

50 376

1986

299

Exclu du prêt.

Monique MERCIER-CASTIAUX

ETUDE DE LA SEDIMENTATION ARGILEUSE TERTIAIRE  
DANS LE BASSIN BELGO-FRANCO-ANGLAIS  
COMPARAISON AVEC LE DOMAINE ATLANTIQUE NORD

Exemplaire provisoire

1986

sent à l'attention de 20 pages et  
par corrections

Exemplaire de ne pas être

Attention autres exemplaires

Une copie est à...  
pour annoncer les...  
pour fusionner

## INTRODUCTION

### I - PRINCIPALES CONNAISSANCES ACQUISES SUR LES ARGILES DES SEDIMENTS MARINS

#### I.1 - GENERALITES SUR L'ORIGINE DES ARGILES DES SEDIMENTS MARINS

##### I.1.1 - PREMIERS TRAVAUX

Les travaux de CORRENS (1937-1939) et de DIETZ (1941) montrent l'origine continentale des argiles marines d'après leur répartition générale dans l'Océan Atlantique : prédominance de la kaolinite dans la zone équatoriale, des smectites dans la région volcanique du Cap Vert et des micas-illites dans l'Atlantique Nord. Mais, vers la même époque, DIETZ (1941) introduit la notion de transformation sur la base d'analyses d'échantillons prélevés à faible profondeur : il observe la prédominance de l'illite sur les smectites en s'éloignant de la côte et conclut à la transformation des smectites en illite par fixation d'ions K contenus dans l'eau de mer. Ainsi, l'héritage et les transformations apparaissent, dès les premiers travaux, comme étant les deux mécanismes majeurs à l'origine des argiles marines.

##### I.1.2 - MISE AU POINT DE MILLOT (1964)

MILLOT (p. 211 à 213) mentionne divers travaux relatifs aux transformations subies par des minéraux argileux lorsqu'ils arrivent dans le milieu marin. Ces évolutions vont souvent dans le sens d'une illitisation ou d'une chloritisation sous l'influence des ions K et Mg contenus dans les eaux marines. Il relate notamment les travaux de MILNE et EARLY (1958) selon lesquels les transformations sont favorisées lorsque la vitesse de sédimentation est lente. Mais ces transformations ne sont pas systématiques. MILLOT, se référant aux études de MURRAY et de SAYYAB (1955), signale qu'il existe des cas où l'on n'observe qu'une simple augmentation de la cristallinité.

A côté de ces deux mécanismes, héritage et transformations, MILLOT (1964) mentionne un troisième mécanisme, les néoformations comme étant à l'origine de certains minéraux argileux marins. C'est le cas par exemple de la néoformation de smectites à partir de verres volcaniques. MILLOT signale en outre le rôle de la sédimentation différentielle sur la distribution des produits de l'héritage légué par les terres émergées. Il définit ainsi le phénomène : "la stabilité des particules en suspension dépend de la nature de la particule, de sa taille et des produits contenus dans la suspension". GIBBS, en 1977, étudiant les sédiments déposés dans une zone de l'Océan Atlantique directement influencée par la rivière Amazone, démontre que les différences de composition de la fraction argileuse des sédiments sont dues

2

essentiellement à une cause physique : la taille des particules. Il démontre, grâce à des expériences faites en laboratoire, que l'hypothèse de la floculation différentielle avancée par WHITEHOUSE et al. (1960) ne peut s'appliquer au cas qu'il étudie. Enfin, les sédiments argileux hérités, déposés en mer, s'enfouissent et sont livrés à la diagenèse dont les effets sont parfois très faibles ou peuvent, au contraire, entraîner des transformations ou des néoformations (MILLOT, 1964).

### I.1.3 - TRAVAUX PLUS RECENTS

Les nombreux résultats accumulés depuis les premiers travaux confirment que l'héritage est le phénomène essentiel à l'origine des argiles marines. Cela est notamment démontré par le fait que les argiles marines ont une distribution conforme à la zonation climatique mondiale. En effet, les cartes de répartition des argiles des sédiments qui ont pu être dressées grâce aux très nombreuses données recueillies jusqu'en 1969 (GRIFFIN et al., 1968 ; RATEEV et al., 1968, 1969) correspondent à celles des altérations continentales (PEDRO, 1968). Les transformations existent dans une moindre mesure, les néoformations paraissent plus rares et localisées.

Parmi les travaux réalisés après la mise au point de MILLOT en 1964, il est intéressant de signaler que certains d'entre eux tendent à minimiser le rôle des transformations : c'est ainsi que les études de OWENS et al. (1974) reprenant celles de POWERS (1955-1957) dans la baie de Chesapeake, démontrent l'origine purement détritique de la chlorite contenue dans la fraction argileuse des sédiments estuariens, contredisant en cela les conclusions de POWERS pour qui le minéral résulte d'un phénomène de diagenèse à partir d'illite mal cristallisée, lors du passage des particules vers un milieu de plus en plus salé. De même, GRIM et JOHNS (1954) ayant interprété la présence d'illite et de chlorite, dans les sédiments holocènes et pléistocènes du delta de la Guadeloupe au Texas et de la baie de San Antonio, comme résultant d'un phénomène de diagenèse à partir de smectites par adsorption de K et de Mg de l'eau de mer, voient leur hypothèse réfutée par MORTON (1972). Celui-ci, analysant les mêmes formations, prouve l'absence de chlorite.

Enfin, FOLGER (1972), regroupant les données d'ordres divers (géologique, bathymétrique, hydrologique, textural, ...) sur quarante cinq estuaires répartis autour des Etats-Unis, confirme la prédominance de l'héritage comme facteur essentiel de la sédimentation argileuse en mer. Il constate en effet que l'abondance relative des minéraux argileux varie, d'une part suivant la région alimentatrice de l'estuaire et, d'autre part, suivant le type d'altération que les roches mères ont subi.

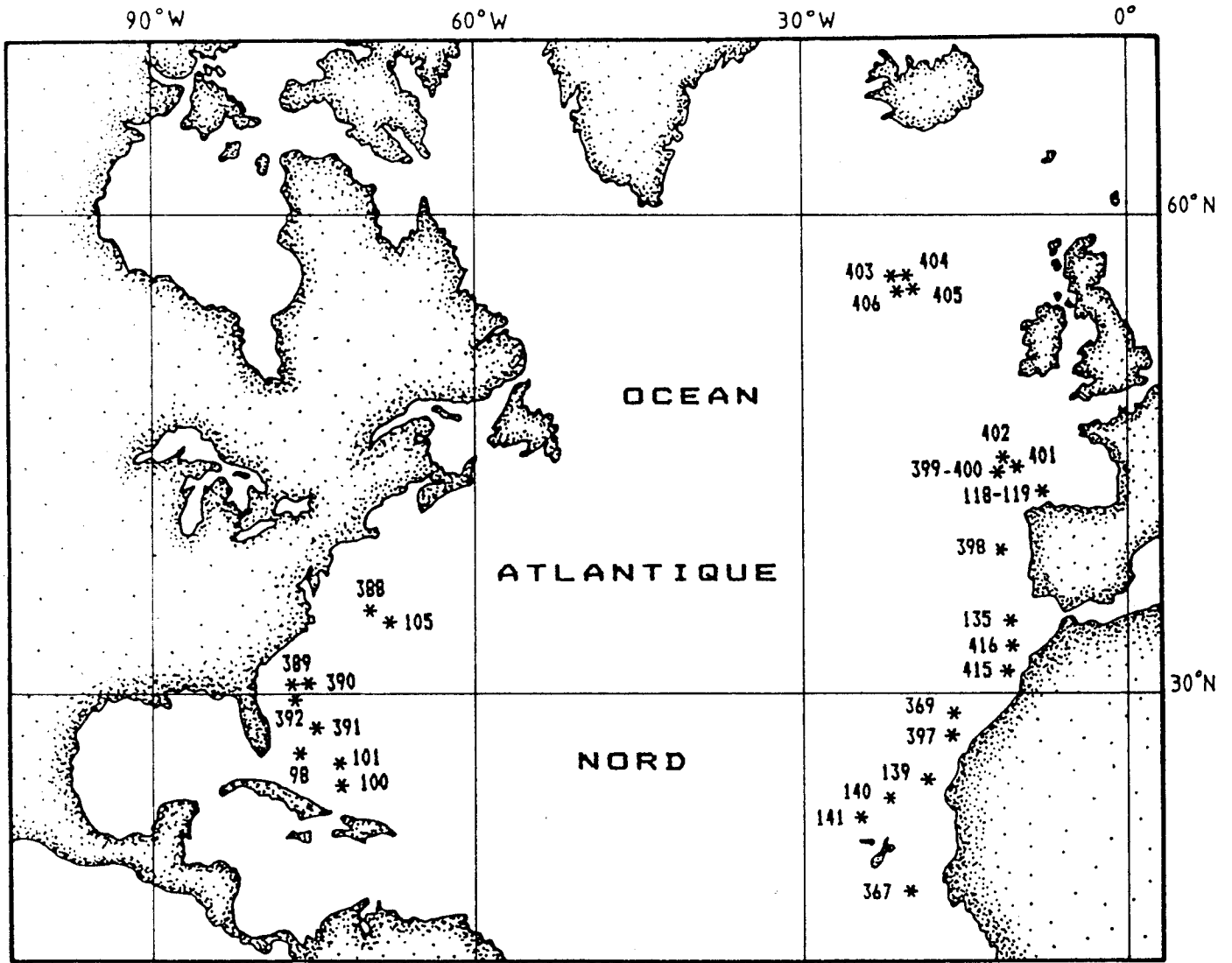


Figure 1.- Localisation des forages cités dans le texte.

#### I.1.4 - TRAVAUX RECENTS DANS L'OCEAN ATLANTIQUE NORD

##### a) Héritage

Les travaux relatifs notamment aux sondages profonds effectués par le Glomar Challenger dans l'Océan Atlantique et dont les données détaillées sont publiées dans les "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", confirment l'origine essentiellement détritique des minéraux argileux contenus dans les sédiments, depuis le Jurassique jusqu'à l'époque actuelle. Plusieurs faits prouvent cette origine.

- Le premier est l'indépendance entre les proportions ainsi que la nature des minéraux argileux et la profondeur sous la surface de l'eau et d'enfouissement à laquelle ils se trouvent ; c'est ainsi que l'on peut observer dans les forages étudiés, aussi bien sur la marge est que ouest de l'Océan Atlantique (fig. 1), des augmentations brutales et temporaires de certains minéraux argileux à différents niveaux de la colonne stratigraphique. On note par exemple, aux sites 398 (au large du Portugal), 400 à 406 (nord de la baie de Biscaye), 415 et 416 de la région du Cap Vert (CHAMLEY et al., 1978) des passées à minéraux fibreux (jusque 35 % de la fraction argileuse) interrompant la sédimentation crétacée et paléogène à smectites : à l'Albien moyen-supérieur (attapulгите), au Paléocène et surtout à l'Eocène inférieur (attapulгите et sépiolite). Le caractère détritique de ces minéraux fibreux est souligné par le fait qu'ils sont contenus dans des sédiments riches en niveaux turbiditiques et autres structures de remaniement dont l'épaisseur totale peut atteindre plusieurs centaines de mètres. En outre (même référence, p. 406), "les argiles fibreuses n'apparaissent jamais dans des dépôts chimiques mais au contraire dans des dépôts terrigènes de pente et de milieu ouvert. Elles sont considérées comme héritées comme l'est du reste la plus grande partie de ces minéraux fibreux qui sont rencontrés dans les milieux marins francs". De plus, "la sédimentation à smectites est temporairement contrariée par des venues d'argiles primaires (illite, chlorite) accompagnées d'interstratifiés irréguliers, de quartz et de feldspaths et parfois de kaolinite ; c'est le cas durant le Crétacé inférieur au large du Maroc (site 416) et à un moindre degré au large du Portugal (site 398)". Les autres exemples illustrant la prépondérance de l'héritage sont si nombreux qu'il serait fastidieux de les citer tous ; certains seront d'ailleurs repris et détaillés par la suite. Nous nous bornerons donc à signaler quelques références de travaux dans lesquels ils sont décrits :

\* CHAMLEY (1979a), site 367, Leg 41, bassin du Cap Vert.

5

\* CHAMLEY (1979b), sites 98, 100, 101, 105 (Leg 11), sites 135, 139, 140, 141 (Leg 14), sites 388, 389, 390, 391, 392 (Leg 44), site 397 (Leg 47A), site 398 (Leg 47B), sites 400, 401 (Leg 48), sites 415, 416 (Leg 50) : article général montrant notamment que l'arrivée de minéraux fibreux (attapulgite et sépiolite) à l'Eocène inférieur est un phénomène qui intéresse toutes les marges de l'Océan Atlantique.

\* DEBRABANT et al. (1979), sites 399 à 402 (nord de la baie de Biscaye), 403 à 406 (sud du Plateau de Rockall). Il est intéressant de signaler que les sites 399 à 402 sont les plus proches des zones faisant l'objet de cette étude. Ils serviront de base à l'étude comparative qui sera faite à la fin de ce travail.

\* LATOUCHE et MAILLET (1980), Atlantique <sup>Nord-Est</sup> NE (sites 118, 119, 400, 403, 404, 405, 406), Golfe de Gascogne (Antarès 101), Gironde (Pessac), Landes (Mimizan, Frouas).

\* FROGET (1981), Plateau Vøring et son voisinage (Leg 38 D.S.D.P. en Mer de Norvège), sites 338 à 343.

\* LEROY (1981), marges est et ouest de l'Océan Atlantique Nord, Legs 11, 12, 41, 47B et 48.

- Le second fait réside dans l'indépendance entre leurs assemblages et la lithologie : les assemblages sont fréquemment constants dans des faciès lithologiques hétérogènes ou bien varient lorsque la pétrographie est uniforme. Cette indépendance minéralogie-lithologie est très bien illustrée par les sédiments du Crétacé au site 398 Leg 47B au large de la Péninsule ibérique (CHAMLEY, 1978). Dans le site 367, Leg 41 (CHAMLEY, 1979a), le Barrémien formé d'une alternance de calcaires, de marnes et de niveaux organiques se caractérise par une homogénéité minérale de la fraction inférieure à 2 micromètres largement dominée par les smectites. Le faciès de black-shales d'âge Aptien-Albien ne se caractérise pas par un assemblage argileux distinct de faciès plus oxydés tels que ceux du Paléocène à l'Eocène (DEBRABANT et al., 1979). Les smectites, en particulier, qui sont souvent fragiles dans un milieu organique (SIGL et al., 1978), sont aussi abondantes et bien cristallisées dans ces faciès qu'elles le sont dans d'autres. D'une manière générale on constate l'absence d'influence importante des milieux organiques sur la minéralogie des argiles dans l'Océan Atlantique Nord. Tout au plus peut-on noter une diminution légère des smectites au bénéfice des interstratifiés irréguliers dans les horizons les plus riches en matières organiques (faciès des "black shales") du site 398 au large du Portugal (CHAMLEY et al., 1978). De même, l'abondance des

6

smectites n'est pas systématiquement liée à la présence de matériaux volcaniques ou de minéraux typiques d'origine volcanique. Les smectites sont souvent très abondantes dans des séries dépourvues de toute manifestation volcanique (comme la plupart des sédiments crétacés) ou bien elles sont fréquemment représentées de façon modérée dans des sédiments nettement marqués par des influences volcaniques. Tel est le cas du Miocène supérieur au Pléistocène du site 397, localisé au sud des îles Canaries (CHAMLEY et GIROUD D'ARGOUD, 1979) et du site 369 situé à l'est du précédent (LANCELOT, SEIBOLD et al. ; 1978). Dans le site 397, les auteurs soulignent également l'homogénéité remarquable de la fraction argileuse, comparée à la grande diversité sédimentologique. D'autre part, le passage de sédiments calcaires à des sédiments riches en éléments siliceux (opale C-T, zéolite) n'induit pas de modifications des assemblages de minéraux argileux (passage Paléocène-Eocène dans les sites 399-400, Leg 48, situés au nord de la baie de Biscaye - DEBRABANT et al., 1979).

- Le troisième fait est l'ordonnement des variations progressives de la minéralogie selon une disposition latitudinale présentée, tous étages confondus (au Crétacé et au Cénozoïque), par l'ensemble des forages répartis le long de la marge atlantique nord-orientale (CHAMLEY et al., 1978). On remarque ainsi une augmentation statistique des minéraux primaires (illite, chlorite) vers les hautes latitudes, tandis que la kaolinite diminue (diminution des hydrolyses continentales vers les régions plus froides). Les minéraux interstratifiés irréguliers présentent des teneurs maximales vers les latitudes moyennes (hydrolyses et réarrangements cristallins incomplets). Les smectites ferrifères abondent dans les régions à contrastes saisonniers marqués, les smectites ferromagnésiennes sur les plateaux volcaniques tertiaires.

- Les données de la géochimie sur les éléments majeurs et en traces confirment que l'héritage est le facteur essentiel de la sédimentation océanique. Cette origine se manifeste notamment par la présence, tout au long des séries prélevées dans l'Océan Atlantique, d'éléments chimiques tels que Ti, Cr et V qui sont typiquement détritiques. Le fait que les smectites présentent une grande affinité pour ces éléments est une autre preuve de leur caractère terrigène, (CHAMLEY, DEBRABANT et al., 1979, site 398, D.S.D.P. Leg 47B, large de la Péninsule ibérique). D'autre part, l'utilisation de critères géochimiques, notamment le calcul du paramètre  $D = AL/AL + Fe + Mn$ , met en évidence le caractère essentiellement détritique

7

des sédiments de l'Atlantique Nord ; celui-ci peut être étroitement caractérisé par  $0,60 < D < 0,70$  ( $D = 0,63$  dans les shales). La limite supérieure est proche de  $D = 0,68$  pour les sédiments profonds et de  $D = 0,75$  pour les sédiments plus marginaux (DEBRABANT et FOULON, 1979).

- Le cinquième fait en faveur de l'origine essentiellement détritique de la fraction argileuse des sédiments océaniques est tiré de l'étude des terres rares liées aux minéraux argileux. Elle indique que leur spectre est le plus souvent caractéristique d'argiles détritiques "banales", quelles que soient les espèces cardinales présentes". Tel est le cas notamment pour la majorité des smectites, minéraux dominants dans les séries argileuses crétacées et paléogènes et en particulier pour les smectites de la marge atlantique orientale (COURTOIS et CHAMLEY, 1978 ; BONNOT-COURTOIS, 1981) et pour les sédiments d'âge jurassique supérieur à cénozoïque de la marge nord-occidentale de l'Atlantique (site 105, Leg 11) excepté dans les sédiments argileux riches en smectites situés immédiatement au contact des basaltes (BONNOT-COURTOIS, 1981).

#### b) Diagenèse d'enfouissement

La plupart des études minéralogiques et géochimiques appliquées à l'Atlantique Nord-Oriental montrent que les modifications diagénétiques sont faibles ou locales : développement de la calcite avec l'enfouissement aux dépens de l'aragonite avec perte consécutive de strontium ; formation précoce de clinoptilolite ou de lépisphères d'opale C-T ; fixation de manganèse sous forme de rhodocrosite ou de fer sous forme de sidérite (CHAMLEY et al., 1978 ; DEBRABANT et al., 1979 ; MELIERES, 1979). Selon CHAMLEY (1979), on n'observe jamais de changement progressif et continu, avec la profondeur, dans l'abondance relative de la cristallinité et de la morphologie des minéraux, ni dans la chimie des éléments majeurs et mineurs. Il en est de même pour les terres rares, liées aux argiles, qui ne montrent aucun changement de leur distribution avec la profondeur tel qu'une évolution vers un équilibre avec l'eau de mer.

Précisons que les forages étudiés pour notre travail (sédimentation argileuse dans le bassin belge) se situent bien au-dessus de la limite supérieure de la zone où se manifeste la diagenèse argileuse qui, selon DUNOYER DE SEGONZAC (1969), devient sensible à partir de 2 000 à 2 500 m d'enfouissement, les variations dépendant de la valeur du degré géothermique. Les forages étudiés ne dépassent pas 620 m de profondeur.



### c) Authigenèses diverses

Des travaux récents (HOLTZAPFFEL, 1983) ont démontré l'existence de processus diagénétiques originaux touchant les smectites des sédiments albo-aptiens et paléogènes du domaine Atlantique Nord. Cette diagenèse se manifeste par la présence de smectites de forme lattée surtout abondantes dans les fractions granulométriques très fines (<0,5  $\mu$ m). Toutes les formes intermédiaires existent entre les smectites lattées et floconneuses banales, ce qui suggère le passage continu d'une variété à l'autre. L'élaboration des smectites lattées authigènes a eu lieu, selon l'auteur, à bilans chimique et probablement minéralogique constants au contact du milieu interstitiel. Les assemblages argileux initiaux n'ayant pas été modifiés de manière sensible sur le plan quantitatif, peuvent ainsi toujours tenir lieu de marqueurs du paléoenvironnement.

Les néoformations de minéraux argileux existent dans l'Atlantique Nord mais sont rares ou localisées : des smectites d'âge tertiaire, ferromagnésiennes et titanifères, se sont formées aux dépens de basaltes tholéitiques sur le plateau de Rockall ; l'origine volcanique de ces smectites est prouvée par l'étude des terres rares (COURTOIS et CHAMLEY, 1978). Mais l'absence d'anomalie négative en cérium montre que ces smectites n'ont pas une composition équilibrée avec l'eau de mer ; ceci suggère qu'elles se sont formées par altération principalement aérienne ou subaérienne. D'autres smectites, contenues dans les basaltes océaniques, ont pu se former par altération in situ, en milieu clos, sous l'influence du milieu volcanique. Cette filiation est clairement vérifiée par les terres rares lorsque le basalte est de type tholéitique (BONNOT-COURTOIS, 1981). Les sédiments argileux riches en smectites, situés immédiatement au contact des basaltes, ont été constitués, quant à eux, in situ sous intervention océanique mixte, volcanique et marine (exemple du site 105 D.S.D.P. sur la bordure nord-ouest de l'Océan Atlantique, CHAMLEY et COURTOIS, 1981). Si l'on quitte un instant l'Océan Atlantique on trouve d'autres exemples de néoformations de smectites :

- \* sur la bordure nord-ouest du Pacifique (bassin de Shikoku) (CHAMLEY et COURTOIS, 1981) ;

- \* en Méditerranée orientale, dans les sédiments marins de Santorin, néoformation de smectites à partir de diatomées et de cendres (CHAMLEY et MILLOT, 1972) ;

- \* dans le bassin de Panama, néoformation de smectites à partir de la silice des organismes siliceux en voie de dissolution (HOFFERT, 1980).

Il n'est pas toujours possible de percevoir à l'aide de la géochimie les relations éventuelles entre milieu volcanique, eau de mer et argiles sédimentaires : c'est le cas par exemple lorsque le basalte est de type alcalin et lorsque l'altération précoce et rapide empêche l'enregistrement par les terres rares de l'influence de l'eau de mer (CHAMLEY, 1981). Cependant, même si toutes les néoformations ne peuvent être décelées, elles demeurent limitées à la proximité des basaltes ; très vite l'influence détritique se manifeste dès que l'on s'en éloigne chronologiquement ou géographiquement.

Des formations autochtones de minéraux argileux fibreux existent également, mais elles sont extrêmement localisées et se situent près des sources volcaniques (exemple des sépiolites du site 105 D.S.D.P.) ; leur importance quantitative semble mineure (CHAMLEY, 1979). HATHAWAY et SACHS (1965) observent la néoformation de sépiolite associée à celle de clinoptilolite au niveau de la dorsale médio-atlantique ; ils estiment que l'hydrothermalisme lié aux dorsales en est la cause.

L'ensemble des faits observés conforte l'hypothèse d'une origine essentiellement détritique des minéraux argileux des sédiments de l'Océan Atlantique Nord. Cette prépondérance des phénomènes d'héritage réside essentiellement dans le contexte géodynamique de cet océan. Son histoire géologique est dominée par l'expansion du plancher océanique et l'éloignement consécutif des deux masses continentales qui en sont solidaires. Chaque phase d'ouverture océanique entraîne une déstabilisation des marges continentales. Les rajeunissements morphologiques qui en résultent sont accompagnés d'une érosion plus ou moins active ; celle-ci agit sur les roches cristallines ou sédimentaires anciennes, donnant divers minéraux argileux. Ainsi, "la réaction positive des marges continentales rajeunies et soudain activement érodées, aux phénomènes de "rifting" responsables du développement du jeune océan", s'exprime dès l'Oxfordien par une irruption d'argiles détritiques primaires au-dessus des basaltes océaniques.

En ce qui concerne la marge européenne, les sédiments d'âge crétacé supérieur à cénozoïque prélevés au nord de la baie de Biscaye, enregistrent les effets de telles périodes d'instabilité par des augmentations brutales de minéraux primaires (illite-chlorite) et des apparitions, à certains niveaux, de minéraux fibreux dans des sédiments remaniés variés (DEBRABANT et al., 1979). Outre l'activité tectonique presque chronique sur les marges continentales liée aux nombreuses phases d'élargissement de l'Océan Atlantique, cette prépondérance nette des phénomènes d'héritage dans la partie nord de cet océan est liée également à d'autres facteurs

10

tels que la morphologie du fond océanique, par exemple, l'absence de "fosses-trappes" en bordure des marges où viendraient se piéger les particules détritiques. D'autre part, un enfouissement rapide de ces dernières contrarie les échanges avec l'eau de mer et permet la conservation de leur caractère détritique. L'importance de l'alluvionnement liée au développement des fleuves joue en faveur du caractère hérité des sédiments océaniques. De même, l'étroitesse du bassin pendant une période longue de son évolution et la proximité des sources continentales sont d'autres facteurs. L'abondance des lithofaciès argileux peu propices aux échanges en raison de leur imperméabilité contribue au maintien du caractère détritique des sédiments.

La situation est différente dans certains secteurs de l'Océan Pacifique. Dans le Pacifique Centre-Est notamment, M. HOFFERT (1980) constate la prédominance de smectites authigènes dans les "argiles rouges". L'existence de fosses (telle celle qui borde le Pérou) y joue le rôle de pièges pour les apports continentaux grossiers et limitent donc l'influence continentale vers le large.

#### d) Sédimentation différentielle

Les phénomènes de sédimentation différentielle, déjà évoqués, interviennent à divers niveaux stratigraphiques dans la répartition des minéraux argileux sur les marges de l'Océan Atlantique Nord. DEBRABANT et al. (1979) observent dans les sites 402 à 399 et 400 (marge armoricaine) une augmentation des minéraux de petite taille (smectites, argiles fibreuses) en direction de la mer.

#### e) Influence des courants

La sédimentation argileuse peut subir l'influence de courants. On observe ainsi dans le domaine Atlantique Nord-Oriental des changements importants qui affectent la minéralogie des dépôts profonds au passage Eocène-Oligocène. Selon LATOUCHE et MAILLET (1980), ils sont liés à l'établissement vers la fin de l'Eocène d'un système hydrologique de type atlantique actuel, c'est-à-dire faisant intervenir des courants profonds nord-sud. De telles influences se manifestent également dans l'Atlantique Sud, sur les faciès sédimentaires du Vema Channel, à la fin du Cénozoïque. Elles sont dues à l'existence de courants profonds dont l'importance, la direction et la vitesse fluctuent au cours du temps (MELGUEN et al., 1978).

Conclusion

*Ce résumé bibliographique, loin d'être exhaustif, relatif aux travaux consacrés à l'étude des argiles marines, fait ressortir l'idée fondamentale de leur origine essentiellement détritique. Ce postulat se vérifie surtout dans le cas de l'Océan Atlantique en général et de l'Atlantique Nord en particulier. L'Océan Pacifique, quant à lui, privilégie surtout dans sa partie sud, l'authigenèse de smectites par évolution sous-marine de matériel volcanique en raison de l'existence de fosses bordières qui protègent cet océan des apports terrigènes. Même si, récemment, les travaux tendent à augmenter l'importance des phénomènes de diagenèse en ce qui concerne notamment les smectites, ils montrent qu'il demeure possible de considérer les argiles comme des témoins du paléoenvironnement.*

I.2 - LES ALTERATIONS CONTINENTALES : MECANISMES ET EXEMPLES

Les argiles marines de l'Atlantique Nord, nous venons de le voir, sont issues pour l'essentiel des continents adjacents. Les argiles terrigènes sont principalement héritées des formations superficielles que sont les altérations et les sols. Il est donc intéressant de savoir quelles argiles sont produites dans les différents types d'altérations. Il est impossible, dans le cadre de ce travail, d'entrer dans le détail de tous les processus souvent complexes qui interviennent lors de l'élaboration des argiles. Ceux-ci sont plus ou moins détaillés dans une série d'ouvrages : AUBERT et BOULAIN (1967), DUCHAUFOR et SOUCHIER (1977), MILLOT (1964), PAQUET (1970), PEDRO (1966, 1968). Nous nous bornerons à signaler très brièvement les facteurs clés qui conditionnent les résultats de l'altération et de la pédogenèse :

- la lithologie ; elle conditionne la nature des éléments chimiques qui interviendront dans les transformations ;
- les conditions géochimiques du sol qui déterminent la nature des réactifs (eau, CO<sub>2</sub>, bactéries, ...) ;
- les conditions pédoclimatiques : température, humidité et drainage.

Parmi les mécanismes chimiques d'altération des silicates, l'hydrolyse est le plus important. Elle a pour conséquences :

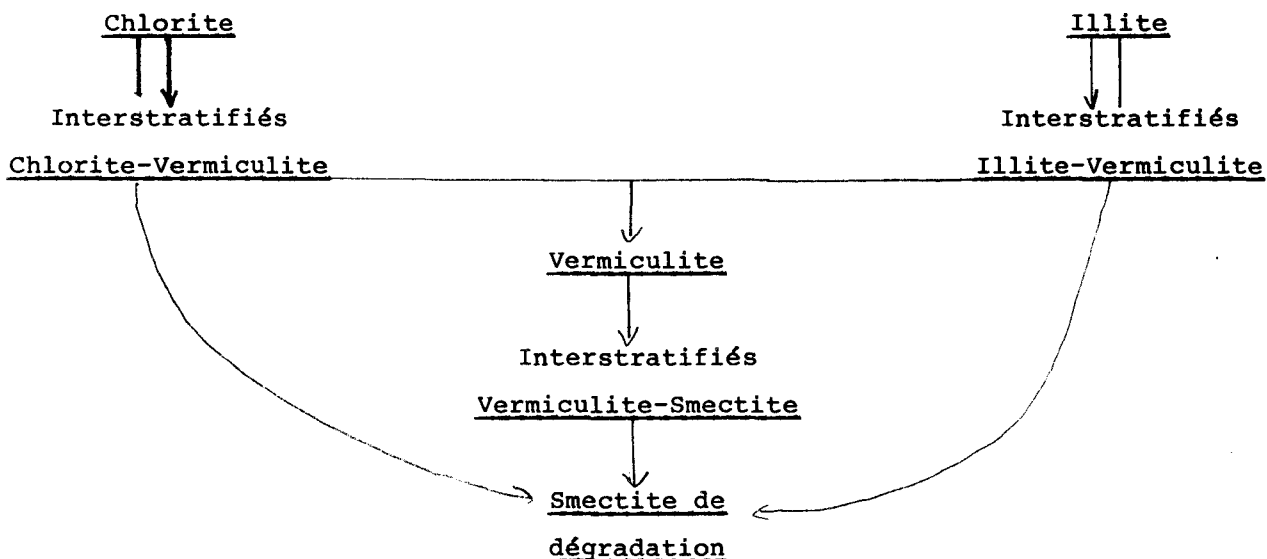
- de donner une solution à ions mobiles qui proviennent des interfoliaires des minéraux attaqués ;
- de laisser des minéraux résiduels mal formés, squelettiques tels que des illites ouvertes ou des vermiculites ;
- de permettre la formation, à partir de solutions enrichies en ions, de minéraux néoformés bien cristallisés.

Les facteurs fondamentaux qui conditionnent les types d'altération sont la température, l'humidité et les conditions de drainage. Par conséquent, c'est le climat qui jouera le rôle essentiel dans la détermination du type de l'altération et de la nature des principales espèces de minéraux argileux. Pour illustrer ces faits nous décrirons trois types d'altération continentale liés à trois climats différents : tempéré humide, chaud et humide, chaud et aride.

Nous ne développerons pas les situations de climat froid peu humide et de climat chaud et sec car, dans ces deux cas, l'hydrolyse est nulle, seule se produit une désagrégation mécanique, les minéraux exportés sont ceux des affleurements.

En climat tempéré humide, la température étant modérée, l'évolution chimique est peu avancée ; l'hydrolyse est partielle. Avec un début d'hydrolyse, l'aboutissement pédologique sera différent suivant la nature du substratum. Ainsi, sur roches siliceuses, les sols formés seront des rankers, sur roches carbonatées ce seront des rendzines (AUBERT et BOULAINÉ, 1967 ; DUCHAUFOUR et SOUCHIER, 1977). Si l'hydrolyse progresse, des sols bruns se forment. Les minéraux argileux issus de l'altération sont des illites ouvertes, des interstratifiés, des vermiculites et des smectites de désagrégation ; d'autres minéraux tels que du quartz, des feldspaths et des amphiboles les accompagnent. Dans cet exemple, la désilicification et la désalcalinisation sont partielles. Des cations basiques restent sur place (NA, K, Ca). Des phyllites du type 2-1 (TOT) peuvent se former. Elles sont l'aboutissement de transformations par dégradation. Le processus général qui a lieu dans ce cas est une bisiallitisaiton.

La chaîne évolutive possible est la suivante (MILLOT, 1964) :



En climat chaud et humide, par contre, l'hydrolyse est forte. Lorsque le drainage est intense (s'il existe par exemple une pente importante), les bases sont évacuées et la désalcalinisation est totale. Suivant que tout ou partie de la silice est exportée deux processus peuvent avoir lieu : dans le premier cas, l'allitisation aboutit à la formation de sols bauxitiques (minerai d'aluminium : gibbsite). Dans le second cas, la monosiallisation permet la formation de sols latéritiques ou ferrallitiques (latérisation). Ce sont les sols rouges intertropicaux à kaolinite ; ils peuvent atteindre 10 à 30 mètres d'épaisseur. Ces sols sont riches en goethite (oxyde de fer hydraté) et en oxyde de fer subamorphes.

Enfin, dans le cas d'un climat chaud et aride, il existe une saison sèche marquée qui contraste avec une période plus courte de pluies. En période humide, l'hydrolyse permet la libération d'ions ; ceux-ci sont entraînés par les eaux de percolation vers les zones plus basses. En période sèche, l'évaporation intense aboutit au piégeage des ions. Des smectites peuvent se néoformer, elles sont du type beidellite ou beidellite ferrifère. Les smectites de néoformation se caractérisent par une bonne cristallinité. Les sols qui les contiennent sont appelés des vertisols. Ce type de climat se rencontre dans les régions tropicales arides (périsahariennes par exemple) et méditerranéennes chaudes.

Ces situations types, si elles permettent de disposer d'outils qui nous aideront à reconstruire l'environnement passé, ne nous donnent cependant que des idées schématisées donc très simplifiées de la réalité. Les situations naturelles sont plus nuancées et par conséquent, les assemblages remaniés dans les sédiments moins purs. Il existe de nombreux cas particuliers liés à l'existence de facteurs locaux. On peut citer par exemple la formation de vertisols dans la zone intertropicale africaine là où pentes et drainages sont faibles. Cette migration des vertisols vers la zone à kaolinite située à l'amont est due à une évaporation très intense qui provoque le piégeage des ions de plus en plus près de la zone amont qui les produit.

En définitive, les minéraux argileux des sols étant le résultat d'une mise à l'équilibre avec le milieu environnant sont des témoins de l'histoire climatique qu'ils ont vécue sur terre. Ce sont eux que nous allons retrouver dans les bassins de sédimentation à la faveur de divers processus mobilisateurs.

1.3 - LES MECANISMES DE MOBILISATION DES ARGILES CONTINENTALES

Plusieurs facteurs peuvent provoquer une mobilisation parfois importante des particules argileuses d'origine continentale vers la mer.

11

- Le ruissellement par les eaux courantes. C'est le mécanisme le plus général et le plus commun.

- Les rajeunissements tectoniques, par les érosions actives des matériaux continentaux qu'ils provoquent, constituent un second facteur mobilisateur important. Ces périodes d'instabilité des marges continentales se traduisent, d'un point de vue général, par des apports terrigènes importants dans les bassins sédimentaires, et, du point de vue qui nous intéresse plus particulièrement, par des changements marqués et rapides dans la nature et les proportions des minéraux constituant l'assemblage. En particulier, sont importantes à considérer, les augmentations de minéraux non formés dans les sols et les altérations telles les illites et les chlorites (dont la néoformation revient à la profondeur, plus exactement au domaine de la diagenèse et du métamorphisme, DUNOYER DE SEGONZAC, 1969), et en partie les argiles fibreuses chassées des bassins semi-clos des bordures marines. De la kaolinite d'origine pédogénique formée dans des sols bien drainés de climat chaud et humide accompagne parfois les minéraux primaires. A noter que n'importe quelle argile incorporée antérieurement dans une roche sédimentaire mise en position d'érosion active peut être mobilisée jusqu'au bassin de sédimentation. Il peut donc y avoir, au même titre que des argiles fibreuses remaniées, des smectites remaniées. L'Océan Atlantique est le domaine privilégié pour l'observation de telles répercussions sur les cortèges argileux (cf. I.1.4.a).

C'est ce qui a permis de reconstituer l'histoire géodynamique de cet océan. On observe les mêmes phénomènes dans d'autres endroits : en Mer de Norvège, par exemple (Cl. FROGET, 1981) ou dans les sédiments plio-pléistocènes en Méditerranée (CHAMLEY et al., 1977) et dans un cadre plus régional, dans les sédiments du Jurassique supérieur du Boulonnais (DECONINCK et al., 1982).

- Les variations climatiques sont un autre facteur de déstabilisation des marges continentales et peuvent entraîner une libération du matériel figuré. En effet, l'établissement d'un climat plus froid succédant par exemple à un climat tropical humide peut entraîner une destruction plus ou moins importante du couvert végétal abondant préexistant qui agissait comme un "filtre séparateur" (EHRART, 1967). La forêt se détruisant, les matériaux figurés mis en réserve sont libérés et arrivent dans les bassins périphériques ("période rhexistasique"). Un climat devenant plus froid ralentit également les altérations chimiques au profit des altérations physiques ; ceci se traduit notamment, au niveau des cortèges argileux des bassins sédimentaires environnants, par des augmentations étalées dans le temps de minéraux

15  
primaires. Les études relatives au domaine nord-atlantique témoignent de telles évolutions : les refroidissements du Cénozoïque s'y manifestent par des augmentations de minéraux primaires (CHAMLEY, 1979a, b ; CHAMLEY et al., 1978 ; ...). Des manifestations similaires s'observent dans le bassin tertiaire d'Allemagne du Nord (BÜHMANN, 1979) et dans la Mer du Nord (KARLSSON et al., 1978).

- Des transgressions ou des régressions marines (dont l'origine peut d'ailleurs être tectonique ou climatique) ou encore les variations eustatiques du niveau des mers, peuvent entraîner des effets similaires à ceux décrits en évoquant les instabilités tectoniques des marges continentales (CHAMLEY, 1979) : augmentations rapides de minéraux primaires, de minéraux fibreux.

L'absence de toute manifestation déstabilisatrice des sols (tectonique ou climatique) se traduit par l'uniformité de la succession argileuse et un taux de sédimentation faible (tel est le cas de la marge américaine côté atlantique, du Crétacé au Cénozoïque : sites 100, 105, 387 ; (CHAMLEY et DEBRABANT, 1982).

#### Conclusion

*L'origine essentiellement détritique des argiles des sédiments marins, le maintien des caractères minéralogiques qu'elles ont acquis sur les continents joints au fait que les modalités suivant lesquelles elles ont été mobilisées vers les océans s'inscrivent de manière précise dans les cortèges argileux, nous permettent de les utiliser comme des outils pour la reconstitution des paléoenvironnements : climat, tectonique, physiographie.*

*Pendant, il est nécessaire de garder une grande prudence lors des interprétations car des effets identiques (augmentations de minéraux primaires) peuvent avoir des causes différentes (régressions ou mouvements tectoniques), ou bien ils peuvent résulter de l'action conjuguée de causes différentes (instabilité tectonique et variation climatique), ou bien encore les effets des climats, ou des courants, peuvent être brouillés et masqués par ceux de la tectonique (le Crétacé de l'Atlantique en donne une bonne illustration : les climats caractérisés par la formation de smectites sont masqués par le rajeunissement tectonique des marges, CHAMLEY, 1979b, LEROY, 1981).*

## II - CADRE DE L'ETUDE ET ECHANTILLONNAGE

### II.1 - PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE

#### II.1.1 - LOCALISATION DES SONDAGES ET DES COUPES

Le domaine émergé étudié recouvre la moitié nord de la Belgique, s'étend vers l'ouest au bassin normano-picard et s'achève au niveau de l'Ile de Wight (fig. 2).



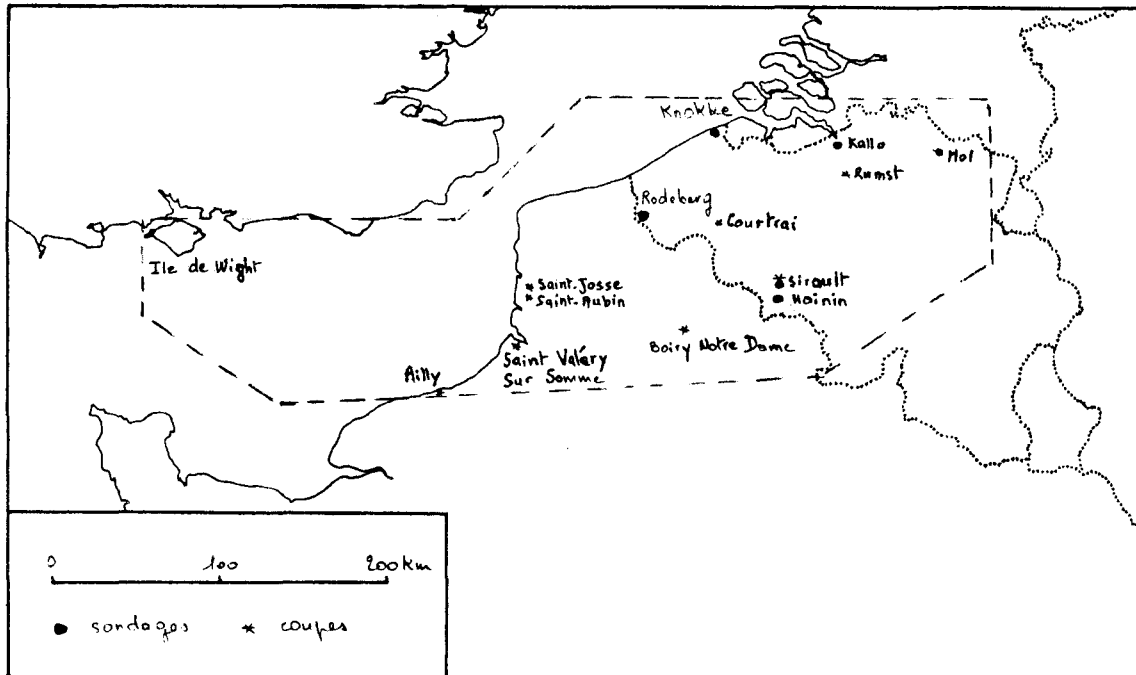


Figure 2. Situation géographique des sondages et des coupes étudiés.



Figure 3. Situation géographique des forages D.S.D.P. utilisés à titre de comparaison.

II. 1. 2. Cadre géologique

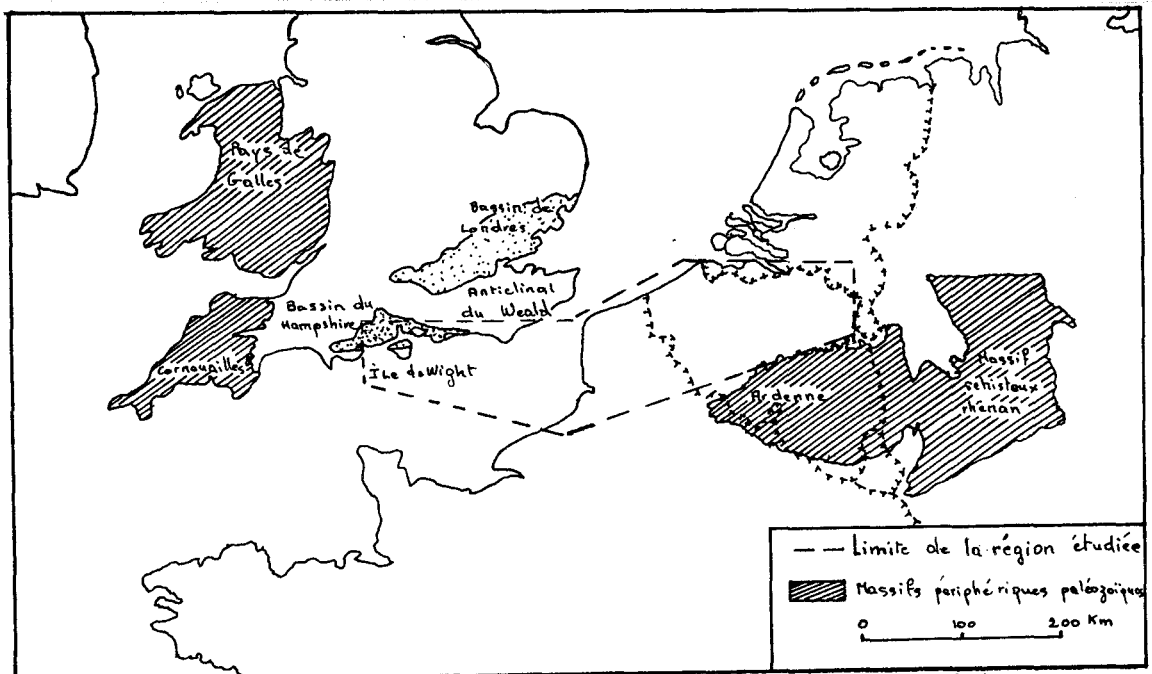


Figure 4: Le domaine d'étude et les massifs périphériques



Nos résultats seront comparés à ceux relatifs aux marges de l'Océan Atlantique Nord obtenus notamment dans le cadre des forages du Deep Sea Drilling Project (D.S.D.P.) (fig. 3).

II.1.2. - CADRE GEOLOGIQUE

La connaissance de ce cadre géologique est utile, d'une part, sur un plan général, et, d'autre part, elle donne une idée des cortèges détritiques susceptibles d'alimenter la sédimentation des bassins étudiés.

a) Le bassin belge

Le bassin belge occupe la moitié nord de la Belgique, il est bordé au sud-est par le massif ardennais qui se prolonge vers l'est par le massif schisteux rhénan. En Ardenne, le Cambrien affleure à la faveur de deux axes anticlinaux correspondant au Massif de Rocroi et au Massif de Stavelot (fig. 5). Il comprend des phyllades, quartzites et quartzophyllades, sa puissance maximum (en Ardenne méridionale) dépasse 2 000 m. La grande majorité des roches visibles à l'affleurement en Ardenne est dévonienne. Le Dévonien inférieur se caractérise par une succession assez monotone de faciès schisto-gréseux. Il affleure peu (bassins de Dinant et de Neufchateau-Eifel). Au Dévonien moyen, les faciès précédents font place à des calcschistes et à des calcaires zoogènes ; apparaissent également des récifs calcaires à Coelentérés (biohermes et biostromes). Ces formations carbonatées affleurent essentiellement au niveau du synclinal de Dinant. C'est au niveau de ce même synclinal ainsi que plus au nord dans le synclinal de Namur, qu'affleurent les couches calcaires du Dinantien (MORTELMANS et BOURGUIGNON, 1954 ; WATERLOT et al., 1973). Ces diverses roches ont donné naissance par altération, au Tertiaire, à des masses considérables d'altérites riches en kaolinite ; de nombreux témoins subsistent encore aujourd'hui (cf. 2ème partie, I, ...).

b) Le bassin du Hampshire

Vers l'ouest ce sont le massif de Cornouailles et plus au nord, le massif du Pays de Galles qui sont les plus proches du bassin du Hampshire (fig. 4). La figure 6 montre les terrains à l'affleurement dans la région sud du Devon et au nord de la Cornouailles (RAYNER, 1976). La présence d'importants massifs granitiques hercyniens est à noter, leur altération a donné des gisements importants de kaolin (). Le Dévonien de Cornouailles, affleurant largement, présente une lithologie comparable à celle du Dévonien de l'Ardenne.

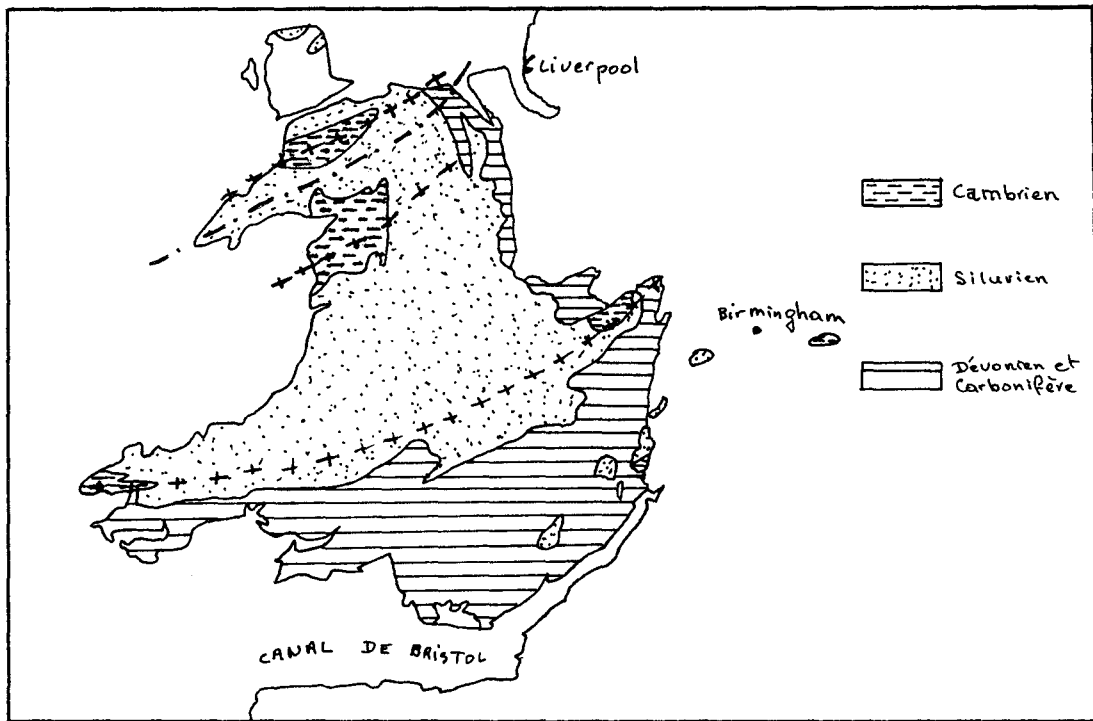


Fig 7. géologie du Massif paléozoïque du Pays de Galles.

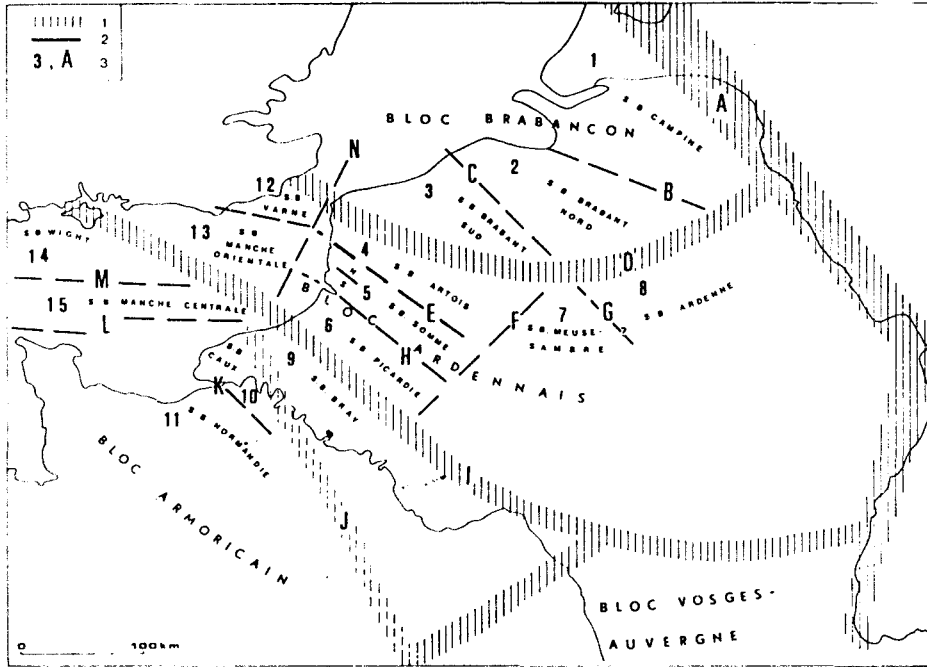


Fig. 3 - Délimitation des Blocs et des Sous-Blocs dans le N.-W. de l'Europe.

1. Limite de Bloc.

A noter que la limite J, en traits verticaux interrompus, correspond sensiblement à la Zone de la Grande Anomalie Magnétique du Bassin de Paris.

2. Limite de Sous-Bloc.

3. Blocs, Sous-Blocs et limites, voir dans le texte.

- Zone Faillée du Graben Rhin-Ruhr [A]
- Bloc Brabançon
- Sous-Bloc Campine (1), Zone faillée Nord-Brabant [B],
- Sous-Bloc Brabant Nord (2), Zone faillée Sud-Brabant [C],
- Sous-Bloc Brabant Sud (3).
- Zone de Cisaillement Nord-Artois [D].
- Bloc Ardennais
- Sous-Bloc Artois (4), Sous-Bloc Varne (12), Zone faillée Montreuil-Bassurelle [E], Sous-Bloc Somme (5), Zone faillée de la Somme [H], Sous-Bloc Picardie (6), Sous-Bloc Manche Orientale (13), Faille du Vermandois [F], Sous-Bloc Meuse-Sambre (7), Faille ? [G], Sous-Bloc Ardenne (8).
- Faille Wight-Bray-Vittel [I].
- Bloc Armoricaïn
- Sous-Bloc Bray (9), Faille de Seine [J] coïncidant en partie avec la Grande Anomalie Magnétique du Bassin de Paris, Sous-Bloc Caux (10), Faille du Roumois [K], Sous-Bloc Normandie (11), Zone faillée Cotentin-Fécamp [L], Sous-Bloc Manche Centrale (15), Faille Médiane de la Manche [M], Sous-Bloc Wight (14).
- Zone Faillée du Pas-de-Calais [N].

Dans le Pays de Galles (fig. 7) affleurent surtout des roches siluriennes et dévono-carbonifères. Le Cambrien, peu étendu en surface, comprend essentiellement des grès, schistes et quartzophyllades. L'Ordovicien et le Silurien sont principalement schisteux avec des intercalations de tuffs et de laves et quelques niveaux calcaires. Le Dévonien, au sud, constitue les "Old Red Sandstones" continentaux. Le Carbonifère est essentiellement calcaire.

c) Le bassin normano-picard

Il occupe une position intermédiaire entre les bassins belge, anglais et parisien. Des formations tertiaires, d'extension réduite, reposent sur le Crétacé.

II.1.3 - CADRE STRUCTURAL

Après l'orogénèse qui a donné naissance, au cours du Carbonifère, à la chaîne des Hercynides, une fracturation commence à s'ébaucher. Ces facteurs ont partiellement conditionné la sédimentation méso-cénozoïque de l'Europe occidentale (réf. vol. du Congrès de Paris). Dans la région étudiée, cette fracturation se manifeste par un jeu complexe de blocs et de sous-blocs (COLBEAUX et al., 1980) (fig. 8). Ces derniers se déplacent les uns par rapport aux autres depuis le Permien jusqu'à nos jours et notamment au cours de l'ère tertiaire. Pendant cette période, le rôle de l'Artois sur la paléogéographie de la région considérée est très important. Ce sous-bloc marque une tendance continue à la surrection. Il en est de même pour le Sous-Bloc Bray. D'autres, par contre, d'orientation armoricaine, présentent une tendance à l'affaissement et livrent occasionnellement passage aux influences marines du bassin de Dieppe. L'axe de la Seine a, de ce point de vue, une grande importance dès le Dano-Montien, puis du Lutétien moyen à l'Oligocène, et enfin au Miocène (COLBEAUX et al., 1980). Signalons enfin le rôle majeur au Thanétien-Sparnacien de la réapparition du môle transverse Bray-Artois qui sépare les régions basses et subsidentes de l'axe Sambre-Oise de la Manche orientale. Son empreinte reste claire dans la paléogéographie jusqu'au Bartonien (Colbeaux et al., 1980). Finalement, au cours du Tertiaire, les structures héritées de la fin de l'orogénèse hercynienne ressurgissent après s'être estompées du Permien au Crétacé. L'évolution paléogéographique d'ensemble aboutit à soustraire durant le Tertiaire les bassins de Paris et de Dieppe aux influences nordiques.

#### II.1.4 - LES PALEOGEOGRAPHIES SUCCESSIVES DU TERTIAIRE EN BELGIQUE ET DANS LE NORD DE LA FRANCE

Les figures 10 à 13 retracent l'évolution de la paléogéographie au cours du Tertiaire dans le bassin belge et dans le nord de la France (Colbeaux et al., 1977 ; ROBASZYNSKI et DUPUIS, 1983).

##### a) Substrat ante-Tertiaire (fig. 9)

On observe une zone actuellement dépourvue de dépôts crétacés suivant un axe N.O.-S.E. (Brabant Nord - Seuil des Hautes Fagnes). L'extension actuelle des dépôts campaniens délimite deux bassins d'accumulation de craie à Bélemnites au nord et au sud du Sous-Bloc Artois et son prolongement vers le sud est. En fait, les deux bassins ont dû communiquer par l'ouest au niveau du Boulonnais, du Kent ou plus encore à l'ouest (COLBEAUX et al., 1977).

##### b) Paléocène (fig. 10)

Au terme de la régression fini-crétacée, au Dano-Montien l'Artois et l'Ardenne, largement exondés, séparent deux bassins, l'un au coeur du bassin de Paris, l'autre au nord de la zone de cisaillement Nord-Artois. Dans cette dernière région, des témoins de la mer du Paléocène inférieur, dépendance possible des bassins dano-montiens nordiques, subsistent dans le sud du Bloc Brabançon de part et d'autre du Sous-Bloc Brabant Nord (bassin de Mons, Limbourg). Mais la mer ne reprendra largement possession de la région considérée qu'au cours du Landénien où se réuniront à nouveau les bassins nordiques et de Paris (fig. 10). Au Landénien terminal, la mer est rejetée au nord de l'axe Artois-Ardenne. Le Bloc Ardennais dans son ensemble, est le siège d'une sédimentation continentale variée : fluviatile (sables du Quesnoy), lagunaire ou fluvio-marine (COLBEAUX et al., 1977).

##### c) Eocène (fig. 11)

Le Sous-Bloc Artois sépare encore à l'Yprésien inférieur le bassin nordique du bassin parisien. Notons qu'un article récent (DUPUIS et al., 1984) tend toutefois à minimiser le rôle paléogéographique du hors de l'Artois à cette époque et met en évidence l'intervention du môle transverse Bray-Artois. Au nord, une sédimentation marine argileuse se généralise (Argile d'Orchies, Argile d'Ypres) limitée par l'Artois. Au sud d'une ligne jalonnée par l'estuaire de la Canche, le Vermandois et le Santerre (fig. 11), s'installe le vaste domaine laguno-continentale du "Sparnacien" où une influence marine se dessine à l'ouest (formations laguno-marines



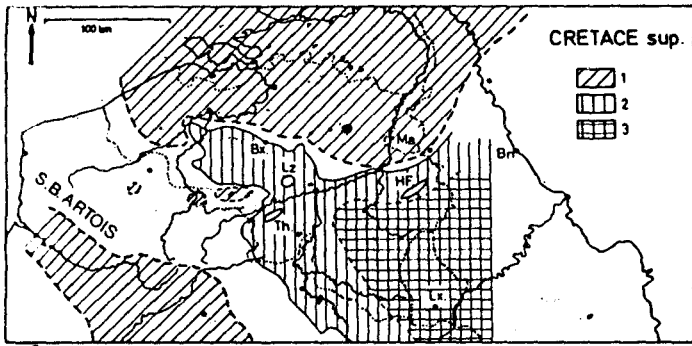


Fig. 9. — Crétacé supérieur, d'après Robaszynski in Colbeaux et al., 1977  
 1. Extension actuelle des craies campaniennes. 2. Surface actuellement dépourvue de dépôts crétacés. 3. Continent probable au Crétacé supérieur. Lz: Craie glauconifère de Lonzée (Coniacien-Santonien ?). Th: Craie de Thudinie (Crétacé supérieur). H.F: Placages crétacés des Hautes-Fagnes (Crétacé terminal).

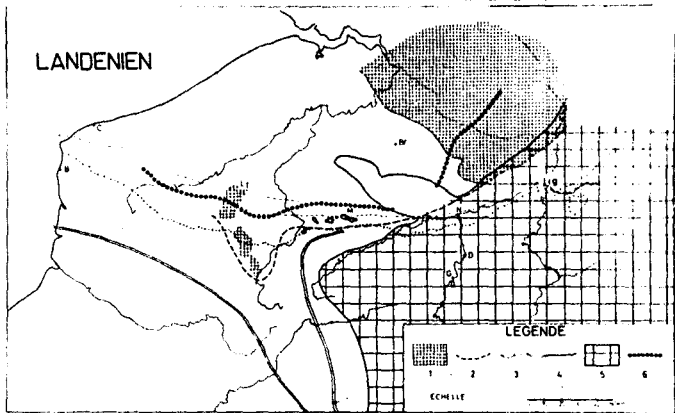


Fig. 10. — Paléocène - Landénien.  
 1, extension des principaux témoins du "Heersien" = Landénien I (Infra-Landénien). 2, limite possible de la transgression infra-landénienne. — 3, extension sud du faciès "tuffeau" et argile (= Landénien II). — 4, extension du Landénien supérieur. — 5, zone émergée au Landénien III. — 6, limite Nord des faciès continentaux au Landénien terminal.

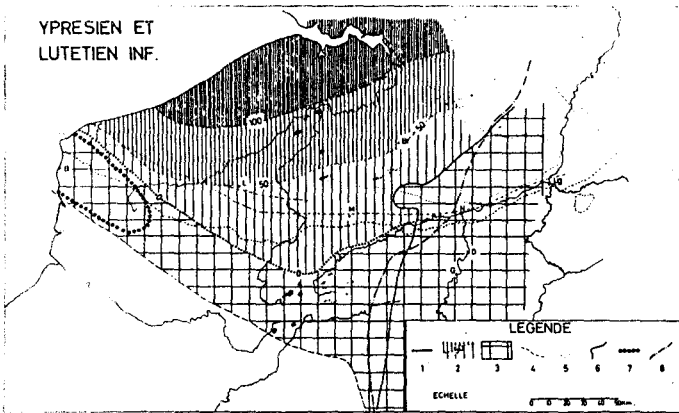


Fig. 11. — Yprésien et Lutétien inférieur.  
 1, limite de l'Argile des Flandres. — 2, isopaques de l'Argile des Flandres. — 3, zone émergée à l'Yprésien inférieur. — 4, extension du Sparnacien laguno-continentale. 5, faciès laguno-marin du Sparnacien. — 6, limite Est du Cuisien. — 7, haut-fond au Cuisien et au Lutétien inférieur. — 8, limite Est du Lutétien inférieur.

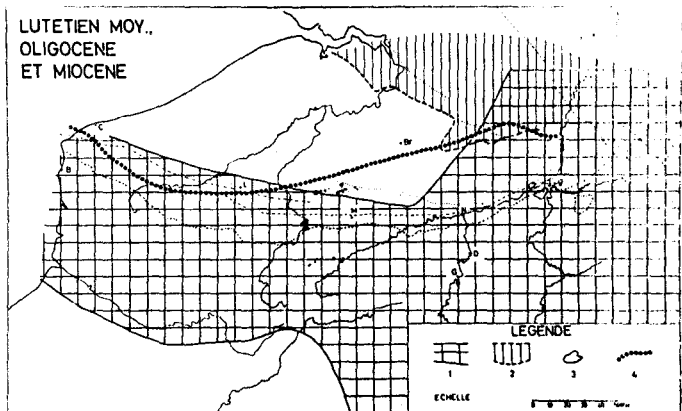


Fig. 12. — Lutétien moyen, Oligocène, Miocène supérieur.  
 1, zone émergée au Lutétien moyen (Liedin au N). — 2, extension du Rupélien (Stampien). 3, Extension du Chattien de Boncelles. — 4, limite sud de la mer au Miocène supérieur.

de Varengeville et de St Josse-St Aubin). A l'Yprésien supérieur, la mer franchit le détroit du Cambrésis et envahit le bassin de Paris. Le Brabant s'efface, tandis que le Haut-Artois et le Haut-Bouloonnais semblent jouer le rôle d'un haut fond. On assiste à une diversification de la sédimentation : argiles au nord (Argile de Roubaix, Argile de Roncq), prédominance des sables au sud (Sables de Mons en Pévèle, ...) (COLBEAUX et al., 1977). Au Lutétien inférieur (Bruxellien) (fig. 11), la paléogéographie est comparable à celle de l'Yprésien supérieur. La mer, où se développent les faciès carbonatés, submerge une dernière fois l'Artois. Le Haut-Artois et le Haut-Bouloonnais conservent leur rôle de haut-fond. Le caractère ravinant du Bruxellien dans le Brabant indique sa tendance à la surrection. A partir du Lutétien moyen (Lédien) (fig. 12), le soulèvement de l'Artois, prolongement occidental de la surrection plus ample du massif ardennes-rhénan et de la partie orientale du bassin de Paris sépare ce dernier du bassin belge. A l'Eocène supérieur (Bartonien, Assien), un dispositif comparable se reproduira.

d) Oligocène (fig. 12)

Au Rupélien (Stampien), le domaine continental s'accroît de part et d'autre de l'Artois. Au nord-est, il incorpore le Brabant : la sédimentation est alors reléguée dans le Sous-Bloc Campine, matérialisant le jeu des failles du nord-est de la Campine et du Limbourg. Cette influence semble déborder sur le Bloc Ardennais (Chattien de Boncelles).

e) Miocène - Pliocène (fig. 13)

Comme à l'Oligocène, le littoral de la mer néogène se trouve cantonné au nord du Brabant (fig. 13). Cependant l'incursion marine attribuée au Miocène supérieur (faciès marin du "Diestien") semble avoir envahi de nouveau un domaine comparable à celui du Bartonien. On note la présence de la Formation de Diest dans les Monts de Flandre français. Les reconstitutions paléogéographiques du Néogène demeurent néanmoins imprécises, en raison notamment de la rareté des dépôts.

f) Commentaires d'ensemble

La permanence du massif ardennais émergé constitue le trait paléogéographique majeur du Tertiaire dans la plus grande partie de la région étudiée. Le môle de l'Artois, qui prolonge le Bloc Ardennais existe du Montien au Lutétien inférieur. Mais, instable surtout dans la partie orientale (Sous-Bloc Meuse-Sambre), il s'efface temporairement et laisse communiquer les bassins belge et parisien (Landénien, Yprésien supérieur, Lutétien

|                          |  |   |   |
|--------------------------|--|---|---|
| PLEISTOCENE<br>INFERIEUR | F. DE CAMPINE (7)  | FORM. DE (8)  |   |
|                          | F. DE MERKSPLAS  | BRASSCHAAT  | FORM. DE  |
| PLIOCENE                 | "Poederliën"<br>Merksémiën<br>Scaldisien                                 | F. DE PODERLEE  | MOL   |
|                          |  | F. DE LILLO   |   |
| MIOCENE                  | Diestien   | FORMATION DE DIEST  |   |
|                          | Anversien<br>Bolderien<br>Houthalénien                                   | FORM. DE BERCHEM<br>Sable de Zonderschot<br>Sable d'Anvers ("Langhien")   | F. DE BOLDERBERG<br>Sable de Genk<br>Sable de Houthalen   |
| OLIGOCENE                | "Chattien"   | (3)   | FORMATION DE VOORT (8)  |
|                          | Rupélien   | Complexe de<br>KALLO  | FORM. DE RUPEL :<br>S. d'Eigenbitzen, A. de Boom,<br>S. de Kerniel, A. à Nucula,<br>Sable de Berg (6) |
|                          | "Lattorfien"   |   | FORM. DE TONGRES :<br>M.&S. de Oude Biezen, A. de Henis<br>S.&M. de Boutersem, S. de Kerkom           |
|                          | Tongrien   | Couches de passage  | Horizon de Hoogbutsel<br>Sable de Neerropen<br>Sable de Grimmentingen                                 |
|                          | Eocène - Oligocène   |   |   |
| EOCENE                   | "Asschien"   | FORM. D'ASSE: Sable d'Asse, Argile d'Asse   |   |
|                          | "Wemmetien"  | Sable de Wemmel   |   |
|                          | Lédien<br>Bruzelien  | FORMATION DE LEDE<br>FORM. DE BRUXELLES   |   |
|                          | "Panisélien"   | Sable d'Aalter<br>Sable de Vlierzele<br>S. argil. d'Anderlecht<br>Argile de Merelbeke                                     | (4) (5)<br>FORM. DE PANISEL   |
|                          | Yprésien   | (1) FORMATION D'YPRES :<br>S. de Peissant, Arg. de Morlanwelz (S. de Mons-en-Pev)<br>Argile d'Ypres (Argile des Flandres) | (3)   |
| PALEOCENE                | FORMATION DE LANDEN :  |   |   |
|                          | (1) Sable d'Erquelinnes<br>Sable & grès de Grandglise<br>Tuffeau d'Angre | Sable de Dormaal (2)<br>Sable de Racour<br>Tuffeau de Lincet  |   |
|                          | "Heersien"   | F. de Bertaimont  | F. DE HEERS: M. Gelinden  |
|                          | "Montien"  | Calc. & Lign. de Hainin   | Calc. & Lign. de Eisden   |
|                          | Danien   | Calc. Ghlin & Tuff. Ciplý   | Calc. de Vroenhoven   |

Tableau 1.

Tableau simplifié des unités lithologiques du Tertiaire belge.  
 (1) Bassin de Mons; (2) Campine, Hesbaya; (3) Nord de la Belgique; (4) A l'ouest de la vallée de la Senne; (5) A l'est de la vallée de la Senne; (6) Région de Tongres (Tongeren); (7) Campines anversoises; (8) Campines limbourgeoises. (D'après des documents inédits de Lagn, 1981).

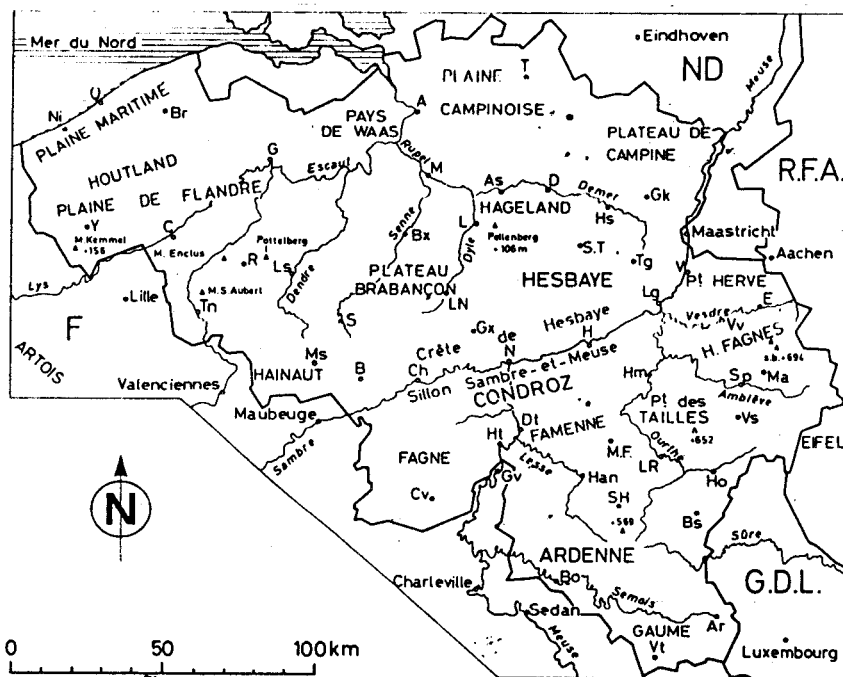


Fig. 1 - La Belgique géographique.

A : Anvers - Ar : Arlon - As : Aarschot - B : Binche - Bo : Bouillon - Br : Bruges - Bs : Bastogne - Bx : Bruxelles - C : Courtrai - Ch : Charleroi - Cv : Couvin - D : Diest - Dt : Dinant - E : Eupen - G : Gand - Gk : Genk - Gv : Givet - Gx : Gembloux - H : Huy - Hm : Hamoir - Ho : Houffalize - Hs : Hasselt - Ht : Hastière - L : Louvain - Lg : Liège - Ls : Lessines - Ln : Louvain-la-Neuve - LR : La Roche-en-Ardenne - M : Malines - Ma : Malmédy - Ms : Mons - Mf : Marche-en-Famenne - N : Namur - Ni : Nieuport - O : Ostende - R : Renaix - S : Solignies - Sp : Spa - SH : Saint-Hubert - ST : Saint Trond - s.b. : signal de Botrange - T : Turnhout - Tg : Tongres - Tn : Tournai - V : Visé - Vs : Vielsalm - Vt : Virton - Vv : Verviers - Y : Ypres.

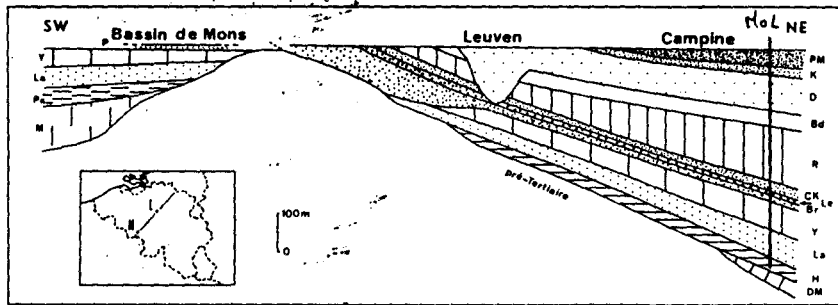


Fig. 42.

Fig. 42 - Coupe schématique SW-NE montrant les relations entre les principales formations tertiaires de la Belgique.

Au SW-M : « Dano-Montien » de Mons, Pa : F. de Paternostre, La : F. de Landen, Y : F. d'Ypres, P : F. du Mont Panisel.

Au NW-DM : « Dano-Montien », H : F. de Heers, Le : F. de Landen, Y : F. d'Ypres, Br : F. de Bruxelles, Le : F. de Lede, CK : F. du Complexe de Kallø, R : F. de Rupel, Bd : F. de Bolderberg, D : F. de Diest, K : F. de Kasterlee-Kattendijk, PM : F. de Poederlee-Mol. Localités - L : Leuven, M : Mons (d'après des documents du Service Géologique de Belgique).

Remarque : en l'absence d'une publication officielle bilingue d'une révision de l'ensemble des Formations tertiaires de la Belgique, les dénominations des diverses unités lithologiques utilisées dans le cours des textes et dans les figures sont le plus souvent conformes ou adaptées à la terminologie traditionnellement employée (Légende générale de la Carte géologique détaillée de la Belgique, 1929, toujours en vigueur. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, 1954. Lexique stratigraphique international, 1957, I, 4 a VII).

inférieur, Bruxellien). Il s'ensuit que la zone de cisaillement Nord-Artois présente deux parties différentes de part et d'autre de la zone d'envoyage du Cambrésis (partie orientale du Sous-Bloc Artois et Sous-Bloc Meuse-Sambre), l'un stable à l'est, l'autre plus instable à l'ouest. Ce n'est qu'au Lutétien moyen que l'Artois émerge définitivement. Le Sous-Bloc Brabant Nord joue un rôle mineur et son influence s'estompe régulièrement du Landénien à l'Eocène supérieur. Enfin, le Sous-Bloc Campine intervient surtout à l'Oligocène.

II.1.5 - LITHOLOGIE DU TERTIAIRE BELGE (ROBASZYNSKI et DUPUIS, 1983)

Le Tertiaire marin belge comprend trois types lithologiques principaux : les dépôts carbonatés à la base du Paléocène, les dépôts argileux et sableux de l'Eocène et de l'Oligocène et les dépôts uniquement sableux du Miocène et du Pliocène. La subdivision en unités lithostratigraphiques est facilitée par la netteté des limites sédimentologiques. Un "gravier de base", une accumulation de fossiles roulés, une surface indurée (hard-ground) ou encore une concentration de glauconie les soulignent parfois. Certaines discontinuités, plus ou moins marquées suivant les régions correspondent soit à des périodes de non sédimentation ou d'érosion, soit à des périodes d'émersion ou, dans quelques cas, à des épisodes continentaux. Dans l'ensemble cependant, la colonne stratigraphique des dépôts tertiaires belges représente une séquence pratiquement complète. Les hiatus se situent à la base et au sommet du "Dano-Montien" de Mons, au sommet de la Formation de Landen (Paléocène), entre les Formations de Bruxelles et de Lède (Lutétien inférieur et moyen) et probablement à la base de la Formation de Berchem (Miocène). Le tableau 1 indique de façon simplifiée les unités lithologiques du Tertiaire du nord de la Belgique et la figure 14 les noms des différentes régions de Belgique auxquels elle se réfère (ROBASZYNSKI et DUPUIS, 1983). La figure 15 présente une coupe schématique montrant les relations entre les principales formations tertiaires de Belgique. Elle montre le pendage inférieur à 1 % vers le nord-est de l'ensemble des formations. La position approximative du sondage de référence étudié y est indiquée.

II.2 - MATERIEL D'ETUDE

II.2.1. - CARACTERISTIQUES DES DIVERSES STATIONS ETUDIEES

a) Stations du domaine émergé (tableau 2)

Neuf sondages et huit coupes ont fourni le matériel de ce travail. Les sondages ont été choisis de manière, d'une part, à recouper l'ensemble des terrains tertiaires du bassin belge et d'autre part, à suivre les

évolutions éventuelles de la composition argileuse d'est en ouest. Ils sont surtout localisés dans la moitié nord du bassin où les sédiments tertiaires y sont le mieux représentés (fig. 2). Un sondage et une coupe recoupant des dépôts paléocènes et yprésiens, situés près de la bordure du massif ardennais, sont destinés à montrer l'influence directe de ce dernier sur la sédimentation dans le bassin adjacent. La majorité des coupes a été levée dans le nord de la France. La coupe la plus occidentale se situe dans l'île de Wight (bassin du Hampshire). Plus de 700 échantillons ont été analysés. Sur les neuf sondages, six ont été réalisés par le Service Géologique de Belgique, où les carottes sont actuellement archivées. Le sondage de Sirault (région de Mons) prolongeant la coupe levée dans la carrière du même nom et qui traverse le Landénien marin, a été fait à l'aide d'une tarière mécanique par l'INISMA\*. Les sondages de Hainim, HA<sub>1</sub> et HA<sub>2</sub>, situés près de Mons (fig. 2), traversant respectivement le Montien continental et le Dano-Montien marin, ont été réalisés en 1970 et 1971 par le laboratoire de géologie de la Faculté Polytechnique de Mons. Les coupes ont été levées par C. DUPUIS\*\* et M. MERCIER-CASTIAUX. Le matériel correspondant à ces trois sondages et aux coupes est archivé à la Faculté Polytechnique de Mons.

b) Stations du domaine océanique (tableau 3)

Les forages situés sur les marges est et ouest de l'Océan Atlantique Nord, utilisés à titre de comparaison, ont été exécutés par le navire océanographique "Glomar Challenger" dans le cadre du Deep Sea Drilling Project.

| Legs | Forages | Latitude N | Longitude N | Profondeur<br>en m | Pénétration<br>en m | Nombre<br>d'échantillons |
|------|---------|------------|-------------|--------------------|---------------------|--------------------------|
| 11   | 98      | 25°22,95'  | 77°18,68'   | 2 769              | 357                 | 62                       |
| 11   | 100     | 24°41,28'  | 73°47,95'   | 5 325              | 331                 | 23                       |
| 11   | 101     | 25°11,93'  | 74°26,31'   | 4 868              | 691                 | 35                       |
| 11   | 105     | 34°53,72'  | 69°10,40'   | 5 251              | 633                 | 110                      |
| 12   | 111     | 50°25,57'  | 46°22,05'   | 1 797              | 250                 | 54                       |
| 12   | 112     | 54°01,00'  | 46°36,24'   | 3 657              | 664                 | 55                       |
| 12   | 118     | 45°02,65'  | 9°00,63'    | 4 901              | 761                 | 31                       |
| 12   | 119     | 45°01,90'  | 7°58,49'    | 4 447              | 711                 | 94                       |
| 41   | 367     | 12°29,20'  | 20°02,80'   | 4 748              | 1 153               | 65                       |
| 41   | 369     | 26°35,35'  | 14°59,92'   | 1 752              | 488,5               | 175                      |
| 47a  | 397     | 26°50,7'   | 15°10,8'    | 2 900              | 1 453               | 182                      |
| 47b  | 398     | 40°57,60'  | 10°43,10'   | 3 910              | 1 740               | 112                      |
| 48   | 400     | 47°22,90'  | 9°11,90'    | 4 399              | 777,5               | 115                      |
| 48   | 401     | 47°25,65'  | 8°48,62'    | 2 495              | 341                 | 25                       |

Tableau 3 : Caractéristiques des forages du domaine océanique.

\* INISMA : Institut Interuniversitaire des Sols, Silicates et Matériaux, 7000 Mons - Belgique.

\*\* Chef de travaux à la Faculté Polytechnique de Mons Belgique.

Les forages 98, 100, 101, 105 (marge ouest-atlantique), 367, 398, 400 et 401 (marge est-Atlantique) ont été étudiés par H. CHAMLEY aux laboratoires de Géologie marine de Marseille et de Sédimentologie de Lille. Les autres forages ont fait l'objet d'une thèse de troisième cycle au laboratoire de Lille (LEROY, 1981). Leur étude a conduit à mieux comprendre certains changements survenus dans les environnements anciens, sur les deux marges de l'Océan Atlantique Nord depuis le Jurassique supérieur jusqu'aux périodes récentes.

### II.2.2 - CONDITIONS D'ECHANTILLONNAGE

Le prélèvement des échantillons le long des carottes de sondage correspond en général à une maille de 30 à 50 cm. Dans le cas de variations rapides de faciès, ces intervalles ont été réduits afin de suivre les changements de lithologie. Par contre, dans un cas de sédimentation très monotone (Yprésien du sondage de Knokke), la maille choisie a été de 2 mètres. Le choix d'une maille en général très rapprochée, même dans le cas de séries homogènes, a été guidé par le fait que de telles séries témoignent parfois de variations dans la composition minéralogique de la fraction argileuse, indépendantes de la lithologie. L'inverse peut se vérifier également : des variations faibles à nulles dans les proportions des minéraux argileux peuvent être synchrones de changements lithologiques brutaux (ces faits ont déjà été signalés dans l'introduction et ont été illustrés d'exemples). A l'affleurement, les écarts séparant les prélèvements sont souvent plus petits (jusqu'à 10 cm). Le choix des échantillons a été surtout guidé par le souci d'éviter les altérations secondaires.

### III - METHODES D'ETUDE

#### III.1 - TRAITEMENTS PRELIMINAIRES

Seuls les échantillons prélevés à l'affleurement sont séchés à 40-50° C ; les carottes de sondage stockées au Service Géologique de Bruxelles étant parfaitement sèches. L'action mécanique du broyage est évitée au maximum. Seuls, les échantillons très indurés subissent un broyage minimum au broyeur électrique à mortier en procelaine. Les roches un peu moins dures mais non meubles sont réduites en fragments millimétriques à l'aide d'un marteau puis broyées manuellement de façon très modérée afin de ne pas briser les éléments non argileux. Puis des prises d'échantillons meubles ont lieu par quartage en vue d'analyses.

| Sondages<br>et coupes                              | Auteurs des forages<br>et des levés de coupes | Extension stratigraphique<br>de l'échantillonnage | Pénétration<br>en mètres | Nombre<br>d'échantillons<br>étudiés |
|--|---|---|--------------------------|-------------------------------------|
| Sondage de Mol                                     | S.G.B.*                                       | Crétacé supérieur → base Miocène                  | 433                      | 86                                  |
| Sondage de Kallo                                   | "   | Revinien → Oligocène                              | 594                      | 140                                 |
| Sondage de Knokke                                  | "   | Crétacé supérieur → Eocène supérieur              | 399                      | 100                                 |
| Sondage de Rodeberg                                | "   | Eocène  | 92                       | 20                                  |
| Sondage de Wyshagen                                | "   | Miocène → Pliocène                                | 160                      | 33                                  |
| Sondage de Helchteren                              | "   | Oligocène moyen ? et supérieur                    | 74                       | 12                                  |
| Sondage de Hainin H <sub>1</sub>                   | F.P.Ms**                                      | Montien continental                               | 30                       | 11                                  |
| " " H <sub>2</sub>                                 | "   | Dano Montien marin                                | 50,5                     | 16                                  |
| Sondage de Sirault<br>+ coupe                      | INISMA***<br>M. MERCIER-CASTIAUX              | Landénien - Yprésien                              | 22                       | 23                                  |
| Coupe de Rumst                                     | M. MERCIER-CASTIAUX                           | Oligocène - Miocène                               | 16,7                     | 46                                  |
| Coupe de Courtrai                                  | M. MERCIER-CASTIAUX                           | Plm (base du "Panisélien")                        | 11                       | 21                                  |
| Coupe de Boiry-Notre-Dame                          | C. DUPUIS                                     | Landénien inférieur                               | 4,5                      | 7                                   |
| Coupe de St Josse-St Aubin                         | "   | Thanétien (Landénien) - Yprésien Yc ?             |                          | 21                                  |
| Coupe de St Valéry-sur-Somme<br>et de Croix l'Abbé | "   | Landénien supérieur (Sparnacien)                  | 13                       | 30                                  |
| Coupe d'Ailly                                      | "   | Crétacé supérieur - Paléocène - Yprésien          | 43,5                     | 54                                  |
| Coupes de l'Ile de Wight                           | "   | Crétacé supérieur → Oligocène                     | 660                      | 30                                  |
|  |   |   |                          | Σ 620                               |
|  |   |   |                          | 710                                 |

Tableau 2 : Caractéristiques des diverses stations étudiées. \* S.G.B. : Service géologique de Belgique (Bruxelles) ;  
 \*\* F.P.Ms : Faculté polytechnique de Mons ; INISMA : \*\*\* INISMA : Institut national interuniversitaire  
 des Sols, Silicates et Matériaux (Mons).



### III.2 - ANALYSE PAR DIFFRACTION DES RAYONS X DE LA FRACTION ARGILEUSE

L'analyse minéralogique de la fraction argileuse, inférieure à 2 micromètres et décalcifiée, constitue la base de la présente étude. La méthode utilisée est calquée sur celle couramment en usage au laboratoire de Sédimentologie et Géochimie de l'Université de Lille ; elle consiste à préparer des pâtes orientées. Dans les cas où la quantité d'argile est insuffisante (sable très peu argileux), la méthode appliquée est celle des agrégats orientés. Les conditions expérimentales du diffractomètre du laboratoire de Minéralogie et de Géologie de la Faculté Polytechnique de Mons (Kristalloflex 4 Siemens) ont été réglées afin d'obtenir une réponse la plus proche possible de celle donnée par l'appareil utilisé à Lille (Philips PW 1730). Les réglages ont été réalisés en utilisant la même plaquette de pâte orientée sur les deux appareils. Cet ajustement était nécessaire pour permettre les comparaisons avec les résultats obtenus à Lille concernant l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'Océan Atlantique Nord (LEROY, 1981).

#### III.2.1 - PREPARATION DES DEPÔTS

La confection des dépôts de pâte orientée suit la procédure standard qui est détaillée dans des notes techniques (Institut de Géologie de Strasbourg, 1975 ; THIRY, 1978) auxquelles nous renvoyons le lecteur. Cette technique présente l'avantage d'éviter les ségrégations minéralogiques et les erreurs dues aux variations d'épaisseur du dépôt (GIBBS, 1965), ce qui permet une estimation quantitative meilleure.

#### III.2.2 - TRAITEMENTS DES DEPÔTS ORIENTES

Deux dépôts ont été préparés par échantillon, le premier est passé sans traitement au diffractomètre à rayons X, puis placé sous vide dans des vapeurs d'éthylène glycol pendant quinze heures avant d'être analysé à nouveau. Le deuxième subit un traitement thermique de deux heures à 500° C avant d'être soumis à l'analyse.

Pour un nombre restreint d'échantillons nous avons appliqué quelques traitements complémentaires.

- La saturation à l'hydrazine hydrate a été effectuée pour confirmer la présence ou l'absence de kaolinite en présence de chlorite.

- La saturation par des ions potassium a été réalisée pour préciser la présence éventuelle de vermiculite.

- Le test GREENE KELLY (1955) a été appliqué pour la détermination du type de smectite rencontré dans les séries étudiées : type montmorillonite s.s. (charges octaédriques) ou type beidellite (charges tétraédriques). Le

test consiste à échanger les cations interfoliaires des smectites par Li<sup>+</sup> puis, par un chauffage à 250° C pendant une nuit, à provoquer la migration des cations Li<sup>+</sup> vers les charges négatives par "effet HOFFMAN et KLEMEN" (1950).

III.2.3 - CONDITIONS EXPERIMENTALES

L'appareil de diffraction des rayons X utilisé est muni d'un tube à anticathode au Cu et d'un compteur à scintillations. Les conditions générales d'utilisation sont les suivantes :

- générateur de haute tension : 30 KV-16 mA
  - premier diaphragme d'ouverture 2,4 mm
  - fente de Soller (divergence verticale 2°)
  - diaphragme compteur d'ouverture 0,2 mm
  - filtre de nickel (supression des raies Kβ)
  - présence d'un couteau permettant de travailler aux petits angles
  - vitesse de rotation du goniomètre 1°20/mn ;
- analyseur
  - tension appliquée sur le détecteur 625 V
  - amplification : atténuation 1x4
    - polarité négative
  - sensibilité : 1.10<sup>5</sup> ou 4.10<sup>4</sup> impulsions/mn
  - erreur statistique : 1 % ou 1,5 %
  - inertie = 3 s ou 3,4 s ;
- enregistreur
  - vitesse de déroulement du papier 1 cm/mn.

La zone angulaire explorée est comprise entre 3° et 30° 2θ pour les préparations naturelles et glycolées et entre 3° et 15° 2θ pour les échantillons chauffés.

III.2.4 - METHODES D'EXPLOITATION DES DIAGRAMMES DE RAYONS X

a) L'identification des minéraux argileux est la première étape. Elle s'appuie sur les travaux de LUCAS et al. (1959), BROWN (1961), LUCAS (1962), CAILLERE et HENIN (1963), les données de l'A.S.T.M. (1964), THOREZ (1975), BRINDLEY et BROWN (1980), les Powder Diffraction File (1978, 1979, 1980) et CAILLERE et al. (1982).

b) La nomenclature utilisée pour les minéraux simples (kaolinite, illite, chlorite, vermiculite, sépiolite, attapulгите) est celle de MILLOT (1964). Le groupe des minéraux dits gonflants (du type TOT) est désigné sous le terme de smectites (PEDRO, 1965). Lorsque les smectites sont accompagnées

de minéraux interstratifiés irréguliers à espacement variable, l'ensemble est qualifié de "complexe gonflant". Quant aux interstratifiés eux-mêmes, ils relèvent de la nomenclature de LUCAS (1962) "qui est une manière logique et claire de représenter les différents stades possibles d'interstratification entre deux espèces simples données" (CHAMLEY, 1971).

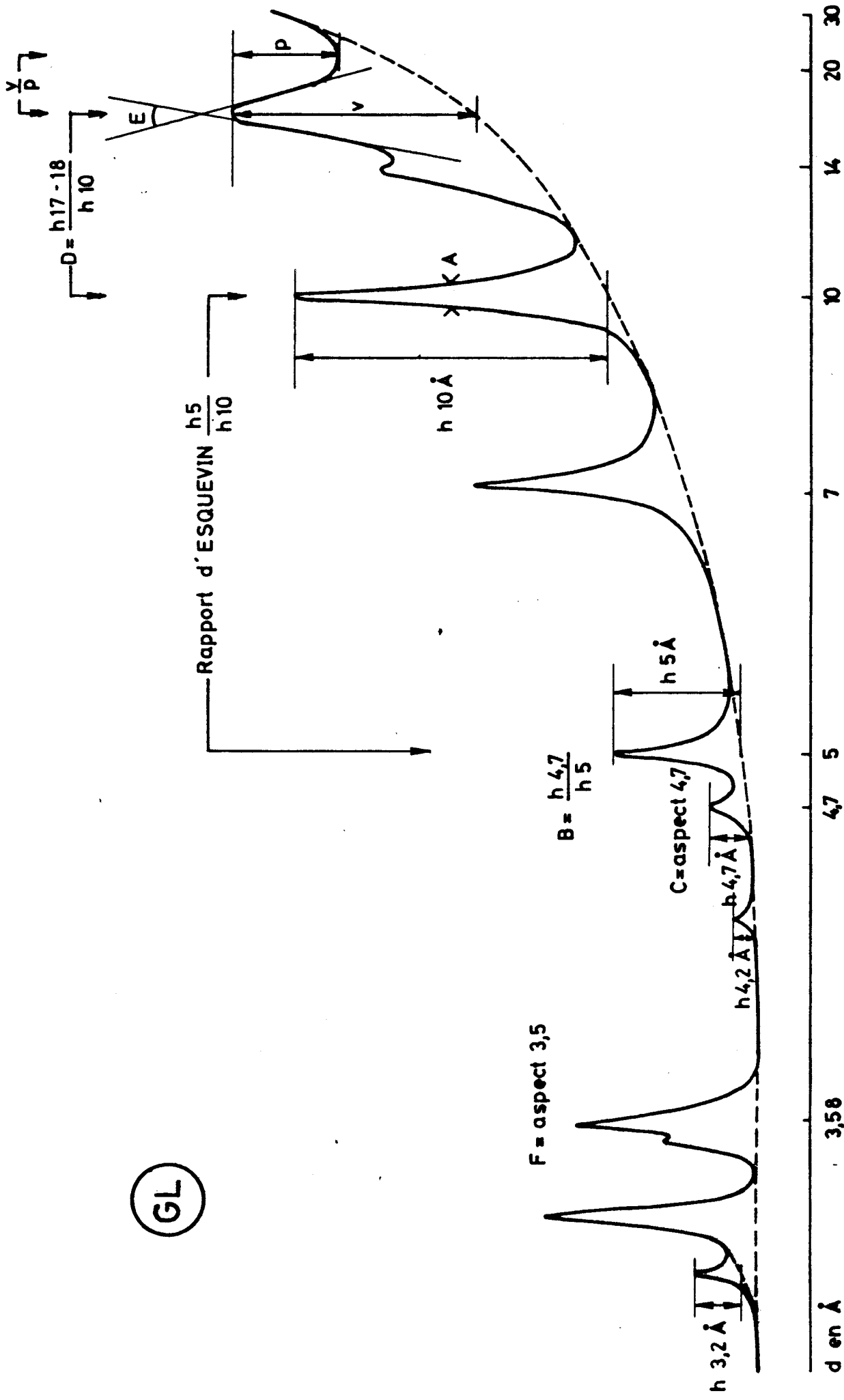
c) Les abréviations utilisées sont les suivantes :

- K : kaolinite
- I : illite
- If : illite ferrifère ou glauconite
- C : chlorite
- S : smectites
- Cg : complexe gonflant (smectites et interstratifiés irréguliers)
- Ci : complexe interstratifié
- (10-14<sub>s</sub>) : interstratifié irrégulier illite-smectite
- (14<sub>c</sub>-14<sub>s</sub>) : interstratifié irrégulier chlorite-smectite
- Q : quartz
- F : feldspath
- opale (C.T.) : cristobalite-tridymite
- Cl : clinoptilolite
- Ca : calcite
- H : hématite
- G : goethite
- L : lépidocrocite
- Py : pyrite

d) L'évaluation semi-quantitative des pourcentages des minéraux argileux a été faite selon la méthode utilisée au laboratoire de Sédimentologie et de Géochimie de l'Université de Lille. Cette méthode, qui est également celle de l'Institut de Géologie de Strasbourg, consiste à examiner "le pic correspondant à la raie basale de chaque minéral phylliteux en tenant compte à la fois de sa hauteur et de sa surface." (CHAMLEY, 1971).

L'illite et la chlorite, minéraux considérés comme donnant des réflexions moyennes, sont utilisées comme références (cette règle souffre d'exceptions lorsque les minéraux sont mal cristallisés comme la chlorite dans le présent travail). Les smectites, ainsi que la plupart des minéraux interstratifiés, présentent souvent des réflexions étalées, la hauteur de leur pic doit être multipliée par un coefficient choisi en fonction de sa surface (il est compris entre 1,1 et 2). La kaolinite est diminuée en moyenne

indice de BISCAVE



GL

Figure 16: Diagramme type montrant les divers paramètres utilisés

de la moitié de sa hauteur en raison de sa cristallinité élevée. La hauteur des pics est mesurée principalement sur le diagramme de l'essai glycolé. Le diagramme correspondant à la lame chauffée est essentiellement utilisé pour la distinction kaolinite-chlorite, celle-ci n'étant d'ailleurs pas toujours aisée en raison des nombreuses variétés cristallographiques et d'états cristallins (LUCAS et JEHL, 1961). Heureusement, dans de nombreux cas, la présence du doublet à 3,5 Å (002 de la kaolinite, 004 de la chlorite), visible sur les diagrammes pris sur échantillons normaux et glycolés, facilite la distinction de ces deux variétés phylliteuses. Le diagramme de la lame chauffée est également utile pour vérifier la présence éventuelle de l'interstratifié irrégulier (14c-14s).

Les pourcentages des différents types de minéraux argileux sont évalués comme fractions de la somme des hauteurs corrigées correspondant à 100 %. Les minéraux non argileux présents dans la fraction inférieure à 2 micromètres sont notés comme abondants, communs ou rares, la méthode d'analyse utilisée en agrégats ou en pâtes orientées ne permettant pas une estimation relativement précise de leur quantité.

Cette méthode de dosage, bien qu'imprécise comme le sont d'ailleurs toutes les autres méthodes proposées, permet de suivre toutes les évolutions survenant dans les séries examinées. Il ne faut surtout pas considérer les indications chiffrées qu'elle nous donne comme des valeurs absolues, on ne peut leur accorder qu'une valeur de comparaison. C'est pour cette raison que l'on apporte le plus grand soin dans la préparation des échantillons de manière à travailler dans des conditions les plus reproductibles possibles, et que l'on complète les estimations quantitatives par des indices chiffrés relatifs à des minéraux pris deux à deux.

e) Divers paramètres préconisés par BISCAYE (1965), CHAMLEY (1967, 1971 et ESQUEVIN (1969) ont été utilisés de façon plus ou moins systématique. Ces paramètres, ainsi que la manière de les mesurer, sont résumés dans le tableau 4 et sur un diagramme type (fig. 16).

| PARAMETRE                  | DONNEE OBTENUE  | NATURE DE LA MESURE  |
|----------------------------|---|--|
| A<br>Rapport<br>d'Esquevin | Composition en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /<br>FeO+MgO de la couche octa-<br>édrique de l'illite. | Rapport des hauteurs du pic à 5 Å et du<br>pic à 10 Å de l'illite. Les valeurs du<br>rapport permettent les correspondances<br>suivantes en ce qui concerne les compo-<br>sitions chimiques : >0,4 : muscovite<br>ou illite alumineuse) de 0,3 à 0,4 :<br>phengite (illite moins riche en Al) de<br>0,15 à 0,3 : mélange en solution solide<br>de muscovite et de biotite.<br><0,15 : biotite. |
| B                          | Cristallinité de l'illite   | Largeur, en mm, de la réflexion à 10 Å<br>(001) sur l'essai glycolé, mesurée à mi-<br>hauteur au-dessus du bruit de fond re-<br>constitué.   |
| C                          | Abondance relative de la<br>chlorite.   | Rapport des hauteurs du pic à 4,7 Å de<br>la chlorite et du pic à 5 Å de l'illite<br>(002), au-dessus du fond continu, sur<br>l'essai normal.  |
| D                          | Etat de la chlorite.  | Aspect de la réflexion à 4,7 Å de la<br>chlorite sur l'essai normal. Selon<br>qu'elle est aigue (type 1), obtuse (ty-<br>pe 2) ou rattachée par un plateau à<br>celle à 5 Å de l'illite (type 3), on<br>considère que la structure est ordon-<br>née, peu ordonnée ou désordonnée.   |
| E                          | Abondance relative du<br>complexe gonflant.   | Rapport des hauteurs du pic à 18 Å du<br>complexe gonflant et du pic à 10 Å de<br>l'illite au-dessus du bruit de fond<br>continu reconstitué, sur l'essai glyco-<br>lé.  |
| F                          | Etat du complexe gonflant.  | Angle formé par le pic à 18 Å sur<br>l'essai glycolé.  |
| G<br>Indice de<br>Biscaye  | Etat du complexe gonflant.  | Rapport de la hauteur du pic à 18 Å et<br>de la différence entre la hauteur du<br>pic et le minimum de bruit de fond aux<br>petits angles, mesurées au-dessus du<br>bruit de fond reconstitué, sur l'essai<br>glycolé.   |

Tableau 4 : Paramètres utilisés.

III.3 - ANALYSE PAR DIFFRACTION DES RAYONS X DE LA FRACTION NON ARGILEUSE

Elle s'effectue sur poudre désorientée, tassée dans l'échancrure du porte échantillon, dont la surface est rendue le plus homogène possible à l'aide du tranchant d'une lame de verre. Cette analyse se fait, la plupart du temps, sur échantillon total ; elle permet alors une détermination qualitative des minéraux non argileux présents et une estimation quantitative de chacun d'entre eux. Le dépouillement des diffractogrammes s'est effectué à l'aide de divers ouvrages : J.C.P.D.S. (1978, 1979, 1980, méthodes FINK et HATTAWAY),

PARFENOF et al. (1970). L'estimation quantitative des minéraux identifiés est basée sur la hauteur de leurs raies caractéristiques (sans étalon interne). Pour une raie maximum de 100 unités sur l'échelle d'enregistrement, les limites quantitatives suivantes ont été définies :

- <1 : traces
- 1 à 5 : minéral commun
- 5 à 20 : minéral abondant
- >20 : minéral très abondant

Nous n'avons pas tenu compte des coefficients existant entre l'intensité de diffraction des différents minéraux.

Dans certains cas, ces préparations de poudre désorientée intéressent des fractions particulières de l'échantillon : soit l'ensemble des minéraux de granulométrie supérieure à 50 micromètres afin d'améliorer la qualité de certaines raies, ou bien la fraction glauconitique récupérée au moyen d'un séparateur magnétique Frantz.

### III.4 - AUTRES METHODES

#### III.4.1. - MICROSCOPIE ELECTRONIQUE PAR TRANSMISSION

Cette méthode a pour objets :

- d'observer la forme et l'état des bordures des minéraux ;
- de déceler des signes éventuels de diagenèse par la présence notamment de smectites mixtes ou lattées dans les cas de diagenèse touchant les smectites ;
- de vérifier si la présence de raies douteuses correspond ou non à la présence de certaines variétés minéralogiques d'argiles dont la structure particulière en fibres est responsable d'une réponse faible aux rayons X (cas des sépiolites ou attapulgites).

Les observations en microscopie électronique par transmission se sont faites soit sur le microscope Siemens (Elmiskope 1A) ou bien sur le microscope Jeol de l'U.E.R. de Biologie de l'Université de Lille. La technique de préparation des échantillons utilisée est précisée par TRAUTH et al. (1977). Quelques gouttes de suspension argileuse sont diluées dans 2 cm<sup>3</sup> d'une solution défloculante à 1/500 de buthylamine synthèse. Une goutte de cette préparation est ensuite déposée sur une grille préalablement recouverte d'un film de collodion puis soumise à évaporation à 35° C maximum à l'abri de la poussière.

#### III.4.2 - ANALYSE THERMIQUE DIFFERENTIELLE

Elle concerne la fraction argileuse inférieure à 2 micromètres, séchée à 40-50° C, puis broyée très légèrement de manière à obtenir une poudre homogène.

ne. Ces analyses ont pour objet de mettre en évidence des différences de composition chimique des smectites par des modifications de leur comportement thermique (variations des températures de départ de l'eau adsorbée et combinée) et de souligner leur caractère plus ou moins alumineux par la forme du doublet en forme de S entre 800 et 1 000° C (CHANTERET et al., 1971 ; THIRY, 1973 ; MACKENZIE, 1957).

Les applications de cette méthode, limitées en nombre sur la roche totale, ont permis d'obtenir des renseignements complémentaires concernant les matières organiques, les sulfures, etc. ...

Les essais ont été faits sur un thermoanalyseur Mettler ; la matière de référence (alumine calcinée) et l'échantillon (60 mg environ) sont placés dans des creusets de Pt. Rh (10 %) et soumis à une élévation de température de 8° C/mn jusqu'à 1 050° C, sous atmosphère d'air (débit 5 l/h).

### III.4.3 - ANALYSE CHIMIQUE

Des analyses chimiques classiques ont été faites sur échantillon total au laboratoire de Géologie-Minéralogie de la Faculté Polytechnique de Mons. Les méthodes sont détaillées dans.

- SiO<sub>2</sub> : insolubilisation en milieu acide.
- SiO<sub>2</sub> : dissolution des silicates par formation de silico pyrophosphate.
- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : précipitation du benzoate.
- Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total : titration au permanganate.
- FeO : attaque acide (acide fluorhydrique) sous atmosphère neutre et titration au permanganate.
- TiO<sub>2</sub> : formation d'un complexe jaune (par l'eau oxygénée) et colorimétrie.
- P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : formation du complexe jaune de phosphovanado molybdate et colorimétrie.
- MnO : formation du complexe mauve (permanganate de potassium) et colorimétrie.
- CaO, MgO : complexométrie par EDTA.
- Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O; Li<sub>2</sub>O : spectrophotométrie de flamme.
- SO<sub>2</sub> : par gravimétrie.

La méthode classique au calcimètre Bernard (détaillée dans VATAN, 1967), a été également employée pour déterminer les teneurs en CaO d'origine calcitique et suivre leur évolution tout au long de certaines séries.

### III.4.4 - ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Elle se pratique en deux temps : d'abord, tamisage sous eau, sur colonne



vibrante, sur tamis de 40 et 50 micromètres, puis tamisage à sec de la fraction de granulométrie supérieure à 50 micromètres, sur la série de tamis suivante : 63, 80, 100, 125, 160, 200 et 250 micromètres.

III.4.5 - EXAMEN OPTIQUE DE LA FRACTION SUPERIEURE A 50 MICROMETRES

La fraction non argileuse supérieure à 50 micromètres est séparée par liqueur dense ( $D = 2,81$ ) ; la fraction légère récupérée sous forme de frottis est observée en microscopie optique par transparence, tandis que les minéraux lourds sont déterminés par réflexion en surface polie.

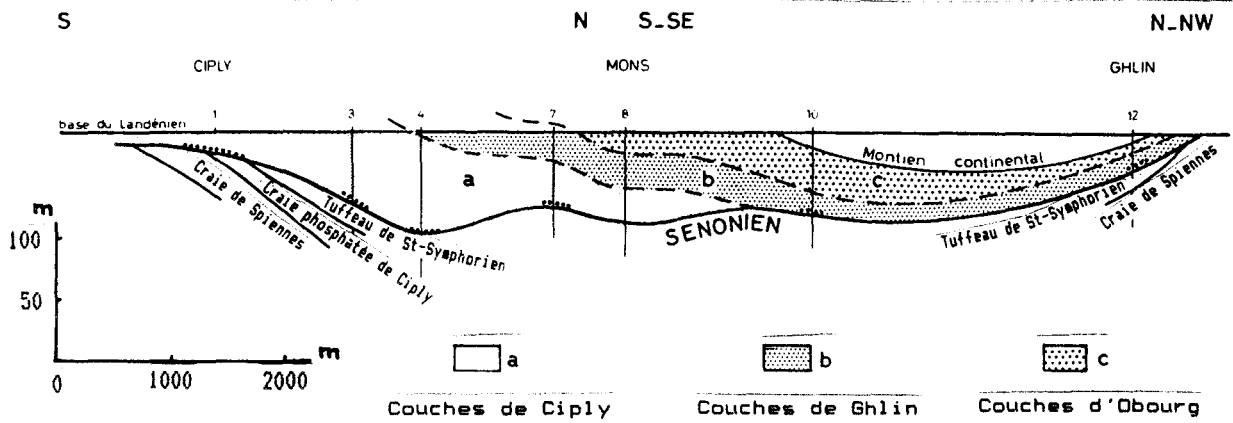
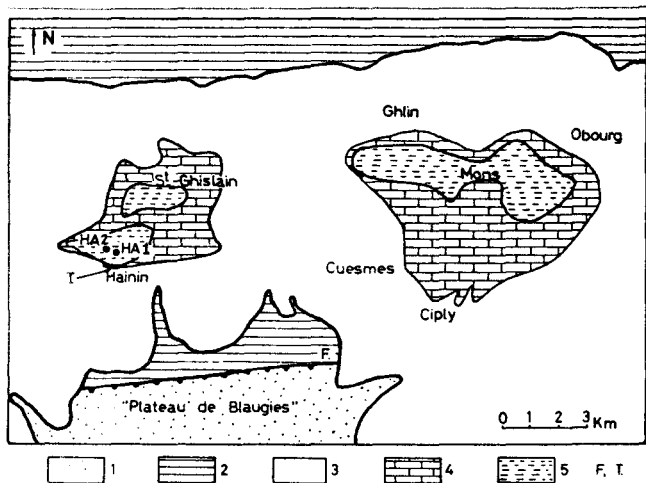
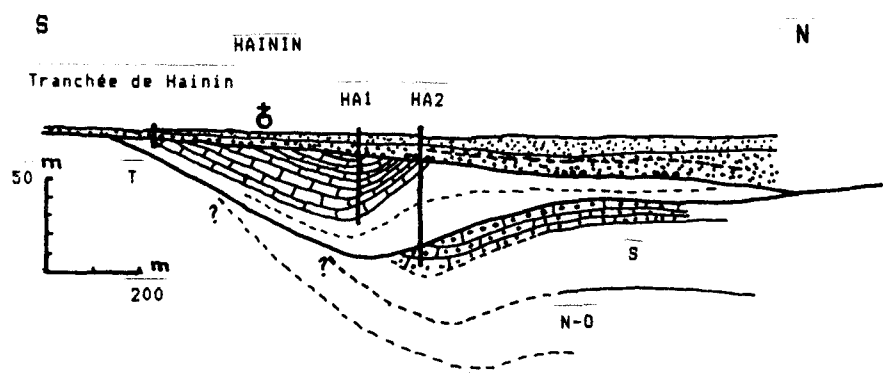


Figure .— Coupe montrant les relations entre les couches dano-montiennes dans le bassin de Mons (d'après I.GODFRIAUX et R.HARLIERE, 1971).



- Légendes lithologiques
1. Dévonien inférieur (Nord synclinorium de Dinant)
  2. Carbonifère (Synclinorium de Namur)
  3. Crétacé
  4. Dano-Montien marin (en partie caché par les formations tertiaires et quaternaires)
  5. Montien continental (caché par les formations tertiaires et quaternaires)
  - T. Tranchée de Hainin
  - F. Faille du Midi

Figure .— Aires d'extensions du Montien continental et du Dano-Montien marin dans le bassin de Mons. Situation des deux sondages HA1 et HA2 (d'après I.GODFRIAUX et F.ROBASZYNSKI, 1974).



Légendes lithologiques






-  Quaternaire : sables
  -  Landénien (sables plus ou moins argileux, plus ou moins glauconifères)  
a) limite entre le faciès argileux sableux supérieur et le faciès sableux inférieur;  
b) cailloutis de base.
  -  Montien continental : marnes, tufs et calcaires à Chara.
  -  Dano-Montien marin : calcaire coquillier et calcarénite;  
a) limite entre les couches de Ghlin et les couches d'Obourg.
  -  Maastrichtien : Craie phosphatée de Ciply.
- Sénonien : Craies S : Craie de Spiennes  
 N-O : Craies de Nouvelles et d'Obourg  
 T : Craie de Trivières  
 HA1 : Sondage de la plaine de jeux de la commune (1970)  
 HA2 : Sondage de la futaie de la Société allumettières (1971)

Figure -- Coupe géologique de la région de Hainin (d'après I.GODFRIAUX et F.ROBASZYNSKI, 1974).

a) Sondage HA<sub>1</sub> (x = 107,250 ; U = 124,890 ; z = + 26 m coordonnées Lambert). Le Montien continental a été traversé de 8,50 m à 38,40 m de profondeur, surmontant une très faible épaisseur de Dano-Montien marin (0,12 m). Les couches continentales du Montien sont représentées par des marnes, des argiles parfois ligniteuses et des sables, mais également par des tufs et des calcaires indurés.

b) Sondage HA<sub>2</sub> (x = 107,045 ; y = 124,990 ; z = + 25 m). Ce sondage a traversé quelques décimètres du Montien continental (de 11,70 m à 61,10 m). Les témoins recueillis sont entièrement sous forme de carottes. Les caractères lithologiques sont nettement tranchés par rapport aux précédents : calcarénites et calcaires grenus constituent l'essentiel des sédiments marins du Dano-Montien. Selon GODFRIAUX et ROBASZYNSKI, (1974), le passage entre les deux formations est graduel ; en effet, dans les derniers mètres du calcaire de Mons on note une association mixte de faunes marines et estuariennes (surtout pour les gastéropodes et les ostracodes), la présence d'oogones de Chara et de bois flottés, etc ... Dans ce sondage on ne reconnaît que deux des trois zones décrites par GODFRIAUX et MARLIERE (1971) : les couches de Ciplly (à Cytherelloidea, cf. MARLIERE, 1958) manquent totalement.

Le Dano-Montien marin et le Montien continental se distinguent donc nettement au plan de la lithologie. Ils témoignent, à grande échelle, d'un cycle sédimentaire complet : le calcaire de Mons surmonté de marnes et lignites continentales amorce une phase régressive qui prélude à l'émersion continentale post-montienne.

### I.3 - MINÉRALOGIE DES ARGILES (fig. 20)

Le Dano-Montien marin (sondage HA<sub>2</sub>) titre en moyenne plus de 99 % de CaCO<sub>3</sub>. La fraction argileuse est donc très peu représentée. Lorsque les dosages sont possibles, les smectites sont nettement dominantes (teneur souvent voisine de 80 %) par rapport à l'illite (15 % en moyenne) et à la kaolinite et/ou la chlorite (5 % en moyenne), (la mauvaise qualité des enregistrements due au manque de matière n'a pas permis de faire la distinction entre ces deux minéraux lorsqu'ils étaient présents). Deux diagrammes montrent la présence en faible quantité (5 %) de l'interstratifié irrégulier (10-14<sub>s</sub>). Vers le passage au Montien continental les smectites deviennent les uniques constituants de la phase argileuse, elles y présentent une cristallinité excellente. Les distances de grand espacement réticulaire des smectites qui étaient voisines de 13,5 Å pour l'échantillon normal, dans les couches sous-jacentes passent alors à 14-15 Å. L'illite est très bien cristallisée.

Dans le Montien continental, les smectites demeurent très dominantes (70 à 100 %). Elles sont bien cristallisées. L'absence totale d'illite est à souligner. Les argiles ocre de base contiennent 100 % de smectites dont l'état cristallin est excellent (au glycolage, l'angle du pic à 17 Å est de 4°). Au-dessus de ce niveau on observe la présence probable de l'interstratifié (7-14s) (fig. 21). Les smectites sont toujours dominantes et atteignent 90 à 95 % dans les niveaux supérieurs. De la kaolinite désordonnée ou l'interstratifié (7-14s) l'accompagne. Les distances de grand espacement réticulaire des smectites en traitement normal sont voisines de 12 Å. A noter que le gonflement après glycolage est légèrement supérieur à celui qui correspond aux smectites à espacement plus grand au naturel des couches dano-montiennes et de l'extrême base du Montien continental. Dans un niveau riche en matières organiques, les constituants argileux ont un comportement de minéraux interstratifiés (14c-14s) (fig. 21).

#### I.4 - INTERPRETATION

Le Dano-Montien marin se caractérise par une sédimentation à caractère chimique basique. Les ions Ca proviennent de la dissolution de la craie qui recouvre une grande partie des zones émergées au Paléocène. La quasi absence de particules détritiques témoigne d'une grande stabilité tectonique et suggère un environnement continental peu accidenté. Les smectites dominantes dans la fraction fine peuvent provenir de la dissolution de la craie. Ce minéral est en effet dominant dans la fraction argileuse des craies campaniennes et maastrichtiennes qui environnent le bassin de Mons (GODFRIAUX et ROBASYNSKI, 1969). Les smectites peuvent également être issues de l'altération de la craie sous un climat chaud et humide (THIRY, 1973). L'illite peu abondante, peut provenir soit de roches cristallines ou cristallophylliennes émergées autour du bassin, ou bien de craies plus anciennes (du Sénonien inférieur : craies de Maisières) (GODFRIAUX et ROBASYNSKI, 1969). Cette interprétation va dans le même sens que les conclusions de MILLOT (1964) après un inventaire des résultats relatifs aux calcaires : "l'héritage est le mécanisme fondamental". En outre, selon le même auteur, les transformations susceptibles de se produire dans les calcaires vont plutôt dans le sens d'une illitisation ou d'une chloritisation. Pour que des transformations nettes aient lieu, il faut que les eaux se chargent en magnésium et en silice.

Remarque : Le caractère très fermé des illites paraît lié au caractère chimique du milieu, comme le constatent TRAUTH et al. (1968) dans les sédiments du Lutétien supérieur et du Crétacé supérieur du bassin de Paris.

L'augmentation des distances de grand espacement réticulaire des smectites dans les couches supérieures est probablement liée à une variation de leur composition chimique. LATOUCHE (1971) observe une équidistance basale égale à 15 Å pour les smectites calciques et à 12,5 Å pour les smectites sodiques. Il note également un gonflement après glycolage légèrement supérieur pour les secondes par rapport aux premières.

Pour GODFRIAUX et ROBASZYNSKI (1974), le Montien continental résulte de la superposition de deux cycles lacustres où se marquent des caractères de confinement très accusés. Les analyses chimiques présentées de ces auteurs indiquent un milieu le plus souvent alcalin. Les études relatives à de tels milieux (lacs basiques) montrent que la sédimentation peut être soit détritique, soit chimique (MILLOT? 1964). Dans le premier cas, les argiles déposées sont le reflet des stocks argileux des roches, des altérations et des sols du bassin d'alimentation. Dans le second cas, "l'effet de ce chimisme est" selon MILLOT "d'abord incertain et discutable, donnant lieu à des transformations des argiles héritées, qui sont difficiles à saisir et à démontrer".. Puis, dans les lacs à sédimentation chimique basique calcaire et siliceuse, des néoformations argileuses indiscutables surviennent. Dans de tels milieux l'illite et l'attapulгите sont les minéraux néoformés les plus fréquents : (exemple des niveaux argileux des séries calcaires lacustres du Bassin de Paris et du fossé de la Limagne (MILLOT? 1949) ; les échantillons ne contenant pas d'attapulгите indiquent 100 % d'illite).

Dans le cas du Montien continental, les minéraux argileux présents semblent être hérités de sols proches où les altérations ont abouti à la formation d'interstratifiés (7-14s). THIRY (1973) observe la formation de ce minéral particulier dans le bassin de Paris à partir de l'altération de smectites issues de la craie et des silex sous un climat chaud et humide. CHAMLEY et al. (1976) relatent l'élaboration de ce minéral à partir de la kaolinite de formations bauxitiques situées sur le pourtour des Alpilles, dans des sédiments fluvio-lacustres du Valdo-Fuvélien (Crétacé supérieur). Les points communs entre ces deux exemples sont :

- la nature carbonatée des sédiments,
- le caractère continental du milieu.

Ces deux traits caractérisent les dépôts montiens étudiés. En outre, le milieu de dépôt étudié par CHAMLEY et al. est caractérisé, tout comme celui du Montien continental, par la présence de matière organique et de niveaux ligniteux. Les smectites sont soit très dominantes ou bien les uniques constituants des dépôts sous-jacents : il est probable que l'interstratifié (7-14s) observé résulte de l'altération de smectites comme dans le bassin

parisien. A noter qu'une étude en cours (DUPUIS et al.) tend à montrer la formation de tels minéraux dans les sédiments du Montien continental (Formation du Swartberg) du nord-est de la Belgique (sondage KS 22 à 40 km à l'E.-S.E. de Mol). Là, les sédiments correspondants, épais d'une vingtaine de mètres, montrent des signes évidents de pédogenèse.

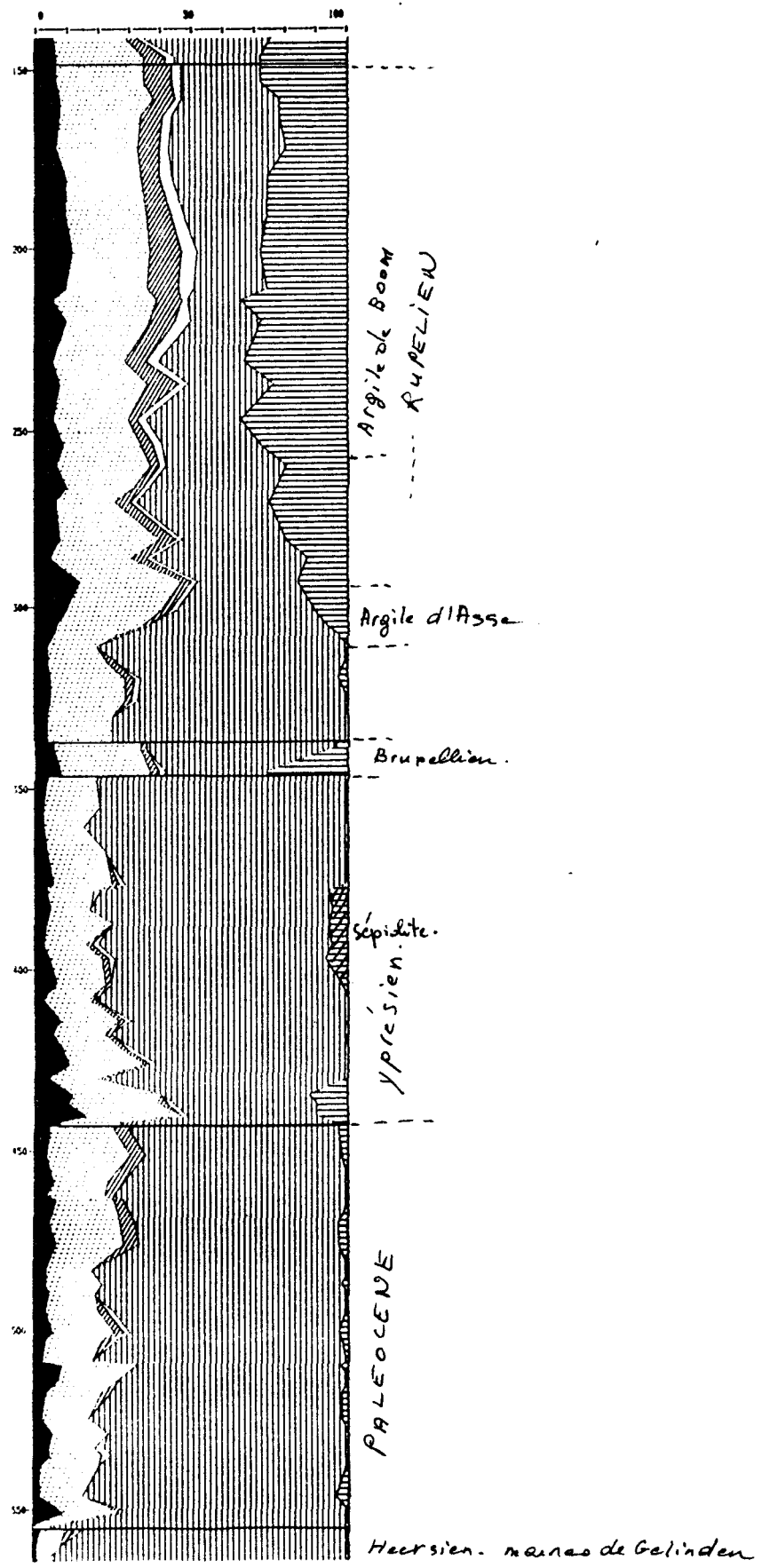
Cette interprétation diffère de celle avancée par GODFRIAUX et ROBASYNSKI (1974) pour qui "la présence de minéraux argileux évolués dans les lacs montiens vient probablement du fait qu'il y a une grande abondance de cations (surtout  $Ca^{++}$ , un peu  $Mg^{++}$ ) dans les eaux continentales confinées. Tous les minéraux micacés provenant du continent (généralement du type illite ouverte) sont déversés dans les lacs et subissent, en milieu basique saturé, une agradation chimique qui les transforme en minéraux évolués, par exemple du type montmorillonitique, c'est-à-dire smectitique. Ils expliquent ainsi l'absence d'illites ouvertes "si abondantes dans les détritiques livrés par le Cambro-dévonien du socle continental" (GODFRIAUX et ROBASYNSKI, 1969). Pour les traces de kaolinite, qu'ils décèlent surtout dans les échantillons de la partie supérieure du sondage, ils admettent une origine détritique : "elle peut tirer son origine du lessivage de formations pédologiques sur le continent".

L'influence du milieu de dépôt se fait néanmoins sentir sur la nature des minéraux argileux identifiés : il s'agit de l'échantillon 29 prélevé à un niveau particulièrement riche en matières organiques. La présence de l'interstratifié ( $14_c-14_g$ ) peut s'interpréter comme une conséquence de l'effet de blocage de la structure smectitique par des molécules organiques. Un tel effet de dégradation de minéraux argileux par de la matière organique est signalé dans les sapropels d'âge pliocène à quaternaire de la partie orientale de la Méditerranée (CHAMLEY, 1971, ROBERT, 1974, SIGL et al., 1978). CADILLON et al. (1975) étudiant le comportement des sols du sud-est français soumis à l'épandage d'effluents traités montrent l'attaque, par la matière organique et en milieu réducteur, des particules petites et faiblement chargées de smectites et minéraux apparentés. L'altération aboutit à une dégradation des minéraux en des types interstratifiés ou en chlorite, ou bien à une destruction.

#### I.5 - CONCLUSION

*La nature calcaire des premiers sédiments tertiaires du Dano-Montien et la dominance nette des smectites dans la fraction fine montrent l'influence prépondérante des dépôts du Crétacé. La faible représentation des minéraux primaires indique le calme tectonique des marges du bassin.*

Figure 1.





*L'étude du Montien continental du bassin de Mons et du Limbourg semble révéler l'existence d'altérations aboutissant à la formation de l'interstratifié kaolinite-smectite. Comme dans le bassin de Paris où le pôle initial est smectitique, ou dans les Alpilles où le minéral de base est kaolinitique, les sédiments concernés sont carbonatés et de milieu continental.*

## **II - LE SONDAGE DE MOL (N.E. DE LA BELGIQUE) 31W/237**

Mol est situé en Campine, au nord-est du bassin tertiaire belge (fig. ). Ce forage a été exécuté en 1975 par le Service géologique de Belgique à la demande du Centre d'Etude Nucléaire situé à Mol, pour permettre l'étude complète de la formation rupélienne (Oligocène supérieur) de l'argile de Boom, afin d'évaluer les possibilités d'enfouissement des déchets radioactifs au sein de cette assise. Après avoir permis, dans une première étape, de caractériser l'argile de Boom, le projet est actuellement entré dans une deuxième phase avec la construction d'un laboratoire souterrain destiné à l'étude in situ de diverses propriétés : comportement mécanique, corrosion, diffusion thermique, etc ...

### **II.1 - DESCRIPTION**

Le forage atteint la profondeur de 573,2 m. L'éventail stratigraphique recoupé se déploie depuis le Quaternaire jusqu'au sommet du Crétacé. La presque totalité des sables quaternaires et néogènes, épais de 150 m environ, a été traversée sans qu'aucun échantillon n'ait été gardé ; seule la base des Sables d'Anvers miocènes a été conservée, ce qui ne représente que 7 m de sédiments. L'épaisseur du Paléogène, présent depuis la base du Miocène jusqu'à l'Heersien inclus (Paléocène inférieur), est de 422 m. Il a fait l'objet d'un carottage continu, excepté au niveau des sables et grès calcaireux de la formation de Bruxelles (Lutétien inférieur), où seuls figurent la base et le sommet de la couche. Les sédiments les plus anciens atteints par le sondage et attribués au Maastrichtien par GULINCK (1976) ne sont recoupés que sur 3 m environ.

#### **II.1.1 - STRATIGRAPHIE (fig. )**

Le découpage lithostratigraphique adopté est celui de GULINCK (1976) (document interne du Service géologique de Bruxelles). A noter, qu'après une étude des foraminifères, ROMEIN (1980) attribue un âge Montien inférieur, au sens de MARLIERE (1964), aux couches précédemment identifiées comme maastrichtiennes. En fait, elles sont daniennes, car il les considère comme équivalentes au tuffeau de Ciplly du bassin de Mons, dont l'âge Danien moyen à supérieur a été établi (cf. I.2)).

### II.1.2 - LITHOLOGIE (GULINCK, 1976, même document) (fig. )

La lithologie est variée. La série débute par quelques mètres de calcarénite danienne. Le Paléocène (Thanétien) sus-jacent est représenté à la base par des marnes (Heersien) qui reposent sur un petit niveau (1,20 m) de sable glauconieux. A cette couche marneuse succèdent, au Landénien, une vingtaine de mètres d'argile durcie fissile contenant quelques nodules phosphatés, une assise épaisse de silt grésifié (50 m environ) finement laminé, calcaire à la base, à intercalations de sables glauconifères vers le haut, puis un sable glauconieux présentant parfois des lentilles argileuses aplaties. L'Eocène inférieur est caractérisé, à l'Yprésien, par des niveaux d'argile plus ou moins silteuse et de sable très fin à laminations minces, bioturbé à divers niveaux ; au "Bruxellien", il comprend des sables grossiers dans lesquels s'intercalent des bancs de grès calcaireux. A l'Eocène moyen, la sédimentation se poursuit avec, dans la Formation de Lède, des sables fins interrompus, à divers niveaux, par des bancs de grès calcaireux. Le "Bartonien" se caractérise par une argile compacte très glauconieuse (Argile d'Asse) à laquelle font suite des sables fins et des silts glauconifères (Tongrien inférieur ?). Une argile compacte et pyriteuse (argile de Boom du Rupélien) constitue l'essentiel de l'Oligocène dans le sondage de Mol ; cette argile se caractérise également par la présence de nodules calcaires appelés septarias. Y fait suite une succession d'argile et de sable très fin (Chattien). Le Miocène figure seulement par 7 m de sable noir glauconieux (sable d'Anvers).

### II.1.3 - COULEUR (fig. )

La teinte grise caractérise la plupart des sédiments tertiaires du sondage de Mol. Mais elle est plus ou moins foncée suivant le degré de réduction : le milieu est peu réducteur pendant toute la durée du Paléocène et de l'Eocène, il l'est par contre beaucoup plus à l'Oligocène où l'on rencontre en abondance des concrétions pyriteuses. Cette teinte grise est par ailleurs plus ou moins réhaussée de vert suivant la quantité de glauconie contenue dans les sédiments : la présence de ce minéral est à peu près constante pendant le Paléocène et l'Eocène. Le minéral n'est pratiquement absent que dans la couche d'argile formant la base du Landénien ainsi que dans la partie argileuse de la base de l'Yprésien. La glauconie est très abondante à la base des marnes de Gelinden (Heersien), dans le reste du Paléocène, surtout dans la partie supérieure sableuse et au niveau de l'Argile d'Asse. L'extrême base du Miocène, seule représentée dans le sondage, est de teinte vert foncé, liée à l'abondance de la glauconie. (Voir le paragraphe pour l'ensemble des résultats d'ordre quantitatif concernant la glauconie).

II.2 - ETUDE MINERALOGIQUE DE LA FRACTION INFERIEURE A 2 MICROMETRES PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

La figure permet de suivre l'évolution qualitative et quantitative des minéraux argileux tout au long de la série. Les variétés minéralogiques rencontrées sont la chlorite et l'illite (dits "minéraux primaires"), des minéraux interstratifiés irréguliers illite-smectite (10-14<sub>g</sub>), chlorite-smectite (14<sub>c</sub>-14<sub>s</sub>), des smectites, de la kaolinite et des argiles fibreuses.

A côté des minéraux argileux, les diffractogrammes montrent la présence assez générale, au sein de la fraction inférieure à deux micromètres, d'autres minéraux tels que des feldspaths et du quartz (minéraux détritiques ne dépassant jamais l'état de traces). De l'opale C.T. ainsi qu'une zéolite (clinoptilolite) se rencontrent également, en quantité parfois importante, au Paléocène et dans la Formation d'Ypres (fig. ). Une étude plus détaillée de ces minéraux de diagenèse précoce authigène à partir de silice d'origine biogénique est donnée dans le paragraphe.

II.2.1 - EVOLUTION QUALITATIVE ET QUANTITATIVE DES DIVERSES ESPECES ARGILEUSES

a) Les minéraux primaires (chlorite, illite)

Les teneurs de la chlorite oscillent le plus souvent entre l'état de traces et 10 %, elle atteint 15 % dans un seul échantillon (à la base de l'Yprésien). L'illite présente des teneurs comprises entre 5 % et 35 %. Les augmentations et les diminutions de teneur de ces deux espèces minérales se font en général de manière parallèle. Ceci implique la similitude de leur origine qui réside principalement dans la plupart des roches endogènes et leurs dérivés. On note la qualité particulière de la relation linéaire reliant les pourcentages de ces deux minéraux pour les échantillons prélevés à la base de la Formation d'Ypres (fig. ).

L'évolution quantitative de ces minéraux primaires au long du sondage est la suivante :

- faibles teneurs à l'Heersien (10 % en moyenne) ;
- augmentation saccadée pendant le Landénien : 20 % en moyenne de 554,2 m à 517,2 m, 30 % de 517,2 m à 442,9 m ;
- poussée très forte à la base de l'Yprésien ; l'ensemble illite-chlorite occupe jusqu'à 45 % de la fraction argileuse. A partir de 417,2 m les teneurs diminuent sensiblement jusqu'à ne plus représenter que 20 % à 25 % de l'ensemble ; ce pourcentage reste à peu près constant jusqu'au

sommet des sédiments yprésiens, où l'on peut remarquer cependant une légère tendance à la diminution ;

- teneurs plus élevées dans la Formation de Bruxelles (35 %) ;

- augmentation très sensible au niveau de l'Argile d'Asse bartonienne où les teneurs passent de 20 % (310,7 m) à 35 % (304,5 m). Cette teneur élevée en minéraux primaires persiste dans les couches sableuses et silteuses (probablement tongriennes) formant le passage de l'Eocène supérieur à l'Oligocène, ainsi que dans les sédiments de l'Oligocène et de la base du Miocène.

b) Les minéraux interstratifiés irréguliers illite-smectite (10-14<sub>g</sub>) et chlorite-smectite (14<sub>c</sub>-14<sub>g</sub>)

Ils sont absents ou sous forme de traces pendant l'Eocène. Des teneurs légèrement plus élevées sont à relever dans la partie supérieure de la Formation de Landen (5 % en moyenne). Les teneurs augmentent dès l'Oligocène et atteignent jusqu'à 15 % au sein de l'argile de Boom (Oligocène supérieur).

c) Les smectites

Pendant toute la durée du Paléocène et de l'Eocène, excepté à la base de l'Yprésien et au Bruxellien, les smectites constituent l'essentiel de la fraction argileuse (90 % à l'Heersien, 80 % à la base du Landénien, 70 % dans sa partie supérieure, 80 % à l'Yprésien de 417,2 m à 346,5 m). Elle régresse très sensiblement à partir de l'Argile d'Asse au Bartonien (Eocène moyen) pour ne plus représenter que 20 à 30 % des minéraux argileux pendant l'Oligocène. Les proportions augmentent légèrement au Chattien et au Miocène inférieur (35 à 40 %).

d) La kaolinite

Toujours sous forme de traces pendant le Paléocène, elle se manifeste ensuite de façon épisodique et assez brutale à la base de l'Yprésien et dans les sables bruxelliens (Lutétien inférieur). C'est au niveau de l'argile glauconieuse d'Asse (Bartonien inférieur) qu'elle réapparaît. Sa teneur augmente ensuite de façon régulière pendant l'Oligocène, pour atteindre un maximum (plus de 30 %) dans l'argile de Boom ; puis elle régresse légèrement et de façon continue jusqu'au niveau des argiles et sables fins supérieurs pour augmenter à nouveau dans le faciès plus sableux au sommet de l'Oligocène.

e) Les minéraux argileux fibreux (sépiolite)

Ils ne sont présents en quantité notable (5 %) que dans la Formation d'Ypres. On décèle des traces d'attapulгите dans un échantillon de la partie supérieure des sables tongriens.

II.2.2 - DISCUSSION ET CONCLUSIONS PARTIELLES

a) Les minéraux présents ont une nature et une abondance variables pendant tout le Paléogène, aucune homogénéisation minérale avec la profondeur ne peut être observée. Les smectites, qui sont les minéraux les plus sensibles aux transformations, sont les plus abondantes à la base de la série.

La répartition qualitative et quantitative des minéraux argileux des sédiments paléogènes de Mol ne montre pas de signe appréciable, par les techniques utilisées, de diagenèse liée à l'enfouissement.

Seule, une diagenèse précoce, de silice d'origine biogénique, peut être décelée par la présence d'opale C.T. et de zéolite (clinoptilolite).

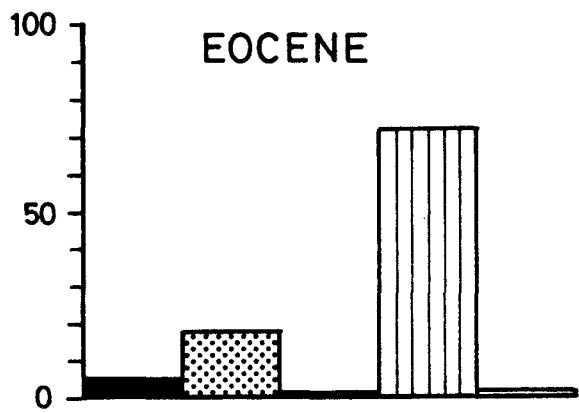
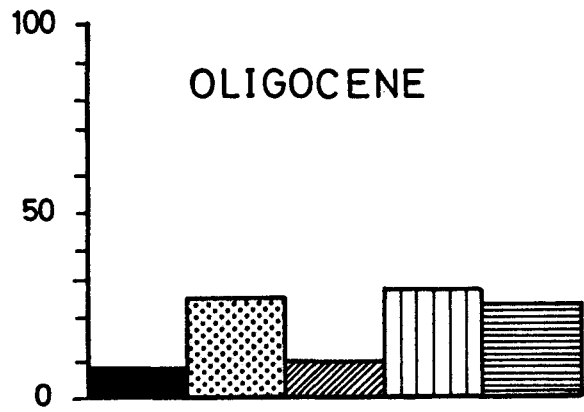
b) La minéralogie de la fraction argileuse est le plus souvent indépendante de la lithologie : par exemple, la composition reste identique lorsque le faciès varie (passage d'argiles à des sables entre 366,8 m et 346,5 m à l'Yprésien), ou au contraire elle change dans des faciès homogènes (augmentation sensible des minéraux primaires et de la kaolinite dans l'argile glauconieuse d'Asse, Bartonien).

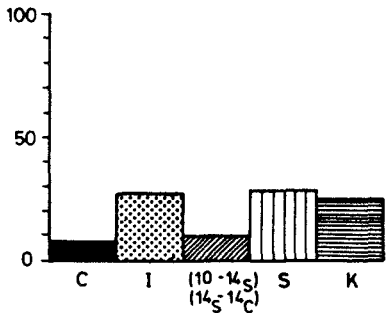
L'indépendance constatée entre lithologie et composition minéralogique de la fraction argileuse représente un argument en faveur de l'origine principalement détritique des minéraux argileux présents.

c) Deux types de variation de composition peuvent être relevés :  
- des augmentations amples et "brutales" de minéraux primaires, en général peu étalées dans le temps, suggérant des reprises d'érosion sur les marges continentales, consécutives soit à des rajeunissements tectoniques ou bien à des transgressions etc. ... De telles variations se produisent à l'Yprésien inférieur et au Bruxellien ;

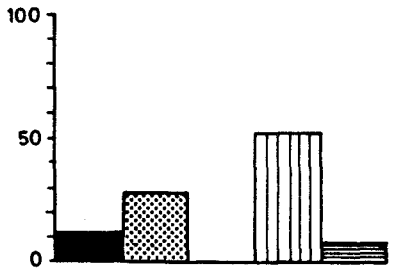
- des croissances régulières et lentes, plus étalées dans le temps, davantage imputables à des causes climatiques (exemple de l'Oligocène).

Ces interprétations se réfèrent aux nombreuses données relatives à la sédimentation argileuse dans l'Océan Atlantique Nord et que nous avons évoquées dans l'introduction (I.1). Dans les deux cas, les augmentations importantes de minéraux primaires entraînent l'apparition en quantités notables de la kaolinite (10 % à l'Yprésien inférieur, 25 % au Bruxellien et 30 % à l'Oligocène supérieur).

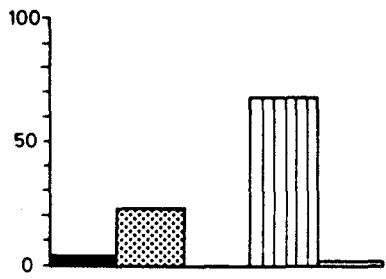




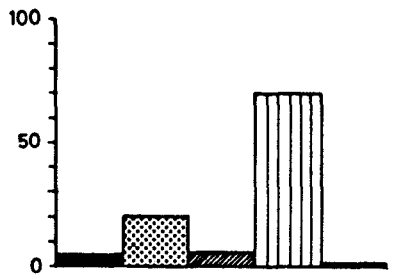
RUPELIEN (259,2 m à 152,5 m)



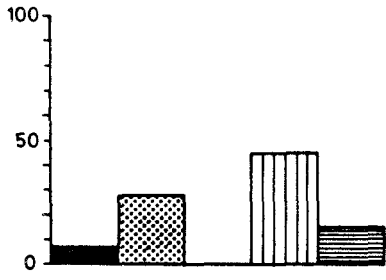
YPRESIEN (442,2 m à 425,8 m)



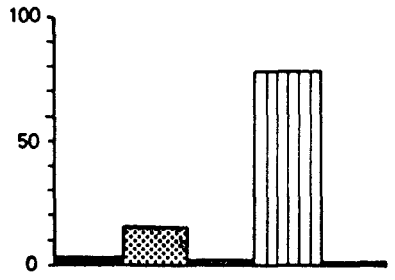
LEDIEN



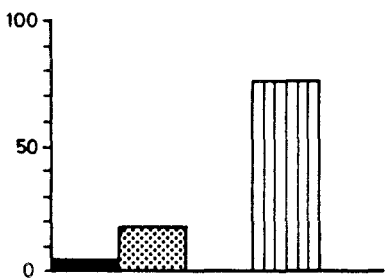
LANDENIEN (509,8 m à 442,9 m)



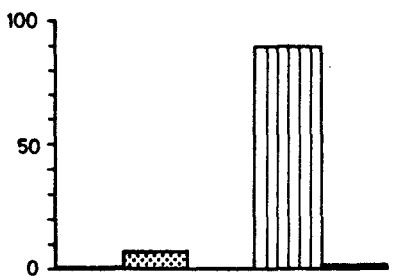
BRUXELLIEN



LANDENIEN (554,2 m à 517,2 m)



YPRESIEN (417,2 m à 346,5 m)



HEERSIEN

stratigraphie minéralogique du sondage de 70p.

Remarque .- Une certaine prudence doit être observée quant à l'origine de la kaolinite à la base de la Formation de Bruxelles. En effet, la nature sableuse des sédiments permettant le parcours d'eaux acides, rend possible une genèse secondaire de ce minéral par diagenèse de pore (MILLOT, 1964).

d) La figure regroupe les différentes associations minéralogiques qui partagent l'espace stratigraphique. Elle montre que la coupure principale se situe entre l'Eocène et l'Oligocène. Cette différence d'ensemble est représentée sur la figure qui montre, à l'Eocène, la nette prédominance des smectites (plus de 70 % de la fraction argileuse). A l'Oligocène, en revanche, on assiste à une augmentation des minéraux primaires (35 %), des minéraux interstratifiés irréguliers (10 %) et de la kaolinite (25 %).

### II.2.3 - AUTRES DONNEES TIREES DE L'EXPLOITATION DES DIAGRAMMES DE RAYONS X

#### A) Cristallinité de l'illite et rapport d'ESQUEVIN

##### a) Cristallinité de l'illite (paramètre B)

La largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å de l'illite a été mesurée systématiquement sur le diagramme de l'échantillon glycolé et reportée sur la figure ; elle exprime la régularité du réseau. On ne remarque pas d'évolution progressive de la cristallinité de l'illite en fonction de la profondeur. Il n'y a donc pas d'effet dû à la diagenèse d'enfouissement, ce qui n'est pas pour nous étonner car celle-ci se manifeste toujours à plus grande profondeur (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969). On peut même souligner une évolution de sens inverse : l'illite est mieux cristallisée au sommet de la série (4,2 mm en moyenne à l'Oligocène) qu'en profondeur (5 à 6 mm au Paléocène).

L'absence de manifestation diagénétique liée à l'enfouissement permet de considérer l'état cristallin des illites détritiques comme le résultat des phénomènes de surface (diagenèse superficielle, climat, tectonique, etc. ...).

L'illite est en général bien cristallisée, la valeur moyenne obtenue pour le sondage est 4,3 mm. Cependant on peut observer une certaine détérioration de cette cristallinité à deux niveaux (fig. ) :

- Dans la moitié inférieure du Paléocène, au cours de l'Heersien et de la base du Landénien (jusqu'à 524 m). La largeur du pic à 10 Å passe de 3,3 mm à 6,5 mm indiquant une ouverture des feuillets. L'état de l'illite s'améliore ensuite rapidement puisque la valeur revient à 3,5 mm sur 25 m



de sédiments pour se stabiliser près de la moyenne 4,5 mm à la limite Paléocène-Eocène inférieur.

- Dans les couches de passage à l'Oligocène, représentées par du sable fin et des silts, la cristallinité de l'illite y varie largement et de façon désordonnée, exprimant une ouverture irrégulière des feuillets (moyenne de 5 mm, écart-type élevé de 1,1).

b) Rapport d'Esquevin I(002)/I(001) (fig. )

Rappelons qu'il varie comme le rapport  $Al_2O_3/MgO + FeO$  des couches octaédriques de l'illite (ESQUEVIN, 1969). L'observation de la figure , et du tableau 5, où sont reportées les valeurs du rapport d'intensité des pics à 5 Å (002) et 10 Å (001), permet de dégager deux faits essentiels :

- une augmentation générale du rapport depuis le Landénien (0,33) jusqu'à l'Oligocène (0,47) en passant par la Formation d'Ypres (0,40) ;
- des valeurs le plus souvent comparables au sein de chaque étage.

On note en outre, qu'aux deux niveaux où le rapport présente des valeurs légèrement plus faibles (Formation de Landen et couches de transition, entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène), correspondent des états cristallins de l'illite moins bons (fig. et tableau 5). Par conséquent, il existe une certaine relation entre la composition chimique de l'illite et sa cristallinité.

c) Conclusions de l'étude de l'illite

La cristallinité de l'illite (voisine de 4 mm) est en général bonne tout au long du sondage et elle présente une composition de plus en plus alumineuse du bas vers le haut du sondage. Cependant, deux niveaux échappent à la première tendance : une détérioration progressive à la base de la série entre 568,5 et 524,2 m (Heersien et Landénien moyen), ainsi que dans les couches de passage Eocène-Oligocène.

Au Landénien, la faible valeur moyenne du rapport d'ESQUEVIN (0,33), la grande variabilité de la composition chimique des illites allant de pair avec des états cristallins très disparates ( $\sigma$  grands) surtout dans la partie supérieure silteuse et sableuse de l'étage, sont certainement liés à la présence de glauconie dont les teneurs augmentent nettement depuis la base des silts grésifiés jusqu'au sommet sableux. La détérioration de la cristallinité de l'illite, liée à la composition chimique de celle-ci apparaît donc, au Landénien, en relation avec des phénomènes de diagenèse superficielle, en l'occurrence, la précipitation de la glauconie. Une quantité

plus ou moins grande de ce minéral se retrouve dans la fraction fine et masque plus ou moins les caractéristiques de l'illite détritique.

Dans les couches de passage à l'Oligocène, la valeur moyenne du rapport  $I(002)/I(001)$  reste faible (0,36) mais la variabilité de la composition chimique est nettement moindre qu'au Landénien ( $\sigma$  petit). Par contre, la dispersion de la cristallinité de l'illite y est beaucoup plus grande, ( $\sigma$  atteint la valeur la plus élevée du sondage : 1,1, tableau 1) ; la cristallinité moyenne y est également la plus mauvaise. La présence de glauconie dans ces silts et sables est certainement la cause majeure de ces faits.

L'argile d'Asse du Bartonien (Eocène supérieur) représente un cas particulier par rapport aux deux exemples examinés précédemment. Cette argile silteuse est très riche en glauconie. Or, contrairement à ce qu'on observe au Landénien et dans les couches de passage à l'Oligocène, l'illite présente des caractères chimiques et minéralogiques très constants. Il faut donc admettre que les cristaux de glauconie ont tous une taille supérieure à deux micromètres, ils "n'interfèrent" donc pas avec la fraction argileuse.

## B) Cristallinité des smectites

### a) Evolution générale

Les smectites sont très bien cristallisées pendant toute la durée du Paléocène et de l'Eocène inférieur et moyen (fig. ), puisque les valeurs moyennes du paramètre F dans les différentes formations ys sont souvent inférieures à  $20^\circ$  (tableau 5). L'excellente cristallinité constatée dans les marnes de Gelinden (Heersien) est à souligner, l'angle moyen du pic du complexe gonflant après glycolage est de  $8^\circ$ . Mais, à partir des couches de passage à l'Oligocène on assiste à une détérioration très sensible de la cristallinité des smectites, qui se poursuit pendant l'Oligocène et le Miocène basal. Les figures et mettent en évidence la coupure qui existe entre l'Eocène et l'Oligocène supérieur déterminée par la cristallinité des smectites, et le caractère intermédiaire des silts et sables situés au passage de l'Eocène et de l'Oligocène. (La figure souligne en outre les cristallinités plus faibles et la plus grande dispersion des valeurs représentatives dans la Formation de Landen et dans les couches de passage à l'Oligocène ; la figure met en plus en évidence le caractère plus alumineux de l'illite des sédiments oligocènes).

b) Evolution de moindre amplitude

A cette évolution générale se superposent trois évolutions de moindre amplitude.

1) Dans la partie moyenne du Landénien, de 554,2 m à 517,2 m, les smectites se dégradent légèrement (fig. ). Or, on remarque que c'est au même niveau que se produisent la détérioration nette de la cristallinité de l'illite et l'évolution de sa composition chimique vers un pôle moins alumineux (fig. ). On remarque également que l'ouverture du pic représentatif du complexe gonflant augmente suivant la succession lithologique : argile, silt, sable, c'est-à-dire avec l'accroissement de la glauconie. Deux interprétations peuvent être proposées :

- Hypothèse 1 : la détermination de la cristallinité du complexe gonflant est également en relation avec le phénomène de la glauconitisation. La présence de "smectites glauconitiques" dans la fraction inférieure à deux micromètres masquerait les caractères propres de la smectite détritique.

- Hypothèse 2 : La nature sableuse des sédiments induit une porosité importante ; des circulations obliques peuvent exister et entraîner des modifications diagénétiques. L'augmentation légère des minéraux interstratifiés irréguliers (10-14<sub>g</sub>) au niveau des sables aurait également une origine secondaire.

La seconde hypothèse paraît la plus probable, car l'étude de la glauconie contenue dans ces sédiments indique qu'elle appartient au type évolué (structure glauconite 1M, ODIN, 1972) avec un espacement réticulaire de 10 Å.

2) Dans les couches de passage à l'Oligocène, où les sédiments montrent beaucoup d'analogies avec ceux du Landénien (caractère sableux, glauconite de type 1M), on peut avancer la même hypothèse. Mais la détérioration des smectites est nettement plus importante qu'au Landénien. Il est probable qu'une détérioration d'origine climatique de la smectite détritique intervient également. Cette hypothèse se trouve confortée par le fait, que l'état de cristallinité de ce minéral continue à se détériorer progressivement dans les couches sus-jacentes oligocènes pourtant dépourvues de glauconie et de nature plus argileuse, où seule l'hypothèse climatique peut être avancée par élimination des deux autres.

3) Dans la partie supérieure de l'Oligocène où l'état des smectites s'améliore sensiblement à partir de l'échantillon 190,2 sans

Argile de Boom  
Rupélien  
(Ech. 230,2)

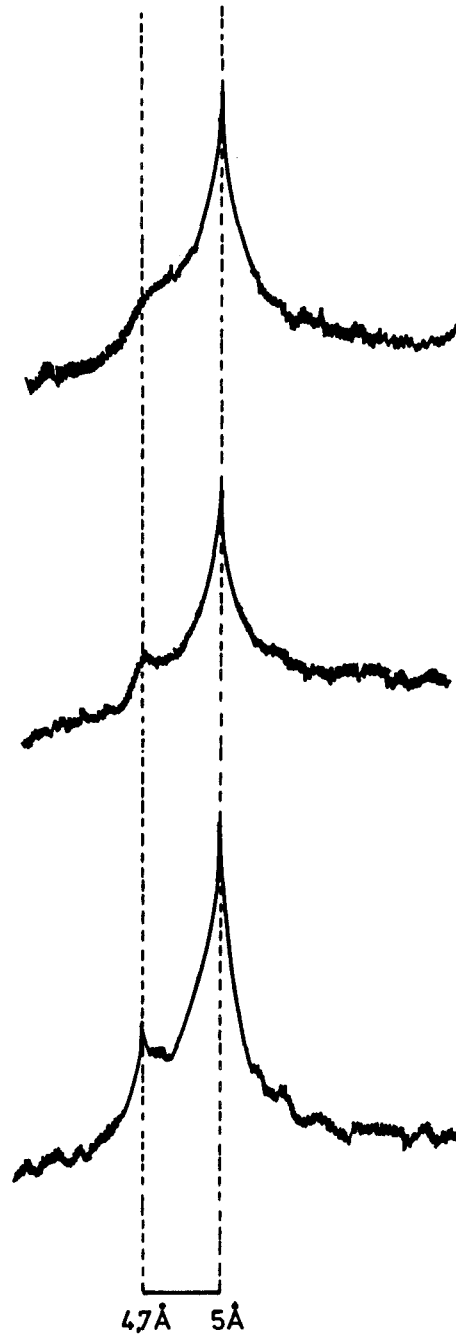
Etat 1  
désordonné

Argile d'Asse  
Bartonien  
(Ech. 304,5)

Etat 2  
peu ordonné

Argile d'Ypres  
Yprésien  
(Ech. 442,2)

Etat 3  
ordonné



toutefois retrouver celui qu'elles avaient pendant l'Eocène. Cette amélioration n'est pas durable, car au Miocène les cristallinités redeviennent très médiocres. On serait tenté de donner à cette évolution une explication d'ordre climatique et d'évoquer des conditions momentanément plus favorables à la formation de smectites. Cette interprétation serait hasardeuse car on n'observe aucune variation concomitante des autres paramètres, si ce n'est une diminution de la kaolinite dans la fraction argileuse. Par ailleurs, la persistance de quantités assez importantes de minéraux interstratifiés irréguliers, témoins d'une altération ménagée, semble indiquer que le climat ne change pas de manière significative pendant cette période.

C) Abondance relative et état de la chlorite (paramètres B et C)

a) Abondance relative de la chlorite

L'abondance relative de la chlorite augmente au sein de l'argile de Boom Oligocène. Cette évolution souligne le changement climatique : le climat moins dégradant, épargne ce minéral particulièrement sensible aux altérations ; l'altération physique des roches est favorisée par rapport à l'altération chimique. L'augmentation du paramètre B est corrélative, dans cette formation, d'une détérioration croissante de la cristallinité des smectites (fig. ), ceci souligne encore l'influence climatique qui est de plus en plus défavorable aux smectites (seul l'échantillon 259,2 de l'extrême base de l'argile de Boom s'écarte nettement de la droite ; notons que la plupart des autres paramètres de cet échantillon sont éloignés des valeurs moyennes de la formation, la présence de minéraux glauconitiques dans la fraction fine peut expliquer ces variations).

b) Etat de la chlorite (fig. )

La détermination de l'état de la chlorite par l'aspect du pic à 4,7 Å est approximative dans certains cas (lorsque les smectites et/ou les minéraux interstratifiés sont abondants et masquent par leurs harmoniques la forme propre du pic à 4,7 Å). La figure 8 illustre les trois aspects principaux de la réflexion (003) à 4,7 Å rencontrés sur les diffractogrammes des échantillons normaux. Nous avons également distingué des états intermédiaires entre l'état 1 (désordonné) et 2 (peu ordonné) et entre les états 2 et 3 (ordonné). Les chlorites ont un état variable tout au long de la série. L'état très ordonné des chlorites à la partie inférieure de la Formation d'Ypres est à souligner. Par contre, dans l'Argile de Boom oligocène, où les minéraux primaires abondants témoignent d'une altération physique dominante, la chlorite est mal cristallisée.

D) Comparaison des états cristallins de la chlorite et de l'illite

Ces deux paramètres sont plus ou moins bien corrélés suivant les formations considérées. AUCUNE corrélation n'existe dans la partie supérieure du Paléocène ni dans l'Argile de Boom oligocène, par contre, à l'Yprésien, on note la bonne correspondance des évolutions des cristallinités des deux minéraux primaires.

Interprétation :

- Dans la partie supérieure du Paléocène, l'absence de corrélation entre les évolutions de la cristallinité des deux minéraux chlorite-illite est liée à la présence d'illite glauconitique dans la fraction fine. En effet, celle-ci masque l'allure réelle des pics 001 et 002 de l'illite détritique.

- A l'Yprésien, la bonne correspondance entre les cristallinités de ces minéraux, surtout à la base de l'assise, indique l'absence d'événement ayant modifié les relations d'origine de ces deux minéraux primaires (altération différentielle sur le continent par exemple, ...). Etant donnée la vulnérabilité plus grande de la chlorite par rapport à l'illite, cela suggère la rapidité de l'événement qui a entraîné la mobilisation de ces minéraux primaires à partir de la roche mère non altérée, et leur enfouissement dans le milieu sédimentaire. Un phénomène d'ordre tectonique correspondrait bien à ces conditions.

On peut noter que la glauconie, pourtant présente dans les sédiments yprésiens, ne perturbe pas les relations illite/chlorite comme c'est le cas au Landénien.

- A l'Oligocène, l'indépendance totale entre les états cristallins de l'illite et de la chlorite est due à une mauvaise cristallinité de la chlorite. Il se peut qu'une raison d'ordre climatique, telle qu'une période plus humide, soit responsable de cette dégradation cristalline.

Les altérites en Ardennes

On peut se poser la question de l'origine des grandes quantités de kaolinite déversées dans le bassin sédimentaire à partir de la limite Eocène-Oligocène. Cette question trouve sa réponse lorsque l'on observe divers gisements d'altérites en Ardennes développées sur le socle cambrien : à Sévigny-la-Forêt, sur le plateau de Rocroi (fig.), un lambeau de sable éocène recouvre une couche d'argile blanche kaolinique d'épaisseur indéterminée. Il s'agit de l'altération de schistes reviniens. Des sondages ont montré qu'aux Marquisades de St Nicolas (fig.) les altérites peuvent dépasser vingt mètres d'épaisseur dans les parties du plateau les moins décapées au Quaternaire. Selon VOISIN (1982), ces épaisseurs ne sont pas dues à des accumulations ; en effet, les zones altérées "gardent les fantômes des structures originelles (litage, schistosité)". Pour VOISIN (1978, 1982), l'âge de ces altérations est imprécis, "qu'elles soient attribuables au Tertiaire ne fait guère de doute. Ce qui n'est pas démontré c'est leur antériorité par rapport aux dépôts sableux ... ou leur postériorité". On trouve également des altérations profondes en Ardenne centrale et orientale qui affectent les schistes et arkoses du Dévonien inférieur. Nous avons pu les observer à l'occasion d'un travail effectué pour l'INISMa\*. Là encore, les épaisseurs atteintes sont de l'ordre de dix à vingt mètres. Certaines exploitations de kaolin y sont encore en activité, les produits extraits entrent dans la préparation de ciments (région de Libin-Transinne). Les principaux gisements de kaolin se trouvent en forme de poches sur le flanc nord du synclinal de Redu (fig.). Plusieurs auteurs ont étudié ces gisements : (ASSELBERGHS, 1920, 1946 ; FABRY, 1943 ; FOURMARIER, 1911 ; JEROME, 1907 ; DESOGNE, 1950) ; ici également l'âge est imprécis et paraît simplement antérieur au creusement des vallées (ASSELBERGHS, 1946).

Conclusion

D'après les études antérieures et nos propres observations, il apparaît qu'une masse considérable d'altérites héritées du Tertiaire a recouvert l'Ardenne occidentale et centrale. VOISIN (1982) écrit que "ces matériaux très ameublés ont constitué une proie facile, après changements climatiques et incision des vallées, pour les agressions mécaniques du Quaternaire". En ce qui concerne l'arrivée massive de kaolinite à l'Oligocène, VOISIN (1982) pense qu'un soulèvement de l'Ardenne est tout à fait plausible et même probable et que les kaolinites pédogéniques ont commencé à se former bien auparavant dans des zones drainées.

Ainsi, notre interprétation d'une mobilisation, à partir du passage Eocène-Oligocène, de sols kaoliniques formés auparavant, à la faveur d'un changement climatique ayant entraîné des modifications profondes de la flore, et remaniés par suite d'un bombement de l'Ardenne, peut être maintenue.

---

\* INISMa : Institut National Interuniversitaire des Sols, Silicates et Matériaux - Mons, Belgique.

II.1.3 - ANALYSE THERMIQUE DIFFERENTIELLE DE LA FRACTION INFERIEURE A DEUX MICROMETRES

L'analyse thermique différentielle a été utilisée essentiellement pour avoir des indications sur la composition chimique des smectites ; les interprétations sont basées sur les travaux de PAQUET (1969) qui s'est elle-même inspirée des études d'ORCEL et CAILLERE (1933), GRIM et KULBICKI (1961), LUCAS et TRAUTH (1965), TRAUTH et LUCAS (1967), et sur les ouvrages de MACKENZIE (1970, 1972), ainsi que sur la thèse de 3ème cycle de THIRY (1973). Selon PAQUET, la méthode n'est valable que si les smectites ne sont pas en mélange avec des proportions trop importantes d'autres minéraux argileux ou de matières organiques. Dans notre cas, les échantillons du Paléocène et de l'Eocène s'accordent à ces conditions. Par contre, à l'Oligocène où les smectites ne représentent que 20 à 40 % de la fraction argileuse, la méthode s'adapte moins bien.

Les smectites se caractérisent toutes par trois réactions successives lorsqu'on les soumet à des températures croissantes.

- de 100 à 250° C, pic endothermique parfois multiple correspondant au départ de l'eau adsorbée ; les températures de réaction dépendent de la nature des cations interfoliaires ;

- de 400 à 800° C départ des hydroxydes (OH) contenus dans les octaèdres, et exprimé par une réaction endothermique ;

- de 800 à 1 000° C, réaction en forme de S : une première réaction endothermique liée à une variation d'entropie est suivie d'une réaction exothermique liée à des recristallisations.

La position du deuxième pic endothermique de déshydroxylation, la forme de la courbe vers 900° C et au-dessus, ainsi que la nature des produits de recristallisation dépendent du type de smectite analysé (TRAUTH et LUCAS, 1967).

L'analyse thermique différentielle concerne la fraction inférieure à deux micromètres de quatre échantillons (tableau 1).

Résultats : La figure 1 présente la courbe ATD de l'échantillon 568,5. Toute la série présente le même type de courbe.

- Trois échantillons sur quatre montrent une première réaction endothermique dédoublée à 120-180° C (cf. tableau) ; les températures relevées pour l'échantillon 568,5 (Heersien) sont légèrement supérieures (130-205° C). Dans chaque cas, le deuxième pic est très atténué par rapport au premier.



| ETAGES<br>ET FORMATIONS                | Ech.  | TEMPERATURE    | TEMPERATURE     | TEMPERATURE DES |      |
|--|-------|----------------|-----------------|-----------------|------|
|  |       | DU PREMIER PIC | DU DEUXIEME PIC | PICS EN FORME   |      |
|  |       | ENDOTHERMIQUE  | ENDOTHERMIQUE   | DE S            |      |
|  |       | ° C            | ° C             | ° C             |      |
|  |       |                |                 | ENDO.           | EXO. |
| OLIGOCENE-Argile de Boom               | 210,2 | 120-180        | 545             | 860             | 910  |
| EOCENE-Argile d'Ypres                  | 359,8 | 120-180        | 545             | 860             | 910  |
| -Formation de Landen                   | 537,8 | 120            | 540             | 860             | 910  |
| PALEOCENE -Marnes de Gelinden Heersien | 568,5 | 130-205        | 550             | 860             | 910  |

Tableau : Température des pics endo et exothermiques relevées sur les courbes d'analyse thermique différentielle d'échantillons répartis dans les principales unités paléogènes du sondage de Mol.

- Le deuxième pic endothermique de déshydroxylation s'observe toujours entre 540 et 550° C. Ceci permet d'identifier les smectites correspondantes comme étant des beidellites selon la classification de GREENE KELLY in MACKENZIE (1957) : 700° C montmorillonite s.s., 550° C beidellites, 500° C nontronites.

Les réactions ultérieures se manifestent par un pic endothermique à 860° C suivi d'un pic exothermique à 900-910° C. Ces deux pics sont de surface à peu près équivalente de part et d'autre de la ligne de base. Ces réactions sont caractéristiques des smectites alumineuses ou beidellites (CHANTRET et al., 1971). En particulier, la succession endo-exothermique est caractéristique des smectites Wyoming. Ces minéraux se caractérisent par des substitutions importantes de Si par Al dans les tétraèdres. Pour SCHULTZ (1969) la basse température de déshydroxylation des smectites alumineuses (540° C) est liée aux défauts de structures dus à la présence d'Al tétraédrique qui rendraient ainsi l'édifice moins stable au chauffage.

Il nous est apparu intéressant de situer nos smectites par rapport à celles qu'a étudiées H. PAQUET dans son étude des altérations et des sols sous climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées (1969). Toute sa série s'étale entre deux pôles :

- "le pôle des beidellites alumino-ferrifères dites "Wyoming" caractérisé par une suite nette de réactions endo-exothermiques situées vers 900° C et séparées par environ 30° C, et par les produits de recristallisation suivants : cristobalite (SiO<sub>2</sub>) et mullite (3Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2SiO<sub>2</sub>). Le fer ne joue ici qu'un rôle de minéralisateur ; il ne forme pas encore d'oxyde individualisé à haute température" ;

- "le pôle de nontronite, qui est plus ferrifère et se caractérise par la nette atrophie de la suite de réactions endo-exothermiques à 900° C due à la croissance de la teneur en fer. L'hématite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et le spinelle (MgO, 2Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) apparaissent dans les produits de recristallisation. De plus, on observe un déplacement du deuxième pic endothermique vers 480° C". Ceci permet à H. PAQUET de distinguer deux domaines parmi les smectites qu'elle analyse :

- le domaine beidellite Wyoming-beidellite ferrifère ;
- le domaine beidellite ferrifère-nontronite.

Comparaison avec les smectites du forage de Mol

Les produits de recristallisation, après chauffage à 1 000° C pendant deux heures des fractions argileuses étudiées, montrent tous la présence d'hématite ; aucune trace de mullite n'apparaît. Nous n'avons pu relever la présence des raies caractéristiques du spinelle.

L'aspect des réactions endo-exothermiques à 860-910° C indique l'appartenance des smectites étudiées au premier domaine défini par H. PAQUET, celui des beidellites alumino-ferrifères du type Wyoming. Cependant, la cristallisation d'hématite indique une teneur en fer importante qui situe les smectites analysées près de la limite entre le domaine précédent et celui des beidellites ferrifères-nontronites.

II.4.1 - DONNEES DE LA PALYNOLOGIE

La figure résume l'évolution des principaux ensembles floristiques et les principaux types climatiques qui se sont succédés au cours du Paléogène. Elle présente également en parallèle l'évolution de la composition argileuse.

a) Les études palynologiques menées par ROCHE (1970), ROCHE et SCHULLER (1976, 1979, 1980) étendues aux diverses formations paléogènes du bassin belge (les sédiments étudiés proviennent pour la plupart du sondage de Kallo) ont conduit à proposer l'évolution paléoclimatique suivante :

- Les ensembles floristiques de la période Paléocène-Eocène inférieur (du Montien au sommet de l'Yprésien) reflètent des conditions particulièrement humides qui favorisaient le développement d'un couvert végétal dense (forêts marécageuses, forêts sempervirentes des plaines, forêts mixtes des reliefs). Celui-ci assurait une bonne protection du substrat. Le climat paraît de type subtropical ; cependant, "il a pu osciller entre un caractère tempéré chaud (Heersien) et un caractère quasi tropical (Panisélien)". Notons que la microflore de l'époque heersienne, bien qu'assez semblable à celle du Montien où paraît régner un climat subtropical humide, témoigne d'un rafraîchissement climatique. Mais ROCHE fait remarquer que même pour la phase la plus chaude et la plus humide du Panisélien, le climat peut être comparé à un type intertropical actuel et l'existence d'alternances saisonnières doit être admise, même si ces dernières étaient peu importantes.

- A partir du Bruxellien, la flore traduit l'installation d'un climat chaud et plus sec. "Le phénomène, peu sensible au début, ne se précise en fait qu'au Bartonien, avec au niveau de l'Argile d'Asse, la disparition de Calamus et l'extension des Pinaceae. Il est possible qu'alors des alternances saisonnières plus prononcées, avec une période de sécheresse plus longue, aient provoqué un démantèlement relatif du couvert végétal entraînant une dégradation partielle des sols".

- La dégradation climatique se précise au Bartonien puis s'accroît brusquement au passage Eocène-Oligocène. A cette limite (Sables de Grimmertingen, Sables de Neerrepen) "correspond un refroidissement important du climat attesté par la progression des taxons arctotertiaires, principalement des Pinaceae. Le couvert forestier dense, qui avait prévalu au Paléocène et durant la majeure partie de l'Eocène, subit de profondes transformations, lesquelles ont dû provoquer une intensification des phénomènes érosifs".

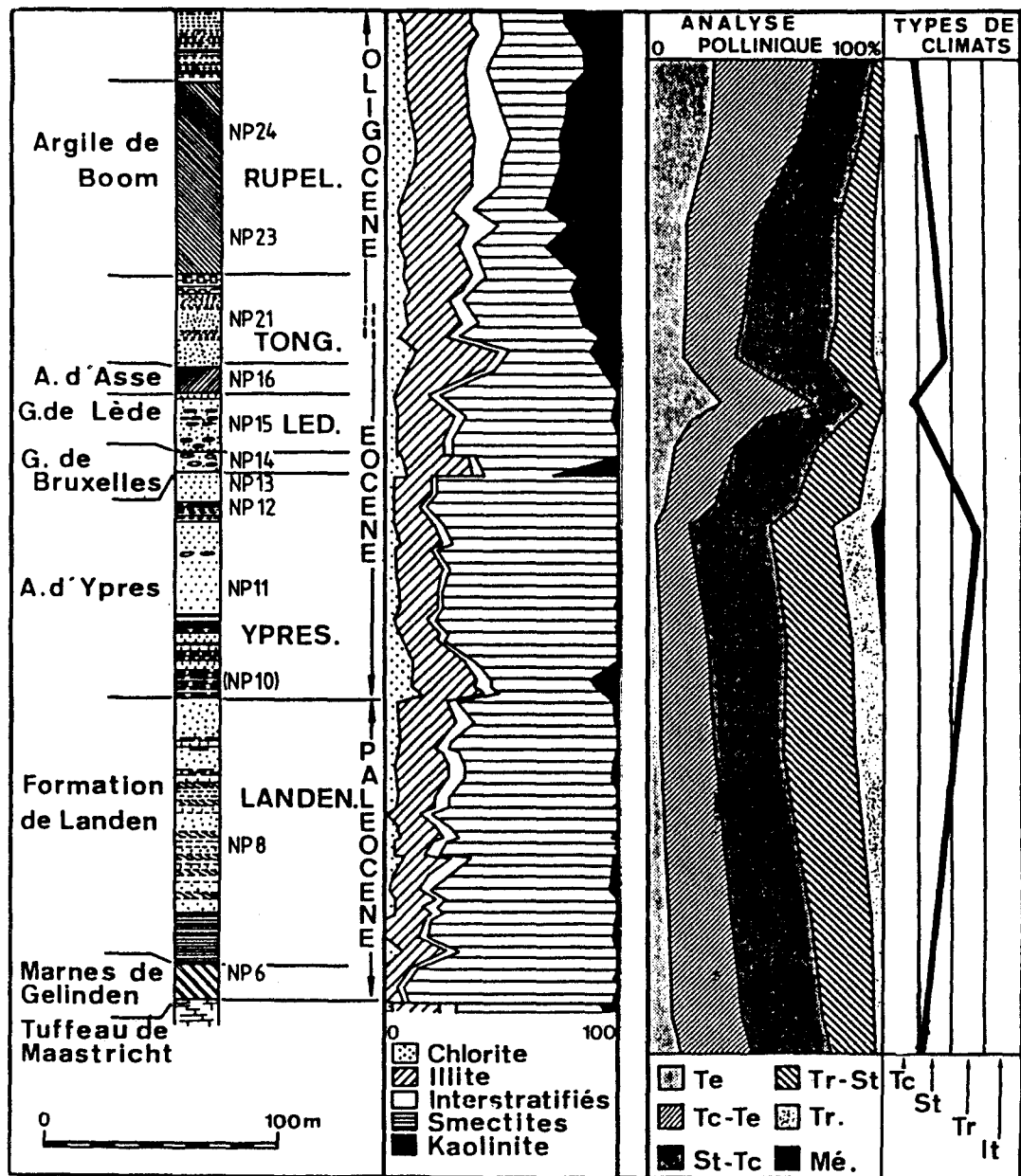


Figure : Variations climatiques du Paléogène d'après une étude pollinique surtout basée sur les échantillons du sondage de Kelle (plus riche en pollens que le sondage de Tol) - E. ROCHE. Comparaison avec l'évolution argileuse.

FLORE. Eléments

- Te : Tempérés
- ▨ Tc-Te : Tempérés chauds à tempérés
- St-Tc : Subtropicaux à tempérés chauds
- ▩ Tr-St : Tropicaux à subtropicaux
- ▧ Tr : Tropicaux
- Mé : Mégathermes (Nipa)

Types climatiques

- T.c : Tempéré chaud
- St : Subtropical
- Tr : Tropical
- It : Inter-tropical

- Au Tongrien supérieur, la flore indique le retour d'un "climat chaud et humide, du moins dans les régions côtières et dans les zones collinéennes proches de celles-ci. Les reliefs plus éloignés étaient couverts d'une végétation à caractère plus froid et localement plus xérique, dont les propriétés fixatrices des sols n'étaient pas optimales".

- Au Rupélien, le climat montre un léger rafraîchissement, mais à l'Oligocène supérieur (Sables d'Eigenbilzen et Sables de Voort), apparaissent à nouveau un refroidissement très prononcé et même une certaine sécheresse. La flore subit de profonds changements, résultat probable, selon ROCHE, de "phénomènes géologiques et climatiques complexes annonçant le Néogène".

b) L'évolution climatique déduite de l'étude des pollens est identique, dans ses grandes lignes, à celle qui a été proposée sur base de l'évaluation des assemblages argileux. C'est au niveau de l'Argile d'Asse que se produit l'augmentation nette des minéraux primaires et du potassium dans les sédiments (fig.). Or, selon ROCHE (198), c'est à ce niveau que se précise la dégradation climatique qui a commencé lentement au "Bruxellien" et qui s'est accentuée brusquement au passage Eocène-Oligocène. A noter également la bonne correspondance entre la détérioration de la cristallinité des smectites et l'évolution climatique. Les mauvaises cristallinités des smectites apparaissent dès la base des couches tongriennes.

c) Discussion

Lors de l'interprétation des résultats relatifs à la fraction fine des échantillons, nous avons proposé deux hypothèses à propos de l'arrivée massive de kaolinite à l'Oligocène :

première hypothèse :

- elle se forme en même temps qu'elle est érodée ;

seconde hypothèse :

- il s'agit de l'érosion de sols kaoliniques formés avant.

Les renseignements fournis par l'étude des pollens nous montrent qu'au moment même où apparaît la kaolinite, au niveau de l'Argile d'Asse baitonienne, le climat est peu favorable à l'édification de sols riches en kaolinite sur les zones amont du continent adjacent. En effet, il se refroidit et il manifeste en outre une certaine sécheresse. Par contre, pendant ~~toute la durée de l'Yprésien et surtout dans sa partie supérieure, le climat est chaud et humide.~~ La flore du Landénien supérieur (lagunaire, non représenté à Mol) ~~témoigne également d'un~~ <sup>de</sup> ~~climat~~ <sup>est</sup> chaud et humide (subtropical). L'Yprésien apparaît donc, tant par son climat que par son calme tectonique (excepté à sa base), comme la période la plus propice pour l'élaboration de sols riches en kaolinite sur les reliefs.

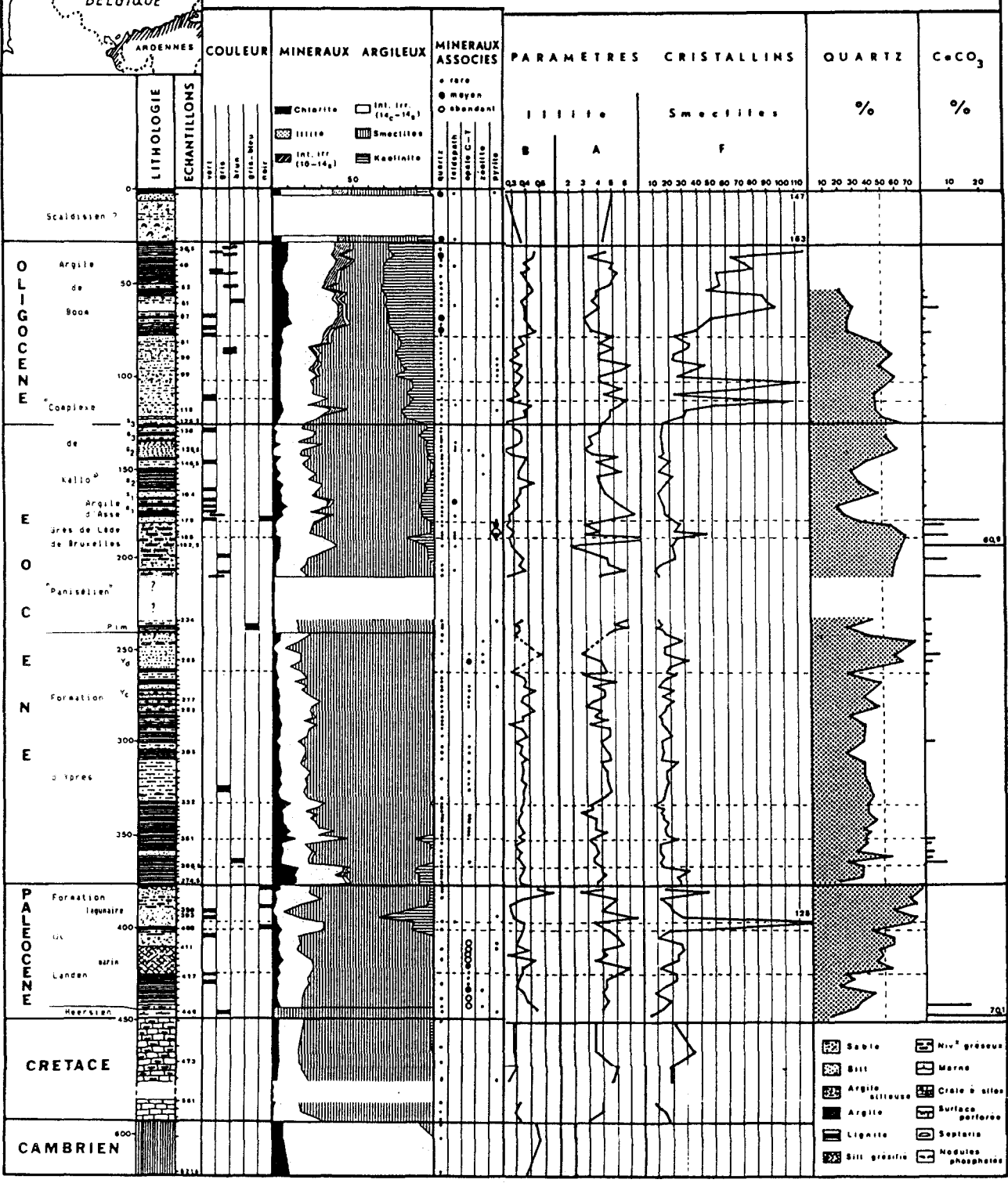
La kaolinite des dépôts oligocènes est donc remaniée de sols formés antérieurement.

Remarque : Le Tongrien supérieur, avec le retour à un climat chaud et humide pourrait également paraître en première analyse comme une période favorable à la formation de kaolinite. Cependant, ce réchauffement ne concerne, selon ROCHE (198), que les zones côtières ; par contre, sur les reliefs où pourrait s'élaborer la kaolinite en abondance, il fait plus froid. Cette période est donc en définitive moins favorable que l'Yprésien pour l'établissement des épaisseurs très importantes des couches d'altération kaolinique que l'on rencontre encore en Ardenne (cf.).

Les sols yprésiens à kaolinite sont ensuite déstabilisés à l'Oligocène, soit par suite de mouvements tectoniques (voir plus haut), soit du fait d'une érosion du couvert forestier.

Deux paramètres, activité tectonique et changement climatique (refroidissement) entraînant des transformations de la flore vers un type de végétation aux propriétés de fixation des sols moins bonnes, sont donc responsables de l'arrivée en mer à partir de l'Eocène supérieur (Bartonien) de quantités très importantes de kaolinite.

SONDAGE DE KALLO



**IV - LE SONDAGE DE KALLO**

(n° 148 de la planchette Beveren Waas 27E)

**IV.1 - INTRODUCTION**

**IV.1.1 - GENERALITES**

Le sondage est localisé au nord de la Belgique, au nord-ouest d'Anvers (voir la carte de situation sur la figure). Il traverse les mêmes formations paléocènes, éocènes et oligocènes que le sondage de Mol, et en outre les terrains crétacés épais de 145 m et le socle cambrien sur une trentaine de mètres. En raison de la présence trop importante de silex, seules la base (10 m) et la partie supérieure du Crétacé (environ 35 m) ont été prélevées. L'ensemble des terrains recoupés représente une hauteur d'environ 620 m.

**IV.1.2 - LITHOSTRATIGRAPHIE**

La description lithostratigraphique du sondage résulte d'un document interne du Service géologique de Belgique de M. GULINCK (1966) et M. GULINCK et al. (1969).

Le Crétacé est composé de tuffeaux et de craies blanches avec silex abondants au Maastrichtien s.l. et au Campanien. A la base on rencontre des marnes crayeuses que GULINCK place dans le faciès "Hervien" des sondages profonds de Campine.

Le Paléocène débute par 2 m de marnes finement sableuses et glauconifères qui représentent le biseau terminal du Heersien.

Le Landénien marin s.s. montre une succession semblable à celle rencontrée dans tous les sondages profonds du nord et du nord-est de la Belgique : argiles compactes, silts plus ou moins argileux et grésifiés, sables fins glauconifères.

Le Landénien supérieur, à faciès lagunaire est remarquablement bien développé. Une description lithologique très détaillée en est donnée par M. GULINCK (1967a). Il se caractérise surtout par des niveaux ligniteux noirs. On observe également des niveaux argileux, silteux, sableux et calcaires. Les teintes sont très variables : argiles gris plus ou moins foncé à gris verdâtre ou brun noirâtre, silts gris verdâtre, vert pâle, brunâtre, d'aspect marbré ou chocolaté, sables blanchâtres à gris clair. Cette palette de couleurs suggère des influences pédologiques, d'ailleurs confirmée par la présence de traces de racines parfois pyritisées dans les sables ou les silts.

L'Yprésien, débutant par des sédiments argilo-sableux et glauconifères non calcarifères, repose directement sur la couche d'argile à Cyrènes landénienne. Il comporte ensuite une alternance d'argiles massives, d'argiles silteuses et de silts ou de sables extrêmement fins. M. GULINCK (1967b) note vers le milieu un niveau à perforations sableuses qui semble former un repère lithostratigraphique



que l'on retrouve dans d'autres sondages profonds de la Belgique (Tielt, Mouscron, Melle, Aalst, fig.). Au-dessus apparaissent des sables très fins (à Num. planulatus) avec deux minces bancs gréseux, à leur tour couronnés par une couche d'argile compacte gris-bleu (argile d'Anderlecht, P<sub>1m</sub> de l'ancienne légende de la carte géologique).

En raison d'un accident technique survenu en cours de forage, les sables et grès du faciès "panisélien" n'ont pu être échantillonnés. D'ailleurs, ils n'ont jamais pu être carottés avant la réalisation très récente (1986) du sondage du Mont Panisel situé près de Mons. M. GULINCK (1969) n'a pas reconnu la présence des Sables d'Aalter ni celle des Sables bruxelliens s.s.

Par contre le Lédien se manifeste de façon classique par des sables à intercalations de bancs gréseux.

Les Sables de Wemmel présentent la particularité d'être localement grésifiés.

Au-dessus de la "Bande Noire" très riche en glauconie évoluée (ODIN, 1972) et de l'Argile d'Asse vert foncé, lithologiquement et paléontologiquement bien caractérisée, le forage a recoupé un ensemble de sables, silts et argiles qui s'étend jusqu'au Rupélien inférieur sableux et dénommé "complexe argilo-sableux de Kallo" (GULINCK, 1969). C'est dans ce complexe que se place la limite Eocène-Oligocène.

Le Rupélien est sableux à la base puis il passe à des argiles compactes gris-verdâtre à niveaux plus silteux de teinte parfois brunâtre : l'Argile de Boom. Celle-ci est directement surmontée par des sables fins glauconifères chargés de petits galets (représentant peut-être le biseau terminal des sables de Kattendijk) puis par les sables coquilliers de Kallo caractérisant le "Scaldisien" proprement dit. La présence des niveaux perforants dans le Landénien lagunaire, à l'Yprésien et au sommet de l'Eocène supérieur, sont des indices de ralentissements de la sédimentation et/ou de changements dans l'environnement paléogéographique.

La teinte globale gris plus ou moins foncé des sédiments allant même jusqu'au noir, et souvent réhaussée de vert indique un milieu de sédimentation plutôt réducteur parfois lagunaire et souvent de type marin ouvert (glauconie). Cà et là une teinte brunâtre signale des conditions plus oxydantes (base de l'Yprésien, certains niveaux silteux de l'Argile de Boom).

Si on compare les descriptions lithostratigraphiques de Mol et de Kallo, on remarque quatre différences essentielles :

- la présence à Kallo de couches landéniennes lagunaires reposant sur le Landénien marin ;
- l'existence de couches à faciès "panisélien" avec, à leur base le niveau P<sub>1m</sub> ;
- le "Bruxellien" n'y a pas été reconnu avec certitude ;
- le développement beaucoup plus important à Kallo des sédiments de l'Eocène supérieur.

73

L'ensemble des dépôts tertiaires prélevés à Kallo a la même épaisseur qu'à Mol (environ 420 m). Cependant, l'importance de chaque unité lithostratigraphique varie d'un sondage à l'autre (fig.).

#### IV.2 = RESULTATS

##### IV.2.1 - ETUDE DE LA FRACTION FINE

###### a) Les minéraux argileux

On retrouve dans l'ensemble les mêmes assemblages argileux qu'à Mol. Ces derniers, ainsi que les paramètres cristallins, évoluent de façon identique dans les formations équivalentes des deux sondages (f.) :- nette dominance des smectites bien cristallisées sur les minéraux primaires au Paléocène et à l'Eocène ; - poussée très forte et progressive à l'Oligocène des minéraux primaires et de la kaolinite au détriment des smectites qui deviennent mal cristallisées. Apparition également des minéraux interstratifiés irréguliers. Augmentations brutales de minéraux primaires et de kaolinite à la base de l'Yprésien. Quelques différences sont à signaler :

###### - Dans les assises communes aux deux sondages

A l'Yprésien, au-dessus de la poussée importante des minéraux primaires et de la kaolinite (éch. 374,5 à 366,5) on observe deux autres manifestations du même genre (éch. 351 et 332). Celles-ci décroissent progressivement en amplitude du bas vers le haut de la série.

###### - Dans les assises n'existant qu'à Kallo

*du sondage de Mol*  
- ~~Dans les couches bartoniennes, beaucoup plus développées à Kallo,~~ après l'augmentation des minéraux primaires et de la kaolinite débutant dans les deux sondages au niveau de l'Argile d'Asse, on observe une décroissance simultanée des deux types de minéraux et leur maintien à de faibles valeurs sur une trentaine de mètres de sédiments. A la base du Tongrien (Oligocène), à Kallo, la progression de la kaolinite reprend et on retrouve la même évolution qu'à Mol. A cette progression très régulière se superpose une poussée brusque de minéraux primaires et de kaolinite (à la base du Tongrien). Au même moment les smectites deviennent très mal cristallisées, puis leur état s'améliore pendant les vingt mètres supérieurs du Tongrien jusqu'au passage au Rupélien, sans toutefois retrouver les bonnes cristallinités du Bartonien. Puis, dès la base du Rupélien, la cristallinité des smectites est à nouveau médiocre, et de plus en plus jusqu'en haut de la série.

- Le Landénien lagunaire montre la présence de kaolinite qui atteint jusque 35 % dans un échantillon. Les teneurs en illite sont irrégulières. A noter que les valeurs les plus élevées de ces dernières correspondent aux

On observe au contraire

pourcentages plus faibles en kaolinite. A noter l'absence de corrélation linéaire entre chlorite et illite et entre ces minéraux primaires et la kaolinite (fig.). Ces résultats sont contraires à ce que nous avons observé dans la Formation d'Ypres (fig.).

- Les couches P<sub>1m</sub> contiennent dans leur fraction fine des minéraux primaires peu abondants et des smectites bien cristallisées.

Remarque : Sur la description lithostratigraphique de GULINCK (1966) le "Bruxellien" figure avec un point d'interrogation. Les teneurs plus élevées en minéraux primaires et en kaolinite notées à ce niveau et correspondant à l'assemblage minéralogique relevé dans les sédiments à faciès "bruxellien" de Mol tendaient à confirmer la présence de ce dernier à Kallo.

- Le Crétacé

Les marnes crayeuses du facier "hervien", comme les tuffeaux et craies du Maastrichtien, contiennent une fraction fine très riche en smectites relativement bien cristallisées (teneurs presque toujours supérieures à 80 %). Chlorite et illite constituent le reste. A l'extrême base l'illite atteint 30 %. Des traces de kaolinite apparaissent dans les vingt mètres supérieurs du Maastrichtien.

- Dans le sphyllades reviniennes du socle, l'illite très bien cristallisée domine largement la fraction inférieure à 2 micromètres (90 %). De la chlorite l'accompagne. On note la présence de faibles quantités de smectites dans l'échantillon le plus proche de la limite Cambrien-Crétacé.

b) Les minéraux non argileux

Des traces de quartz sont presque toujours présentes dans la fraction fine. Des feldspaths le sont parfois. De l'opale C.T. est abondante dans le Landénien marin, moyennement présente dans la Formation d'Ypres. La clinoptilolite est rare ; on note sa présence dans deux échantillons de Landénien marin, dans la partie supérieure de l'Yprésien (faciès Y<sub>d</sub>) et dans deux échantillons du "Complexe de Kallo" (142-152). Ce minéral est nettement plus abondant à Mol, surtout à l'Yprésien où il prévaut sur l'opale C.T. Etant donnée la rareté de la clinoptilolite, on ne peut confirmer la corrélation inverse observée à Mol entre les quantités respectives des deux types de minéraux. Par contre, on constate dans les deux sondages l'absence des minéraux de diagenèse précoce à partir de silice biogénique dès qu'apparaît la kaolinite.

IV.2.2 - ETUDE DE L'ECHANTILLON TOTAL

a) Teneurs en quartz

Les teneurs en quartz varient beaucoup tout au long de la série autour d'une valeur moyenne voisine de 40 %. Ceci souligne la proximité des marges

73

continentales. Les teneurs observées à Kallo et leur évolution verticale sont parallèles à celles de Mol, dans les niveaux équivalents. A noter seulement à Kallo des teneurs légèrement inférieures dans le Landénien marin et à l'Yprésien. L'augmentation des quantités de quartz du bas vers le haut de la Formation de Landen, déjà signalée à Mol, se poursuit à Kallo dans le Landénien continental où les teneurs dépassent 70 %. La partie supérieure de la Formation d'Ypres où des teneurs en quartz sont supérieures à 60 % ne trouve pas d'équivalent à Mol.

b) Teneurs en calcaire

La série tertiaire est peu calcaire dans l'ensemble ; seuls les marnes heersiennes et les sédiments lédiens présentent des teneurs levées en  $\text{CaCO}_3$ . La distribution du calcaire est identique à celle constatée à Mol. On souligne son absence totale à la base de l'Yprésien.

IV.3 - INTERPRETATION ET DISCUSSION

Comme à Mol, l'évolution temporelle des assemblages argileux du sondage de Kallo est le reflet des conditions climatiques du Paléogène. La dominance de smectites bien cristallisées pendant l'Eocène indique un climat chaud à saisons contrastées en humidité, des zones aval aux pentes douces où peuvent se concentrer les ions lessivés de zones amont bien drainées. Vers la limite Eocène-Oligocène (au sein du "complexe" de Kallo) les variations importantes et très progressives de la composition argileuse marquées par l'augmentation de la kaolinite, des minéraux primaires et des interstratifiés irréguliers au détriment des smectites qui deviennent mal cristallisées, semblent correspondre à un changement climatique vers un type plus tempéré.

D'ailleurs, si l'on fait correspondre l'évolution climatique du Tertiaire dans le Bassin belge, déduite de l'étude des pollens (ROCHE, 198), et l'évolution quantitative de certaines espèces argileuses et de la cristallinité des smectites (fig.), on est frappé par l'étroite relation qui existe entre ces facteurs.

Cependant, l'existence dans ce sondage, de couches qui n'existent pas à Mol, permettent de compléter nos résultats en ce qui concerne le paléoenvironnement du Bassin belge.

1 - La différence la plus importante est liée à la présence des couches lagunaires à Cyrènes condiformes du Landénien supérieur, riches en kaolinite détritique. Leurs caractères lithologiques suggèrent la présence de sols. La figure détaille la lithologie et précise la position des échantillons analysés. Les influences marines non nulles rendent possibles des remaniements de particules kaoliniques formées dans des sols voisins. Bien que nous n'ayions pas procédé à une étude fine de ces dépôts, ces résultats sont suffisants pour suggérer l'existence sur les marges continentales mieux drainées de sols où se formeraient des quantités plus importantes de kaolinite. Le climat chaud et humide de cette époque (ROCHE, 19) est tout à fait favorable à de telles altérations. Nous verrons plus loin (cf.) que d'autres arguments sont en faveur de cette hypothèse.

L'absence de corrélation C/I et C+I/K (fig.) peut s'interpréter par l'effet cumulatif de plusieurs facteurs :

- les faibles valeurs de la chlorite par l'effet du climat humide qui n'est pas favorable à la stabilité de ce minéral ;
- la nature du milieu où se mélangent des influences marines et continentales, d'où la présence de minéraux argileux formés sur place ou hérités de régions voisines. En outre, les dépôts côtiers témoignent, en général, d'une plus grande hétérogénéité que les sédiments situés plus au large (CHAMLEY, 1971).

La détérioration progressive, d'ampleur modeste, de la cristallinité

des smectites qui se produit pendant le Paléocène (fig.) peut résulter d'une évolution climatique tel que le passage d'un climat à alternance saisonnière marquée vers un climat à humidité plus étalée dans l'année qui favorise la formation de sols riches en kaolinite.

Certains niveaux du Landénien lagunaire contiennent des smectites très mal cristallisées. Faute d'étude plus poussée, on ne peut qu'avancer l'hypothèse d'une altération par les matières organiques. En effet, les smectites sont en général des minéraux de taille petite, donc de grande surface spécifique et de faible densité de charges au niveau interfoliaire, ce qui est favorable à des échanges importants (CAILLERE et HENIN, 1963). L'action des matières organiques est connue et peut même aller jusqu'à la destruction des particules smectitiques et de l'illite ouverte, comme dans les sapropels marins les plus confinés de Méditerranée orientale (CHAMLEY, 1971).

Les couches laguno-continetales du Landénien supérieur se retrouvent dans plusieurs sondages du Nord de la Belgique (fig.) (GULINCK et HACQUART, 1954 ; DE GEYTER, 1980). La présence de kaolinite dans ces niveaux suggérant l'existence de zone amont où se développeraient des altérations latéritiques plus poussées, permet de proposer une interprétation pour la composition argileuse de la base de la Formation d'Ypres et qui est très voisine de celle que nous avons trouvée à Mol. La mer yprésienne transgressant sur les sédiments landéniens les remobilise en partie par l'action des vagues. Des courants peuvent entraîner les particules argileuses vers le large où elles se redéposent. Un tel mécanisme peut expliquer les teneurs beaucoup plus faibles en quartz de la base de l'Yprésien par rapport aux couches landéniennes sous-jacentes.

Les médiocres cristallinités des smectites des couches basales de la Formation d'Ypres comparables à la cristallinité moyenne des smectites du Landénien lagunaire sont un argument en faveur de l'hypothèse d'un remaniement de ces couches. GULINCK (1967b) interprète la présence, dans les Flandres, des quelques mètres de sable argileux à grain relativement grossier à la base de l'Yprésien comme pouvant provenir "dun remaniement de sédiments landéniens continentaux". Il signale en outre la présence d'un niveau caillouteux dans un des forages de Bruxelles. Ceci va dans le même sens que notre interprétation.

Enfin, l'absence totale de  $CcCO_3$  à la base de la Formation d'Ypres, déjà constatée à Mol, dans l'Est de la Belgique, peut également constituer un argument en faveur de la remobilisation des sédiments du Landénien supérieur marin et de sols riches en kaolinite, car ces derniers sont dépourvus de calcium.

Le second niveau (éch. 351) marqué par une augmentation nette des minéraux primaires et de la kaolinite et une légère diminution de la cristallinité des smectites peut être lié plus probablement à un mouvement de transgression de la mer, de faible amplitude, ayant pour effet de remobiliser modérément des sols formés sur des sédiments landéniens (le maximum de la transgression yprésienne étant en retrait par rapport à celui de la transgression landénienne).

Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer l'enrichissement relatif des minéraux primaires par rapport aux smectites à la base de la Formation d'Ypres.

1) La sédimentation différentielle : une partie des smectites, en raison de leur taille plus petite, se dépose plus loin vers le large que les minéraux primaires.

2) L'érosion de roches du socle libérant des minéraux primaires qui viennent s'ajouter à ceux provenant du remaniement des sédiments landéniens.

L'absence de Ca est en faveur de l'hypothèse d'une sédimentation différentielle, car on connaît le rôle de ce cation dans les phénomènes de floculation des argiles.

L'excellente cristallinité de la chlorite plaide en faveur d'une érosion de roches du socle.

Les deux facteurs : sédimentation différentielle et érosion de roches du socle ont pu également jouer un rôle plus ou moins important sur la sédimentation argileuse à la base de la Formation d'Ypres.

En dehors des niveaux correspondant à la remobilisation probable de sédiments marins et continentaux landéniens, les smectites yprésiennes deviennent nettement dominantes et elles sont bien cristallisées. Elles proviennent de zones aval aux pentes peu déclives où sont confinés les ions et elles indiquent un climat favorable à leur formation : chaud et humide à saisons contrastées en humidité. Les assemblages argileux de l'Yprésien reflètent un contexte tectoniquement stable.

2 - Le "Complexe de Kallo", au sein duquel se situe la limite Eocène-Oligocène, caractérisé par une diminution des minéraux primaires et de la kaolinite, peut correspondre à une période de calme tectonique après une instabilité au niveau de l'Argile d'Asse. La poussée brusque de minéraux primaires et de kaolinite que l'on note dans la partie supérieure du complexe de Kallo (éch. 122 et 118) peut résulter d'une phase de réajustement un peu plus forte de l'Ardenne qui, pendant cette période, subit un mouvement émergatif général (FOURMARIER, 1954). Ce niveau marque le début de la mobilisation massive

de la kaolinite. Deux hypothèses peuvent expliquer la détérioration très importante et rapide des smectites qui accompagne cet épisode :

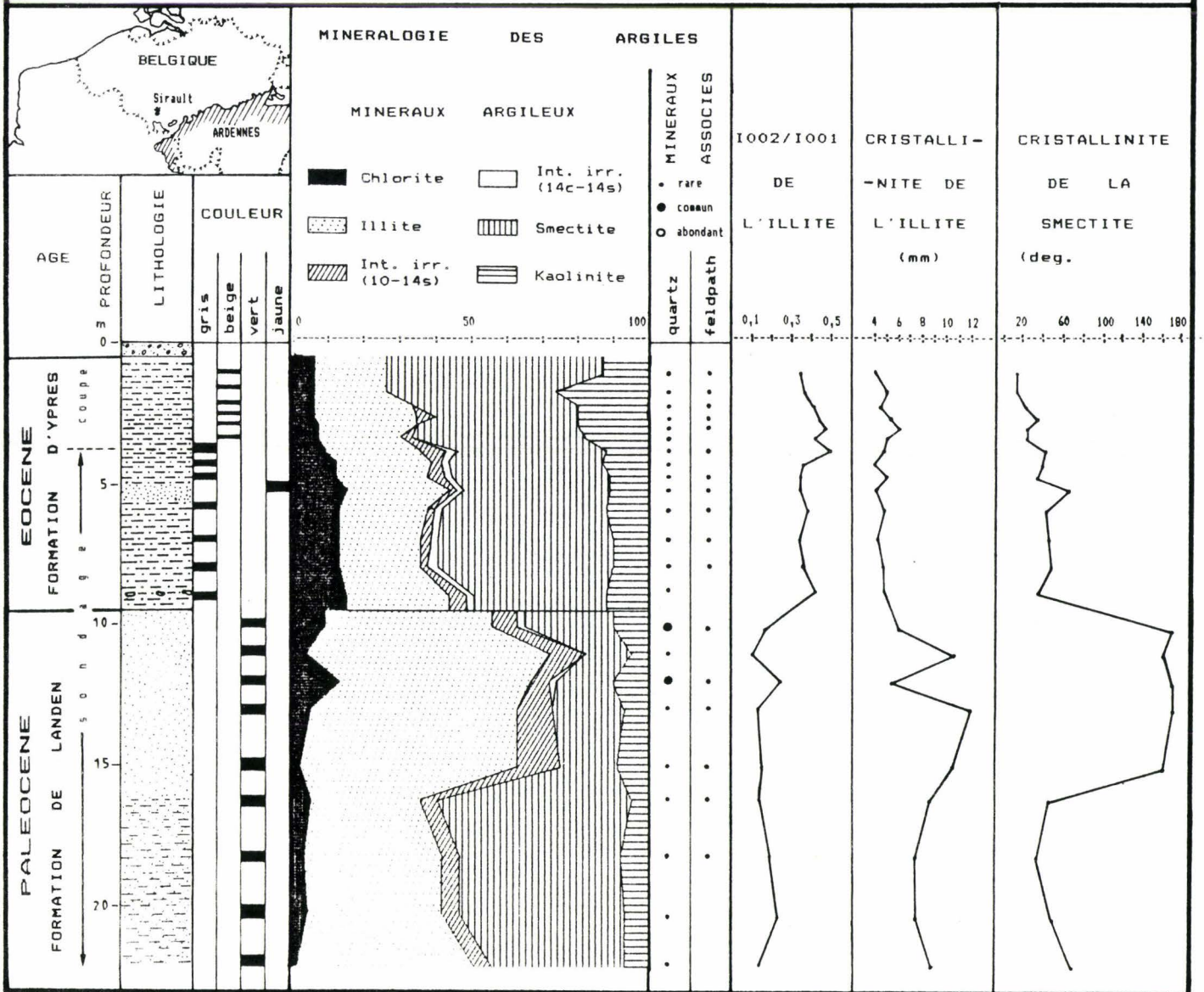
- un changement d'ordre climatique tel un refroidissement ;
- une altération secondaire des smectites favorisée par la nature sableuse des sédiments (circulations obliques).

L'hypothèse climatique semble prévaloir. En effet, une amélioration très nette de l'état cristallin de ces mêmes minéraux se produit dans la partie supérieure du Tongrien, sans qu'aucun changement d'ordre lithologique n'ait lieu.

En outre, l'évolution climatique proposée par E. ROCHE (198) d'après les données polliniques, montre un refroidissement net du climat au Tongrien inférieur (sables de Bassevelde - Sables de Neerepen) suivi d'un réchauffement très rapide vers le milieu de cette formation. L'excellente corrélation entre l'évolution de l'état cristallin des smectites et l'évolution climatique basée sur les pollens est à souligner (fig.). Ces variations minéralogiques se situent juste au-dessus de la limite Eocène-Oligocène fixée d'après diverses études (GULINCK et al., 1969). Se basant sur l'étude de la microfaune, DROGGER la situe à 127 m. MARTINI, après son étude des organismes nannoplanctoniques calcaires place cette limite stratigraphique près du niveau 124,6 où il observe des formes oligocènes (type "Grimmertingen", fig.), mais également des types éocène supérieur remaniés. L'examen de populations polliniques situe le passage Eocène-Oligocène à 130 m) (ROCHE, 197).



# COUPE ET SONDAGE DE SIRAUT



## VII - COUPE ET SONDAGE DE SIRAUTL

### VII.1 - INTRODUCTION

Une coupe et quatre sondages ont été réalisés dans la région de Sirault (X = ; Y = ; z = ). Leur étude a été faite dans le cadre d'une recherche effectuée au Centre de Recherche de l'Industrie belge de la Céramique afin d'apprécier la qualité de cette argile yprésienne en vue d'applications. Les sédiments tertiaires de cette région sont peu représentés. La Formation de Landen sableuse, très glauconifère, n'excède pas 17 mètres d'épaisseur (sondage n° 4). La formation d'Ypres, argileuse, a une épaisseur maximale de 9 mètres. Le sondage n° 4 a atteint le socle viséen. L'étude du Tertiaire de cette région est intéressante en raison de la proximité du massif ardennais. Elle a pour objectif de préciser l'influence qu'il a pu exercer sur la sédimentation argileuse en bordure du bassin. Les résultats concernant l'évolution de la composition minéralogique des argiles étant très voisine d'un sondage à l'autre, nous n'exposerons que ceux relatifs à la coupe et au premier sondage qui la prolonge.

### VII.2 - RESULTATS

#### VII.2.1 - MINERALOGIE DES ARGILES (fig.)

On rencontre dans la fraction fine les mêmes espèces cristallines que celles trouvées dans le reste du bassin sédimentaire belge. Il existe une différence nette entre les compositions minéralogiques rencontrées dans les deux étages stratigraphiques. A l'Yprésien, les moyennes calculées pour chaque espèce sont : chlorite 10 %, illite 25 %, (10-14s) traces, (14c-14s) traces, smectites 45 %, kaolinite 15 %. Au Landénien, elles sont : chlorite 6 %, illite 48 %, (10-14s) 7 %, (14c-14s) traces, smectites 30 %, kaolinite 7 %. L'illite est, dans cette dernière formation, beaucoup plus abondante que dans la précédente. De faibles valeurs du rapport  $A(1002/1001)$  caractérisent ce minéral (0,16 en moyenne contre 0,40 pour la Formation d'Ypres). On observe également un élargissement du pic 001. Dans la partie supérieure sableuse, les smectites tendent à disparaître au profit de minéraux interstratifiés irréguliers (10-14s). La chlorite et la kaolinite sont un peu moins abondantes que dans la formation sus-jacente.

#### VII.2.2 - AUTRES MINERAUX

Quartz et feldspath sont abondants et soulignent le caractère très détritique des sédiments. Le tableau indique les pourcentages de quartz contenus dans les échantillons yprésiens du sondage n° 4 : ils sont tous supérieurs à 50 % de l'échantillon total. A l'extrême base de la Formation d'Ypres se trouve un niveau très calcaire contenant des spetarias. L'absence totale d'opale (C.T.) et de zéolite est à noter.

Echantillons : Quartz %

|                     |   |       |
|---------------------|---|-------|
| S <sub>4</sub> 1,20 | : | 63,45 |
| S <sub>4</sub> 2,40 | : | 63,74 |
| S <sub>4</sub> 3,60 | : | 54,96 |
| S <sub>4</sub> 4,80 | : | 57,08 |
| S <sub>4</sub> 6,00 | : | 59,21 |
| S <sub>4</sub> 7,20 | : | 58,57 |
| S <sub>4</sub> 8,40 | : | 60,71 |
| S <sub>4</sub> 9,60 | : | 72,61 |

Tableau : Pourcentages de quartz contenus dans les échantillons yprésiens du sondage n° 4.

VII.3 - INTERPRETATION

Les teneurs élevées en illite, observées dans la Formation de Landen, surtout dans sa partie supérieure, associées à des valeurs plus faibles du rapport A et de mauvaises cristallinités, sont probablement liées, en grande partie, à la présence d'illite glauconitique dans la fraction inférieure à deux micromètres.

La diminution importante des smectites au profit d'interstratifiés irréguliers (10-14s) dans la partie supérieure de la Formation de Landen, paraît liée à la nature sableuse de ce niveau. Cette évolution semble résulter de phénomènes secondaires liés à la grande porosité des sédiments qui permet l'existence de circulations obliques.

VII.4 - CONCLUSION

Les teneurs plus élevées en minéraux primaires et kaolinite par rapport aux teneurs en minéraux de très fine taille (smectites) dans cette région par rapport aux secteurs plus septentrionaux à la même époque, suggèrent l'existence d'une ségrégation minéralogique en fonction de la taille des particules. Ces résultats, renforcés par l'évolution parallèle des teneurs en quartz dans la Formation d'Ypres, soulignent le rôle important du massif ardennais dans l'alimentation en particules détritiques de la partie méridionale du bassin belge.

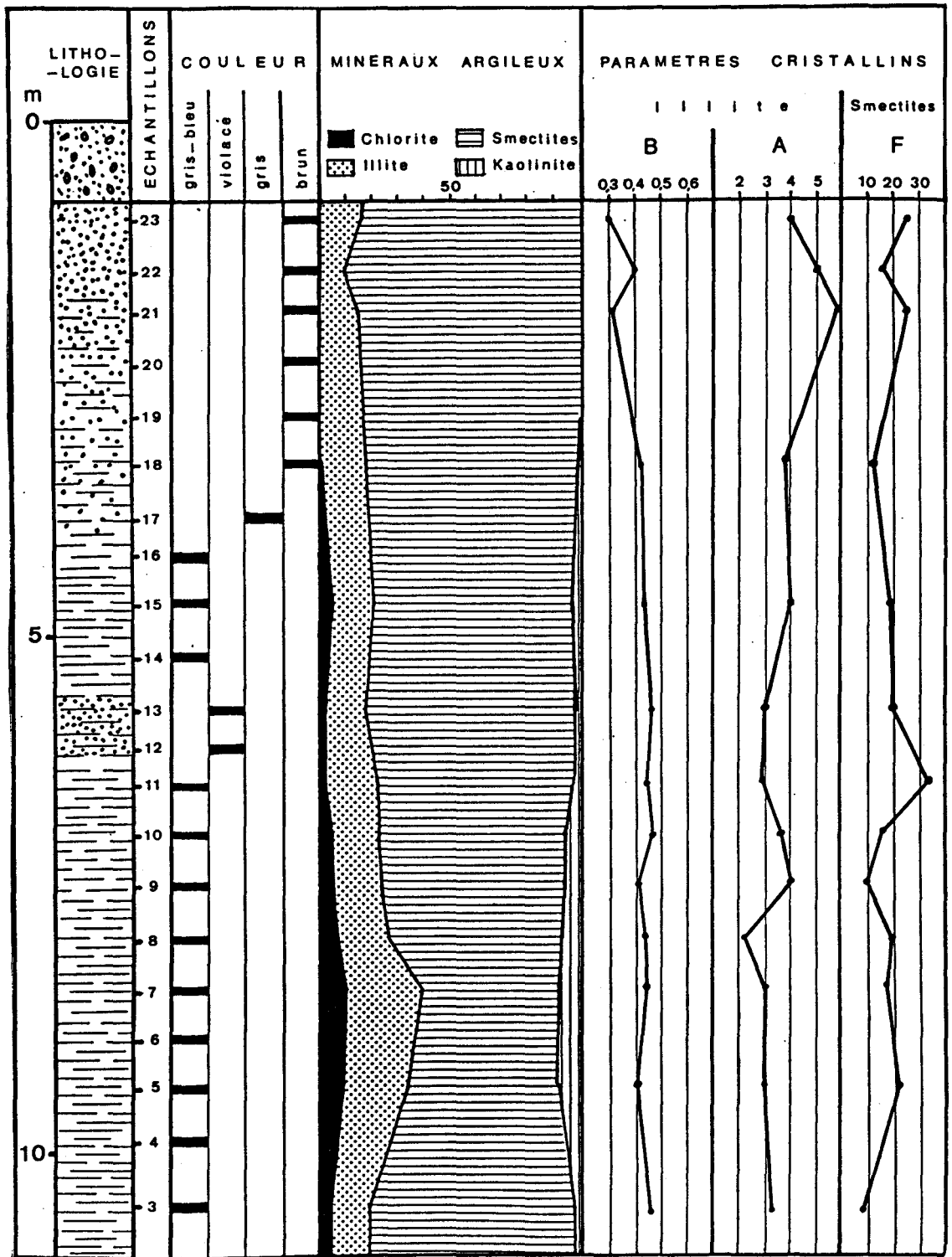
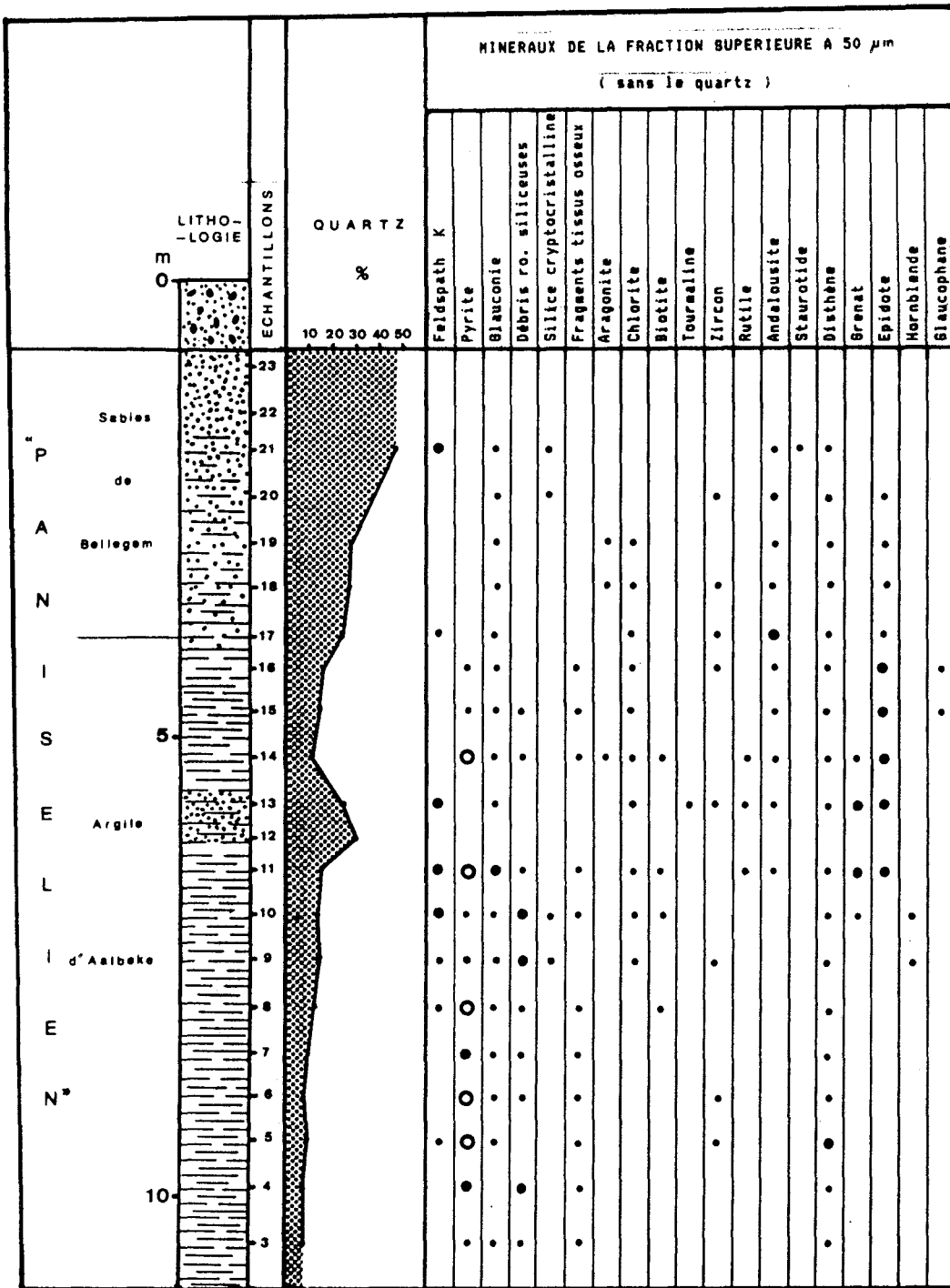


Figure : Coupe de Courtrai. facies "panisélou"



coupe dans le faciès "Pauisélien" de Coutraï.

## VII - LE FACIES "PANISELIEN" DE LA REGION DE COURTRAI

### VII.1 - GENERALITES

Quatre coupes ont été réalisées dans deux carrières creusées dans l'argile yprésienne de la région de Courtrai. L'étude des échantillons recueillis avait pour but de déterminer la qualité céramique de ce matériau exploité par une usine de la région\*.

### VII.2 - ASPECT DE L'ARGILE A L'AFFLEUREMENT DANS LA CARRIERE DE KWADestraat (7 km A L'EST-SUD-EST DE COURTRAI)

Le gisement, relativement homogène, est formé d'argile gris-bleu surmontée d'une couche sableuse, puis de dépôts quaternaires à galets. Deux niveaux, l'un violacé, l'autre gris (d'environ respectivement 50 cm et 20 cm d'épaisseur rompent la monotonie de l'affleurement.

### VII.3 - POSITION STRATIGRAPHIQUE

La masse argileuse et son toit sableux correspondent à l'argile d'Aalbeke et aux sables de Bellegem de J.M. LINSTER (1975). Il assimile ces formations respectivement au P<sub>1m</sub> et au P<sub>1c</sub> de DELVAUX (1897, réf. dans l'ouvrage pré-cité). Ces couches correspondent à l'Yprésien supérieur Y<sub>2</sub> de M. LERICHE (1929) ou au Panisélien inférieur de la charge géologique (M. MOURLON et E. VINCENT de 1887) ou au système panisélien de A. DUMONT (1851). L'argile de Aalbeke et les sables de Bellegem sont équivalents respectivement, selon J.M. LINSTER (1975), à l'argile des Flandres (e<sup>3-4</sup>) et aux sables de Mons-en-Pévèle (e<sup>4</sup>) du Cuisien (carte Lille-Halluin-Leers-Tournai, 1/50 000, 1968). Ces couches surmontant l'Yprésien sont absentes dans le sondage de Mol. Par contre elles existent dans les sondages de Kallo, de Knokke et de Rodeberg.

### VII.4 - MINERALOGIE DES ARGILES (cf. fig. 1)

On note la constance des assemblages argileux. Les smectites bien cristallisées dominent largement la fraction argileuse (teneurs le plus souvent supérieures à 70 %). Les minéraux primaires fluctuent en général entre 10 et 25 %. Les niveaux 5 à 7 ont des teneurs en chlorite et illite plus élevées : (35 à 40 %). On assiste à une diminution progressive de ces minéraux vers le haut de la coupe. La chlorite finit par disparaître totalement dès que les sédiments deviennent plus riches en quartz. L'illite voit ses quantités tomber en-dessous de 20 %. En même temps, sa cristallinité, bonne dans la majeure partie de la coupe, se détériore légèrement. La chlorite présente un état cristallin moyen (classe 2). Son abondance relative par rapport à l'illite est assez élevée si on la compare aux valeurs trouvées dans les sédiments oligocènes, dans l'argile de Boom notamment. La kaolinite est presque toujours présente, souvent sous forme de traces. Elle atteint 10 % dans le niveau plus riche en minéraux primaires (éch. 5 à 7). Elle disparaît dans la partie supérieure en même temps que la chlorite. On n'observe pas de minéraux interstratifiés.

---

\* Etude effectuée dans le cadre d'une recherche au Centre de Recherches de l'Industrie belge de la Céramique à Mons (Belgique).

Remarque : La présence de kaolinite dans l'argile d'Aalbeke (P<sub>1m</sub>) est la seule différence que l'on relève par rapport au niveaux équivalents étudiés au Nord-Est (Kallo), au Nord (Knokke) et à l'Ouest (Rodeberg).

## VII - 5 - LES MINÉRAUX NON ARGILEUX

### a) Fraction fine

Le quartz est ubiquiste mais toujours à l'état de traces. Les feldspaths sont rarissimes (éch. 23). Dans ce même échantillon des traces de goethite et de la lépidocrocite plus abondante apparaissent. L'absence de minéraux authigènes de diagenèse est à souligner.

### b) Fraction sableuse

Les teneurs en quartz augmentent vers le haut de la série. Elles sont en général inférieures à 20 %. A la base de la coupe elles sont même inférieures à 10 %. On a noté des teneurs supérieures dans la même formation à Kallo.

### c) Les minéraux accessoires (cf. fig.)

La glauconie est présente dans tous les échantillons. Elle est le plus souvent de teinte vert clair. La pyrite est omniprésente en-dessous du petit banc gris. Elle est absente de la couche violacée, dont le caractère est probablement plus oxydé. Les débris de roche siliceuse attestent sans doute de la présence d'un affleurement de roches crétacées contenant des silex. Les feldspaths sont en général potassiques. On note la présence de microcline. La présence de glaucophane dans les échantillons 15 et 16 indique une source d'alimentation lointaine : le Massif Central et/ou le Massif Armoricain. La prédominance du disthène sur la staurotide suggère plutôt une origine armoricaine. Les données chiffrées de S. GEETS (1969) indiquent la prédominance des espèces ubiquistes avec la tourmaline sur les minéraux paramétamorphiques et sur le groupe grenat épidote hornblende dans les sables de Bellegem. Dans l'argile d'Aalbeke (P<sub>1m</sub>) le groupe du grenat épidote est plus abondant que celui des ubiquistes est beaucoup plus que celui des paramétamorphiques. Le groupe du grenat épidote hornblende est plus abondant que celui des ubiquistes et beaucoup plus que celui des paramétamorphiques. Le groupe du grenat épidote hornblende est typique du domaine scandinave (cf. VII.4.g). Celui de la tourmaline est relié au Massif Ardenno-Rhénan et celui des minéraux paramétamorphiques (andalousite, staurotide, disthène) provient du Massif Armoricain ou du Massif Central. Ainsi, pour l'argile P<sub>1m</sub> les minéraux lourds auraient deux origines principales : une origine nordique et une origine du Sud-Sud-Est (Massif Ardenno-Rhénan), avec en outre une faible contribution du Massif Armoricain et/ou du Massif Central. La première source est la plus importante. Dans les sables d'Edegem l'origine ardenno-rhénane est la plus importante ; les deux autres sont mineures.

## VVI.5 - CONCLUSIONS

La présence permanente de kaolinite dans l'argile yprésienne P<sub>1m</sub> de la région de Courtrai distingue cette couche des formations équivalentes rencontrées au Nord-Est, à Kallo et plus à l'Ouest de Rodeberg. On note également à Courtrai des teneurs plus faibles en quartz. Ces différences peuvent être attribuées à un phénomène de sédimentation différentielle ou bien à des sources différentes, sans que le choix entre ces deux hypothèses puisse être fait actuellement. Les autres minéraux argileux présentent les mêmes caractéristiques dans les divers sondages étudiés. Ceci confirme les interprétations d'ordre climatique que nous avons déjà faites. L'étude des minéraux lourds a montré la contribution de plusieurs sources pour l'alimentation en minéraux détritiques : le domaine nordique surtout pour l'argile P<sub>1m</sub>, le Massif Ardenno-Rhénan principalement pour les sables d'Edegem et le Massif Armoricaïn et/ou le Massif Central faiblement pour les deux assises.



### CHAPITRE III

#### LE BASSIN DU HAMPSHIRE - COUPE DE L'ILE DE WIGHT

##### I - INTRODUCTION

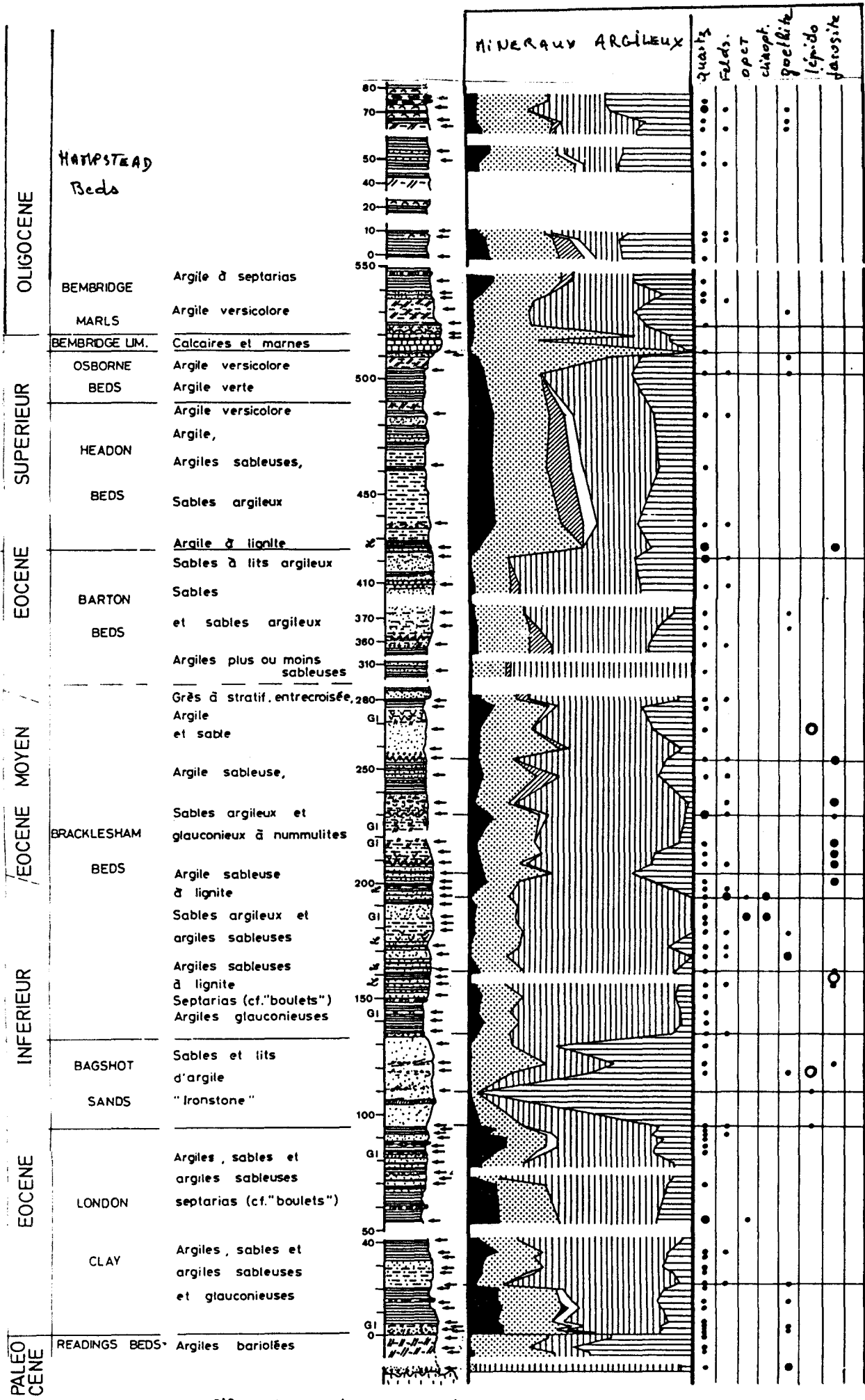
L'intérêt de la coupe de l'Ile de Wight est de connaître la sédimentation argileuse sur la bordure occidentale de la mer paléogène qui forme un bassin semi-clos ouvert vers le Nord (fig. 1). Les dépôts tertiaires de la partie nord de l'Ile de Wight se sont accumulés sur plus de 600 mètres d'épaisseur dans le Bassin subsident du Hampshire, dépendance du Bassin de Dieppe qui se prolonge vers le Sud-Est. Ils constituent la succession tertiaire la plus complète de Grande-Bretagne. Néanmoins aucun dépôt n'est connu après l'Oligocène moyen. Les échantillons proviennent essentiellement de Whitecliff Bay, à l'Est de l'Ile de Wight (fig.). Ils représentent une série continue de dépôts paléocènes et éocènes épais de plus de 550 m. L'Eocène représente à lui seul environ 520 m de sédiments. La coupe est prolongée vers le haut par les Hamstead Beds (oligocènes) de Bouldnor Cliff situés plus vers l'Ouest (fig. 1). Il existe quelques hiatus dans la série, ils sont dus à la configuration du gisement (éboulements à certains endroits de la falaise, ...). Le Bassin du Hampshire, allongé est-ouest est fortement dissymétrique. Les couches du flanc sud, comprenant les monoclinaux de Purbeck et de l'Ile de Wight ont des pendages subverticaux. Cette allure résulte d'une activité contemporaine de la sédimentation éocène (Cuisien-Lutétien), (PLINT, 1982, 1983 ; ANDERSON et OWEN, 1968). Le Bassin du Hampshire s'est trouvé séparé du Bassin de Londres par l'anticlinal du Weald dont le soulèvement s'est produit au plus tôt au milieu du Tertiaire (RAYNER, 1976).

##### II - LITHOLOGIE-STRATIGRAPHIE

On trouve une description très détaillée des différents faciès du Tertiaire du Bassin du Hampshire dans CURRI et al. (1978) ; BUURMAN (1980) (Reading Beds, Paléocène), KING (1981) (London Clay, Eocène inférieur), PLINT (1983) (Bracklesham Formation, Eocène inférieur, Eocène moyen).

L'ensemble lithologique considéré est formé principalement d'une alternance d'épaisseurs variables d'argiles, d'argiles sableuses et de sables argileux. Quelques aspects particuliers de cette sédimentation argilo-sableuse sont signalés sur la figure (niveaux gréseux, calcareux, marneux, ligniteux, ferrifères, glauconitiques, présence de septaria, surfaces perforées, ...).

Cette lithologie hétérogène reflète la succession de plusieurs cycles sédimentaires. Leur base est soulignée par un niveau de galets de silex. La coupe étudiée met en évidence au moins trois invasions marines d'extension et de durée inégales (RAYNER, 1976).



coupe de l'île de Wight (levé. C. Dupuis, 1905).

- Le premier cycle sédimentaire paléocène correspond aux Reading Beds. Son importance est faible : la période marine basale n'est représentée que par un mince niveau d'argile à huîtres.

- La deuxième transgression, "yprésienne", est beaucoup plus importante (London clay). Les "Bagshot sands" d'origine estuarienne (GILKES, 1968) marquent la régression.

- La troisième invasion marine ("Bracklesham Beds") n'a pas pénétré aussi loin vers l'Ouest que la précédente. Elle donne plutôt l'impression d'une série d'avancées et de retraits mineurs. Dans une étude très détaillée de cette formation, PLINT (1983) détermine cinq transgressions marines attribuées à de faibles élévations eustatiques qui se superposent au cycle transgressif majeur. Les niveaux ligniteux peuvent être interprétés comme le résultat de la colonisation par les plantes de bancs de boues et de silts côtiers (RAYNER, 1976).

- Au Bartonien ("Barton Beds"), la transgression s'est étendue à tout le Bassin du Hampshire (la base n'est pas visible sur la coupe). La salinité des eaux diminue progressivement dans les "Headon Beds". Cette tendance se poursuit pendant l'Oligocène (RAYNER, 1976).

Le découpage stratigraphique adopté est emprunté à KING (1981) pour les terrains paléocènes à lutétiens. Il s'agit d'une biostratigraphie reposant sur les études des foraminifères planctoniques (P) du nannoplancton (NP) et du microplancton (Dinophycées). La position de la limite Eocène-Oligocène demeure controversée. De manière traditionnelle, l'Oligocène débute à la base des "Headon Beds" (RAYNER, 1976). CURRY et al. (1978) situent la limite à la base des "Bembridge Oyster Beds" où l'on remarque la seule discontinuité bien marquée de la série. Les auteurs reconnaissent cependant que ce choix n'a pas de valeur générale.

### III - RESULTATS (fig. 2)

#### A) EVOLUTION GENERALE DE LA COMPOSITION ARGILEUSE

Les minéraux primaires, les smectites et la kaolinite sont les principaux constituants de la fraction fine des échantillons. Les minéraux interstratifiés irréguliers n'apparaissent en quantités appréciables que dans les Headon Beds et dans les couches basales des Hamstead Beds (Eocène supérieur, Oligocène). D'une manière générale, les smectites prédominent de la base jusqu'aux Barton Beds inclus. Leur cristallinité est bonne en moyenne (pour 58 % des échantillons, l'angle du pic à 17 A° des smectites est compris entre 5 et 30°. Dans les sédiments sus-jacents, (Headon Beds, Eocène supérieur et à l'Oligocène), les minéraux primaires augmentent sensiblement. La teneur moyenne de la kaolinite y est également plus élevée, surtout dans les "Hamstead Beds". Des smectites généralement mal cristallisées occupent le reste de la fraction argileuse.

## B) EVOLUTION DETAILLEE DE LA COMPOSITION ARGILEUSE

a) Au Paléocène, les premiers sédiments transgressifs sur la craie sénonienne sont largement dominés par des smectites très bien cristallisées (l'angle du pic à  $17\text{ A}^\circ$  est de  $5^\circ$ ). Par contre, dans les argiles bariolées fluviatiles qui les surmontent, l'illite et la kaolinite occupent la presque totalité de la fraction argileuse (respectivement 35 et 35 %), les smectites (20 %) sont mal cristallisées. La quasi absence de chlorite est à souligner. Le minéral associé le plus constant est le quartz ; de la goethite, moyennement abondante est présente dans l'échantillon basal.

b) A l'Eocène inférieur, dans le "London Clay", on note des teneurs relativement importantes des minéraux primaires (35 %) bien cristallisés. La kaolinite, omniprésente, fluctue peu (moyenne 12 %). Les valeurs du rapport  $\% C+I/\% K$  sont assez élevées et relativement constantes (fig. 2). On note une détérioration progressive de la cristallinité des smectites vers le milieu de la formation. Le quartz est presque toujours présent dans la fraction fine. Les feldspaths sont rares. Des traces de goethite apparaissent à la base.

c) Le passage aux "Bagshot sands" se traduit par une augmentation brutale de la kaolinite qui atteint un maximum de 95 %. Elle est bien cristallisée. De l'illite bien cristallisée également et des smectites de cristallinité variable complètent la fraction fine. La chlorite est absente. Du quartz est généralement associé, sauf dans l'échantillon le plus riche en kaolinite. On observe également des traces de goethite et de jarosite, et de la lépidocrocite (abondante dans un échantillon).

d) Sommet de l'Eocène inférieur-Eocène moyen : "Bracklesham Formation". C'est dans cette formation que les smectites sont les plus abondantes. Elles sont en général bien cristallisées, sauf dans quelques échantillons. Minéraux primaires et kaolinite augmentent légèrement de la base vers la partie supérieure. C'est au sein de cette formation que l'on remarque la seule zone de la série (sur une vingtaine de mètres d'épaisseur) totalement dépourvue de kaolinite. Les proportions relatives de la chlorite par rapport à l'illite sont en moyenne plus faibles que les valeurs obtenues pour le "London Clay" et les deux minéraux sont moins bien cristallisés. Le fait le plus marquant est l'alternance de valeurs élevées et faibles du rapport  $\% C+I/\% K$ . Le quartz est le plus constant des minéraux associés. Des feldspath l'accompagnent souvent. De la jarosite moyennement abondante à abondante caractérise surtout la moitié supérieure de la formation. Goethite et lépidocrocite sont rares. On remarque l'apparition d'opale CT et de clinoptilolite uniquement dans les échantillons dépourvus de kaolinite.

e) Dans les "Barton Beds, (Eocène supérieur), la chlorite est presque inexistante.

f) Dans les Headon Beds (Eocène supérieur) et les couches oligocènes sus-jacentes (Hamstead Beds), la chlorite, nettement plus abondante, présente une dégradation de son état cristallin par rapport aux "Bracklesham Beds". La cristallinité de l'illite fluctue entre de bonnes et mauvaises, voire très mauvaises, valeurs. A ces dernières correspondent des valeurs  $I_{002}/I_{001}$  faibles et des teneurs élevées (dans les "Bembridge limestones"). Dans ces niveaux et dans l'argile versicolore supérieure, la chlorite est rare. Les valeurs du rapport  $\% C+I/\% K$  sont en moyenne plus faibles que dans les formations précédentes. Elles augmentent légèrement dans les "Headon Beds" et sont très élevées dans les calcaires lacustres.

## V - INTERPRETATION ET DISCUSSION

### A) INTERPRETATION GENERALE CLIMATIQUE

Pendant l'Eocène, jusqu'à la base des Headon Beds, la prédominance des smectites (55 %) le plus souvent bien cristallisées indique :

- un climat chaud et humide à humidité saisonnière marquée ;
- des zones continentales bordières à relief peu accusé permettant l'établissement de zones à confinement ionique ;
- une activité tectonique nulle ou relativement faible.

La présence quasi-constante de kaolinite plus ou moins abondante témoigne de la proximité de zones amont ou des sols kaolinitiques se forment sous un climat chaud et humide.

A la base des Headon Beds, l'augmentation brutale et forte des minéraux primaires, l'apparition en quantités importantes de minéraux interstratifiés irréguliers et une détérioration nette de l'état cristallin des smectites suggèrent une variation d'ordre climatique. EN effet, l'absence de relation lithologie-miéralogie des argiles dans les Headon Beds élimine l'hypothèse de phénomènes diagénétiques pour expliquer la détérioration de la cristallinité des smectites et la présence de minéraux interstratifiés. Ce changement de climat favorise l'altération physique des roches au détriment de l'altération chimique, et le développement d'altérations chimiques ménagées qui permettent l'élaboration de minéraux interstratifiés irréguliers. Les smectites des anciens sols se dégradent ou bien celles qui se forment sont moins bien cristallisées. Cette variation climatique semble correspondre au refroidissement reconnu à l'échelle mondiale à la limite Eocène-Oligocène (FRANKES, 1978). Nous en avons clairement relevé les effets à la même époque dans le bassin Belge dans les sondages de Mol et de Kallo situés à la même latitude que celle de l'Ile de Wight. Cette interprétation remettrait en cause la position de la limite Eocène-Oligocène à la base des "Bembridge marls" proposée par CURRY et al. (1978) et soutenue par POMEROL (1973). Par contre, elle réactualiserait la position plus traditionnelle à la base des Headon Beds à laquelle adhèrent RAYNER (1976), GILRES (1978), ...

B) DISCUSSION

1) Indications bibliographiques

A l'Eocène, la Grande-Bretagne se situe à la latitude de 40° N. Pour CHANDLER (1964), la flore du "London Clay" suggère un climat comparable à celui des régions subtropicales actuelles. Elle est typique de mangrove (RAYNER, 1976). Dans une étude critique de travaux antérieurs de paléoclimatologie, DALEY (1972) stipule que cette flore n'est pas typique d'un vrai climat de forêt tropicale humide actuelle. Il conclut que le climat éocène de la Grande-Bretagne est saisonnier, mais sans gelée, le niveau des précipitations y est plus élevé, les températures plus basses et l'humidité atmosphérique plus importante.

La flore oligocène des Belbridge Beds comprend quelques formes tropicales déjà observées dans l'argile de Londres, mais également des arbres du type tempéré (chênes, hêtres, ...) (RAYNER, 1976). Ce climat tempéré oligocène dans le sud de la Grande-Bretagne est caractérisé par une humidité constante pendant toute l'année (DALEY, 1972).

Divers travaux repris dans DALEY (1972) témoignent d'un relief bas en plaines étendues où affleure la craie dans la région située au Nord-Ouest de la mer du "London Clay".

A la fin du Crétacé, les Iles Britanniques, sans doute presque entièrement recouvertes par la mer de la craie, sont soumises à un soulèvement, un gauchissement et par endroit à un plissement modéré. Ce mouvement positif est accompagné de l'enlèvement partiel (ou par endroit complet) de la couverture mésozoïque (ANDERSON et OWEN, 1968). Pendant le Paléogène, l'activité tectonique des marges continentales du Bassin du Hampshire est faible. Elle est limitée selon PLINT (19782) au rejeu de failles préexistantes du socle paléozoïque. Celles-ci provoquent des mouvements verticaux différentiels, par exemple le soulèvement du bord sud du bassin, l'exposition de la craie et la subsidence du bassin. Ces déplacements entraînent le remaniement de sédiments crétacés et jurassiques. ISAAC (1983) signale quelques mouvements (rejeux de failles préexistantes) en Cornouailles à l'Eocène moyen.

A l'Eocène, toutes ces conditions : climat tropical à subtropical, faible relief et activité tectonique très modérée sont favorables au développement de sols riches en smectites.

2) Commentaires

a) Origine des minéraux argileux à l'Eocène inférieur et moyen

a<sub>1</sub>) Origine des smectites

Le faible relief du sol crayeux a pu favoriser la formation de bas-fonds mal drainés, comme dans le Bassin de Paris. Ces sols ont pu se former très tôt après le départ de la mer crétacée et avant la transgression de la mer paléocène, comme l'atteste

d'ailleurs la composition à 90 % de smectites très bien cristallisées des premiers dépôts paléocènes enregistrés sur la craie. Les smectites peuvent également et surtout provenir de l'altération de la craie (THIRY, 1973) évoquée plus haut pour le Bassin Parisien (chap. II). Pour GILKES (1968), les smectites des sédiments paléogènes du Bassin du Hampshire proviennent de la dissolution de la craie par altération tropicale. Selon cet auteur le résidu insoluble de la craie représente en moyenne 1 % de la roche, il contient surtout des smectites. Une simple dissolution de la craie ne semble pas suffisante pour expliquer l'origine des smectites presque toujours dominantes sur plus de 400 mètres de sédiments argilo-sableux. Cette disproportion peut être comblée lorsque l'on invoque des phénomènes d'altération de la craie. La présence de silex, que l'on retrouve à divers niveaux de la série étudiée, une altération en smectites comme dans la partie occidentale du Bassin Parisien (milieu basique saturé en silice) (THIRY, 1973). La détérioration importante de la cristallinité des smectites notée dans le "London Clay" et parfois dans les "Bracklesham Beds", indépendante de la lithologie et liée à une mauvaise qualité des diagrammes de rayons X, peut résulter de la présence d'hydroxydes de fer qui masquent la cristallinité propre des smectites (STEINBERG, 1967).

#### a<sub>2</sub>) Origine de la kaolinite

En ce qui concerne la kaolinite, ISAAC (1981, 1983) observe dans la partie orientale du Plateau du Devon plusieurs profils d'altération latéritique non indurés et des siluètes. Les altérations les plus anciennes ont débuté, selon l'auteur, pendant le Paléocène dès l'émersion des dépôts crétacés.

En certains endroits, où le manteau d'altération paléocène a été érodé et où les roches du paléozoïque supérieur ont été exposées (fin de l'Eocène moyen), de nouveaux profils d'altération se sont développés. Ces profils plus jeunes ont été ensuite érodés et redéposés dans des bassins profonds tectoniques, développés le long de zones faillées. Cette phase d'érosion et de sédimentation s'est accompagnée d'un changement climatique qui se marque dans la morphologie des profils et dans la minéralogie des argiles.

Des quantités importantes de kaolinite proviennent de l'altération de massifs granitiques situés en Cornouailles (fig.) dont l'apparition date de la fin du Carbonifère (ANDERSON et OWEN, 1968). Leur altération en kaolinite remonte au moins au Lias, car ce minéral apparaît brutalement dans les sédiments de cette époque. Des pourcentages élevés de maintiennent pendant tout le Crétacé (35 %). Ils augmentent brutalement à l'Eocène (70 %) et décroissent ensuite à l'Oligocène, alors que réapparaît la chlorite qui avait disparu depuis le Kimméridgien. L'illite est toujours présente, ainsi que les smectites et des interstratifiés (10-14<sub>g</sub>) (GOSGROVE et SALTER, 1966).

Au Paléogène, la Cornouailles et le plateau du Devon apparaissent comme les sources potentielles principales de kaolinite. D'autres arguments confirment cette hypothèse :

- Les études de minéraux détritiques par WALDER (1964), BLONDEAU et POMEROL (1968), ont montré que les sédiments éocènes du Sud de l'Angleterre provenaient essentiellement de l'Ouest (principalement du Devon et de la Cornouailles), du Sud-Ouest (Bretagne) et dans une moindre mesure du Nord. Les rivières venant du Nord et de l'Ouest s'écoulaient probablement directement dans la Mer du London Clay. De telles rivières ne pouvaient provenir de la Bretagne, car celle-ci était périodiquement séparée de la Grande-Bretagne par une mer ouverte permettant la connection avec l'Océan à l'Ouest et la Téthys au Sud (CURRY, 1966).

- Dans la partie occidentale du Bassin, les sédiments de l'Eocène inférieur, d'affinité continentale, contiennent des quantités considérables de fragments de granit kaolinisés de Cornouailles, tandis que dans la partie est du Bassin soumise à l'influence de la Mer du Nord, les sédiments contiennent de l'illite et des smectites abondantes (GILKES,,1968).

Enfin, le contenu élevé en Li (85-155 ppm) et la corrélation Li-Sn dans les argiles de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (Bembridge Beds et Lower Hamstead Beds) de l'île de Wight, indiquent leur formation à partir des leucogranites de Cornouailles (MOSSER, 1983).

### a3) Origine des minéraux primaires

Trois zones sont susceptibles d'avoir alimenté le Bassin du Hampshire en minéraux primaires : la Cornouailles, le Massif Armoricain et l'Ecosse.

Au Paléocène, le caractère mineur de la transgression et le milieu très littoral des dépôts suggèrent les zones alimentatrices relativement proches, telles la Cornouailles et le Massif Armoricain.

A l'Eocène inférieur (London Clay), l'ampleur de la transgression et la présence exclusive de minéraux lourds originaires de l'Ecosse (MORTON, 1982), plaident en faveur d'une provenance écossaise pour les minéraux primaires abondants et bien cristallisés de la fraction fine des sédiments. Cette interprétation implique plusieurs faits :

- une instabilité tectonique de l'Ecosse ;
- des courants marins dirigés du Nord vers le Sud.

Les valeurs relativement constantes et élevées du rapport  $\% C+I/\% K$  indiquent une certaine permanence des conditions paléogéographiques et une prédominance des apports "venant de la mer" sur les argiles "continentales" (kaolinite).

Une légère diminution du rapport  $\% C+I/\% K$  de bas en haut suggère une faible augmentation des apports de la Cornouailles liée sans doute à une stabilisation du niveau marin.

Dans les bagshot sands estuariens, l'illite peut provenir de roches illitiques sur lesquelles s'écoulent les rivières transportant la kaolinite comme l'envisage GILKES (1968).



Dans les Bracklesham Beds l'origine des minéraux primaires peut être multiple, car on trouve tour à tour des minéraux lourds du Massif Armoricaïn, puis des Cornouailles, puis des mélanges de minéraux lourds de Cornouailles et d'Ecosse, puis d'Ecosse et enfin de Cornouailles (MORTEN, 1982). C'est au niveau des couches IV ET C de FISHER (1862) (fig. 2) que les minéraux lourds de Cornouailles se manifestent pour la première fois de façon nette. L'influence de ce massif demeure jusqu'en haut de la formation, où elle est maximale. Ceci suggère une instabilité tectonique de cette région.

On peut noter le caractère plus proximal de l'alimentation et la modestie de la transgression à la base des Bracklesham Beds.

Les valeurs alternativement élevées et faibles du rapport % C+I/% K caractérisent respectivement les milieux marins et plus continentaux décrits par PLINT (1983) (fig.). Ces résultats indiquent que la kaolinite caractérise les milieux plus littoraux et les minéraux primaires un lieu de dépôt plus éloigné des côtes. On ne peut cependant pas conclure à une sédimentation différentielle de ces deux types de minéraux, car il est possible et probable que des minéraux primaires viennent d'autres sources que la Cornouailles. La présence de minéraux lourds originaires d'Ecosse (fig.) renforce cette hypothèse. En outre, dans les couches supérieures des "Bracklesham Beds" (entre 270 et 280 m) où les minéraux primaires proviennent probablement de la Cornouailles (les minéraux lourds ont en majorité cette origine), on note des valeurs faibles du rapport I+C/K dans des sédiments glauconifères donc marins, ce qui implique l'absence de sédimentation différentielle de ces deux types de minéraux.

On peut associer une origine essentiellement écossaise aux minéraux primaires des Barton Beds si l'on se réfère encore aux travaux de MORTON (1982) qui indiquent une telle origine pour les minéraux lourds. La transgression bartonienne, sans avoir l'ampleur de la transgression éocène est néanmoins importante.

b) Origine des minéraux argileux à l'Eocène supérieur-Oligocène

L'évolution minéralogique de la fraction fine observée à la base des Meadon Beds peut résulter du changement climatique vers un type plus tempéré noté par divers auteurs (ISAAC, 1983 ; ). Des rivières en provenance de Cornouailles, du Massif Armoricaïn et surtout d'Ecosse (selon les indications de MORTON (1982) sur les minéraux lourds) ont pu transporter les produits de l'érosion vers le bassin des "Headen Beds" sans doute plus étendu que le bac des Cambridge Limestones". Dans les "Hamstead beds", l'augmentation de la kaolinite par rapport aux minéraux primaires peut correspondre à un démantèlement accentué du manteau d'altération de la Cornouailles.

Les teneurs très élevées en illite relevées dans les calcaires lacustres, résultent probablement de la présence d'illites ferrifères dans la fraction fine.

GILNES (1978) propose une interprétation différente de la nôtre. Selon lui, à l'Eocène supérieur-Oligocène, la différenciation en deux provinces, occidentale à kaolinite et orientale à smectites n'existe plus. Le bassin de sédimentation est plus réduit que celui de l'Eocène inférieur. Selon l'auteur, les minéraux argileux de l'Eocène supérieur-Oligocène résulteraient du remaniement des sédiments de l'Eocène inférieur qui entourent le bassin de sédimentation. Les teneurs élevées en bore de ces sédiments continentaux ou de mer peu profonde indiquent une histoire marine antérieure (MOSSER, 1983). Cependant, ces travaux ne concernent que les couches déposées à partir des Bembridge limestones.

### III - CONCLUSION

La répartition des minéraux argileux des sédiments paléogènes de la coupe de l'Ile de Wight traduit notamment l'évolution climatique de cette époque.

- Climat tropical à subtropical pendant l'Eocène qui entraîne le développement de sols latéritiques sur la craie dès son émergence dans les zones amont occidentales (Plateau du Devon) et l'élaboration de sols riches en smectites dans les zones orientales plus basses où se concentrent les ions lessivés. L'altération de la craie entraîne probablement la formation de smectites.

- Refroidissement climatique à la base des Headon Beds (Eocène supérieur). Le climat devient tempéré chaud. Ce changement se manifeste par une diminution relative de l'altération chimique des roches (augmentation des minéraux primaires, apparition en quantités notables de minéraux interstratifiés irréguliers).

Cette interprétation conduit à remettre en question la position de la limite Eocène-Oligocène actuellement placée à la base des Bembridge marls. Elle est plus favorable à la position antérieure placée à la base des Headon Beds. La proximité du rivage et la faible profondeur des eaux explique l'alternance générale de dépôts à caractère marin et continental. A l'Eocène, cette alternance s'exprime au niveau des minéraux argileux par une dominance des minéraux primaires sur la kaolinite dans les niveaux marins et par des teneurs relatives plus élevées de la kaolinite dans les niveaux continentaux. Cette évolution reflète plutôt la distribution géographique des sources de minéraux argileux. La distribution des minéraux lourds dans le Bassin du Hampshire sert de base à cette interprétation. La Cornouailles et le Plateau du Devon délivrent essentiellement de la kaolinite ; le Massif Armoricaïn et surtout l'Ecosse semblent être les sources principales des minéraux primaires. Les smectites proviennent essentiellement des terrains crétacés qui entourent le Bassin du Hampshire. La prépondérance d'une source par rapport aux autres paraît surtout liée à l'ampleur des transgressions correspondantes. Ainsi, l'Ecosse est la source principale de minéraux primaires lors des transgressions de plus grande ampleur du London Clay et des Barton Beds. Les sources sont plus rapprochées lorsque

TROISIEME PARTIE  
DISTRIBUTION GEOGRAPHIQUE DES ARGILES TERTIAIRES  
DANS LE BASSIN BELGO-FRANCO-ANGLAIS

Avant d'aborder l'étude de la sédimentation argileuse tertiaire du bassin belgo-franco-anglais sous l'aspect spatial, il convient de dresser un tableau de la situation à la fin du Crétacé. De nombreux traits sont en effet déterminants, quant aux caractéristiques des premiers dépôts tertiaires. Quelques traits ont déjà été esquissés dans l'introduction (cf. p.).

I - SITUATION ANTE-TERTIAIRE

I.1 - VARIATIONS MINERALOGIQUES DE LA FRACTION FINE DES DEPOTS CRETACES

Dans le bassin belge (à Kallø, nord de la Belgique), la fraction argileuse des formations crétacées (maastrichtien) est nettement déterminée par des smectites assez bien cristallisées. De l'illite de cristallinité moyenne, accompagnée de traces de chlorite, complètent la fraction fine. Au nord-ouest du bassin (Knokke), les sédiments crétacés (Campanien) contiennent des smectites dominantes. L'illite en général "fermée" atteint cependant 40 % de la fraction fine dans la partie supérieure. La chlorite est absente ou peu abondante (tr à 5 %). On note en outre des teneurs relativement importantes en kaolinite (25 % à la base).

Vers l'ouest, dans le bassin de Londres, la mer paléocène transgresse sur la craie sénonienne. Ici encore, les smectites dominent largement l'illite dans la fraction fine du substrat crayeux (GILKES, 1968).

Dans l'extrême nord de la France, les smectites dominent sur l'illite et la kaolinite à l'Aptien et à l'Albien. L'illite prédomine sur les smectites et la kaolinite au Cénomanién et au Turonien inférieur ; des interstratifiés (10-14s), (10-14v) et de la chlorite sont également présents en moindre quantité (CALATAYUD, 1981).

Dans le bassin parisien, la composition argileuse des sédiments du Crétacé supérieur se répartit en plusieurs zones (THIRY, 1973) :

- kaolinite, illite, smectites en proportions à peu près égales dans le nord-est ;
- prépondérance des smectites sur les kaolinites au sud-est ;
- smectites prépondérantes, illite (10 %), absence de kaolinite au sud-ouest ;
- prépondérance de l'illite sur les smectites, absence de kaolinite dans le nord-ouest du bassin parisien.

Les smectites sont alumino-ferrifères et en général bien cristallisées (LUCAS et al., 1968).

I.2 - ALTERATIONS FINI-CRETACE

Avant le retour des mers tertiaires, les sédiments crétacés resté émergés pendant plus ou moins longtemps ont subi des altérations.

- Dans le bassin parisien, sous le climat chaud et humide de cette période, l'altération de la craie aboutit à la formation de smectites à l'ouest et de kaolinite à l'est. Cette différenciation est liée à la présence de silex dans la partie occidentale et à leur absence dans la partie orientale (THIRY, 1973).

- En Angleterre, dans le Devon, l'altération de la craie, dès son émergence, entraîne la formation d'un épais manteau riche en kaolinite (ISAAC, 1981, 1983).

I.3 - MASSIFS EMERGES PENDANT LE CRETACE

- Dans le bassin belge, au Crétacé supérieur, le continent devait se situer vers la partie orientale du Bloc Ardennais. Il est probable que la zone haute Brabant Nord - Seuil des Hautes Fagnes ait été recouverte au moins partiellement par la mer campanienne, mais dans ce cas, l'épaisseur des dépôts devait être très faible puisque, dès le début de l'Eocène, le Paléozoïque du Brabant est émergé (ROBASZYNSKI et DUPUIS, 1983). A l'heure actuelle aucune étude ne permet de décrire la nature des altérations éventuelles de cette époque sur le socle ardennais.

- Le Massif Armoricaïn est resté émergé pendant toute la durée du Crétacé. Il se présente comme une vaste plateforme latérisée sous l'action des climats hydrolysants du Crétacé (ESTEOULE-CHOUX, 1967). Les dépôts kaoliniques et ferrugineux du Wealdien du Boulonnais, du Hainaut (Belgique), du pays de Bray, du centre du bassin de Paris et du Berry (Millot, 1964) témoignent des climats latérisants du Crétacé inférieur. Selon ce dernier, "on doit voir, dans tous ces dépôts kaoliniques et ferrugineux du Crétacé inférieur, l'extension d'un sidérolitique qui correspond au démantèlement des couvertures kaoliniques et latéritiques des massifs émergés comme l'Ardenne, le Massif Central et les Vosges."

- En Grande-Bretagne, la Cornouailles, le Pays de Galles, le Massif Irlandais et la chaîne Pennine restent émergés pendant le Crétacé. L'apparition de la kaolinite dès le Lias dans les formations situées sur la côte sud-ouest de l'Angleterre, montre que les granites de Cornouailles datés de la fin du Carbonifère (ANDERSON et OWEN, 1968) sont altérés en kaolinite au minimum dès le Lias (GOSGROUE et SALTER, 1966).

#### I.4 - EVENEMENTS A LA LIMITE CRETACE-PALEOCENE

Une régression importante liée à un abaissement net du niveau eustatique de la mer et à la phase laramienne caractérise le Maastrichtien :

- Dans le bassin belge, cette phase tectonique se manifeste en particulier dans le bassin de Mons par l'absence de dépôts du Maastrichtien terminal, du Danien inférieur et d'une partie du Danien moyen.

- Dans le bassin de Paris, une érosion particulièrement intense suit l'émergence généralisée de la fin du Maastrichtien et la déformation importante qui l'a accompagnée (MEGNIEN, 1980). On ne trouve pas de sédiments maastrichtiens dans le bassin parisien. La surface est aplanie.

Au moment de la transgression paléocène, l'Albien affleure dans le Pays de Bray et le Turonien, à l'emplacement de l'Artois, ces axes anticlinaux étaient donc surélevés au Crétacé (LABOURGUIGNE et al., 1980).

Après la régression fin Crétacé, les Iles Britanniques sont également soumises à un soulèvement, des gauchissements, et par endroit à des plissements légers (RAYNER, 1976).

#### CONCLUSION

*Après la régression fin Crétacé, l'érosion aboutit à la formation d'une vaste pénéplaine sur le futur bassin belgo-franco-anglais.*

*Dans l'ensemble les smectites dominent dans les sédiments crétacés les plus récents. Selon MILLOT (1964), elles sont le résultat de néoformations. Les altérations de la craie permettent l'élaboration de smectites ou de kaolinite.*

*Les massifs restés émergés ont subi l'action des climats latéritiques du Crétacé inférieur : le Massif Armoricaire, le Massif Ardenno Rhénan ? ou bien des altérations hydrothermales de massifs granitiques dès le Lias (Cornouailles).*

*Au point de vue tectonique, certains des éléments structuraux qui joueront un rôle dans la paléogéographie et la sédimentation pendant le Tertiaire se sont déjà manifestés au cours du Crétacé : l'Axe de l'Artois et le Môle Bray-Artois.*

## II - LE PALEOCENE

### II.1 - LE DANO-MONTIEN

Dans le bassin belge, les premiers dépôts tertiaires ont été observés à la base du sondage de Mol (en Campine, nord-est de la Belgique) et dans le bassin de Mons où ils sont nettement transgressifs sur les craies maastrichtiennes. Les formations dano-montiennes ne sont d'ailleurs observables qu'en ces deux régions (fig.) Nous ne les avons pas rencontrés dans les coupes

du nord de la France et du littoral normano-picard, ni dans celles de la bordure occidentale du bassin de Paris et de l'Ile de Wight.

Les faibles quantités de minéraux argileux récoltés dans les sédiments calcaires du Dano-montien indiquent la faiblesse des apports détritiques et soulignent le calme tectonique de cette période.

Le caractère calcaireux des sédiments tertiaires les plus anciens joint à la nature smectitique très dominante des argiles qu'ils contiennent montrent leur filiation directe avec les vastes étendues crayeuses pénéplanées sur lesquelles ils ont transgressé.

Le Montien continental présent dans le bassin de Mons et en Campine témoigne d'altérations particulières sous climat chaud et humide aboutissant à l'élaboration de l'interstratifié (7-14s).

Dans le bassin de Paris, la mer du Danien supérieur en provenance de l'ouest, avance dans les talwegs encaissés dans la craie et taillés par un réseau hydrographique important (THIRY, 1973). La fraction fine des sédiments dano-montiens du bassin de Paris est également à dominante smectitique. A côté des smectites apparaît l'illite à l'est et au centre du bassin, la kaolinite au nord-ouest. Leur origine est essentiellement la fraction fine des craies et les produits de son altération (THIRY, 1973). La répartition des sédiments dano-montiens dans le bassin belge délimite deux zones subsidentes : le bassin de Mons le ~~le~~ Limbourg, séparées par le Sous-Bloc Brabant Nord qui montre une tendance au soulèvement. Dans le bassin parisien, la mer venant de l'ouest emprunte l'axe surbaissé de la Seine qui correspond à la direction structurale nord-ouest - sud-est. L'Artois et l'Ardenne sont largement exondés. Une communication semble subsister à plusieurs reprises entre le bassin de Mons et l'est du bassin de Paris (COLBEAUX et al., 1980). Elle assure la pénétration de la mer nordique selon un axe qui sépare les Sous-Blocs Artois et Meuse-Sambre.

II.2 - L'HEERSIEN

La formation heersienne est peu représentée dans le bassin belge. Elle n'existe que dans le nord-est de la Belgique et dans le bassin de Mons. Nous l'avons étudiée dans les sondages de Mol et de Kallo où elle est représentée par des marnes. Elles se caractérisent par une fraction fine uniquement formée de smectites alumino-ferrifères (beidellites) très bien cristallisées à Kallo. Un peu d'illite est présent à Mol (< 10 %).

Ces particules argileuses dérivant probablement de la craie elle-même ou de ses produits d'altérations (ce qui expliquerait les teneurs plus élevées en smectites par rapport à la craie) qui sont caractérisés également par des smectites alumino-ferrifères (THIRY, 1973). La cristobalite et la clinoptilolite font leur apparition. Tout comme pour le Dano-Montien, l'héritage de la craie est important.

## II.2. l'Heersien (fig. )

La formation heersienne est peu représentée dans le bassin belge. Elle n'existe que dans le nord-est de la Belgique et dans le bassin de Mons. Nous l'avons étudiée dans les sondages de Mol et de Kallo où elle est représentée par des marnes. A Mol on observe à la base une faible couche de sables glauconifères. Plus vers l'est, les deux niveaux de sables (sables d'Orp) et de marnes sont plus épais (respectivement 19m et 20m). La composition de la fraction fine évolue peu d'ouest en est. Elle est caractérisée par la présence très dominante voire presque exclusive à Kallo de smectites alumino ferrifères très bien cristallisées. Le type floconneux domine, les smectites de type latté ne dépassent guère 10% de la fraction inférieure à 1,5  $\mu\text{m}$ . La légère augmentation de l'illite s'observe vers l'est. L'opale C.T. et la clinoptilolite font leur apparition.

La nette prédominance des smectites alumino-ferrifères très bien cristallisées témoigne d'un climat chaud et à humidité contrastée.

Ces minéraux proviennent probablement en partie de la craie elle-même ou des produits de son altération. THIRY, (1973) a montré que l'altération des craies donne des smectites alumino-ferrifères. Les sables glauconifères d'Orp de la base représentent un faciès de transgression. Il y a peu de variation latérale significative de la composition argileuse. La faible augmentation de l'illite vers l'est peut résulter soit de la proximité des reliefs au sud-est ou de l'effet de la transgression qui remobilise les sédiments sous-jacents et entraîne leur redéposition vers le large. La composition des marnes de Gelinden heersiennes reflètent en outre une grande stabilité tectonique et une transgression de faible amplitude. FOURMARIER, (1954) attribue l'épaisseur du Heersien en Campine à une influence tectonique (p453).

## II.3. le Landénien - Thanétien

### II.3.1. dans le bassin belge (fig )

#### A. Description

Le Landénien marin a été rencontré à Mol, Kallo et Sirault. Il est formé de trois unités lithologiques lorsqu'il est complet (Mol et Kallo) avec de bas en haut: des argiles, des silts grésifiés et des sables glauconieux. Cette succession forme une série sédimentaire négative. Au sud du bassin (Sirault), seuls les sables glauconieux existent, ils reposent sur le socle viséen.

Vers l'est l'épaisseur du Landénien marin augmente; par contre, vers l'ouest à Knokke, la formation est absente. En ce qui concerne la fraction fine, on ne note pas de différences significatives est -ouest (Mol-Kallo), par contre vers le sud (Sirault), la kaolinite est un peu plus abondante. Il semble en être de même pour les minéraux primaires (malgré le masquage qu'entraîne la présence d'illite glauconitique dans la fraction fine). Parmi les minéraux associés aux argiles on note, à Mol, la présence d'opale C.T. et de clinoptilolite abondantes et à Kallo de l'opale C.T. en grande proportion.

#### B. Interprétation

L'augmentation de l'épaisseur de la série landénienne vers l'est du bassin est lié à un phénomène de subsidence dans la Campine. C'est encore un témoignage de l'instabilité de cette région en rapport avec la formation de failles au Crétacé supérieur tout comme dans le bassin de Mons. Par contre, la disparition vers l'ouest (Knokke) des couches marines landéniennes signifie soit l'émersion de la zone correspondante au moment du dépôt ou bien l'érosion des sédiments après leur dépôt. La répartition des dépôts précédents suggère déjà la formation d'une zone haute: celle du Sous Bloc Brabant Nord. FOURMARIER, (1954) note l'existence d'un axe d'épaisseur minimum passant par Ostente et Namur.



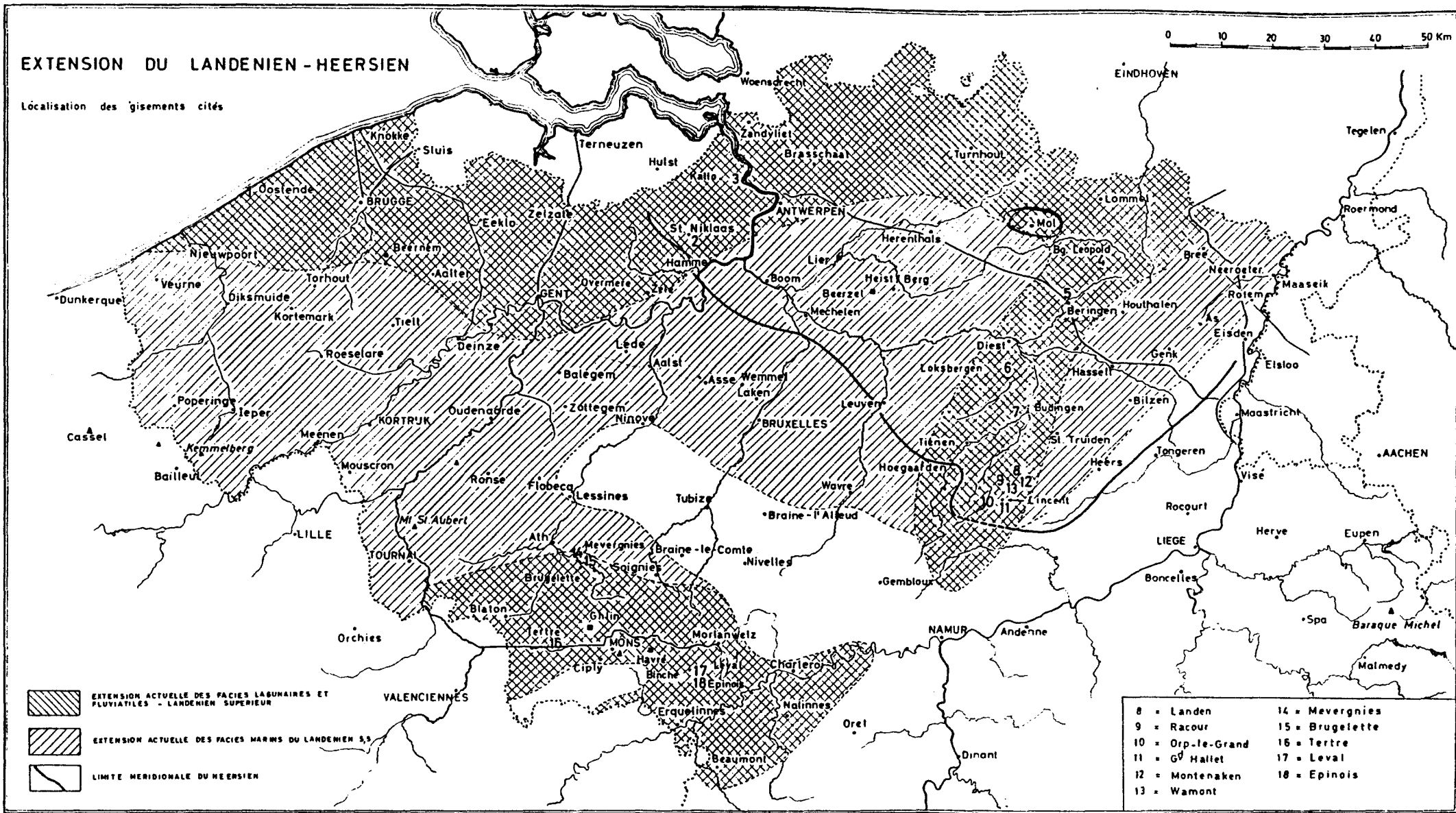


FIG. 1.

Ce qui indiquerait la présence d'une crête d'origine tectonique déjà inscrite dans la morphologie au Crétacé.

L'augmentation nette des minéraux primaires par rapport aux premiers dépôts tertiaires pourrait provenir de l'érosion des roches de ce Sous Bloc Brabant Nord émergé. Cette Hypothèse est confirmée par Les augmentations de la kaolinite et des minéraux primaires constatées à proximité de l'Ardenne (Sirault) indiquent :

\* Le rôle de ce massif dans l'alimentation en minéraux détritiques du bassin

\* L'effet de la sédimentation différentielle.

L'abondance de l'opale C.T. dans les deux sondages de Mol et Kallo et de la clinoptilolite à Mol, souligne la très grande richesse en silice des dépôts landéniens. Ces minéraux siliceux résultent d'un phénomène de diagenèse précoce à partir de silice biogénique. Les restes de spicules d'éponge montrant des traces de dissolution sont très abondants dans l'argile et les silts grésifiés.

II.3.2. dans le nord de la France et le littoral normano-picard

A. Description

Un témoin du Landénien inférieur (Argile de Louvil) à Boiry Notre Dame (fig. ) reposant directement sur le Sénonien présente une composition argileuse légèrement différente de celle des dépôts équivalents du bassin belge: absence de chlorite et illite moins abondante, au profit de smectites. On note encore la présence d'opale C.T. et de clinoptilolite. La figure présente les corrélations stratigraphiques entre les coupes du littoral normano picard et la bordure occidentale du bassin de Paris.

A Saint-Josse-Saint-Aubin, les assemblages argileux hérités sont masqués soit par la présence d'illites ferrifères ou bien par des évolutions d'ordre pédologique.

La partie supérieure du Thanétien montre une augmentation des minéraux primaires et de la kaolinite par rapport aux sondages et coupes plus occidentales étudiées.

A Saint Valéry , les niveaux inférieurs du Thanétien où la composition argileuse n'est pas perturbée par des phénomènes d'ordre pédologique, montre une composition comparable à celle de Boiry Notre Dame à 90 % de smectites bien cristallisées.

A Aily, le Thanétien très réduit ( épaisseur inférieure à 1 mètre ) présente une fraction fine formée exclusivement de smectites très bien cristallisées. Dans l'île de Wight le Thanétien est absent.

#### B) Discussion

L'extension plus grande des dépôts indique que le Landénien correspond à la première transgression importante du Tertiaire dans le bassin.

La morphologie des bassins belge et parisien est différente. Dans le premier, l'approfondissement dans la partie nord-est, lié sans doute à un phénomène de subsidence, permet l'accumulation de quantités importantes de sédiments. Dans le bassin parisien, la surface plane et peu accidentée permet à la mer de progresser sur de plus grandes étendues. Les dépôts thanétiens du bassin parisien sont beaucoup moins épais (24 mètres à Le Tillet, nord de Paris).

La répartition des dépôts indique que l'Ardenne et le Sous-Bloc Brabant Nord sont émergés, ils fournissent les minéraux détritiques au bassin en particulier les minéraux primaires qui apparaissent pour la première fois en quantité notable.

Il n'existe pas de preuves évidentes d'altération latéritique sur l'Ardenne cependant, la présence constante bien que faible (10%) de kaolinite dans le Landénien supérieur à Sirault indique soit qu'elle n'existe pratiquement pas dans les zones amont ou bien des sols riches en kaolinite existent.

Ils seraient formés sous les climats latéritisants du Crétacé et continueraient à s'élaborer sur l'Ardenne, mais ne seraient pas mobilisés en raison d'une grande stabilité tectonique.

Une comparaison avec les dépôts thanétiens de l'est du bassin de Paris suscite un problème. En effet, ils contiennent des quantités plus importantes de kaolinite. Pour TRAUTH, (1986) elle provient des reliefs environnants: Ardennes et Vosges, pour THIRY, (1973) elle provient du remaniement des produits de l'altération de la craie sans silex de l'est du bassin qui contiennent de la kaolinite.

En première analyse, l'hypothèse de THIRY paraît plus vraisemblable car on ne voit pas pourquoi l'Ardenne fournirait de la kaolinite vers le sud et pas vers le nord.

L'hypothèse de la formation de sols riches en kaolinite dans un contexte stable peut trouver un argument dans la présence des grandes quantités de silice qui sont déversées dans le bassin: très nombreux spicules d'éponge, abondance d'opale C.T. et de clinoptilolite, abondance du fer (glauconie) qui prend le relais du Ca.

Ces faits sont peut-être des preuves indirectes d'hydrolyses intenses sur les zones amont. Selon MILLOT, (1964), la kaolinite n'utilise pas toute la silice libérée par les hydrolyses pour se former.

A l'ouest du bassin parisien, la composition argileuse reflète d'avantage les altérations des zones aval toute proches où s'élaborent les smectites. Cependant, les assemblages de Saint-Josse-Saint-Aubin font exception à cette règle: l'augmentation des minéraux primaires qu'on y observe semble indiquer pour ceux-ci une origine occidentale.

Boiry Notre Dame constitue un témoin de la transgression de la mer landénienne en provenance du nord-est par le seuil du Cambrésis vers le bassin parisien. Elle avait auparavant contourné le Sous-Bloc Brabant Nord qui a dû partir du nord-ouest notamment dans le bassin de Mons (COLBEAUX et al, 1977).

Au Landénien supérieur exclusivement sableux, la mer, au maximum de sa transgression, dépasse la limite sud du Sous Bloc Artois.

#### II.4. le faciès " sparnacien "

##### A. Bordure nord-ouest du bassin de paris

Le faciès "sparnacien" bien développé y traduit une phase régressive (couches à Unios et Cyrènes cordiformes) puis le début de la transgression londonienne (yprésienne) (couches à cyrènes cunéiformes). Ces dépôts se caractérisent par de nombreuses manifestations pédogénétiques intercalées de niveaux où les influences marines se font sentir (Ailly). Cette alternance souligne les hésitations de la régression fini-Thanétien.

##### B. Le bassin belge

La régression, à la fin du Thanétien, est importante car elle se fait sentir dans le bassin belge. Les couches à faciès lagunaire et laguno-marin présentes respectivement à Kallo et à Knokke correspondent, selon DUPUIS, (198 ), d'après des études relatives aux Dynophicées, à la phase transgressive du "sparnacien" (fig. ).

Au Landénien terminal, la mer est rejetée au nord de l'axe Artois-Ardenne. Le Bloc ardennais dans son ensemble est le siège d'une sédimentation continentale variée: fluviale (s&bles du Quesnoy), lagunaire ou fluvio-marine (LERICHE, 1928, FEUGUEUR, 1963, SOMME, 1975).

C'est probablement au cours de cette période que l'érosion a privé une partie du Brabant de sa couverture de Landénien marin (FOURMARIER, 1954).

Un fait important est à souligner: c'est à la fin du Landénien que la kaolinite apparaît pour la première fois en quantité importante dans le bassin belge à Kallo et à Knokke. Elle atteint même 100% dans le niveau basal de Knokke où se marquent des influences pédologiques. Il est donc probable que cette époque se caractérise par le développement

d'altérations latéritiques dans les régions bien drainées. Nous avons vu que les études polliniques indiquent un climat humide et chaud à cette époque. Avec la régression, il est possible que les altérations latéritiques se soient étendues vers le nord, sur les sables landéniens découverts; le réseau hydrographique dont l'importance est prouvée par l'existence de nombreuses traces de chenaux et de sédiments fluviatiles devant assurer un bon drainage.

Cette hypothèse trouve un argument en sa faveur: l'existence, en bordure de l'Ardenne, d'une zone où l'on trouve du landénien continental dont la fraction fine contient jusqu'à 100% de kaolinite (sables de Binche) (fig. , DUPUIS, inédit). On trouve également dans cette zone de nombreux vestiges d'anciennes forêts (restes de troncs silicifiés) (GULINCK, 1954).

Au nord de cette zone et parallèlement à celle-ci existe une autre bande caractérisée par l'absence de dépôts lagunaires. L'étude du sondage de Mol montrant l'absence de tels sédiments indique une extension probable de cette zone vers l'est. Seule une étude plus complète permettrait de préciser l'âge de ce bombement de direction varisque.

Le sommet du Landénien se caractérise par l'importance de phénomènes de silification: niveau épais de grès mammelonnés sur de grandes étendues que l'on retrouve dans le nord de la France. Ces quantités considérables de silice peuvent peut-être constituer une autre preuve des développement important d'altérations latéritiques sur les marges continentales bien drainées. Cela fait penser aux phénomènes de silification qui accompagnent les altérations latéritiques. Il existe de nombreuses références bibliographiques traitant de ce sujet; parmi celles-ci, on peut citer: CAYEUX, (1929); CAILLEUX, (1947); VATAN, (1947); POMEROL, (1961); MILLOT, (1964) ....

Les faciès sparnaciens du bassin belge à Kallo correspondent à une transgression (DUPUIS ); par conséquent la limite de régression maximale doit se situer plus au nord, la mer venant au nord. Le niveau marin de cette époque ne subissant pas de diminution importante (VAIL et al, 1977), deux hypothèses peuvent expliquer l'importance de la régression.

1<sup>ère</sup> hypothèse: le faible bombement d'une zone parallèle à l'Ardenne vers la fin du Landénien peut avoir amplifié le mouvement de régression.

2<sup>ème</sup> hypothèse: un phénomène de progradation étendu à tout le bassin rendrait bien compte de tous les faits évoqués plus haut. Il serait compatible avec le caractère négatif de la séquence landénienne. Ce phénomène, lié à des apports sédimentaires importants est largement répandu à cette époque: il est utilisé pour l'interprétation de la succession lithologique de Saint Valéry (DUPUIS et al, 1982), dans le bassin de Paris (BROECKMAN ), dans le bassin de Londres.

Les deux processus peuvent avoir agi simultanément.

Remarque: à Knokke les pourcentages en minéraux primaires sont importants et plus constants qu'à Kallo. Les teneurs en Chlorite et le rapport C/I y sont nettement plus élevés (respectivement 0,50 et 0,16). La kaolinite a des teneurs beaucoup plus constantes à Knokke qu'à Kallo. La régularité des teneurs peut s'expliquer par le caractère plus marin du milieu à Knokke entraînant une homogénéisation des apports.

Les proportions plus fortes de minéraux primaires à Knokke peuvent résulter de l'action de courants liés à l'influence marine plus importante des dépôts.

### III L'EOCENE

#### III.1 L'Eocène inférieur

##### III.1.2. Formation d'Ypres. Formation de Varangeville. London Clay

La transgression est générale dans le domaine étudié.

#### A. Dans le bassin belge

##### a. description (fig. )

Dans le bassin belge la Formation d'Ypres est bien représentées dans les trois sondages profonds étudiés (elle atteint jusqu'à 152m à l'ouest du bassin (Knokke)).

On observe une augmentation nette du caractère argileux d'est en ouest (les descriptions lithologiques d'autres sondages confirment cette tendance : GULINCK, (1965)).

En prenant pour repère l'apparition des Nummulites à Kallo et à Mol on peut dire qu'il y a variation latérale de faciès. Les données de la bibliographie surtout basées sur la lithostratigraphie (GULINCK, (1965); GULINCK & HACQUAERT, (1954)) permettent d'extrapoler au sondage de Knokke.

On note, dans chacune des trois séries, une diminution des minéraux primaires et de la kaolinite aux passages argile-silt-sables. Cette évolution se retrouve latéralement avec une augmentation nette des minéraux primaires et de la kaolinite dans les sédiments argileux occidentaux.

##### b. interprétation

L'augmentation des minéraux primaires et de la kaolinite à la base de chaque série yprésienne peut-être interprétée comme liée à la transgression. Celle-ci entraîne la remobilisation des couches du Landénien supérieur lagunaires et continentales qui contiennent de la kaolinite, les particules argileuses remises en suspension se redéposent plus loin du rivage. Ceci expliquerait la plus grande finesse des sédiments de la base de l'yprésien par rapport aux sables landéniens sous-jacents (cf: 2<sup>e</sup> partie, .. conclusion de l'étude du sondage de Kallo).





QUATRIEME PARTIE : COMPARAISON DU BASSIN BELGO FRANCO ANLAIS  
ET DE L'OCEAN ATLANTIQUE NORD

I L'OCEAN ATLANTIQUE NORD

I.1- LES GRANDS TRAITES DE L'HISTOIRE DE L'OCEAN ATLANTIQUE NORD:

(LAUGHTON, 1972 ;THIEDE, 1979)

L'Océan Atlantique a commencé son histoire au Jurassique terminal; les premiers cisaillements s'observent entre l'Europe du nord et l'Amérique septentrionale.

Au Crétacé inférieur, l'Espagne actuelle s'écarte de l'Europe du nord, le golfe de Gascogne (baie de Biscaye) s'ouvre.

L'Océan Atlantique poursuit son ouverture vers le nord pendant le Crétacé. Les bassins de Rockall et d'Islande s'individualisent. C'est le début de l'ouverture de la mer du Labrador. Au Crétacé supérieur, la Manche commence à s'ouvrir.

Au Paléocène, on assiste à la séparation du Groënland du plateau de Rockall le long d'un axe d'extension situé à l'est du bassin islandais primitif et du Canada. Les effets se font sentir dans la mer du Nord sous forme d'importantes irrptions volcaniques. L'ouverture de la mer du Labrador se termine à cette époque.

A l'Eocène, l'axe ride de Reykjanes-Islande - ride Jan Mayen-Spitzberg s'ouvre, prolongeant l'Océan Atlantique vers le nord, tandis que le Groënland s'immobilise par rapport à l'Amérique du Nord. L'Europe du Nord se fragmente, donnant les îles Faroé et le plateau de Rockall. La mer de Norvège s'ouvre entre le Groënland et la Scandinavie. Cette ouverture provoque, à la fin de l'Eocène l'arrivée des eaux froides arctiques dans l'extrême nord de l'Océan Atlantique. Ainsi, au Cénozoïque, à la fin de l'Eocène s'établit un phénomène important dans l'Océan Atlantique Nord: l'établissement d'une circulation profonde d'eau froide dirigée selon un axe nord-sud.

Vers l'Eocène supérieur-Oligocène, l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord marque une interruption, puis reprend au Miocène pour se poursuivre encore actuellement.

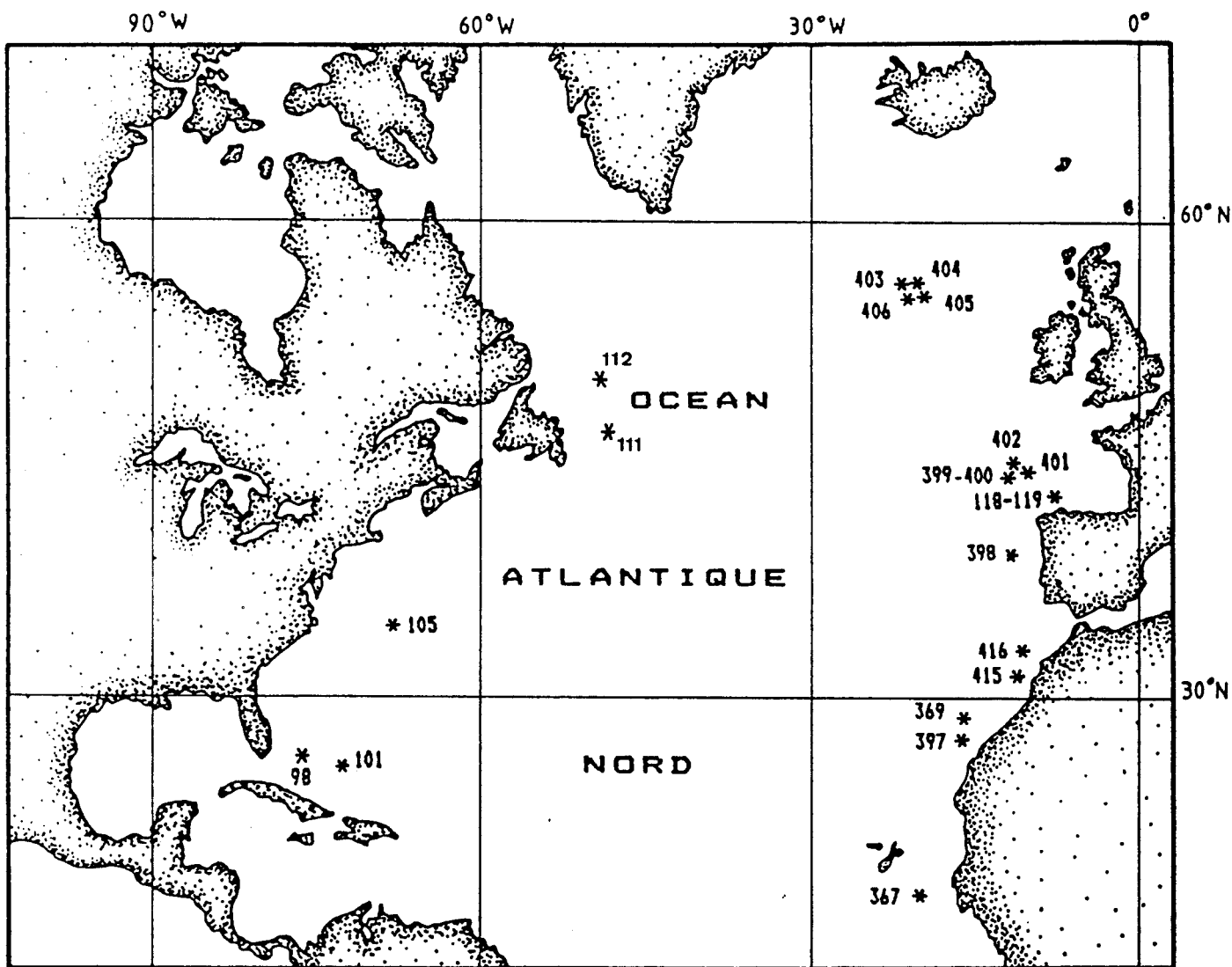


Figure 1 Localisation des forages utilisés pour la comparaison avec le bassin belgo-franco-anglais

## I.2- FORAGES D.S.D.P. étudiés (fig.1)

### Marge européenne et africaine

- sites 399 à 406, Leg 48 (DEBRABANT et al, 1979;  
CHAMLEY, 1979b)
- sites 118 et 119, Leg 12 (LATOUCHE et MAILLET, 1980;  
LEROY, 1981)
- site 398, Leg 47b (CHAMLEY et al, 1979)
- sites 415 et 416, Leg 50 (CHAMLEY et al, 1980b)
- site 369, Leg 41 (LEROY, 1981)  
(DIESTER-HAASS et CHAMLEY, 1980)
- site 397, Leg 47a (CHAMLEY et GIROUD D'ARGOUD, 1979)
- site 367, Leg 41 (CHAMLEY, 1979a)  
(CHAMLEY et al, 1980a)

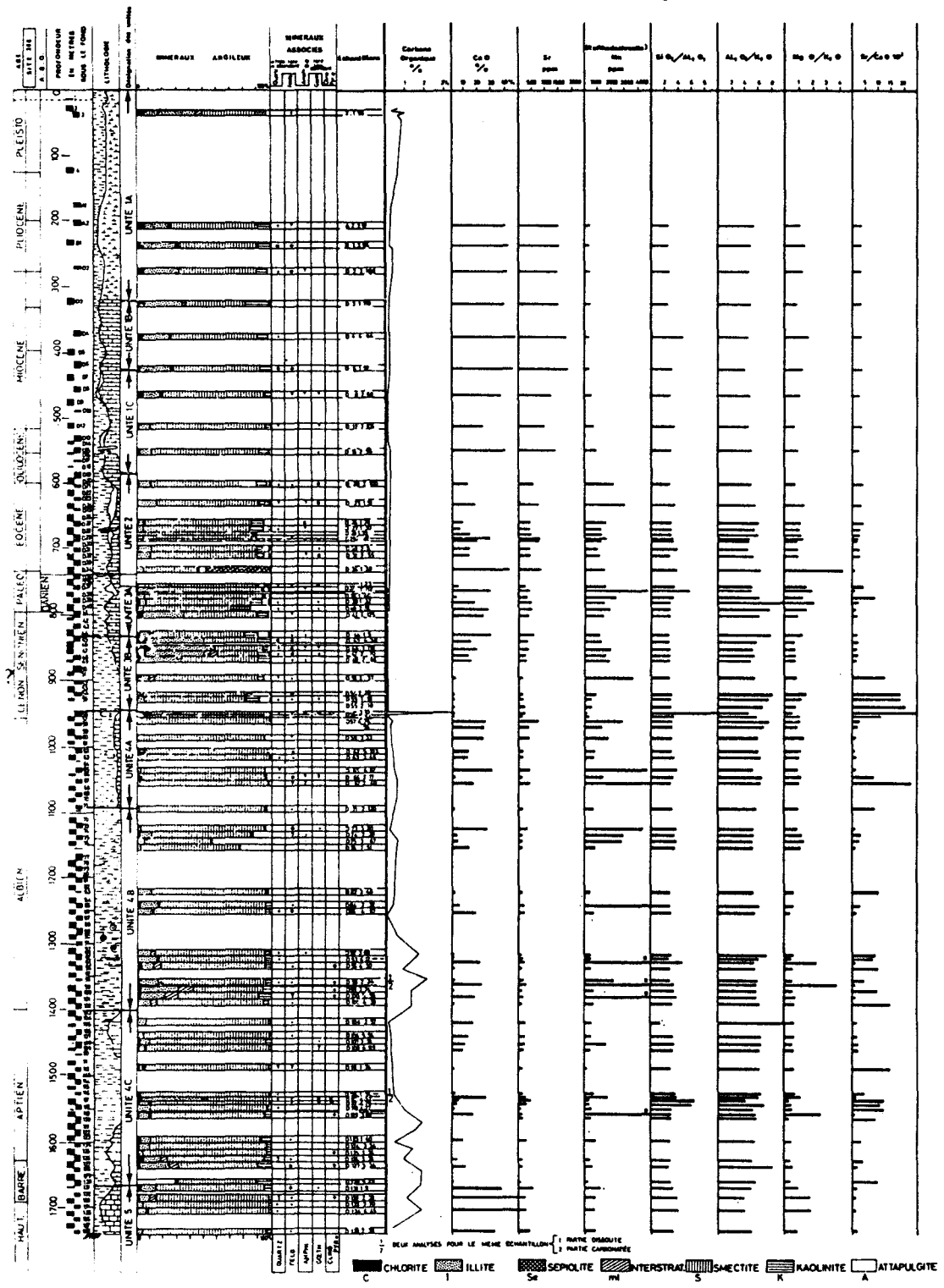
### Marge américaine

- sites 111 et 112, Leg 12 (LEROY, 1981)
- site 105, Leg 11 (CHAMLEY, 1979b; CHAMLEY et  
al, 1980a; LEROY, 1981)
- site 98, Leg 11 (LEROY, 1981)
- site 101, Leg 11 (LEROY, 1981)

## I.3- ORIGINES DES MINÉRAUX ARGILEUX DE L'OCEAN ATLANTIQUE NORD

L'origine des minéraux argileux de l'Atlantique Nord a été largement discutée en introduction sur base de nombreux travaux (cf première partie I.1.4). Nous avons montré la grande part accordée à l'héritage. Les néoformations et les transformations de minéraux argileux existent mais elles sont peu importantes et toujours limitées dans le temps et dans l'espace. Les effets de la diagénèse d'enfouissement n'ont pas été reconnus dans les forages D.S.D.P. Par conséquent, les assemblages argileux et leurs variations peuvent servir de base pour la reconstitution des paléoenvironnements.

DONNEES DE LA FRACTION MINÉRALOGIQUE ARGILEUSE ET DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES.



Composition de la fraction argileuse et géochimie du sédiment brut, Site 398 [d'après Chamley et al., 1978]. R. : Rhodochrosite.

I.4- LA SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS L'OCEAN ATLANTIQUE NORD

I.4.1- Crétacé

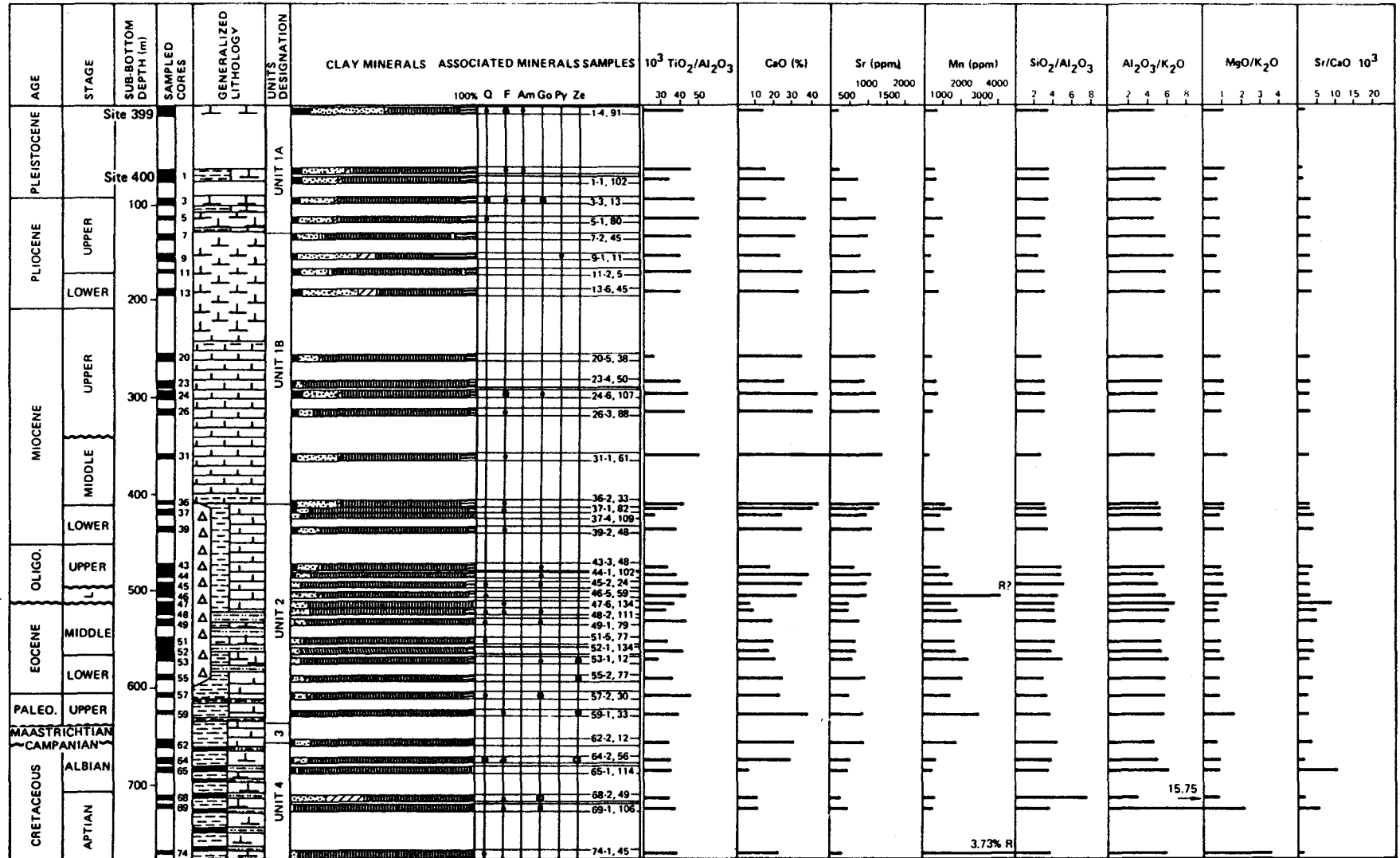
Au Crétacé moyen et supérieur, les venues de minéraux primaires observées de façon assez générale sur les marges de l'Océan Atlantique Nord (marge ouest: site 105, cap Hatteras; site 111, mer du Labrador; site 98, plateau des Bahamas; Marge est: site 369 ; LEROY, 1981) semblent résulter d'une phase d'ouverture importante de l'Océan dans sa partie nord-ouest et d'une subsidence plus active des marges (CHAMLEY et ROBERT, 1979). Cette ouverture a pu conduire à la formation de courants méridiens qui ont pu transporter des minéraux des latitudes nord vers les latitudes moyennes (CHAMLEY et al, 1979).

I.4.2- Paléocène

Il est absent de nombreux sites (111,112,101,369,367,397,402,406) ou incomplet (399,400). Il est parfois d'âge incertain (105,112,403). On le trouve sous des lithologies variées (boues varicolores, site 105; basalte et argiles rouges altérées, site 118, boues siliceuses, craies marneuses, sites 399,400 etc...). Il peut atteindre de grandes épaisseurs (300 mètres, argiles rouges à grises et turbidites du site 119). Le Paléocène est nettement mieux représenté sur la marge orientale que sur la marge occidentale de l'Océan Atlantique Nord.

Sur la marge européenne et africaine, des smectites bien cristallisées dominant généralement. Cependant, on note la présence de minéraux fibreux parfois très abondants: site 398, (fig. 2) au large du Portugal, attapulгите et sépiolite; site 119, baie de Biscaye, arrivée d'attapulгите (60%) à la base du Paléocène, dans la série turbiditique.

Sur la marge américaine, les smectites sont abondantes (sites 105, 98). L'Illite ne dépasse pas 10% et la kaolinite 15%.



CLAY MINERALS: C ■ CHLORITE K ■ KAOLINITE  
 I ■ ILLITE ■ ROUGH VALUE  
 ML ■ MIXED LAYERS ■ ATTAPULGITE (Low or very low clay content)  
 SM ■ SMECTITE ■ SEPIOLITE

ASSOCIATED MINERALS:  
 Q = Quartz ● very rare  
 Am = Amphiboles ● abundant  
 Py = Pyrite ● rare  
 F = Feldspars ○ very abundant  
 Go = Goethite  
 Ze = Zeolite



Les séries paléocènes se caractérisent également par la présence d'opale CT et de zéolite (clinoptilolite).

La dominance des smectites dans les sédiments résulte de l'érosion de sols mal drainés formés sur le continent à la faveur d'un climat chaud et humide à saisons contrastées en humidité, dans un paysage aux reliefs peu marqués. Les épisodes importants à minéraux fibreux (attapulgite et sépiolite) sont les témoignages en haute mer de l'érosion des bassins péri-marins semi-clos favorables à la formation d'argiles fibreuses. CHAMLEY et al, (1979) en déduisent un climat plus chaud et plus humide avec un maximum à la limite Paléocène/Eocène. Ces augmentations d'argiles fibreuses traduisent des périodes d'instabilité des marges océaniques pouvant entraîner une subsidence marginale accrue (site 119, turbidites, CHAMLEY, 1979b).

#### I.4.3- Eocène

L'Eocène est absent des sites 101 et 397, il est incomplet dans les sites 111 et 369.

Sur la marge nord-est de l'Atlantique, les smectites bien cristallisées dominent largement les autres espèces argileuses. Tel est surtout le cas pour les sites 399, 400 (fig. <sup>3</sup>) au large de la Bretagne). Elles sont presque exclusives dans les sédiments éocènes des sites 403 et 406 (sud du plateau de Rockall). Les smectites représentent au moins 70% de la fraction fine au site 119 (baie de Biscaye). Cependant, on note des teneurs importantes de minéraux fibreux attapulgite et sépiolite, à l'Eocène inférieur dans les sites 398 (fig. <sup>a</sup>), 367 et surtout 416 au large du Maroc où de longues fibres d'attapulgite et de sépiolite constituent la presque totalité de la fraction fine. Le site 118 (plaine abyssale du golfe de Gascogne) se distingue des autres sondages de l'Atlantique Nord par le fait que l'on observe, à l'Eocène, de grandes variations des pourcentages de kaolinite et d'illite, ces minéraux variant dans le même sens, et une absence

quasi totale des minéraux fibreux.

LEROY, (1981), explique ces faits par une influence continentale très marquée et plus constante que sur le Cantabria Seamount voisin où a été foré le site 119. Le hiatus d'environ 10 millions d'années situé au site 119, à la limite Eocène supérieur-Oligocène est lié, selon le même auteur, à un mouvement de surrection du Cantabria Seamount. La discontinuité correspond probablement à une période d'émersion. Pour LATOUCHE et MAILLET (1980), ce hiatus est dû à l'établissement, vers la fin de l'Eocène, d'un système hydrologique de type atlantique actuel, c'est à dire faisant intervenir des courants profonds nord-sud.

Sur la marge nord-ouest de l'Atlantique, où l'Eocène est beaucoup mieux développé que le Paléocène, les smectites sont abondantes. l'exemple le plus représentatif est celui du site 112 où les argiles et silts à nannofossiles de plus de 200 mètres d'épaisseur contiennent des assemblages argileux très constants où 90 à 95 % des fractions fines sont constitués de smectites. Au site 105, (ride inférieure du cap Hatteras), les smectites, toujours abondantes, sont accompagnées d'illite, de chlorite et de minéraux interstratifiés irréguliers dans des proportions plus importantes, la kaolinite atteint 15 à 20%. Cependant, des épisodes importants à minéraux fibreux (attapulgite) apparaissent à la partie supérieure de l'Eocène (site 98, plateau des Bahamas) et au sommet de la formation d'âge supposé Crétacé terminal-Eocène du site 105 où l'attapulgite atteint 30% au détriment des minéraux primaires qui ne subsistent qu'à l'état de traces.

Le quartz et les feldspaths se rencontrent fréquemment sur les deux marges de l'Atlantique et on observe la présence d'opale CT et de clinoptilolite dans de nombreux sondages.

La dominance des smectites bien cristallisées, dans la plupart des sédiments océaniques éocènes, traduit une période de stabilité, tout au moins la possibilité de formation de sols relativement évolués dans les

plaines continentales adjacentes à la marge atlantique sous un climat chaud à saisons contrastées en humidité (LEROY, 1981).

Les passages à argiles fibreuses reflètent divers caractères du domaine marginal où ces minéraux se sont formés: climat chaud à humidité saisonnière très contrastée, bassins côtiers semi-clos favorisés par un régime marin transgressif, instabilité périodique liée aux phases d'élargissement de l'Atlantique ("spreading") et autorisant les remaniements vers les milieux ouverts (CHAMLEY, 1979a et 1979b). D'une manière générale, à partir du Paléogène inférieur, les argiles fibreuses sont mieux représentées sur la marge est que ouest ( LEROY, 1981). L'hypothèse de climats moins propices à l'ouest (plus froid) est plus probable, selon CHAMLEY et al (1980a), qu'une cause morphologique (position déjà plus septentrionale dès avant le Paléogène et possibilité de courants longitudinaux d'origine nordique).

Leur présence à l'Eocène inférieur, tout au long de la marge européenne et africaine et au sud de la marge américaine, souligne probablement, selon LEROY (1981), un épisode important d'élargissement de l'Océan Atlantique Nord. Cette réaction des marges atteint aussi les roches du socle puis les parties amont des bassins versant (présence de minéraux primaires et de kaolinite). A l'Eocène supérieur, l'instabilité des marges océaniques est moindre, elle résulte de phénomènes locaux qui n'affectent que les zones bordières (sur la marge occidentale), tectonique pyrénéenne qui affecte la sédimentation du golfe de Gascogne (sur la marge orientale).

#### 1.4.4- Oligocène

Sur la marge européenne et africaine de l'Atlantique Nord, L'Oligocène n'est pas représenté dans tous les sondages. Il est absent des sites 118, 401, 402, 404, 405, il est peu représenté aux sites 367, 403, il est présent à bien développé aux sites 119, 369 (où il atteint 180 m d'épaisseur), 397, 398, 399, 400 (fig. 3), 406. L'étude

comparative des sondages fait apparaître à cette époque une augmentation générale des minéraux primaires et des minéraux interstratifiés irréguliers de dégradation. LEROY, (1981) observe en outre une diminution concomitante de la cristallinité des smectites. Les minéraux fibreux, quant à eux, tendent à disparaître. Les variations des assemblages argileux, à l'Oligocène, se font suivant des modalités différentes selon les sondages étudiés. Par exemple, au site 369, les marnes argileuses et les argiles à nannofossiles et à diatomées épaisses de 180 m contiennent des smectites toujours dominantes. L'illite et la kaolinite également présentes, subissent des fluctuations parallèles d'amplitude modérée. DIESTER-HAASS et CHAMLEY (1980) y déterminent quatre zones minéralogiques caractérisées par des types d'environnement différents (climat, alternance de phases transgressives et régressives, tectonique).

Au site 367, l'augmentation temporaire de la kaolinite à l'Oligocène supérieur (Miocène inférieur) est liée selon CHAMLEY (1979) au passage du domaine de sédimentation dans la zone climatique équatoriale chaude et très humide favorable à la formation et à l'érosion de la kaolinite et des oxydes associés. C'est le début d'une différenciation climatique latitudinale.

Aux sites 399, 400 (fig. 3), l'illite et la kaolinite augmentent à l'Oligocène. La chlorite n'apparaît qu'à l'Oligocène supérieur puis se développe.

Au site 406, les smectites sont presque exclusives.

On note à cette époque des quantités parfois importantes de zéolite (site 119).

Sur la marge américaine, l'Oligocène n'est bien représenté que dans le site 112. On y note, à l'Oligocène moyen, une augmentation de l'illite par rapport aux smectites, l'apparition de la chlorite et la réapparition de la kaolinite.

Au site 98, les minéraux primaires augmentent régulièrement dès l'Oligocène, et sont accompagnés de minéraux interstratifiés irréguliers en traces; la kaolinite est présente (5 à 10%).

Les teneurs générales plus élevées en smectites du site 112, de situation plus septentrionale, sont liées à des courants de fond provenant des hautes latitudes où abondent les smectites (LEROY, 1981).

Cette évolution des minéraux argileux: augmentation des minéraux primaires et des minéraux interstratifiés irréguliers de dégradation, résulte selon CHAMLEY (1979a) des refroidissements mondiaux du Cénozoïque. Ils sont " responsables du relais partiel de l'altération chimique par l'altération physique, de l'érosion des sols par celle des roches ". Une augmentation rapide et brève des quantités de minéraux primaires, à la partie supérieure de l'Oligocène suggère, selon LEROY (1981), une des dernières phases d'ouverture importante de l'Atlantique Nord, affectant l'ensemble des marges.

#### I.4.5- Miocène - Pliocène - Pléistocène

Sur la marge nord-est du domaine atlantique, des augmentations parfois très importantes de minéraux primaires et des interstratifiés irréguliers, aux dépens des smectites, s'observent dans tous les sondages étudiés. La kaolinite suit parfois cette évolution (sites 118, 397, 367). On observe en outre une diminution des quantités de kaolinite du sud vers le nord (site 367: plus de 50% au Miocène; site 397: jusqu'à 20% au Miocène supérieur; au site 118: 15% au Pliocène, et du site 401 à 406, teneurs plus faibles : 5% ou moins). Les minéraux fibreux sont peu abondants dans l'ensemble, l'attapulгите reste néanmoins présente aux sites 367 et 397, de la sépiolite épisodique l'accompagne.

Sur la marge nord-ouest du domaine atlantique, les sédiments miocènes à pléistocènes sont, d'une manière générale, les témoins de l'amplification de l'évolution amorcée à l'Oligocène. Les smectites diminuent et deviennent mal cristallisées, les minéraux primaires et

interstratifiés irréguliers augmentent. C'est au Pliocène que cette évolution est la plus marquée (sites 111, 112). La kaolinite est toujours présente mais elle ne dépasse jamais 10%. Ses teneurs sont un peu plus élevées dans la partie sud de la marge. Au Pléistocène, les smectites n'atteignent plus que 20 à 30% de la fraction fine (site 111), 50% (site 112) et 70% (site 98).

Sur les deux marges, les minéraux associés quartz et feldspaths augmentent vers le sommet des séries, les amphiboles apparaissent souvent au Plio-Pléistocène avec parfois de la goethite et plus rarement de la gibbsite, (site 367).

Ces augmentations de minéraux primaires et interstratifiés irréguliers de dégradation reflètent les grands refroidissements mondiaux du Cénozoïque. Le décapage est facilité par un climat moyen plus humide.

Les variations latitudinales relatives aux quantités de kaolinite, observées sur les deux marges de l'Océan Atlantique Nord, traduisent une différenciation des climats plus marquée que pour les périodes antérieures (LEROY, 1981).

Aux sites 415 et 416 (au large du Maroc), les teneurs plus élevées en minéraux primaires observées au Miocène inférieur et moyen par rapport aux sites plus septentrionaux ont pour cause probable le passage à un climat de type désertique qui a débuté au cours du Paléogène (CHAMLEY et al, 1980a).

L'étude comparative de la sédimentation argileuse des deux marges met en évidence l'accentuation des différences déjà notées pour les périodes précédentes (LEROY, 1981).

\* Climat plus frais sur le nord du continent américain depuis l'Eocène peu favorable à la formation de quantités importantes de kaolinite.

\* Plus grande stabilité du continent américain et du bouclier canadien où les phénomènes de pédogenèse et d'altération superficielle

sont favorisés. Les exportations de minéraux primaires s'y produisent plus tard (Miocène supérieur) que sur la marge européenne.

\* Existence de courants de fond pouvant dater du Paléogène dans la partie septentrionale de la marge américaine. Ils seraient responsables du transport de smectites d'origine probablement volcanique provenant de zones plus septentrionales: bassins d'Islande et de Norvège ou plateau de Rockall.

#### CONCLUSION

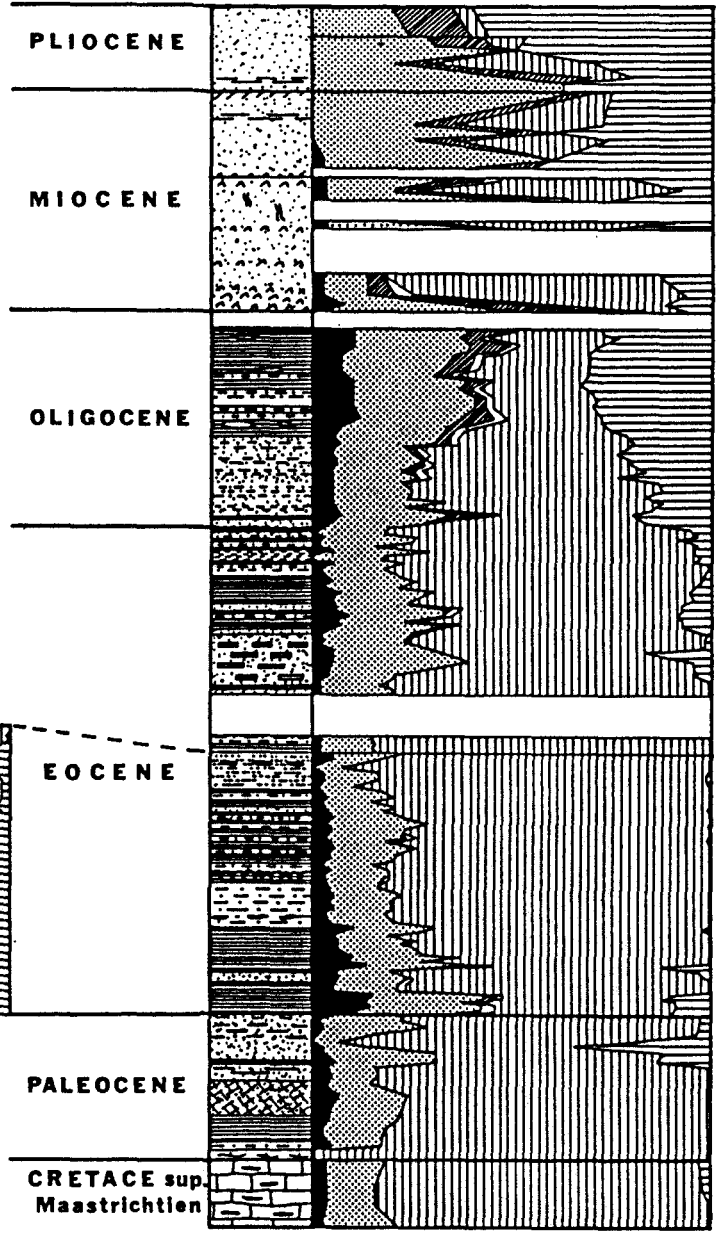
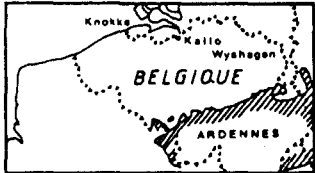
L'étude des assemblages argileux détritiques de l'Océan Atlantique Nord permet de reconstituer les paléoenvironnements continentaux du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

Au Paléogène, la dominance de smectites détritiques bien cristallisées, en dehors des périodes d'instabilité tectonique, indique un héritage de sols mal drainés formés sur les marges continentales de l'Atlantique Nord, sous des climats chauds à saisons contrastées en humidité. La vaste extension de ces smectites indique une uniformité latitudinale prononcée de la distribution des climats mondiaux (CHAMLEY et al, 1980a).

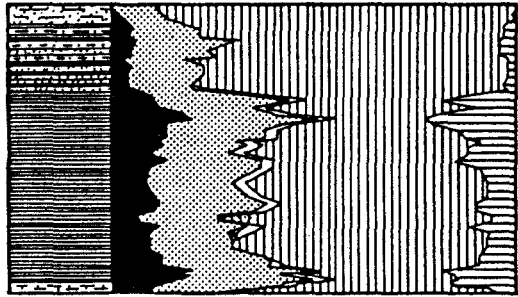
A partir de la fin de l'Eocène, la réapparition ou l'augmentation des minéraux primaires et d'altération ménagée, leur croissance jusqu'au Pléistocène, reflètent les refroidissements mondiaux du Cénozoïque, l'étalement fréquent des précipitations annuelles et le développement subséquent de circulations profondes méridiennes (CHAMLEY et al, 1980a et 1980b). Celles-ci sont responsables du transport d'illite et des minéraux primaires associés des latitudes nord vers les latitudes moyennes et basses. L'évolution s'effectue par saccades liées aux stades majeurs du développement des calottes (au Miocène supérieur pour l'Antarctique et le Pliocène-Pléistocène pour l'Arctique) puis des glaciers du système alpin (CHAMLEY, 1979a).

L'étude comparative des minéraux terrigènes des sédiments des deux

SONDAGES DE  
KALLO ( PALEOGENE )  
ET DE WYSHAGEN ( NEOGENE )



SONDAGE DE KNOKKE





marges de l'Océan Atlantique Nord (sites 105 et 367) permet, en outre, de mettre en évidence la migration latitudinale des plaques lithosphériques.

Les augmentations brutales de minéraux fibreux au Crétacé supérieur (attapulgite), au Paléocène et à l'Eocène inférieur (attapulgite et sépiolite) sur les deux marges de l'Atlantique indiquent l'existence de bassins marginaux, semi-clos, favorisés par un régime marin transgressif, un climat chaud à humidité saisonnière très contrastée, une instabilité des marges liées à l'expansion océanique. Les augmentations de minéraux primaires et de kaolinite traduisent également des reprises d'érosion consécutives à une instabilité des marges liée aux phases d'ouverture océanique (Crétacé supérieur et Oligocène supérieur).

Les assemblages argileux fournissent donc des informations climatiques, tectoniques, courantologiques et morphologiques. Ils sont également les reflets des évolutions pédologiques continentales et des modifications des bassins versants.

II COMPARAISON AVEC LE BASSIN BELGO FRANCO ANGLAIS

II.1- LA SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LE BASSIN BELGE (Fig.4)

Le sondage de Kallo (nord de la Belgique) a été choisi comme base de comparaison pour le Paléogène car c'est le plus complet. Le sondage de Wyshagen (nord-est de la Belgique) est utilisé pour la comparaison des sédiments néogènes.

Le sondage de Kallo est très représentatif de la sédimentation générale du bassin belge. Nous avons vu en effet qu'une grande homogénéité caractérise cette dernière. Nous avons également fait figurer la composition argileuse des sédiments paléocène et éocène du sondage de Knokke (ouest de la Belgique) car il permet de voir la principale variation latérale des assemblages argileux.

125

II.1.1- Le crétacé supérieur (Maastrichtien) de Kallo se caractérise par des smectites abondantes bien cristallisées. Une telle composition témoigne surtout d'un climat chaud et humide à saisons contrastées en humidité, des zones continentales pénéplanées où peuvent se concentrer les ions issus des zones amont mieux drainées et une certaine stabilité tectonique. Nous avons vu (cf 3<sup>ème</sup> partie, I.) que la formation de failles verticales, surtout localisées dans le bassin de Mons et une discordance des premiers dépôts dano montiens étaient les principaux effets de l'instabilité fini Crétacé en Belgique.

Au même moment, sur les marges de l'Océan Atlantique Nord, la sédimentation argileuse enregistre des variations brutales de composition (augmentations amples de minéraux fibreux, ou de minéraux primaires ou de kaolinite).

Comparaison avec le domaine atlantique Nord:

1<sup>ère</sup> différence- Au Crétacé très supérieur (Maastrichtien), l'instabilité (phase laramienne ?) se traduisant surtout par la formation de failles verticales dans le bassin belge, n'apparaît pas au niveau des assemblages argileux. Cependant, au Campanien (Knokke), l'augmentation importante de la kaolinite suivie, vers le haut de la formation, par une évolution dans le même sens des minéraux primaires, peut refléter une certaine instabilité des reliefs qui entraîne l'érosion des sols puis des roches.

2<sup>ème</sup> différence- l'absence de minéraux fibreux contraste avec leur abondance, au même niveau, dans l'Océan Atlantique Nord. Comme le même type de climat règne sur les deux domaines, la cause est probablement imputable à une différence morphologique des marges.

II.1.2- Au Paléocène, les smectites bien cristallisées dominent toujours mais on note la présence de minéraux primaires chlorite et illite en proportion plus grande (25%). Les couches supérieures lagunaires montrent la présence de kaolinite.

La prépondérance des smectites bien cristallisées souligne la persistance du climat décrit pour le Crétacé supérieur. Cependant les minéraux primaires indiquent l'érosion de roches, en l'occurrence celles de l'Ardenne et du Sous Bloc Brabant Nord émergés.

La présence de kaolinite dans les couches supérieures permet de concevoir la formation de sols latéritiques dans les zones amont bien drainées sous un climat chaud à humidité plus constante.

#### Comparaison avec l'Océan Atlantique Nord

Cette évolution climatique est identique à celle déduite des assemblages argileux des marges de l'Océan Atlantique Nord. Même le climat plus chaud et plus humide de la partie supérieure du Paléocène est signalé par CHAMLEY et al, (1979). Tout comme dans l'Atlantique Nord, les fractions fines des sédiments du bassin belge montrent l'abondance d'opale CT et de clinoptilolite.

#### Différences:

\* teneur moyenne plus élevée des minéraux primaires dans le bassin belge, sans doute liée à la proximité des sources terrigènes et par effet du phénomène de sédimentation différentielle.

\* absence de minéraux fibreux due probablement à une morphologie inadaptée des marges continentales.

II.1.3- A l'Eocène, des smectites bien cristallisées dominent toujours nettement les assemblages argileux dans la plus grande partie du bassin belge. Elles reflètent l'existence d'aires continentales peu déclives et mal drainées, soumises à des climats moyens chauds et seulement périodiquement humides. *Les observations en microscopie électronique par transmission montrent la présence de smectites latées assez abondantes.* L'augmentation des minéraux primaires accompagnés de kaolinite à la base de la formation d'Ypres est liée à la transgression qui remobilise une partie des sédiments sous-jacents.

L'augmentation de la kaolinite vers l'ouest de la Belgique (et dans le nord de la France, Argile d'Orchies, CALATAYUD, 1981) alors que dominent

les smectites à l'est, peut résulter de l'action prépondérante de courants d'origine nordique. Ces courants peuvent avoir pour origine le début de l'ouverture de la mer de Norvège.

Ils sont facilités par le fait que la Manche est individualisée à cette époque, ce qui permet leur passage vers l'Atlantique.

La présence de minéraux fibreux ( sépiolite 5 à 7%) dans quelques échantillons de l'Yprésien inférieur de Mol situé plus à l'est du bassin par rapport à Kallo, peut indiquer l'existence de petits bassins semi-clos sur la marge continentale. Le régime transgressif de l'Yprésien inférieur est un élément favorable à l'élaboration de tels bassins. La présence de palygorskite (5%) notée par CALATAYUD dans des formations d'âge équivalent dans le nord de la France (Argile d'Orchies) tend à confirmer cette interprétation. Le développement de ces minéraux indique un climat chaud à humidité très contrastée.

L'Yprésien est suivi d'une baisse importante du niveau marin. Elle entraîne l'accentuation des faciès sableux et une reprise d'érosion des roches qui se traduit par une augmentation des minéraux primaires dans les sables et grès calcareux à faciès "bruxellien" bien représentés dans le sondage de Mol situé à l'est du bassin.

A l'Eocène supérieur, (Bartonien) l'augmentation des minéraux primaires et la réapparition de la kaolinite correspondent à une reprise d'érosion des roches et des sols latéritiques. Cette instabilité correspond à un mouvement de surrection de l'Ardenne et de l'axe de l'Artois ainsi qu'un approfondissement du milieu de dépôt. Ce mouvement positif se prolonge probablement vers l'ouest avec le soulèvement du Weald qui sépare le bassin de Dieppe-Hampshire du bassin de Londres et interrompt par conséquent la communication entre la mer du Nord et l'Océan Atlantique Nord. Les courants ayant joué un rôle majeur sur la sédimentation argileuse des couches éocènes inférieures doivent diminuer fortement d'intensité ou disparaître, cédant ainsi la place à

l'expression directe de l'érosion des roches et des sols du massif ardennais (augmentations simultanées des minéraux primaires et de la kaolinite).

Comparaison avec l'Océan Atlantique Nord

L'abondance générale de smectites bien cristallisées dans les deux domaines témoigne d'un climat chaud et humide à saisons contrastées.

Dans l'Atlantique Nord, le développement important d'argiles fibreuses, à l'Eocène inférieur, indique l'extension considérable de climats chauds à humidité très contrastée sur les bordures ( CHAMLEY et al, 1980a). La présence, bien sur plus discrète, de minéraux fibreux dans le bassin belge et le nord de la France, à l'Yprésien inférieur, semble indiquer un tel climat sur les bordures du continent adjacent.

Dans l'Atlantique Nord, l'Eocène inférieur est marqué par une grande instabilité des marges est et sud occidentale. Elle se traduit par une hétérogénéité importante des assemblages argileux qui est due à l'érosion des zones bordières (augmentation des minéraux fibreux), des roches (minéraux primaires) et des zones amont (kaolinite).

Une telle instabilité ne paraît pas exister sur les marges du bassin belge. L'augmentation des minéraux primaires et de la kaolinite est plutôt liée à l'effet de la transgression yprésienne. Le caractère très discret des minéraux fibreux à l'Yprésien inférieur peut en être une preuve.

L'action des courants nord-sud joue un rôle important sur la répartition des sédiments argileux du bassin belge alors qu'aucune action de ceux-ci n'est signalée dans le bassin atlantique dans les travaux consultés.

A l'Eocène supérieur, la sédimentation de l'Atlantique Nord reflète des conditions plus calmes, elle n'est marquée que par des instabilités locales n'affectant que les zones bordières (marge ouest) et le Golfe de Gascogne (marge est, tectonique pyrénéenne). L'instabilité des marges du bassin belge apparaît donc également comme un phénomène local.

L'établissement, vers la fin de l'Eocène d'un système hydrologique de type atlantique actuel faisant intervenir des courants profonds nord-sud, est un fait important de l'histoire de l'Atlantique Nord. Dans le domaine étudié, la surrection de l'Ardenne, de l'axe de l'Artois et du Weald interrompant la communication entre la mer du Nord et l'Atlantique Nord, provoque au contraire l'arrêt des courants nord-sud établis à l'Eocène inférieur.

Par contre, dans les deux bassins, on observe la présence de clinoptilolite et, d'opale CT. et de smectites *littées* (HOLTZAPFEL, 1983).

II.1.4- A l'Oligocène, on note dans le bassin belge une augmentation progressive de la kaolinite (qui débute même dès l'Eocène supérieur) accompagnée par une évolution similaire des minéraux primaires et des minéraux interstratifiés irréguliers. Dans le même temps, les smectites se dégradent. Cette évolution traduit surtout un refroidissement climatique qui entraîne l'érosion physique des roches et la destabilisation des sols latéritiques formés auparavant. Les altérations deviennent modérées.

La diminution du niveau marin à la fin de l'Eocène et une certaine instabilité tectonique ont probablement amplifié les phénomènes érosifs. Une partie des minéraux argileux peut provenir d'une remobilisation de sédiments antérieurs, éocènes par exemple, émergés. Des marques d'un certain confinement apparaissent (augmentation des matières organiques, pyrite).

Comparaison avec l'Atlantique Nord

Dans l'Océan Atlantique Nord on observe la même évolution en ce qui concerne les minéraux primaires et les minéraux interstratifiés irréguliers mais elle est plus discrète (fig. 3. sites 399,400). Cette atténuation du phénomène est sans doute liée à l'éloignement du rivage et à un effet du phénomène de sédimentation différentielle. En outre, dans l'Atlantique Nord, la kaolinite accompagne rarement les minéraux primaires. Dans l'ensemble de ce domaine, cette évolution est également interprétée comme la conséquence des premiers refroidissements climatiques mondiaux.

II.1.5- Au Miocène, Pliocène, dans le bassin belge, les assemblages argileux témoignent d'une intensification des phénomènes érosifs atteignant les roches et les sols (augmentation des minéraux interstratifiés irréguliers et de la kaolinite au détriment des smectites). Cette évolution résulte d'une accentuation du refroidissement climatique. La baisse très importante du niveau marin à l'Oligocène supérieur (Chattien) a probablement amplifié les phénomènes érosifs et entraîné une remobilisation plus ou moins importante des sédiments plus anciens. Ces refroidissements ne semblent pas progressifs, en effet, à la base du Miocène les smectites redeviennent abondantes. La disparition de la chlorite à partir du Miocène supérieur peut résulter d'un climat plus humide qui intensifie également l'érosion. La goethite accompagne les minéraux argileux.

Comparaison avec l'Atlantique Nord

En ce qui concerne le climat, l'interprétation des assemblages argileux de l'Atlantique Nord est identique, dans ses grandes lignes, à celle relative au bassin belge: action majeure des refroidissements climatiques mondiaux.

Les différences concernent surtout les quantités de minéraux

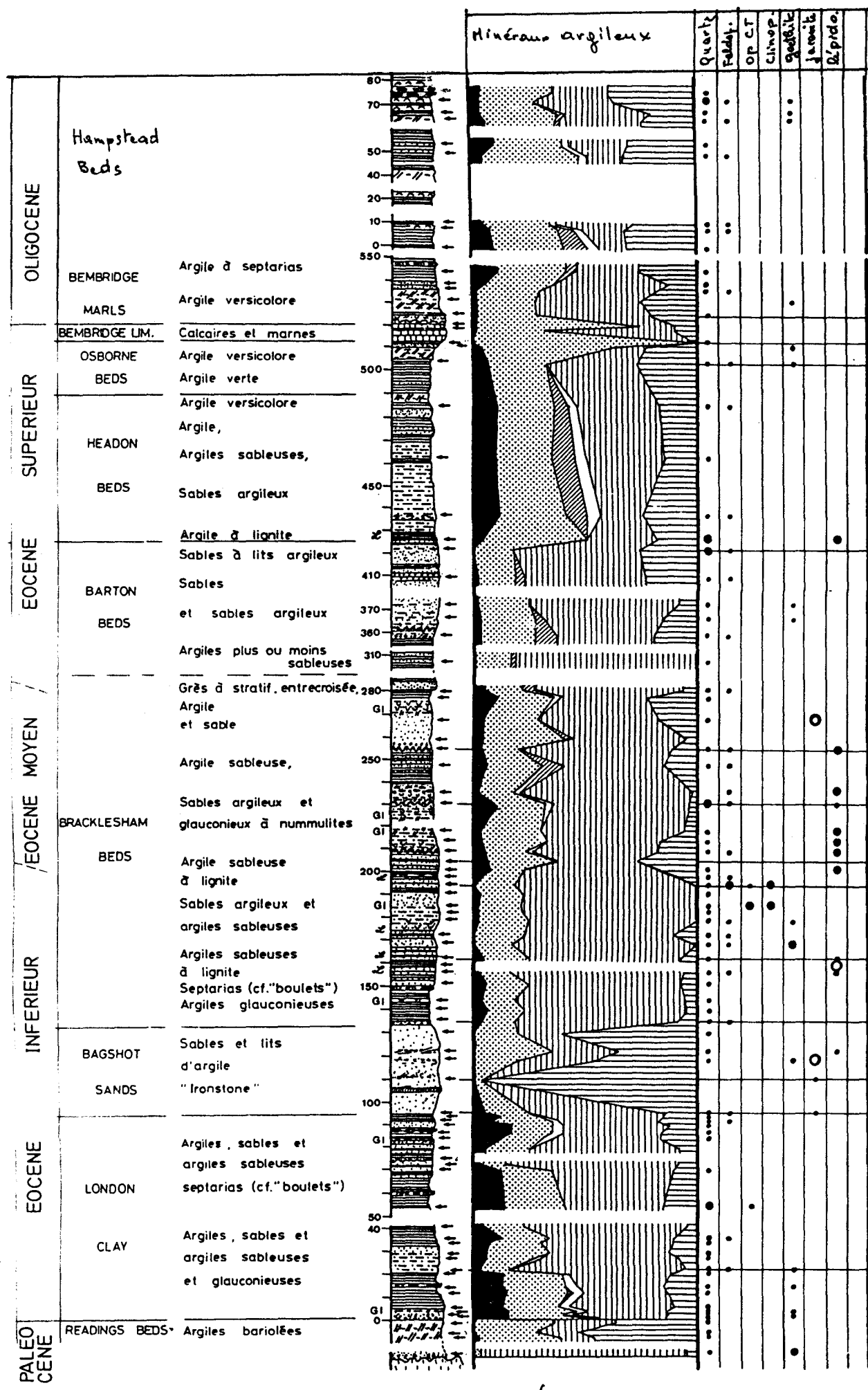


Figure : Coupe de l'île de Wight (DuPuis inédit 1980).



primaires qui sont beaucoup plus élevées dans le bassin belge par rapport à la marge est et surtout la marge ouest. Les augmentations importantes de minéraux primaires se font en général plus tardivement dans le domaine atlantique surtout sur la marge ouest où elles ne débutent qu'au Miocène supérieur. Enfin, l'apparition de quantités importantes de kaolinite, dès l'Oligocène, ne s'observe pas sur la marge nord-est de l'Atlantique Nord (site 400, fig. 3 ). En effet, dès l'Oligocène supérieur, la différenciation climatique latitudinale s'y marque par une diminution des quantités de kaolinite du sud vers le nord. Cependant, comme ces teneurs élevées de kaolinite résultent d'une érosion intense de sols latéritiques formés antérieurement, les différences observées avec les résultats de la marge nord-est de l'Atlantique sont compatibles.

II.2- LA SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LE BASSIN DU HAMPSHIRE (fig. 5 )

La proximité du rivage caractérise le milieu de sédimentation des coupes de l'île de Wight. Elle se traduit, au niveau des argiles, par des teneurs relativement élevées des minéraux primaires, par la constance de la kaolinite et par une grande hétérogénéité des assemblages argileux. En effet, les moindres oscillations des phases transgressives et régressives entraînent des variations concomitantes de la composition argileuse (alternance de valeurs élevées et faibles du rapport minéraux primaires / kaolinite à l'Eocène moyen).

Tout comme pour le bassin belge, les assemblages argileux de l'Eocène inférieur résultent probablement en partie de l'action de courants nord-sud.

Dans un niveau sableux de l'Eocène inférieur, une partie de la kaolinite est néoformée (diagenèse de pore).

Les manifestations d'instabilités tectoniques éventuelles sont

difficiles à identifier dans un tel contexte.

A l'Eocène, la présence constante de kaolinite témoigne d'un climat chaud à humidité constante dans les zones amont bien drainées. Les smectites bien cristallisées pouvant atteindre jusque 75% de la fraction fine (sommet de l'Eocène inférieur) traduisent l'existence de zones basses où viennent se concentrer les ions lessivés des zones amont et un climat chaud à saisons contrastées en humidité.

Les smectites peuvent également provenir en partie de la craie elle-même.

A l'Eocène supérieur, l'augmentation des minéraux primaires, des interstratifiés irréguliers et une diminution de la cristallinité des smectites peuvent résulter d'un refroidissement climatique qui accentue l'altération physique des roches par rapport aux altérations chimiques. Une remobilisation de couches plus anciennes peut également intervenir en raison du caractère plus restreint du bassin lié à un mouvement tectonique: émergence du Weald qui sépare le bassin du Hampshire du bassin de Londres et / ou d'un abaissement du niveau de la mer. Ces conditions provoquent, à l'Eocène terminal, l'évolution du milieu vers un type continental à caractère chimique basique. Il est probable que des phénomènes de transformations de minéraux argileux se produisent dans ce milieu particulier (niveau à 100% d'illite au caractère ferrifère très marqué).

A l'Oligocène inférieur, les teneurs élevées en minéraux primaires et en kaolinite aux dépens des smectites, témoignent du refroidissement climatique qui a débuté dès l'Eocène supérieur.

#### Comparaison avec l'Atlantique Nord

Les ressemblances entre les sédimentations argileuses du bassin du Hampshire et de l'Atlantique Nord sont les mêmes que celles signalées lors de la comparaison avec le bassin belge: évolution climatique, action

de courants nord-sud. A noter que les refroidissements climatiques se manifestent plus nettement et plus tôt (Eocène supérieur) que dans le bassin belge et a fortiori que dans le domaine atlantique Nord.

Les différences sont en partie identiques à celles déjà signalées dans le paragraphe précédent relatif au bassin belge mais elles sont amplifiées:

\* teneurs plus élevées en minéraux primaires et en kaolinite liées à la proximité du rivage et au phénomène de sédimentation différentielle et à la faible dispersivité de la kaolinite (CHAMLEY et al, 1980a).

\* hétérogénéité des assemblages argileux en relation avec les phases transgressives et régressives entraînant une possibilité de masquage des manifestations d'instabilités tectoniques éventuelles.

\* reprises, à l'Eocène supérieur, (à l'Oligocène dans le bassin belge) de sédiments déposés antérieurement, liées au caractère très restreint des bassins correspondants. Le confinement est plus poussé dans l'île de Wight. Dans certains niveaux intercalés dans des calcaires continentaux, des phénomènes de transformation sont sans doute responsables de la formation d'illites à caractère ferrifère marqué.

\* néoformations de kaolinite par diagenèse de pore.

\* absence de minéraux fibreux.

Deux différences supplémentaires sont à signaler:

\* l'extrême rareté de l'opale CT et de la clinoptilolite. On n'observe ces minéraux que dans la bande étroite de sédiments, dépourvue de kaolinite, au sommet de l'Eocène inférieur

\* l'abondance de minéraux associés riches en fer (goethite, lépidocrocite, jarosite).

### III CONCLUSION

L'étude comparative de la sédimentation argileuse cénozoïque, d'une part, dans les bassins belge et du Hampshire et, d'autre part, dans l'Océan Atlantique Nord, a fait ressortir des points communs et des différences que nous rappelons:

#### III.1. POINTS COMMUNS

##### III.1.1- Prépondérance de l'héritage

Dans les deux domaines, les minéraux argileux sont essentiellement hérités. Des phénomènes de diagenèse précoce et d'authigenèses s'y sont largement développés:

\* formation de clinoptilolite et d'opale CT en abondance (Paléocène, Eocène).

\* recristallisation des smectites floconneuses détritiques donnant des smectites authigènes lattées. Selon HOLTZAPFFEL, (1983), leur présence ne modifie pas de manière importante le stock d'argiles héritées initial.

##### III.1.2- Les variations climatiques

Au cours du Cénozoïque, les assemblages argileux soumis à comparaison, reflètent l'évolution climatique générale suivante:

\* climat chaud à saisons contrastées en humidité à l'Eocène (dominance de smectites bien cristallisées).

\* premiers refroidissements climatiques dès l'Eocène supérieur et leur accentuation par saccades en relation avec le développement des calottes glaciaires au cours du Néogène (augmentation des minéraux primaires et des interstratifiés irréguliers aux dépens des smectites qui deviennent mal cristallisées). Une certaine humidité caractérise également ces climats plus froids du Néogène.

III.1.3- Périodes d'instabilité tectonique

Dans l'Océan Atlantique Nord, elles sont liées essentiellement aux phases majeures d'élargissement (surtout Crétacé supérieur, Paléocène supérieur-Eocène, instabilités plus locales à l'Eocène supérieur puis ouverture à l'Oligocène supérieur, cf tableau ). Dans le bassin belge, l'instabilité majeure notée à l'Eocène supérieur apparaît comme un phénomène local au même titre que la phase pyrénéenne par rapport à l'histoire de l'Océan Atlantique Nord. Dans les deux domaines, les mouvements positifs des marges se manifestent par des reprises d'érosion des roches et des sols et, principalement dans l'Atlantique Nord, par le remaniement d'argiles fibreuses formées dans des bassins semi-clos marginaux. Comme dans le golfe de Gascogne, ces mouvements s'accompagnent d'un approfondissement du bassin.

III.1.4- Influence des courants

Dans l'Atlantique Nord, des circulations méridiennes nord-sud apparaissent au Crétacé supérieur et s'intensifient à l'Eocène supérieur-Oligocène. Elles sont liées à des phases d'ouverture. Ces courants peuvent modifier de façon importante les assemblages argileux sous leur dépendance:

\* transport, au Néogène, de smectites d'origine septentrionale sur la marge nord américaine, sites 111 et 112, ces minéraux y sont plus abondants qu'ailleurs.

\* présence fréquente de hiatus et déficit sédimentaire important entre l'Eocène moyen et le Miocène moyen inclus dans l'Atlantique Nord-Est, (legs 47,48 ; LATOUCHE et MAILLET, 1985). Le déficit de sédimentation atteint un maximum à l'Eocène supérieur et particulièrement au nord, à Rockall, par rapport aux sites plus méridionaux. Il pourrait être attribué selon les auteurs à un vannage lié aux courants d'eau profonde issus de la mer de Norvège. Dans le bassin belge, des courants nord-sud

empruntant le couloir de la Manche bien individualisée, vers l'Atlantique Nord, sont probablement responsables des variations latérales observées à l'Eocène inférieur. Ils paraissent liés au début de l'ouverture de la mer de Norvège.

III.1.5- La sédimentation différentielle

Les teneurs plus élevées en minéraux primaires et en kaolinite observées dans le bassin belgo-franco-anglais par rapport à l'Atlantique Nord sont dues à la proximité des marges dans le premier domaine. Cette différence résulte du phénomène de sédimentation différentielle, les particules de plus grosse taille se déposant plus près des côtes. Dans chacune des deux zones sédimentaires les effets de ce processus se perçoivent de façon tenue dans le bassin belge et dans l'Atlantique Nord (au large de la Bretagne).

III.2. Différences

III.2.1- lithologie

Les différences lithologiques sont surtout marquées par l'abondance des faciès silteux et sableux et par la présence de niveaux d'altérations pédogénétiques dans le bassin faisant l'objet de travail.

III.2.2- néoformation de kaolinite

Dans les niveaux plus grossiers du domaine belgo-franco-anglais, la kaolinite se néoforme par diagenèse de pore.

III.2.3- hétérogénéité plus grande des dépôts plus littoraux par rapport à une homogénéité d'ensemble des sédiments de l'Atlantique Nord (sauf le site 118 plus soumis que les autres aux influences continentales).

III.2.4- teneurs nettement plus élevées des minéraux primaires et de la kaolinite dans le bassin belgo-franco-anglais par rapport à l'Océan Atlantique Nord. Ceci est une conséquence du phénomène de sédimentation différentielle déjà mentionné.

III.2.5- faible représentation des minéraux fibreux dans le domaine étudié comparée à leur abondance surtout au Paléocène et à l'Eocène dans l'Océan Atlantique Nord.

Le tableau rassemble les principaux événements qui se sont produits à partir du Crétacé supérieur jusqu'au Pliocène dans l'Océan Atlantique Nord et le bassin belgo-franco-anglais.

| AGES              | OCEAN ATLANTIQUE NORD  | BASSIN BELGO-FRANCO-ANGLAIS  |
|-------------------|--|--|
| ÉGOCÈNE SUPÉRIEUR | phase d'ouverture  | Abaissement du niveau marin<br>instabilité tectonique faible<br>confinement des bassins plus restreint |
| OCCÈNE SUPÉRIEUR  | ouverture courants nord-sud  | Instabilité tectonique   |
| OCCÈNE            | formation de la mer de Norvège                                     | Établissement de courants nord-sud.  |
| PÉOCÈNE SUPÉRIEUR | séparation du Groënland du plateau de Rockall                      | Régression importante puis transgression   |
| ÉTAGE ÉCÈNE       | séparation du Canada et du Groënland. courants méridiens nord-sud. | Grande régression instabilité tectonique faible petits plissements. failles.                           |

TABLEAU - RELATIONS ENTRE LES PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS D'ORDRE GEODYNAMIQUE DE L'OCEAN ATLANTIQUE NORD ET LES CHANGEMENTS CONTEMPORAINS ENREGISTRÉS DANS LE BASSIN BELGO-FRANCO-ANGLAIS



CONCLUSIONS GENERALES

I. Les argiles marines tertiaires du bassin belgo franco anglais sont essentiellement hérités des terres émergées environnantes.

A. Les transformations survenues après le dépôt ont une importance limitée. Elles sont de deux ordres:

\* diagenèse précoce touchant les smectites avec la formation de smectites lattées. Ces transformations se font à bilans chimique et minéralogique constants.

\* diagenèse liée à la nature poreuse de certains sédiments permettant les circulations obliques: néoformation de kaolinite.

B. Dans les sédiments très glauconieux l'existence d'illite glauconitique dans la fraction fine perturbe plus ou moins la composition de celle-ci dans le sens d'une surévaluation des pourcentages de l'illite. Cette "contamination" de la fraction argileuse par l'illite glauconitique se décèle facilement par des valeurs faibles du rapport  $I_{002}/I_{001}$  de l'illite et par une diminution de son état cristallin.

C. Dans les sédiments calcaires oligocène de l'île de Wight présence de niveaux argileux verts où l'illite peut atteindre 100%. Le caractère ferrifère est très marqué. Elle résulte probablement de transformations.

II. Tous ces phénomènes, d'ampleur très limitée, ayant été identifiés, nous avons pu interpréter les évolutions temporelles et spatiales des assemblages argileux en fonction du paléoenvironnement.

A. Evolution climatique

L'évolution stratigraphique des assemblages argileux des sédiments tertiaires marins du bassin belge traduisent l'évolution climatique de cette époque: prédominance des smectites à l'Eocène indiquant un climat chaud et humide à saisons contrastées en humidité.

Cependant, l'apparition de kaolinite au Landénien supérieur atteste d'un climat à humidité plus constante.

A l'Eocène supérieur, les augmentations progressives des minéraux primaires, des minéraux interstratifiés irréguliers et de la kaolinite au détriment des smectites qui deviennent mal cristallisées traduisent l'évolution vers un climat plus froid, de type tempéré. L'évolution accrue qui en résulte jointe aux transformations profondes de la flore entraîne la mobilisation de sols riches en kaolinite formés antérieurement.

#### B. Instabilité tectonique

Au Bartonien (Eocène supérieur), les mouvements de surrection de l'Artois et de l'Ardenne se traduisent par une augmentation des minéraux primaires et de la kaolinite.

Il est possible que les mouvements de faible ampleur qui se poursuivent jusqu'à l'Oligocène aient amplifié les phénomènes érosifs liés à l'évolution climatique.

Certaines instabilités tectoniques signalées dans la littérature ne s'inscrivent pas dans les assemblages argileux du bassin adjacent. La faiblesse du mouvement en est probablement la cause (le début de l'émersion de l'Artois signalé au Lédien (Eocène moyen) n'entraîne pas de modification de l'assemblage argileux.

C. La faible représentation des argiles fibreuses dans le bassin belgo-franco-anglais s'oppose à leur fréquence dans l'Océan Atlantique Nord.

D. D'autres phénomènes conditionnent la répartition des minéraux argileux dans le domaine étudié.

a) la sédimentation différentielle : les effets sont faibles dans le bassin belge. Ils s'y manifestent seulement par une légère diminution des minéraux primaires et de la kaolinite au Landénien supérieur lorsqu'on s'éloigne de l'Ardenne. Les milieux littoraux de l'île de Wight

Wight montrent des teneurs élevées en kaolinite.

b) les courants

Ils jouent probablement un rôle important dans la distribution géographique des minéraux argileux de l'Yprésien inférieur dans le bassin belge.

c) les transgressions et les régressions marines

Dans les Bracklesham Beds (Eocène inférieur et moyen) dans l'île de Wight, la succession de faibles mouvements de transgression et de régression marine se traduit par des oscillations des teneurs en minéraux primaires et en kaolinite.

Dans le bassin belge, la transgression yprésienne, en remobilisant les minéraux argileux des sédiments sur lesquels elle transgresse, est responsable d'une augmentation importante des minéraux primaires et de la kaolinite.

Sur la bordure est du bassin de Paris, la moindre oscillation du niveau marin se fait sentir; les mouvements régressifs entraînent parfois l'établissement de sols et des altérations qui modifient les minéraux préexistants, les mouvements transgressifs et les influences marines entraînent une augmentation des minéraux primaires.

Les effets très prononcés des transgressions et régressions marines résultent du caractère littoral des dépôts.

## BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON J.G.C., OWEN T.R., (1968).- The structure of the British Isles. The commonwealth and International Library; geology Division; general Editor: RHODES F.H.T., 162p.
- BONNOT-COURTOIS C., (1981).- Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse Dr. es Sc., Orsay, 217p.
- BUHMANN D., (1979).- Mineralparagenesen als zusätzliche Hilfen bei der stratigraphischen Korrelation im Nordwestdeutschen Tertiärbecken. Z. dt. geol. Ges., 130, 211-216, 2 Tab.
- BUURMAN P., (1980).- Paleosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. Sedimentology, 27, 593-606.
- CADILLON M., CHAMLEY H., PORTIER J., (1975).- Comportement de la fraction argileuse de sols soumis à l'épuration tertiaire. Extrait de Science du Sol. Bulletin de l'A.F.E.S., 3, 163-170.
- CAILLERE S., HENIN S., (1963).- Minéralogie des argiles. Paris, Masson, 335p.
- CHAMLEY H., (1967).- Possibilités d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents. C.R. Acad. Sc. Paris, 265, D, 184-187.
- CHAMLEY H., (1971).- Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse Dr. es Sc., Aix-Marseille, 401p.
- CHAMLEY H., (1975).- Remarques sur la sédimentation argileuse quaternaire en Mer de Norvège. Union des Océanographes de France, VII, 1-2, 15-20.
- CHAMLEY H., (1979a).- Les successions argileuses de l'Atlantique Nord, écho des changements mésozoïques et cénozoïques de l'environnement. Exemple du bassin du Cap Vert. C.R. Acad. Sc. Paris, 289, D, 769-772.
- CHAMLEY H., (1979b).- North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. Reprint from: Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing series 3, Amer. Geoph. Union. Publ. Ed. M. Talwani, W. Hay, W.B.F. Ryan: 342-361.
- CHAMLEY H., COURTOIS C., (1981).- Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique NW (Legs 11 et 58 DSDP): apport des terres rares. Oceanologica Acta, 4, 2.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., (1984).- Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. Sedimentary geology, 40, 151-167.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J., LEROY P., (1980a).- Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 D.S.D.P.). Bull. Soc. géol. France, 7, XXII, 5, 745-755.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J., MAILLOT H. (1978).- Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique nord-orientale. (Legs 47B, 48, 50, D.S.D.P.). Bull. Soc. géol. France, 7, XX, 4, 401-410.
- CHAMLEY H., DURAND J.P., TRAUTH N., (1976).- Interstratifiés, kaolinite-smectites dans le Valdo-Fuvélien au toit de la bauxite des Alpilles (Provence). C.R. Acad. Sc. Paris, 283, D, 439-442.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G., (1979).- Clay mineralogy of Site 397, south of Canary islands (D.S.D.P. Leg 47A). In von RAD U, RYAN W.B.F. et al., Init. Rep. of the Deep Sea Drill. Proj., (U.S. Gov. Print. Off., Washington), XLVII, 1, 595-602.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G., ROBERT C., (1980b).- Clay mineralogy of cretaceous and cenozoic sediments off the moroccan margin, Deep Sea drilling project sites 415 and 416. Init. Reports D.S.D.P., vol II, 715-723.
- CHAMLEY H., MILLOT G., (1972).- Néof ormation de montmaillonite à partir de diatomées et de cendres dans les sédiments marins de Santorin (Méditerranée orientale). C.R. Acad. Sc. Paris, 274, D, 1132-1134.

- CHAMLEY H., ROBERT C., (1979).- Late Cretaceous to early Paleogene environmental evolution expressed by the Atlantic clay sedimentation. Reprint from: Cretaceous-Tertiary boundary events Symposium, Ed. CHRISTENSEN W.K. and BIRKELUNDT., II. Proceedings:71.77. University of Copenhagen.
- CORRENS C.W., (1937).- Scientific results of the German Atlantic Expedition on the exploration ship "Meteor". ( Deutshe Atl. Exp. Meteor ).
- CORRENS C.W., (1939).- Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean. In: Recent marine sediments. Symposium. SEPM, special publication, 4, 373-395.
- COSGROVE M.E., SALTER D.L., (1966).- The stratigraphical distribution of kaolinite in the post-Armorcin formations of South-West England. Proceedings Ussher. Society, vol. 1, 249-252.
- COURTOIS C., CHAMLEY H., (1978).- Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge atlantique orientale. C.R. Acad. Sc. Paris, 286, D, 671-674.
- CURRY D., ADAMS C.G., BOULTER M.C., DILLEY F.C., EAMES F.E., FUNNELL B.M., WELLS M.K., (1978).- A correlation of tertiary rocks in the British Isles. Geological Society of London. Tertiary. Special report 12, 72p.
- DALEY B., (1972).- Some problems concerning the early tertiary climate of southern Britain. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol. 11, 177-190.
- DARBY D.A., (1975).- Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. J. Sedim. Petr., 45, 1, 272-279.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON J., (1984).- Paleoenvironmental implications of mineralogic and geochemical data in the western Florida straits (Leg 77, Deep Sea Drilling Project). BUFFLER R.T., SCHLAGER, W., et al, Init. Reports D.S.D.P., vol.LXXVII, 377-396.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON J., MAILLOT H., (1979).- Mineralogy and geochemistry of upper Cretaceous and Cenozoic sediments from north Biscaye Bay and Rockall Plateau ( Eastern North Atlantic ), DSDP Leg 48. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XLVIII, Washington (U.S. Government Printing Office), 703-725.
- DEBRABANT P., FOULON J., (1979).- Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. Oceanologica Acta, vol.2, 4.
- DECONINCK J.F., CHAMLEY H., DEBRABANT P., COLBEAUX J.P., (1982).- Le Boulonnais au Jurassique supérieur: données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. Ann. de la Soc. géol. du Nord, CII, 145-152.
- DIETZ, R.S., (1941).- Clay minerals in recent marine sediments. Amer. Miner., 27, 219-220.
- DUCHAUFOR Ph., SOUCHIER B., (1977).- pédologie. Tome 1, pédogenèse et classification. Masson, 477p.
- DUNOYER de SEGONZAC G., (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. serv. carte géol. Alsace Lorraine, 29, 1-320.
- DUPUIS C. (1979).- Esquisse paléogéographique du nord-ouest du Bassin de Paris au Paléocène et à l'Eocène inférieur. Incidences structurales. C.R. Acad. Sc. Paris, 288, 21, D, 1587-1590.
- DUPUIS C. (1982).- Le Tertiaire de Saint-Valery sur Somme, un témoin des faciès sparnaciens à unios de la marge Nord-Ouest du Bassin de Paris. Extrait des Ann. Soc. géol. Nord, CI, 39-45.