.A. Cette carte montre clairement la relation de l'épaisseur du loess avec les plaines de lavage fluvioglacière et la limite des dépôts morainiques de la dernière glaciation (Flint, 1971).*



FIGURE 54. *Distribution des dépôts de loess connus et probables à la surface de la terre (d'après Woldstedt, 1954).*

ou semi-arides. C'est ainsi que, en 1977, Yaalon et Bruins décrivent à la limite entre le désert du Neguev (Israël) et la région plus humide au nord, une bande remarquable de limons éoliens dont l'épaisseur atteint localement 12 m.; la sédimentation toujours continue maintenant est estimée à 0,06 mm par an.

Des transports de poussière semblables se produisent à partir du Sahara. Ils ont été invoqués depuis très longtemps pour expliquer les chutes de poussières visibles, par exemple, sur la neige des Alpes (et quelquefois chez nous). Des observations ponctuelles ont d'ailleurs permis de suivre le phénomène. Ainsi, le 8 mars 1972, de la poussière a été soulevée au-dessus de El Golea par un vent de 55 km/h; ce nuage a atteint 3000 m d'altitude au-dessus de Colomb Bechar (suivi par radio sondages); il était au-dessus de la Sardaigne le 9 mars à 5 h du matin et, à 19 h, il atteignait Grenoble. Il était constitué de particules de 2 à 20 μm , principalement de quartz, de fibres d'alpha, de dolomite, ... En 1974, des moyens importants ont été consacrés à l'étude du phénomène : 38 bateaux, 13 avions, 1400 observations journalières au sol et aussi les images satellites ont permis de décrire l'importance de ces transports et de démontrer que la poussière venue du Sahara traverse l'Atlantique en 5 à 9 jours. Leur concentration passe de 100 à 10.000 microgrammes par m^3 sur la côte africaine à 10 à 20 microgrammes par m^3 sur la côte américaine. Ainsi, 50 millions de tonnes de poussière traversent l'Atlantique en moyenne chaque année, en provoquant une sédimentation importante dans l'Océan Atlantique entre 15 et 24° de latitude nord. Celle-ci varierait entre 150 mm/1000 ans près de la côte africaine et 1 mm/1000 ans près de la côte américaine (voir fig. 54). La sédimentation moyenne dans l'Océan serait égale à 200 millions de tonnes par an, soit 1/3 du débit solide annuel du Mississippi.

Les grosses accumulations de limons éoliens de Chine ont une origine comparable. Ils tombent encore de nos jours comme l'indiquent les 1156 chutes de poussière qui sont connues historiquement depuis 1150 B.C., chutes de poussière dont l'extension paraît correspondre à la zone actuellement couverte par les loess. Cette poussière tombe le plus souvent en hiver, quand la température est basse et l'humidité la moins grande. Elle provient des déserts de Gobi et de Taklimakan et du sud Xinjiang (Zhang De-Er, 1985).

En Nouvelle-Zélande, des loess existent également; ils proviennent ici aussi de plaines d'épandage glaciaire.

En Australie et en Afrique, les loess connus sont rares bien que les régions arides y soient très importantes.

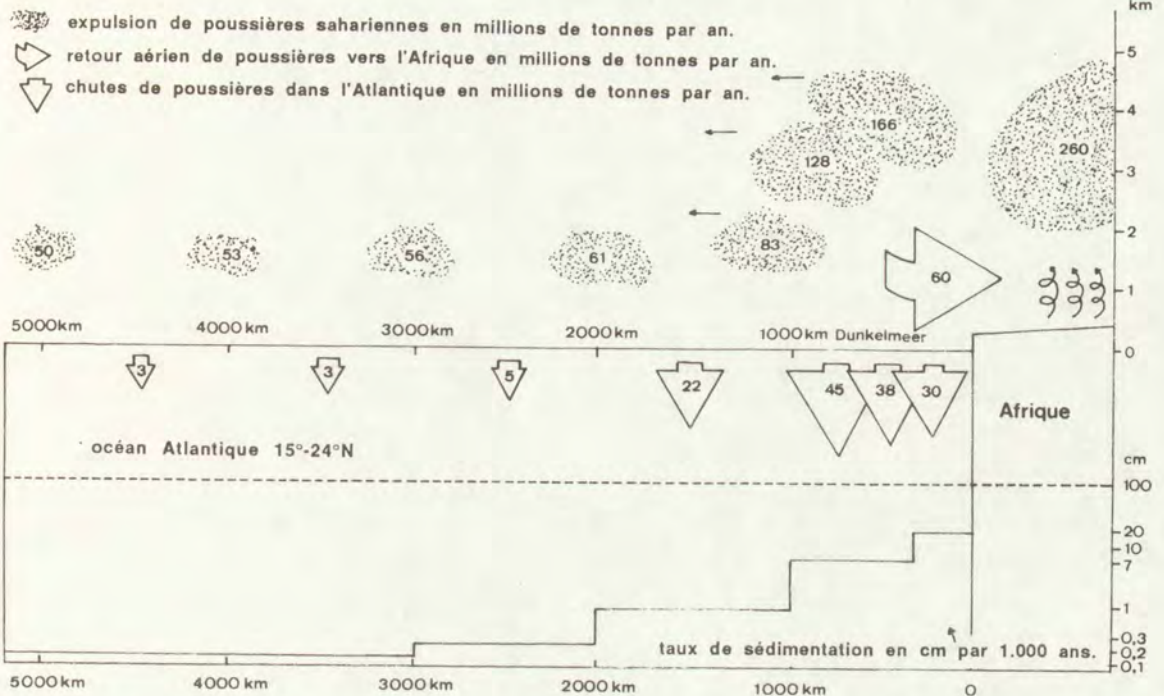


FIGURE 55. Transport de poussière au-dessus de l'Atlantique entre 15 et 24° lat. N. (en millions de tonnes par an) et sédimentation au fond de l'Océan (en mm par 1000 ans).

Conclusion

La poussière éolienne provient essentiellement du remaniement par le vent de sédiments fluviatiles déposés par les cours d'eau subissant d'importantes fluctuations de débit, c'est-à-dire soit par des oueds, soit par des rivières périglaciaires à chenaux anastomosés. Les plaines de lavage glaciaires ont été au Quaternaire les sites privilégiés où pouvait s'exercer ce phénomène. Ainsi s'explique la répartition des loess en bordure des inlandsis scandinave et laurentidien.

L'excellent classement granulométrique des loess résulte d'un double triage, à savoir fluviatile puis éolien.

Il est très douteux qu'un climat particulier ait été nécessaire pour permettre la sédimentation des limons éoliens. Une action éolienne suffisante, combinée avec des lits fluviatiles actifs étendus ont, à eux seuls, permis la formation des couvertures de loess, indépendamment de toute influence de la couverture végétale dans la région où le sédiment s'accumule.

11. LA STRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE EN BELGIQUE

Au cours de ce chapitre, nous présenterons et discuterons un tableau de la stratigraphie du Quaternaire dont les grandes données ont été rassemblées par E. Juvigné en 1976. Ce tableau présente l'état des connaissances; la majorité

des données qui s'y trouvent, sont connues depuis moins de 30 ans; étant donné le nombre des chercheurs qui se consacrent actuellement au Quaternaire, il est certain que ce tableau devra être complété et plus probablement même, devra être profondément modifié dans les prochaines années.

Historique

C'est seulement en 1943 que les premiers éléments de ce tableau ont été mis en place, lorsque R. Tavernier a étendu à la Belgique les connaissances des chercheurs des Pays-Bas. Dès le début du siècle cependant, A. Rutot (de 1889 à 1920) et F. Hallet (1919) s'étaient efforcés de paralléliser périodes glaciaires et interglaciaires avec l'évolution géomorphologique et stratigraphique de notre pays. Si les corrélations proposées à cette époque ont généralement été abandonnées, la stratigraphie a pris cependant alors son orientation actuelle.

En 1948, R. Tavernier a publié un nouveau tableau où la morphogenèse trouve une large place et où le Weichsel était divisé en trois sous-étages sédimentaires limités par d'anciens **sols**. C'était la première application de la pédogenèse à la stratigraphie du Quaternaire de notre pays.

En 1954, F. Gullentops propose la bipartition du Weichsel, après avoir reconnu les sols de Kesselt et de Rocourt. Le premier correspond à l'interstade majeur de la dernière glaciation, tandis que le second est le sol interglaciaire eemien.

En 1957, R. Tavernier et J. de Heinzelin ont publié un tableau détaillé du Pléistocène supérieur (Eemien et Vistulien) de façon à paralléliser la lithostratigraphie avec les industries préhistoriques.

R. Paepe (depuis 1964), sur la base de très nombreuses descriptions de coupes a élaboré successivement deux tableaux stratigraphiques. Etudiant les structures sédimentaires, les structures périglaciaires et les paléosols, il a montré notamment la présence d'un sol au début du Vistulien qui avait été considéré comme le sommet du sol de Rocourt, et qu'il a dénommé **sol de Warneton**.

Commentaires du tableau

Stades isotopiques

Il s'agit des stades qui ont été reconnus par l'étude du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les fonds océaniques et qui sont donnés ici pour servir de comparaison

(voir aussi la figure 18).

Ages

Dans ce tableau, la nomenclature est celle de l'Allemagne et des Pays-Bas. Un essai de corrélation avec la stratigraphie alpine est présentée.

Sous-âges

Les divisions en sous-âges sont identiques aux divisions paléobotaniques et paléoclimatologiques. Ces trois colonnes sont, en effet, des présentations différentes des mêmes données palynologiques. Nous les examinerons pour commencer.

B. Bastin (1970) a observé à Rocourt (près de Liège) la superposition de 3 périodes tempérées (figure 56) dans et au-dessus d'un horizon humifère du début du Weichsel (sol de Warneton) que F. Gullentops considérait en 1954 comme l'horizon humifère du sol de Rocourt (Eemien). Dans cet horizon, la succession décelée par l'étude palynologique n'est absolument pas visible sans analyses. B. Bastin a considéré que ces périodes tempérées correspondaient aux interstades d'Amersfoort, de Brørup et d'Odderade. Le plus grand doute existe actuellement quant à la validité de cette interprétation car, comme l'ont montré les études ultérieures, ces sédiments ont été déplacés par des agents de transport en masse.

L'interstade d'Amersfoort avait été reconnu précédemment à l'occasion du creusement d'un tunnel dans cette ville des Pays-Bas en 1956-1957. Un âge de 64.000 BP qui est une limite extrême de la mesure ^{14}C , a été obtenu en 1960. Cet interstade est peut-être beaucoup plus ancien. Cette période plus chaude a gardé un caractère subarctique; la couverture végétale se présentait probablement comme une taïga avec de nombreux bouleaux.

L'interstade de Brørup reconnu au Danemark semble avoir été le plus chaud de tous les interstades du Weichsel. Réapparaissent alors *Quercus* et *Fagus*. Une datation de 60000 BP, de nouveau proche de la limite d'application du ^{14}C , n'a été trouvée que vers 1960.

L'interstade d'Odderade a été seulement découvert en 1967. Il aurait été moins chaud que le Brørup. Il a été mis en évidence aux Pays-Bas en un endroit où existent en superposition les 3 interstades du début du Weichsel dont nous venons de parler. Une telle succession n'est actuellement connue qu'à Odderade et a été supposée à Rocourt (fig.56).

L'étude du sondage de la Grande Pile dans les Vosges par G. Woillard a mis en évidence les deux Saint-Germain et les deux Melisey. Il est possible, comme le montre le tableau qui accompagne ce cours, que ces périodes recouvrent les périodes d'Amersfoort, Brørup et Odderade. Ce n'est toutefois pas certain.

L'interstade de Moershoofd a été signalé aux Pays-Bas par Zagwijn et Paepe (1968) et daté 50.000 à 62.000 BP. Les observations palynologiques incitent les auteurs à parler d'un réchauffement de la température moyenne de juillet de 5 à 6°C car le paysage serait resté très ouvert, les pollens arborés ne

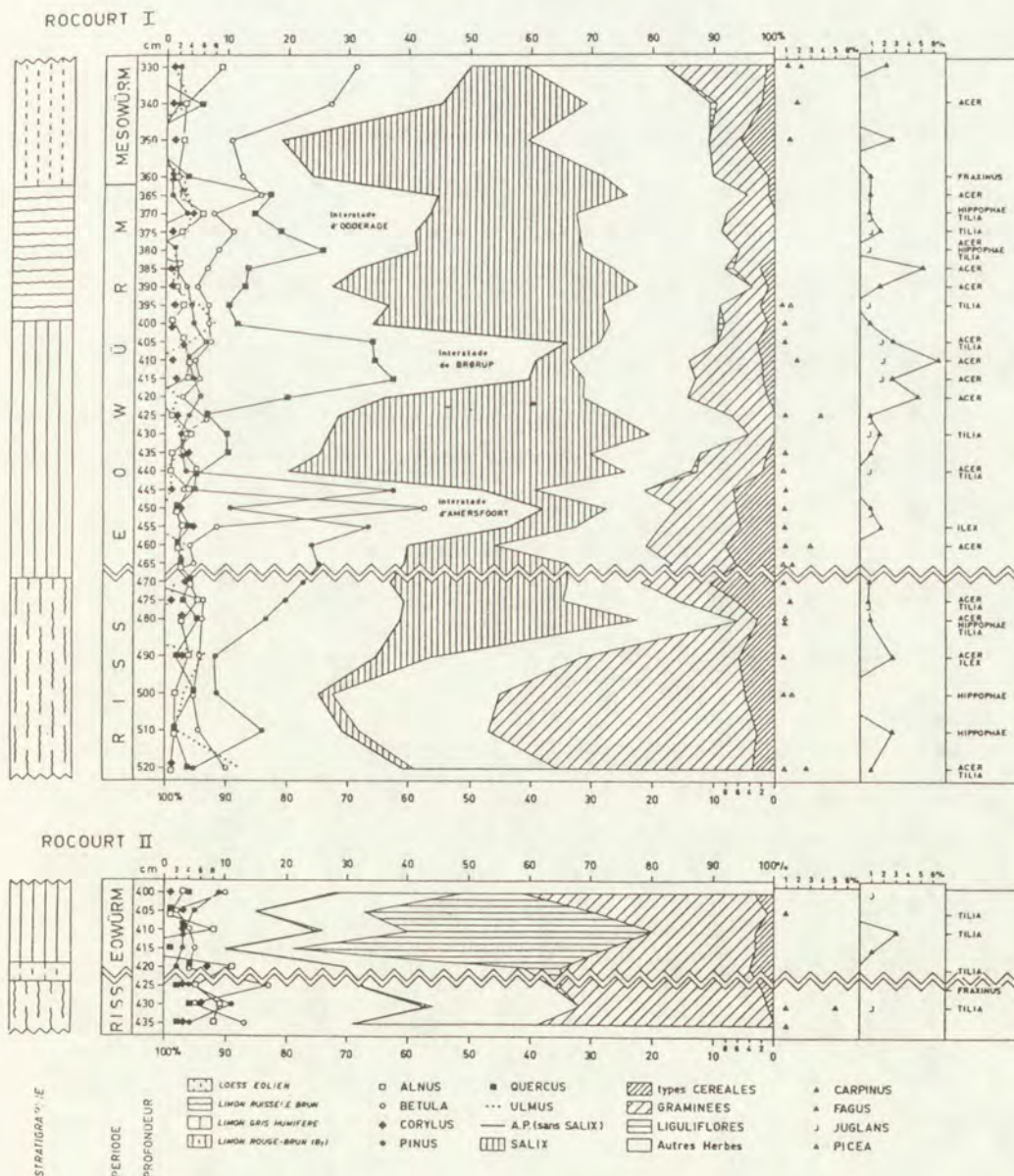


FIGURE 56. Diagramme palynologique établi à Rocourt par B. Bastin (1971) et montrant l'existence probable de 3 interstades au début de la dernière glaciation. L'interprétation donnée paraît maintenant peu probable, la succession observée au début de la dernière glaciation paraissant résulter de remaniements de limons déjà déposés.

dépassant pas 20%. C'est la raison pour laquelle B. Bastin (1970) lui refuse le nom d'interstade.

L'interstade de Hengelo a été décrit en 1967 par Van der Hammen (et collaborateurs) comme s'étendant de 39 à 41000 BP. Un réchauffement serait enregistré par le passage de la toundra à la steppe toundra. Toutefois, B. Bastin (1970) pense que cette modification botanique pourrait être due à une modification des précipitations. L'existence de macrofossiles de plantes telles que *Betula Nana* témoigne de la persistance d'un climat rigoureux. Aussi, il semble que cet interstade ne soit pas définitivement établi.

L'interstade d'**Arcy-Stillfried** est la coupure majeure de la dernière glaciation. Il a été reconnu dans la plupart des pays d'Europe par la paléopédologie et/ou la palynologie. Il porte ainsi des noms différents qui correspondent à des endroits où il a été observé: en France, Arcy; en Autriche, Stillfried b; aux Pays-Bas, Denekamp; en Allemagne, paléosol de Lohner Boden; en Pologne, Dobra/Lozek; en Belgique, ses traces ont été observées sous forme d'une racine de sol à Kesselt (sol de Kesselt) et sous forme d'un horizon humifère dans la région sablonneuse (sol de Zelzaete). Cet interstade qui aurait permis le retour d'une forêt de taïga aurait duré de 32.000 à 29.000 BP

Cet interstade a été dénommé Arcy-Paudorf pendant plusieurs années. Cette dénomination a été abandonnée après que des études malacologiques du sol de Paudorf ont montré l'existence d'une faune interglaciaire eemienne à la partie inférieure de ce sol (Demek, Kukla et coll., 1969).

L'**horizon à langues de Nagelbeek**, longtemps dénommé à tort **sol de Kesselt**, daterait de 22.000 ans BP d'après des mesures ¹⁴C faites sur des échantillons de Lixhe et de Kesselt. On ne connaît pas bien les conditions climatiques qu'il représente.

Les interstades de Laugerie et de Lascaux ont été reconnus par B. Bastin (1970) à Maisières (près de Mons) où il a observé la réapparition d'*Alnus*, de *Corylus* et même de *Quercus*. Ces interstades ont été trouvés en France dans deux abris sous roche par A. Leroi-Gourhan (1967-1968). Celui de Laugerie daterait d'environ 19000 BP et celui de Lascaux de 17000 BP. C'est avant ou après cette période tempérée que la température a sans doute été la plus basse. Toutefois, B. Bastin, par l'étude de la coupe de Maisières croit que le peuplement végétal correspondait bien plus à une steppe qu'à une toundra.

Au cours du Tardiglaciaire, plusieurs oscillations se sont produites parmi lesquelles sont bien connues celles de **Bølling** et de l'**Allerød** qui séparent les **Dryas I, II, III**. Ces oscillations sont caractérisées aux Pays-Bas par des phases d'arrêt dans le dépôt des sables de couverture.

La succession climatique post-glaciaire a été établie en de nombreux endroits par l'étude des tourbières (par exemple du remplissage des viviers des Hautes Fagnes), des tufs calcaires (Treigne, par exemple). L'oscillation de Piottino, observée en Suisse, a été signalée par W. Mullenders dans le remplissage d'un vivier de la Baraque Fraiture.

Datations

Ce sont les datations obtenues au ^{14}C , K/Ar et les études palynologiques et paléomagnétiques qui ont permis de localiser les âges et les sous-âges sur l'échelle de temps. Les datations obtenues en Belgique ne sont pas assez nombreuses pour positionner les divisions du Quaternaire, aussi l'échelle générale est celle qui est proposée maintenant pour l'Europe occidentale.

Pour le Tardiglaciaire et l'Holocène, les datations ^{14}C sont nombreuses (E. Gilot et al., 1969) et seules ont été mentionnées dans le tableau celles qui s'approchent des limites stratigraphiques généralement admises. Pour la glaciation de la Vistule et le Tardiglaciaire, toutes les datations ^{14}C dont on disposait en Belgique en 1975 ont été inscrites. Elles émanent des laboratoires de Louvain (Lv et Crèvecoeur) et de Groningue (GrN). Un astérisque est placé en face de chaque datation dans diverses colonnes du tableau afin d'indiquer ce dont on a cherché à préciser l'âge : critères de transition paléobotaniques, paléosols, terrasses.

L'astérisque est localisé en face de l'âge obtenu par la mesure ^{14}C . Une flèche joint l'astérisque et le sol qui a été daté. Celui-ci a été positionné dans le tableau à l'emplacement où le chercheur qui l'a découvert, l'a stratigraphiquement situé. Il faut donc remarquer que les valeurs obtenues par ^{14}C n'ont pas toujours été considérées comme correctes, spécialement lorsque l'on s'approche de la limite d'application de la méthode.

Pour les périodes antérieures à 60.000 ans, E. Juvigné a indiqué les datations par la méthode K-Ar publiées par J. Frechen (1971) pour les terrasses du Rhin dont le raccord a été réalisé avec celle de la Meuse (Quitow et Zonneveld, 1956; Zonneveld, 1957; Pissart, 1974). Elles sont indiquées par les lettres Ev, signalant le nom du chercheur Everdeen qui a réalisé les datations.

Enfin, deux déterminations paléomagnétiques sont inscrites sur le tableau. Elles ont été données par H.M. van Montfrans (V.M. sur le tableau) et sont rapportées par R. Paepe et R. van Hoorne (1970).

Régressions et transgressions

D'après des études en cours, des dépôts marins holsteiniens existent sans doute dans la vallée de l'Yser. Si les datations sont exactes, elles témoignent de l'ouverture de la Manche au cours d'une période antérieure, sans doute lors de la glaciation Elster.

L'assise d'Ostende, qui repose généralement sur le Tertiaire, est un dépôt marin eemien. Elle ne dépasse pas en Belgique l'altitude de -18 m (Tavernier et al., commentaire Atlas Belgique, planche 17, p.6), ce qui semble attester l'existence d'un mouvement tectonique côtier postérieur. L'assise d'Ostende est surmontée des sables de Leffinge qui sont des sables de couverture situés entre l'assise d'Ostende et la tourbe profonde (fig. 57). On n'a pas retrouvé chez nous des traces du niveau marin élevé qui a été reconnu dans le monde vers 30.000 BP .

Sur les sables de Leffinge se sont installées des couches de tourbe qui ont été recouvertes à l'Atlantique par une dizaine de mètres de dépôts surtout sableux : l'assise de Calais. La mer s'était retirée au Subboréal; dans un milieu protégé de la mer par les dunes, est apparue de la tourbe dont l'épaisseur est souvent bien inférieure à un mètre. Les trois transgressions dunkerquiennes se sont alors succédé. Elles sont séparées par deux périodes de

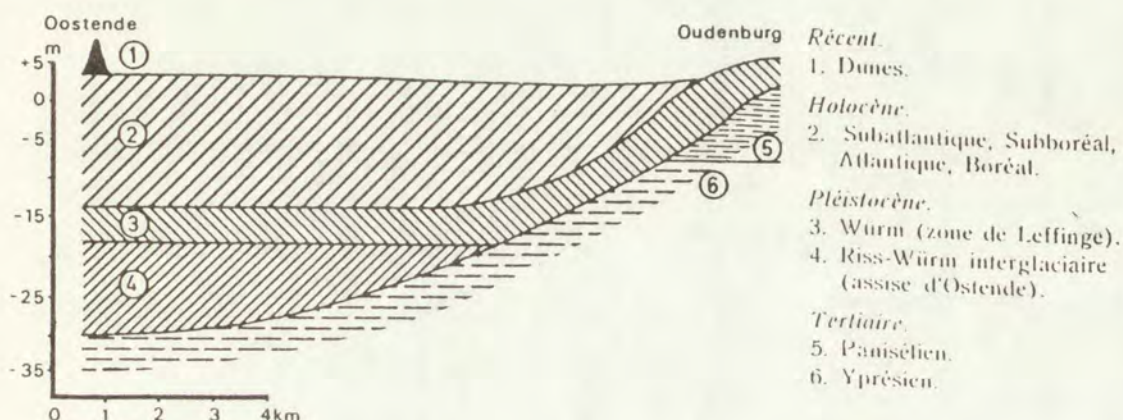


FIGURE 57. Coupe géologique schématique de la plaine maritime d'Ostende à Oudenburg (d'après R. Tavernier, 1947). Direction : NW-SE.

régression comme l'indique le tableau ci-après :

de - 200 à + 100 = Transgression dunkerquienne 1

Régression romaine.

de + 300 à + 800 (+ 4,5 à 5 m) = Transgression dunkerquienne 2 (haut Moyen Age)

Régression carolingienne.

de +1.000 à + 1.200 ans = Transgression dunkerquienne 3.

Lithostratigraphie

Terrasses (Meuse)

Le tableau montre l'ancienneté des terrasses de la Meuse. En aval de Maastricht, la terrasse d'**Eisden-Lanklaar** porte la pédogenèse eemienne. Sa base est en-dessous du sommet de la plaine alluviale actuelle. A Liège, La Meuse ne paraît s'être encaissée que d'une dizaine de mètres en 200.000 ans.

La terrasse de **Mechelen-aan-de-Maas** est couverte de dépôts éoliens périglaciaires. Elle date de la dernière glaciation. Ces dépôts éoliens manquent sur la terrasse de **Geistingen** qui s'est formée au Tardiglaciaire.

La partie inférieure des **sables de Mol** fait partie du Tertiaire. La partie supérieure qui présente des cryoturbations correspond au premier refroidissement du Prétiglien. Les kieselolithes qui existent dans cette formation justifient le parallélisme avec la Trainée mosane.

Les argiles de Campine comprennent trois formations distinctes. Seule la formation médiane (de Beerse) montre l'existence d'un climat froid par les fossiles végétaux qu'elle contient et les structures périglaciaires qui y ont été décrites.

Paléosols

Parmi les horizons clés, les plus importants sont les paléosols. Ce sont eux qui ont servi le plus à l'établissement d'une stratigraphie de la dernière glaciation dans les régions limoneuses, car ils sont directement visibles sur le terrain.

Les sols antérieurs à l'Eemien (sols de Han-sur-Lesse, Wanlin, As, etc.) n'ont pas été datés; leur position stratigraphique est incertaine.

Le **sol de Rocourt** a été décrit par F. Gullentops en 1954, qui lui a donné un âge interglaciaire en raison de son degré d'évolution et notamment de sa couleur rougeâtre.

Le **sol d'Anvers** est discuté. Il a été observé par R. Paepe coïncé entre le sol eemien et le sol de Warneton. B. Bastin (1970) pense qu'il ne s'agit pas réellement d'un sol mais qu'il résulte d'une migration latérale des sels de fer.

Le **sol de Warneton** occupe une position stratigraphique très constante et repose directement sur le sol de Rocourt. Il a été interprété, d'après les études palynologiques de Bastin à Rocourt, comme résultant des oscillations d'Amersfoort, Brørup et Odderade. Cette corrélation est actuellement peu probable comme l'ont montré entre autres les datations ^{14}C obtenues par P. Haesaerts à Rocourt :

Sol de Warneton (à Rocourt) : dépôt humifère.

sommet: 35.900 (+ 1.000)BP sur extrait - GrN 3081

38.550 (+ 700)BP sur résidu - GrN 9186

base : + de 47.800 BP sur extrait - GrN 9080

Le **sol de Poperingue** (Paepe, 1967) est un horizon tourbeux, non étudié par la palynologie, et pour lequel il n'a donc pas été démontré l'existence d'une amélioration climatique.

La datation ^{14}C du **sol de Hoboken** (30.540 BP) le rattache à l'interstade d'Arcy-Stillfried B. Le sol de Zelzaete (28000B.P.) décrit par Paepe et Van Hoorne (1967) et le sol de Kesselt, tel que Gullentops l'a mis en évidence, sont les représentants belges de l'interstade majeur de la dernière glaciation.

L'**horizon à langues de Nagelbeek**, (qui a été pendant de nombreuses années confondu avec le sol de Kesselt, dont nous venons de parler) est daté de 22.000 ans BP comme le montrent les datations des humates obtenues par Gullentops: à Lixhe (GrN -10328) 22190 +/- 130 BP et à Kesselt (Lv -1172) 22270 +/- 380 BP. Cet horizon à langues a été observé dans un très grand nombre de coupes de notre pays. Ses conditions d'apparition sont mal connues.

Les sols des oscillations de Bölling et d'Alleröd qui se trouvent près de la surface du sol actuel, ont été généralement effacés par la pédogenèse post-glaciaire. Ils ont cependant été reconnus dans la région des sables de couverture. Greguss, De Coninck et van Hoorne ont en effet signalé en 1966, le sol de **Stabroek** qui date de l'oscillation de Bölling, tandis que J. de Ploey a observé le sol d'**Usselo** (Alleröd) dans l'argilière de Beerse. Des restes de l'Alleröd a aussi été observés, sous forme de tourbe, dans les remparts des paises minérales des Hautes Fagnes (Pissart et Juvigné, 1980) et dans des dépôts sableux éoliens à Opgrimbie (au nord de Maastricht).

Minéraux denses

Des poussières provenant de quatre éruptions volcaniques (téphra) ont été reconnues en Belgique par l'étude des minéraux denses. Deux ont été observées par F. Gullentops en 1954, les trois autres par E. Juvigné (1981, 1983 et 1986). Dans l'ordre stratigraphique, la téphra de Remouchamps, la plus ancienne, a été seulement reconnue dans des concrétions des grottes de Remouchamps et de Bohon et datée par U/Th de 106.000 ans BP; elle s'apparente à une éruption calco-alcaline de localisation inconnue mais nécessairement lointaine. La seconde, la téphra de Rocourt, caractérisée par la présence d'enstatite, a été formée entre 62.000 et 106.000 BP et a été trouvée dans divers endroits de Haute Belgique. La troisième, la téphra d'Eltville, considérée comme l'équivalent de l'Eltviller Tuff, connu en Allemagne, se trouve dans le loess de l'Est de la Moyenne Belgique sous l'horizon à langues de Nagelbeek. Elle se présente comme une lamine gris foncé de poussière basanitique à pyroxène monoclinique et olivine. L'ensemble des datations dont on dispose donne un âge compris entre 22.000-30.000 ans BP tandis que la thermoluminescence a donné 16.3200 BP. La téphra du Laacher See provient du volcan du même nom (Coblence, Allemagne) et date de 11000 BP, c'est à dire de la fin de l'Alleröd; elle est retombée, entre autres, sur l'ensemble de la Haute Belgique; c'est un phonolithe à pyroxène, amphibole et sphène.

F. Gullentops, en 1954, a signalé aussi que les limons saaliens pouvaient être distingués des limons weichseliens par leur association de minéraux denses. Dans les premiers, le rapport hornblende verte/épidote vaut 1/3; dans les seconds, il est d'environ 1. Des travaux récents (Juvigné, 1983; Balescu et Haesaerts, 1982) ont permis d'établir que les loess de l'extrême fin du Saale et ceux du Weichsel ont une association de minéraux denses identique, avec un indice hornblende verte+grenat/zircon+rutile $> 0,56$ tandis que les plus anciens ont un indice inférieur à cette même valeur. Les analyses géochimiques globales du loess de Hesbaye montrent que les différences précitées sont explicables par l'altération du loess ancien et n'ont de ce fait aucune signification stratigraphique.

La différence fondamentale entre les régions de sables de couverture et les régions de loess, résulte dans l'origine lointaine de ces derniers tandis que les sables peuvent avoir une origine plus locale. C'est ainsi que, en Campine, J. de Ploey, en 1961, distingue la formation de Sint-Lenaerts, composée de tourbes et de sables dunaires d'origine locale. Au-dessus, la formation de Wildert est composée de sables de couverture d'origine allochtone. Elle correspond à la glaciation de Weichsel. La formation de Beerse, constituée de sables dunaires, est la plus récente: elle date du Tardiglaciaire.

Phénomènes périglaciaires : fentes de gel, cryoturbation, niveaux de cailloux (desert pavements de Paepe).

Les structures périglaciaires ont été utilisées entre autres, par R. Paepe comme repères stratigraphiques. Ainsi, les grandes fentes de gel existent en tout cas entre le développement des sols d'Odderade et de Moershoofd, et après l'apparition de l'horizon à langues de Nagelbeek. Des horizons cryoturbés se présentent systématiquement aux mêmes niveaux.

Les cailloutis, appelés "désert pavement" par R. Paepe, sont en fait des niveaux de cailloux épars. Ils témoignent d'un arrêt dans la sédimentation loessique ou sableuse et d'une certaine érosion. Ils existent normalement à la partie supérieure d'un sol ou lorsqu'un hiatus existe dans la série stratigraphique.

12. LES CAUSES DES PERIODES FROIDES QUATERNAIRES ET DES GLACIATIONS QUI Y SONT ASSOCIEES

Introduction

Deux problèmes distincts se posent. D'une part, il faut expliquer les glaciations qui se sont succédé au cours du Quaternaire, avec une périodicité de l'ordre de 100.000 ans et, d'autre part, il faut rendre compte des âges glaciaires qui se sont reproduits avec une période de retour de 100 à 300 millions d'années. Nous considérerons chacun de ces problèmes successivement. Annonçons cependant déjà maintenant que l'on ne peut que partiellement expliquer l'origine des glaciations et que nous ne pourrions que passer en revue quelques-unes des 69 hypothèses qui avaient déjà été avancées en 1976 pour essayer de rendre compte des phénomènes observés (National Geographic Magazine, p.611).

Résumons quelques faits principaux à expliquer :

1. Au cours des 2 derniers millions d'années, plus de dix périodes froides se sont succédé dans l'hémisphère nord.
2. Les dernières glaciations ont coïncidé avec des périodes froides. L'abaissement de la température moyenne a été de 6°C, parfois davantage.
3. Les fluctuations des glaciers ont été plus ou moins synchrones en

Europe et en Amérique pendant la dernière période froide avec un décalage possible de quelques milliers d'années.

4. Le même synchronisme a été établi pour la même période entre les deux hémisphères.

Avant de passer en revue les hypothèses qui ont été proposées, signalons qu'il y a actuellement $2,3 \cdot 10^{24}$ frigories stockées dans les glaciers sous forme de froid latent de congélation. Lors des grandes glaciations, ce fut le triple. Or, comme le soleil donne à la terre $1,34 \cdot 10^{24}$ calories par an (sans tenir compte d'une quantité de chaleur égale qui est directement réfléchiée et réémise vers l'espace sous forme d'infrarouge), il suffit d'une très faible variation de ce bilan pour que, en quelques millénaires, les grands inlandsis se forment ou se détruisent.

Quelques causes possibles des glaciations

La variation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère

Le CO₂ de l'atmosphère est transparent pour la plus grande part de la radiation solaire. Il ne laisse toutefois pas passer les radiations infrarouges dans l'intervalle de 12-17 μm , gamme dans laquelle la terre réémet beaucoup d'énergie reçue. Il joue, de ce fait, le rôle d'une vitre de serre en laissant passer les radiations solaires mais en renvoyant vers la terre presque toutes les radiations que l'atmosphère reçoit de celle-ci dans la bande de 12 à 17 μm .

Compte tenu de la nébulosité moyenne du globe, Plass a calculé que si la teneur en CO₂ doublait, la température s'élèverait de 2°C (entre 1 et 4°C, selon Berger 1985) et si cette teneur diminuait de moitié, la température s'abaisserait de 2,7°C.

L'océan, qui contient en solution principalement sous forme de carbonates, 50 fois plus de CO₂ que l'atmosphère, fait office de tampon et s'oppose à de telles variations mais avec beaucoup de retard car la circulation de l'eau des océans est très lente. Il faut, en effet, 1700 ans à l'eau profonde de l'Antarctique pour venir dans l'Atlantique nord. De ce fait, plusieurs dizaines de milliers d'années sont nécessaires avant qu'un équilibre ne s'établisse entre l'atmosphère et toute l'eau des mers. Il n'empêche que chaque année, 4% de la masse totale du CO₂ atmosphérique est échangée avec les océans.

Des mesures établissent actuellement que la teneur en CO₂ a varié pendant

les périodes géologiques. L'analyse du pourcentage de CO_2 par rapport au contenu en azote dans les bulles de gaz contenues dans la glace des calottes glaciaires montre que, pendant la dernière glaciation, la quantité de CO_2 était plus faible (200 ppm au maximum glaciaire au lieu de 300 aujourd'hui; Berger, 1985). Cette démonstration a d'abord été apportée pour la calotte glaciaire du Groenland. Elle a été confirmée et étendue au dernier interglaciaire par l'étude d'un sondage réalisé sur la calotte antarctique à la station Vostok (Nature en octobre 1987).

Les faits observés sont donnés sur la figure 58. Cette figure qui donne par un trait gras central ce qui est la meilleure estimation, indique également la zone d'incertitude des mesures. La teneur en CO_2 qui est maintenant proche de 350 ppm, était avant l'ère industrielle d'environ 280 ppm et s'est abaissée progressivement pendant la glaciation de 235 à 180 ppm. Lors du dernier interglaciaire, la valeur était proche également de 280 ppm.

Dans la même carotte glaciaire, la variation de la teneur en deuterium fournit d'excellentes indications sur les variations de température qui se produisent au moment de la condensation des précipitations, c'est-à-dire des variations de températures locales dans l'Antarctique. La courbe des fluctuations de température est corrélée avec la courbe de variation du CO_2 . Toutefois un examen plus soigneux montre qu'au début de la dernière glaciation,

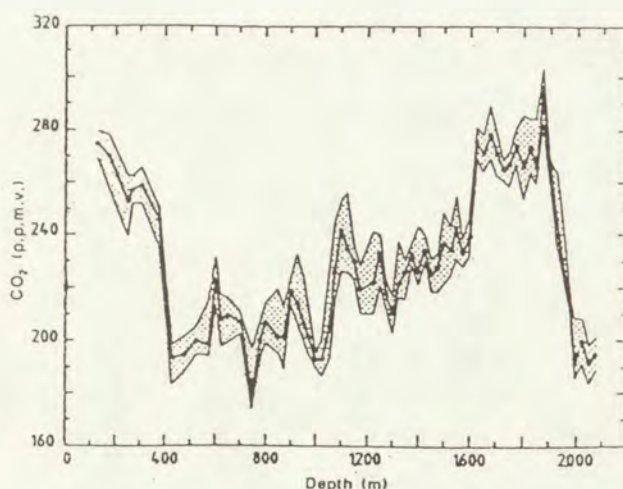


FIGURE 58. Concentration de CO_2 (ppm) aux différentes profondeurs dans la carotte glaciaire Vostok (Barnola et al., 1987).

la teneur en CO_2 a seulement diminué 10000 ans après la chute de la température (figure 59). La teneur en ^{18}O qui traduit la température de condensation (figure 19a) a également varié avant le fléchissement de la teneur en CO_2 . La variation du CO_2 paraît plutôt une conséquence qu'une cause du refroidissement. Elle a bien entendu amplifié l'abaissement de la température, mais elle n'en est pas la cause première: ce serait un exemple typique d'un

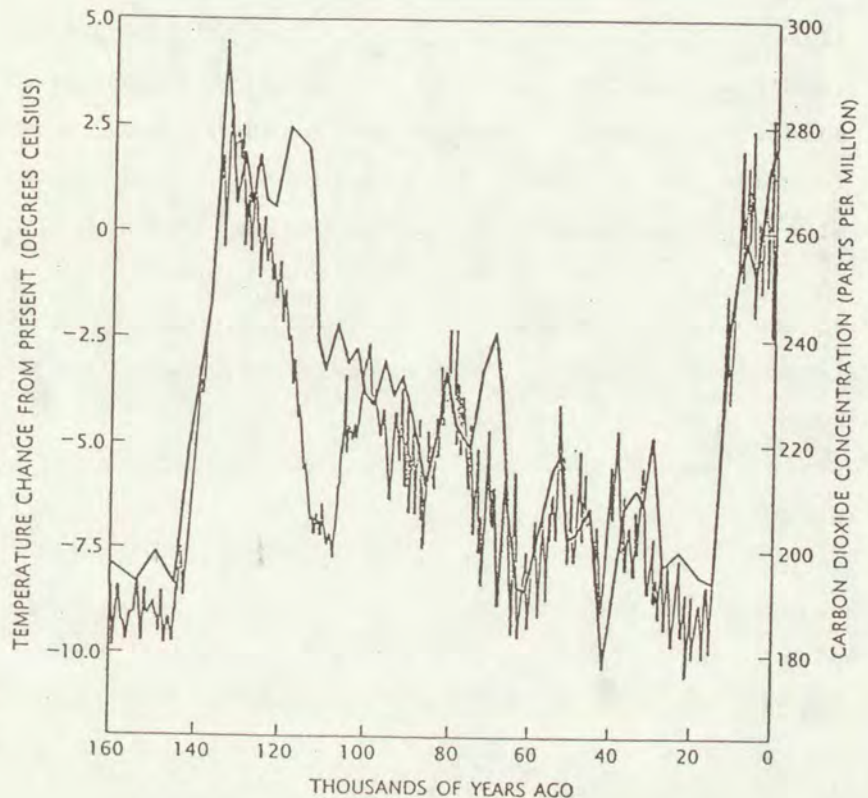


FIGURE 59. Comparaison entre les données de température (trait très irrégulier) et les teneurs en CO₂ de la carotte de sondage glaciaire Vostok de l'Antarctique.

phénomène d'auto-renforcement du refroidissement, dont l'ampleur (due à la variation de CO₂) aurait pu atteindre une valeur d'environ 2,5°C.

Le problème se pose de savoir pourquoi la teneur en CO₂ de l'atmosphère s'est abaissée pendant les glaciations. Comme la teneur en CO₂ de l'océan est 50 fois plus importante que celle de l'atmosphère et que des échanges importants s'effectuent constamment entre l'océan et l'atmosphère, c'est dans la fluctuation de la teneur en CO₂ de l'océan qu'il convient de rechercher la cause des variations de CO₂ de l'atmosphère.

La diminution du volume océanique pendant les glaciations a entraîné pour un abaissement du niveau marin de 120m, une augmentation de la pression partielle de l'atmosphère de 9 μ Atm, soit 9 ppm. Pour une diminution de la température de l'océan de 2°C pendant les glaciations, l'augmentation de solubilité du CO₂ va entraîner une diminution de la pression partielle de CO₂ dans l'atmosphère de 16 μ Atm, soit 16 ppm. Au total, ces deux effets vont entraîner une diminution nette de CO₂ atmosphérique de 7 ppm, ce qui est loin des 80 ou 100 ppm observés. Un autre facteur doit intervenir. Celui-ci n'est pas encore connu mais les idées avancées actuellement invoquent toutes, la productivité biologique des océans. La teneur en CO₂ diminuerait lorsque pendant les glaciations, la circulation océanique entièrement modifiée, aussi bien en surface qu'en profondeur, provoquerait la remontée des eaux profondes à la surface beaucoup plus rapidement, et en d'autres endroits, que ceux où elle

se produit aujourd'hui.

Les variations de CO_2 joueraient donc un rôle un peu comparable à celui de la variation de l'albedo qui, lorsque les calottes glaciaires s'étendent, entraînent une réflexion plus importante du rayonnement du soleil, et donc un refroidissement supplémentaire non négligeable.

Remarque:

La révolution industrielle a donné dans l'hémisphère nord une augmentation de la teneur en CO_2 de 13% en un siècle, engendrant une augmentation de la température moyenne au sol de $0,4^\circ\text{C}$. Si la combustion de pétrole et de charbon continue, la teneur sera doublée en 2050 et cela entraînera une augmentation de température comprise entre $1,5$ et $4,5^\circ\text{C}$. En provoquant une hausse du niveau marin à la suite de la fusion des calottes glaciaires et en provoquant des fluctuations climatiques affectant non seulement les températures mais aussi la répartition des précipitations, le réchauffement dû à l'augmentation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère est susceptible de créer des problèmes importants et divers pour l'humanité. Ce problème fondamental pourrait engendrer de fortes tensions politiques entre les états, car cette variation climatique n'aurait pas des effets égaux sur toute la terre.

Emission de poussières volcaniques et d'aérosols dans l'atmosphère

Au cours des années qui ont suivi les plus grandes explosions volcaniques (Krakatoa, 1883; Katmaï, 1912), on a constaté une diminution du rayonnement solaire arrivant à la surface de la terre, diminution qui s'est traduite par un abaissement de la température moyenne atteignant 1°C pendant quelques mois.

Jusque très récemment, on a attribué ce phénomène aux nuages de poussières qui lors des éruptions volcaniques importantes atteignent la stratosphère où elles sont prises en charge par les jet-streams. Ceux-ci les distribuent en un voile imperceptible qui couvre tout l'hémisphère où l'éruption est apparue. Ces poussières très ténues (inférieures à $2 \mu\text{m}$ de diamètre) diffusent et réfléchissent une partie de la radiation solaire. Comme elles ne contrarient pas l'émission de rayons infrarouges depuis la terre, elles ont un effet inverse de celui du CO_2 et leur accroissement engendre un refroidissement.

A l'occasion de deux grandes explosions très récentes (Mt St Helens, 1980, et El Chichon, 1982), il a été démontré que le facteur principal responsable de la perte du rayonnement n'était pas la poussière minérale mais les gouttelettes d'acide sulfurique qui proviennent des aérosols sulfureux. En effet, le St Helens a émis environ le double de poussière du El Chichon mais nettement moins d'aérosols sulfureux, et la perte de rayonnement a été plus importante après l'éruption du El Chichon.

La distribution des cendres volcaniques, déterminée dans 320 sondages marins profonds, a fourni quelques arguments en faveur d'une relation entre le volcanisme explosif et le refroidissement. Les résultats indiquent, en effet, qu'il y a eu beaucoup plus de volcanisme explosif pendant les 2 derniers millions d'années qu'au cours des 18 millions d'années antérieures. Ces variations d'activité volcanique sont sans doute en relation avec des changements dans la tectonique des plaques, quoique la relation n'est pas claire. La relation avec les changements climatiques quaternaires ne paraît pas accidentelle, mais les données sont trop générales pour distinguer les causes et les effets (Kennet et Thunel, 1975).

Théorie astronomique

Mouvements invoqués

1. Variation d'excentricité d'ellipse de la trajectoire de la terre autour du soleil

L'ellipse que décrit la terre autour du soleil est proche du cercle. Son excentricité fait cependant que les deux hémisphères ne reçoivent pas exactement la même quantité de chaleur.

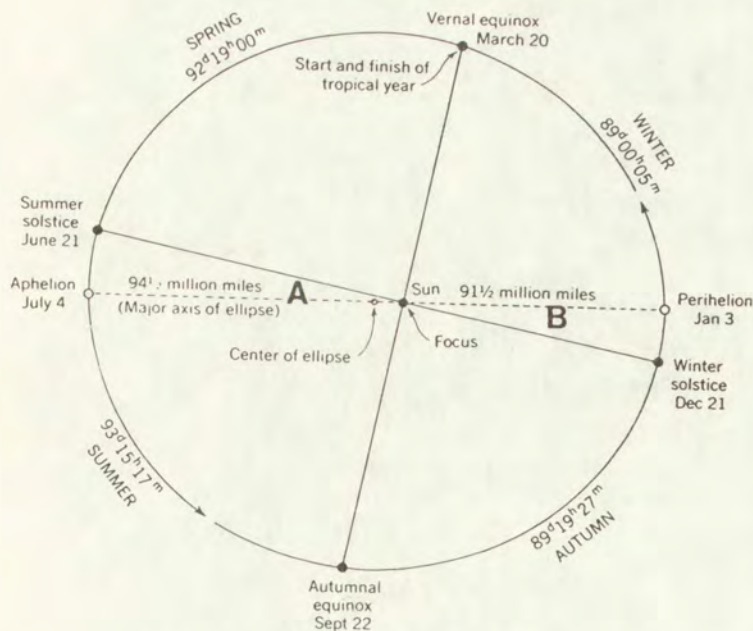


FIGURE 60. Périhélie et aphélie (Strahler, 1963)

L'ellipse décrite par la terre a une excentricité (rapport $\frac{A-B}{A}$, fig.59) qui varie de 0,0475 à 0,051 en une période de 92.000 ans. La quantité de chaleur reçue sur un hémisphère est donc différente de celle qui est reçue par l'autre lorsque l'excentricité est considérable et que, en même temps, l'été ou l'hiver tombent au périhélie ou à l'aphélie. Or, à certains moments, vu la "précession des équinoxes", c'est le cas.

2. Précession des équinoxes

La précession des équinoxes est un mouvement conique très lent, effectué par l'axe de rotation de la terre autour d'une position moyenne correspondant à la normale au plan de l'écliptique (fig.60).

Ce mouvement a pour cause la forme ellipsoïdale de la terre; de ce fait, il se crée dans l'attraction de la lune et du soleil des perturbations complexes; les mouvements sont complexes parce que les astres perturbateurs sont mobiles sur des plans différents. Il faut **25.760** ans pour que l'axe de la terre fasse un tour complet. Cela correspond à une différence chaque année du moment de l'équinoxe de 20 minutes 23 secondes.

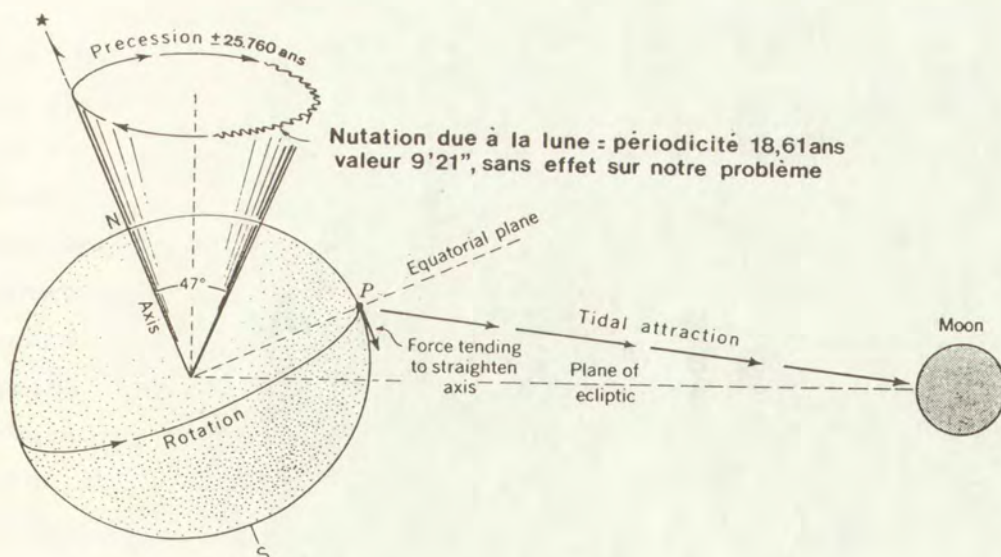


FIGURE 61. Précession des équinoxes et nutation (Strahler, 1963).

3) Variation de l'obliquité de l'axe de rotation de la terre par rapport au plan de l'écliptique

Actuellement, l'inclinaison est de $23^{\circ}27'$ mais elle varie entre $21^{\circ}55'$ et $24^{\circ}18'$, avec une périodicité de 41.000 ans en moyenne. Ce facteur, sans tenir compte des variations d'excentricité d'ellipse, modifie de manière identique le climat des deux hémisphères (hivers plus froids, étés plus chauds) aux hautes latitudes.

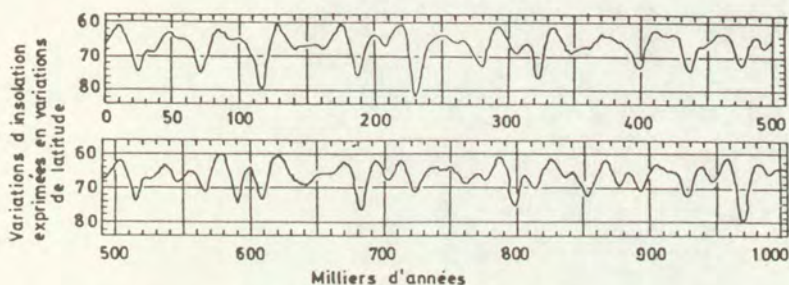


FIGURE 62. Courbes de Milankovitch (Flint, 1971)

Hypothèse de Milankovitch (reprenant et améliorant une hypothèse avancée par Croll en 1875).

Pour Milankovitch, ce sont les périodes d'été frais qui engendrent les périodes glaciaires grâce à la combinaison des 3 facteurs; des périodes froides toujours non synchrones se succèdent cependant assez rapidement d'un hémisphère à l'autre. Milankovitch avait calculé la courbe pour 600.000 ans, étant limité par l'imprécision du volume de Mercure. Sa courbe (fig.62) indique la variation de température d'un point situé à 65° de latitude nord et l'exprime en latitude équivalente, c'est-à-dire qu'elle donne, non pas les variations de température de ce point, mais les variations de latitude correspondant à ces variations de température. Milankovitch groupe par deux ou plus les points de haute latitude rapprochés et trouve quatre paires de ce genre sur 600.000 ans, paires qu'il a interprétées comme étant les 4 périodes glaciaires classiques.

Critique

Cette théorie a donné naissance à de nombreuses discussions. Elle a eu des adhérents célèbres tels Zeuner et Wegener. Mais des critiques sérieuses ont été formulées. Les principales sont les suivantes :

1. Cette hypothèse implique des glaciations non synchrones dans les deux hémisphères, ce qui est contraire aux résultats des datations par ^{14}C pour la fin de la dernière glaciation.

2. Elle demande de faibles augmentations de température à l'équateur pendant la période glaciaire, ce qui est en contradiction avec l'abaissement de la limite des neiges permanentes observées à cette latitude.

3. Elle ne peut justifier l'abaissement général de la température pendant le Cénozoïque.

4. La corrélation des phases froides de la courbe de Milankovitch avec les phases froides du Quaternaire n'est pas excellente, loin de là. Ainsi, d'après Milankovitch, il y a environ 10.000 ans (BP), existait une période de haute température avec une limite des neiges s'élevant à 800 m au moins. Mais l'optimum post-glaciaire se place à 7000 ans BP, donc avec un retard de 3.000 ans. Il paraît douteux qu'un retard de cette importance soit, comme le pense Wundt, le résultat du décalage entre la quantité de chaleur fournie par le soleil et le réchauffement maximum de la terre. En outre, l'Alleröd (11000 à 12000 BP) et surtout le Dryas récent qui le suit, ne correspondent à rien sur la courbe. D'autres critiques du même genre ont été formulées.

Nouveaux arguments pour la théorie astronomique

Bien que ces critiques paraissent définitives, la théorie astronomique recueille maintenant les faveurs d'un nombre de scientifiques de plus en plus grand. C'est ainsi que Denton et Hughes (1983) estiment que les mouvements invoqués par cette théorie constituent les causes principales des variations climatiques. Ils mettent en parallèle la courbe de Milankovitch pour les 300.000 dernières années et la variation de ^{18}O dans un sondage océanique et constatent un parallélisme étonnant (fig.63). Des démonstrations semblables avaient été apportées déjà auparavant (Hays et al., 1976) par analyse spectrale des courbes.

Le facteur qui réglerait les variations climatiques serait les variations de chaleur d'été entre 45 et 75° N. Au moment de la fin d'une glaciation, se produirait la fonte des calottes glaciaires dans leur bordure continentale. Cette fusion provoquerait une hausse du niveau marin qui, à la suite de la formation de "glacial surges", entraînerait une fusion catastrophique. Ce phénomène ne pourrait se produire que quand les calottes glaciaires seraient bien constituées, c'est-à-dire avec une périodicité de 100.000 ans. Le début

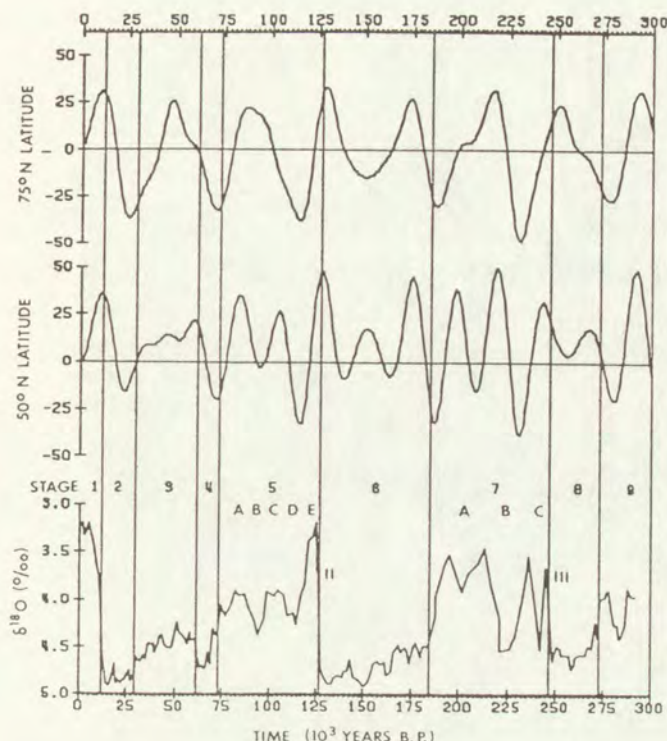


FIGURE 63. Comparaison de l'insolation d'été (1/2 année) de l'hémisphère N entre 75 et 50° de latitude N et la variation du $\delta^{18}O$ exprimé en ‰ dans le sondage marin V19-29. (Denton and Hughes, 1983).

des glaciations serait la conséquence du refroidissement d'été en bordure des marges glaciaires de l'hémisphère nord. L'avancée des glaciers entraînerait un retrait de la mer qui permet aux glaciers de s'agrandir. Le refroidissement diminue l'écoulement de la glace vers l'Arctique et permet un épaissement des calottes qui contribue à une nouvelle descente du niveau marin.

Signalons aussi que l'objection suscitée par le manque de correspondance entre les courbes de Milankovitch et les fluctuations climatiques de l'Alleröd et du Dryas, est également surmontée. La fonte catastrophique des glaciers aurait commencé vers 18.000 ans. La remontée du niveau marin dès 17.000 BP résulterait d'abord d'une fusion se produisant dans l'Antarctique. Vers 13.000 ans, la moitié de la glace aurait fondu. De ce fait, les calottes moins instables auraient cessé de fournir des icebergs, et les eaux froides de l'Atlantique auraient reculé vers le Nord de près de 3000 km. Vers 10.000 ans, un refroidissement brutal de l'Atlantique N (et de l'Europe) résulterait lors du maximum d'insolation de l'hémisphère N de la production d'une grande quantité d'icebergs et d'eau polaire. La hausse du niveau marin aurait libéré à ce moment la Mer du Labrador et la baie d'Hudson.

Variation de l'activité solaire

Les taches solaires ont une influence notable sur nos climats . C'est du moins ce que l'on a pu observer pour les variations de courte période (11 ans, 35 ans) sans cependant que le mécanisme responsable de ces influences ait été compris (Remarque: l'activité du soleil présente un maximum tous les 8 à 16 ans avec une moyenne de retour de 11,1 ans). Des variations de plus longue période sont invoquées essentiellement pour expliquer les variations de climat tout le long du Quaternaire mais non le refroidissement quaternaire lui-même. Philippi en 1910 puis Huntington en 1922 ont bâti de telles théories. Flint, qui en adopta une semblable dans "Solar topographic theory", pense que le relief alpin détermine des conditions d'ensemble plus froides au Quaternaire et que les variations à long terme des taches solaires, suivant un rythme que l'on ne peut ici que supposer, seraient responsables des variations plus courtes: glaciaires, interglaciaires, interstades. Au-delà des variations de 35 ans, il admet notamment des variations de +/- 100 ans en relation avec la croissance et la décroissance des glaciers actuels et suppose des variations de plus grande période.

On admet généralement, en se basant sur des observations des cycles à courte période, seules connues, qu'un plus grand nombre de taches solaires renforce l'anticyclone polaire, déplace les dépressions cycloniques des régions tempérées vers le sud ainsi que les zones de haute pression vers les Tropiques. Ceci, d'après l'étude du Würm, correspond à une période glaciaire. Les périodes de longue durée de faible activité de taches solaires doivent évidemment correspondre aux interglaciaires.

Cette hypothèse fait appel à des variations de longue durée supposées et de périodicité inconnue. Pour expliquer les glaciations, ces variations devraient être beaucoup plus importantes que celles que nous connaissons de nos jours.

Poussières cosmiques

En passant aux hypothèses cosmiques, on retiendra celle de Nolke (1909) qui suppose le passage du système solaire à travers des brouillards cosmiques qui auraient diminué la quantité de calories qui arrivent du soleil. Ainsi s'expliquerait l'alternance glaciaire/interglaciaire.

L'hypothèse de Humpel (1947) explique aussi d'un seul coup l'ensemble des variations climatiques. On a reconnu l'existence de masses sombres, nuageuses, formées vraisemblablement de matières interstellaires et de forme très irrégulière. Elles expliqueraient notamment certaines étoiles à éclat variable qu'on observe dans la constellation d'Orion qui traverserait de tels amas. Il

semble que notre système solaire se trouve à présent dans un tel amas de matières sombres. Aussi Humpel suppose que la situation actuelle a existé depuis le début du Quaternaire et est la cause du refroidissement général du climat pendant cette période.

Conclusions

De nombreuses hypothèses restent en présence. Certains en adoptent plusieurs et les combinent. La simultanéité du refroidissement sur toute la terre est favorable aux causes extra-terrestres, mais cela est difficile à prouver.

Par ailleurs, plus on avance plus on constate que les climats sont influencés par des facteurs très différents. Les hypothèses simples ne faisant appel qu'à un seul facteur ne peuvent rendre compte de la complexité du phénomène.

Ainsi, Lliboutry insiste sur le fait que les grandes glaciations pourraient être le résultat d'auto-oscillations. Cette opinion, datant de 1956, semble avoir de plus en plus d'adeptes. Les partisans de celle-ci se demandent si c'est la persistance inhabituelle d'une couverture de neige qui a provoqué la persistance d'une circulation atmosphérique anormale ou si c'est l'inverse.

Le climat et la couverture de glace réagissent à un tel point l'un sur l'autre qu'il est absurde de se demander quelle est la cause et la conséquence. Bien entendu, un facteur extérieur jouerait comme "top" de synchronisation mais les conséquences du mécanisme déclenché seraient telles que l'on peut parler d'auto-oscillations. Nous en donnerons deux exemples :

La théorie d'Erwing et Donn (1956) :

L'Arctique libre de glace entraînerait l'apparition de cyclones polaires et de fortes précipitations. A la suite de celles-ci, des inlandsis prendraient naissance dans les régions polaires. Ceux-ci provoqueraient le refroidissement des océans et un abaissement glacio-eustatique. L'exhumation partielle du seuil de l'Atlantique nord (entre les Orcades, les îles Féroé, l'Islande, le Groenland) qui en résulterait aurait pour conséquence le détournement du Gulf-Stream et la congélation de l'océan Arctique. L'apparition d'un anticyclone permanent sur les régions polaires tarirait alors les précipitations et entraînerait la disparition de l'inlandsis. Une hausse du niveau marin en

entraînerait la disparition de l'inlandsis. Une hausse du niveau marin en serait la conséquence. Le Gulf-Stream retrouverait alors le chemin de l'Arctique, le réchaufferait et permettrait au cycle de recommencer. Cette hypothèse ne paraît pas être confirmée par les faits : l'Arctique ne semble pas avoir été libre de glace depuis 700.000 ans.

La théorie de Wilson (1964) :

Les glaciations seraient contrôlées par l'instabilité de la calotte glaciaire antarctique dont l'étendue varierait sous l'influence des fluctuations des précipitations. Pendant une période de grandes précipitations, l'accumulation de la glace sur l'inlandsis antarctique amènerait par pression la glace de la base à son point de fusion. Ce phénomène déterminerait le fluage de la masse de glace qui ferait apparaître des plates-formes glaciaires étendues. L'augmentation de l'albedo sur ces surfaces entraînerait une diminution générale de la température. Quand l'épaisseur de la calotte glaciaire a diminué et que le point de fusion n'est plus atteint, le développement des plates-formes glaciaires s'arrête; le vélage entraîne alors la disparition de ces plates-formes glaciaires ce qui diminue l'albédo et entraîne un réchauffement. Le phénomène ne pourrait être que partiellement mis en liaison avec la courbe de Milankovitch.



FIGURE 64. Reconstitution hypothétique du Gondwana.

Les petits points indiquent les tillites et autres dépôts glaciaires du Carbonifère supérieur; les flèches suggèrent les directions du mouvement de la glace; la limite d'une calotte glaciaire unique est tracée. (Strahler)

Les glaciations pré-cénozoïques

Des traces de glaciation qui ont été reconnues dans les dépôts pré-cénozoïques consistent essentiellement en **tillites**, c'est-à-dire en roches provenant de l'évolution d'argile à blocs contenant des cailloux striés. Parfois, cette formation repose sur un substratum poli et strié.

Les glaciations actuellement connues sont les suivants (Steiner et Grillmair, 1973):

Glaciation Cénozoïque : 0 à $20 \cdot 10^6$ ans.

- permo-carbonifère: 235 à $340 \cdot 10^6$ ans : Australie, Madagascar, Afrique du Sud, Amérique du Sud, Antarctique, Inde, Sibérie (figure 59)

- siluro-ordovicienne: 410 à $470 \cdot 10^6$ ans: Afrique du Nord et du Sud, Argentine, Brésil, Espagne, Normandie, Canada.

- éo-cambrienne: 600 à $640 \cdot 10^6$ ans: Australie, Scandinavie, Groenland, Spitzberg, Normandie, Brésil, Algérie, Chine.

- infra-cambrienne I: 710 à $810 \cdot 10^6$ ans: Australie, Russie, Sibérie, Chine, Appalaches, Katanga.

- infra-cambrienne II : $\pm 950 \cdot 10^6$ ans : Katanga, Russie, Chine.

- gowganda : $\pm 2.300 \cdot 10^6$ ans : Est Canada, U.S.A.

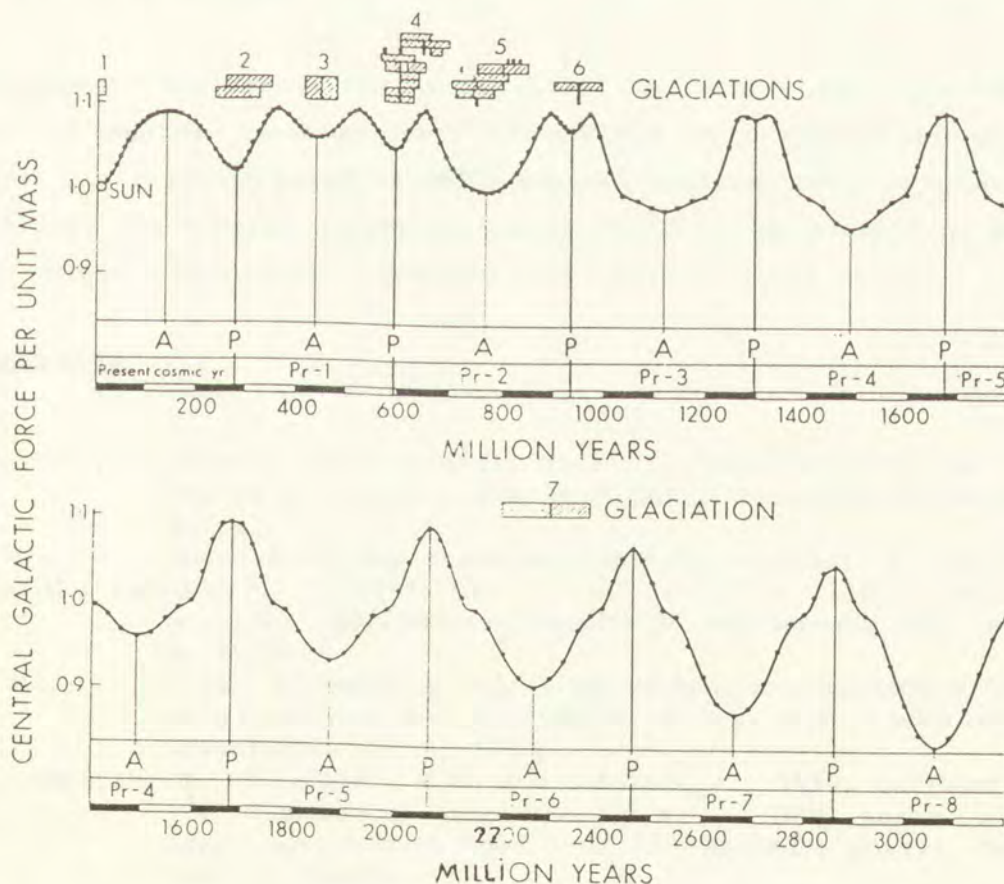


FIGURE 65. Comparaison entre le modèle des "années" galactiques et les épisodes glaciaires bien connus. La force galactique centrale par unité de masse ressentie par le système solaire est présentée en fonction du temps.

Les années cosmiques sont représentées comme Pr (present), Pr-1, Pr-2, etc.

Les épisodes glaciaires sont les suivants : en haut de la courbe : 1. Fin Cénozoïque; 2. Permo-Carbonifère; 3. Siluro-Ordovicien; 4. Eo-Cambrien ; 5. infra-Cambrien I; 6. infra-Cambrien II; 7. Gowganda. (Steiner et Grillmair, 1973, p.1011).

Bien entendu, l'explication de ces glaciations est encore plus difficile que celle des périodes froides quaternaires. Les causes que nous avons invoquées plus haut peuvent encore être considérées : variation de la teneur en CO_2 , phénomènes cosmiques ou solaires, etc ... On a pensé également que des soulèvements orogéniques auraient pu être à l'origine de ces glaciations.

Certains défendent actuellement l'hypothèse que les glaciations ne se produisent que lorsque les pôles correspondent à des continents ou des mers quasi fermées, c'est-à-dire lorsqu'ils se trouvent dans des positions thermiquement isolées. Ainsi, ce serait la tectonique des plaques qui contrôlerait l'apparition des glaciations. La glaciation cénozoïque serait apparue quand le continent antarctique serait arrivé au pôle sud et que l'océan glacial arctique s'est constitué dans la position actuelle. Cette hypothèse paraît confirmée par les reconstitutions géologiques et paléomagnétiques au Carbonifère et au Permien.

Récemment, Steiner et Grillmair (1973) ont montré une relation entre la position du système solaire dans la galaxie et l'apparition de périodes glaciaires. La relation paraît établie par cet article mais le mécanisme n'est pas expliqué. Les auteurs suggèrent que la variation de gravité galactique que subit le soleil contrôlerait l'énergie qu'il fournit (fig. 65).

BIBLIOGRAPHIE.

- ANDREWS, J.T., editor, 1974. Glacial isostasy. Benchmack papers in geology Dewden Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pennsylvania; 491 p.
- ARNAUD, P., Cours de chimie organique, Gauthier-Villars; p. 37-39.
- BARNOLA, J.M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y.S. AND LORIUS, C. 1967. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . Nature, 329, p. 408-413.
- BASTIN, B., 1971. Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. Acta Geographica Lovaniensia Vol.9, 136 p.
- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.G. and ZINDLER, A., 1990, Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from the Barbados corals. Nature vol. 345, p. 405-410.
- BERGER, W.H., 1985. CO_2 increase and climate prediction: Clues from deep-sea carbonates. Episodes, vol. 8, n° 3, p. 163-168.
- BOWEN, D.Q., 1978. Quaternary geology - A stratigraphic framework for multidisciplinary work. Pergamon International Library; 221 p.
- BRUNNACKER, K., Investigation results of the Quaternary stratigraphy of the Middle and Lower Rhine. Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, vol.5, (editor S. Horie), p.245-263.
- CATT, J.A. 1988. Quaternary geology for scientists and engineers. J.wiley. 340p.
- CHALINE, J., 1972. Les rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France. Ed. du CNRS. Cahiers de Paléontologie, 410 p.

- COUDE-GAUSSEN, G. 1982. Les poussières sahariennes; mise au point. *Rev. Géom. Dynam.*, XXXI, n°2, p. 49-69.
- COUDE-GAUSSEN, G. et ROGNON, P., 1983. Les poussières sahariennes. *La Recherche*, n°147, vol.14, p.1050 à 1061.
- COOKE, H.B.S., 1973. Pleistocene chronology: long or short. *Quaternary Research*, 3, p.206-220.
- CORDY, J.-M., 1974. Etude préliminaire de deux faunes à rongeurs du Tardiglaciaire belge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T.97, p.5-9.
- de BEAUMONT, G., 1973. Guide des vertébrés fossiles. Ed. Delachaut et Niestlé.
- DENTON, G.H. et HUGHES, T.J. 1981. The last great ice sheets. A Wiley Interscience Publication. John Wiley and sons. N.Y., 484 p.
- DENTON, G.H. et HUGHES, T.J., 1983. Milankovitch theory of ice ages : hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate. *Quaternary Research*, 20, P.125-144.
- DUPLESSY, J.-Cl. et RUDDIMAN, W.F., 1984. La fonte des calottes glaciaires. *La Recherche*, n°156, juin 84, p. 806-818.
- ERWING, J. and DONN, W.L., 1956. A theory of ice ages. *Sciences*, 123, p.1061.
- FARRAND, W.R., 1968. Postglacial isostatic rebound. *The Encyclopedia of Geomorphology* (Ed. R.W. Fairbridge). Reinhold Book Corporation, p.884-888.
- FLINT, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley and Sons, 892 p.
- FLOHN, H., 1979. On time scales and causes of abrupt paleoclimatic events. *Quaternary Research*, 12, 135-149.
- GENET-VARCIN, E., 1979. Les hommes fossiles. Editions Boubée, 411 p.
- GROSSWALD, M.F., 1980. Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia. *Quaternary Research*, 13, 1-32.
- HAESAERTS, P., 1984. Le Quaternaire, problèmes, méthodologie et cadre stratigraphique. Les peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel. D. Cahen et P. Haesaerts, éd., *Inst. des Sc. Naturelles de Belgique*, Bruxelles, p.
- HOPKINS, D.M., 1975. Time-stratigraphic nomenclature for the Holocene epoch. *Geology*, vol.3, p.10.
- JUVIGNE, E. and WINTLE, A.G., 1988, A new chronostatigraphy of the late weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. *Eiszeitalter und Gegenwart*, vol.38, p. 94-105
- KENNET, J.P. et THUNEL, R.C., 1975. *Sciences*, 187, p.497-503.
- LLIBOUTRY, 1965. *Traité de Glaciologie*. Tome II, Masson et Cie, Paris, 1040 p.
- LORIUS, Cl. et DUPLESSY, J.Cl., 1977. Les grands changements climatiques. *La Recherche* . 83, p. 947-955.
- Mc DOUGALL, 1977. Short papers of the 4th International conference on geochronology, cosmochronology and isotope geology -1978- *Geol. open file report*, p.78-701.
- MORNER, N.A., 1971. Eustatic changes during the last 20.000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area *Palaeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 9, p.153-181.
- MORNER, N.A., 1976. Eustaty and geoid changes. *The Journal of Geology*, 84, 2, p.123-151.
- NIKIFORA, K.V., 1985. Où situer la limite entre le Néogène et le Quaternaire ? *Nature et Ressource*, vol.21, n°3, p.35-38.
- PILOT, J., 1974. Les isotopes en géologie (Méthodes et applications). *Doin*, 176 p.
- PISSART, A., 1974. La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. *Centenaire Soc. Géol. Belg.*, L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, p.105-131.
- SMITH, D.G. (Edit.), 1981. *Cambridge Encyclopedia of earth science*. Cambridge University Press, 436 p.

- STEINER, J. and GRILLMAIR, E., 1973. Possible galactic cause for periodic and episodic glaciations. *Geol. Soc. of America*, 84, p.1003-1018.
- TUREKIAN, K.K., 1971. The late Cenozoic glacial ages. Yale University Press, 606 p.
- TWIDALE, C.R., 1968. Glacial spillways and proglacial lakes. *The Encyclopedia of Geomorphology* (Edit. R.W.Fairbridge). Reinhold Book Corporation, p.460-466.
- U.S. DEPT OF ENERGY Glaciers, ice sheets and sea level. Effect of a CO₂ induced climatic chony. Report of a workshop hold in Seattle, Washington, Sept. 13-15, 1984. United States Department of Energy. Carbon dioxide Research division. National Technical Information Service. U.S.Dept of Commerce, Springfield, Virginia 22161, 330 p.
- VAN CAMPO, E., DUPLESSY, J.CL., PRELL, W.L. ,BARRAT, N. et SABATIER, R. 1990. Comparison of terrestrial and marine temperatures estimates for the past 135 Kyr off southeast Africa: a test for GCM simulations of palaeoclimate. *Nature*, 348, p. 202-212.
- WAGNER, G.A., AITKEN, M.J. and MEJDAHL, V., 1983. Handbooks for archaeologists, n°1, Thermoluminescence dating. European Science Foundation, 47 p.
- WEHMILLER, J..F., LAJOIE, K.R., SARNA-WOJCICKI, A.M., etc... 1978. Amino-acid racemisation dating of Quaternary Mollusks, Pacific coast, USA. Short Papers of the 4th International Conference, Geochronology, Cosmochronology, etc ..., (Biblio 5883-4206).
- WILSON, A.T., 1964. Origin of ice ages : an ice shelf theory for Pleistocene glaciation. *Nature* (London), 201, p.147-149.
- WOILLARD, G. and MOOK, W.G., 1982. Carbon-14 dates at Grande Pile. Correlation of Land and Sea chronologies. *Science*, vol.215, n°4529, p.159-161.
- ZHANG DE-ER, 1985. Meteorological characteristics of dust fall in China since the historic times (p.101 à 106 de Liu Tung Shi, Edit.). *Quaternary Geology and Environment of China*. Springer Verlag, Berlin, 310 p.

