

50376
1983
59

50376
1983
59

n° d'ordre:
1095

THESE

Présentée à

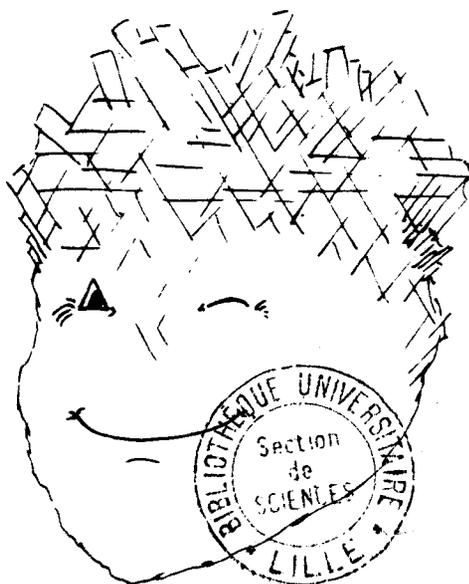
L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE

LILLE

pour obtenir le titre de docteur de 3^{ème} cycle
en géologie dynamique et pratique

mention océanologie

PAR



TH. HOLTZAPFFEL

ORIGINE ET EVOLUTION DES SMECTITES ALBO-APTIENNES
ET PALEOGENES DU DOMAINE NORD-ATLANTIQUE

SOUTENUE LE 19 OCTOBRE 1983

DEVANT LA COMMISSION D'EXAMENS :

. P. DEBRABANT....Président
. H. CHAMLEY.....Rapporteur
. N. CLAUER.....
. A. DESPRAIRIES. } Examineurs
. J.F. RAOULT.....

AVANT - PROPOS

Ce travail est avant tout le résultat de deux années de collaboration, et je tiens à saluer tous ceux qui à Lille, Strasbourg, Orsay et Mons, m'ont permis de le mener à bien.

M. H. CHAMLEY m'a ouvert toutes les portes de son laboratoire, et bien souvent celle de son bureau, avec une égale gentillesse. Je tiens à le remercier d'avoir suivi ce travail, pas à pas, durant toutes les phases de son évolution, et de m'avoir toujours fait bénéficier de son expérience.

M. P. DEBRABANT a souvent accepté de se pencher avec moi sur des tableaux de chiffres, et de m'aider à y voir clair. Il a de plus accepté de présider ce jury, et je lui en suis reconnaissant.

M. N. CLAUER, mon "patron" strasbourgeois, n'a jamais mesuré les moyens nécessaires à mon entreprise. J'ai bénéficié de son expérience dans le domaine des isotopes, au cours de nos nombreuses discussions. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

M. A. DESPRAIRIES m'a toujours accueilli chaleureusement, lors de mes passages à Orsay, et a suivi mon travail avec beaucoup d'intérêt. Je le remercie d'accepter de le juger aujourd'hui.

M. J.F. RAOULT a bien voulu lire et juger ce mémoire. Je l'en remercie, car je sais qu'une photo de smectite ne vaut pas une bonne carte postale de la Vanoise.

Je remercie également Mme C. BONNOT, qui a pris en charge avec beaucoup de gentillesse l'analyse des terres rares, et m'a ainsi ouvert un nouvel horizon. M. M. STEINBERG s'est intéressé à mes smectites, et a accepté de les ausculter. Je lui suis reconnaissant du temps passé, pris sur celui de ses nombreuses occupations.

M^{lle} H. PAQUET a bien voulu relire une partie du manuscrit, et je tiens à lui exprimer ma gratitude, pour ses conseils avisés.

Ma reconnaissance va également à M. MERCIER et C. DUPUIS, qui m'ont permis de travailler sur leurs échantillons, et m'ont fait profiter de leurs résultats.

Nombreux sont ceux qui, d'une manière ou d'une autre, m'ont ouvert leur porte durant ces deux années. A tous, j'exprime ma gratitude, en pensant particulièrement à M. J. LUCAS, M^{lle} L. PREVÔT, MM. M. BONHOMME, P. LARQUE, C. BECK, J.P. COLBEAUX et F. AMEDRO.

Ce travail a bénéficié d'une permanente et précieuse aide technique. Je veux donc remercier l'efficacité et la célérité de P. RECOURT, la gentillesse de J.M. DEREMEAUX, la patience de B. KIEFEL et D. TISSERAND, et la compétence de C. JEHANNO, P. KARCHER et R. FEURER.

Tant à Lille qu'à Strasbourg, j'ai travaillé dans une ambiance sympathique, grâce à tous ceux qui animent joyeusement les laboratoires. Nombreux sont ceux qui m'ont rendu de petits ou de grands services, et je les assure de toute mon amitié, qui va tout particulièrement à J.F. DECONINCK, V. DESPEYROUX, S. CRASQUIN, A. PIETTE et N. LIEWIG.

Ce mémoire n'aurait pas vu le jour sans l'aide de tous ceux qui m'ont aidé dans sa réalisation. La qualité de la frappe est due à F. DUJARDIN, la perfection des planches photographiques à J. CARPANTIER, la netteté du tirage à A. BREBION, et l'assemblage à R. BALLENGHIEN.

Je remercie enfin l'ensemble de ma famille pour son affection, et tout particulièrement Marie-France, à qui ce travail aura coûté de longs jours de solitude. C'est à elle que je dédie ce mémoire, soutenu le jour de son anniversaire.

PLAN DE L'OUVRAGE

PAGE

PARTIE I : PRESENTATION DU SUJET

3

Les causes et la finalité du sujet présenté ici sont liées à l'histoire des recherches sur l'origine des smectites; Les hypothèses se sont succédées à travers le temps, à la faveur de la multiplication des cas rencontrés, et de l'évolution des technologies.

PARTIE II : TECHNIQUES ET APPAREILLAGES

11

L'ensemble des techniques utilisées dans ce travail pluridisciplinaire est présenté. Pour chacune d'elles, le lecteur trouvera des travaux auxquels se référer, pour de plus amples détails.

PARTIE III : ETUDE DETAILLEE DES SERIES

23

Les nombreuses séries étudiées, d'âge albo-aptien et paléogène, sont présentées, à la fois dans leur cadre géographique (Domaine Nord-Atlantique), géologique et bibliographique. Pour chacune d'elles, le lecteur trouvera également les données générales de la granulométrie, de la minéralogie et de la chimie, acquises dans ce travail.

PARTIE IV : ETUDE DETAILLEE DES SMECTITES

59

Les smectites des séries précédemment étudiées, font l'objet d'un examen minutieux de leur forme, de leurs caractéristiques minéralogiques et de leur composition chimique. Plusieurs variétés sont ainsi mises en évidence: smectites floconneuses mixtes et lattées. Leur répartition et leur abondance respectives sont ensuite mises en parallèle avec divers paramètres de l'environnement sédimentaire.

PARTIE V : SYNTHESE CONCLUSION : GENESE DES SMECTITES LATTEES DANS LES SEDIMENTS.

127

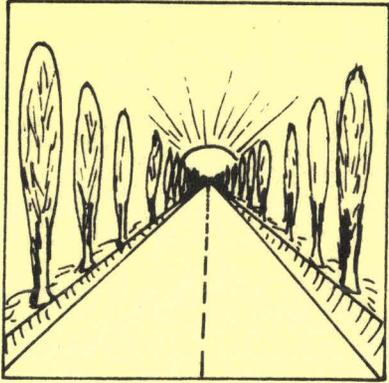
La synthèse des données acquises par l'examen détaillé des smectites albo-aptiennes et paléogènes du Domaine Nord-Atlantique, conduit à proposer un modèle qui replace leur genèse dans la sédimentation et la diagenèse des niveaux étudiés. Ce modèle est ensuite comparé à ceux connus dans un océan différent : le Pacifique.

AVERTISSEMENT

Etant donnée la diversité des origines de nos échantillons, et afin de faciliter la rédaction de ce mémoire, nous avons adopté dans ce travail, une numérotation particulière, dont le tableau ci-dessous donne l'explication.

Les échantillons sont rassemblés dans quatre groupes, et l'on peut aisément retrouver leur position stratigraphique précise, sur les figures indiquées dans le tableau.

Groupe	Code	série stratigraphique	N ° échantillon	Numéro de la figure donnant la position stratigraphique précise de chaque échantillon
"Argiles du Gault"	AG	Argiles du Gault de Wissant et de Bully	1AG à 21AG	Figure 8, page 25
"Black-Shales"	BS	Black-shales des sites 105,386, 400 et 402	1BS à 22BS	Figure 13, page 39
"Eocène Terrestre"	ET	Coupes du Nord de la France et sondages belges	1ET à 13ET	Figure 15, page 43 et Figure 17, page 45
"Eocène Marin"	EM	Tertiaire inférieur des sites 386, 387, 119 et 398	1EM à 29EM	Figure 20, page 54

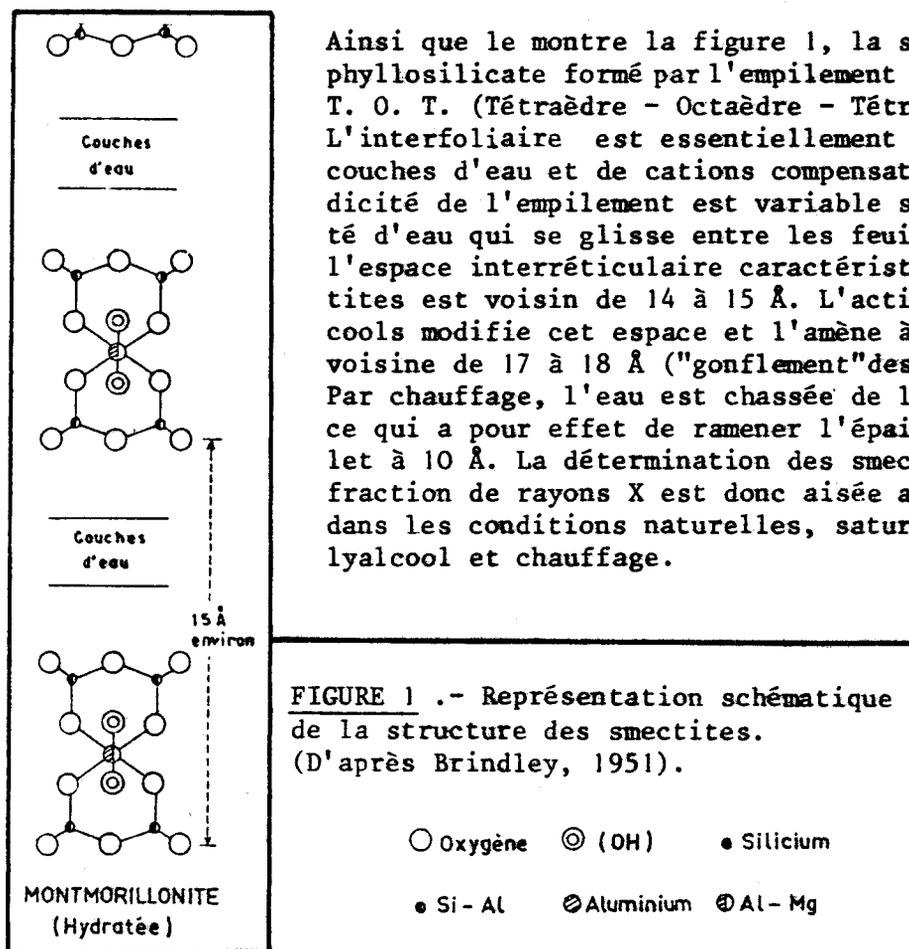


PARTIE I

Présentation
du sujet

1 - RAPPELS SUR LA STRUCTURE DES SMECTITES

Le thème principal de ce travail étant une étude des smectites, il convient avant de discuter de leurs origines possibles, d'en rappeler brièvement la structure.



2 - LA GENESE DES SMECTITES, EVOLUTION DES IDEES

1.1 - LES PREMIERS TRAVAUX

Le terme smectite désigne une famille de minéraux argileux, fréquemment appelée jusqu'à il y a quelques années la famille de la montmorillonite. Ce dernier terme vient de Montmorillon, commune de la Vienne, et a été proposé par Damour et Salevat (1847), pour désigner des minéraux proches des micas, mais dont les liaisons entre feuillets sont affaiblies et permettent l'introduction de l'eau. Smectite a été préféré, car il exprime bien le comportement (smectique) de ces minéraux, et montmorillonite ne désigne plus aujourd'hui qu'une variété alumineuse de smectites. C'est ainsi définis que ces deux termes seront utilisés ici.

Durant la première moitié du XX^{ème} siècle, des techniques telles que la diffraction des rayons X sont mises au point puis perfectionnées, et la connaissance des minéraux argileux va s'accroître sous l'impulsion de nombreux chercheurs. Beaucoup d'entre eux s'intéressent à la structure des phyllosilicates, mais aussi à leur signification géologique et se posent ainsi le problème de leur origine. Les études se sont donc multipliées, et ont fait apparaître une dualité "héritage-néoformation". Ce sont Rivière (1953) et Weaver (1958) qui soutiennent la thèse de l'héritage, tandis qu'après l'étude de "cas heureux de néoformation" (*in* : Millot, 1964), Millot (1949), Grim (1953) et Keller (1956) s'orientent dans la seconde voie. La réalité paraît cependant plus nuancée, puisque Grim (1953) envisage déjà la possibilité de "transformations". Finalement, héritage et néoformation apparaissent tous deux comme des origines possibles, mais dans des conditions différentes (Millot, 1964 ; Grim, 1968) et la transformation est une notion acquise (Lucas, 1962). Dans les propos qui suivront, nous parlerons de néoformation stricte dans le cas de particules formées à partir d'un germe et d'ions en solution. Recristallisation (par néoformation ou par transformation) sera utilisé pour des particules nées de l'évolution et éventuellement de l'accroissement d'un support initial par modifications morphologiques, structurales ou chimiques.

1.2 - LES VINGT DERNIERES ANNEES

Les travaux sur les minéraux argileux depuis 1965 témoignent remarquablement bien de la diversité des modes de genèse des smectites. Nous allons tenter d'en faire un bref inventaire.

1.2.1 - Les smectites de pédogenèse

Les roches à l'affleurement ne sont pas en équilibre avec le milieu aérien, et si le climat le permet (facteurs de l'hydrolyse nécessaires et suffisants), elles tendent à se modifier et donnent naissance aux altérations et aux sols. L'altération des roches peut ainsi favoriser la genèse de smectites dans trois cas principaux.

1) L'hydrolyse des édifices aluminosilicatés des roches (c'est le processus de dégradation de Millot, 1964) sous climats hydrolysants tempérés et humides. 2) La néoformation à partir de solutions riches en cations issus du lessivage intense d'horizons pédologiques. Elles nécessitent le piégeage des ions dans des zones peu déclives sous climat sub-aride à humidité contrastée (vertisols, voie oblique), ou l'hydrolyse de roches en milieu alternant hydromorphe et évaporatoire (voie verticale). Les smectites issues de ces processus ont été abondamment étudiées par H. Paquet (1970). 3) L'altération aérienne de matériel volcanique (roche ou sédiment), conduit rapidement à la formation de smectites, et les exemples l'attestant sont nombreux (Courtois et Desprairies, 1978 ; Chevalier et Dejou, 1982 ; Pevear *et al.*, 1982 ; et autres références dans Glasman, 1982). La nature chimique des minéraux formés varie beaucoup suivant celle des roches altérées et/ou des conditions de cette altération (R. C. Reynolds, 1971 ; Desprairies et Lapierre, 1973 ; Melières et Person, 1978).

Le matériel volcanique soumis à l'altération météorique n'est pas très abondant, en regard de la surface des continents, et ne semble participer de façon notable à l'alimentation des bassins que dans de rares cas. Certains auteurs évoquent ainsi ce processus pour rendre compte de la quantité et de la nature des smectites, en l'absence d'arguments attestant d'une origine sous-marine (Chamley

et Giroud d'Argoud, 1978 ; Courtois et Chamley, 1978 ; Chamley *et al.*, 1978). L'érosion des deux autres types de sols à smectites, est en revanche fréquemment évoquée pour interpréter la présence de ce minéral en abondance dans les bassins de sédimentation (Millot, 1964 ; Chamley, 1971, 1979 et 1981 ; Latouche et Maillot, 1978 et 1980 ; Giblin, 1979 ; Leroy, 1981 ; C. Robert, 1982 ; Maillot, 1983). Les études sur la répartition actuelle des minéraux argileux dans l'océan mondial vont d'ailleurs dans ce sens (Biscaye, 1965 ; Griffin *et al.*, 1968 ; Rateev *et al.*, 1969), puisque ces auteurs retrouvent une zonation climatique parallèle à celle des altérations continentales de Pedro (1968).

1.2.2 - Les smectites d'altération sous-marine de matériel volcanique

Cette possibilité a principalement été envisagée pour rendre compte de l'abondance des smectites dans l'Océan Pacifique central, qui est un bassin protégé des apports terrigènes, mais également dans divers bassins centraux de l'Océan indien. Ceci a d'ailleurs été clairement montré par les études de répartition mondiale des minéraux argileux (Biscaye, 1965 ; Griffin *et al.*, 1968). En 1963, Griffin et Goldberg remarquaient déjà cette abondance, mais également la fréquente paragenèse à smectites-zéolites-opale.

Les auteurs signalant ce type de genèse sont nombreux. Ainsi, pour Berger et Von Rad (1972), "il y a peu de doutes que la smectite est d'origine volcanique", et les auteurs précisent seulement qu'il faut s'assurer que cette origine est aérienne ou sous-marine. Von Rad et Rösch (1972) pensent également que les smectites authigènes dérivent de matériel volcanique. Si le sédiment ne contient pas de trace de cette origine, c'est que les smectites authigènes ont été mobilisées et transportées depuis leur environnement volcanogénique de départ, vers un horizon d'origine purement détritique. Les travaux de Hoffert (1980) et Tlig (1982), dans l'Océan Pacifique et l'Océan Indien, ont plus tard mis en évidence dans certains cas la liaison smectites, produits volcaniques.

L'altération sous-marine de produits volcaniques peut concerner deux types de matériels. ¹⁾ Le basalte océanique, et dans ce cas, seule la roche volcanique et les sédiments encaissants proches sont concernés par les authigénèses (Chamley et Bonnot-Courtois, 1981). Les nombreuses études effectuées montrent que la nature des smectites obtenues varie avec celle du basalte, et suivant les conditions de l'altération (intervention de fluides hydrothermaux, d'eau de mer, température, oxydation du fond, etc ...). D'abondants travaux concernent l'Océan Atlantique (Andrews, 1977 ; Scarfe et Smith, 1977 ; Pritchard, 1979 ; Rusinov *et al.*, 1979 ; Juteau *et al.*, 1979 ; Mevel, 1979 ; Scheidegger et Stakes, 1979 ; Humphris *et al.*, 1979 ; Pertsev et Rusinov, 1979 ; Scarfe, 1979), et l'Océan Pacifique (Seifried *et al.*, 1976 ; Bass, 1976). ²⁾ Les verres ou cendres volcaniques diffus dans le sédiment ou concentrés en niveaux de tufs ou hyaloclastites. L'altération ou l'évolution diagénétique de ce matériel conduit fréquemment à des assemblages à smectites, et/ou zéolites (W. R. Reynolds, 1970 ; Henderson *et al.*, 1971 ; Couture, 1977 ; Hoffert *et al.*, 1978, Desprairies et Bonnot-Courtois, 1980 ; et une abondante bibliographie dans Hoffert, 1980).

Un grand nombre d'auteurs évoque l'altération de verres ou cendres volcaniques afin de justifier la présence dans des séries stratigraphiques variées d'importantes quantités de smectites (Lomova, 1975 ; Kossovskaja *et al.*, 1975 ; Aubry et Pomerol, 1975 ; Brosse,

1982 ; Jeans *et al.*, 1982). On ne retrouve cependant pas souvent la trace du matériel volcanique initial dans la minéralogie et la chimie du sédiment. Il est vrai cependant que Hoffert (1980) a montré dans le Pacifique, que des smectites nées sous influence volcanique peuvent être mobilisées et aller alimenter des argiles rouges des grands fonds exemptes de phase volcanique. On retrouve là l'idée déjà formulée par Von Rad et Rösch (1972).

1.2.3 - Les smectites d'origine hydrothermale

L'hydrothermalisme est un processus parfois envisagé (Bonatti et Joensuu, 1968 ; Corliss *et al.*, 1978 ; Hoffert *et al.*, 1978, dans la zone Famous ; Besse *et al.*, 1981). Cependant, il semble en général se faire en ambiance volcanique, et n'aurait d'après Hoffert (1980) qu'une influence localisée sur la sédimentation.

1.2.4 - Les smectites d'origine biogénique

Pour certains auteurs, la dissolution des organismes planctoniques lors de la diagenèse, peut favoriser la libération d'éléments variés (surtout Si, mais également Al, Mg, Fe, etc ...). Ceux-ci peuvent alors, si les conditions physico-chimiques du milieu le permettent (Harder, 1972), participer à la néoformation d'édifices aluminosilicatés tels que les smectites. Ce phénomène peut avoir lieu avec participation de matériel volcanique (Chamley et Millot, 1972 ; Hoffert, 1980), mais semble également possible hors de telles influences (Hein *et al.*, 1979). Les organismes évoqués par les auteurs sont le plus souvent les radiolaires et les diatomées (Hoffert, 1980 ; Karpoff *et al.*, 1981 ; Badaut, 1981), mais pourraient être variés, à l'exemple des kystes de dinoflagellés envisagés par Fauconnier (1979).

1.2.5 - Les smectites issues de l'évolution diagénétique de matériel terrigène

N. Trauth (1977) a décrit une telle évolution dans des bassins évaporitiques tertiaires (Bassin de Paris, Alpes, Maroc). L'auteur y voit, en liaison avec un confinement accru, le passage progressif de smectites de type aluminoferrifère héritées à un type aluminomagnésien transformé, puis à un type magnésien néoformé. Cependant, l'authigenèse de smectites suivant ce procédé n'a pas été envisagée en milieu marin franc, et si quelques auteurs ont proposé la formation de smectites par "absorption de cations par des édifices aluminosilicatés initiaux" (Godfriaux et Robaszynski, 1969), les mécanismes présidant à ces modifications ne sont pas explicités. Par contre, dans les travaux de Jeans (1971), les "mécanismes hypothétiques" pouvant conduire à la néoformation de smectites à partir de gels ou particules initiales sont évoqués. Cependant, l'auteur discute peu des preuves réelles de l'authigenèse, et il écrit : "Dans certains cas, pour expliquer les faits observés, il est nécessaire de postuler une néoformation de minéraux argileux dans le sédiment durant sa diagenèse intrinsèque. Il n'y a pas de difficulté à accepter cette possibilité quand une petite proportion seulement du sédiment est impliquée, bien que si 40 % ou plus sont concernés, la prudence est nécessaire". En revanche, la réalité des néoformations de minéraux argileux est clairement montrée (nombreuses références dans M. D. Wilson et Pittman, 1977 ; et Gamermann, 1979) dans le cas de milieux poreux (grès) fort différents de ceux qui nous concernent.

Plus récemment, Clauer et Millot (1978) ont abordé les problèmes de transformation et recristallisation de matériel terrigène, et ont proposé l'analyse isotopique (Rb-Sr) comme technique capable de les mettre en évidence. Cette technique a d'ailleurs fait ses preuves dans un travail récent (Clauer *et al.*, 1983). Hoffert (1980) a également fait état de tels phénomènes, pour des smectites du Pacifique, avec diagenèse précoce et échange avec l'eau de mer. Dans le même ordre d'idée, une étude abondamment argumentée menée par Louail (1981), envisage l'authigenèse de smectites en milieu glauconitique, à partir de l'évolution de matériel argileux terrigène. L'auteur y parle de l'"origine intrabassinale" des smectites.

L'hypothèse de l'évolution du matériel terrigène en milieu marin est donc évoquée de plus en plus fréquemment dans les travaux récents, mais les exemples décisifs qui montrent sans ambiguïté cette évolution et la quantifient, restent rares.

1.2.6 - Les smectites dans la diagenèse d'enfouissement et le métamorphisme

La formation de smectites au cours de la diagenèse d'enfouissement avait été envisagée dans la Mer d'Alboran (Site 121, D. S. D. P.) (Dunoyer de Segonzac et Hoffert, 1973), mais cette idée est restée sans suite. En revanche, des smectites ont été plusieurs fois décrites dans des faciès métamorphiques carbonatés, et souvent dolomitiques (Yashkin, 1967 ; M. J. Wilson *et al.*, 1968 ; Dunoyer de Segonzac et Abbas, 1976). Ce domaine s'éloigne cependant trop de celui qui nous concerne pour être abordé et discuté ici.

1.3 - CONCLUSION

Les forages du D. S. D. P. dans l'Océan Mondial ont permis de montrer, en plus des études à terre, que les smectites sont des minéraux très abondants dans les séries sédimentaires. Il est donc nécessaire de connaître les mécanismes qui les ont générées si l'on veut reconstituer l'histoire des bassins océaniques et des domaines continentaux adjacents. C'est à cette tâche que se sont appliqués de nombreux chercheurs, et l'étude précédente montre combien leurs résultats sont divers et amènent des hypothèses variées. Plusieurs modes de genèse sont ainsi proposés. L'héritage des sols et l'évolution sous-marine de matériel volcanique sont longtemps restés comme seuls capables d'expliquer l'existence de masses considérables de smectites dans les sédiments. Le premier est souvent envisagé dans l'Océan Atlantique où les apports terrigènes sont importants. Le second est fréquemment évoqué pour les smectites de l'Océan Pacifique qui est protégé des apports terrigènes par l'existence de fosses bordières. Au sein d'un tel bassin, les réactions chimiques sont favorisées par le faible taux de sédimentation et la présence de fragments volcaniques abondants. Cependant, depuis moins de dix années, l'importance éventuelle de la dissolution des tests d'organismes, et l'évolution possible du matériel terrigène apparaissent comme des facteurs nouveaux pouvant jouer un rôle non négligeable dans la genèse des smectites.

3 - LES CAUSES ET LA FINALITE DU SUJET

Les travaux menés à la suite des premiers forages du D. S. D. P. dans l'Atlantique Nord ont abouti à une bonne connaissance de la stratigraphie et

de la paléogéographie de ses bassins. Il apparaît ainsi qu'en dehors de zones fortement influencées par les phénomènes volcaniques (bases de séries sédimentaires au contact du basalte, proximité des rides ou de structures volcaniques), le processus dominant qui a influencé la sédimentation argileuse semble être l'héritage. Cependant les techniques ont progressivement évolué, se sont affinées en même temps que se poursuivaient les campagnes de forages, et ont amené les chercheurs à considérer le problème sous un jour différent. C'est ainsi que depuis quelques années, certaines observations (analyses isotopiques ou de terres rares, dissolution de tests d'organismes, ...) ont provoqué dans le domaine de la genèse des smectites un regain d'intérêt. Notre but au cours de ce travail est donc, en focalisant sur ce sujet unique un éventail de techniques plus ou moins spécialisées et éprouvées par ailleurs, de découvrir si dans un océan fortement influencé par les apports terrigènes, des smectites peuvent avoir été formées, modifiées ou conservées.

4 - LE MATERIEL ET LES MOYENS D'ETUDE

Le matériel et les moyens d'étude ont été choisis en fonction du but initial que nous nous sommes fixé : l'étude détaillée de smectites du domaine Nord-Atlantique. Ce domaine étant vaste et le matériel fort abondant, il a fallu effectuer une sélection, et celle-ci a été double, dans l'espace et le temps. Dans l'espace, l'échantillonnage concerne des séries actuellement immergées de l'Atlantique Nord, ainsi que des séries émergées du Nord de la France et de la Belgique (cf fig. 2 et 3). Dans le temps nous nous sommes limités à deux périodes géologiques où la smectite est un minéral abondant : l'albo-aptien et la base du Tertiaire. Les échantillons sont de lithologies voisines, argileuse ou marneuse, rarement calcaire. Au total, 93 échantillons ont été étudiés, qui se répartissent comme suit dans les différentes séries (voir également fig. 2 et 3).

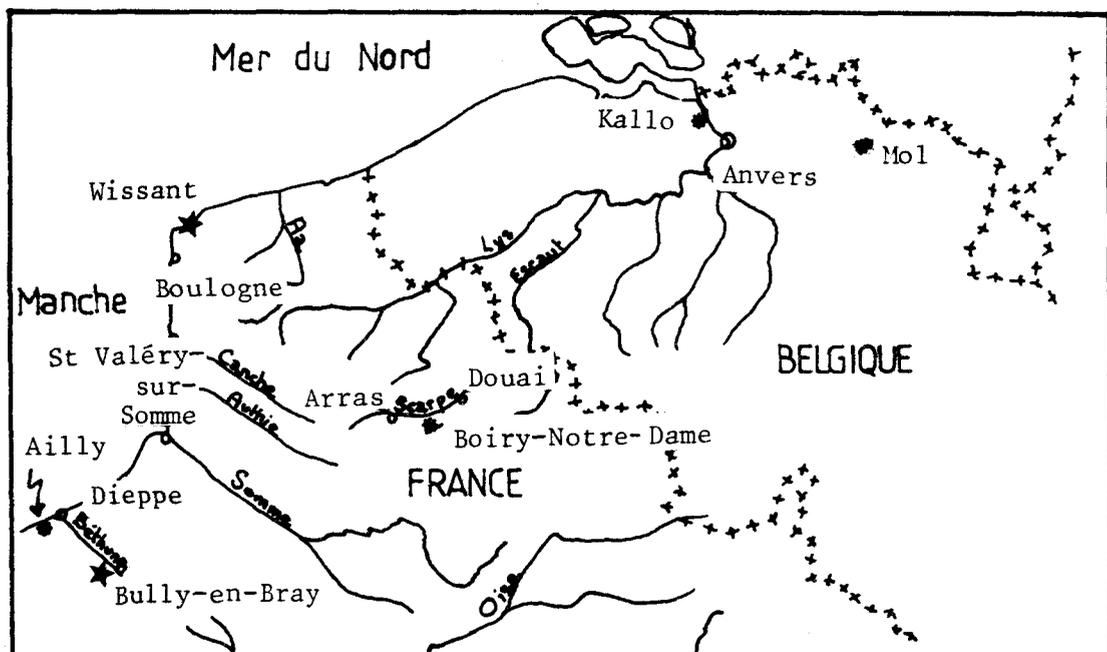
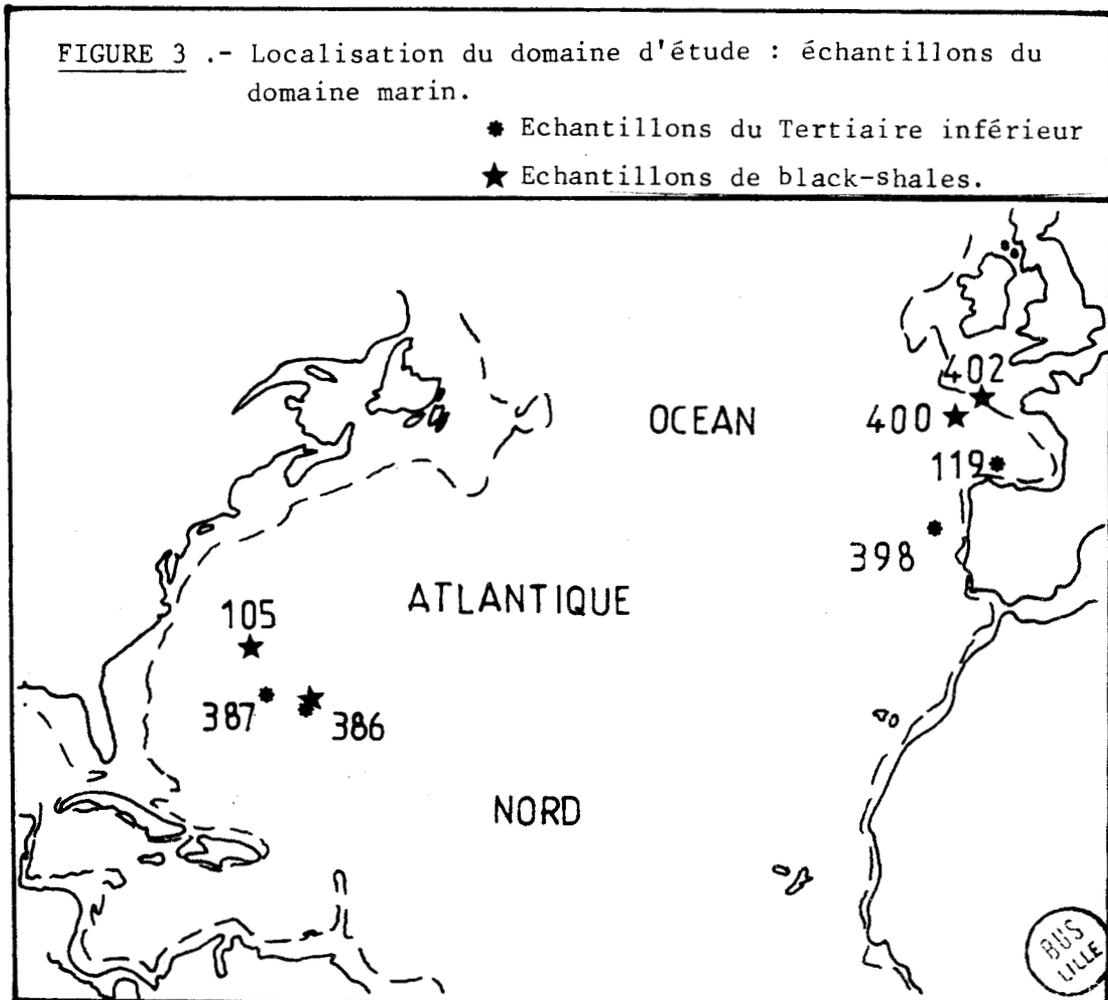


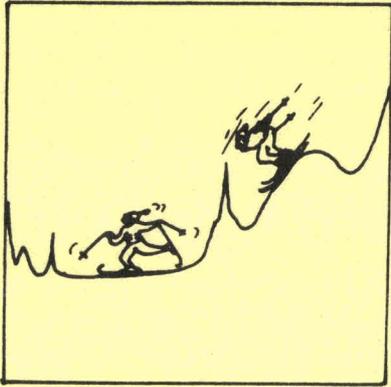
FIGURE 2 .- Localisation du domaine d'étude : échantillons du domaine terrestre.

- Echantillons du Tertiaire inférieur.
- ★ Echantillons d'Argiles du Gault.

- + ALBO-APTIEN
 - . Black-shales de l'Atlantique Nord (D. S. D. P.)
 - Site 105 = 8 échantillons
 - Site 386 = 7 échantillons
 - Site 400 = 3 échantillons
 - Site 402 = 4 échantillons
 - . Argiles du Gault, Nord de la France
 - Coupe de Wissant = 23 échantillons
 - Coupe de Bully = 6 échantillons
- + TERTIAIRE INFÉRIEUR
 - . Atlantique Nord (D. S. D. P.)
 - Site 386 = 6 échantillons
 - Site 387 = 5 échantillons
 - Site 119 = 8 échantillons
 - Site 398 = 10 échantillons
 - . Belgique (échantillons M. Mercier)
 - Sondage de Mol = 4 échantillons
 - Sondage de Kallo = 4 échantillons
 - . Nord de la France (échantillons C. Dupuis)
 - Coupe de St Valéry (80) = 2 échantillons
 - Coupe de Ailly (76) = 2 échantillons
 - Coupe de Boiry (59) = 1 échantillon



Le nombre d'échantillons est relativement peu élevé, en raison de la grande diversité des techniques mises en oeuvre pour les étudier. De plus, la phase inférieure à 2 μm de 34 échantillons a été fractionnée en 2 ou 3 fractions granulométriques, dans le but de comparer des particules de tailles différentes. Aux 93 échantillons de départ, se sont ainsi ajoutées 80 fractions granulométriques. Les techniques qui ont été mises en oeuvre à Lille, Strasbourg ou Orsay sont très variées, et vont des méthodes sédimentologiques classiques (granulométrie, frottis, R. X., ...) à d'autres plus spécifiques et complexes (microscopie électronique, microchimie, géochimie par absorption atomique et moléculaire, analyses de terres rares, géochimie isotopique du strontium). Toutes ces techniques sont présentées et décrites dans la seconde partie de ce travail.



PARTIE II

Techniques et
appareillages

1 - INTRODUCTION

Les méthodes abordées dans ce travail font appel à des techniques nombreuses, classiques ou spécialisées. Nous avons donc choisi de les présenter rapidement, en ne considérant avec plus d'attention que les secondes, et en renvoyant le lecteur à la bibliographie.

Nous avons disposé d'échantillons en quantité relativement importante, puisque nous avons obtenu environ 40 à 50 grammes de matériel D. S. D. P. et au moins autant de matériel terrestre. Dans la mesure du possible, les sédiments ont été délités dans l'eau distillée, afin d'éviter l'action mécanique du broyage, qui n'a été utilisé que pour des roches fortement indurées. L'élimination des carbonates a été faite à l'aide d'acide dilué (HCl N/5), de la manière la moins agressive possible. Les fractionnements effectués sur la fraction inférieure à 2 μm ont permis l'observation et l'analyse d'assemblages de granulométries complémentaires, et de mélanges très enrichis en smectites, voire monominéraux (fractions très fines). L'analyse par diffraction de rayons X, systématique sur roche totale et diverses fractions granulométriques, a conduit à une bonne connaissance de la minéralogie, indispensable aux études microscopiques, géochimiques et isotopiques. La microscopie électronique à transmission a été abondamment utilisée, tandis que les méthodes géochimiques fines, souvent longues et nécessitant de grandes quantités de matière, se sont adressées à un plus petit nombre d'échantillons, pour répondre à des problèmes bien spécifiques.

2 - GRANULOMETRIE

2.1 - TAMISAGES A 100 OU 63 μM

Les fractions argileuses (< 2 μm) et silteuses (2 à 63 μm) ont été séparées des fractions sableuses par tamisage sous l'eau. Un tamis de maille 100 μm a été utilisé pour les échantillons d'argiles du Gault, et un tamis de maille 63 μm pour les autres. Le refus a été séché, pesé, et conservé pour une étude minéralogique.

2.2 - GRANULOMETRIE DE LA FRACTION FINE

Les analyses effectuées sur le Sedigraph 5 000 D Micrometrics - Coultronics du laboratoire de sédimentologie de Lille, ont permis d'établir, à partir d'environ 10 grammes d'échantillon, la courbe cumulative de fréquence des particules de diamètre inférieur à 100 μm (argiles du Gault) ou 63 μm . Elles nécessitent que l'échantillon non broyé soit tamisé sous l'eau à la taille désirée, puis complété par une solution défloculante d'hexamétaphosphate de sodium et ramenée à pH 9 par de la soude. Après une longue agitation (4 heures) et l'action d'ultra-sons, l'analyse est menée jusqu'à une granularité de 0,3 ou 0,4 μm . La technique détaillée est donnée par Calatayud (1981).

2.3 - EXTRACTION DE FRACTIONS INFÉRIEURES A 2 μM

Afin d'obtenir, pour les différentes études spécialisées, une quantité suffisante de chaque fraction granulométrique, il a fallu procéder à l'extraction de grandes quantités de fraction inférieure à 2 μm (jusqu'à

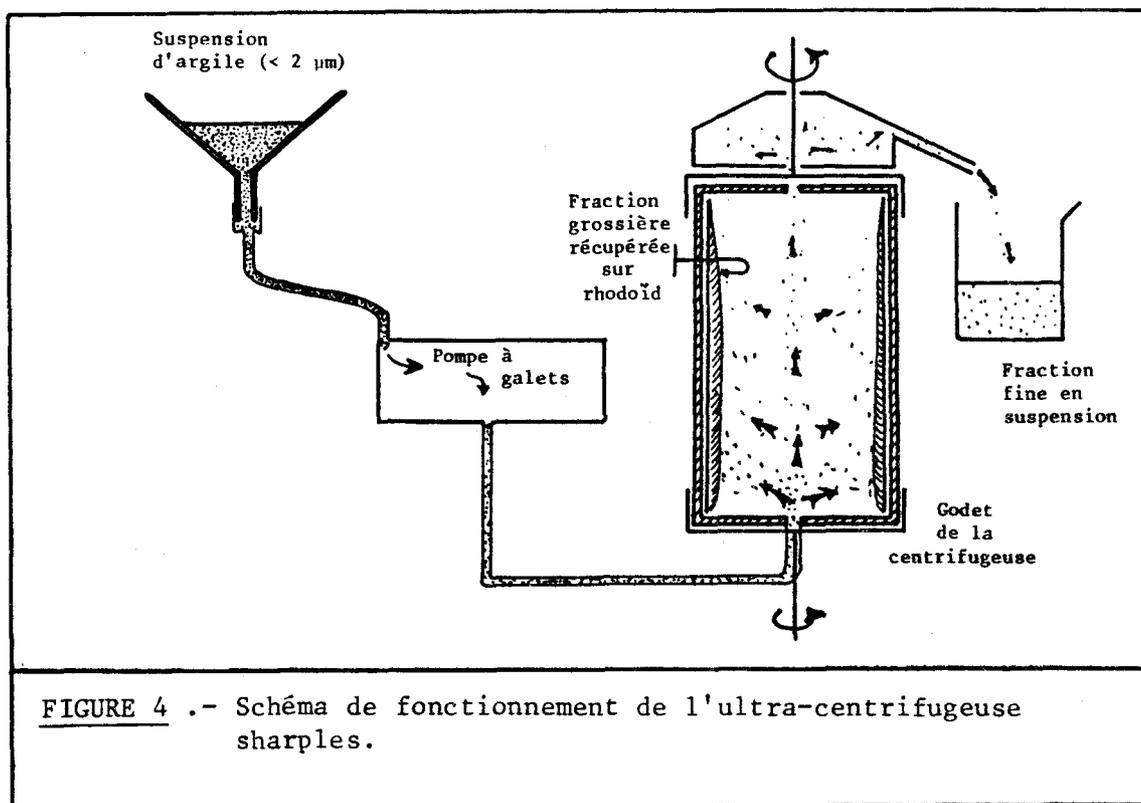
10 grammes de poudre sèche). Nous avons procédé à un prélèvement par aspiration à la trompe à eau dans des capsules de grand volume. Environ 10 prélèvements ont été nécessaires pour extraire la majeure partie de la fraction argileuse d'un sédiment. 34 échantillons ont fait l'objet de ces extractions.

2.4 - FRACTIONNEMENTS GRANULOMETRIQUES

Cette technique a été mise en oeuvre afin de scinder la fraction inférieure à 2 μm de certains échantillons en deux ou trois fractions granulométriques. Elle a été réalisée à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg à l'aide d'une ultra-centrifugeuse Sharples doublée d'une pompe à galets assurant un débit constant (cf fig. 4). Le fractionnement de la suspension argileuse est fonction à la fois de la vitesse de rotation et du débit (cf tabl. 1). La fraction la plus fine est récupérée sous forme de suspension et la plus grossière sur les parois du godet. Cette dernière est remise plusieurs fois en suspension et recentrifugée quatre à six fois suivant la taille et la quantité de fraction désirée. Nous avons scindé la fraction inférieure à 2 μm de nos échantillons en deux ou trois fractions :

- 2 fractions $\left\{ \begin{array}{l} < 0,2 \text{ ou } 0,4 \mu\text{m} \\ 0,2 \text{ ou } 0,4 \mu\text{m} \text{ à } 2 \mu\text{m} \end{array} \right.$
- 3 fractions $\left\{ \begin{array}{l} < 0,2 \text{ ou } 0,4 \mu\text{m} \\ 0,2 \text{ ou } 0,4 \mu\text{m} \text{ à } 0,8 \mu\text{m} \\ 0,8 \mu\text{m} \text{ à } 2 \mu\text{m} \end{array} \right.$

Dans la suite du texte, les fractions $< 0,2$ ou $0,4 \mu\text{m}$ seront appelées fractions très fines, et les fractions $0,2$ ou $0,4 \mu\text{m}$ à $0,8$ ou $2 \mu\text{m}$ fractions fines intermédiaires.



Notons que les fractions ainsi obtenues ne présentent pas une homogénéité granulométrique parfaite, puisque la plus fine peut contenir des particules grossières et inversement. En effet, le nombre de centrifugations (4 à 6) est insuffisant pour parvenir à une pureté totale, mais a dû être limité en raison de la durée nécessaire à cette manipulation (une fraction pure pourrait être obtenue après une dizaine de centrifugations, donc environ une demi-journée). De plus, la vitesse de rotation du godet, fonction du poids de particules accumulées sur ses parois et des variations de la tension d'alimentation, est difficile à maintenir rigoureusement constante.

<u>Vitesse</u> (t/mn)	<u>Débit</u> (ml/mn)	<u>Fraction</u> <u>recupérée</u>
20 000	0,320	0,2 μm .
10 000	0,325	0,4 μm .
5 000	0,335	0,8 μm .

TABLEAU 1 : Couples vitesse-débit et fractions récupérées par ultra-centrifugation (sharples).

3 - MINERALOGIE

3.1 - ETUDE DE FROTTIS

Une goutte d'eau contenant un peu d'échantillon dispersé est déposée sur une lame de verre, lentement chauffée sur une platine chauffante, puis additionnée de mouillant (xylène)*. La fixation entre lame et lamelle est assurée par du baume du Canada. L'observation au microscope optique permet d'apprécier la nature du sédiment et d'avoir une vision d'ensemble des fractions biogène et minérale.

3.2 - OBSERVATION DE MINERAUX EN GRAINS

Elle permet l'évaluation des différents composants de la fraction sableuse, et complète l'étude des frottis en apportant des renseignements sur la morphologie, le degré d'altération et la quantité relative des différents composants. Elle a été menée à l'aide d'une loupe binoculaire sur les deux séries d'argiles du Gault, ainsi que sur certains échantillons des autres séries, par observation du refus de tamisage à 100 ou 63 μm .

3.3 - DIFFRACTION DES RAYONS X

3.3.1 - Appareillage

Il s'agit de l'ensemble installé au laboratoire de sédimentolo-

* Le xylène est un solvant du baume.

gie de Lille, qui est constitué d'un générateur de haute tension stabilisée Philips P. W. 1 730, alimentant un tube de rayons X à anticathode au cuivre. L'appareillage est décrit de façon plus détaillée dans Holtzapffel (1981), et les conditions d'analyse sont données dans le tableau 2.

Anticathode	CUIVRE	
Tension sur la source	40 KV	
Intensité	25 MA	
Vitesse goniomètre	1° 20/min	2° 20/min
Vitesse enregistrement	1 cm/min	2 cm/min
Tension sur le détecteur à scintillation	2 x 886.2 v	
Gain	16	
Inertie	2 s	
Sensibilité	1000 _{gr}	400 _{gr}
	pâtes orientées	poudres désorient.
TABLEAU 2 : Paramètres d'analyse en diffraction de routine.		

3.3.2. Analyse des pâtes orientées

La méthode dérive de celle mise au point à l'Institut de Géologie de Strasbourg (Collectif, 1978), et qui est utilisée en routine au laboratoire de Sédimentologie de Lille. Les détails sont donnés dans Holtzapffel (1981) et Leroy (1981). L'analyse diffractométrique a porté sur l'échantillon dans les conditions naturelles, et après les traitements suivants :

- + saturation à l'éthylène glycol
 - + chauffage à 490° durant 2 heures
 - + saturation à l'hydrazine-hydrate
 - + saturation par l'ion potassium
- } (en routine)

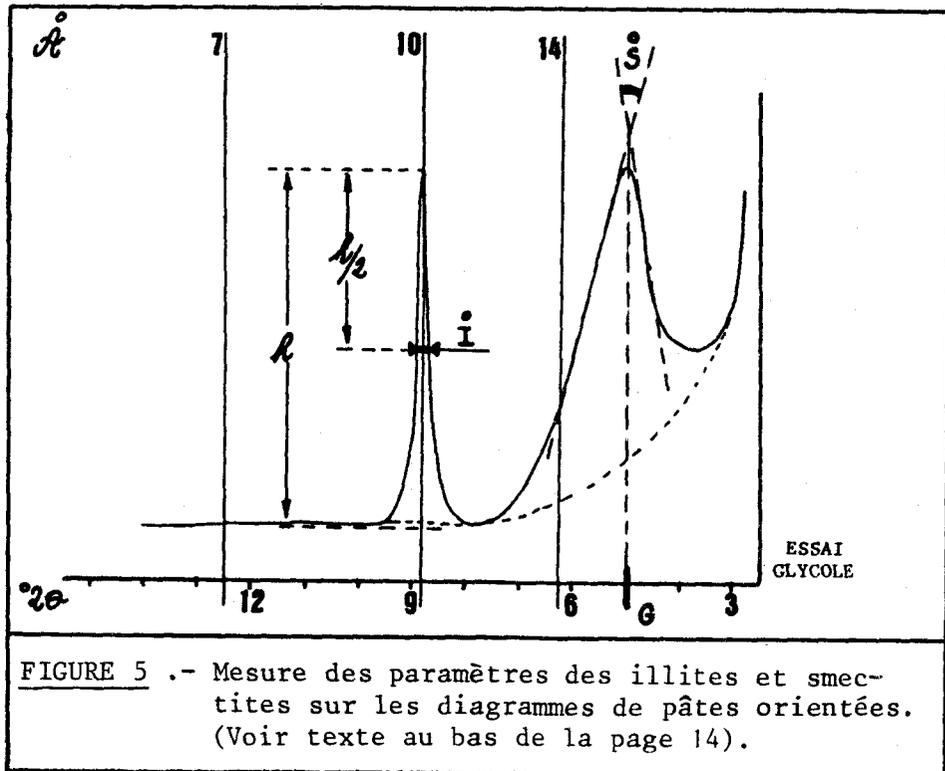
En routine, le secteur angulaire concerné va de 2°49 à 28°51 20 (CuK α).

Le dépouillement des diagrammes a été fait selon la méthode du laboratoire de Sédimentologie de Lille, et peut être trouvé dans Holtzapffel (1981) et C. Robert (1982).

Les paramètres caractéristiques des minéraux argileux, mesurés en routine dans cette étude, sont les suivants (cf fig. 5) :

- + I^o = Indice de cristallinité de l'illite (° 2 θ)
- + S^o = Cristallinité de la smectite (° d'angle)
- + G = Gonflement des smectites (Å)
- + GK⁺ = Gonflement des smectites saturées K⁺ (Å)

Pour la dénomination des minéraux interstratifiés, la nomenclature que nous utiliserons est celle de Lucas (1962).



3.3.3 - Analyse des poudres désorientées

Après un broyage suffisamment fin pour que la prise nécessaire à l'analyse soit représentative, la poudre est pressée dans un support métallique à partie centrale creuse et fond mobile, contre un papier rugueux. La face ainsi désorientée sera présentée sous le faisceau de rayons X. Ce type de préparation a été fait sur la roche totale et les diverses fractions granulométriques. Dans le cas où une grande abondance de calcite masquait les autres minéraux du mélange, une analyse a été faite sur le matériel décarbonaté.

Le dépouillement des diffractogrammes, correspondant à un secteur angulaire de $2^{\circ}49$ à $50^{\circ} 2\theta$ $\text{CuK}\alpha$, a été fait à l'aide des manuels suivants : Rose (1970), Parfenoff *et al.* (1970), J. C. P. D. S. (1979, méthodes Fink et Hattaway). Chaque minéral est déterminé par la présence de ses raies caractéristiques, et une estimation quantitative (sans étalon interne) est donnée en fonction de leur hauteur. Pour un pic maximum de 100 unités sur l'échelle d'enregistrement, nous avons défini les limites quantitatives suivantes :

- < 1 → tr = trace
- 1 à 5 → + = minéral commun
- 5 à 20 → ++ = minéral abondant
- > 20 → +++ = minéral très abondant

L'étude de la raie 060 permet, par l'observation d'un secteur angulaire allant de 59 à $64^{\circ} 2\theta$ $\text{CuK}\alpha$, de reconnaître le caractère di ou trioctaédrique des smectites, et donc leur nature plutôt alumineuse, ferrifère ou magnésienne (Desprairies, 1983). Les conditions d'analyse choisies pour cette étude sont données dans le tableau 3.

-Fentes de convergence et de divergence :	
. F ₁ et F ₃	= 4°
. F ₂	= 0.3°
-Secteur angulaire analysé	= 59 à 64° 2θ CuKα
-Vitesses :	
. goniomètre	= 1°2θ/mn
. enregistrement	= 1 cm/mn
-Sensibilité	= 1 000 cps
-Inertie	= 10 s
TABLEAU 3 : Conditions particulières d'analyses en diffraction X pour l'étude de la raie 060.	

4 - MICROSCOPIE ELECTRONIQUE

4.1 - TRANSMISSION

Deux appareils ont été utilisés. ¹⁾ L'un des microscopes Siemens de l'U. E. R. de biologie de l'Université de Lille, pour les nombreuses observations de routine et de détail. ²⁾ Le microscope Philips EM 300 de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, pour les études de microdiffraction.

La technique de préparation des échantillons est minutieuse, mais rapide, et demande peu de matériel. La suspension argileuse est largement diluée dans un déflocculant, le buthylamine synthèse (quelques gouttes de suspension dans 2 cm³ d'une solution à 1/500). Une goutte de cette préparation est déposée sur une grille préalablement recouverte d'un film de collodion. Le dépôt des minéraux sur la grille se fait par évaporation à 35° C maximum à l'abri de la poussière. Des précisions sont données par D. Trauth *et al.* (1977).

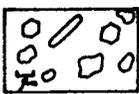
Une technique de comptage de particules a été mise au point à partir des clichés de microscopie électronique. Elle est décrite sur la figure 6.

4.2 - REFLEXION

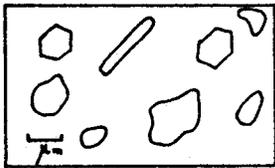
L'appareil utilisé est le ISI Super III A, de l'U. E. R. des Sciences de la Terre de Lille. Il a permis l'observation de fragments d'échantillons bruts métallisés à l'or.

5 - GEOCHIMIE DE ROUTINE

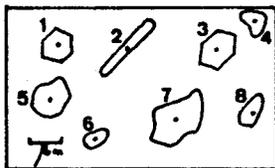
Les analyses géochimiques de routine complètent les données de la minéralogie, mais ont également pour but de mettre en évidence des variations entre échantillons ou entre fractions d'un même échantillon, non identifiables par la précédente méthode. C'est pour cette raison qu'elle a surtout porté sur des sédiments ayant fait l'objet de fractionnements granulométriques. Tous les échantillons étudiés ont été finement broyés dans un mortier en verre puis pesés, après séchage pendant deux heures au moins à 110° C.



1. MICROGRAPHIE INITIALE (format du négatif : 8,5 x 6 cm)



2. AGRANDISSEMENT (X 2,4)



3. DESSIN ET NUMEROTATION
Chaque particule est redessinée et numérotée.

calibre :				
diamètre :	156,2 μm	141,8 μm	85,4 μm	68,8 μm
surface moyenne(μ²)	2,45	1,27	0,49	0,15

4. ANALYSE GRANULOMETRIQUE
Grâce au calibre ci-contre, on fait une analyse granulométrique qui sera comparée à celle obtenue à partir du Sedigraph. Les résultats sont donnés en % de surface, le nombre de particules de chaque classe étant multiplié par sa surface moyenne.

illites	kaolinites	fibreux
smectites	opale	clinop.

5. ANALYSE MINERALOGIQUE
Elle conduit également à des résultats exprimés en % de surface et est comparée aux résultats obtenus par diffraction des rayons X.

sm. à bords diffus	smectites mixtes	sm. en struc. lattées
--------------------	------------------	-----------------------

6. ANALYSE MORPHOLOGIQUE DES SMECTITES
Chaque particule de smectite est placée dans un des trois types morphologiques notés ci-contre, et les résultats sont également donnés en % de surface.

7. CORRECTIONS
Dans certains cas (échantillons riches en fractions grossières) les micrographies ne sont pas représentatives du mélange initial. Ceci est mis en évidence lors de l'analyse granulométrique. Les résultats des analyses sont alors corrigés en fonction de la granulométrie réelle (Sédigraph).

FIGURE 6 .- Organigramme explicatif de la technique de comptage de particules sur micrographies agrandies.



5.1 - CALCIMETRIE

Cette mesure a été faite afin d'être comparée au dosage de CaO par absorption atomique. Nous avons utilisé un calcimètre de Bernard Prolabo 05 215 000 dont l'emploi est très répandu. La technique est développée dans Vatan (1967).

5.2 - DOSAGE DU CARBONE ORGANIQUE

Il a été effectué sur certains échantillons d'argiles du Gault et de black-shales, et a porté sur la roche totale. Le principe est celui de la pyrolyse, et utilise un doseur bas carbone de type Babcock et Wilcox. Une description complète de la méthode est donnée par Bouedina (1978).

5.3 - DOSAGE DES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES

Notre propos n'étant pas ici de connaître la géochimie des séries, mais celle des smectites, le nombre étudié d'échantillons de roche totale a été volontairement restreint. En dehors de six échantillons d'argiles du Gault de Wissant, l'étude a concerné des fractions inférieures à 2 μm et leurs différentes fractions granulométriques. La technique est largement décrite par Deconinck (1982).

La préparation des solutions à doser comprend plusieurs attaques et de nombreuses dilutions.

- + L'attaque fluonitrique sous pression permet le dosage de SiO_2 à partir de 0,2 g d'échantillon.
- + L'attaque alcaline utilise 0,2 g de poudre et permet de doser Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, MgO; P_2O_5 , Sr, Mn et Zn.
- + L'attaque acide ou fluoperchlorique porte sur 1 g d'échantillon et permet de doser TiO_2 , K_2O , Na_2O , Li, Ni, Cr, Co, Pb et V.
- + La dilution des solutions d'attaque par une solution étalon supprime les interactions dues à l'effet de matrice. Pour l'attaque alcaline la solution contient NaCl (4,8 g/l), KCl (6,1 g/l) et HCl (50 ml/l). Celle de l'attaque acide contient 400 ml/l de HCl. Le dosage des traces nécessite un étalonnage en milieu complexe contenant les éléments majeurs à des concentrations sensiblement voisines de celles de la solution d'attaque.

Les analyses par absorption atomique sont faites sur un spectrophotomètre de flamme Perkin-Elmer 5 000 à passeur automatique d'échantillons A. S. 50. Les dosages sont effectués dans l'ordre suivant : SiO_2 , Al_2O_3 , (flamme $\text{N}_2\text{O} - \text{C}_2\text{H}_2$) ; Fe_2O_3 , MgO, CaO, Mn, Zn, Sr, Na_2O , K_2O , Li, Ni, Cr, Co, Cu, Pb (flamme air - C_2H_2) et V (flamme $\text{N}_2\text{O} - \text{C}_2\text{H}_2$).

TiO_2 est dosé par absorption moléculaire sur un colorimètre Perkin-Elmer 55E monofaisceau, équipé d'un système d'aspiration rapide de la solution, et P_2O_5 sur un colorimètre Jobin-Yvon de type Stand H. V.

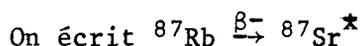
6 - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU STRONTIUM

La méthode Rb-Sr a été mise au point au centre de Sédimentologie et

Géochimie de la Surface (C. N. R. S.) de Strasbourg. Parmi les différentes applications possibles de cette méthode, une étude récente sur des smectites détritiques du Paléocène et du Cénomanién (Clauer *et al.*, 1983) a montré que le système Rb-Sr est, dans ces minéraux, sensible aux moindres réactions par rapport au milieu environnant. Nous avons donc utilisé cette méthode et ainsi analysé le comportement des isotopes du strontium dans les différentes fractions granulométriques de populations smectitiques, pour détecter et aussi quantifier les modifications cristallographiques que les smectites étudiées dans ce travail ont pu subir après leur dépôt. En effet, si des réajustements ont eu lieu, ils seront d'autant plus sensibles que les particules seront plus petites.

6.1 - FONDEMENT DE LA METHODE

La méthode repose sur le principe de la transformation spontanée de l'isotope ^{87}Rb instable en l'isotope $^{87}\text{Sr}^*$ radiogénique ($^{87}\text{Sr}^*$).



L'équation donnant l'âge en fonction du rapport $^{87}\text{Sr}^*/^{87}\text{Rb}$ est la suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left(1 + \frac{^{87}\text{Sr}^*}{^{87}\text{Rb}} \right) \quad (1)$$

6.2 - METHODE DES ISOCHRONES

D'après l'équation suivante :

$$^{87}\text{Sr}_{\text{total}} = ^{87}\text{Sr}_{\text{Primaire}} + ^{87}\text{Sr}^* \quad (2)$$

on a

$$^{87}\text{Sr}^* = ^{87}\text{Sr}_{\text{total}} - ^{87}\text{Sr}_{\text{primaire}} \quad (3)$$

En combinant les équations (1) et (3), et en sachant que le strontium ^{86}Sr primaire d'un minéral est stable et donc invariable, on obtient :

$$\frac{^{87}\text{Sr}_{\text{total}}}{^{86}\text{Sr}_{\text{primaire}}} = \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}_{\text{primaire}}} (e^{\lambda t} - 1) + \frac{^{87}\text{Sr}_{\text{primaire}}}{^{86}\text{Sr}_{\text{primaire}}} \quad (4)$$

C'est sur la base de cette équation (4) qu'est fondée la méthode des isochrones (Nicolaysen, 1961), que nous utiliserons ici. Les deux variables ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ primaire) et ($^{87}\text{Sr}_{\text{total}}/^{86}\text{Sr}$ primaire), sont liées par une relation linéaire visualisée par une droite de pente ($e^{\lambda t} - 1$), et chaque prise étudiée peut alors être représentée dans un diagramme rectangulaire par un point d'abscisse ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) et d'ordonnée ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Les points représentatifs de différentes phases de même âge et de même rapport isotopique primaire s'alignent sur la droite précédemment définie, qui est appelée l'isochrone (cf fig. 7). Si toutes les phases sont cogénétiques et se sont comportées comme un système fermé, l'isochrone a une signification historique

6.3 - TECHNIQUE ANALYTIQUE

La technique de préparation des échantillons est résumée sous forme

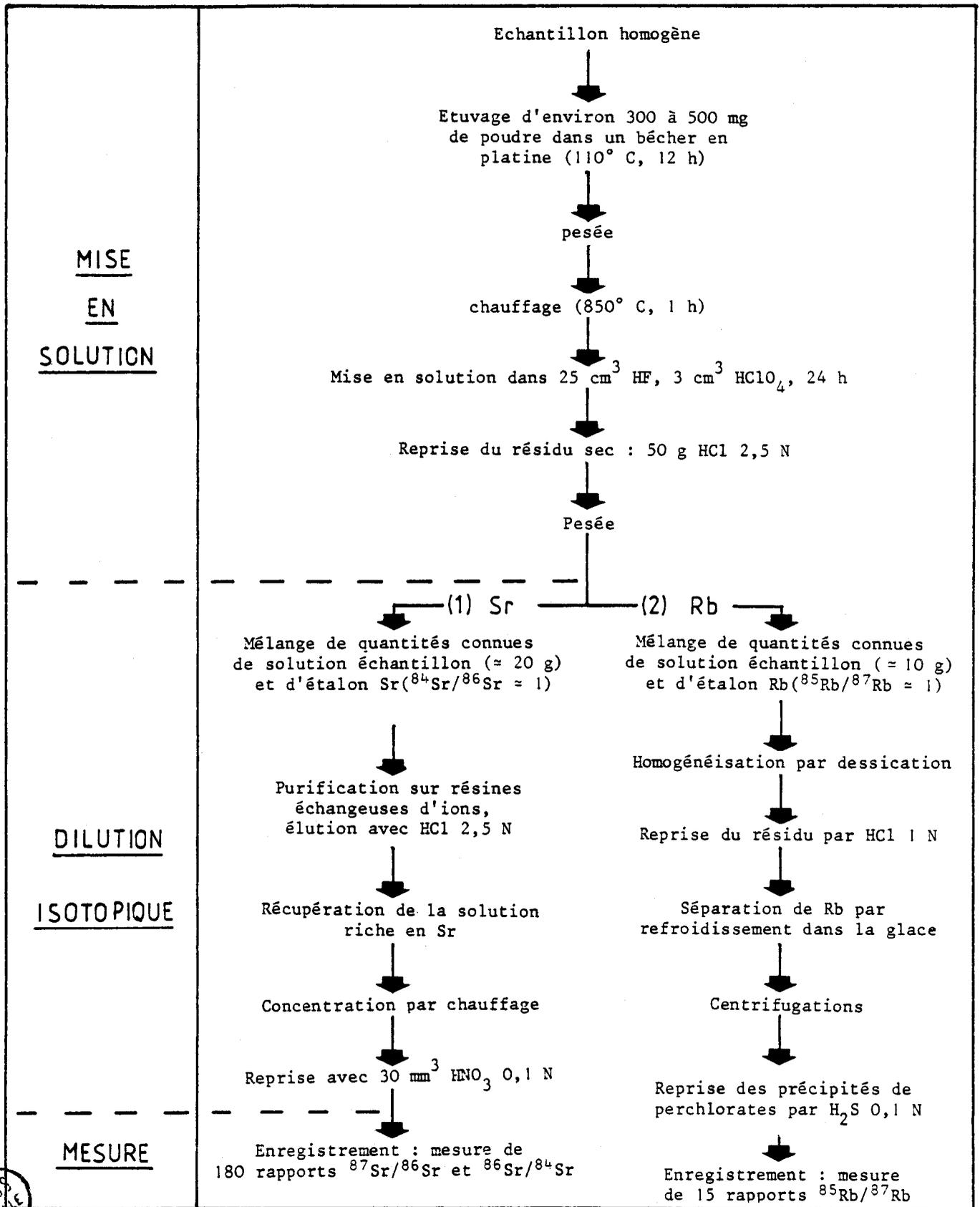
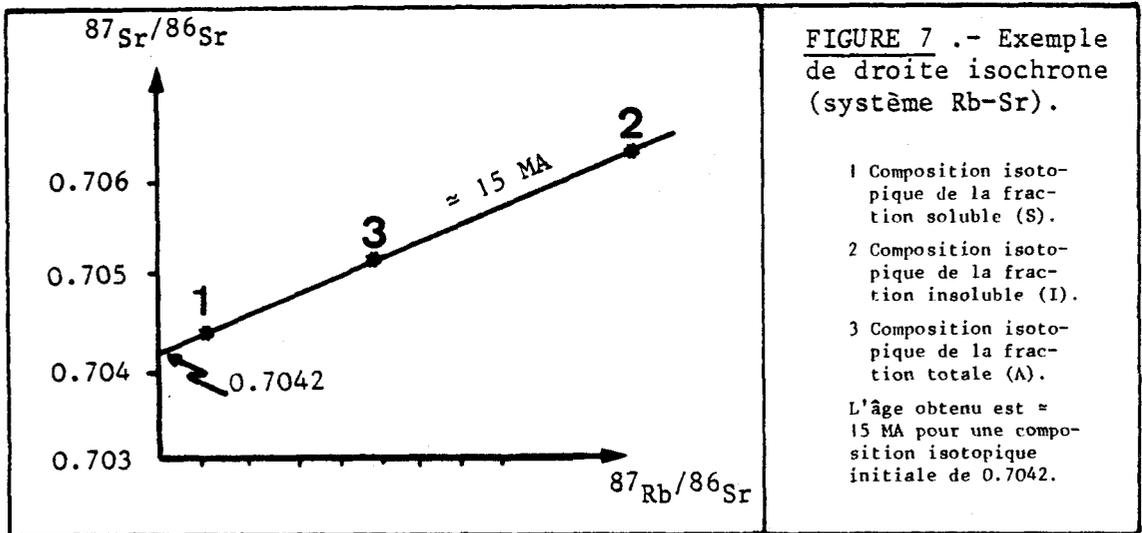


TABLEAU 4 .- Récapitulation de la technique analytique d'analyse isotopique Rb-Sr. (D'après Liewig, 1981).

BUS
LIE

<u>Standards</u>	8 analyses du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du standard NBS 987 ont fourni la valeur moyenne suivante : $0,71021 \pm 0,00007 (2\sigma)$
<u>Constantes</u>	<ul style="list-style-type: none"> • $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ AN}^{-1}$ • $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,591$ • $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$
TABLEAU 5 : Standards et constantes pour l'analyse isotopique Rb-Sr.	

d'organigramme dans le tableau 4 (d'après Liewig, 1981). De plus, les différentes fractions ont été lavées (HCl 1 N) selon une technique proposée par Clauer (1982b). Ce traitement supplémentaire permet d'analyser séparément le strontium piégé dans les structures minérales, et celui qui est adsorbé ou provient de phases authigènes telles que les carbonates. Cette technique permet aussi par l'analyse de la solution de lavage, du résidu après lavage, et de la fraction non traitée, d'utiliser la représentation graphique [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$]. Les rapports isotopiques du rubidium ont été mesurés sur un spectromètre de masse M. S. 2 modifié, ayant un tube à rayon de courbure de 15 cm, et une déviation de 90°. Ceux du strontium l'ont été sur un T. N. S. 206 à rayon de courbure de 30 cm et déviation de 60°. Les valeurs des standards et constantes utilisées, sont données dans le tableau 5.



7 - GEOCHIMIE DES TERRES RARES

Afin de confronter cette méthode aux résultats précédemment obtenus, et notamment à ceux apportés par les analyses isotopiques, C. Bonnot a accepté de prendre en charge l'étude de plusieurs fractions inférieures à 2 μm , et de sous-fractions préalablement isolées. Les analyses ont été effectuées par activation neutronique au laboratoire Pierre Sûre de Saclay, selon la méthode décrite par Treuil *et al.* (1973) et par Courtois et Jaffrezic-Renault (1977). La précision analytique est de l'ordre de 5 % pour chacune des terres rares dosées. La distribution des terres rares est représentée à l'aide des classiques courbes de normalisation (Coryell *et al.*, 1963) en prenant comme roche de référence la moyenne des shales (Piper, 1974).

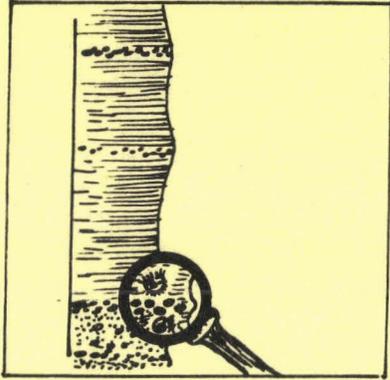
8 - ANALYSES CHIMIQUES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE

8.1 - PREMIERS ESSAIS

Une première série d'analyses a été faite au centre C. N. R. S. de Gif-sur-Yvette, grâce à C. Jehanno et A. Desprairies, sur un microscope à balayage couplé d'une sonde EDAX. Le matériel a été utilisé de deux manières, pour l'analyse d'un ensemble de particules (sur poudres pastillées), et pour un essai d'analyse de particules isolées. La première série d'analyses a permis d'obtenir la chimie globale de différentes fractions granulométriques complémentaires, de plusieurs échantillons qui n'avaient pas fait l'objet d'analyses par absorption atomique. La seconde avait pour but de déterminer si la chimie de particules de smectites de taille différente était variable. La qualité de l'image obtenue pour des particules inférieures à 2 μm , et *a fortiori* pour celles de très petite taille, a été insuffisante pour permettre de lier la composition chimique à la morphologie des particules, et les essais ont dû être abandonnés. L'erreur sur les résultats obtenus avec ce matériel est la suivante : 5 % pour les éléments dont la teneur dépasse 10 %, 10 % pour ceux dont la teneur est comprise entre 5 et 10 %, 20 % pour ceux dont la teneur est inférieure à 5 %.

8.2 - AUTRES ESSAIS

Les tentatives d'analyses sur particules isolées, à Gif-sur-Yvette, ayant mis en évidence de nombreux problèmes, il était souhaitable de mettre au point une technique permettant l'utilisation de la microsonde électronique en application aux problèmes spécifiques des mélanges de minéraux argileux. Ceci a été abordé dans le cadre des travaux du laboratoire de Sédimentologie et Géochimie de Lille, par P. Debrabant et S. Delbart. L'appareil utilisé, particulièrement performant, est la microsonde électronique CAMEBAX, récemment installée à l'Ecole Nationale Supérieure de Chimie de Lille. Ce matériel, la technique et la méthode mise au point sont décrit par Delbart (1983).



PARTIE III

Etude détaillée
des séries

Dans cette partie nous donnerons, pour chacune des séries, un état d'ensemble des connaissances bibliographiques, la localisation précise de notre échantillonnage, et les résultats de caractère général (granulométrie, minéralogie et géochimie) que nous avons obtenus.

N. B. : Albo-Aptien est pris ici dans un sens large, puisque les sédiments, principalement d'âge Aptien et Albien, peuvent parfois appartenir au Néocomien.

1 - LES SERIES ALBO-APTIENNES

1.1 - LES ARGILES DU GAULT

Le faciès Gault typique correspond aux argiles et marnes noires de l'Aube. Dans le Boulonnais, la série débute au-dessus des sables et grès verts de l'Albien inférieur, et se termine sous les marnes glauconieuses du Tourtia cénomanien inférieur. Dans le Pays de Bray, la coupe recouvre l'Albien inférieur et moyen.

1.1.1 - Stratigraphie

a) Le Gault de Wissant

La série stratigraphique utilisée comme référence est celle de J. P. Destombes (1937) (fig. 8). Il s'agit d'une série d'argiles noires à gris-bleu plus ou moins marneuses et pyritisées, riches en macrofaunes (ammonites, lamellibranches, et dents de poissons) et en microfaunes (foraminifères, nannofossiles, ostracodes, ...). Elle débute à un niveau phosphaté repère (P_3 , limite Albien inférieur-Albien moyen) et monte jusqu'au Tourtia (marnes glauconieuses du Céno-manien inférieur). Sa puissance est d'environ 10 m et trois niveaux phosphatés repères y sont connus : P_4 (Albien moyen), P_5 (limite Albien moyen-Albien supérieur) et P_6 (Albien supérieur).

b) Le Gault de Bully

La série stratigraphique utilisée (cf fig. 8) est empruntée à Blondeau *et al.* (1978) (d'après P. Destombes, 1977), et est extraite du guide d'excursion géologique dans le Pays de Bray (Robaszynski *et al.*, 1981). On trouve, sous des limons à silex, environ 15 m d'argiles noires, dont la base n'affleure pas, mais est connue dans le sondage de Bully n° 2 (n° 59-8-105 ; x = 532, 125 ; y = 226-800, z = 86,00). Les argiles bleu-gris à gris-noir sont riches en fossiles pyriteux et phosphatés remarquablement bien conservés. Plusieurs niveaux repères interrompent les marnes noires : un niveau de concrétions lenticulaires calcaires, trois niveaux d'argiles rouges facilement identifiables.

1.1.2 - Autres données

a) Extension latérale des séries

La figure 8 présente les deux séries étudiées et l'analyse de la bibliographie permet de les replacer dans le contexte régional : Boulonnais et Bassin de Mons (Marlières, 1945 ; Robaszynski, 1979), ensemble du Bassin de Paris (Fauconnier, 1979 ; Magnez *et al.*, 1980 ; Robaszynski *et al.*, 1981), Albien du Havre, du Pays de Bray, et du Boulonnais (J. P. et P. Destombes, 1938 ; P. Destombes, 1958), Boulonnais et Weald anglais (Colbeaux *et al.*, 1977 et 1980), Bassin de Londres (Jeans *et al.*, 1982).

b) Paléogéographie

Après l'invasion du bassin par la mer, et le dépôt des sables verts, la sédimentation est caractérisée par les argiles du Gault, à partir de l'Albien inférieur dans le Pays de Bray (J. P. et P. Destombes, 1938) et de l'Albien moyen dans le Boulonnais (J. P. et P. Destombes, 1937). Les influences littorales demeurent marquées durant l'Albien inférieur ou moyen, selon les régions considérées du Bassin de Paris (Fauconnier, 1979). D'après les auteurs de la synthèse du Bassin de Paris (Magnez *et al.*, 1980), le milieu de dépôt des argiles noires est "marin de faible profondeur" (20 à 100 m). La sédimentation y subit des interruptions dans le Boulonnais et le Pays de Bray. Pour J. P. et P. Destombes (1937), le fond du Bassin anglo-parisien est resté semblable à lui-même, bien que plus profond du côté anglais. Ces auteurs reconnaissent toutefois que ces séries, par leur caractère phosphaté et leur paléontologie, traduisent des "changements de régime considérables". Plus tard, lorsque P. Destombes (1958) étudie l'Albien de la région du Havre, il l'oppose à celui du Boulonnais, faisant du Pays de Bray un intermédiaire entre les deux (cf fig. 9). Il révisé alors l'idée qu'il avait formulée avec J. P. Destombes, en proposant qu'à l'Albien le bassin du Boulonnais n'est pas resté semblable à lui-même, mais a connu deux phases de dépôt. Ces deux phases (Hoplilien et Euhoplilien) sont séparées par le niveau repère P_4 qui marque l'apparition d'ammonites pyriteuses et probablement un affaissement du socle (avec exondation du Pays de Bray ?). Le passage Albien moyen-Albien supérieur, marqué par le niveau P_5 traduirait un approfondissement permettant l'introduction de faunes nouvelles. Dans le même ordre d'idées, Odin et C. Pomerol (1969) pensent que les niveaux glauconieux (base de l'Albien moyen, et Tourtia du Cénomanién inférieur) correspondent à une instabilité du rivage voisin. Auffret et Colbeaux (1977) s'accordent avec les autres auteurs lorsqu'ils parlent, dans le cadre de la tectonique de blocs de Colbeaux *et al.* (1977) de "nombreuses saccades", tout en reconnaissant la monotonie du faciès Gault. Le faciès Gault correspond donc à des dépôts marins très riches en organismes variés, monotones, mais entrecoupés de périodes d'instabilité.

c) Les niveaux phosphatés

Un des problèmes posés par les séries du Gault est celui des nodules phosphatés, qui existent à la fois de manière diffuse dans la matrice argileuse, mais également rassemblés en bancs centimétriques. Leur origine biogénique ne semble pas faire de doute, mais on ne s'accorde pas toujours quant à leur autochtonie ou leur allochtonie. Pour Price (1874), les lits de nodules correspondent à de longues périodes de temps, et donc à une condensation de série. J. P. et P.

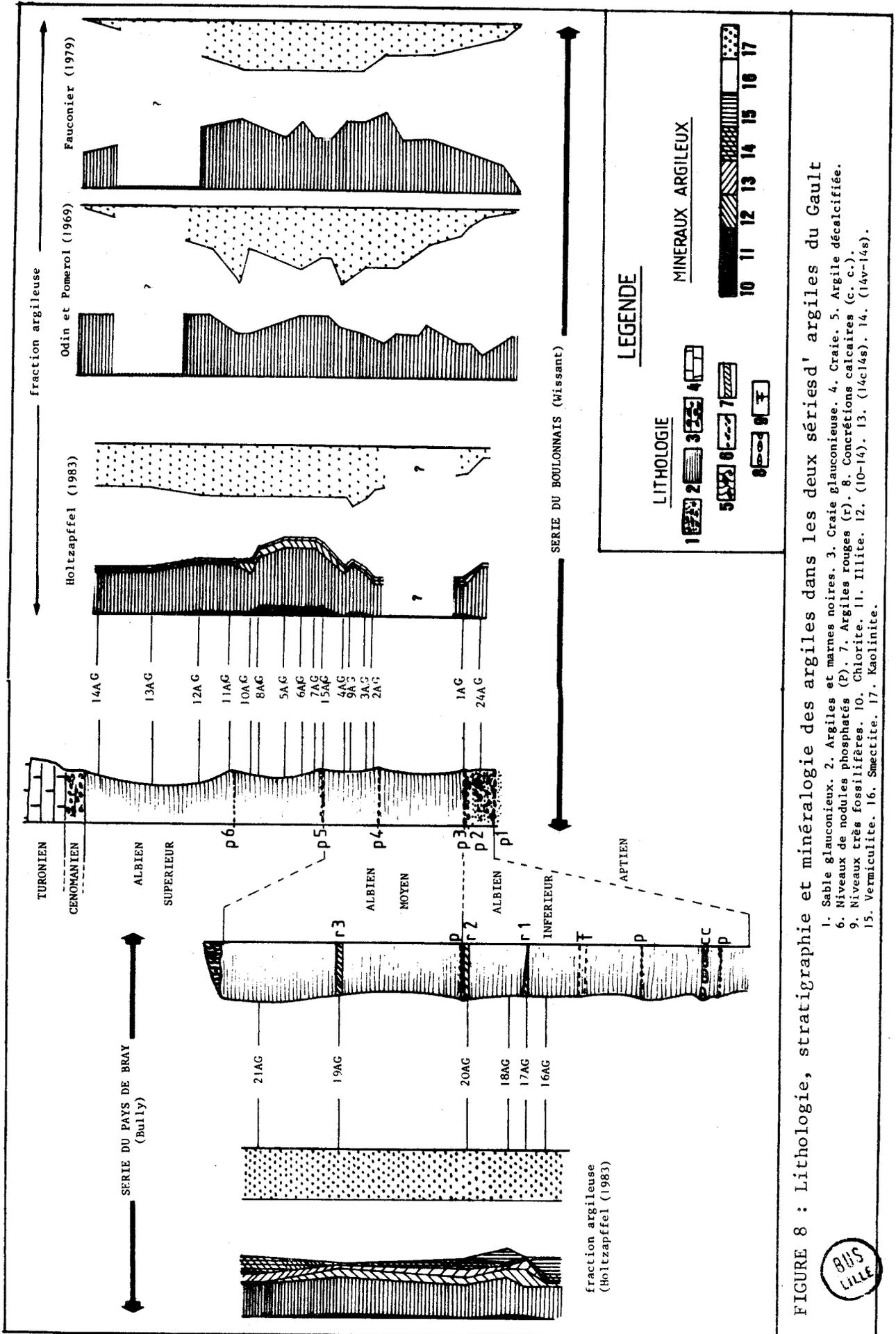
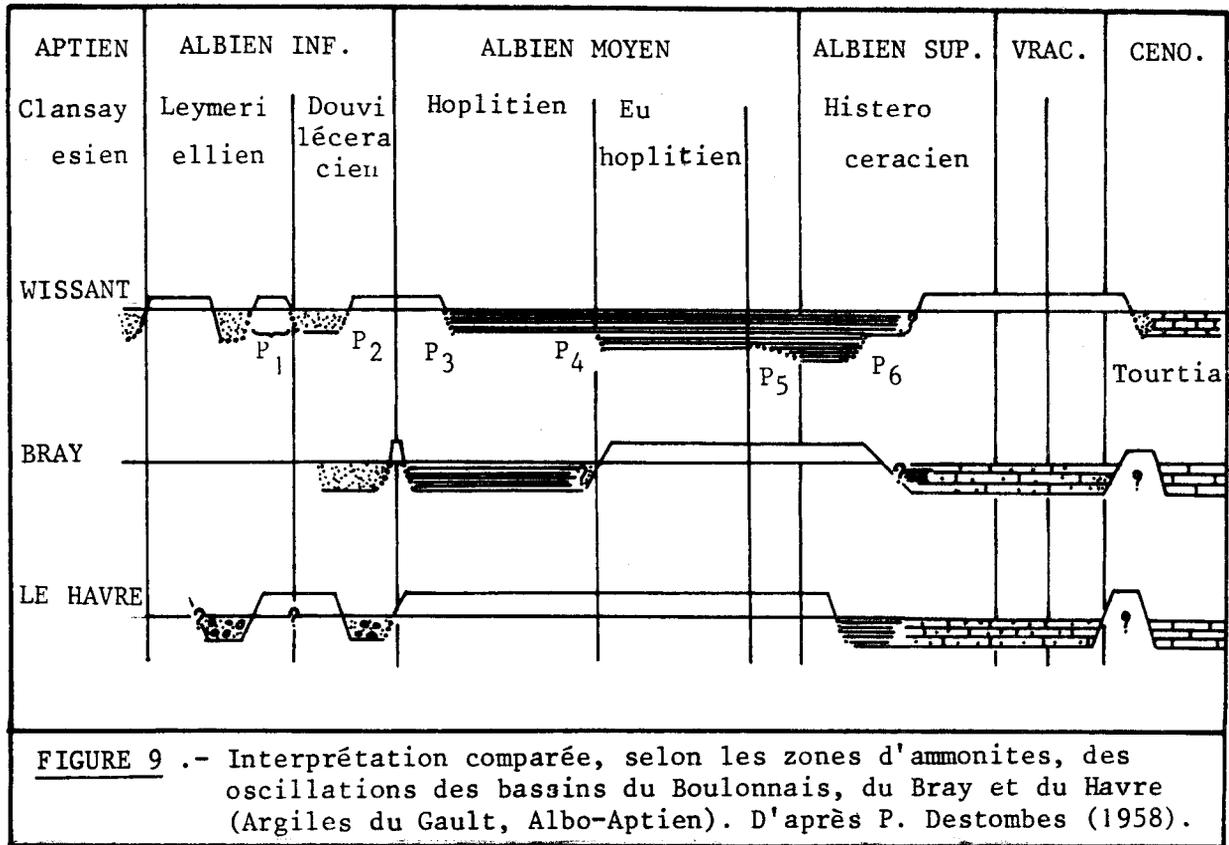


FIGURE 8 : Lithologie, stratigraphie et minéralogie des argiles dans les deux séries d'argiles du Gault

BUS LILLE



Destombes (1937), s'accordent avec cette idée, et étendent à l'Albien un phénomène démontré dans le Portlandien du Boulonnais : un niveau de nodules correspond à une interruption de sédimentation. C'est Bonte (1962 et 1963) qui introduit la notion de remaniement, et d'allochtonie possible des nodules des niveaux phosphatés, tout en reconnaissant le caractère autochtone de ceux qui existent de façon diffuse dans les argiles noires. Colbeaux *et al.* (1980) s'accordent avec l'hypothèse d'une interruption de sédimentation et d'une condensation de série, mais n'envisagent pas le remaniement des nodules. Par contre, Magnez *et al.* (1980), admettent que ces niveaux sont condensés et remaniés.

d) Sédimentologie et minéralogie des argiles

Les argiles du Gault de Wissant ont fait l'objet de plusieurs analyses diffractométriques de leur fraction argileuse. Le tableau 6 donne les résultats propres aux analyses ponctuelles ; la figure 8 présente ceux obtenus pour l'ensemble de la série par Odin et C. Pomerol (1969) et Fauconnier (1979), confrontés à ceux obtenus dans la présente étude. Qualitativement et quantitativement, les données diffèrent, mais toujours modérément. Il s'agit d'un mélange de trois minéraux principaux : illite, smectite et kaolinite. La smectite, abondante à la base de la série, diminue au profit des deux autres, mais redevient plus abondante vers le sommet. Les opinions sur l'origine de ces minéraux divergent en partie suivant les auteurs. Robaszynski (1979) et Decommer (1981) pensent avoir affaire à du matériel détritique, et celui-ci se serait déposé à la faveur de l'avancée de la mer Albienne (Colbeaux *et al.*, 1980). L'hypothèse de

ILLITE	KAOLINITE	SMECTITE	DIVERS	AUTEURS
30 %	10 %	60 %		Godfriaux et Robaszynski (1969) (obtenu en ramenant le total de la fraction argileuse à 100 %)
40 %	30 %	30 %		Blondeau <i>et al.</i> (1978) (estimation moyenne)
20 %	5 %	75 %		Decommer (1981)
15 %	20 %	65 %	(10-14s) traces	Calatayud (1981)
15 %	10 %	75 %	(10-14s) et chlorite, traces	

TABLEAU 6 : Analyses ponctuelles ou estimations moyennes de la fraction argileuse des Argiles du Gault par divers auteurs.

Godfriaux et Robaszynski (1969), faisant de la smectite un dérivé de l'illite par diagenèse précoce, n'a plus cours aujourd'hui, mais d'autres auteurs envisagent pour la smectite une origine non détritique. Ainsi, Fauconnier (1979) propose qu'elle peut se former à partir de cations libérés par la dissolution des micro-organismes (kystes de dinoflagellés, par exemple). Signalons en outre que pour Jeans *et al.* (1982), les smectites de Folkestone (face à Wissant, de l'autre côté de la Manche) seraient d'origine volcanique, nées de l'altération directe ou indirecte de cendres volcaniques.

1.1.3 - Localisation de l'échantillonnage

a) Le Gault de Wissant (Pas-de-Calais)

La série a été prélevée sur la côte de la Manche, au Nord de Wissant (cf fig. 2), d'après la coupe de référence de J. P. et P. Destombes (1937). L'intervalle compris entre les niveaux P₃ et P₄ (base de l'Albien moyen) n'a pu être échantillonné dans son ensemble, car n'affleurerait pas. Seule la base a pu être récoltée. Le reste de la série a donné lieu à un échantillonnage complet, depuis les grès verts de l'Albien inférieur, jusqu'aux marnes glauconieuses (Tourtia) du Cénomanién inférieur. Les niveaux phosphatés constituent d'excellents repères stratigraphiques, mais les argiles et les marnes sus-jacentes sont instables en falaise, et les prélèvements sur une verticale de la série sont impossibles. Ils ont donc été relativement dispersés le long de la côte, avec toutefois un contrôle biostratigraphique précis à l'aide des foraminifères (Robaszynski *et al.*, 1980 ; Amedro *et al.*, 1981 ; Amedro et Magnez-Jannin, 1982). La position précise des échantillons et leur numérotation sont don-

nées sur la figure 8.

b) Le Gault de Bully (Seine-maritime)

La coupe décrite par P. Destombes (1977), a été échantillonnée à la carrière Ledoigt (Les Tuileries : x = 532,250 ; y = 226,860). Les mauvaises conditions d'affleurement n'ont pas permis l'échantillonnage de niveaux inférieurs au repère R₁. Six échantillons ont été prélevés, dont les niveaux repères R₁, R₂ et R₃. Leur position précise et leur numérotation sont données sur la figure 8.

1.1.4 - Résultats

a) Granulométrie

A la base de la série de Wissant (éch. 1 AG), la fraction sableuse est abondante (37 %), ce qui correspond soit à la poursuite de la sédimentation des sables verts de l'Albien inférieur, soit à leur remaniement. La seconde possibilité est justifiée par l'existence, à la limite Albien inférieur - Albien moyen d'une lacune et/ou condensation de série, marquée par la présence des deux niveaux de nodules phosphatés P₁ et P₂ (cf fig. 8). Quand on s'élève dans la série, le caractère sableux disparaît, sauf au niveau des lits de nodules phosphatés (éch. 15 AG). La fraction argileuse représentant toujours plus de 40 % du sédiment, les argiles du Gault sont des argiles ou des argiles silteuses. La quantité de particules très fines (< 0,5 µm) contenue dans la fraction argileuse, et exprimée par le rapport $r = < 0,5 \mu\text{m} / < 2 \mu\text{m}$, apparaît plus abondante à la base et au sommet de la série ($r = 0,5$ à $0,7$), qu'au milieu ($r < 0,5$). Il semble donc que les niveaux de base et ceux du sommet de la série soient enrichis en fraction fine.

Dans la série de Bully, le caractère sableux est également peu marqué, mais la série est plus silteuse qu'à Wissant. Les fractions fine et argileuse, abondantes, ne montrent pas de variations notables.

b) Minéralogie

Les résultats des études de frottis, de minéraux en grains et de diffraction de rayons X sont donnés dans les annexes 2, 3 et 4.

α) La série de Wissant
.....

Les résultats obtenus lors de notre étude de la fraction argileuse, ainsi que ceux des autres auteurs (cf fig. 8) sont proches et montrent l'existence des composants suivants :

- . Smectite 25 à 65 %
- . Illite 20 à 35 %
- . Kaolinite 15 à 35 %
- . Traces de chlorite mal cristallisée et interstratifiés irréguliers (10-14s) et (14c-14s).

Les smectites sont abondantes à la base et au sommet de la colonne stratigraphique, ce qui rejoint les observations de Fauconnier (1979). Dans la partie médiane, la smectite diminue parallèlement au rapport $r = < 0,5 \mu\text{m} / < 2 \mu\text{m}$, au profit de l'illite et de la kaolinite. L'assemblage argileux des sédiments compris entre les niveaux P₅ et P₆

contient des proportions égales de ces trois minéraux. C'est dans ce même intervalle qu'apparaissent en quantité notable la chlorite et les interstratifiés. De plus, l'indice de cristallinité de la smectite (\bar{S} , cf fig. 5), montre des variations parallèles à celles de son abondance relative. On remarque ainsi, que plus la smectite est abondante, meilleure est sa cristallinité. L'analyse de la raie 060 montre que les smectites du Gault sont des beidellites, mais la présence d'illite dont une des raies se situe entre 1.496 et 1.500 Å, gêne l'étude détaillée de celle des smectites. Notons que la glauconie, abondante à la base de la série diminue entre les niveaux P₅ et P₆, et réapparaît en faible quantité quand les smectites deviennent plus abondantes.

Parmi les minéraux non argileux, les espèces les plus fréquemment rencontrées sont le quartz et la calcite. La première est abondante à la base de la série (plus proche des sables verts), puis diminue rapidement, tandis que la seconde devient prépondérante. Le quartz existe sous forme de grains arrondis, la calcite sous forme de nannofossiles et foraminifères en quantités variables, accompagnés d'ostracodes et de débris de coquilles. Les feldspaths sont présents en traces dans toute la série, et sont plus abondants à sa base. Les autres espèces identifiées sont les suivantes : 1) La pyrite est reconnue à partir du niveau P₄ en cristaux frais et propres, au coeur de foraminifères, mais aussi mélangée à des argiles pour donner des agrégats dont la forme rappelle celle de terriers. P. Destombes (1958) fait également état de pyrite sous forme d'ammonites épigénisées, à partir du même niveau. 2) Des agrégats jaunes formés d'argiles et d'oxydes de fer, de forme souvent aplatie et qui n'ont été reconnus qu'entre les niveaux phosphatés P₅ et P₆. 3) Le carbonate-apatite, présent en nodules, existe également en grains dispersés dans les argiles noires. Les nodules et les grains sont en cours d'étude en collaboration avec J. Lucas. 4) Les variations d'abondance de l'hématite étant parallèles à celles du quartz et des feldspaths, son origine semble plutôt détritique. En revanche, l'aragonite est probablement biogénique (coquilles d'ammonites ?). 5) D'autres espèces sont connues dans la série : barytine, sidérite, gypse, ..., et leur localisation est donnée dans les tableaux d'annexe. 6) On note également la présence de minéraux lourds (amphiboles, pyroxènes, zircons, tourmalines et sphènes), qui, pour Odin et C. Pomerol (1969) sont d'origine essentiellement métamorphique et montrent pour le Boulonnais une dépendance d'apports méridionaux. 7) L'échantillon 1 AG a révélé la présence de particules interprétées comme des esquilles de verre volcanique frais. Elles sont cependant en très petit nombre, et l'influence volcanique n'est pas importante.

β) La série de Bully

La composition de la fraction argileuse est constante dans la section étudiée :

- . Smectite 30 à 35 %
- . Illite 20 à 25 %
- . Kaolinite 30 %
- . Traces à 10 % de chlorite, vermiculite, (10-14s), (14c-14s), (14v-14s).

Cet assemblage est proche de celui rencontré à Wissant entre les

niveaux phosphatés P₅ et P₆. Il n'en diffère que par la présence de vermiculite et de l'interstratifié (14v-14s). Ce dernier minéral, présent dans tous les échantillons, est abondant au sommet de la section (éch. 21 AG). La vermiculite n'est connue qu'à l'Albien inférieur, ce qui explique peut-être son absence à Wissant. La position de la raie 060 de smectites de Bully ne diffère pas de celle de Wissant, et l'on n'a pas de déplacement vers les petits angles (donc d'enrichissement en fer ou magnésium) dans les fractions fines.

La minéralogie de la fraction non argileuse traduit le caractère moins carbonaté et plus détritique (plus côtier ?) de cette série, par rapport à celle de Wissant. La goethite est particulièrement abondante dans les trois niveaux rouges (R₁, R₂, R₃, cf fig. 8) mais également dans les argiles noires. Un seul échantillon (21 AG) n'en contient pas, et renferme par contre de la pyrite. Deux nodules ont été extraits de la matrice argileuse, l'un de carbonate-apatite semblable à celui de Wissant, l'autre de gypse (niveau R₁). Ce dernier minéral a déjà été décrit dans le Gault de l'Aube par Larcher *et al.* (1963).

c) Géochimie

α) La série de Wissant

La teneur en carbone organique (cf ann. 6) n'est pas élevée dans les argiles noires (≈ 0,5 %) et n'augmente qu'au niveau des lits de nodules (1,5 %), riches en faunes variées. Elle est donc assez homogène et ne montre pas de liaison avec la minéralogie. La teneur en CaCO₃ (cf ann. 5) est par contre liée à la minéralogie (calcite), puisqu'elle passe de 10 à 13 % à la base de la série, à environ 30 % au-dessus. Il en va de même pour le taux de CaO obtenu par absorption atomique (cf ann. 7). La différence entre les deux analyses (CaO x 1,78 - CaCO₃) montre que la presque totalité du calcium est exprimée sous forme de carbonates. Les variations de SiO₂ et de Si* (SiO₂/Al₂O₃) sont parallèles à celles des quartz détritiques. Le "bruit de fond" siliceux est cependant attribuable à la fraction argileuse abondante. Le fer, relativement constant, présente des teneurs plus élevées à la base (éch. 1 AG), où les glauconies et les beidellites sont plus abondantes. Le strontium et le manganèse ont une évolution parallèle aux carbonates et leur semblent donc liés. Ceci n'est pas étonnant puisque Sr est habituellement associé aux carbonates, et Mn l'est souvent en milieu réducteur. Le plomb semble également lié aux carbonates, tandis que le lithium l'est à l'illite et/ou à la kaolinite. Le fait a déjà été noté dans le Boulonnais par Deconinck (1982).

L'échantillon 1 AG a fait l'objet d'analyses par absorption atomique sous trois formes granulométriques : roche totale, fractions < 2 μm et < 0,2 μm. De la roche totale aux fractions fines, on remarque : 1) Une diminution de silice parallèle à celle du quartz. 2) Une diminution de CaO et des éléments qui lui sont liés due à la décalcification faite avant l'extraction de la fraction inférieure à 2 μm. Au sein de cette fraction décalcifiée, le CaO restant, plus abondant dans la fraction < 0,2 μm, pourrait être lié aux smectites (adsorption ?). 3) Fe₂O₃ est aussi élevé dans la roche totale que dans les fractions fines, car la première contient la glauconie, les secondes les smectites.

β) La série de Bully

Les seules informations concernant cette série ont trait au carbonate de calcium, moins abondant qu'à Wissant, ce qui correspond à la moins grande abondance de calcite. Le carbone organique est lui, légèrement plus abondant.

1.1.5 - Conclusion

L'environnement des Argiles du Gault où nous envisagerons en détail l'origine des smectites (quatrième partie) est caractérisé par les faits suivants :

Les Argiles du Gault sont des argiles marneuses, silteuses, noires et pourtant relativement pauvres en matière organique. Elles sont en revanche particulièrement riches en restes de faunes diverses et bien conservées (action faible de la dissolution).

On peut scinder la série de Wissant en trois parties : 1) l'Albien moyen, riche en quartz détritique et très enrichi en smectites, contient également de la glauconie. Ces minéraux diminuent progressivement au profit des carbonates, des illites et des kaolinites. 2) Le milieu de la série, qui correspond à peu près à la section comprise entre les niveaux P₅ et P₆, contient un mélange de trois minéraux en quantités voisines : illite, smectite et kaolinite. On note la rareté relative de la fraction très fine (< 0,5 µm), l'absence de glauconie, la présence de chlorite et d'interstratifiés en quantité non négligeable, la moins bonne cristallinité de la smectite, et la présence d'agrégats d'oxydes de fer. 3) Le sommet de la série montre une augmentation progressive de la smectite, l'amélioration de sa cristallinité, la discrète réapparition de la glauconie et la disparition des oxydes de fer.

La section étudiée (Albien inférieur et moyen) des Argiles du Gault de Bully est marquée par une empreinte détritique accrue, et l'assemblage argileux se rapproche de celui de la zone médiane, pourtant décalée dans le temps, de la série de Wissant.

L'importante influence du volcanisme dans la sédimentation des séries du Gault de Folkestone, proposée par Jeans *et al.* (1982), n'est pas retrouvée ici. L'étude minéralogique complète n'a révélé la présence probable que de quelques esquilles de verre volcanique frais, et les analyses chimiques ne témoignent nullement d'une telle influence.

1.2 - LES BLACK SHALES

1.2.1 - Stratigraphie

Quatre forages ont été étudiés dans l'Atlantique Nord, deux sur la marge américaine, et deux sur la marge européenne. Les données qui suivent sont toutes extraites des chapitres de description des sites des rapports initiaux des forages D. S. D. P. Il n'y sera donc pas fait de renvois bibliographiques systématiques. Les forages concernés sont les suivants : 105 (Leg 11), 386 (Leg 43), 400 et 402 (Leg 48). La position de ces sites est donnée par les figures 3 et 10 ; leurs caractéristiques par le tableau 7, et la lithologie des black-shales de ces forages par la figure 11.

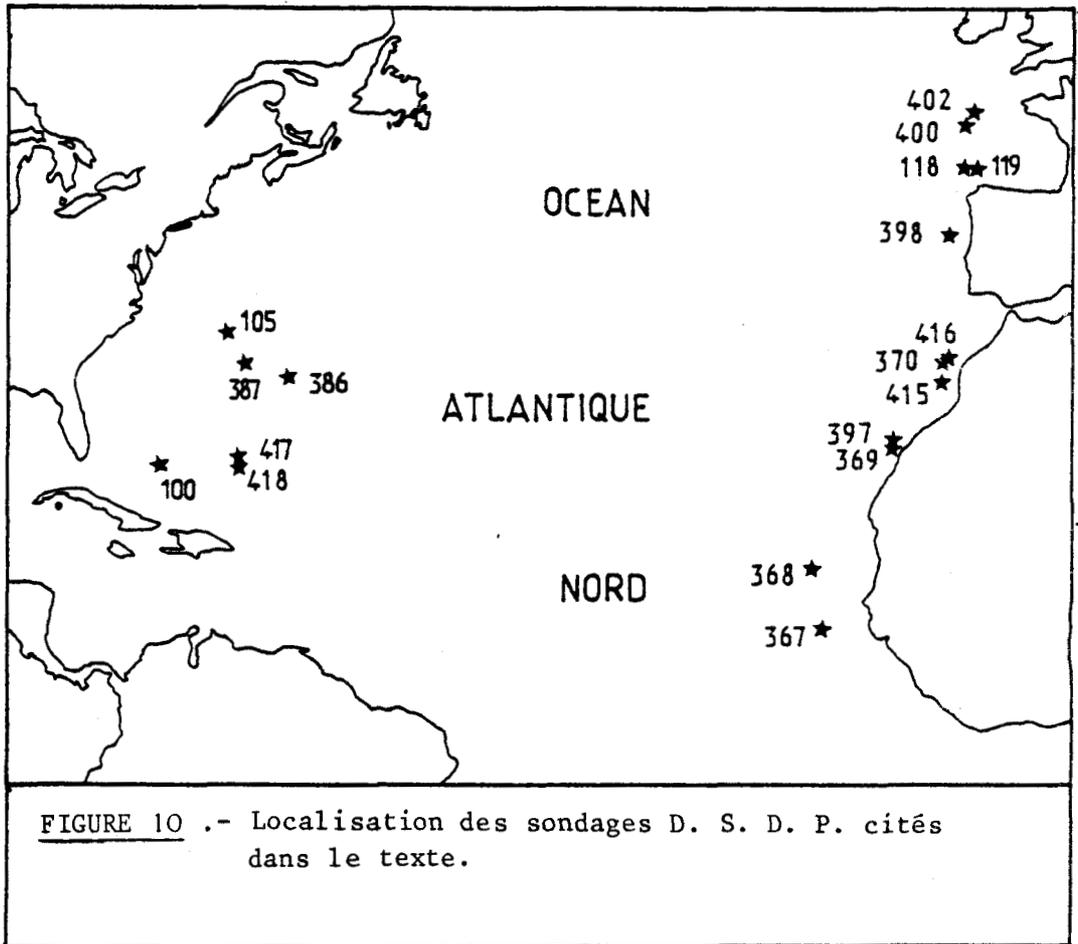


FIGURE 10 .- Localisation des sondages D. S. D. P. cités dans le texte.

SITE	105 Leg 11	386 Leg 43	400 Leg 48	402 Leg 48
Latitude	34°54' N	31°11' N	47°23' N	47°52' N
Longitude	69°10' W	64°15' W	09°12' W	08°50' W
Hauteur d'eau (m)	5 231	4 782	4 399	2 339
Pénétration (m)	633	974	777	469
Epaisseur du faciès B.S. (m)	100	250	150	200

TABLEAU 7 : Caractéristiques des forages où des black-shales ont été étudiés.

a) Site 105, Leg 11 D. S. D. P. (Hollister, Ewing et al., 1972)

L'âge des black-shales dans ce forage est barrémo-aptien à céno-manien (carottes 10 à 16). Il s'agit d'une alternance de niveaux argilo-silteux noirs, zéolitiques et carbonés, et de niveaux plus clairs. La fraction argileuse est principalement smectitique, et les minéraux qui l'accompagnent sont essentiellement le quartz, les feldspaths, la clinoptilolite, la pyrite, l'opale C. T., et parfois la sidérite. Clinoptilolite et quartz sont parfois concentrés dans des niveaux très silteux.



b) Site 386, Leg 43 D. S. D. P. (Tucholke, Vogt et al., 1979)

Les black-shales reposent directement sur le basalte, et sont d'âge albien à cénomaniens inférieur (carottes 42 à 65). Il s'agit d'argilites gris-vert foncé à noires, dont certaines sont riches en matière organique (1,5 à 11,5 %), de craies marneuses et de lits sableux à radiolaires. La teneur en calcaire dépasse généralement 18 % et les carbonates sont principalement concentrés dans les niveaux de craies marneuses et d'argilites calcaires. Dans la base de la série, la fraction argileuse est dominée par l'illite, progressivement relayée par la smectite. La calcite est de type faiblement magnésien, et on trouve parfois d'autres carbonates (rhodocrosite, dolomite, sidérite). Le quartz est abondant, mais ne semble pas détritique et est interprété comme de la calcédoine diagénétique issue d'opale biogénique. La couleur noire de certains niveaux semble due à la matière organique et la pyrite. Cette dernière est présente en niveaux lenticulaires, mais aussi dispersée dans le sédiment. L'apatite et la barytine sont également présentes.

c) Site 400, Leg 48 D. S. D. P. (Montadert, Roberts et al., 1979)

D'âge aptien supérieur à albien supérieur (carottes 63 à 70), la série est constituée par des alternances d'argilites zéolitiques carbonées (riches en matière organique), d'argiles silteuses gris-vert (à matière organique), et d'argilites calcaires plus ou moins bioturbées. On distingue deux sous-unités, dont la première (Albien) est caractérisée par un taux de sédimentation de 20 m/M. A. (millions d'années), et la seconde (Aptien supérieur) par un taux de 7 m/M. A.

La fraction argileuse est à smectites, illites, et (10-14s), accompagnées de clinoptilolite. Les autres minéraux varient avec la lithologie : les carbonates, absents des argilites carbonées, sont abondants dans les argilites silteuses et surtout dans les argilites carbonatées (23 % CaCO₃). De l'Albien à l'Aptien supérieur, on note une augmentation de smectites et une diminution des interstratifiés (10-14s), de la clinoptilolite et de l'opale C. T.

d) Site 402, Leg 48 D. S. D. P. (Montadert, Roberts et al., 1979)

La formation Aptien supérieur à Albien supérieur (carottes 11 à 32), de nature argileuse ou marneuse plus ou moins calcaire, est divisée en trois sous-unités. La distinction entre les trois est basée sur le rapport entre fractions terrigène et biogène. On distingue de plus deux ensembles, dont chacun a valeur de cycle transgressif et dont la limite est proche de celle qui sépare l'Aptien et l'Albien. Les trois sous-unités se distinguent également par leur minéralogie. En effet, si la smectite est un minéral ubiquiste abondant, accompagné de quartz et de carbonates, elle est accompagnée de plus d'illite et de kaolinite à l'Aptien, et de minéraux accessoires tels que la clinoptilolite et l'opale C. T., à l'Albien.

e) Comparaison des données des sites 400 et 402, Leg 48 D. S. D. P.

Les données synthétiques publiées dans les rapports initiaux relatifs aux deux sites, permettent une rapide comparaison. ¹⁾ Tous deux ont des lithologies voisines (un peu plus de carbonates au 402) mais sont paléogéographiquement très différents. En effet, au Site 400 les sédiments se sont déposés en eau profonde au pied d'un talus, alors qu'au site 402, ils se sont déposés sur le haut du talus, et sous une faible hauteur d'eau. Roberts et Montadert (1979) pro-

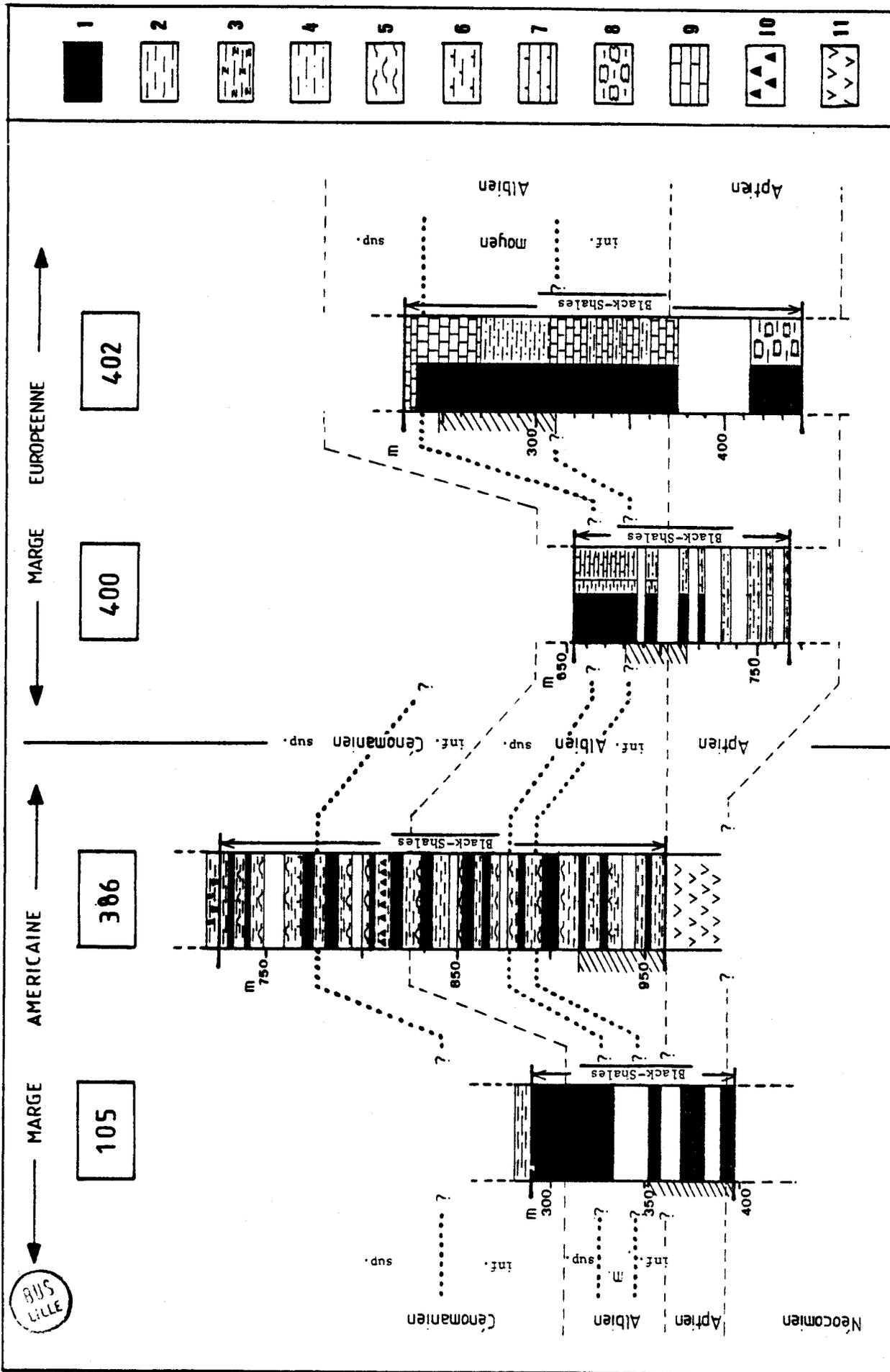


FIGURE 11 -- Lithologie et stratigraphie des black-shales des sites D. S. D. P. étudiés. (D'après les rapports des sites correspondants).

- 1. Argile noire. 2. Argile. 3. Argile zéolitique. 4. Argile silteuse. 5. Boue à foraminifères.
- 6. Boue à nanofossiles. 7. Calcaire à nanofossiles. 8. Craie. 9. Calcaire. 10. Chert. 11. Basalte.

posent les profondeurs suivantes : 1 500 à 2 000 m (400) et 100 à 300 m (402, suivant la position par rapport au talus progradant).

2) On constate aux deux sites une division en deux ensembles correspondant à l'Aptien supérieur et à l'Albien. 3) La minéralogie montre de grandes similitudes, mais les faciès les moins profonds (402), contiennent plus de carbonates, et souvent de la kaolinite. La clinoptilolite et l'opale C. T. sont en revanche plus abondantes dans le site 400.

1.2.2 - Autres données

Nous envisageons ici principalement les faciès riches en carbone organique (black-shales) de la période albo-aptienne. Les forages D. S. D. P. concernés sont les suivants : 101, 105, 367, 369, 386, 387, 391, 398, 400 et 402 (cf fig. 10). L'importance de ce faciès mondialement répandu, est notée par de nombreux auteurs (ex. : Arthur et Schlanger, 1979 ; Schlanger et Cita, 1982), et la seule bibliographie concernant l'Atlantique Nord est considérable. On se limite ici aux données essentielles.

a) Paléogéographie et milieu de dépôt

Le dépôt des black-shales dans l'Atlantique Nord est bien postérieur au rifting, il contribue à l'enneiement sédimentaire des structures en grabens de la marge (groupe Galice, 1979 ; Rehaut et Mauffret, 1979 ; Roberts et Montadert, 1979). Lors de l'étude du Leg 43, Tucholke et Vogt (1979) suggèrent que l'installation puis la disparition des black-shales dans les différents bassins, ont été liées respectivement à l'établissement de barrières aux eaux moyennes et profondes, et à des mises en communication (océanisation des bassins atlantiques nord et sud). Dans la plupart des cas, ces dépôts sont évcliques : des faciès carbonés alternent avec des faciès peu carbonés et souvent carbonatés. Les causes de ces alternances ont été recherchées, et semblent être de deux types. Dean *et al.* (1977) et Jansa *et al.* (1977) (Leg 41), ainsi que Mélières (1978) (Leg 48), pensent que les causes sont climatiques, tandis que Pastouret *et al.* (1978) (Leg 44) et Graciansky *et al.* (1979) (Legs 47b et 48), envisagent des remaniements sédimentaires

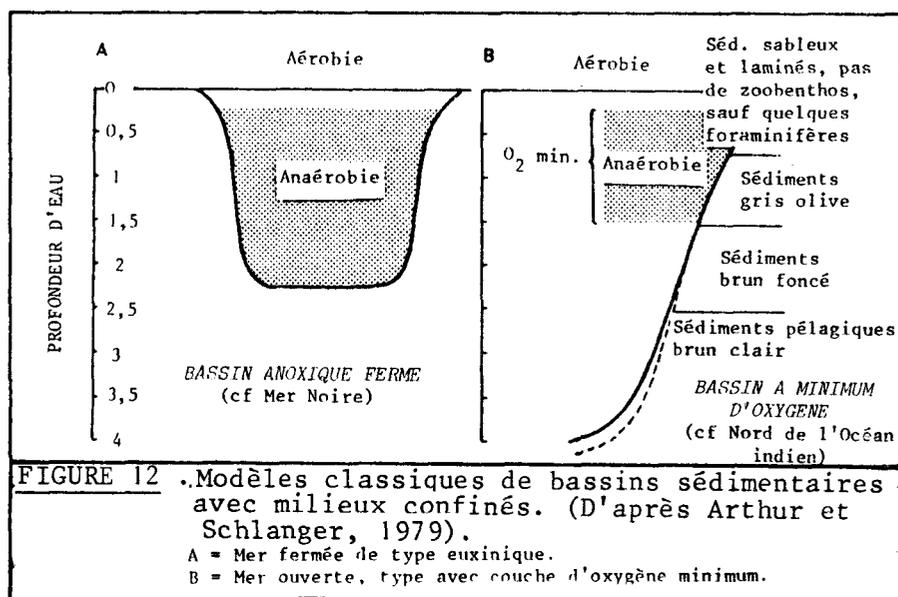
Les valeurs de vitesses de sédimentation proposées par les différents auteurs, sont données dans le tableau 8.

LEG	SITE	CAROTTE AGE	n° échantillon	AUTEURS	VITESSES DE SEDIMENTATION
11	105	4 à 16 ALBIEN inf. et moy.	1 BS à 8 BS	HOLLISTER, EVING <i>et al.</i> (1972) DEROO (1982)	5 m/MA 16 m/MA
		61 à 63 ALBIEN inf.	9 BS à 15 BS	TUCHOLKE, VOGT <i>et al.</i> (1979) DEROO (1982)	16 m/MA 42 m/MA
48	400	65 et 66 ALBIEN	16 BS et 17 BS	MONTADERT, ROBERTS <i>et al.</i> (1979) DEROO (1982)	7 m/MA 10 m/MA
		69 APTIEN sup.	18 BS	MONTADERT, ROBERTS <i>et al.</i> (1979) DEROO (1982)	17 m/MA 25 m/MA
	402	13 à 19 ALBIEN inf. et moy.	19 BS à 22 BS	MONTADERT, ROBERTS <i>et al.</i> (1979) DEROO (1982)	24 m/MA 28 m/MA

TABLEAU 8 : Vitesses de sédimentation des black-shales dans les sites étudiés, d'après divers auteurs

b) Origine du faciès black-shales

Les black-shales crétacés sont un faciès ubiquiste dans l'Atlantique Nord et sont également connus à la même époque dans les autres océans : Atlantique Sud (Noël et Manivit, 1978 ; C. Robert *et al.*, 1979 ; C. Robert, 1982 ; Maillot, 1983), Tethys (Bernouilli et Jenkyns, 1974 ; Arthur et Premoli-Silva, 1982 ; l'Océan Pacifique (Thiede *et al.*, 1982) . Il est donc important de connaître leur origine.



Plusieurs modèles ont été proposés afin d'interpréter la présence de conditions de fond anoxiques et le dépôt corrélatif des black-shales. ¹) Niveau à minimum d'oxygène (cf fig. 12B). Il a principalement été inspiré de l'étude de sédiments carbonés du Crétacé de l'Océan Pacifique, et a été proposé par Schlanger et Jenkyns (1976), Fischer et Arthur (1977) et Thiede et Van Andel (1977). Graciansky *et al.* (1982) font en partie appel à ce modèle dans le bassin Nord-Ouest Atlantique (Site 105), bien que Tucholke et Vogt (1979) l'aient repoussé en précisant que la profondeur de dépôt était trop importante (au moins 3 200 m au site 386). ²) Bassin euxinique (cf fig. 12A). Il est semblable à celui de la Mer Noire actuelle, c'est-à-dire un bassin entièrement euxinique à partir d'une certaine profondeur (Ryan et Cita, 1977). Ce type de bassin a été envisagé pour l'Atlantique Nord-Ouest par Lancelot *et al.* (1972), mais les périodes euxiniques y auraient été interrompues par des phases de circulation permettant le développement de faunes benthiques. Il a également récemment été repris par Graciansky *et al.* (1982) pour les black-shales du bassin de la marge africaine (Leg 41). Notons que certains auteurs estiment que les arguments font défaut pour préférer l'un des deux modèles précédents (Arthur et Schlanger, 1979 ; Simoneit et Stuermer, 1982). ³) Dans certains bassins, l'existence d'une tranche d'eau anoxique (intermédiaire ou de fond) n'est pas envisagée, et les conditions de fond anoxiques ayant présidé à la formation des black-shales sont attribuées à un excès de matière organique. En effet, si l'apport de matière organique (marine ou continentale) est supérieur à ce que l'oxygène disponible peut oxyder, le milieu devient progressivement anoxique. Ce modèle a récemment été envisagé et discuté par Dean et

Gardner (1982), mais avait déjà été pressenti par de nombreux auteurs : Pastouret *et al.* (1978) pour le Leg 44 ; Mac Cave (1979) et Kendrick (1979), pour le Leg 43 ; Arthur (1979), et Graciansky *et al.* (1982), pour le bassin de la marge européenne.

De nombreux autres facteurs favorisent le dépôt des black-shales (Cool, 1982). ¹⁾ L'existence de pièges (plateformes épicontinentales étendues, structures deltaïques) capables d'accumuler au moins provisoirement les minéraux et la matière organique en transit vers les bassins profonds. ²⁾ Les circulations réduites dans le jeune Atlantique. ³⁾ La salinité, la température, et le taux d'oxygène. En effet, si la température est élevée, la teneur en oxygène dissous diminue, ce qui favorise l'existence de milieux réducteurs. Les variations de salinité, liées à la température et aux circulations, conduisent parfois à une stratification des eaux pouvant également favoriser l'installation de conditions réductrices. Plusieurs modèles lient ces trois paramètres (Jordan, 1974 ; Ryan et Cita, 1977 ; Thierstein et Berger, 1978 ; Arthur et Natland, 1979 ; Arthur et Schlanger, 1979 ; Arthur et Premoli-Silva, 1982). ⁴⁾ Les phénomènes transgressifs du Crétacé (Hays et Pitman, 1973 ; Herbin et Deroo, 1982). ⁵⁾ La productivité biologique (Graciansky *et al.*, 1982 ; Thiede *et al.*, 1982).

c) Minéralogie

α) Fraction argileuse

L'ensemble des auteurs souligne l'abondance des smectites, mais leur origine est discutée. Certains envisagent en effet qu'elles sont en bonne partie authigènes (Kossovskaja *et al.*, 1975; Lomova, 1975; Timofeev et Bogolyubova, 1979, au site 402; Brosse, 1982), la liant à des composants biogéniques ou volcanogéniques (Aubry et B. Pomerol, 1975; Timofeev *et al.*, 1979). Berger et Von Rad (1972) ainsi que Lancelot *et al.* (1972), ont été partisans d'une origine mixte authigène-terrigène. Elles restent cependant, dans la plupart des cas considérées comme d'origine détritique (Biscaye, 1965; Griffinet *et al.*, 1968; Timofeev et Bogolyubova, 1979, au site 400; Mélières, 1979; Graciansky *et al.*, 1979 et 1980), et seraient nées de l'altération des roches et/ou des sols (Chamley *et al.*, 1979 et 1980; Debrabant *et al.*, 1979 et 1980; Leroy, 1981). Récemment, Chamley et C. Robert (1982) soulignent qu'il n'y a jusqu'à présent pas de preuve claire d'authigénèse notable. Ces smectites sont alumino-ferrifères (Chamley *et al.*, 1978) et ont une composition de beidellites (ou beidellites ferrifères) (Mélières, 1979 ; Leroy, 1981).

D'autres minéraux, notamment illite, kaolinite, chlorite et interstratifiés irréguliers sont fréquemment répertoriés. Ils dominent les smectites dans certains cas (base du site 386), leur sont équivalents dans d'autres (Debrabant *et al.*, 1980). Leur présence est généralement interprétée comme la réponse des marges aux différents événements climatiques et tectoniques (Chamley *et al.*, 1978 et 1980; Leroy, 1981; Debrabant et Chamley, 1982). Des minéraux fibreux (palygorskite) sont connus sur les marges africaines (Debrabant *et al.*, 1979), espagnoles (Chamley *et al.*, 1979) et américaines (Debrabant et Chamley, 1982), et seraient principalement remaniés depuis des bassins semi-clos peu profonds sous climats chauds à humidité contrastée (Milot, 1964; Chamley, 1979; Leroy, 1981).

β) Fraction non argileuse

Les carbonates sont généralement moins abondants dans les ni-

veaux sombres que dans les niveaux clairs. Le quartz et les feldspaths sont souvent identifiés, mais les minéraux les plus abondants sont la clinoptilolite, l'opale C. T., la pyrite, la sidérite et le gypse. La première a des origines variées suivant les auteurs : altération de matériel volcanique (Leg 11 : Zemmels *et al.*, 1972 ; Leg 43 : Tucholke et Vogt, 1979 ; Brosse, 1982), dissolution de silice biogénique (Mélières, 1979 ; Brosse, 1982 ; Graciansky *et al.*, 1982). L'origine diagénétique des autres minéraux est moins controversée : évolution de silice biogénique pour la cristobalite, néoformation pour la pyrite qui peut s'altérer en gypse. En dehors des zones clairement influencées par le volcanisme, la présence de verre volcanique n'est que très rarement signalée (site 400 : Timofeev et Bogolyubova, 1979).

d) Géochimie

Utilisée en parallèle avec la minéralogie des argiles, elle contribue aux études de paléoenvironnements menées par H. Chamley et P. Debrabant. Elle traduit ainsi, dans le faciès black-shales, l'enfoncement progressif du bassin (Chamley *et al.*, 1980). De plus, elle donne de précieuses indications sur les diverses influences (continentales, volcaniques) et permet de caractériser le chimisme et le dynamisme du milieu (Debrabant *et al.*, 1980 ; Debrabant et Chamley, 1982).

De nombreuses données concernent la matière organique, qui peut être très abondante dans les black-shales (2 à 3 % environ). Elle est d'origine continentale dominante dans les sites septentrionaux (105 : Herbin et Deroo, 1982, en opposition avec Simoneit *et al.*, 1972 ; 398 : Deroo *et al.*, 1979 ; Habib, 1979 ; Doerenkamp et P. Robert, 1979 ; 400 et 402 : Deroo *et al.*, 1979). La matière organique marine est relativement plus abondante dans les forages des Legs 43 (Simoneit, 1979) et 51 à 53 (Deroo *et al.*, 1979), mais c'est au large de l'Afrique (Leg 41) qu'elle est la mieux représentée (Deroo *et al.*, 1977 ; Tissot *et al.*, 1979 et 1980 ; Dean et Gardner, 1982). D'une manière générale, le rapport matériel organique planctonique/continental s'élève à l'Albien supérieur (Deroo *et al.*, 1977, 1978 et 1979 ; Cardoso *et al.*, 1978 ; Simoneit et Stuermer, 1982). Ceci tend à montrer qu'à cette période les influences continentales importantes à l'Albien ont fortement diminué. Le degré d'évolution de la matière organique vers les hydrocarbures est bas, et n'augmente que dans de rares cas (site 47B : Doerenkamp et P. Robert, 1979 ; Leg 43 : Erdman et Schorno, 1979).

1.2.3 - Localisation de l'échantillonnage

Vingt deux échantillons de black-shales de l'Atlantique Nord ont été obtenus en quantité relativement importante (50 g). La figure 11 indique la lithologie des niveaux de black-shales échantillonnés, et la figure 13 donne la position stratigraphique précise des échantillons dans chaque sondage. Pour chaque échantillon nous avons donné la numérotation propre au D. S. D. P., ainsi que celle que nous avons déjà adoptée dans ce travail.

1.2.4 - Résultats

a) Granulométrie

Les analyses confirment le caractère argilo-silteux des échan-

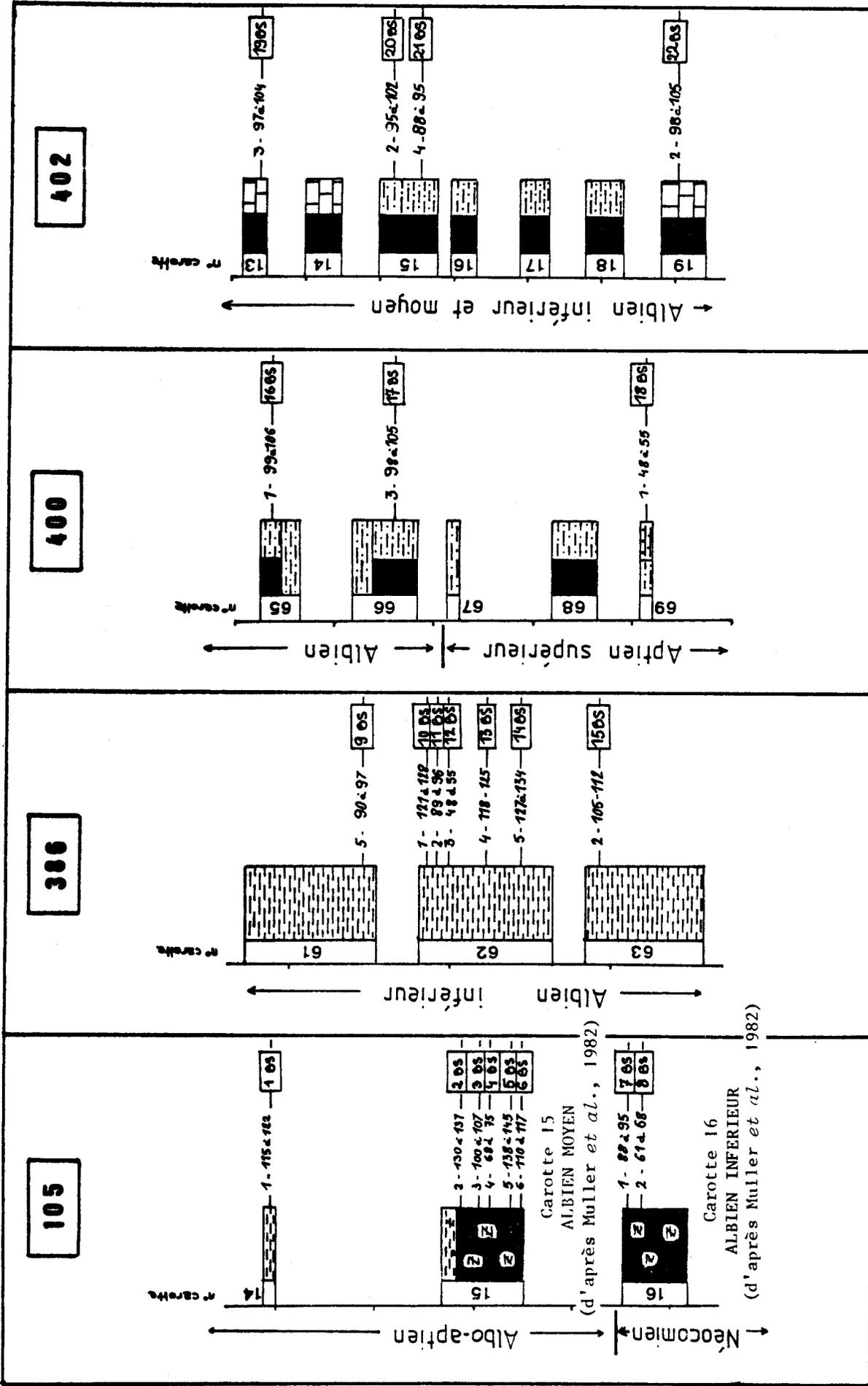


FIGURE 13 .- Localisation précise et nomenclature des échantillons de black-shales étudiés. (voir lithologie sur figure 8).

3711
SUS
VILLE

tillons du site 105, et l'existence de niveaux silteux zéolitiques, notés par Hollister, Ewing *et al.* (1972). Ainsi l'échantillon 2 BS contient 77 % de fraction 2 à 63 μm .

Les niveaux étudiés du site 402 semblent nettement plus silteux et parfois sableux (2 à 63 μm = 70 % ; > 63 μm = 15 %) que ceux du site 400 (2 à 63 μm = 40 %). Cependant les analyses sont trop peu nombreuses pour permettre de généraliser à toute la période albienne.

L'étude du rapport $r = < 0,5 \mu\text{m} / < 2 \text{ m}$ montre que la fraction très fine des sédiments de la marge américaine est nettement plus abondante que celle des sédiments de la marge européenne : $r = 0,4$ à $0,6$ au site 105 et $r = 0,2$ à $0,3$ aux sites 400 et 402.

b) Minéralogie

a) Site 105 D. S. D. P.

Les frottis, les minéraux en grains et les diffractogrammes de poudre de roche totale témoignent de l'abondance de la clinoptilolite dans les fractions sableuse et silteuse du sédiment, ce qui avait déjà été noté par Hollister, Ewing *et al.* (1972). Des minéraux caractéristiques des milieux réducteurs sont également identifiés (pyrite, marcassite, sidérite). Le quartz et l'opale sont toujours présents mais en quantités moindres que la clinoptilolite.

La fraction argileuse est à smectites dominantes (90 à 95 %), illite (5 à 10 %) et traces de chlorite, d'interstratifiés irréguliers (10-14s) et de palygorskite. Ce dernier minéral, peu apparent sur les diffractogrammes de pâtes orientées apparaît nettement sur les clichés de microscopie électronique à transmission (cf PLANCHES I et IV). Les smectites sont très bien cristallisées : l'angle d'ouverture du pic d 001 sur l'essai glycolé est d'environ 5 à 6° (cf fig. 14). Il s'agit de beidellites ferrifères caractérisées par la position à $\approx 1,500 \text{ \AA}$ de leur raie 060 (cf fig. 14). Ceci confirme les résultats des divers auteurs pour le site 105 (ex. : Leroy, 1981), et d'autres sites de l'Océan Atlantique (ex. : Chamley *et al.*, 1978 ; Mélières, 1979).

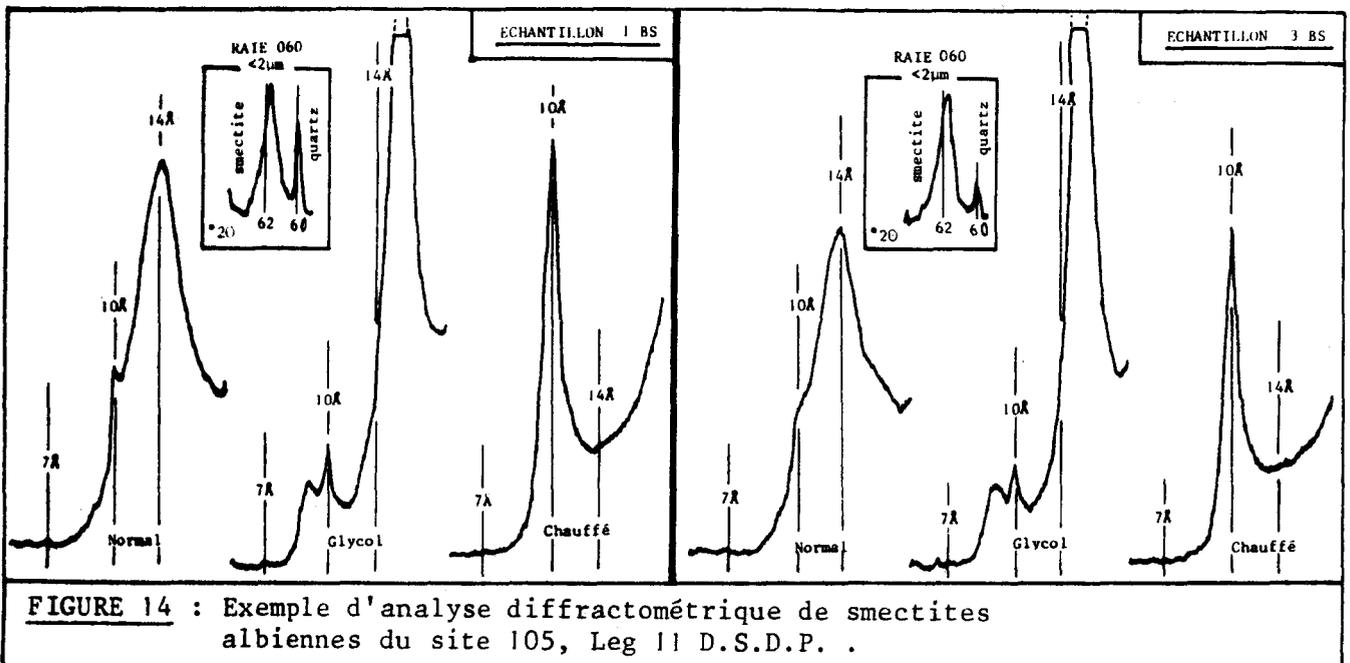


FIGURE 14 : Exemple d'analyse diffractométrique de smectites albiennes du site 105, Leg II D.S.D.P. .

β) Site 386 D. S. D. P.
.....

Les fractions sableuse et silteuse sont essentiellement constituées de quartz. Pour Tucholke, Vogt *et al.* (1979), il s'agit de calcédoine issue de silice biogénique, car le quartz n'est pas retrouvé sous forme de grains détritiques. Nos observations ne confirment pas cette opinion, car les frottis révèlent l'existence de gros quartz arrondis (cf ann. 2).

La smectite abondante vers le haut de la série (Tucholke, Vogt *et al.*, 1979 ; Debrabant et Chamley, 1982), ne l'est pas dans les niveaux échantillonnés ici, contemporains de ceux prélevés dans les autres sites. La composition de la fraction argileuse, interprétée comme détritique par Debrabant et Chamley (1982), est la suivante :

Chlorite	: 0 à 10 %
Illite	: 30 à 60 %
Interstratifiés irréguliers	: 25 à 50 %
Smectite	: 5 à 20 %
Palygorskite	: 0 à 10 %

γ) Site 400 et 402 D. S. D. P.
.....

L'étude de l'ensemble des résultats conduit aux remarques suivantes : ¹⁾ Au site 400, plus profond, les carbonates existent sous forme de nannofossiles calcaires bien représentés, de foraminifères relativement mal conservés, et de débris calcaires divers. Au site 402, moins profond, les carbonates sont plus abondants. On trouve moins de nannofossiles, au contraire des foraminifères qui semblent mieux conservés, et des débris calcaires divers très abondants. Ces résultats sont en accord avec l'ensemble des données de Montadert, Roberts *et al.* (1979) et de Graciansky *et al.* (1979). ²⁾ Nos observations sur l'abondance relative de l'opale et de la clinoptilolite ne sont en revanche pas en accord avec les résultats de Montadert, Roberts *et al.* (1979). Nous trouvons en effet ces deux minéraux plus fréquemment et en plus grande abondance dans le site 402 que dans le site 400. Rappelons toutefois que nos analyses ont porté sur un nombre restreint d'échantillons (7), probablement peu représentatifs des deux séries albiennes. ³⁾ La fraction sableuse des sédiments du site 402 contient de petites quantités de grains verdis (grains de glauconie peu évolués). Ceci est compatible avec la profondeur de dépôt de 100 à 300 m proposée par Roberts et Montadert (1979), ainsi qu'avec les observations de Graciansky *et al.* (1979). ⁴⁾ Ainsi que Montadert, Roberts *et al.* (1979), Debrabant *et al.* (1979) et Mélières (1979), nous trouvons que les smectites dominent largement la fraction argileuse (70 à 95 %), qu'il s'agit de beidellites bien cristallisées, et qu'elles sont toujours accompagnées d'illite (5 à 10 %). ⁵⁾ La chlorite est reconnue en traces au site 400, et la kaolinite au site 402 (10 à 20 %). Ces résultats s'accordent avec ceux de Debrabant *et al.* (1979) et Mélières (1979).

c) Géochimie

La teneur en CaCO_3 mesurée au calcimètre de Bernard est faible au site 105 (< 1 %), variée et toujours modérée au 386 (0,5 à 16 %), moyenne au 400 (15 %) et plus élevée au 402 (27 %). Ces données n'apportent pas d'information nouvelle, et confirment seulement la présence ou l'absence de carbonates aux différents sites, déjà notées par l'ensemble des auteurs.

Le carbone organique est présent en teneurs moyennes (de 0,5 à 1,5 %), conformes à celles proposées par les divers auteurs pour la période albienne (cf même chapitre).

Les analyses par absorption atomique (cf ann. 7) effectuées sur la fraction argileuse inférieure à 2 μm et les fractions très fines de trois échantillons ne peuvent être comparées à celles de Debrabant *et al.* (1979) effectuées sur la roche totale. Elles sont de plus trop peu nombreuses pour être exploitées ici. Elles le seront dans la partie suivante.

1.2.5 - Conclusions

Les divers niveaux étudiés peuvent être caractérisés de la manière suivante :

Au site 105, les sédiments albo-aptiens se sont déposés dans un bassin profond isolé des circulations de masses d'eau de fond. Ce sont des argiles silteuses carbonées, riches en fractions très fines (< 0,5 μm). La clinoptilolite est le minéral le plus abondant dans les fractions silteuse et sableuse, elle est accompagnée de minéraux caractéristiques des milieux réducteurs et d'un peu d'opale. Les carbonates sont absents ou très peu abondants. La matière organique semble être principalement d'origine continentale. Les smectites, de type beidellites bien cristallisées, sont largement dominantes dans la fraction inférieure à 2 μm , et sont accompagnées d'un peu d'illite et de traces de palygorskite.

Les échantillons du site 386 proviennent des sédiments proches du basalte. Ils sont cependant riches en matériaux d'origine détritique : quartz dans les fractions sableuse et silteuse ; minéraux primaires, interstratifiés irréguliers divers, smectites et palygorskite dans la fraction argileuse.

La comparaison des sites 400 et 402 conduit aux remarques suivantes : ¹⁾ Les sédiments se sont déposés sur un talus progradant, vers le bas pour le site 400 et vers le haut pour le 402. ²⁾ Aux deux sites, on distingue une première période de dépôts à vitesse de sédimentation élevée (Aptien supérieur) et une seconde période à dépôts plus lents (Albien) (cf talb. 8). ³⁾ De nombreux niveaux resédimentés sont connus aux deux sites. Leur origine est soit des courants de turbidité, soit des courants de fond. ⁴⁾ Il existe trois types de composants principaux : carbonatés (nannofossiles, foraminifères et débris calcaires), terrigènes (quartz, matière organique et minéraux argileux) et authigènes (opale, clinoptilolite et parfois pyrite et sidérite). ⁵⁾ L'abondance relative des divers composants dans chaque site varie avec la paléogéographie de ces sites à l'époque albienne.

2 - LES SERIES DU TERTIAIRE INFÉRIEUR

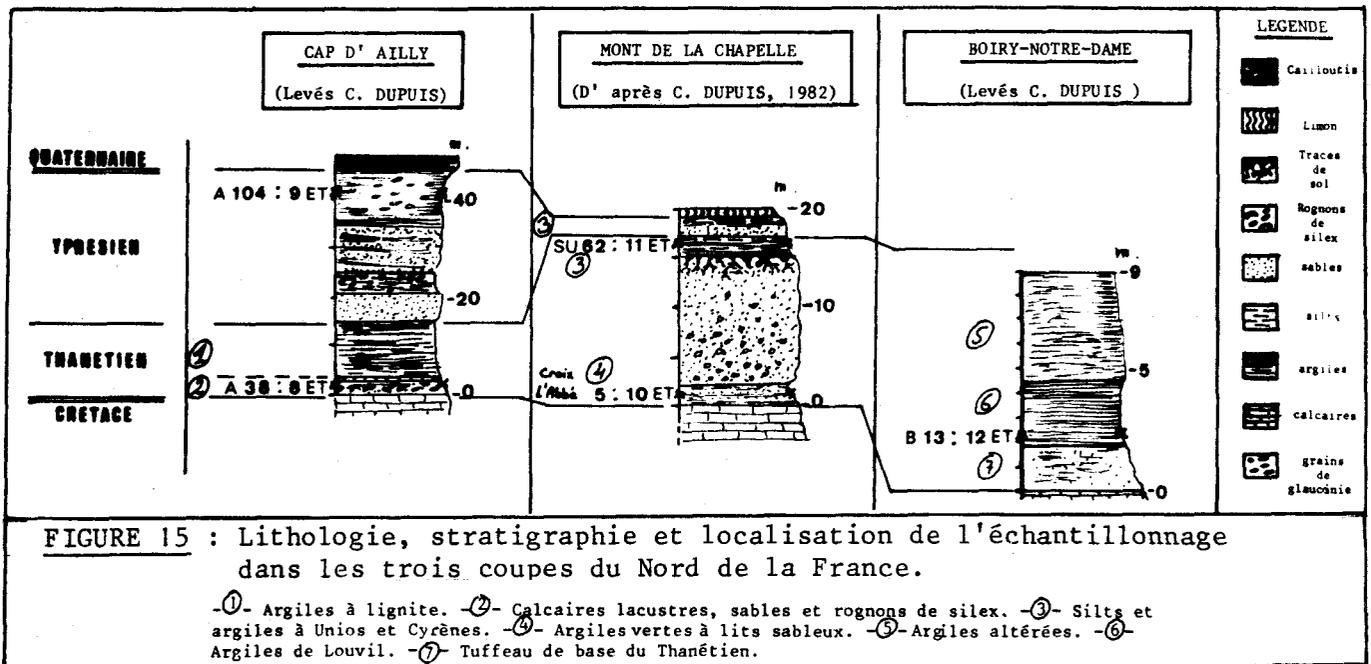
2.1 - TERTIAIRE INFÉRIEUR DU NORD DE LA FRANCE ET DE LA BELGIQUE

2.1.1 - Stratigraphie

a) Les coupes du Nord de la France

Nos échantillons proviennent de trois coupes (cf figures 2 et 15), levées par C. Dupuis :

- . Coupe d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime).
- . Coupe du Mont-de-la-Chapelle (près de Saint-Valéry-sur-Somme, Somme).
- . Coupe de Boiry-Notre-Dame (près de Douai, Pas-de-Calais).



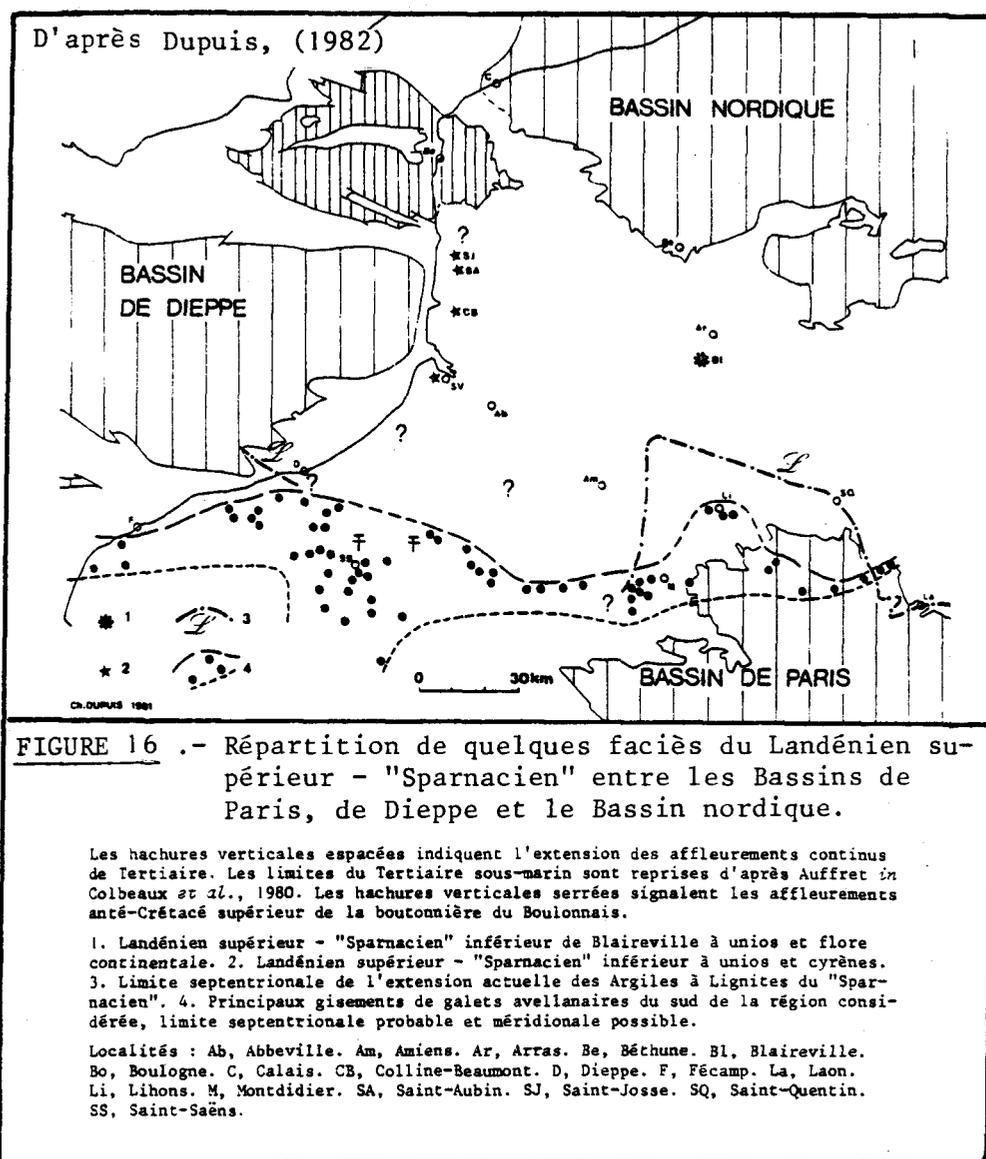
Alors que le Thanétien est partout présent au-dessus de la craie du Crétacé supérieur, le Sparnacien et l'Yprésien n'existent qu'à Dieppe et Saint-Valéry-sur-Somme.

Au Cap d'Ailly, le Thanétien est de type réduit et comprend des dépôts sableux à rognons de silex, à la base, puis des sables continentaux. Au Mont-de-la-Chapelle, le Thanétien argilo-sableux est épais et correspond à une série marine (Dupuis, 1982). A Boiry-Notre-Dame, on retrouve un Thanétien marin avec la succession connue du tuffeau de base et de l'argile de Louvil (F. Megnien *et al.*, 1980).

Le Sparnacien est présent au Cap d'Ailly sous forme d'argiles à lignite, tandis qu'au Mont-de-la-Chapelle il est représenté par le faciès des argiles à cyrènes et unios, connu jusqu'en Angleterre et

en Belgique (Robaszynski *et al.*, 1981). Ces deux faciès du Sparnacien sont replacés dans leur contexte régional sur la figure 16 (d'après Dupuis, 1982).

Dans les deux coupes, l'Yprésien comprend une succession d'argiles et sables marins, plus épaisse au Cap d'Ailly qu'au Mont-de-la-Chapelle.



b) Les sondages belges

Les forages de Mol et Kallo sont localisés sur la figure 2, et leur stratigraphie au Tertiaire inférieur est donnée par la figure 17. Tous deux montrent une formation marine bien développée, et les corrélations de part et d'autres sont bonnes. La stratigraphie de ces formations est détaillée dans un travail en cours (Mercier, 1983).

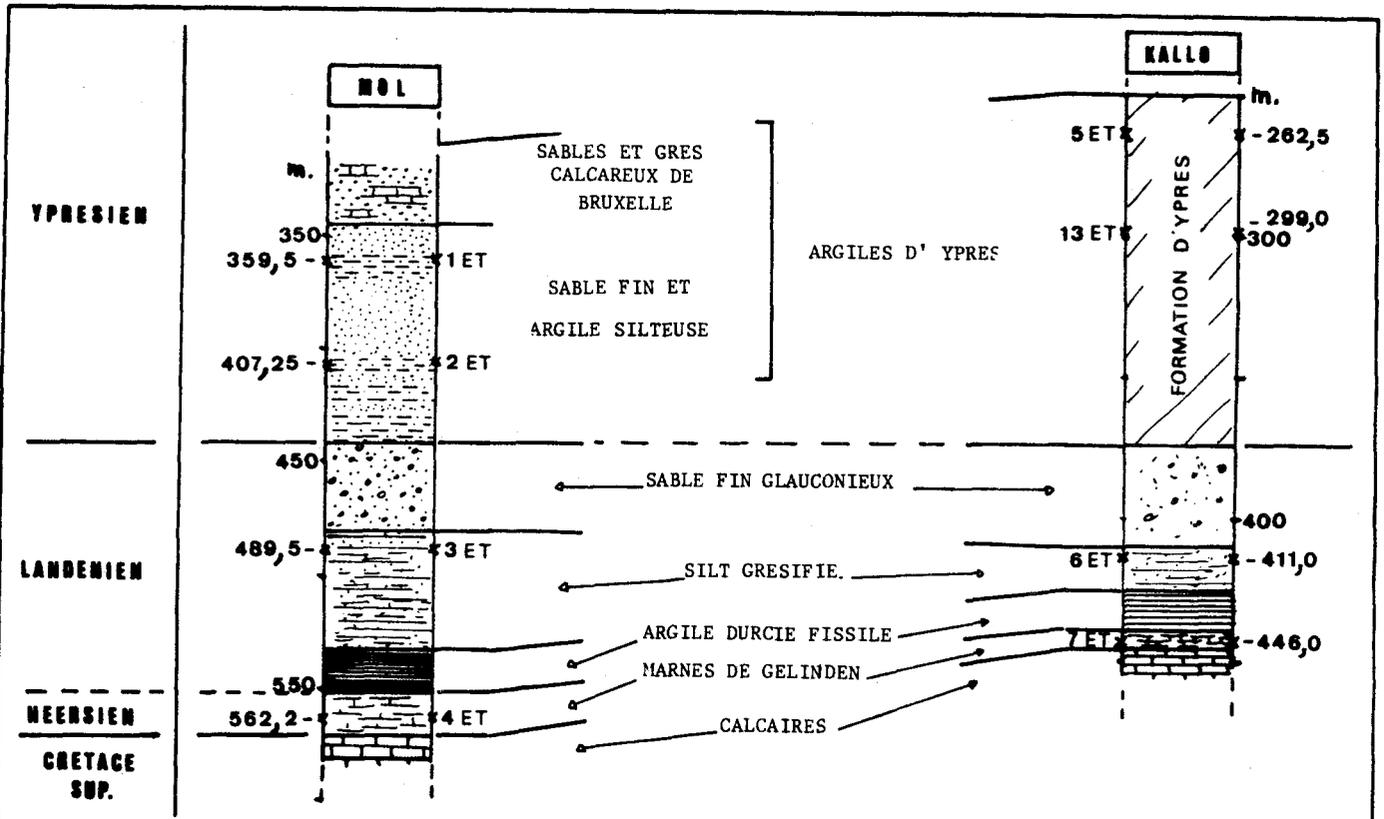
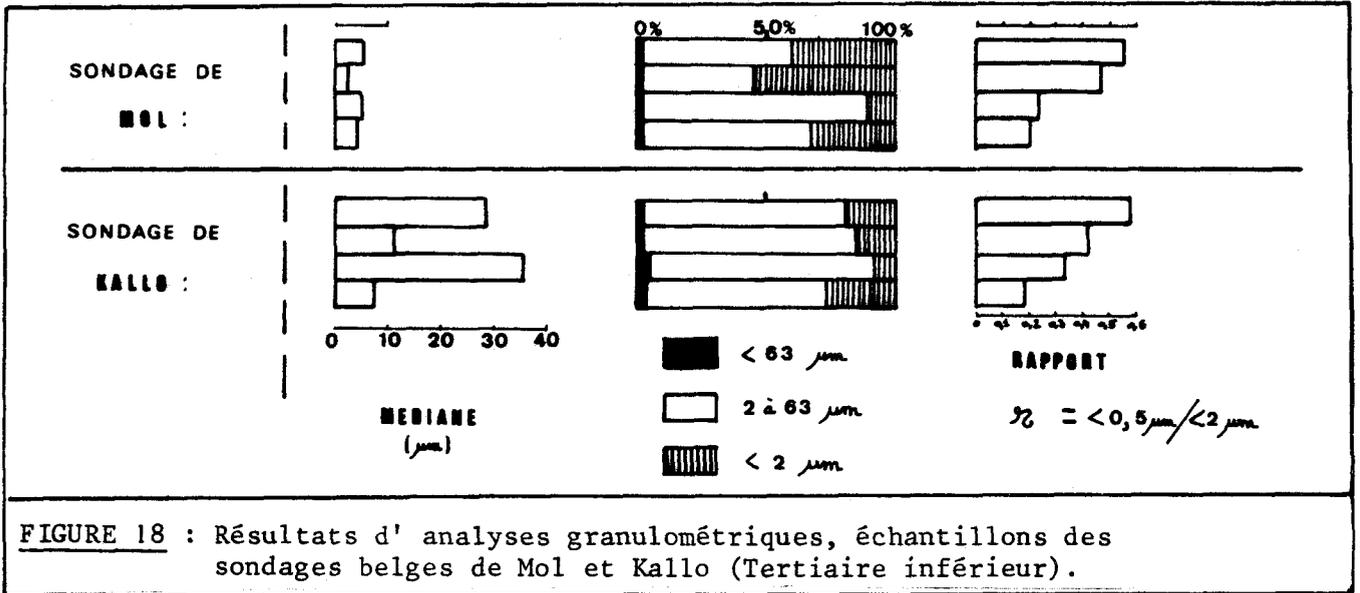


FIGURE 17 : Lithologie, stratigraphie et localisation de l'échantillonnage dans les sondages belges de Mol et Kallo.

2.1.2 - Autres données

Parmi les trois coupes levées par Ch. Dupuis, seule celle de Saint-Valéry-sur-Somme a fait l'objet de publications (Dupuis, 1979 ; Dupuis, 1982 ; Dupuis *et al.*, 1982). Les auteurs y reconnaissent au Thanétien une série correspondant à une plateforme progradante. Les argiles de base (cf fig. 15) sont marines et correspondraient à la sédimentation la plus distale, les sables sus-jacents, à des dépôts de plus en plus proximaux, et les témoins d'une action pédologique au sommet des sables, à une émergence. Dans ce modèle, les argiles à cyrènes et unios du Sparnacien correspondent à des faciès laguno-continentaux. C. Dupuis (1982) écrit à leur sujet qu'ils procèdent d'un ensemble de couches laguno-continentales établissant une transition Est-Ouest entre les faciès orientaux à caractère continental (sables d'Ostricourt), et les faciès laguno-marins (à l'Ouest), probablement reliés à ceux du bassin de Dieppe. L'étude de cette coupe amène donc les auteurs à envisager une évolution correspondant à une régression des rivages, pourtant incompatible avec l'image classique d'une "transgression" landénienne ou thanétienne (F. Megnien *et al.*, 1980). A l'Yprésien, l'empreinte marine est toujours nette.

Jusqu'à présent, peu de résultats d'analyse de la fraction argileuse ont fait l'objet de publication. F. Megnien *et al.* (1980) décrivent dans les argiles de Louvil des smectites abondantes accompagnées de micas et de zéolites lamellaires. Dans la même formation, Calatayud (1981) confirme ce résultat en signalant la présence de smectites (85 %), illites (10 %) et interstratifiés irréguliers (5 %).



b) Minéralogie

* $r = < 0,5 \mu\text{m} / < 2 \mu\text{m}$

L'observation de frottis confirme la nature silteuse, plus ou moins argileuse ou sableuse (8ET) des échantillons. Elle apporte de plus des informations sur leur contenu. Les débris de tests animaux sont peu abondants (coccolites : 4ET et 7ET ; foraminifères : 5ET, 6ET et 9ET). La calcite n'est abondante que dans les marnes de Gelinden à Mol (4ET) et Kallo (7ET). On trouve de grandes quantités de quartz détritiques, de micas, quelques feldspaths, de nombreux minéraux opaques indéterminés et des minéraux lourds (nombreux mais peu variés : tourmaline, zircon, sphène). Le caractère détritique de la fraction silteuse des niveaux étudiés est donc bien marqué. On note cependant la présence d'abondants cristallites d'opale dans certains niveaux landéniens de Belgique (3ET et 6ET), et celle de zéolite dans les marnes de Gelinden (4ET et 7ET). La glauconie est fréquente dans les échantillons, ce qui traduit leur origine plutôt peu profonde. Les sédiments où elle est la plus abondante sont les 3ET, 6ET et 9ET.

Ces observations ont pu être confirmées par celles faites sur les minéraux en grains. On note de plus la présence occasionnelle de pyrite (1ET et 4ET), de gypse (5ET et 9ET) et d'agrégats jaunes d'oxyde de fer et d'argiles (11ET).

L'analyse diffractométrique de poudres brutes est également en accord avec ces résultats, et permet la détermination d'aragonite et d'hématite dans les sondages belges et de goéthite au Mont-de-la-Chapelle. Les poudres de fractions inférieures à 2 µm confirment la présence déjà suspectée de zéolites (clinoptilolite, 4ET et 7ET) et d'opale (cristobalite et tridymite, 3ET et 6ET).

La fraction argileuse est très largement dominée par les smectites qui sont exclusives dans certains échantillons (4ET, 7ET et 8ET). Généralement bien cristallisées ($\delta \approx 5^\circ$) dans les échantillons monominéraux. En revanche, elles le sont moins dans les niveaux très riches en opale (20 à 40° : 3ET et 6ET). Ce dernier fait n'est cependant peut être lié qu'à une mauvaise réponse aux rayons X de particules smectitiques parfois entièrement recouvertes de cristallites d'opale (cf PLANCHE VI, photo 6). Les smectites sont généralement accompagnées de petites quantités d'illite (5 à 10 %) et de traces de kaolinite (sondages belges, Yprésien du Cap d'Ailly, et Sparnacien du Mont-de-la-Chapelle). Les deux niveaux landéniens de Mol

et Kallo, sont les seuls à contenir davantage d'illite (15 %), ainsi que d'interstratifiés irréguliers (5 %). On peut enfin remarquer la grande similitude existant entre les fractions argileuses des deux sondages belges, ce qui s'accorde avec les résultats granulométriques cités plus haut.

c) Géochimie

Le dosage de CaCO_3 par calcimétrie a confirmé que les carbonates sont abondants dans les marnes de Gelinden (4ET et 7ET : 70 %), et sont présents dans les niveaux du Cap d'Ailly (8ET : 7 % ; 9ET : 11 %).

L'analyse des éléments majeurs et en traces par absorption atomique a été effectuée sur la roche totale et la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ de cinq échantillons : 1ET (Yprésien, Mol) ; 8ET (Thanétien, Cap d'Ailly) ; 10 et 11 ET (Thanétien et Sparnacien, Mont-de-la-Chapelle) ; 12ET (Thanétien, Boiry-Notre-Dame). Elle a de plus été menée sur quelques fractions granulométriques de ces niveaux (1ET < $0,4 \mu\text{m}$, $0,4$ à $0,6 \mu\text{m}$, $0,6$ à $2 \mu\text{m}$; 10ET < $0,4 \mu\text{m}$; 11ET < $0,4 \mu\text{m}$, $0,4$ à $0,8 \mu\text{m}$; 12ET < $0,4 \mu\text{m}$). Elle conduit aux résultats suivants : ¹⁾ La variation de composition chimique, de la roche totale aux fractions fines, est parallèle à celle de la composition minéralogique : SiO_2 diminue avec le quartz, Fe_2O_3 augmente avec les argiles et les oxydes de fer, CaO diminue avec les carbonates. ²⁾ L'échantillon 8ET (Thanétien du Cap d'Ailly), se distingue des autres à plusieurs titres. Tout d'abord, la comparaison de CaO (absorption atomique) x 1,78 et de CaCO_3 (calcimétrie) montre qu'une part du calcium ne semble pas liée aux carbonates. Comme les seuls composants non carbonatés autres que le quartz sont les smectites, il est raisonnable de penser qu'une part du calcium leur est liée (adsorption ?). De plus, l'échantillon est pauvre en magnésium, et très appauvri en éléments alcalins (Na_2O , K_2O et Li) et en éléments traces (sauf Mn lié aux oxydes et Sr aux carbonates). On remarque aussi l'abondance du fer lié aux smectites (beidellites) et à la présence d'oxydes de fer (couleur jaune, et traces de goethite: PLANCHE V, photo 1). ³⁾ Un appauvrissement relatif en magnésium et une abondance particulière en fer caractérisent l'échantillon 11ET (12 % de Fe_2O_3 dans la fraction inférieure à $0,4 \mu\text{m}$). Le fer est très probablement lié aux smectites (beidellites) et aux oxydes de fer (goethite abondante, oxydes amorphes). ⁴⁾ L'analyse des fractions très fines pratiquement mono-minérales montrent que les smectites sont des beidellites. On ne peut cependant pas préciser si la chimie des smectites de tailles différentes varie de façon notable.

Une étude au MEB EDAX de Gif-sur-Yvette de particules isolées des échantillons 1ET, 3ET, 4ET, 6ET et 8ET (cf ann. 8) permet de confirmer certains résultats minéralogiques ou géochimiques. ¹⁾ Les smectites sont de type beidellites. Nous avons de plus pu confirmer la présence de calcium dans les smectites du 8ET. Cet élément pourrait donc n'être pas seulement adsorbé à la surface des particules, mais également se trouver en position interfoliaire. ²⁾ La silice (opale) est effectivement très abondante dans les niveaux 3ET et 6ET. Lors de l'analyse, il nous est fréquemment arrivé de rencontrer des particules dont la composition semblait proche de celle de minéraux argileux mais ayant un taux de silice anormalement élevé. Les observations au M. E. T. nous ont permis d'attribuer ces analyses

à des particules smectitiques recouvertes de cristallites d'opale (cf PLANCHE VI, photo 6).³⁾ La présence de pyrite, feldspaths et surtout de zéolite, est confirmée dans l'échantillon 4ET.

2.1.5 - Conclusion

Les échantillons étudiés sont variés et nous regroupons ici leurs traits caractéristiques ;

1ET, 2ET, 5ET et 13ET (Argiles d'Ypres, Yprésien des sondages de Mol et Kallo). Leur composition minéralogique est homogène. Quartz, feldspaths et micas, fréquemment accompagnés de minéraux opaques et de minéraux lourds (tourmaline, zircon et sphène), semblent détritiques. La fraction argileuse est dominée par des beidellites bien cristallisées (90 %), accompagnées d'un peu d'illite, de traces de kaolinite et parfois de clinoptilolite.

3ET et 6ET (silts grésifiés, Landénien, sondages de Mol et Kallo). Leur principale particularité réside dans la présence de très nombreux cristallites d'opale (tridymite et cristobalite, dont la nature sera discutée en IV.3.5.). La fraction argileuse est à smectites dominantes, mais l'illite et les interstratifiés irréguliers réunis y représentent 20 à 25 %. La glauconie n'est pas un minéral prépondérant, mais sa présence est plus nette que dans les autres échantillons.

4ET et 7ET (Marnes de Gelinden, Heersien, sondages de Mol et Kallo). Il s'agit des seuls échantillons, riches en carbonates (70 % environ). Ils se distinguent en outre par la présence de clinoptilolite et d'un assemblage argileux mono-minéral, formé de beidellites très bien cristallisées.

8ET (sable continental, Thanétien, Cap d'Ailly). Il s'agit d'un échantillon exceptionnel puisque remarquablement mal classé (30 % sables, 30 % silts, 30 % argiles), et de composition minéralogique très simple (quartz, smectites et traces de carbonates et de goethite). Les smectites, qui sont des beidellites enrichies en calcium, sont remarquablement bien cristallisées. La composition chimique est également particulière, puisqu'on note, hormis un appauvrissement relatif en magnésium, la quasi-absence des éléments alcalins et la rareté des éléments traces.

9ET (argile glauconieuse, Yprésien, Cap d'Ailly). Proche des échantillons yprésiens des sondages belges, ce niveau est plus riche en glauconie et kaolinite.

10ET (argile verte, Thanétien inférieur, Mont -de-la-Chapelle). Il est voisin des échantillons yprésiens précédemment cités, mais est plus riche en fractions grossières et ne contient pas de clinoptilolite.

11ET (argiles à cyrènes et unios, Sparnacien, Mont-de-la-Chapelle). Il s'agit d'un niveau laguno-continental caractérisé par un faible taux de magnésium et un très fort pourcentage de fer. Ce dernier s'exprime sous forme de smectites et d'oxydes variés.

12ET (argiles de Louvil, Thanétien, Boiry-Notre-Dame). Proche

de l'échantillon 10ET, ce niveau est moins riche en minéraux détritiques grossiers.

2.2 - TERTIAIRE INFÉRIEUR DE L'ATLANTIQUE NORD

2.2.1 - Stratigraphie

Les échantillons étudiés proviennent de quatre forages, deux dans le bassin ouest-atlantique, et deux sur la marge européenne. Les données qui suivent sont toutes extraites des chapitres de description des sites des rapports initiaux des forages D. S. D. P. Il n'y sera donc pas fait de renvois bibliographiques systématiques. Les forages concernés sont les suivants : 386 et 387 (Leg 43), 119 (Leg 12) et 398 (Leg 47B). Les figures 2 et 10 et le tableau 9 donnent la localisation de ces sites, la figure 19 en rappelle la lithologie pour la période considérée.

SITE	386	387	119	398
Latitude	31°11' N	32°19' N	45°02' N	40°58' N
Longitude	64°15' W	67°40' W	7°58' W	10°43' W
Hauteur d'eau (m)	4 782	5 117	4 447	3 910
Pénétration (m)	974	794	711	1 740

TABLEAU 9 : Caractéristiques des forages où le Tertiaire inférieur a été étudié (Atlantique Nord).

a) Site 386, Leg 43 D. S. D. P. (Tucholke, Vogt *et al.*, 1979)

Les sédiments du Tertiaire inférieur de ce forage se présentent sous deux faciès lithologiques. Le premier, daté du Paléocène moyen est constitué d'argiles rouges pélagiques, rattachées à une formation d'argiles multicolores, déposées depuis le Cénomanién terminal. Ces argiles rouges surmontent un niveau calcaire, commun aux sites 385, 386 et 387, daté du Maastrichtien, et se distinguent des sédiments susjacents par une faible vitesse de dépôt (2 m/M. A.). Le second faciès, daté du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur, comprend des argilites à radiolaires déposées plus rapidement (20 m/M. A.). Les deux faciès sont riches en fraction argileuse dont les assemblages diffèrent ;

- . argilite à radiolaires : smectite dominante (80 %) et illite.
- . argiles rouges : illite (50 %), smectite (30 %), kaolinite (10 %) et chlorite (5 %).

Les argilites à radiolaires contiennent en outre de la calcite (14 %), des feldspaths, de la clinoptilolite, de l'opale et de la calcédoine.

b) Site 387, Leg 43 D. S. D. P. (Tucholke, Vogt *et al.*, 1979)

La série qui repose sur un niveau calcaire daté du Maastrichtien, est composée d'argilites beiges à cherts et radiolaires re-

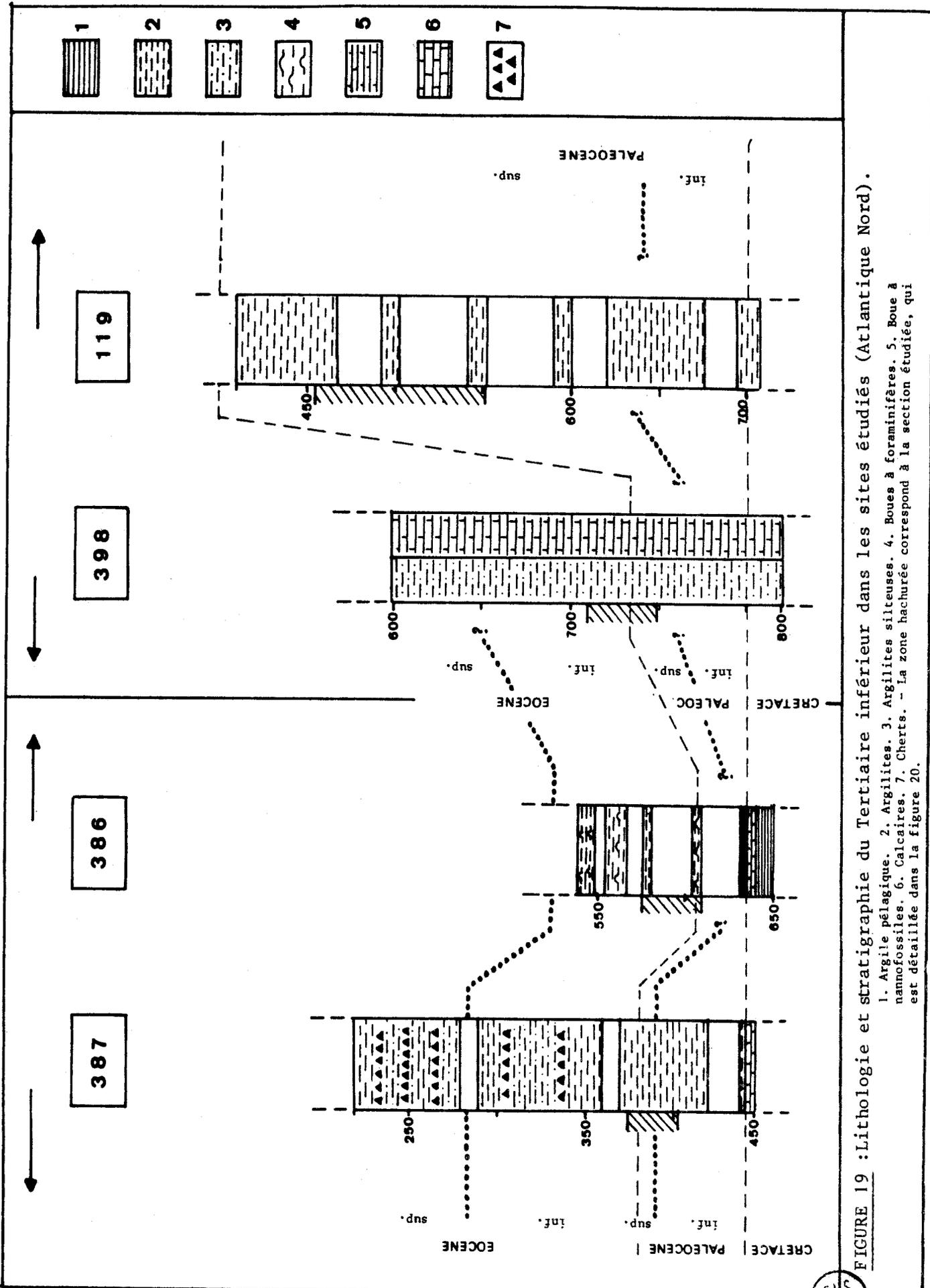


FIGURE 19 : Lithologie et stratigraphie du Tertiaire inférieur dans les sites étudiés (Atlantique Nord).

1. Argile pélagique. 2. Argilites silteuses. 3. Argilites silteuses. 4. Boues à foraminifères. 5. Boue à nanofossiles. 6. Calcaires. 7. Cherts. - La zone hachurée correspond à la section étudiée, qui est détaillée dans la figure 20.

SNS
LILLE

cristallisés (cf fig. 19), et est peu calcaire (10 à 20 %, nannofossiles et débris biogènes). L'observation des frottis révèle souvent, en plus d'argiles abondantes, la présence de quartz détritiques, feldspaths, micas, et parfois de pyrite, d'opale et de glauconie. L'augmentation de la vitesse de dépôt constatée au-dessus du Maastrichtien (387) et du Paléocène moyen (386), semble liée à une augmentation de la productivité des organismes siliceux du plancton, et à l'apport de turbidites distales depuis les marges.

c) Site 119, Leg 12 D. S. D. P. (Laughton, Berggren *et al.*, 1972)

Le Paléocène est constitué par l'alternance de niveaux marno-calcaires turbiditiques gris à blanchâtres, présents depuis la base du forage, et de niveaux d'argiles rouges pélagiques (cf fig. 19). La teneur en calcaire est élevée (60 à 80 %), et la vitesse de dépôt rapide (46 m/M. A. ?).

d) Site 398, Leg 47B D. S. D. P. (Sibuet, Ryan *et al.*, 1979)

La série paléocène à éocène inférieur est constituée d'argilites et de craies marneuses silteuses, dont le dépôt s'effectue à la faveur de courants turbiditiques ou de courants de fond marqués par des lits sablo-silteux. La vitesse de sédimentation est cependant moins élevée que dans le site 119 du Golfe de Gascogne (10 m/M. A.), ainsi que le taux de carbonates (40 à 60 %). La teneur en carbone organique est basse ($\approx 0,1$ %). Les smectites dominent la fraction argileuse, accompagnées d'illite, de kaolinite, de traces de chlorite et d'interstratifiés irréguliers. On trouve à certains niveaux des argiles fibreuses, parfois abondantes et considérées comme authigènes par les auteurs du rapport du site.

2.2.2 - Autres données

L'Océan Atlantique Nord connaît au Paléocène-Eocène, et depuis le Crétacé supérieur, un régime courantologique plus actif qu'à l'Albo-Aptien, et déterminé par un élargissement océanique important (Berggren et Hollister, 1977). Les échanges de masses d'eau se développent encore durant le Paléogène (Chamley *et al.*, 1980), par l'effet des ouvertures vers le Nord entre le Groënland et les continents américain et européen (Biju-Duval *et al.*, 1976).

Les sites 386 et 387 sont marqués par une importante sédimentation d'argiles pélagiques biosiliceuses, et les sites 119 et 398 par des dépôts d'argiles pélagiques et d'abondantes turbidites. Les vitesses de sédimentations dans chaque site pour la période étudiée, sont données par le tableau 10. Dans les deux derniers forages, les processus de mise en place sédimentaire (turbidites, action des courants de fond, etc ...) ont été abondamment étudiés et décrits (Davies et Laughton, 1972 ; Maldonado, 1979 ; Auffret et Pastouret, 1979).

Les données sur la minéralogie des fractions argileuses sont abondantes pour la base du Tertiaire. Toutes font état, après des venues de minéraux primaires liées à un rajeunissement des marges à la limite Crétacé-Tertiaire (Chamley et Robert, 1979), de la grande abondance des smectites dans les assemblages argileux (Koch et Rothe, 1979 ; Houghton *et al.*, 1979 ; Latouche et Maillet, 1978 ; Chamley *et al.*, 1980 ; Giblin, 1981 ; Leroy, 1981). Hormis au large du plateau de Rockall, où elles résultent principalement de l'altération

LEG	SITE	CAROTTE AGE	n° échantillon	AUTEURS	VITESSES DE SEDIMENTATION
12	119	28a31 PALEOC. sup.	13 EM à 20 EM	LAUGHTON, BERGRREN <i>et al.</i> (1979)	46 m/MA
43	386	33 et 34 EOCENE inf.	1 EM à 6 EM	TUCHOLKE, VOGT <i>et al.</i> (1979)	20 m/MA
		35 PALEOC. moy.	7 EM		2 à 2,5 m/MA
	387	22+23 (sup.) EOCENE inf.	8 EM et 9 EM		15 m/MA
		23 (inf.) PALEOC. sup.	10 EM ? 11 EM		8 m/MA
		24 PALEOC. inf.	12 EM	13 m/MA	
47	398	32a36 PALEOC. sup. EOCENE inf.	21 EM à 30 EM	SIBUET, RYAN <i>et al.</i> (1979)	10 m/MA
<p>TABEAU 10 : Vitesses de sédimentation des sédiments du Tertiaire inférieur des sites étudiés, d'après divers auteurs.</p>					

subaérienne de matériel volcanique, les smectites de la base du Tertiaire, de type beidellites ferrifères (Giblin, 1981), paraissent provenir des sols développés sous climats tempérés et chauds à humidité contrastée (nombreuses références dans la première partie de ce travail). Il semble cependant que si les smectites sont essentiellement détritiques, une certaine influence du milieu marin puisse être décelée dans les tailles granulométriques très fines (Giblin, 1981 ; Clauer *et al.*, 1983).

Une des particularités des assemblages argileux de cette période est la présence d'argiles fibreuses, parfois très abondantes. Il s'agit de fibres de palygorskite et de sépiolite, fines, longues et bien conservées. Elles sont présentes dans les bassins occidentaux et orientaux de l'Atlantique Nord, tout en étant nettement plus abondantes du côté oriental (Chamley *et al.*, 1980), où elles sont connues, notamment dans le Golfe de Gascogne (Debrabant *et al.*, 1979 ; Leroy, 1981) et au large du Maroc (Melières, 1977; Timofeev *et al.*, 1979; Chamley *et al.*, 1980). On note une nette diminution de l'abondance relative de ces argiles fibreuses lorsque l'on s'éloigne des zones tropicales de l'époque (Chamley et Robert, 1979 ; Chamley *et al.*, 1980). L'origine de ces minéraux semble être l'érosion de bassins clos à semi-clos développés sous climats chauds hydrolysants à humidité contrastée (Chamley *et al.*, 1978 ; Latouche et Maillet, 1978 ; Leroy, 1981), plutôt que l'authigenèse (Sibuet, Ryan *et al.*, 1979).

Parmi les autres minéraux présents dans ces séries, on note l'illite, la kaolinite (issue des sols latéritiques des zones tropicales), et la chlorite (issue, notamment pour Latouche et Maillet 1980, de l'érosion de la chaîne pyrénéenne en formation). Les minéraux accessoires sont le quartz (détritique et/ou diagénétique), les feldspaths, l'opale et la clinoptilolite. Ces deux derniers minéraux ont attiré l'attention de nombreux chercheurs (Latouche et Maillet, 1978 ; Houghton *et al.*, 1979 ; Chamley et Robert, 1979 ; Giblin, 1981 ; etc...), et leur origine est principalement diagénétique.

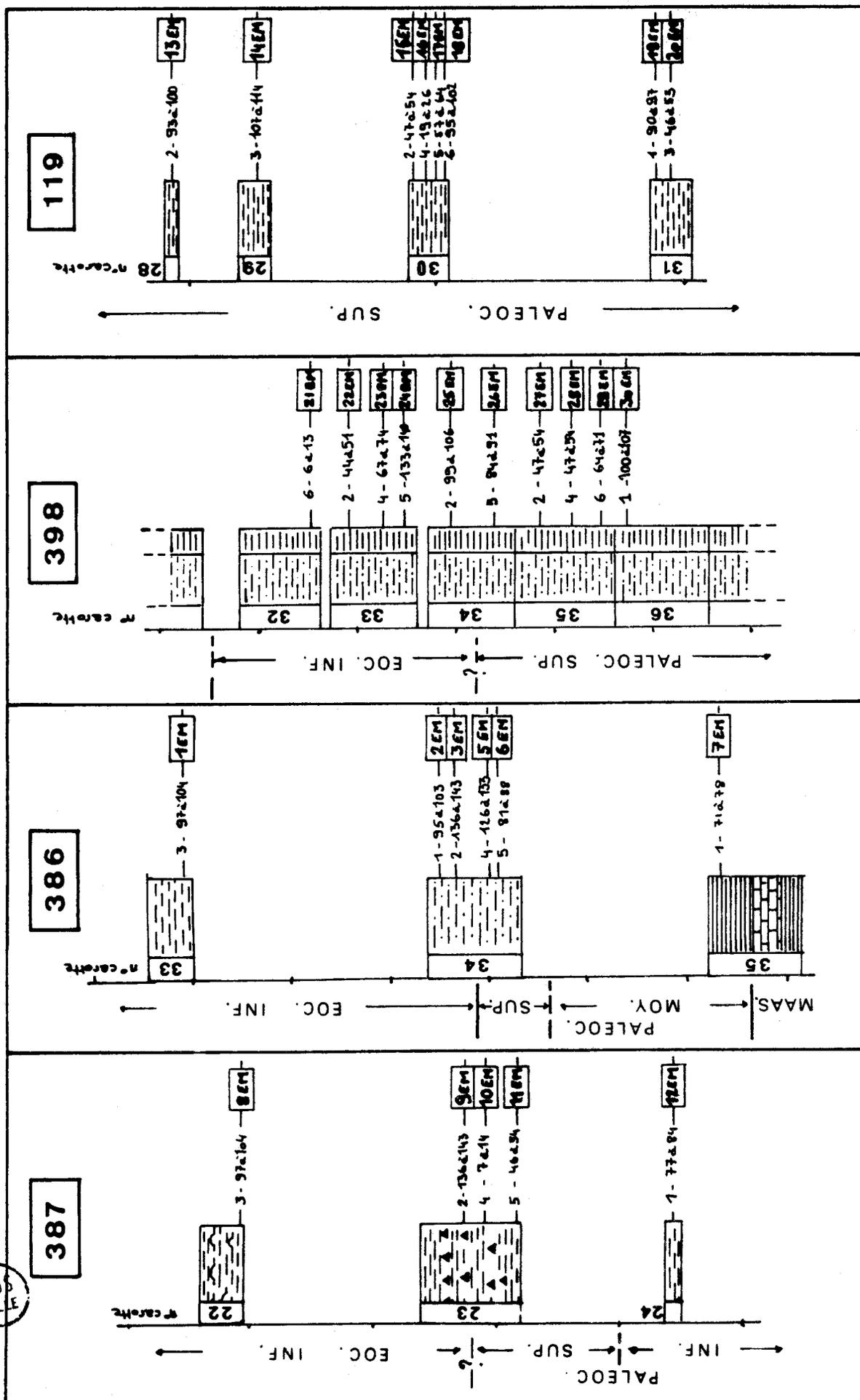


FIGURE 20 : Localisation précise et nomenclature des échantillons de Tertiaire inférieur étudiés (Atlantique Nord).

37171 BUS

2.2.3 - Localisation de l'échantillonnage

Vingt neuf échantillons de Tertiaire inférieur de l'Atlantique Nord ont été obtenus en quantité relativement importante (50 g). La lithologie de ces niveaux est donnée par la figure 19 et leur localisation précise par la figure 20 (numérotation D. S. D. P. et numérotation personnelle).

2.2.4 - Résultats

a) Granulométrie

Le nombre d'échantillons étudié par forage, peu important (2 ou 3), ne permet pas de généraliser les résultats obtenus (cf ann. 1).

On note cependant les faits suivants, communs à la plupart des échantillons. ¹⁾ La fraction sableuse est négligeable (0,1 à 0,5 %), sauf à la base de la section du Paléocène inférieur étudiée au site 398 (1 à 2 %) où des niveaux sableux sont par ailleurs connus (Sibuet, Ryan *et al.*, 1979). ²⁾ Parmi les niveaux étudiés, un seul est réellement une argile (7EM : 75 % de fraction inférieure à 2 μm). Il s'agit du niveau d'argile rouge pélagique d'âge paléocène moyen présent au site 386 (Tucholke, Vogt *et al.*, 1979). Les autres échantillons sont des argiles silteuses (sites 386 et 387), ou des silts argileux (sites 119 et 398). ³⁾ Le matériel très fin, inférieur à 0,5 μm , est en général peu abondant par rapport à la fois à la roche totale et à la fraction argileuse : le rapport $r = < 0,5 \mu\text{m} / < 2 \mu\text{m}$ est toujours inférieur à 0,5.

b) Minéralogie

a) Sites 386 et 387, Leg 43 D. S. D. P.

L'ensemble des analyses (frottis, minéraux en grains, diffraction des rayons X, cf ann. 2, 3 et 4), conduit à caractériser la fraction non argileuse de la base du Tertiaire aux deux sites. ¹⁾ La fraction carbonatée, bien représentée au site 386 et peu au 387, est essentiellement constituée de nanofossiles. ²⁾ La silice biogénique (radiolaires, spicules, opale), est plus abondante dans le forage 387, où certains niveaux sont même particulièrement enrichis en opale (échantillons 8EM et 12EM). ³⁾ Les minéraux d'origine détritique, peu variés et d'abondance modérée, sont surtout représentés dans la fraction silteuse. Il s'agit de grains de quartz, de micas et de minéraux lourds indéterminés qui sont un peu plus abondants au site 387 qu'au site 386. Des grains de glauconie, probablement d'origine remaniée, sont parfois visibles dans les frottis. ⁴⁾ La clinoptilolite est abondante dans toutes les fractions (sableuse, silteuse et argileuse), ce qui est en accord avec les observations de Tucholke, Vogt *et al.* (1979), Koch et Rothe (1979) et Giblin (1979). Elle n'est absente ou très peu abondante que dans les niveaux où l'opale est particulièrement abondante (échantillons 8EM et 12EM).

Notre étude de la fraction argileuse apporte des informations en accord avec celles des auteurs précités. Les smectites dominent cette fraction dans la plupart des échantillons (90 à 95 %), et sont accompagnées d'illite (10 %), et de traces de kaolinite et d'interstratifiés irréguliers. Il s'agit de beidellites (raie 060 voisine de 1,500 Å) bien cristallisées ($\delta \approx 5^\circ$, cf fig. 21). Les argiles rouges pélagiques du Paléocène moyen se distinguent par la présence de kaolinite plus abondante (15 %) et la moins bonne cristallinité des smectites ($\delta \approx 10^\circ$, cf fig. 21).

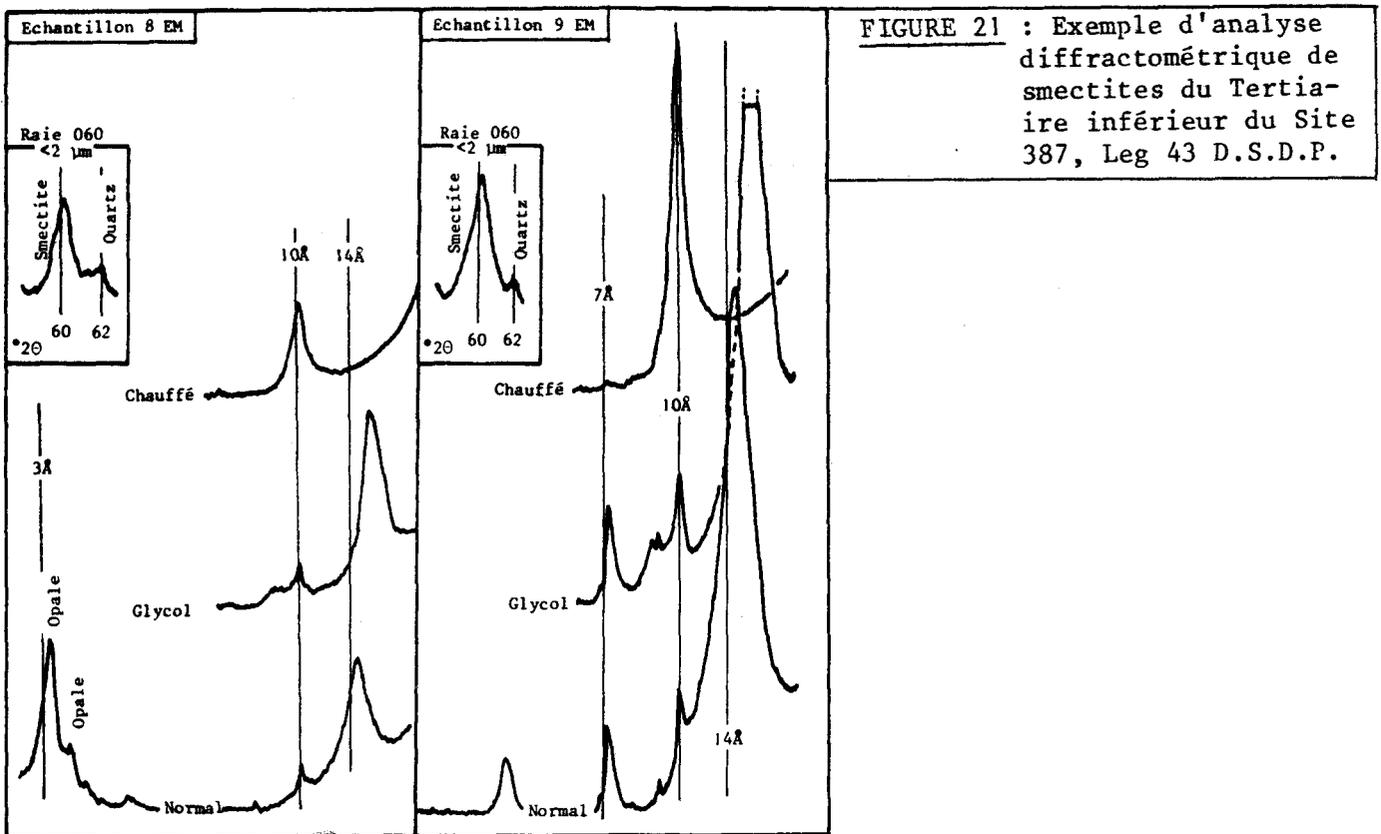


FIGURE 21 : Exemple d'analyse diffractométrique de smectites du Tertiaire inférieur du Site 387, Leg 43 D.S.D.P.

Nos analyses apportent les informations supplémentaires suivantes. ¹) La raie 060 des smectites est stable dans les diverses fractions granulométriques, tandis que l'indice de cristallinité s'améliore dans les plus fines. ²) La cristallinité des smectites est moins bonne dans les niveaux particulièrement riches en opale (8EM et 12EM du site 387, cf fig. 21), ce qui correspond aux résultats obtenus pour les smectites du Tertiaire inférieur des forages belges de Mol et Kallo (cf texte page 47). Comme dans ce cas, il est cependant possible que les cristallites d'opale que l'on observe parfois plaqués sur les particules smectitiques (cf PLANCHE VI, photo 6), gênent l'analyse diffractométrique en empêchant la bonne orientation des phyllites ou provoquant des diffractions de rayons X parasites. ³) La palygorskite est présente en trace dans la plupart des échantillons (cf PLANCHE V, photo 3). Ceci est en accord avec les observations de Leroy (1981), sur les sédiments contemporains du site 105, proche.

β) Site 119, Leg 12 D. S. D. P.

Les sédiments du Tertiaire inférieur sont très riches en nannofossiles et foraminifères, mais pauvres en radiolaires. Ils contiennent de nombreuses particules détritiques silteuses (quartz, micas et minéraux lourds), parfois de la clinoptilolite, et souvent de l'opale.

La fraction argileuse est essentiellement smectitique (beidelites bien cristallisées), et contient en outre de l'illite (5 à 15 %), ainsi que des traces de chlorite et de kaolinite. Nous notons de plus la présence de palygorskite en trace dans la plupart des échantillons, en accord avec Leroy (1981).

La cristallinité de la smectite s'est révélée moins bonne dans un seul niveau (16 EM, $\delta = 18^\circ$). Celui-ci étant très riche en opale CT, nous attribuons la mauvaise cristallinité de ses smectites à la présence de ce minéral, ainsi que nous l'avons expliqué ci-dessus (cf texte page 47).

γ) Site 398, Leg 47b D. S. D. P.
.....

Moins riche en carbonates qu'au site précédent, le sédiment est tout de même riche en nannofossiles et en foraminifères. On y trouve aussi d'abondants spicules de spongiaires, mais pas de radiolaire. La fraction silteuse est surtout représentée par des micas, mais également par du quartz et des minéraux lourds indéterminés. L'opale et la clinoptilolite sont peu abondantes.

La fraction argileuse est de nature variée, dans la section étudiée (carottes 33 à 36, Paléocène supérieur). Nous retrouvons les mêmes espèces argileuses, et en abondance identique, que Chamley *et al.* (1979) :

- Niveaux pauvres en argiles fibreuses : smectites (50 à 60 %), illite (20 à 25 %), kaolinite (5 à 10 %), palygorskite et sépiolite (5 %), chlorite et interstratifiés irréguliers (traces).

- Niveaux riches en palygorskite : smectites (40 à 45 %), illite (25 %), kaolinite (10 à 15 %), palygorskite (10 à 15 %), interstratifiés irréguliers (5 à 10 %), sépiolite (traces à 5 %), chlorite (traces).

- Niveaux riches en sépiolite : smectites (30 à 40 %), sépiolite (15 à 45 %), illite (10 à 20 %), kaolinite et palygorskite (5 %), chlorite et interstratifiés irréguliers (traces à 5 %).

La sépiolite et la palygorskite, connues au Tertiaire inférieur dans de nombreux forages de l'Atlantique, sont essentiellement considérées comme d'origine détritique (cf réf., même sous-chapitre).

Comme dans les autres sites, les smectites du 398 sont des beidellites, mais leur cristallinité paraît moins bonne dans les niveaux les plus riches en argiles fibreuses ($\delta \approx 20$ à 30°) qu'à la base de la section, où les argiles fibreuses sont plus rares ($\delta \approx \delta$). Il est possible que ces différences soient au moins en partie liées à la difficulté que l'on a de mesurer l'angle d'ouverture des pics de smectites (essai glycolé), en présence des réflexions larges et intenses de la sépiolite. Il est également possible que l'abondance des argiles fibreuses empêche la bonne orientation des phylites dans les préparations.

c) Géochimie

Les teneurs en carbonates mesurées sur 14 échantillons sont parfaitement corrélées à l'abondance des faunes calcaires (cf ann. 5) : 10 à 15 % de CaCO_3 au site 386 (nannofossiles) ; 0,4 à 2 % de CaCO_3 au site 387 (pas ou peu de fossiles calcaires) ; 60 à 70 % de CaCO_3 au site 119, et 30 % au site 398 (nannofossiles et foraminifères très abondants à abondants).

Vingt analyses par absorption atomique ont été effectuées sur diverses fractions de six échantillons (cf ann. 7). Nous n'envisagerons ici que celles concernant la fraction argileuse. Leur composition moyenne est donnée par le tableau 11.

Par rapport à ces valeurs moyennes, on observe un certain nombre d'anomalies, pouvant toutes être liées à une particularité de la composition minéralogique des échantillons. ¹⁾ Le niveau 8EM (site 387) est appauvri en la plupart des éléments majeurs et en traces, au profit de la silice (exemple : $Al_2O_3 = 9\%$, $Fe_2O_3 = 3\%$, $SiO_2 = 78\%$). Ceci est lié à l'abondance de l'opale dans la fraction argileuse de ce niveau. ²⁾ Le niveau 14EM (site 119) est enrichi en SiO_2 (58 %) pour la même raison, mais dans une bien moindre mesure. ³⁾ Le niveau 29EM (Site 398) est au contraire légèrement appauvri en SiO_2 (52 %) et enrichi en MgO (4 %). Ces faits peuvent être respectivement liés à la plus grande abondance dans ce niveau, de l'illite (25 %) et des argiles fibreuses (5 % de palygorskite et 5 % de sépiolite). ⁴⁾ Le niveau 6EM (site 386) a un taux de CaO élevé (7 %) lié à une décalcification incomplète mise en évidence lors de l'analyse diffractométrique.

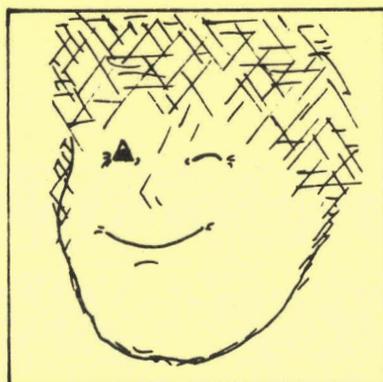
SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	TABLEAU 11 : Composition chimique moyenne des vingt analyses effectuées sur diverses fractions granulométriques des échantillons de Tertiaire inférieur, Atlantique Nord. (absorption atomique)											
54%	8%	18%	1%	3%	0,5%	2,5%	0,3%												
Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	PPM									
100	700	200	70	100	80	30	20	10	100										
à	à		à	à	à	à	à	à	à										
200	1000		100	130	120	50	50	30	120										

2.2.5 - Conclusion

Les smectites du Tertiaire inférieur de l'Atlantique Nord, qui sont des beidellites, sont généralement bien cristallisées. Cependant certains niveaux échappent à cette règle (smectites notablement moins bien cristallisées) : ¹⁾ Argile rouge pélagique du Paléocène moyen du site 386. ²⁾ Niveaux particulièrement riches en opale des sites 119 et 386. ³⁾ Niveaux riches en argiles fibreuses du site 398. Il est cependant possible que dans les cas ²⁾ et ³⁾ ce fait soit lié à une mauvaise orientation des phyllites dans la préparation.

Tous les niveaux contiennent le même type de smectites, mais sont du point de vue lithologique ou minéralogique, très différents. Certains sont en effet très carbonatés (site 119), d'autres le sont modérément (site 398) et d'autres peu ou pas du tout (sites 386 et 387). Certains appartiennent à des séries vraisemblablement turbiditiques, déposées rapidement (site 119) ou plus lentement (site 398), et d'autres à des séries pélagiques biosiliceuses (site 387 et niveau 7EM, site 387). Enfin, les minéraux non argileux et argileux qui accompagnent les smectites peuvent être très variés : opale (8EM et 12EM, site 387 ; et dans une moindre mesure, le site 119), clinoptilolite (site 386 et niveaux 9EM à 11EM du 387), argiles fibreuses (site 398).

Les facteurs communs et les caractéristiques différentes des niveaux étudiés sont autant de paramètres de l'environnement sédimentaire à prendre en considération lors de l'analyse détaillée des smectites qu'ils contiennent.



PARTIE IV

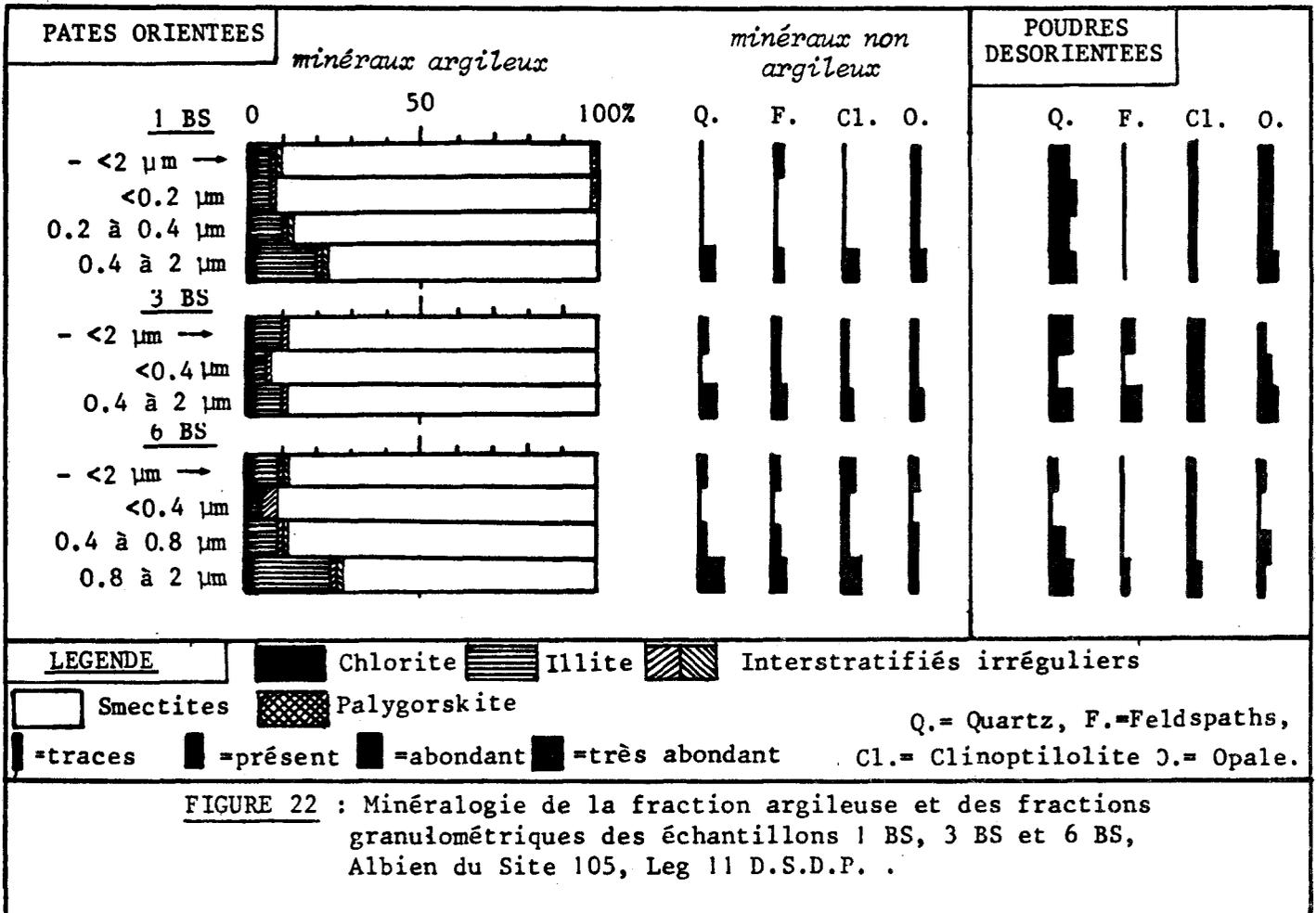
Etude détaillée
des smectites

Le premier chapitre de cette partie concerne l'étude détaillée des smectites dans deux forages : le site 105 D. S. D. P. pour la mise en évidence des phénomènes qui se sont produits dans les black-shales crétacés, et le site 387 pour ceux reconnus à la base du Tertiaire. Seuls ces deux forages seront détaillés, et les autres coupes ou sondages seront rapidement étudiés dans le second chapitre. Le troisième chapitre a pour but l'examen des relations existant entre les smectites et les autres paramètres du sédiment (minéralogie, taux de sédimentation, etc ...), en faisant intervenir les résultats obtenus sur l'ensemble des échantillons.

1 - ETUDE APPROFONDIE DE DEUX FORAGES

1.1 - LES SMECTITES DES BLACK-SHALES (ALBIEN DU SITE 105 D. S. D. P.)

La fraction argileuse des échantillons étudiés (cf fig. 13), contient toujours un fort pourcentage de smectites (90 à 95 %), accompagnées d'illite (5 à 10 %) et de traces de palygorskite, de chlorite, et d'interstratifiés irréguliers (cf fig. 22). L'étude des smectites a fait appel à un grand nombre de techniques envisagées successivement ici.



1.1.1 - Morphologie (M. E. T.)*

a) Observation des fractions granulométriques très fines

L'observation des fractions inférieures à 0,2 ou 0,4 μm , a rapidement permis la mise en évidence de types morphologiques variés (cf PLANCHE I). L'analyse de ces fractions par diffraction des rayons X a montré qu'elles sont enrichies en smectites par rapport à la fraction argileuse, et qu'elles contiennent donc essentiellement ce minéral (cf fig. 22). De plus, les autres espèces minérales identifiées (illite et palygorskite) sont facilement reconnaissables sur les clichés (cf PLANCHE I). Il nous est donc facile d'affirmer que *les particules lattées sont des smectites*. Nous mettons en évidence trois types de smectites. Ceux-ci ont déjà été présentés dans un travail précédent (Holtzapffel et Chamley, 1983) et sont les suivants :

- *Smectites à bords diffus et irréguliers, souvent d'aspect floconneux et localement enroulés* (cf PLANCHE II, photo 1).

- *Smectites lattées, formées de fines lattés orientées à 60 ou 120° les unes par rapport aux autres* (cf fig. 23 et PLANCHE II, photo 4).

- *Smectites de type mixte, en partie floconneuses et en partie lattées, où le passage d'une forme à l'autre est progressif* (cf PLANCHE II, photos 2 et 3).

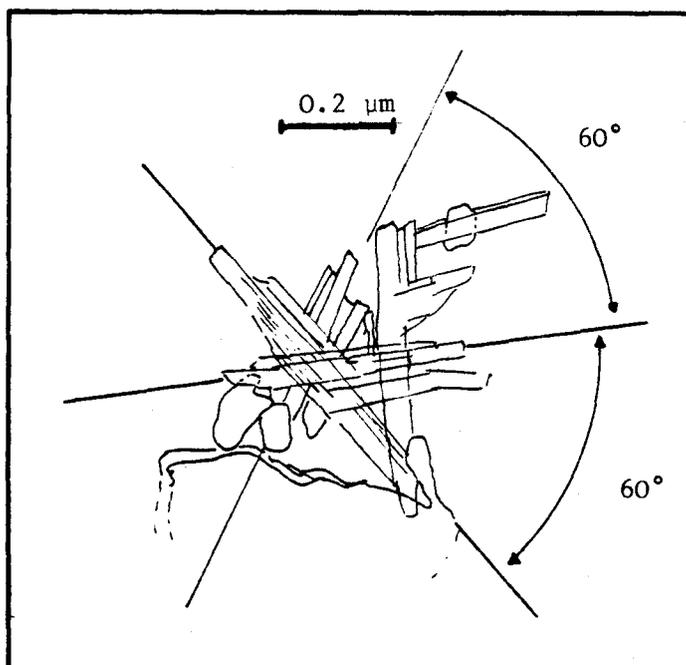


FIGURE 23 .- Dessin mettant en évidence les directions à 60° ou 120° existant entre les lattés d'une smectite lattée.

L'utilisation de la microdiffraction a permis de mettre en évidence qu'à chacun de ces types morphologiques, correspond un type de diagramme, et donc une structure différente (cf PLANCHE III).

- Au type floconneux (*smectites à bords diffus*) correspond un diagramme de microdiffraction en anneaux fins, ce qui est connu pour les smectites dont l'arrangement des feuillettes est turbostratique (D. Trauth *et al.*, 1977 ; Grim et Guven, 1978 ; cf PLANCHE III, photos 1 et 2).

- Au type *latté*, correspond un diagramme qui ressemble étonnamment à celui que l'on obtiendrait sur un mica par exemple (D. Trauth *et al.*, 1977 ; Grim et Guven, 1978). Il met en évidence l'existence d'un réseau hexagonal, et surtout l'absence d'empilement turbostratique des lattes. Ceci est en accord avec les orientations à 60 ou 120° observées (des diagrammes hexagonaux "tournés" à 60 ou 120° les uns par rapport aux autres se superposent parfaitement).

- L'analyse de particules appartenant au type *mixte* (cf PLANCHE III, photos 3, 4 et 5) montre que l'on passe progressivement d'un type de diagramme en anneaux à un type hexagonal, en passant, sur une même particule, d'une partie floconneuse à une partie lattée.

b) Observation de la fraction inférieure à 2 μ m

Malgré ce changement d'échelle, les smectites lattées et de type mixte demeurent très facilement identifiables (cf PLANCHE IV, photo 1). Elles sont de plus bien différentes des argiles fibreuses qui sont également des lattes (Millot, 1961).

A l'observation attentive, les smectites lattées apparaissent plus abondantes au sein des particules les plus fines, tandis que les smectites à bords diffus dominent dans les fractions plus grossières (cf PLANCHE IV, photo 2).

Afin d'avoir une idée plus précise sur la quantité de smectites de chaque type contenue dans les échantillons, et sur la répartition de ces types dans les différentes classes granulométriques, nous avons procédé à des comptages. Ceux-ci, effectués sur micrographies agrandies (cf fig. 6), donnent des résultats en pourcentage de surface occupé par chacun des types morphologiques. Tenant compte non pas du volume, mais de la surface des particules (toujours privilégiée pour les argiles déposées à plat), les chiffres donnés représentent un maximum.

Un contrôle de cette méthode et de sa reproductibilité a été effectué par comptages de particules sur deux fractions granulométriques différentes d'un même échantillon (cf tabl. 12).

Que l'on effectue le comptage directement sur la fraction inférieure à 0,4 μ m, ou indirectement à partir d'une micrographie de la fraction inférieure à 2 μ m, on obtient des pourcentages voisins de smectites lattées (à 5 % près). Un autre contrôle de ce type a été fait, et témoigne également de la bonne reproductibilité de la méthode (cf tabl. 16).

Les résultats des comptages effectués sur les échantillons du site 105 sont donnés par le tableau 13. Sa partie gauche montre que la moitié ou presque de la surface totale occupée par les smectites l'est par des smectites lattées. Un quart de cette même surface est occupé par des particules de type mixte, c'est-à-dire en partie lattées. Nous en déduisons que *le faciès latté est très abondant dans les échantillons étudiés du site 105.*

	% de surface occupé par chaque type de Sm dans la fraction < 0,4 µm		
	SF	SM	SL
RESULTAT DIRECT comptage effectué sur la fraction < 0,4 µm	25	10	65
RESULTAT INDIRECT à partir d'un comptage effectué sur la fraction < 2 µm	20	15	65

Tableau 12 : Contrôle de la méthode de comptage : résultats obtenus sur deux fractions de l'échantillon 6BS.
SF = smectites floconneuses ; SM = smectites mixtes ; SL = smectites lattées.

	Pourcentage de surface occupé par chaque type de smectites			Répartition des types de smectites dans les différentes classes granulométriques					
	Fraction < 2 µm			0,5 à 2 µm			< 0,5 µm		
	SF	SM	SL	SF	SM	SL	SF	SM	SL
1BS	25 %	35 %	40 %	25 %	55 %	20 %	15 %	5 %	80 %
3BS	30 %	25 %	45 %	30 %	45 %	25 %	25 %	15 %	60 %
6BS	25 %	30 %	45 %	30 %	45 %	25 %	20 %	10 %	70 %

Tableau 13 : Résultats de comptage de particules, échantillons de black-shales albiens du site 105 D. S. D. P.
SF = smectites floconneuses ; SM = smectites mixtes ; SL = smectites lattées.

Si l'on s'adresse à la partie droite du tableau, on remarque que les smectites lattées dominent très largement les fractions très fines du sédiment, tandis que les smectites à bords diffus sont plus abondantes dans les fractions fines intermédiaires (0,5 à 2 µm). Les smectites mixtes semblent également plus fréquentes dans cette dernière fraction.

En résumé, trois types de smectites sont rencontrés au sein de la fraction argileuse des échantillons de black-shales albiens du site 105. ¹⁾ Un type latté principalement contenu dans les fractions très fines. ²⁾ Un type mixte, plus abondant dans les fractions intermédiaires. ³⁾ Un type floconneux dominant largement dans les fractions grossières.

Deux remarques peuvent être faites à propos des smectites de type mixte. ¹⁾ Il existe des smectites mixtes plus proches du type floconneux (cf PLANCHE II, photo 2), d'autres plus proches du type latté (cf PLANCHE II, photo 3). ²⁾ Il semble que les smectites de type mixte proches des smectites lattées soient plus abondantes parmi les

particules plus fines, et inversement. Ceci est en accord avec les observations précédentes.

Dans certaines préparations de fractions inférieures à 2 μm , nous avons pu mettre en évidence la présence de particules lattées qui ne sont pas de nature smectitique (cf PLANCHE VI, photo 5). Il s'agit d'illites (aspect moiré caractéristique) présentant des bordures lattées. Il n'est pas possible, d'après l'observation des clichés, de savoir si ces lattés sont de nature smectitique ou illitique. En revanche, nous constatons qu'elles semblent se développer sur les pourtours de la particule sans la pénétrer, ce qui suggère que l'illite n'est qu'un support. Cette hypothèse sera éprouvée ultérieurement à partir d'autres méthodes (cf IV-1.1.3.c).

c) Interprétations

Le type morphologique mis en évidence dans ces échantillons, et que nous avons appelé smectites lattées, n'est pas signalé ici pour la première fois. Hoffert (1980) l'a rencontré dans des argiles rouges des grands fonds à l'Ouest des Marquises. Il envisage qu'elles sont nées de l'évolution de particules initiales (détritiques ou authigènes resédimentées), dans un milieu avec lequel elles ne sont pas en équilibre. Louail (1981), qui décrit de telles smectites dans des formations du Cénomaniens de Vendée, propose qu'elles dérivent de la transformation de matériel terrigène en milieu glauconitique (cf fig. 24). Pour Jeans *et al.* (1982), les particules lattées reconnues dans des sédiments d'âge aptien à cénomaniens du bassin de Londres sont des smectites volcanogéniques. Enfin, Clauer *et al.* (1983) décrivent des smectites lattées dans l'Eocène inférieur de l'Atlantique Nord (site 386 D. S. D. P.). L'analyse isotopique du strontium de fractions granulométriques très fines (< 0,2 μm ; 0,2 à 0,4 μm) leur révèle que les smectites lattées sont authigènes, et ont pour origine le réajustement de particules détritiques initiales dans le milieu marin avec lequel elles ne sont pas en équilibre. Cette idée avait précédemment été développée par Clauer et Millot (1978).

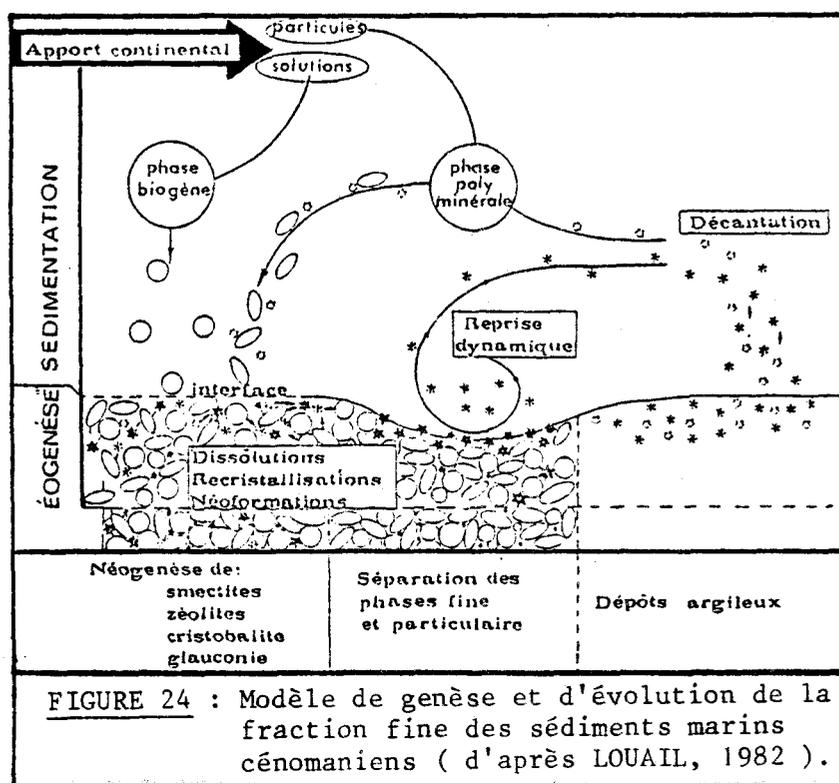


FIGURE 24 : Modèle de genèse et d'évolution de la fraction fine des sédiments marins cénomaniens (d'après LOUAIL, 1982).

Ainsi, quels que soient les auteurs qui en font état, les smectites lattées sont considérées comme authigènes. Leur origine est soit volcanique; soit le résultat de l'évolution de particules héritées initiales.

Sans mettre en doute les résultats de ces auteurs, deux remarques peuvent être faites. ¹⁾ Il convient d'être prudent dans la détermination de formes de ce type car on connaît des illites (ex : Gamermann, 1979) et de la tridymite (ex : N. Trauth *et al.*, 1978) se présentant sous le même faciès. ²⁾ En ce qui concerne les particules lattées de toutes natures qui sont décrites dans la bibliographie, on trouve peu de données quantitatives. Ce sont pourtant elles qui permettent d'avoir une idée du pourcentage de particules supposées authigènes, réellement contenues dans les sédiments.

En ce qui concerne nos échantillons, nous avons déjà proposé (Holtzapffel et Chamley, 1983) que les smectites lattées qu'ils contiennent sont "très probablement issues de recristallisations en milieu marin". Ceci doit être discuté et précisé ici.

Les smectites lattées ont une forme très différente de celle des smectites que nous avons observées dans un échantillon de vertisol de Pondichery (Ech. H. Paquet ; cf PLANCHE V, photo 2), et également très différente de celle classiquement attribuée aux smectites pédogéniques (réf. *in* Partie I). Comme en outre les smectites lattées sont concentrées dans les fractions fines, plus réactives, il nous paraît improbable qu'elles soient d'origine pédologique. Comme enfin les influences volcaniques sont peu marquées dans la région étudiée et durant la période considérée, nous attribuons aux smectites floconneuses une origine pédologique (qui pourra éventuellement être discutée dans certains cas particuliers) et aux smectites lattées une origine authigène. Nous n'avons cependant pas, dans le cas du site 105, d'argument permettant d'affirmer que cette genèse s'est faite *in situ*. En effet, le transport de particules fragiles étant possible (ex : argiles fibreuses détritiques de l'Atlantique. Réf. *in* Partie III), les smectites lattées pourraient provenir de l'amont où elles seraient formées en milieu marin favorable (milieu glauconitique peu profond, modèle proposé par Louail, 1981 ; cf fig. 24).

1.1.2 - Données minéralogiques complémentaires

a) Cristallinité des smectites

Nous avons utilisé ce paramètre pour comparer des échantillons de lithologies voisines, ou les fractions granulométriques d'un même échantillon.

Comme nous l'avons signalé précédemment, la cristallinité des smectites étudiées est très bonne. En effet, l'angle d'ouverture du pic d001 sur l'essai glycolé est d'environ 5° pour la fraction inférieure à 2 µm (cf fig. 14). Cette cristallinité s'améliore lorsque l'on passe des fractions fines intermédiaires ($\delta = 5$ à 6°) aux fractions très fines ($\delta = 3$ à 4°, cf fig. 25).

Des modifications de l'indice de cristallinité des minéraux argileux dans les fractions très fines ont déjà été décrites par certains auteurs. Elles sont souvent attribuées à une mauvaise réponse des cristallites de petite taille sous l'action des rayons X (Weber *et al.*, 1976). Ces modifications se font alors dans le sens d'une détérioration de la cristallinité. Nous observons d'ailleurs ce phénomène sur toutes les illites de nos échantillons (cf fig. 25) et

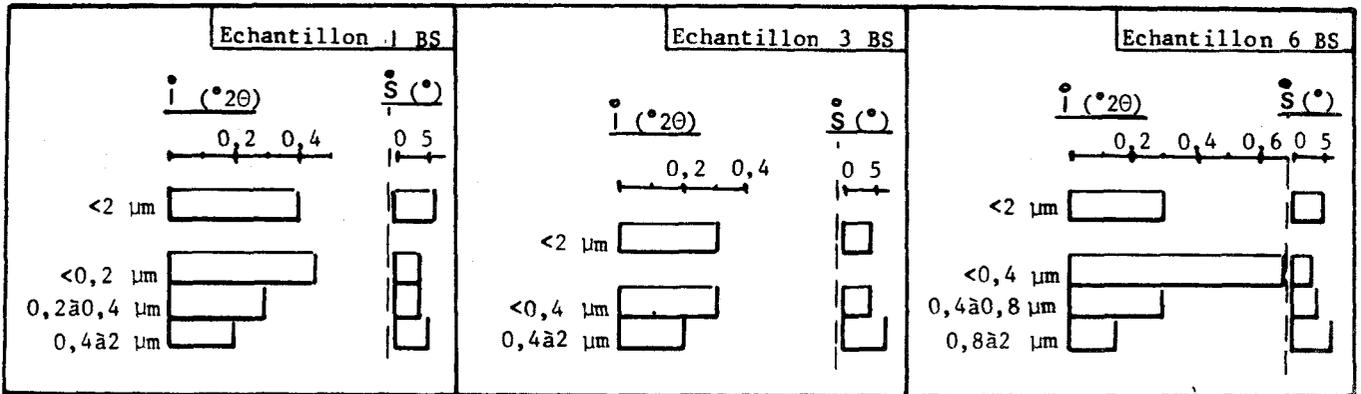


FIGURE 25 : Indices de cristallinité de l'illite et des smectites dans la fraction argileuse et les fractions granulométriques de trois échantillons de black - shales albiens, Site 105 D.S.D.P. .

- \hat{i} = Indice de cristallinité de l'illite (°2θ). - \hat{S} = Indice de cristallinité des smectites (°). La méthode de mesure de ces deux paramètres est donnée par la figure 5, page 15 .

Hoffert (1980) cite un cas de ce genre, concernant des smectites (carotte TK S 16, fig. 14, p. 65).

En revanche, les modifications de la cristallinité des smectites que nous observons ici, et qui vont dans le sens d'une amélioration, paraissent plus rarement décrites et correspondent à un mécanisme de tendance opposée.

Les comptages de particules ont mis en évidence l'augmentation des smectites lattées dans la fraction fine. La microdiffraction a montré qu'elles sont plus ordonnées dans l'espace que les floconneuses. On est ainsi amené à penser que l'amélioration de la cristallinité des smectites dans les fractions fines est liée à la plus grande abondance des smectites lattées. Hoffert (1980) décrit un cas qui pourrait également s'interpréter ainsi (carotte TK S 08, fig. 48, page 142).

b) Raie 060

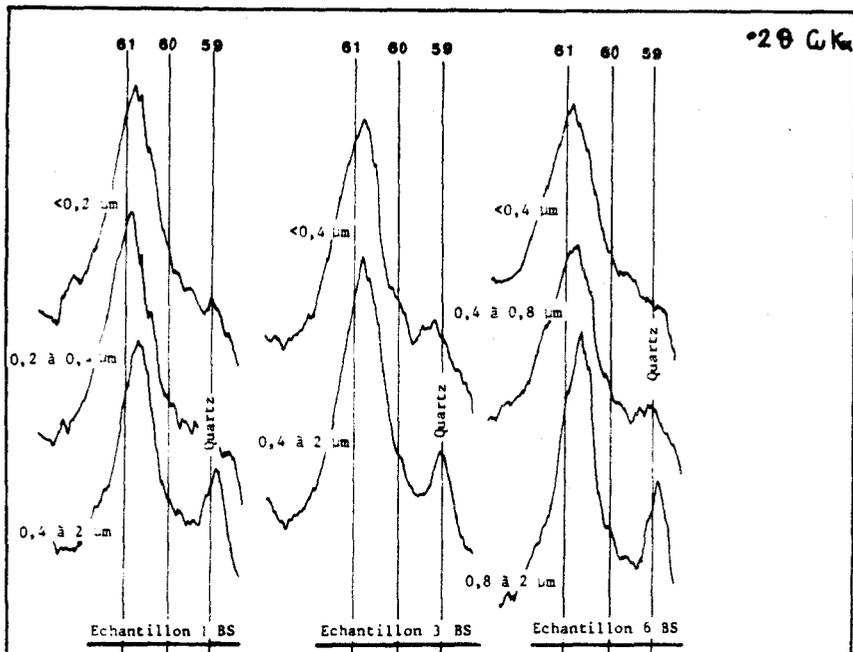


FIGURE 26 : Raie 060 des smectites des fractions granulométriques de trois échantillons de black - shales albiens, Site 105.

Les diagrammes correspondant à l'analyse diffractométrique de ces échantillons (fraction <2 µm) sont présentés dans la figure 14 .

Les smectites de nos échantillons, dont la raie 060 est placée à environ 1,500 Å, sont des beidellites (paramètre b = 9, Nagelschmidt, 1938). On n'observe pas de déplacement systématique de cette raie dans les différentes classes granulométriques (cf fig. 26). Comme sa position dépend de la chimie des smectites (Desprairies, 1983), il n'existe certainement que très peu de variations chimiques entre les particules des fractions grossières, dominées par les smectites à bords diffus et les fractions fines, dominées par les smectites lattées. Ces données seront approfondies à partir des données d'analyse chimique.

1.1.3 - Analyses chimiques

a) Dosages par absorption atomique

Un seul échantillon du forage 105 (6BS) a fait l'objet d'analyses chimiques de la fraction argileuse, de la fraction très fine et des fractions fines intermédiaires (cf ann. 7, tabl. 14 et fig. 27). De la fraction la plus grossière à la plus fine, les variations de composition chimique sont peu importantes. On observe un enrichissement

FRACTIONS GRANULOMETRIQUES	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	%	TABLEAU 14 : Résultats d'analyses chimiques par absorption atomique, échantillon 6 BS (Albien du site 105 D.S.D.P.)												
<2 µm	51.80	17.70	8.70	0.50	3.16	0.37	1.89	0.22														
0.8 à 2 µm	52.40	17.50	7.14	0.90	2.69	0.39	3.07	0.46														
0.4 à 0,8 µm	53	17.80	9.02	1.26	3.11	0.22	2.70	0.24														
<0,4 µm	51.80	17.70	8.72	0.60	3.31	0.24	1.91	0.16														
	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V	PPM											
<2 µm	37	231	258	32	119	107	23	71	46	120												
0,8 à 2 µm	68	231	252	45	111	137	21	102	50	130												
0,4 à 0,8 µm	47	237	657	39	142	129	31	99	33	140												
<0,4 µm	0	247	341	32	148	112	30	104	29	130												

en Fe, Mg, Ni, Co et Mn, aux dépens des alcalins et de Si, Ti, Sr, Li, Cr et Pb. Rien ne permet toutefois d'affirmer que ces faibles différences sont liées à un changement de la composition chimique des smectites, plutôt qu'aux variations minéralogiques des différentes fractions granulométriques (enrichissement en smectites des fractions fines). Quoi qu'il en soit, les résultats confirment le peu de différences existant entre les compositions chimiques des smectites à bords diffus (plus abondantes dans les fractions argileuses plus grossières), et des smectites lattées (principalement concentrées dans les fractions très fines).

Si on assimile l'analyse chimique de la fraction inférieure à 0,4 µm à celle des smectites, on constate qu'elles ont une composition de beidellites (Deer *et al.*, 1962 ; Weaver et Pollard, 1973), ce qui est en accord avec les résultats de l'étude de la raie 060 et ceux des autres auteurs (ex : Leroy, 1981).

b) Analyse par microsonde électronique

Les fractions granulométriques des échantillons 1 BS et 3 BS ont été analysées au MEB EDAX de Gif-sur-Yvette sur poudres pastillées (cf ann. 8). La figure 27 replace les analyses de ces deux échantillons ainsi que celles du n° 6 BS (absorption atomique) dans trois diagrammes triangulaires faisant intervenir les éléments majeurs principaux : SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO et K₂O.

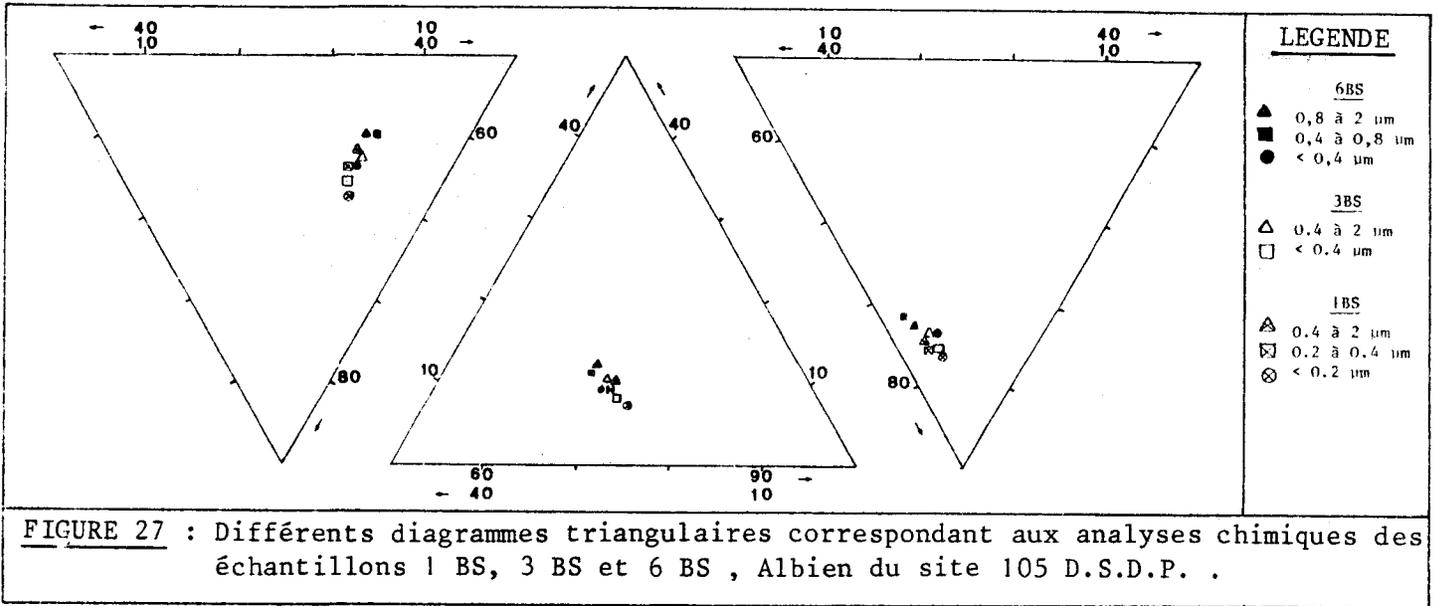


FIGURE 27 : Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 1 BS, 3 BS et 6 BS , Albiens du site 105 D.S.D.P. .

Les différents points obtenus s'ordonnent en nuages de faible surface (bonne concentration des points), ce qui confirme la faiblesse des variations chimiques existant entre les échantillons d'une part, et les différentes fractions granulométriques d'autre part. Pour les trois échantillons, on remarque le même enrichissement en fer des fractions les plus fines. Cet élément ne semble pas lié à la plus grande abondance des smectites lattées dans la fraction fine. En effet, les points représentatifs de l'échantillon 1 BS, dont la fraction fine est la plus riche en smectites lattées (cf tabl. 13), sont les plus éloignés du pôle Fe_2O_3 dans les trois diagrammes. Cette variation doit donc plutôt être liée à celle de la minéralogie (disparition, dans la fraction très fine, des illites, du quartz et des feldspaths).

c) Analyses au STEM

Les analyses effectuées à Orsay (obs. M. Steinberg), sur des particules de formes différentes de la fraction inférieure à 0,4 μm de l'échantillon 3 BS (cf ann. 9), conduisent aux résultats détaillés ci-après.

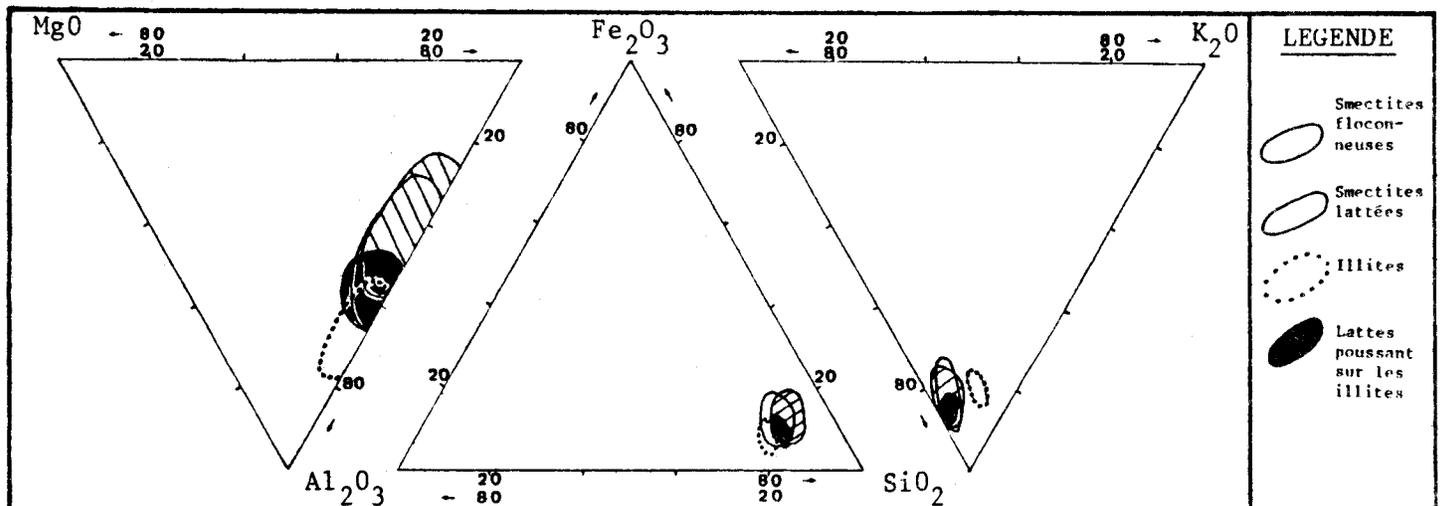
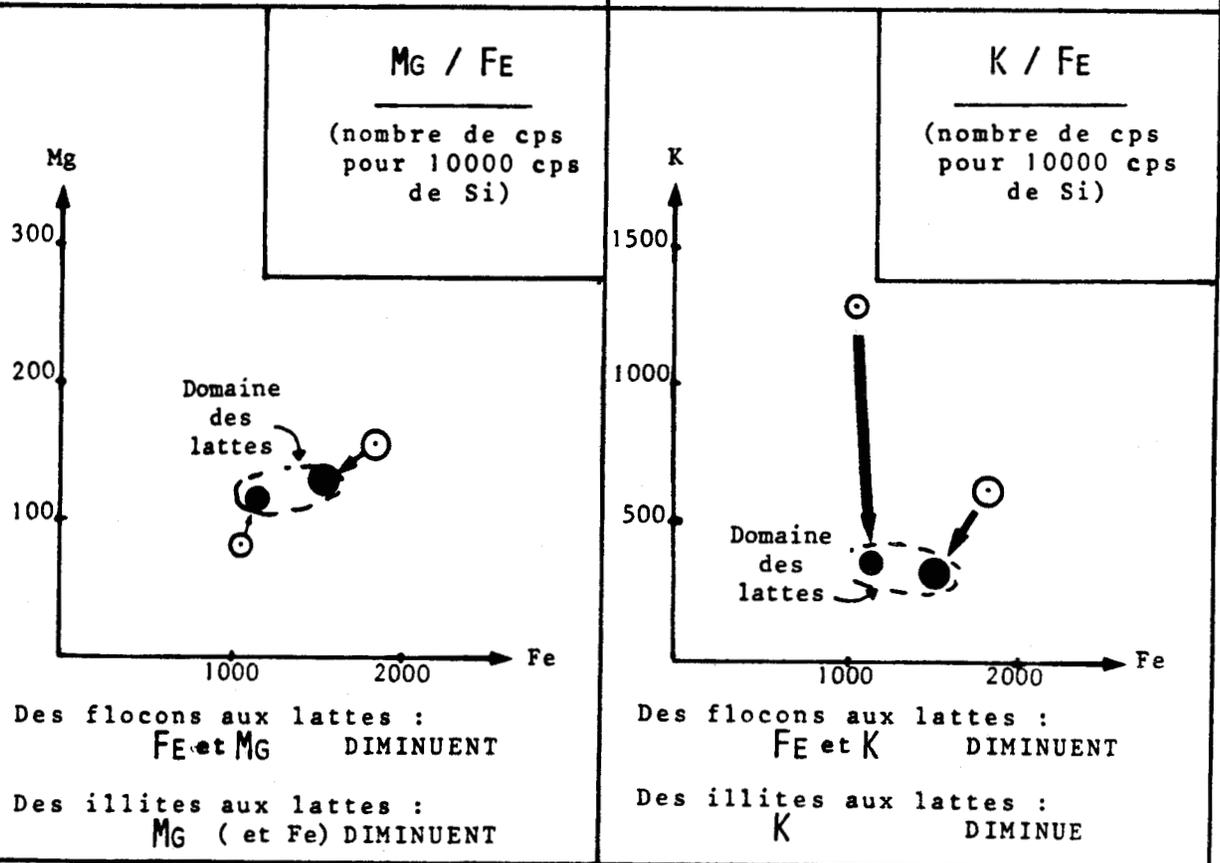
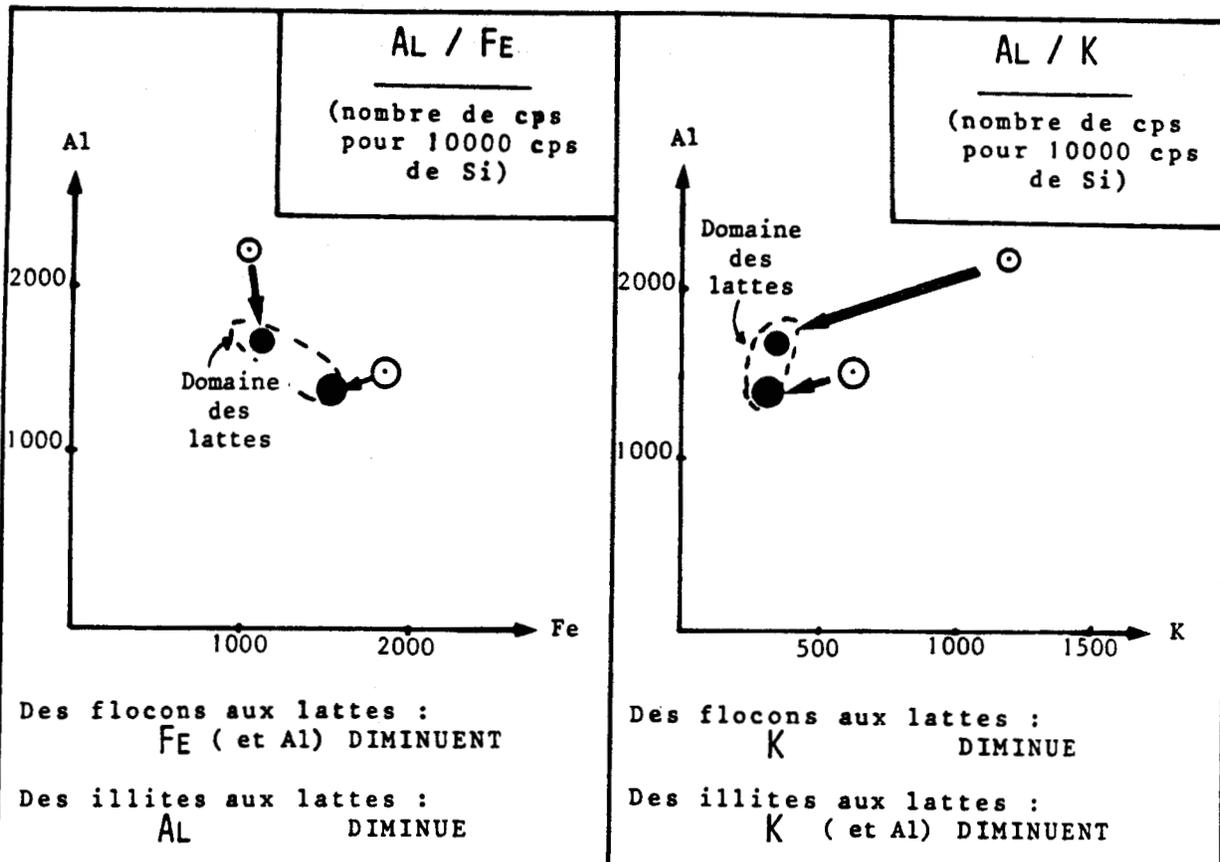


FIGURE 28 : Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses (STEM) effectuées sur des particules de formes différentes. Echantillon 3 BS < 0,4 μm , Albiens du Site 105 D.S.D.P. .



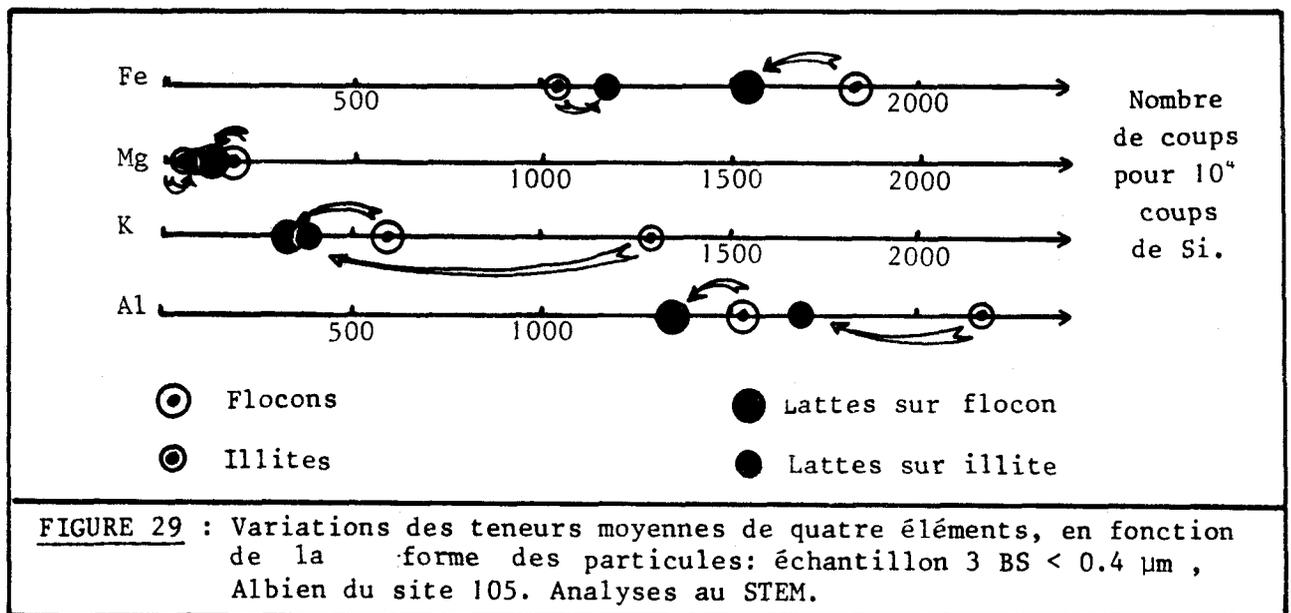
BS
LILLE

FIGURE 30 : Variation des points moyens de quatre éléments dans divers diagrammes binaires, en fonction de la forme des particules, échantillon 3 BS <0.4 μm, Albien du Site 105. Analyses au STEM.

○ flocons ● lattes sur flocons ⊙ illites ● lattes sur illites

Les points représentatifs des différentes analyses sont reportés sur la figure 28 dans trois diagrammes semblables à ceux de la figure 27*. On note que la concentration des points y est également bonne.

Si l'on compare la composition chimique des flocons et celle des lattes qui sont à leur pourtour, on constate un enrichissement en silice des lattes (diagramme $Fe_2O_3/Al_2O_3/SiO_2$), et un appauvrissement de celles-ci en aluminium (diagramme $MgO/Al_2O_3/Fe_2O_3$). A nouveau, l'enrichissement en fer du faciès latté semble discutable. Ces observations sont confirmées et complétées par l'examen de la position du point moyen des quatre éléments principaux, dans les divers types morphologiques (cf fig. 29).



Des flocons vers les lattes qui se trouvent à leur périphérie, on note une diminution des quatre éléments. L'ampleur de cette diminution est importante pour K, Fe et Mg, faible pour Al, et quasiment nulle pour Ca (cf tabl. 15 et fig. 30).

En conclusion, pour les différentes particules analysées, la quantité de chaque élément mesurée pour 10^4 coups de silice peut, des flocons aux lattes, diminuer ou augmenter (cf tabl. de résultats, ann. 9). Cependant, les divers modes de représentation utilisés montrent que la position des points moyens calculés pour chaque élément n'est pas la même dans les flocons et dans les lattes (cf fig. 28 à 30 et tabl. 15). On observe en effet dans les

* La figure 28 n'est pas directement comparable à la figure 27, car les échelles utilisées ne sont pas les mêmes.

lattes un appauvrissement net en potassium, modéré en fer et en magnésium, faible en aluminium et quasiment nul en calcium. Quoiqu'il en soit, ces variations moyennes sont peu importantes, et les analyses effectuées conduisent une nouvelle fois à l'idée suivante : l'élaboration des smectites lattées semble se faire à bilan chimique constant.

$100 \times \frac{\text{Al (flocons)} - \text{Al (lattes)}}{\text{Al (flocons)}}$	$= - 8 \%$	<p><u>TABLEAU 15 :</u></p> <p>Expression en pourcentages, de la diminution de cinq éléments majeurs, dans les lattes par rapport aux flocons (analyses au STEM, voir FIGURE 29)</p>
$100 \times \frac{\text{Fe (flocons)} - \text{Fe (lattes)}}{\text{Fe (flocons)}}$	$= - 17 \%$	
$100 \times \frac{\text{Mg (flocons)} - \text{Mg (lattes)}}{\text{Mg (flocons)}}$	$= - 16 \%$	
$100 \times \frac{\text{K (flocons)} - \text{K (lattes)}}{\text{K (flocons)}}$	$= - 50 \%$	
$100 \times \frac{\text{Ca (flocons)} - \text{Ca (lattes)}}{\text{Ca (flocons)}}$	$= - 2 \%$	

L'étude au STEM a également permis de comparer les illites et les lattes qui se développent sur leur pourtour (cf PLANCHE VI, photo 5). Les deux faciès morphologiques se distinguent toujours nettement du point de vue chimique, et les analyses correspondant aux lattes développées sur les illites sont toujours proches de celles correspondant aux lattes développées sur les flocons (cf fig. 28 à 30 et tabl. 15). Il semble donc que les lattes, quel que soit leur support, sont de même nature. Une étude détaillée du contact entre les lattes et les illites permettrait de confirmer si, comme il le semble, ce dernier minéral n'est qu'un support, ou s'il participe chimiquement à l'élaboration des lattes (cf PLANCHE VI, photo 5).

d) Conclusion

L'ensemble des résultats obtenus va dans le même sens, et peut être résumé comme suit.

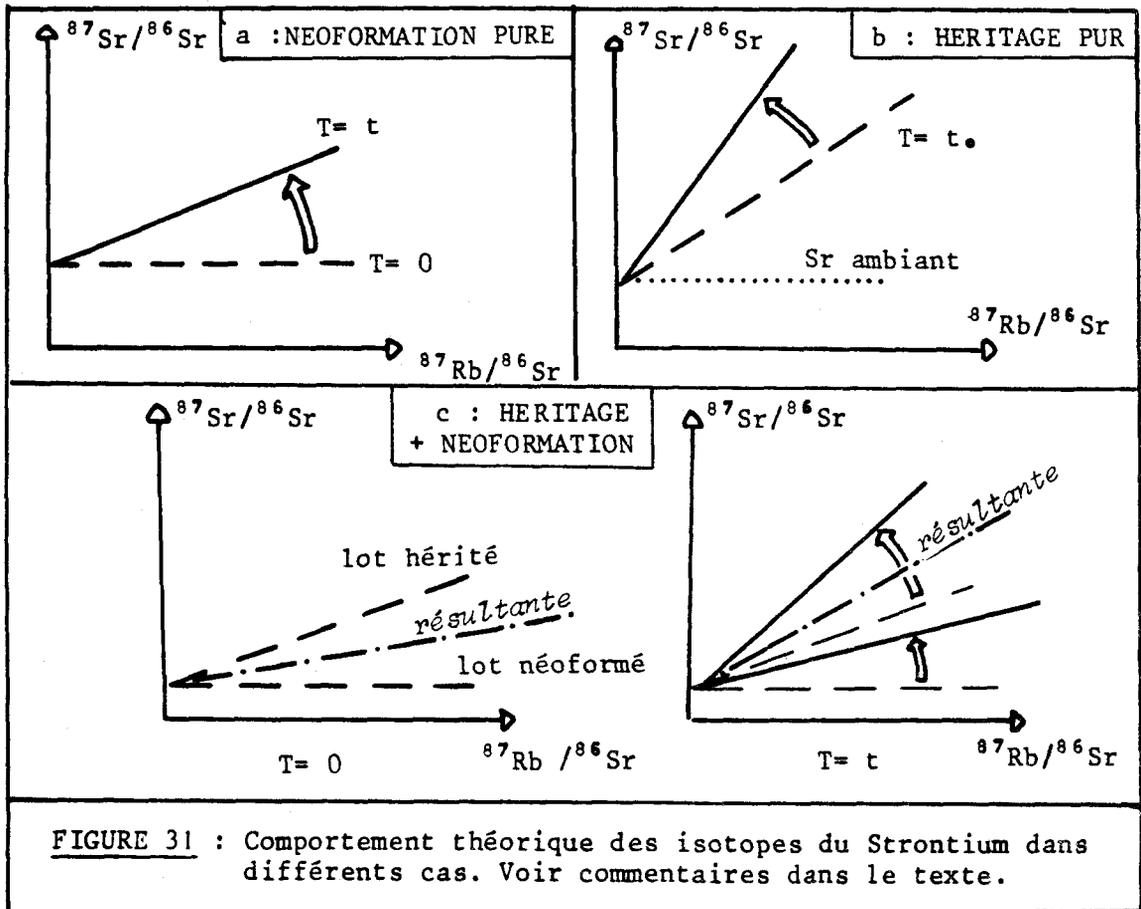
Les smectites de l'Albien du site 105 sont des beidellites chimiquement semblables, quelle que soit leur forme (floconneuse ou lattée). Entre les smectites lattées dont l'élaboration semble se faire in situ, et les smectites floconneuses, on n'observe que de faibles variations : silicification des lattes aux dépens du fer et du magnésium. Ces données seront discutées plus loin (cf Partie V-3.4).

Des néoformations sont envisageables, puisque des smectites lattées se développent en épitaxie, sur quelques illites (présentes en petite quantité), sans participation reconnue de celles-ci.

1.1.4 - Géochimie isotopique du strontium

a) Rappels sur l'utilisation des droites isochrones

La géochimie isotopique du strontium est une méthode qui n'a été appliquée à l'étude des sédiments que récemment. Nous renvoyons le lecteur à Clauer (1976 et 1982a), pour le détail des différentes étapes de son application et des résultats, et ne considérerons ici que son utilisation pour l'étude de la genèse des minéraux argileux (Clauer et Millot, 1978).



La figure 31 montre le comportement théorique des isotopes du strontium dans différents cas. Les droites en traits pointillés représentent un stade initial $T = 0$ (époque de la sédimentation), et celles en traits pleins correspondent au stade actuel $T = t$.

Premier cas : néoformation pure (cf fig. 31a). Les points représentatifs des minéraux néoformés s'alignent parallèlement à l'axe des abscisses (âge apparent nul). La droite ainsi formée possède une ordonnée à l'origine correspondant à la composition isotopique du strontium ambiant contemporain*. A $T = t$, une partie du ^{87}Rb s'est transformée en ^{87}Sr radiogénique ; chaque point de la droite s'est déplacé vers les abscisses décroissantes (diminution de ^{87}Rb par rapport à ^{86}Sr), et vers les ordonnées croissantes (augmentation de ^{87}Sr total par rapport à ^{86}Sr). La droite obtenue est une isochrone, dont la pente correspond à un âge t (pour la valeur admise de la constante de désintégration, cf tabl. 4). Son ordonnée à l'origine reste inchangée et témoigne encore, à la période actuelle, de la composition isotopique du strontium ambiant piégé dans les minéraux au moment de leur formation.

Second cas : matériel détritique ne subissant pas de modification *in situ*, après sédimentation (cf fig. 31b). Comme le matériel a une histoire antérieure à la sédimentation, la droite initiale qui le caractérise n'est pas horizontale, mais possède une pente t_0 . Si les minéraux n'avaient subi aucune modification lors des processus d'altération et de sédimentation, ce qui n'est généralement pas le cas, t_0 serait l'âge du matériel parental dont ils dérivent (Clauer, 1976). t_0 n'est donc que l'âge apparent du matériel détritique, et l'ordonnée à l'origine de la droite est la composition isotopique du strontium ambiant contemporain de la sédimentation, car tous les minéraux argileux adsorbent du strontium marin au moment de leur sédimentation. A $T = t$, par transformation du ^{87}Rb en ^{87}Sr radiogénique, tous les points de la droite se sont déplacés comme dans le premier cas. La pente de la droite s'est donc accentuée ($t > t_0$), mais l'ordonnée à l'origine reste inchangée.

Troisième cas : matériel subissant des modifications partielles *in situ* (néoformations ou transformations) (cf fig. 31c). Tout se passe comme s'il y avait initialement deux lots, l'un purement néoformé, l'autre détritique ayant seulement adsorbé du strontium ambiant. L'ordonnée à l'origine de chaque lot correspond à la composition isotopique du strontium ambiant. La résultante des deux lots a une position intermédiaire entre celles de chaque lot, qui est fonction de leur abondance relative, donc de l'ampleur des modifications ayant eu lieu. Chaque lot évolue comme précédemment ($^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ radiogénique), et à $T = t$, leurs isochrones respectives ont une pente plus forte. La résultante de ces deux nouvelles droites a une position intermédiaire, dépendant *a fortiori* de l'ampleur des modifications subies par l'échantillon originel. De plus, comme le matériel détritique a adsorbé du strontium ambiant, et que le matériel néoformé en a incorporé lors de son élaboration, l'ordonnée à l'origine n'a pas changé. Celle-ci ne changera que si des minéraux détritiques participent à l'élaboration de particules recristallisées, c'est-à-dire s'ils libèrent du ^{87}Sr prisonnier dans leurs structures, venant enrichir le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du fluide.

* Le strontium ambiant est celui qui existe en solution dans le milieu environnant (Clauer, 1976).

Voyons maintenant comment, à partir des résultats d'analyses, et grâce à la méthode qui vient d'être rappelée, on peut mettre en évidence l'authigenèse de minéraux argileux.

Tout d'abord, pour construire des droites comme celles de la figure 31, il faut au moins deux points qui peuvent être des phases minérales cogénétiques d'un même échantillon. Dans notre cas (cf fig. 7), une telle droite est construite à partir de deux ou trois points qui correspondent aux compositions isotopiques de :

- 1) La fraction soluble de l'échantillon (solution de lavage).
- 2) La fraction insoluble de l'échantillon (résidu après lavage).
- 3) L'échantillon non traité (quand la quantité de poudre est suffisante).

Fractions solubles et insolubles sont obtenues par un lavage des fractions pendant 15 mn à température ordinaire dans HCl 1 N. Certaines précautions décrites par Clauer (1982b), sont nécessaires pour obtenir un contrôle quantitatif*. Le report des compositions isotopiques de ces fractions dans un diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ aboutit à la détermination d'une droite, et par le calcul de l'ordonnée à l'origine, à une bonne appréciation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du milieu environnant contemporain de la sédimentation.

Nous avons vu que dans ce type d'étude, les droites obtenues ne sont pas des isochrones donnant pour l'échantillon un âge ayant une signification géologique. Cependant, il est possible, par l'analyse de plusieurs fractions granulométriques d'un même échantillon, de comparer les pentes des diverses droites obtenues. Pour cela, on se base sur le principe suivant : si l'une d'elles a subi des modifications *in situ*, la composition isotopique du strontium présent doit se rapprocher de celle du milieu marin contemporain de la sédimentation, et la pente de la droite correspondante doit être moins importante (âge apparent plus proche de celui de la sédimentation). L'ampleur des modifications survenues en milieu marin peut ainsi s'apprécier par les pentes : plus elles sont faibles, plus les modifications sont intenses et les âges apparents jeunes.

Les valeurs des ordonnées à l'origine sont également importantes : elles dépendent certainement de la nature des modifications et de l'ampleur des diffusions possibles (Clauer, comm. orale). Ainsi, les particules détritiques qui n'ont subi aucune modification, ont adsorbé en positions facilement échangeables et sur les

* La fiabilité de cette méthode de séparation a été contrôlée par des calculs de bilan, dans le cas d'analyses de trois fractions (cf ann. 11).

parois, du strontium ambiant de composition isotopique proche de celle du milieu marin contemporain de la sédimentation. En revanche, dans le cas de fractions contenant des particules authigènes (smectites mixtes et lattées par exemple), deux cas se présentent. ¹) La composition isotopique du strontium extérieur est différente de celle du strontium adsorbé sur les particules n'ayant pas subi de modification. Il faut dans ce cas envisager que leur élaboration a mis en jeu un strontium différent de celui du milieu ambiant. Il peut s'agir d'un strontium partiellement enrichi par du ⁸⁷Sr, libéré par des particules détritiques subissant des transformations. Ceci pourrait alors constituer un argument en faveur d'un mécanisme de recristallisation par transformation (*authigénèse avec participation de matériel préexistant*). ²) La composition isotopique du strontium extérieur est semblable à celle du strontium adsorbé sur les particules non modifiées. Dans ce cas, il faut envisager que les particules authigènes relèvent plutôt d'un mécanisme de recristallisation par néoformation, avec incorporation du seul strontium ambiant contemporain de la sédimentation (*authigénèse sur un matériel préexistant qui ne sert que de support*).

En résumé, l'analyse isotopique du strontium doit nous permettre de préciser l'origine des smectites de nos échantillons, et peut-être d'apporter des arguments sur la nature des mécanismes en jeu.

b) Résultats et interprétations

Un seul échantillon du forage a été analysé (éch. 3BS, fractions < 0,4 µm et 0,4 à 2 µm ; cf ann. 11). Les résultats sont donnés sur la figure 32.

L'âge apparent de la fraction la plus fine (< 0,4 µm) est nettement plus jeune que celui de la fraction 0,4 à 2 µm, ce qui s'explique de deux manières.¹) Traitement expérimental trop violent pour les particules plus fines, peut être plus fragiles. Il s'agirait dans ce cas d'un artefact de préparation. Cependant, des études cristallographiques, confirmées par des expériences de lavages complémentaires, ont montré que le matériel argileux extrêmement fin reste habituellement bien cristallisé (Clauer, comm. orale). Cette hypothèse n'est donc pas justifiée. ²) Présence ou plus grande abondance dans la fraction la plus fine de particules ayant subi des modifications. Cette hypothèse est la plus vraisemblable.

Dans les paragraphes précédents, il a été démontré que la fraction très fine est principalement constituée de smectites lattées, tandis que la fraction fine intermédiaire contient surtout des smectites floconneuses et de type mixte. Nous pouvons donc écrire :

Le rajeunissement apparent de la fraction très fine riche en smectites lattées, constitue un nouvel argument qui s'ajoute aux précédents, en faveur de l'authigénèse des smectites lattées.

La valeur de $167 \pm 8 \text{ MA}^*$ obtenue pour la fraction très fine, reste cependant éloignée de l'âge de la sédimentation (Albo-Aptien : 95 à 112 MA ; Odin et Kennedy, 1982). Ceci peut être attribué au fait que la fraction inférieure à 0,4 µm contient encore 30 % de smectites floconneuses (cf tabl. 13), c'est-à-dire du matériel peu ou pas modifié, dont l'âge apparent est probablement supérieur à

* M. A. = Millions d'années.

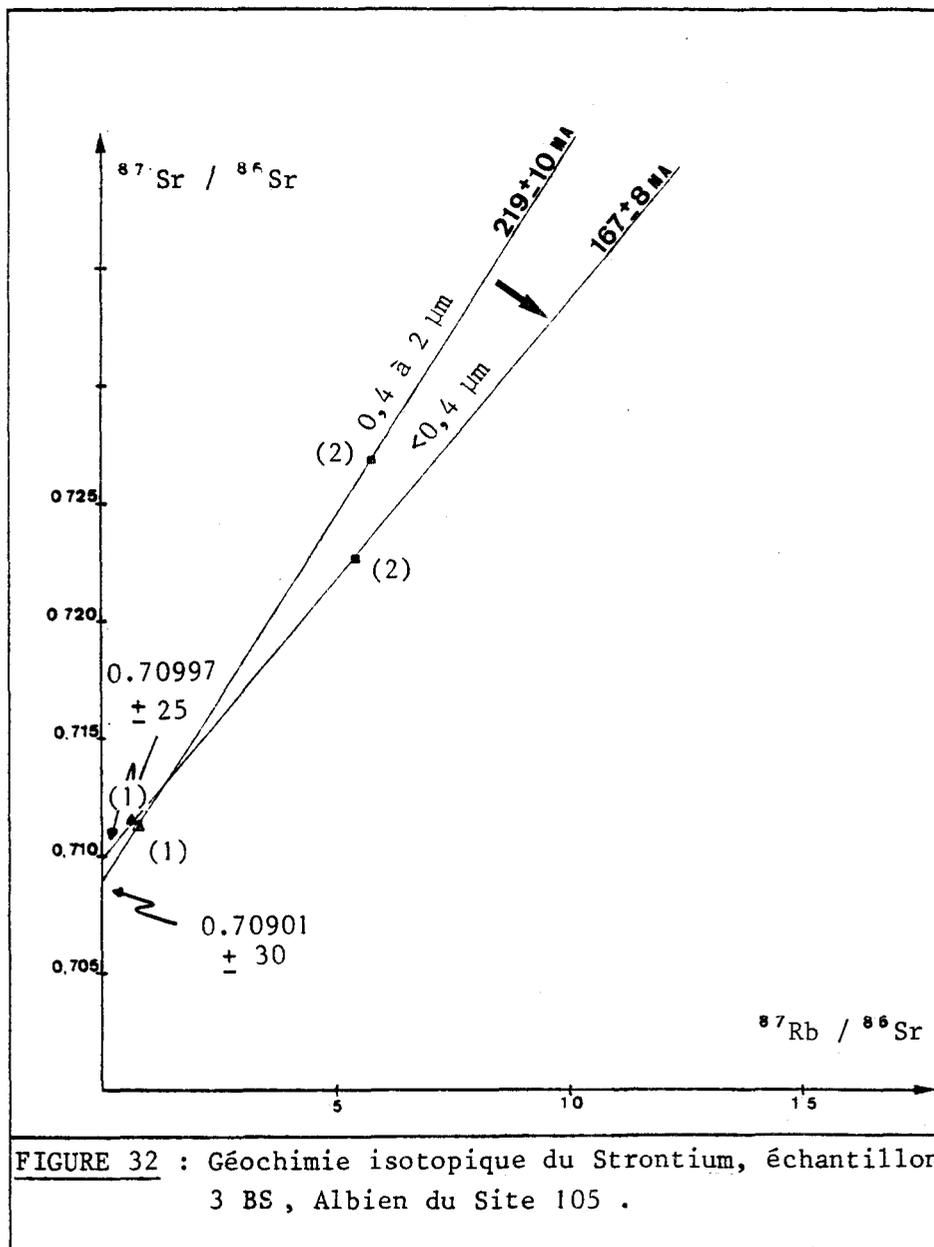


FIGURE 32 : Géochimie isotopique du Strontium, échantillon 3 BS, Albien du Site 105 .

219 MA. En effet, la fraction 0,4 à 2 µm qui a fourni cette valeur de 219 ± 10 MA, contient déjà 25 % de smectites lattées et 45 % de smectites de type mixte (cf tabl. 13).

Deux remarques peuvent être faites, au sujet de l'ordonnée à l'origine des deux droites. ¹) Il existe un écart significatif, dans le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, entre la valeur 0,70997 de la fraction inférieure à 0,4 µm et la valeur 0,70901 de la fraction 0,4 à 2 µm. La composition isotopique du strontium initialement adsorbé sur les particules très fines plus riches en smectites authigènes est donc différente de celle trouvée pour les particules plus grossières. Ceci pourrait signifier que les particules authigènes sont issues d'une recristallisation par transformation mettant en jeu du strontium ambiant et du strontium de la particule mère (cf commentaire page 74, et la figure 31c). ²) Les deux valeurs sont élevées en regard de celles proposées par Faure (1982) pour l'Océan Mondial à l'Albien* :

* La composition isotopique des milieux océaniques a varié au cours du temps. Faure (1982) propose une compilation récente de ces variations.

0,70722 ± 0,00023. Si le matériel est effectivement d'origine transformée avec mise en jeu du strontium de la particule mère (à composition isotopique élevée), on conçoit que, comme le matériel authigène est abondant, les valeurs soient supérieures à 0,70722. Néanmoins la valeur trouvée pour le strontium extérieur de la fraction 0,4 à 2 µm semble anormalement élevée. Nous n'avons, dans l'état actuel des connaissances, aucune explication à proposer.

c) Estimations semi-quantitatives. Comparaison avec les données de la microscopie électronique

La géochimie isotopique du strontium de fractions argileuses a été utilisée pour estimer de manière semi-quantitative les variations géochimiques créées par les modifications cristalochimiques (Clauer *et al.*, 1983). Comme les comptages de particules sur micrographies agrandies aboutissent à des estimations similaires, il est intéressant de confronter les résultats obtenus par ces approches si différentes, et de voir dans quelle mesure ils peuvent être complémentaires.

Si l'on considère que les smectites floconneuses sont d'origine détritique (ce qui a été précédemment admis), et que les modifications envisagées ont eu lieu à une période proche de celle de la sédimentation (ce qui sera discuté dans le paragraphe suivant), l'âge apparent d'une fraction granulométrique donnée peut être exprimé par l'équation suivante :

$$A = xA_1 + yA_2 \quad \text{équation (1)}$$

où A = âge apparent de la fraction considérée
 x = pourcentage de matériel détritique
 A_1 = âge apparent du matériel détritique
 y = pourcentage de matériel authigène
 A_2 = âge apparent du matériel authigène
 $x + y = 1$ (100 %)

Cette équation peut être utilisée pour estimer le pourcentage de matériel authigène que doit contenir la fraction très fine, pour que l'âge apparent de la fraction grossière (219 MA, dans notre cas) soit abaissé à la valeur mesurée de l'âge de la fraction fine (167 MA dans notre cas). On résout pour cela un système à deux équations (une par fraction granulométrique).

$$\begin{aligned} 167 &= xA_1 + y100 && \text{(fraction } < 0,4 \text{ } \mu\text{m)} \\ 219 &= x'A_1 + y'100 && \text{(fraction } 0,4 \text{ à } 2 \text{ } \mu\text{m)} \end{aligned}$$

100 MA = âge de la sédimentation (3BS, carotte 15, Albien moyen d'après Muller *et al.*, 1982 ; datations absolues Odin et Kennedy, 1982). Pour résoudre ce système, on admet que la fraction 0,4 à 2 µm ne contient que des particules détritiques ($y' = 0$), ce qui est faux en toute rigueur d'après le comptage, mais qui n'a pas d'importance au niveau du calcul puisque l'on veut apprécier un changement relatif. On a alors :

$$\begin{aligned} 167 &= xA_1 + y100 \\ 219 &= A_1 && (y' = 0 ; x' = 1) \end{aligned}$$

La résolution de ce système d'équations permet d'envisager que

la fraction inférieure à 0,4 μm contient environ 45 % de particules authigènes de plus que la fraction 0,4 à 2 μm .

Ce résultat peut être comparé à ceux obtenus par comptage de particules (cf fig. 6). Cependant, l'analyse isotopique prend en compte deux lots (détritique et authigène), tandis que les comptages permettent d'en distinguer trois (smectites floconneuses, mixtes et lattées). Pour une meilleure comparaison des deux types de résultats, il convient alors de ne distinguer que deux lots. Comme nous avons précédemment montré (cf IV-2.2.2.-b) que les smectites mixtes des fractions grossières sont peu riches en lattés, et que les smectites mixtes des fractions fines en contiennent beaucoup, nous adoptons la convention suivante :

+ Dans les fractions très fines ($< 0,4 \mu\text{m}$), la moitié du pourcentage de smectites mixtes peut être ajoutée au lot authigène, l'autre moitié au lot détritique.

+ Dans les autres fractions, le quart seulement du pourcentage de smectites mixtes peut être ajouté au lot authigène, les trois autres quarts au lot détritique.

On trouve ainsi que la fraction inférieure à 0,4 μm contient environ 70 % de particules authigènes, tandis que la fraction 0,4 à 2 μm n'en contient que 35 %. La fraction très fine contient donc 35 % de matériel authigène de plus que la fraction fine intermédiaire. D'après l'analyse isotopique, l'augmentation serait d'environ 45 %. La différence entre les deux valeurs n'est pas négligeable. Cependant, si l'on tient compte du fait que les approches sont très différentes, et que les comptages de particules donnent des résultats en pourcentages de surface et non de volume, ce résultat est plutôt satisfaisant et montre que les deux méthodes aboutissent à des résultats convergents.

d) Essai de datation de la diagenèse

La représentation graphique sur un diagramme (âge apparent d'une fraction donnée = $1/f$ (% de particules lattées authigènes contenues dans cette fraction), peut permettre d'estimer l'âge de la diagenèse.

En effet, l'ordonnée à l'origine de la droite obtenue dans un tel diagramme (cf fig. 33), correspond à l'âge d'une fraction qui contiendrait 100 % de particules lattées*, donc à l'âge théorique de leur formation. La figure 33 fournit un âge de l'ordre de 110 MA, ce qui signifie que la formation des particules lattées pourrait avoir eu lieu à une époque très proche de celle de la sédimentation (Albien moyen ≈ 100 MA, Odin et Kennedy, 1982).

e) Conclusions

La géochimie isotopique du strontium apporte de nouveaux arguments en faveur de l'authigenèse des smectites lattées. De plus, par la position de l'ordonnée à l'origine des droites obtenues, elle apporte un argument en faveur du phénomène de recristallisation par transformation, plutôt que par néoformation stricte. Enfin,

* Smectites lattées + smectites mixtes, selon la convention adoptée (voir texte, même page).

complétée par les données de comptages de particules, elle indique que les modifications diagénétiques observées ont probablement eu lieu peu de temps après la sédimentation.

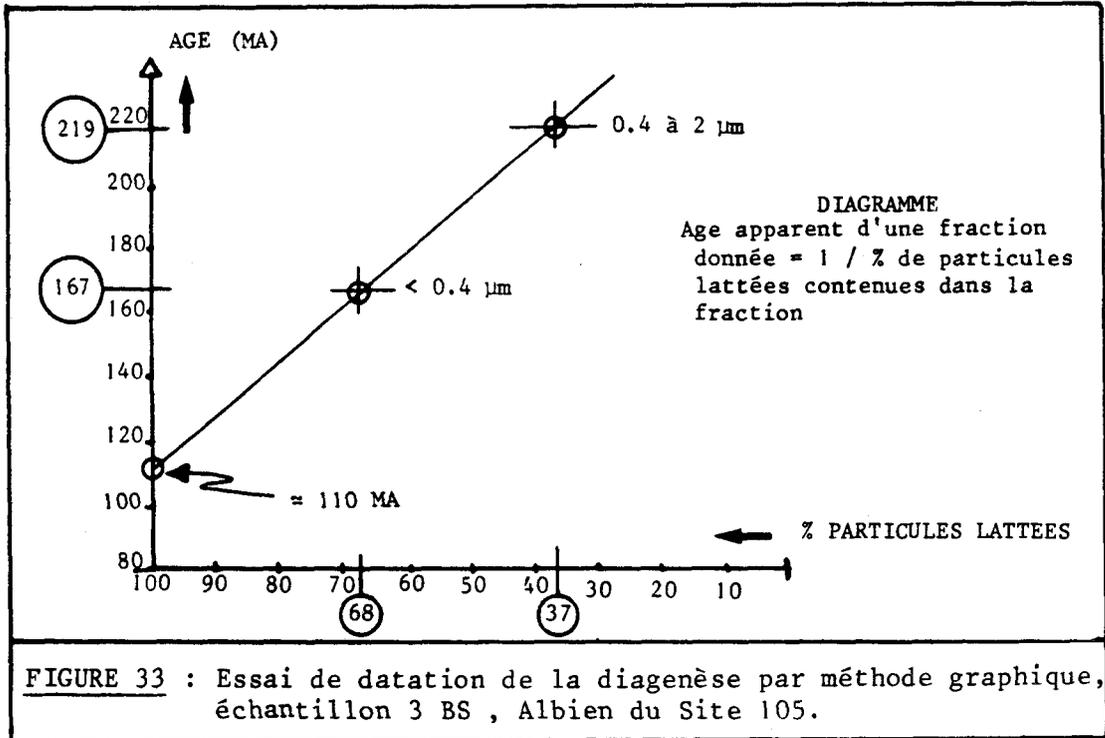


FIGURE 33 : Essai de datation de la diagenèse par méthode graphique, échantillon 3 BS, Albien du Site 105.

1.1.5 - Analyse des terres rares

Deux fractions granulométriques très fines, riches en smectites lattées, ont été analysées au laboratoire P. Süe de Saclay (anal. C. Bonnot-Courtois) : 1BS < 0,2 μm et 3BS < 0,4 μm (cf ann. 10). La figure 34 donne la courbe de distribution des terres rares dans ces échantillons, par rapport à la moyenne des shales (Piper, 1974). On remarque que les deux courbes sont identiques et plates, c'est-à-dire sans anomalie notable par rapport aux shales.

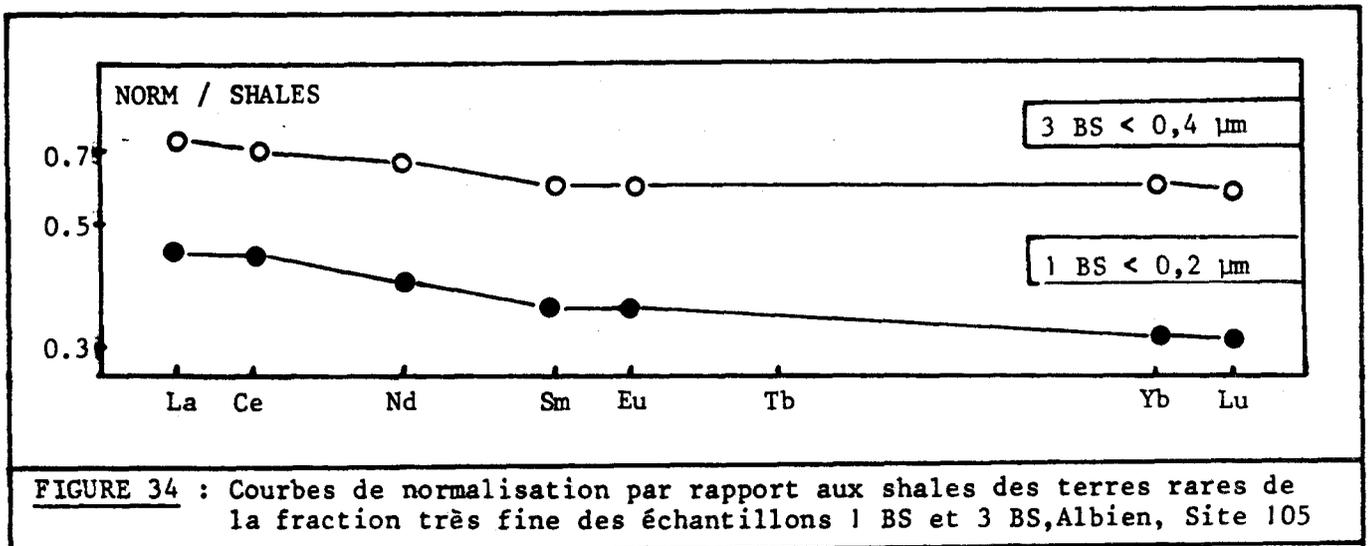


FIGURE 34 : Courbes de normalisation par rapport aux shales des terres rares de la fraction très fine des échantillons 1 BS et 3 BS, Albien, Site 105

L'existence d'une anomalie négative en cérium résulte généralement de modifications minérales en présence d'eau de mer (Courtois et Desprairies, 1978 ; Chamley et Bonnot-Courtois, 1981 ; Bonnot-Courtois, 1981). Son absence dans nos échantillons, où les isotopes du strontium se sont effectivement comportés comme des marqueurs d'authigenèse (cf paragraphe précédent), peut être due à plusieurs causes. ¹⁾ Le matériel étudié (smectites floconneuses et lattées) est totalement détritique (cf Courtois et Chamley, 1978), ou la quantité de matériel authigène est insuffisante pour que l'empreinte de l'eau de mer soit visible. Cette hypothèse peut être rejetée puisque nous avons montré par ailleurs que les smectites lattées sont authigènes, formées *in situ*, de plus très abondantes dans l'exemple étudié (cf tabl. 13). ²⁾ L'élaboration des smectites lattées a eu lieu au contact de l'eau de mer, mais le temps nécessaire aux échanges entre les minéraux authigènes et les terres rares du milieu marin a été insuffisant. Cependant, il paraît peu envisageable que l'authigenèse de smectites lattées en quantité importante (cf tabl. 13) se soit produite instantanément (à l'échelle géologique). Cette hypothèse nous paraît donc peu probable. ³⁾ L'élaboration des smectites lattées semble se faire à bilan chimique constant. Cela signifie que, si les modifications morphologiques induites par l'authigenèse des smectites lattées sont importantes, ce n'est pas le cas des modifications chimiques. En fait, comme nous l'avons vu précédemment, très peu d'éléments chimiques sont concernés par les modifications morphologiques observées. Dès lors, il est peut-être envisageable que les terres rares, éléments moins mobiles que le strontium (Bonnot-Courtois, comm. orale), nesoient pas mobilisées lors de l'évolution diagénétique qui conduit à l'élaboration des smectites lattées. Cette hypothèse pose la question des mécanismes de cette élaboration, et de son impact sur le sédiment, problèmes sur lesquels nous reviendrons plus loin (cf partie V). ⁴⁾ Les smectites lattées, formées *in situ* dans le sédiment, ne se sont pas développées au contact de l'eau de mer. Dans ce cas, il est nécessaire d'envisager que leur authigenèse a eu lieu après un certain enfouissement, lorsque le milieu interstitiel est isolé de l'influence de l'eau de mer. Cette hypothèse est compatible avec l'idée d'un "bilan chimique constant", et donc avec l'hypothèse ³⁾ précédemment évoquée. En effet, le milieu interstitiel peut être considéré comme fermé (confiné), donc peu variable, tandis que l'interface eau-sédiment est un milieu ouvert, donc variable. Cependant, cette hypothèse n'est pas argumentée par des données concernant le comportement des terres rares dans le milieu interstitiel, car il n'est pas connu (Bonnot-Courtois, comm. orale), tandis que celui du strontium l'est en partie (Clauer *et al.*, 1975).

Ainsi, nous ne sommes pas, pour l'instant, en mesure d'expliquer avec certitude l'absence d'anomalie négative en cérium dans les deux fractions étudiées. Cependant, les résultats obtenus sont intéressants à plusieurs titres. ¹⁾ Les spectres de terres rares des échantillons analysés n'apportent aucun argument en faveur d'une quelconque influence volcanique, ayant pu affecter la genèse des smectites lattées. ²⁾ Dans les sédiments étudiés, les isotopes du strontium se sont réellement comportés comme des marqueurs d'authigenèse, au contraire des terres rares. Les phénomènes diagénétiques décrits dans ce travail sont donc bien différents de ceux précédemment étudiés, dans des sédiments à faible taux de sédimentation et/ou d'origine volcanique, dans l'Océan Pacifique (Courtois et Hoffert, 1977 ; Hoffert *et al.*, 1978 ; Hoffert, 1980 ; Bonnot-Courtois, 1981 ;

Hoffert, 1980 ; Bonnot-Courtois, 1981 ; Karpoff *et al.*, 1981 ; Tlig, 1982), et dans l'Océan Atlantique (Courtois et Chamley, 1978 ; Bonnot-Courtois, 1981 ; Chamley et Bonnot-Courtois, 1981).

En conclusion, l'analyse des terres rares apporte une donnée essentielle : les phénomènes diagénétiques affectant les smectites et mis en évidence par l'existence de particules lattées authigènes, sont différents de ceux décrits jusqu'à présent dans le Pacifique et l'Atlantique. Leur principale particularité n'est pas d'être quantitativement moins importants, mais plutôt d'être chimiquement plus discrets. Il est probable que l'élaboration des smectites lattées s'est faite à bilan chimique constant, dans le milieu interstitiel isolé de l'eau de mer.

1.1.6 - Informations apportées par l'étude de l'environnement sédimentaire

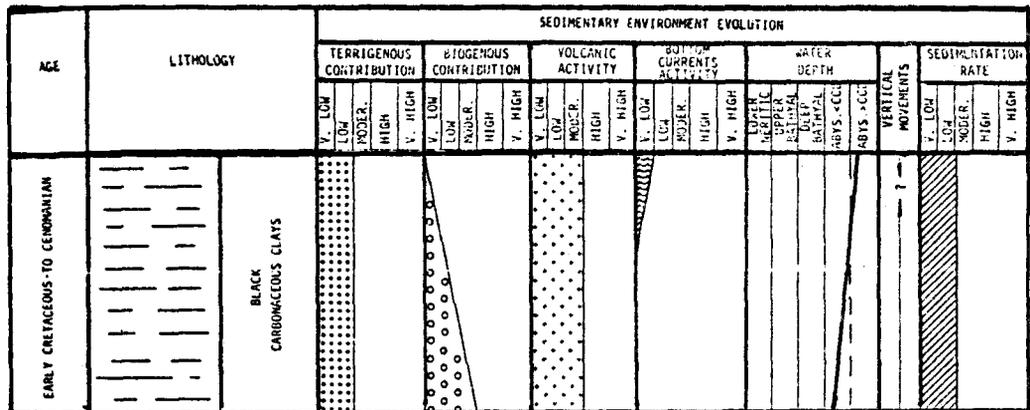


FIGURE 35 : Evolution de l'environnement sédimentaire dans le bassin Nord-Atlantique, du Crétacé inférieur au Cénomaniens (d'après LANCELOT *et al.*, 1972).

La figure 35, les données bibliographiques* et les divers résultats obtenus précédemment (*in* Partie III), permettent de caractériser l'environnement sédimentaire dans lequel se trouvent les smectites lattées authigènes de l'Albien du site 105.

Le bassin de sédimentation est profond (sous ou proche du NCC**), reçoit peu d'apports détritiques grossiers et n'est pas le siège d'importantes circulations océaniques de fond. Les conditions sont alternativement réductrices, favorables au dépôt des black-shales, et plus oxydantes. Le dépôt résultant de ces processus est une alternance d'argiles noires et vertes. Profondeur de dépôt et conditions anoxiques contribuent à l'absence ou à la faible abondance des restes d'organismes.

Le taux de sédimentation est faible (5 m/MA) à moyen (16 m/MA), suivant les auteurs (cf tabl. 8).

* Les références citées dans la Partie III ne sont pas redonnées ici.
 ** Niveau de compensation des carbonates.

La contribution de matériel volcanique initialement envisagée par certains auteurs ne semble pas importante (Chamley et Bonnot-Courtois, 1981). Les sédiments ne sont en effet marqués ni par l'influence du basalte sous-jacent, ni par celle de la dorsale, déjà trop éloignée du site 105 à l'Albien (Debrabant et Chamley, 1982). D'ailleurs nos résultats n'apportent aucun argument nouveau en faveur d'une telle contribution.

Les apports terrigènes fins sont principalement de nature argileuse. Les minéraux hérités les plus abondants sont les smectites, vraisemblablement issues surtout de sols développés sous climats tempérés chauds hydrolysants (Paquet, 1970). Leur présence en abondance témoigne de la stabilité des marges du jeune océan, durant la période albienne (réf. *in* Debrabant et Chamley, 1982). Dans les argilites noires, ces minéraux sont accompagnés par de la matière organique principalement d'origine continentale.

Le sédiment est le siège de néoformations diverses : pyrite, marcassite et sidérite qui sont typiques des milieux réducteurs ; opale et clinoptilolite (cf PLANCHE IV, photos 1 et 2).

1.1.7 - Conclusion

Dans huit échantillons provenant de trois carottes d'âge albioptien du site 105, nous mettons en évidence trois types morphologiques de smectites.

- . Des smectites à bords diffus et floconneux, vraisemblablement d'origine pédologique.*
- . Des smectites lattées authigènes formées en domaine marin.*
- . Des smectites de type mixte, en partie floconneuses et en partie lattées.*

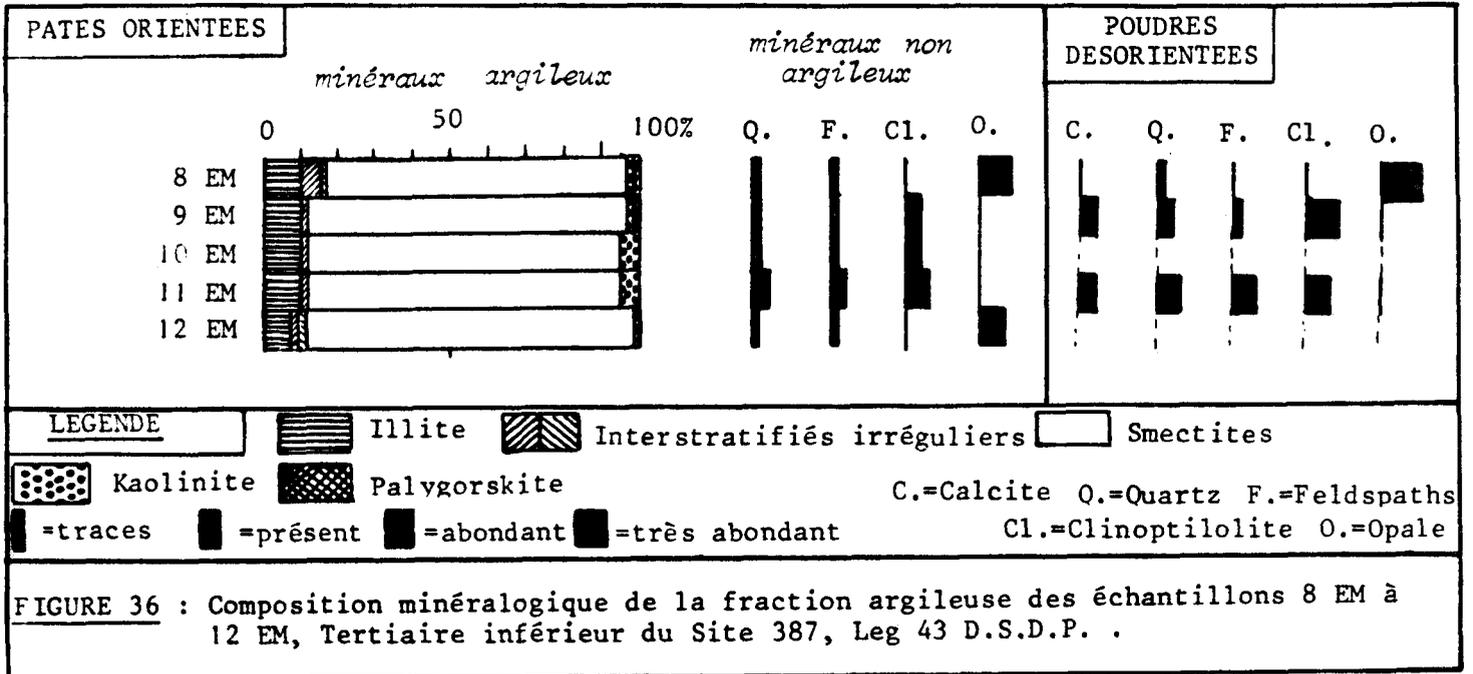
L'abondance relative des smectites lattées authigènes dans ces niveaux, a été estimée par comptage de particules sur micrographies agrandies. Le pourcentage de surface occupé par les particules lattées atteint 70 % dans les fractions très fines (< 0,4 μm) et peut représenter 40 %* de la fraction argileuse (< 2 μm). Il s'agit donc d'un phénomène d'importance notable.*

Plusieurs méthodes confirment que les smectites lattées se sont formées en milieu marin, et des arguments existent déjà pour tenter de préciser les mécanismes de leur genèse (néoformation ou transformation de matériel préexistant). Cette question sera cependant abordée plus loin (cf V-3-4), et seuls sont évoqués ici les faits réellement acquis concernant leur élaboration : ¹) La participation de matériel volcanique n'est pas reconnue. ²) La genèse s'est faite à bilan chimique constant. ³) Il est probable qu'elle a eu lieu dans le milieu interstitiel isolé de l'eau de mer, et qu'elle relève de phénomènes diagénétiques précoces.

Dans le cas du site 105, les smectites lattées sont abondantes dans un sédiment lentement déposé dans un bassin océanique profond, relativement confiné, et alimenté par des venues de matériel terrigène fin, minéral (surtout des smectites) et organique.

* Valeurs moyennes pour 100 % de smectites.

1.2 - LES SMECTITES DU TERTIAIRE INFÉRIEUR (SITE 387)



La fraction argileuse des cinq niveaux étudiés est dominée par les smectites (85 à 95 %), accompagnées d'illite (5 à 10 %), de kaolinite (traces à 5 %) et de traces de palygorskite (cf fig. 36).

1.2.1 - Morphologie (M. E. T.)

a) Observations

Les observations au M. E. T. permettent de classer les échantillons en deux catégories. ¹) Echantillons contenant des particules lattées abondantes, semblables à celles décrites dans le site 105 (9EM, 10EM et 11EM ; cf PLANCHE V, photo 3). L'illite, la kaolinite et la palygorskite y représentent 10 à 15 % de la fraction argileuse (< 2 µm), et 5 % seulement de la fraction très fine (< 0,4 µm). De plus, ces minéraux sont facilement reconnaissables sur les micrographies (cf PLANCHE V, photo 3). Les particules lattées, mixtes et floconneuses, sont donc toutes des smectites. ²) Echantillons ne contenant que de très rares particules lattées (8EM et 12EM ; cf PLANCHE V, photo 4). Les smectites sont donc essentiellement floconneuses et la nature des quelques lattés ne peut être déterminée avec certitude, même s'il est vraisemblable qu'il s'agit également de smectites.

b) Comptages de particules

Ils ont été effectués sur deux des trois niveaux contenant des smectites lattées abondantes (9EM et 11EM).

Les comptages effectués sur deux fractions granulométriques différentes de l'échantillon 9EM (< 0,4 µm et < 2 µm), confirment la bonne reproductibilité de la méthode (cf tabl. 16 ; voir aussi tabl. 12).

	% de surface occupé par chaque type de Sm. dans la fraction < 0,4 µm		
	SF	SM	SL
RESULTAT DIRECT comptage effectué sur la fraction < 0,4 µm	45	15	40
RESULTAT INDIRECT à partir d'un comptage effectué sur la fraction < 2 µm	40	15	45

Tableau 16 : Contrôle de la méthode de comptage : résultats obtenus sur deux fractions de l'échantillon 9 EM.
SF = smectites floconneuses ; SM = smectites mixtes ; SL = smectites lattées.

	Pourcentage de surface occupé par chaque type de smectite			Répartition des types de smectites dans les différentes classes granulométriques					
	Fraction < 2 µm			0,5 à 2 µm			< 0,5 µm		
	SF	SM	SL	SF	SM	SL	SF	SM	SL
9 EM	55 %	25 %	20 %	65 %	25 %	10 %	40 %	15 %	45 %
11 EM	35 %	20 %	45 %	50 %	25 %	25 %	15 %	10 %	75 %

Tableau 17 : Résultats de comptages de particules, échantillons de Tertiaire inférieur du Site 387, Leg 43 D.S.D.P. .
SF = smectites floconneuses ; SM = smectites mixtes
SL = smectites lattées.

La comparaison des échantillons 9EM et 11EM provenant du Tertiaire inférieur du site 387 (cf tabl. 17), et de ceux de l'Albien du site 105 (cf tabl. 13), conduit aux remarques suivantes. ¹) Les smectites lattées et de type mixte (mises en évidence dans ce travail), existent à des périodes géologiques différentes. ²) Les trois types de smectites se répartissent de la même manière dans les différentes classes granulométriques, à l'Albien et au Tertiaire inférieur. La fraction très fine du sédiment est enrichie en smectites lattées par rapport aux fractions fines intermédiaires. ³) Au Tertiaire inférieur, les smectites lattées peuvent être aussi abondantes qu'à l'Albien (11EM), mais également moins nombreuses (9EM).

c) Interprétations

La présence au Tertiaire inférieur, dans les échantillons 9EM, 10EM et 11EM, de smectites lattées en tous points semblables à celles

décrites dans l'Albien du site 105, nous permet d'envisager qu'elles sont également authigènes, formées en milieu marin.

L'absence de smectites lattées, et la présence des seules smectites floconneuses, dans les échantillons 8EM et 12EM, où l'abondance relative des smectites est aussi importante que dans les trois autres niveaux (85 à 95 %), amène plusieurs remarques. ¹⁾ En l'absence de marqueurs de phénomènes volcaniques, l'origine des smectites des échantillons 8EM et 12EM paraît essentiellement pédologique. ²⁾ Les sédiments du Tertiaire inférieur ne contiennent pas nécessairement de smectites authigènes, même si leur fraction argileuse est essentiellement smectitique. ³⁾ Dans un horizon sédimentaire homogène, dont la fraction argileuse contient 90 % de smectites et 10 % d'illite, on peut trouver des niveaux riches en smectites lattées authigènes, et d'autres ne contenant que des smectites détritiques. Il semble donc que par rapport aux niveaux ne contenant pas de smectites lattées, ceux qui en contiennent ne sont pas enrichis en smectites.

1.2.2 - Données minéralogiques complémentaires

a) Cristallinité des smectites

L'étude de la cristallinité des smectites de fractions granulométriques a porté sur les niveaux 8EM, 9EM et 11EM. Dans les trois cas, on observe une amélioration de l'indice de cristallinité (pic plus étroit) dans la fraction très fine par rapport aux fractions fines intermédiaires. Dans les niveaux 9EM et 11EM, cette information s'accorde avec la présence de smectites lattées plus abondantes dans la fraction très fine (cf tabl. 17, voir aussi texte page 64). En revanche, cette cause ne peut être évoquée pour le niveau 8EM qui ne contient pas de smectites lattées. Nous pensons donc que cette amélioration est liée à la forte diminution de l'opale dans la fraction très fine (cf ann. 4), et donc à une meilleure orientation de la préparation (voir texte page 47). Quoi qu'il en soit, les smectites de la fraction très fine du niveau 8EM sont moins bien cristallisées (7°) que celles des fractions très fines des niveaux 9EM (3°) et 11EM (4°) qui contiennent des smectites lattées.

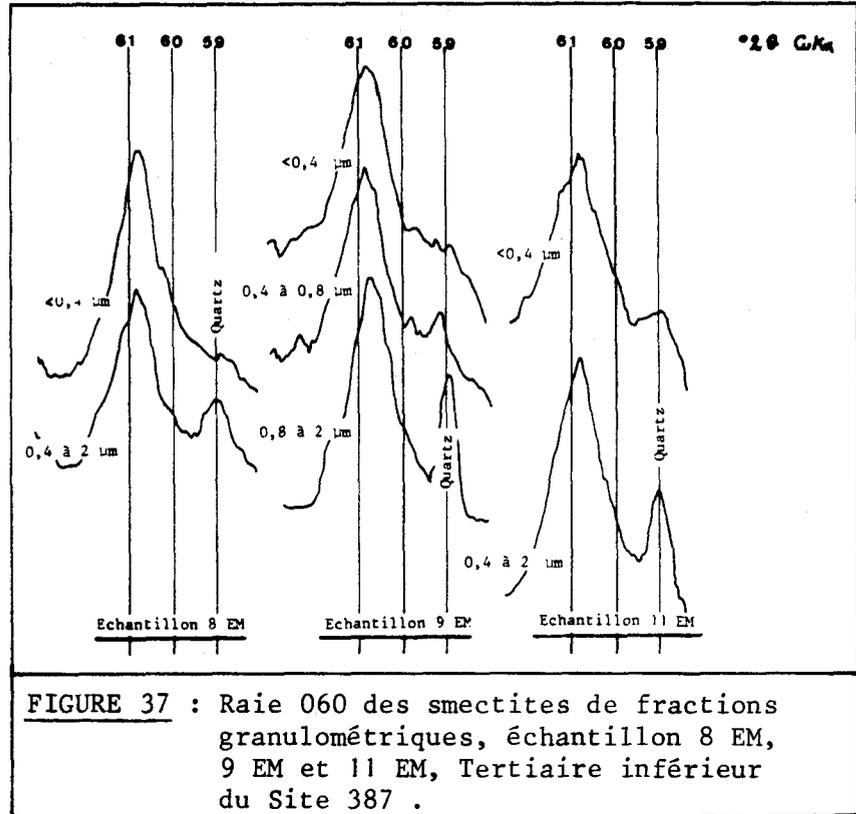
b) Raie 060

L'étude effectuée sur les sous-fractions granulométriques de la fraction argileuse des niveaux 8EM, 9EM et 11EM, témoigne de la stabilité de la position de la raie 060 à 1,501-1,502 Å (cf fig. 37).

Il s'agit de beidellites (paramètre $b = 9$, Nagelschmidt, 1938), dont la composition chimique ne varie pas de façon notable dans les divers échantillons (avec ou sans smectites lattées), ainsi que dans les différentes fractions granulométriques d'un même échantillon (cf Desprairies, 1983). Ainsi, comme dans l'Albien du site 105, l'élaboration des smectites lattées du Tertiaire inférieur du site 387 semble se faire à bilan chimique constant.

1.2.3 - Analyses chimiques

Les dosages ont été effectués par absorption atomique sur les échantillons suivants : 8EM < 2 μm et 0,4 à 2 μm ; 9EM < 2 μm , < 0,4 μm , 0,4 à 0,8 μm et 0,8 à 2 μm ; 11EM < 2 μm , < 0,4 μm et 0,4 à 2 μm (cf ann. 7).



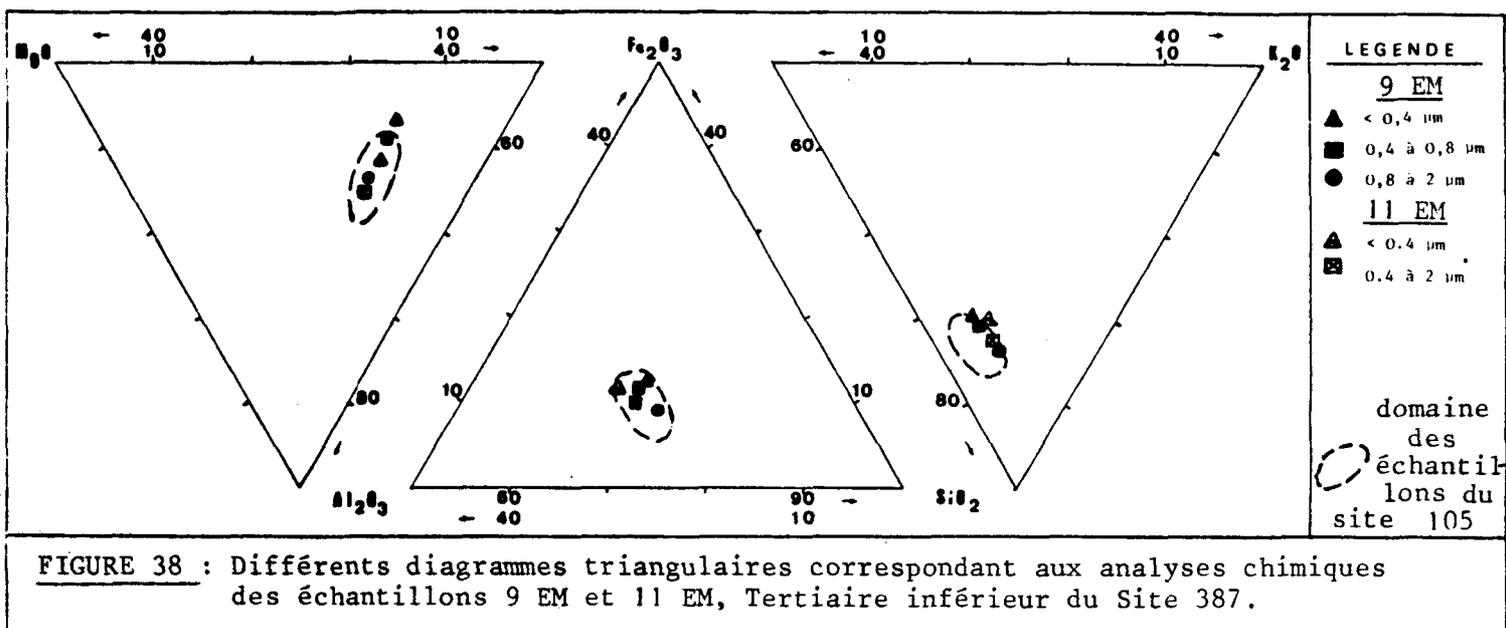
ECHANTILLON		SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃	MgO / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / MgO
8 EM	< 2 μm	8.4	0.3	0.17	1.7
	0,4 à 2 μm	10.4	0.2	0.15	1.7
9 EM	< 2 μm	3.2	0.5	0.19	2.6
	0,8 à 2 μm	3.4	0.4	0.16	2.5
	0,4 à 0,8 μm	3.1	0.5	0.19	2.6
	< 0,4 μm	3.3	0.6	0.22	2.7
11 EM	< 2 μm	2.9	0.4	0.16	2.6
	0,4 à 2 μm	3.0	0.4	0.16	2.5
	< 0,4 μm	2.7	0.45	0.17	2.6

TABLEAU 18 : Valeur des rapports entre les principaux éléments majeurs dans les fractions granulométriques et la fraction argileuse de trois échantillons de Tertiaire inférieur, Site 387 Leg 43 D.S.D.P.



Le niveau 8EM contient un taux de silice élevé (80 %), en raison de la présence d'opale abondante, et il n'est donc pas possible de faire une comparaison directe avec les deux autres niveaux. De ce fait, nous avons choisi de comparer des rapports entre éléments (cf tabl. 18). On note ainsi que le fer est moins abondant dans l'échantillon 8EM que dans les deux autres (rapports Fe₂O₃/Al₂O₃ et Fe₂O₃/MgO). Ceci pourrait s'expliquer par une richesse moindre en fer, des

smectites floconneuses de ce niveau par rapport aux smectites lattées présentes en 9EM et 11EM. Cette hypothèse ne peut cependant être retenue, car le niveau 11EM, très enrichi en smectites lattées, est celui qui contient le moins de fer (cf tabl. 18 ; voir aussi fig. 38). L'appauvrissement en fer du niveau 8EM par rapport aux deux autres est donc lié à d'autres causes, qui pourraient être minéralogiques. En effet, l'échantillon 8EM est moins riche en smectites (cf fig. 36). De plus, les niveaux 9EM et 11EM, de teintes respectivement beige clair et jaune paille, contiennent sans doute davantage d'oxydes de fer que le 8EM, blanchâtre. Enfin, la présence de clinoptilolites ferromagnésiennes (voir paragraphe suivant) dans les niveaux 9EM et 11EM peut également intervenir dans le même sens.



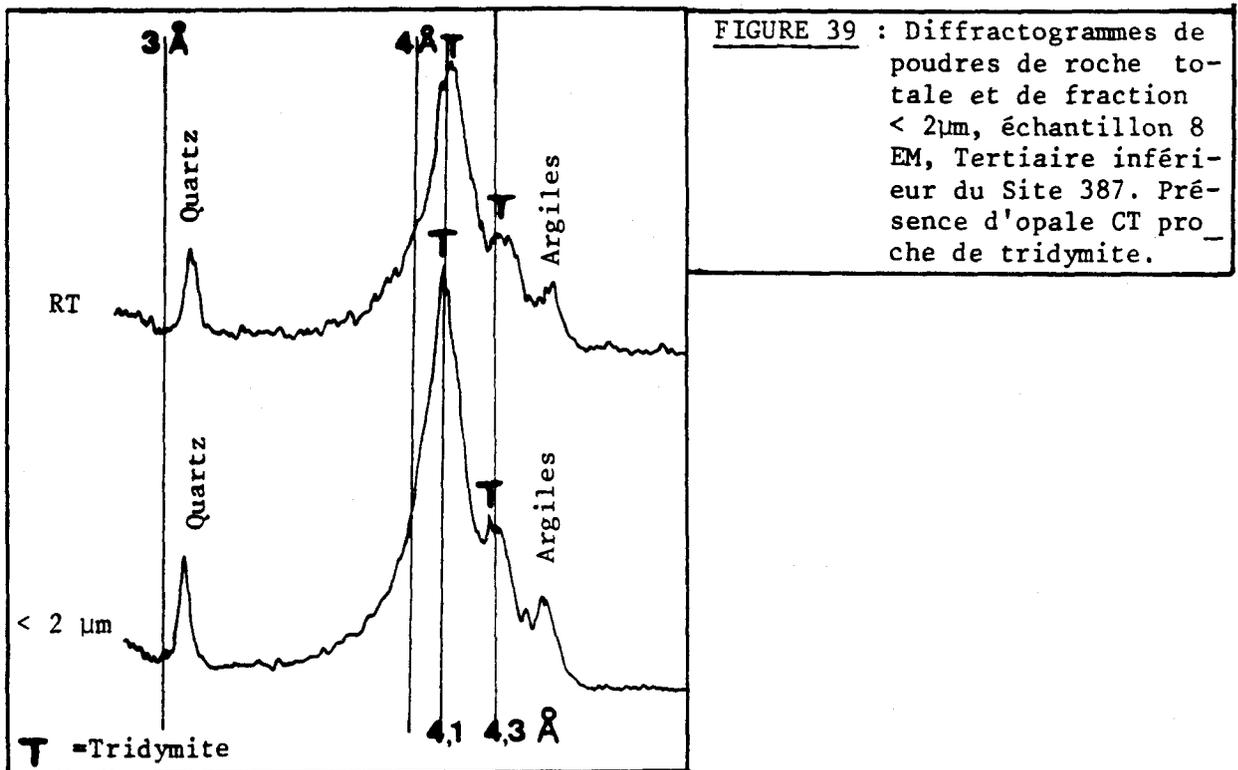
Les dosages, effectués sur les diverses fractions granulométriques des échantillons 9EM et 11EM, sont reportés dans trois diagrammes triangulaires (cf fig. 38), et conduisent aux observations suivantes. ¹) La composition chimique des fractions analysées est semblable à celle des fractions analogues des niveaux des black-shales albiens du site 105 (cf fig. 27). Ce résultat est en accord avec l'existence, dans les deux séries, de fractions argileuses constituées essentiellement de smectites qui sont toujours des beidellites. ²) Dans les deux échantillons, les fractions très fines sont plus riches en fer que les fractions fines intermédiaires. Cependant, comme nous l'avons écrit plus haut pour les échantillons albiens, il ne semble pas que cet enrichissement en fer soit lié à l'augmentation de l'abondance des smectites lattées (11EM plus riche en smectites lattées, mais plus pauvre en fer). Nous considérerons donc que la variation des teneurs en fer constatée sur les différentes fractions granulométriques, est liée à celle de la composition minéralogique (augmentation de l'abondance relative des smectites dans les fractions très fines. ³) Les teneurs en éléments majeurs et en traces ne témoignent jamais d'une participation de matériel volcanique ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ très faible, éléments traces en quantités habituelles ; Débrabant et Chamley, 1982 ; cf ann. 7).

1.2.4 - Informations apportées par l'étude de l'environnement sédimentaire

Les observations au M. E. T. ayant mis en évidence l'existence de niveaux avec et sans smectites lattées, il est intéressant de chercher à comparer les deux types, à l'aide de données plus générales (cf références et résultat *in* Partie III).

Les cinq niveaux échantillonnés sont des argilites biosiliceuses pélagiques de teintes claires, souvent homogènes (9EM, 10EM et 11EM), parfois enrichies en restes d'organismes siliceux (radio-laires : 8EM et 12EM), et parfois bioturbées (présence d'argiles sombres, 12EM) (cf Tucholke, Vogt *et al.*, 1979).

La vitesse de sédimentation donnée dans le tableau 10 est d'environ 15 m/MA. Seuls les sédiments de la base de la carotte 23 (éch. 11EM) se sont déposés plus lentement : 8 m/MA (Tucholke, Vogt *et al.*, 1979). Cette donnée nous permet déjà d'envisager l'existence d'une liaison entre le taux de smectites lattées et la vitesse de sédimentation, et nous reviendrons sur ce point dans la suite de ce travail (cf IV-3.3).



L'étude des minéraux accessoires de la fraction argileuse révèle les faits suivants. ¹) Le quartz et les feldspaths sont présents en traces dans tous les échantillons, ce qui semble témoigner d'apports détritiques constants durant le dépôt. ²) L'opale, abondante dans les niveaux 8EM et 12EM, est aisée à reconnaître sur les diffractogrammes et les micrographies électroniques (cf fig. 39 et PLANCHE V, photo 4). Ses réflexions sur les diffractogrammes relatifs à la roche totale et à la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$, sont pla-

NIVEAU	N°	LITHOLOGIE	VITESSE DE SEDIMENTATION (d'après TUCHOLKE, VOGT et al. (1979))		ABONDANCE RELATIVE DE LA SMECTITE	CRISTAL-LINITE DE LA SMECTITE	MINERAUX ACCESSOIRES (fraction < 2 µm)	%SMECTITES LATTÉES (pour 100% de smectites /fraction < 2 µm)
22-3-100	8 EM	argilite à radiolaires (blanchâtre)	carotte 22	15 m/MA	85%	11°	OPALE (tridymite) +++	0%
23-2-140	9 EM	argilite beige clair à jaune paille	carotte 23 partie inf. partie sup.	15 m/MA	90%	5°	CLINOPT. ++	20%
23-4-10	10 EM			?	85%	5°	OPALE (traces) CLINOPT. +	PRESENTES (? non calculé)
23-5-50	11 EM			8 m/MA	85%	5°	CLINOPT. ++	45%
24-1-80	12 EM	argilite à radiolaires (gris clair bioturbée)	carotte 24	13 m/MA	95%	8°	OPALE (tridymite) ++	0% (traces)
+ minéral présent. ++ minéral abondant. +++ minéral très abondant								
TABLEAU 19 : Synthèse des principales données concernant les échantillons de Tertiaire inférieur du Site 387, Leg 43 D.S.D.P. .								

Les niveaux à smectites lattées contiennent d'abondantes clinoptilolites ferromagnésiennes, tandis que ceux à smectites floconneuses renferment d'abondants cristallites d'opale (proche de la tridymite). La signification de ces associations minérales importantes pour l'étude du bilan minéralogique sera discutée dans le chapitre suivant (cf IV-3-5)

Il ne semble pas y avoir de lien entre la vitesse de sédimentation et la présence de smectites lattées. En revanche, si l'on compare entre eux des niveaux contenant des smectites lattées, la quantité de smectites authigènes paraît plus importante dans les niveaux déposés plus lentement (cf IV-3-3).

Les résultats des analyses géochimiques confirment l'idée dégagée lors de l'étude du site 105 : l'élaboration des smectites lattées se fait à bilan chimique constant.

1.3 - CONCLUSION A L'ETUDE DES DEUX FORAGES

Nous ne rappellerons ici que les interprétations essentielles, et les questions nouvelles auxquelles nous nous efforcerons de répondre par la suite.

Les résultats acquis :

Les smectites de l'Albien du site 105 et du Tertiaire inférieur du site 387, ne sont ni uniquement détritiques, comme cela était jusqu'à présent envisagé, ni d'origine volcanique, comme certains l'imaginaient. Leur origine est en partie authigène (smectites lattées), et en partie détritique (smectites floconneuses, surtout pédogéniques) ; et tous les intermédiaires existent (smectites mixtes).

Dans les forages étudiés, l'élaboration des smectites lattées se fait à bilan chimique constant. Elle ne semble pas se faire dans la partie du

sédiment directement en contact avec l'eau de mer (données des terres rares), et relève sans doute de phénomènes diagénétiques précoces (données des isotopes du strontium et comptages de particules).

La présence ou l'absence de smectites lattées n'est pas directement liée au taux de sédimentation.

Les questions posées :

Les smectites lattées peuvent-elles se former dans d'autres milieux que les bassins océaniques profonds étudiés ici ?

La vitesse de sédimentation influence-t-elle systématiquement sur la quantité de smectites authigènes élaborées ?

Comment l'authigenèse des smectites est-elle liée à celle d'autres silicates tels que la clinoptilolite, et est-elle systématiquement incompatible avec celle d'opale en abondance ? Peut-elle être génétiquement liée à d'autres phases authigènes (glauconies) ?

2 - LES SMECTITES DES AUTRES COUPES OU SONDAGES : CONFIRMATION DES RESULTATS ET CAS PARTICULIERS

Après avoir exposé en détail les résultats et interprétations des deux forages choisis comme exemples, nous regroupons dans ce chapitre les données relatives aux autres coupes et sondages. Nous nous limiterons ici aux faits essentiels et aux cas particuliers. Les résultats détaillés sont consignés dans les différentes annexes.

2.1 - MORPHOLOGIE DES SMECTITES

L'observation au M. E. T. des différents échantillons albiens et tertiaire inférieur montre des niveaux à particules lattées très rares, voire absentes, et d'autres à particules mixtes et lattées d'abondance variée.

Les niveaux à particules lattées très rares sont les suivants.

¹) Argiles du Gault de Wissant, compris entre les niveaux phosphatés P₅ et P₆ (base de l'Albien supérieur). L'absence de smectites lattées s'observe en même temps que celle de la glauconie, et que la diminution de l'abondance et de la cristallinité de l'ensemble des smectites. Une relation smectites-glauconies semble donc exister et nous étudierons sa signification dans la suite de ce travail (cf IV-3.4). ²) Argiles rouges du Paléocène moyen du site 386 (niveau 7EM : cf PLANCHE V, photo 5). ³) Sable thanétien continental du Cap d'Ailly (niveau 8ET : PLANCHE V, photo 1). ⁴) Niveaux très riches en opale C. T. (proche de la tridymite) du Landénien des sondages belges de Mol et Kallo (3ET et 6ET) ; ce cas, semblable à celui que nous avons étudié précédemment dans le site 387, pose à nouveau le problème des relations smectite-opale C. T. ⁵) Tertiaire inférieur du site 398 (cf PLANCHE II, photo 1).

Les niveaux contenant des particules mixtes et lattées sont les plus fréquents. On montre que ces particules sont des smectites, de la même

manière que nous l'avions fait lors de l'étude des sites 105 et 387 : leur abondance augmente systématiquement dans les fractions granulométriques très fines ($< 0,5 \mu\text{m}$), appauvries en illite et kaolinite. De plus, elles sont différentes des argiles fibreuses et la confusion avec ces minéraux n'est pas possible.

La forme des smectites mixtes et lattées de ces niveaux est généralement la même que celle décrite dans les sites 105 et 387 (cf PLANCHE V, photo 6 et PLANCHE VI, photos 1 et 2). Elles n'ont que très rarement une allure différente, plus trapue, et sont alors assemblées très régulièrement, selon des angles de 60 à 120° , en un système de "lattes de parquet" (cf PLANCHE VI, photo 4).

De nombreux comptages de particules ont été effectués sur ces échantillons, mais pas toujours sur la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$, pour les raisons suivantes. ¹⁾ Dans certains cas, les micrographies de fractions inférieures à $2 \mu\text{m}$ ne permettent pas d'avoir une idée correcte des particules les plus grossières ($1,5$ à $2 \mu\text{m}$), car elles sont trop peu nombreuses dans cette fraction. Nous avons alors choisi de ne tenir compte que de particules inférieures à $1,5 \mu\text{m}$ dans les comptages. ²⁾ La qualité de nos micrographies est parfois meilleure pour la fraction très fine ($< 0,5 \mu\text{m}$) ou la fraction fine ($< 1 \mu\text{m}$), que pour la fraction argileuse. Le comptage est alors effectué sur la meilleure micrographie. ³⁾ Dans le cas de l'échantillon 18BS (Aptien supérieur du site 400), nous donnons les résultats pour la fraction argileuse, mais il s'agit de pourcentages recalculés à partir des résultats des comptages effectués sur chacune des trois sous-fractions suivantes : $< 0,4 \mu\text{m}$; $0,4$ à $0,8 \mu\text{m}$ et $0,8$ à $2 \mu\text{m}$, et des résultats de la granulométrie (SEDIGRAPH) (cf tabl. 20).

		% de surface occupé par chaque type de Sm dans différentes fractions		
		SF	SM	SL
18 BS	FRACTION $0,8$ à $2 \mu\text{m}$	85%	15%	0%
	FRACTION $0,4$ à $0,8 \mu\text{m}$	60%	20%	20%
	FRACTION $< 0,4 \mu\text{m}$	35%	15%	50%

TABLEAU 20 : Résultats de comptages de particules effectués sur trois fractions granulométriques de l'échantillon 18 BS, blacks-shales aptien supérieur du Site 400

SF = smectites floconneuses ; SM = smectites mixtes ; SL = smectites lattées.

Les résultats des comptages effectués montrent que l'abondance des smectites mixtes et lattées est très variable (cf tabl. 21).

Ces résultats confirment de plus que les smectites lattées sont toujours principalement concentrées dans les fractions les plus fines ($< 0,5 \mu\text{m}$).

Notons que l'observation au microscope électronique à balayage de fragments non traités de cinq échantillons (argiles du Gault, black-shales

FORMATION	N °	POURCENTAGE DE SURFACE OCCUPE PAR CHAQUE TYPE DE SMECTITE			REPARTITION DES TYPES DE SMECTITES DANS LES DIFFERENTES CLASSES GRANULOMETRIQUES					
		SF	SM	SL	fraction sur laquelle est effectué le comptage			fraction complémentaire		fraction très fine (< 0,5 µm)
					SF	SM	SL	SF	SM	SL
ARGILES DU GAULT	.1AG	45 %	20 %	35 % <i>(fraction < 1 µm)</i>	50%	40%	10%	40%	15%	45%
	2AG	50 %	20 %	30 % <i>(fraction < 1 µm)</i>	60%	25%	15%	45%	20%	35%
	3AG	55 %	25 %	20 % <i>(fraction < 1 µm)</i>	70%	15%	15%	45%	30%	25%
	4AG	70 %	15 %	15 % <i>(fraction < 1 µm)</i>	80%	20%	0%	65%	15%	20%
	7AG	90 %	5 %	5 % <i>(fraction < 1 µm)</i>	100%	0%	0%	90%	3%	7%
SITE 400 A	16BS	25 %	40 %	35 %	40%	45%	15%	20%	15%	65%
	18BS	65 %	15 %	20 % <i>(% recalculés)</i>	75%	15%	10%	35%	15%	50%
SITE 402	20BS	65 %	25 %	10 % <i>(fraction < 1,5 µm)</i>	70%	30%	0%	60%	15%	25%
SONDAGE DE MOL	1ET	30 %	15 %	55 % <i>(fraction < 1,5 µm)</i>	50%	30%	20%	15%	5%	80%
	3ET	85 %	15 %	0 % <i>(fraction < 1,5 µm)</i>	80%	20%	0%	90%	5%	5%
	4ET	75 %	15 %	10 % <i>(fraction < 1,5 µm)</i>	85%	10%	5%	55%	20%	25%
NORD DE LA FRANCE	9ET	40 %	20 %	40 %	60%	25%	15%	12,5%	12,5%	75%
	11ET	65 %	15 %	20 % <i>(fraction < 0,5 µm)</i>	-	-	-	65%	15%	20%
	12ET	70 %	15 %	15 %	80%	15%	15%	50%	20%	30%
SITE 386	6EM	35 %	10 %	55 % <i>(fraction < 0,5 µm)</i>	-	-	-	35%	10%	55%

TABEAU 21 : Résultats de comptages de particules: argiles du Gault, Site 400 A, sondage de Mol, Tertiaire inférieur du Nord de la France, Site 386.

SF = smectites floconneuses ; SM = smectites mixtes ;
SL = smectites lattées.



du site 400, Tertiaire inférieur des sites 386 et 119), n'a pas permis la mise en évidence de minéraux argileux authigènes, malgré la présence de smectites lattées abondantes.

2.2 - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU STRONTIUM

2.2.1 - Analyse des résultats

L'analyse des résultats, dont le détail est donné dans l'annexe 11, montre deux cas de comportements différents des isotopes du strontium, résumés ci-après.

a) Premier cas : échantillons contenant des smectites lattées

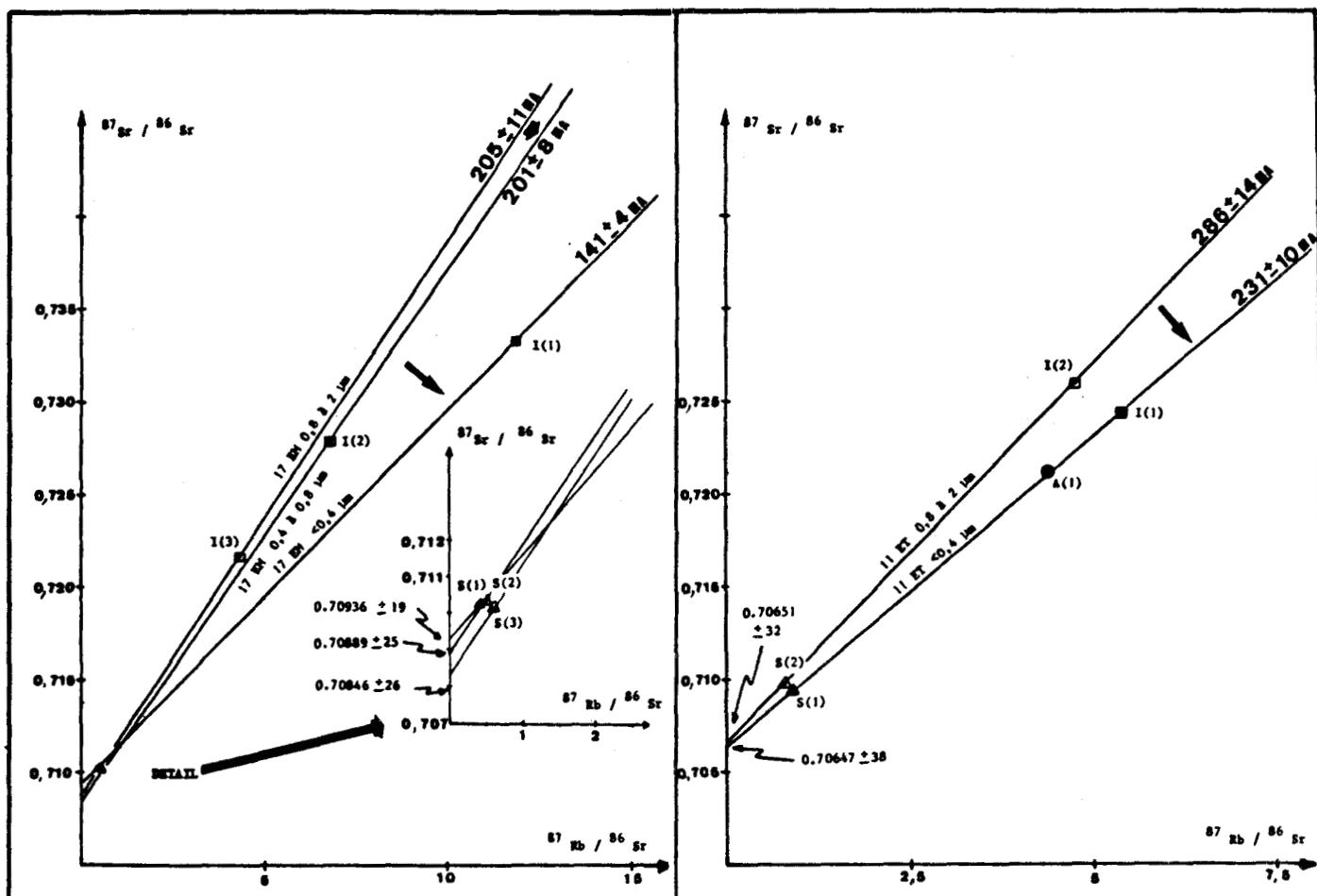


FIGURE 41 : Géochimie isotopique du strontium, échantillons 17EM (Tertiaire inférieur du site 119), et 11ET (Thanétien du Mont-de-la-Chapelle).

Le comportement des isotopes du strontium reste semblable à celui trouvé pour l'Albien du site 105 : l'âge apparent des fractions granulométriques est d'autant plus jeune que celles-ci sont plus fines (ex. fig. 41). Comme les fractions les plus fines sont les plus riches en smectites lattées, c'est probablement leur présence qui détermine l'âge apparent moindre des fractions granulométriques très fines, par rapport à celui des autres fractions. Ce

fait souligner également le caractère authigène des smectites lattées.

Ce cas a été rencontré dans les échantillons suivants : 1AG (argiles du Gault de Wissant : fig. 43) ; 18BS (Aptien supérieur du site 400 : fig. 44) ; 4ET (marnes de Gelinden : fig. 46) ; 11ET (argile thanétienne à unios et cyrènes du Mont-de-la-Chapelle : fig. 41) ; 12ET (argiles de Louvil, Thanétien de Boiry-Notre-Dame : fig. 45) ; 17EM (Tertiaire inférieur du site 119 : fig. 41).

Comme dans l'échantillon 3BS du site 105 (cf fig. 32), l'ordonnée à l'origine des droites correspondant aux différentes fractions granulométriques varie avec la taille de ces fractions. La valeur des points correspondants augmente en effet, des fractions grossières vers les fractions fines. Cela signifie que l'élaboration des smectites lattées a fait intervenir un strontium différent de celui du milieu ambiant, habituellement adsorbé à la surface des particules. Il peut s'agir de strontium, enrichi en ^{87}Sr , issu de particules détritiques, initialement présentes dans le sédiment (cf texte, page 75).

L'analyse des échantillons précités (ex. fig. 41), conduit donc à confirmer et généraliser les hypothèses émises précédemment : *les smectites lattées sont authigènes, et leur élaboration a fait intervenir au moins en partie du strontium issu de particules détritiques initiales.*

b) Deuxième cas : échantillons ne contenant pas de smectites lattées

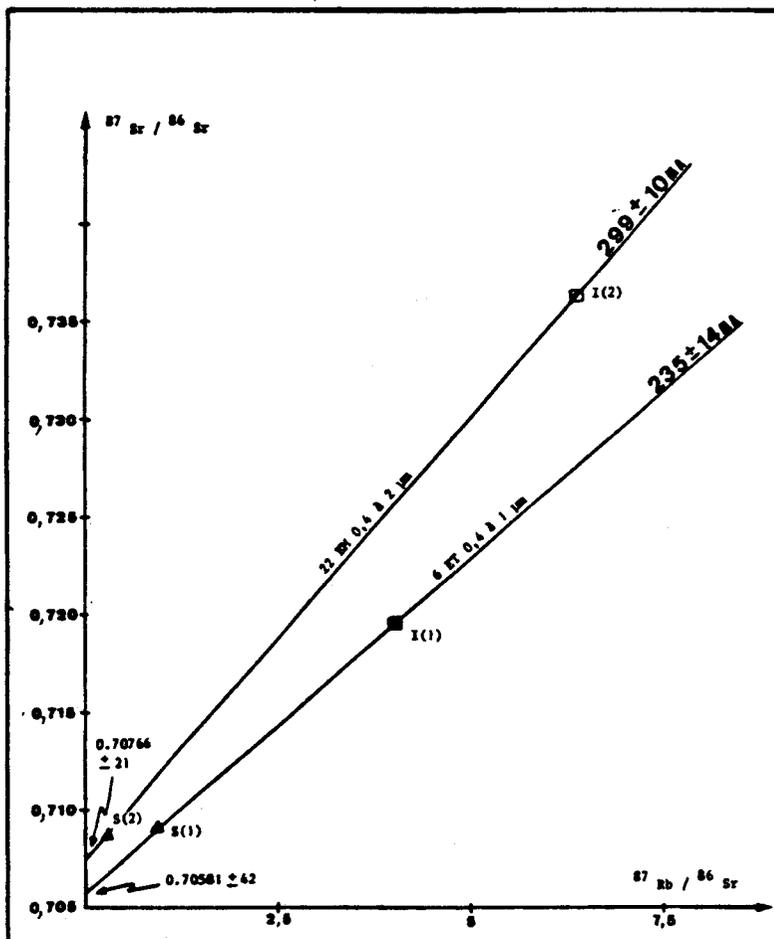


FIGURE 42 :

Géochimie isotopique du strontium, échantillons 22EM (Tertiaire inférieur du site 398) et 6ET (Landénien du sondage de Kallo) .

Deux échantillons de ce type ont été analysés (cf fig. 42) et les résultats sont les suivants. ¹) Niveau 6ET (Landénien, sondage de Kallo) : l'âge apparent obtenu pour la fraction fine intermédiaire 0,4 à 1 μm (235 ± 14 MA), est élevé en regard de celui obtenu pour des fractions granulométriques comparables contenant des smectites lattées authigènes (exemples : 12 ET 0,4 à 0,8 μm : 202 ± 7 MA, cf fig. 45 ; 17EM 0,4 à 0,8 μm : 201 ± 8 MA, cf fig. 41). ²) Niveau 22EM (Tertiaire inférieur du site 398) : l'âge apparent obtenu pour la fraction 0,4 à 2 μm (299 ± 10 MA) est élevé par rapport à celui de fractions plus grossières contenant encore des particules mixtes partiellement authigènes (12ET 0,8 à 2 μm : 234 ± 9 MA, cf fig. 45 ; 6EM 0,8 à 2 μm : 260 ± 13 MA, cf ann. 11 ; 17EM 0,8 à 2 μm : 205 ± 11 MA, cf fig. 41). Cet âge apparent est par contre voisin de celui obtenu pour la fraction 0,8 à 2 μm de l'échantillon 11ET (cf fig. 41) qui, contenant peu de smectites authigènes dans sa fraction très fine ($< 0,5$ μm , cf tabl. 21), n'en contient pratiquement pas dans sa fraction grossière (0,8 à 2 μm).

Les deux exemples étudiés montrent que l'âge apparent de fractions granulométriques ne contenant pas de smectites lattées est toujours supérieur à celui de fractions équivalentes qui en contiennent. Ceci constitue un argument par défaut en faveur de l'authigénèse des smectites lattées.

2.2.2 - Essais de datation de la diagenèse

Nous avons mis au point une méthode graphique qui permet, en utilisant les données de la géochimie isotopique du strontium et les résultats des comptages de particules, d'estimer l'âge de l'authigénèse des smectites (cf texte page 77). Son application conduit à considérer deux cas.

a) Cas où la méthode est applicable

+ Echantillon IAG : argiles du Gault de Wissant (base de l'Albien moyen) (cf fig. 43). Nous avons réalisé l'essai de datation de l'authigénèse à l'aide de données de comptages de particules effectués avec des calibres $< 0,4$ μm et 0,4 à 2 μm et considéré que l'âge apparent de la fraction inférieure à 0,4 μm est la moyenne arithmétique des âges apparents des fractions inférieures à 0,2 μm et 0,2 à 0,4 μm [175 MA = $(159$ MA + 190 MA/2)]. L'âge théorique de la diagenèse ainsi obtenu est d'environ 104 MA, c'est-à-dire proche de celui de la sédimentation (Albien = 95 à 107 MA : Odin et Kennedy, 1982 ; et la datation des glauconies de ce niveau par la méthode Rb-Sr donne un âge d'environ 100 MA : Keppens, 1981).

Notons que, en plus des droites correspondant aux fractions analysées, nous avons reporté sur la figure 43 le point A G29 (d'après Bonhomme *et al.*, 1968*) qui correspond à la matrice argileuse des marnes glauconieuses de la base de l'Albien moyen (équivalent stratigraphique du niveau IAG), provenant d'un sondage implanté lors de l'étude du tunnel sous la Manche. La position du point analytique est très proche des droites que nous avons obtenues pour le niveau IAG, confirmant ainsi la bonne reproductibilité de la méthode, à plusieurs années d'intervalle.

* Analyses U. L. P. Strasbourg, conditions analytiques voisines de celles de ce travail, avec cependant un spectromètre de masse moins performant.

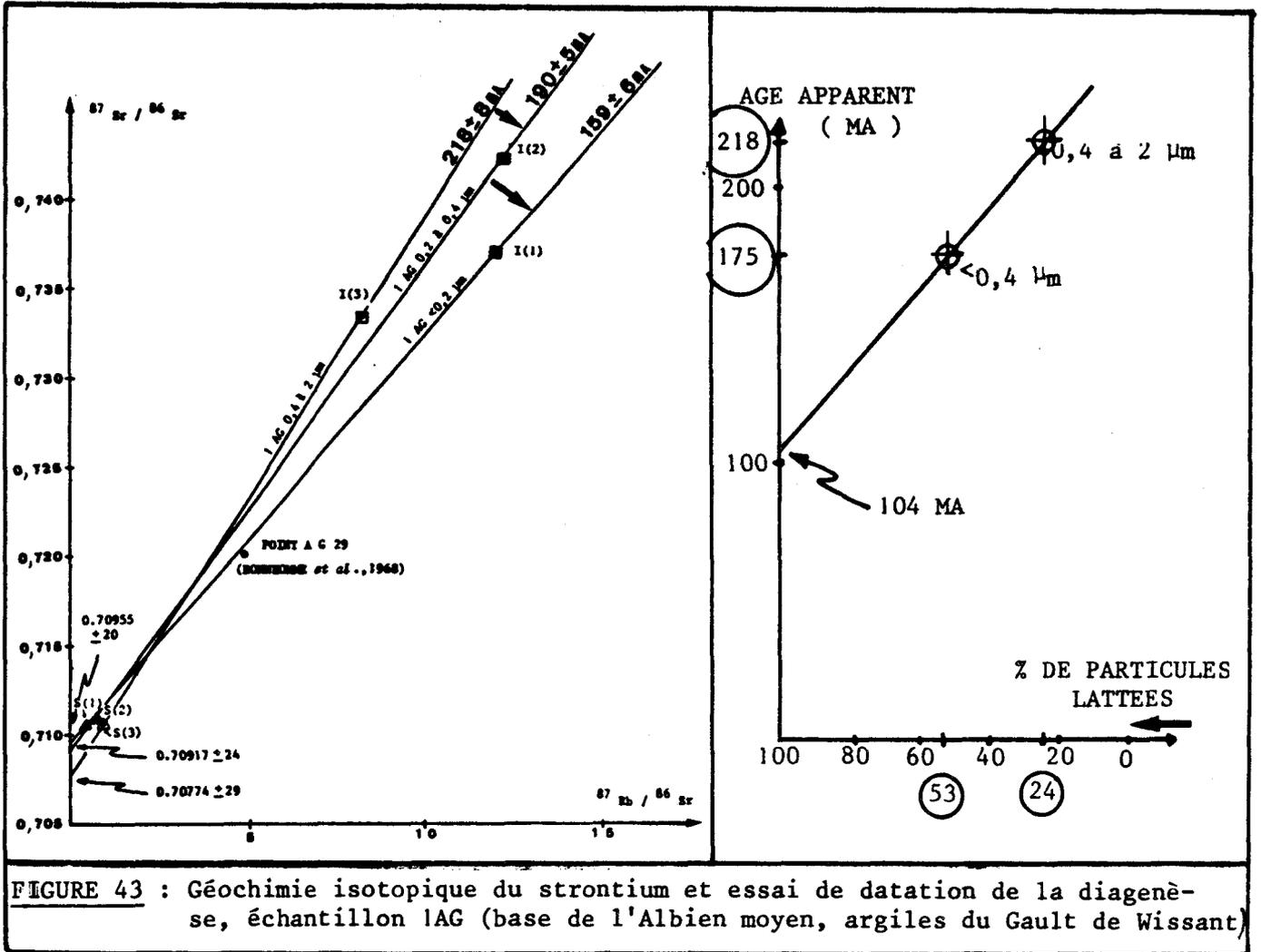


FIGURE 43 : Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon IAG (base de l'Albien moyen, argiles du Gault de Wissant)

+ Echantillon 18BS : black-shales de l'Aptien supérieur du site 400. Trois fractions granulométriques de cet échantillon ont été étudiées : $< 0,4 \mu\text{m}$; $0,4 \text{ à } 0,8 \mu\text{m}$ et $0,8 \text{ à } 2 \mu\text{m}$ (cf fig. 44).

L'âge apparent obtenu pour la fraction $0,8 \text{ à } 2 \mu\text{m}$ est particulièrement élevé ($380 \pm 13 \text{ MA}$) par rapport à celui des deux autres ($0,4 \text{ à } 0,8 \mu\text{m}$: $193 \pm 7 \text{ MA}$; $0,4 \mu\text{m}$: $154 \pm 7 \text{ MA}$). Cependant, les calculs de bilan suggèrent que cette valeur pourrait être due à un problème analytique (cf calculs de bilan, ann. 11). Nous n'en avons donc pas tenu compte.

L'essai de datation de la diagenèse effectué à partir des fractions $0,4 \mu\text{m}$ et $0,4 \text{ à } 0,8 \mu\text{m}$ conduit à proposer un âge théorique de 104 MA , pour l'authigenèse des smectites lattées, c'est-à-dire proche de celui de la sédimentation (voir réf. plus haut).

+ Echantillon 12ET (Argiles de Louvil, Thanétien de Boiry-Notre-Dame). L'âge de la diagenèse obtenu par méthode graphique est de 56 MA (cf fig. 45).

En résumé, dans les trois cas étudiés, l'âge de la diagenèse obtenu par méthode graphique, est proche de celui de la sédimentation. On peut donc envisager que l'authigenèse des smectites lattées relève dans ces cas (Albo-Aptien et Tertiaire inférieur) de phénomènes diagenétiques précoces.

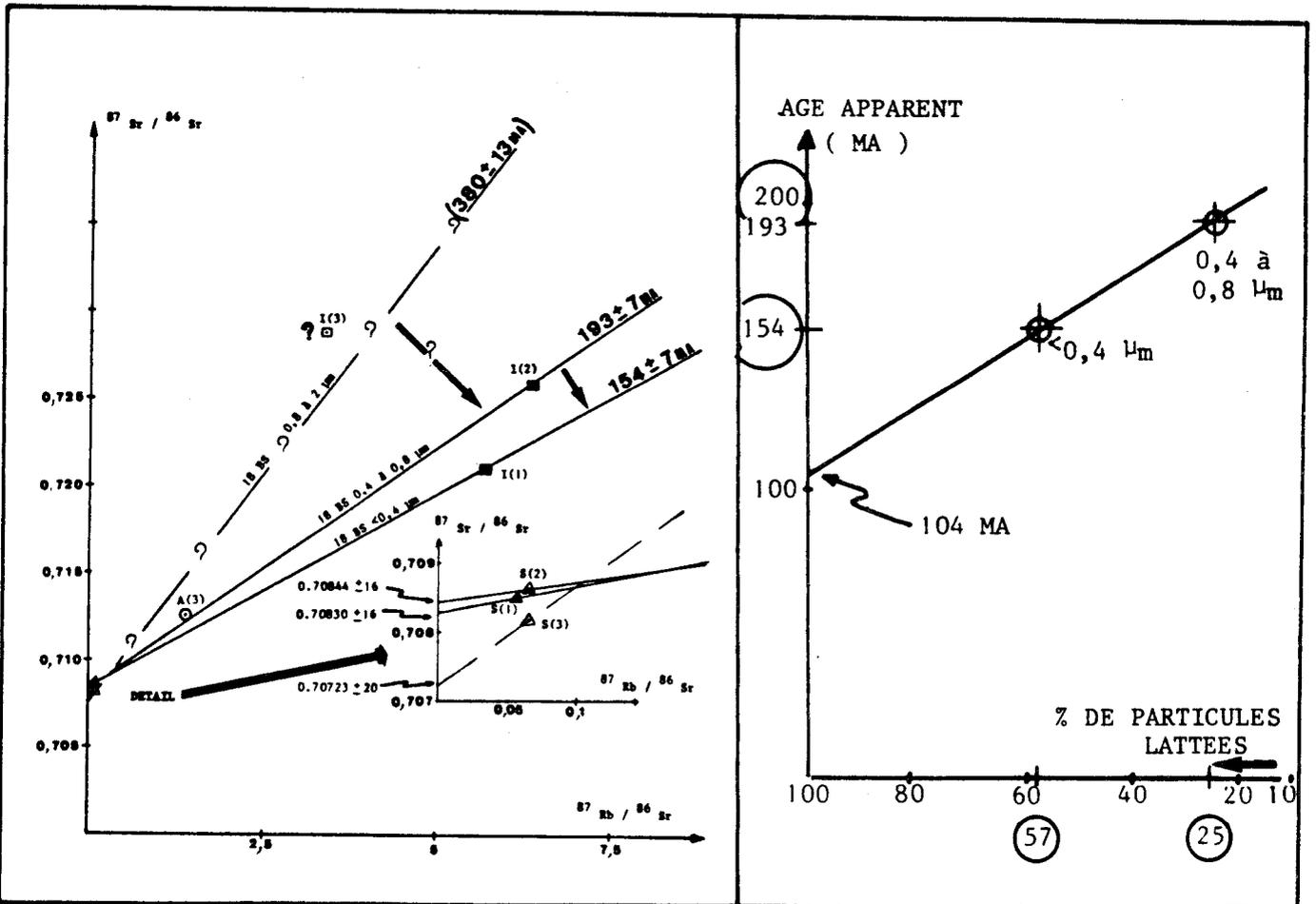


FIGURE 44 : Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 18BS (black-shales aptien supérieur du site 400) .

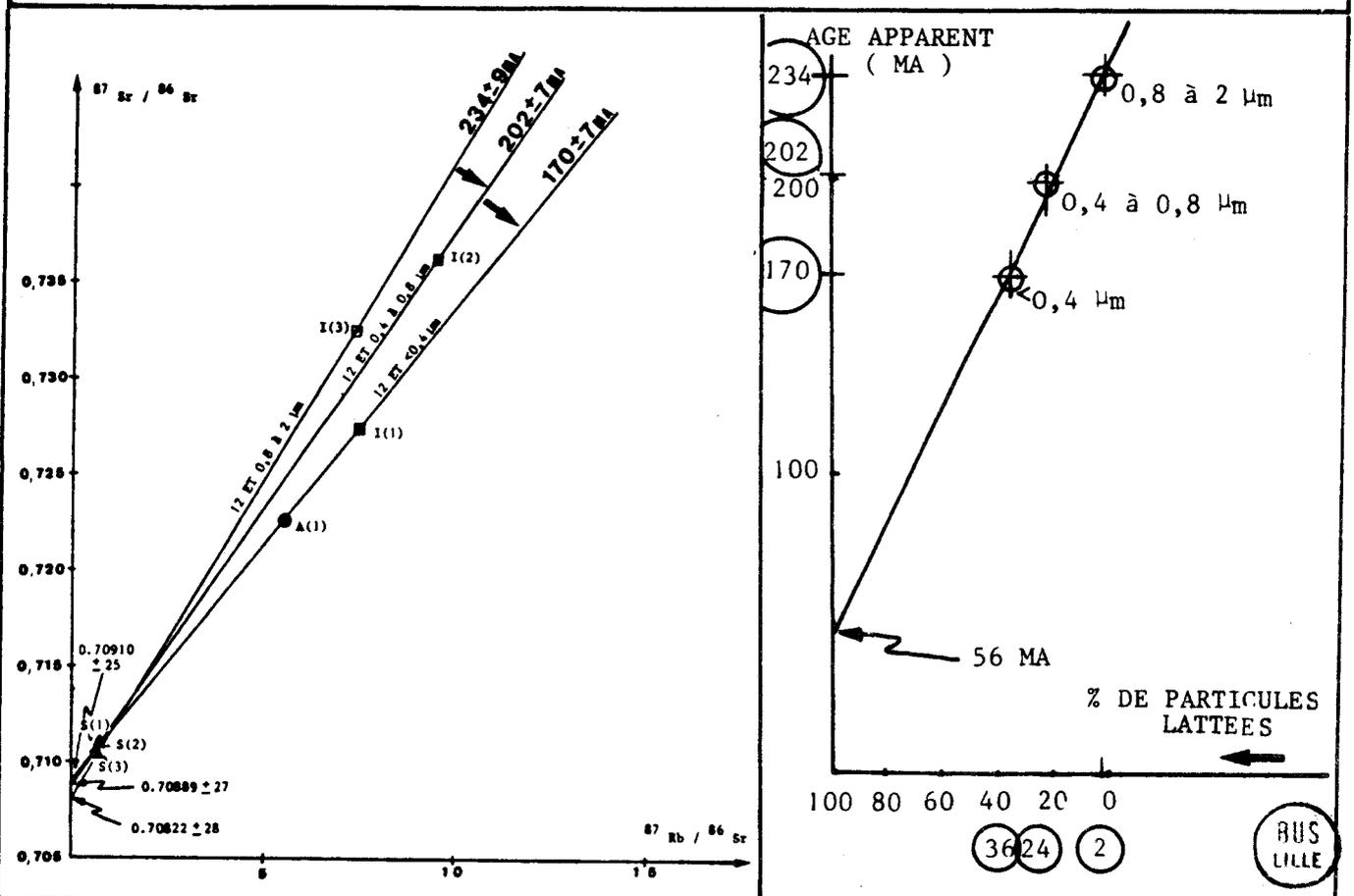


FIGURE 45 : Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 12ET (argiles de Louvil, Thanétien de Boiry-Notre-Dame)

b) Cas où la méthode n'est pas applicable

L'analyse isotopique du strontium de l'échantillon 4ET (Marnes de Gelinden, Heersien du sondage de Mol), confirme le caractère authigène des smectites lattées qu'il contient (cf fig. 46A). Cependant, l'essai de datation de la diagenèse effectué conduit à un résultat aberrant (cf fig. 46 : l'authigenèse des smectites lattées devrait avoir lieu dans 40 MA). Ceci peut être dû à trois causes.

- 1) Les âges apparents mesurés sont entâchés d'une erreur analytique. Cependant, les erreurs relatives sur les mesures et le calcul de bilan effectué pour la fraction < 2 µm (cf ann. 11) montrent que les analyses se sont passées dans des conditions normales, et cette cause peut être écartée.
- 2) Les comptages de particules ont conduit à minimiser l'abondance des smectites authigènes. Cette cause ne peut non plus être évoquée, car l'examen comparé des micrographies confirme la faible abondance des smectites lattées dans ce niveau.
- 3) Les comptages de particules ont sous-estimé l'abondance des minéraux authigènes, en ne comptabilisant que les smectites et pas d'autres phases authigènes du sédiment, telles que les zéolites, que la géochimie isotopique prend, elle, en compte. La présence de clinoptilolite néoformée aurait alors abaissé l'âge apparent des fractions analysées dans cet échantillon, pourtant pauvre en particules lattées. Dans ce cas, la datation de la diagenèse n'est plus utilisable, car deux phases authigènes déterminent le comportement des isotopes du strontium. Cette hypothèse est en accord avec la distribution des terres rares, comme nous le verrons plus loin (cf fig. 49 et texte page).

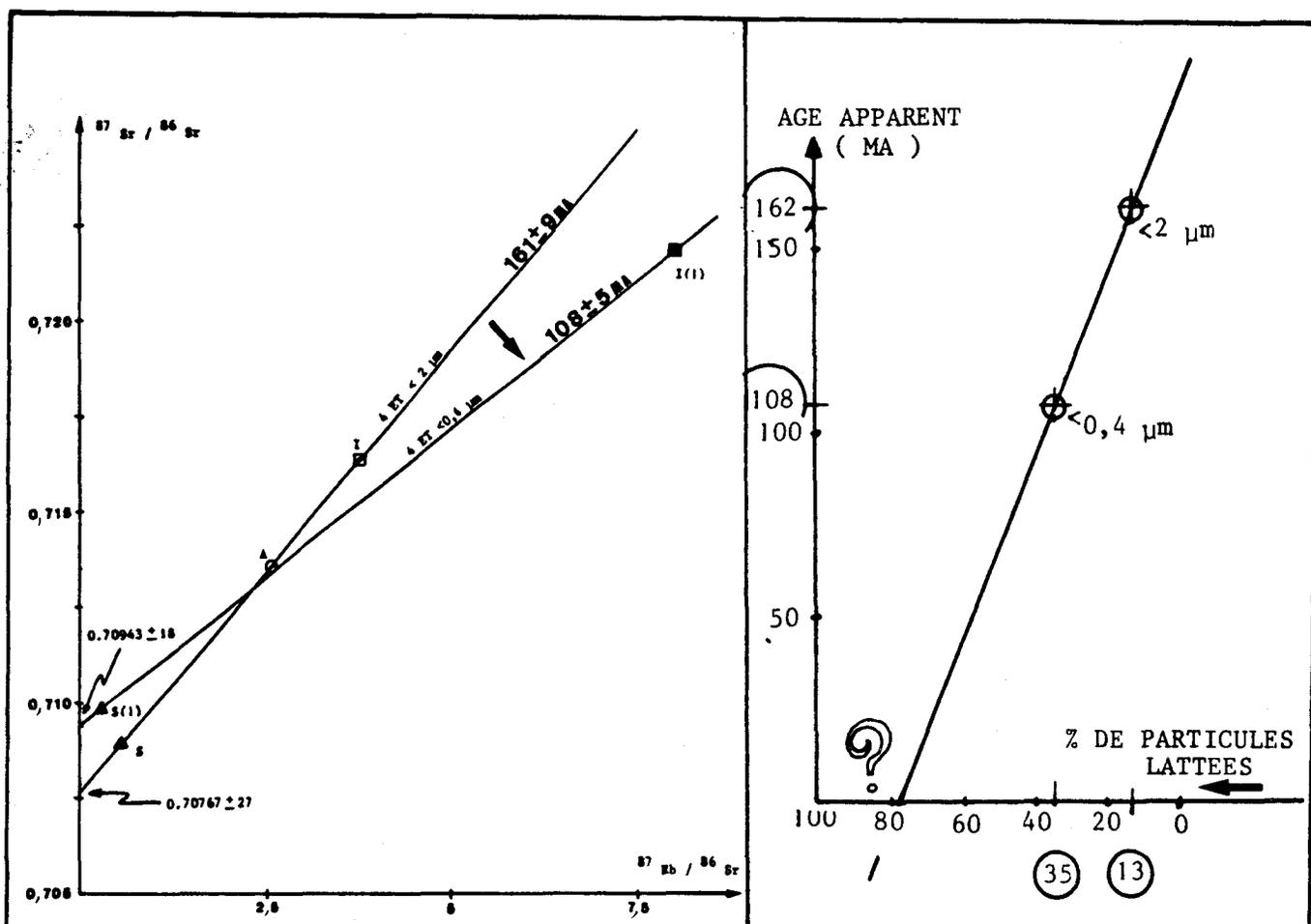


FIGURE 46 : Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 4ET (marnes de Gelinden, sondage de Mol) .

2.2.3 - Cas particulier

Les résultats de l'analyse isotopique du strontium de l'échantillon 8ET (sable continental du Thanétien du Cap d'Ailly), dépourvu de smectites lattées, montrent un comportement différent de celui des autres cas (cf fig. 47). En effet, l'âge apparent le plus jeune est celui de la fraction 0,2 à 0,4 μm (130 ± 31 MA), les deux autres fractions ayant des âges apparents nettement supérieurs ($< 0,2 \mu\text{m}$: 221 ± 26 MA ; $0,4 \text{ à } 2 \mu\text{m}$: 236 ± 114 MA). Ceci constitue une preuve supplémentaire par défaut de l'authigenèse des smectites lattées, puisque le comportement des isotopes du strontium est différent dans ce niveau ne contenant pas de smectites lattées, de ce qui a été observé dans les niveaux qui en contiennent.

Quant à l'interprétation des âges apparents obtenus pour ces diverses fractions, il nous paraît difficile de conclure, étant donnée l'importante erreur relative constatée sur les mesures (cf tabl. 22).

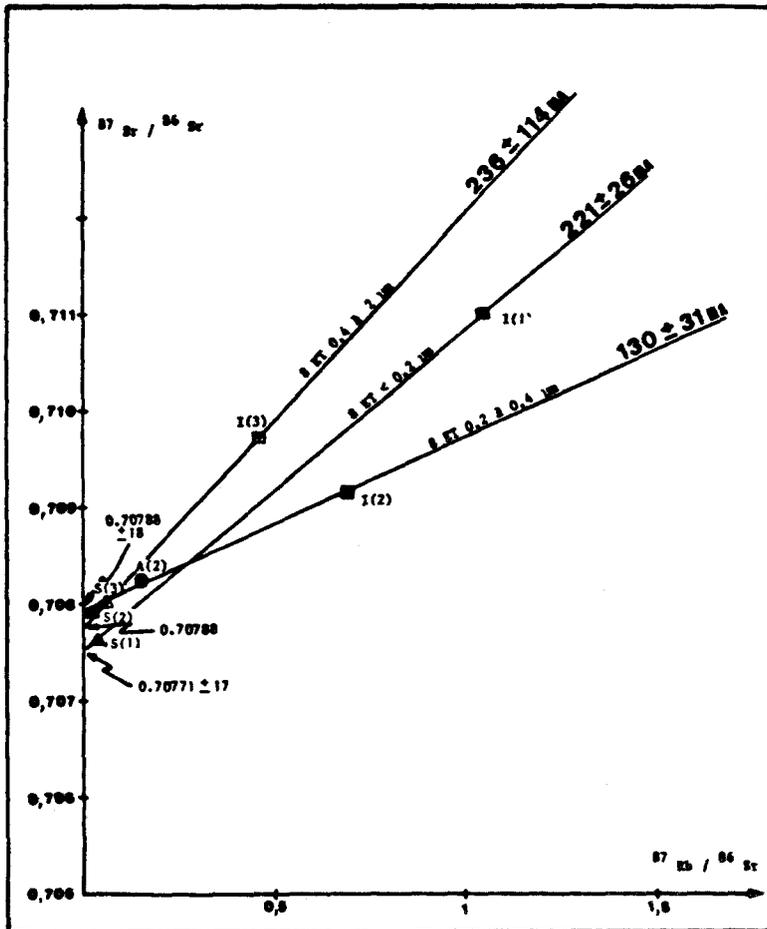
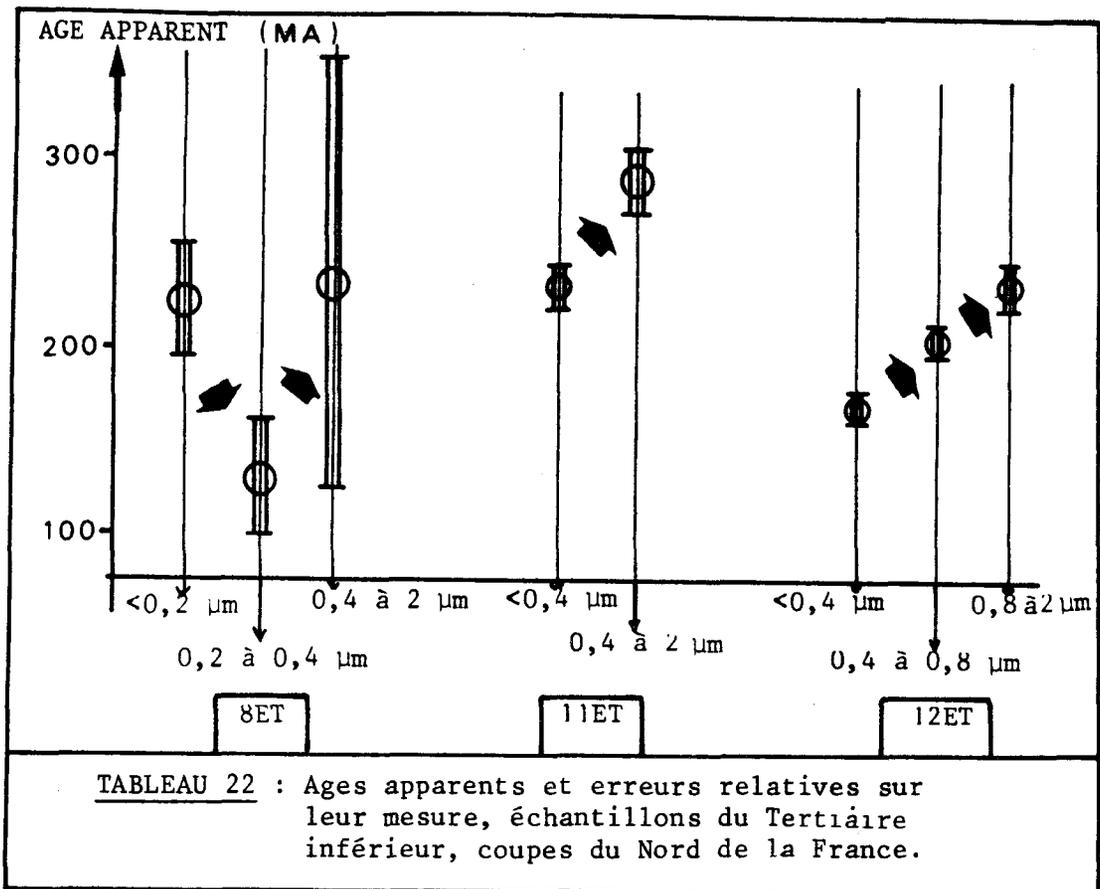


FIGURE 47 :
Géochimie isotopique du strontium, échantillon 8ET (sable Thanétien continental du Cap d'Ailly)





2.3 - ANALYSE DES TERRES RARES

2.3.1 - Confirmation des résultats précédents

Dans la plupart des cas étudiés, les courbes de distribution des terres rares sont sans anomalie, quelles que soient les fractions granulométriques (cf fig. 48). Ce comportement des terres rares, associé à la présence de smectites lattées authigènes a été largement discuté lors de l'étude du site 105 (cf texte page 79). Il semble ainsi possible que les smectites lattées aient été élaborées dans le milieu interstitiel, isolé des influences de l'eau de mer.

2.3.2 - Cas particuliers

Dans deux cas, l'analyse des terres rares a permis de mettre en évidence l'existence d'anomalies dans leur distribution par rapport aux shales. Ces anomalies ne sont d'ailleurs pas liées à la présence de smectites lattées, et ne modifient donc pas les hypothèses émises quant à leur authigenèse.

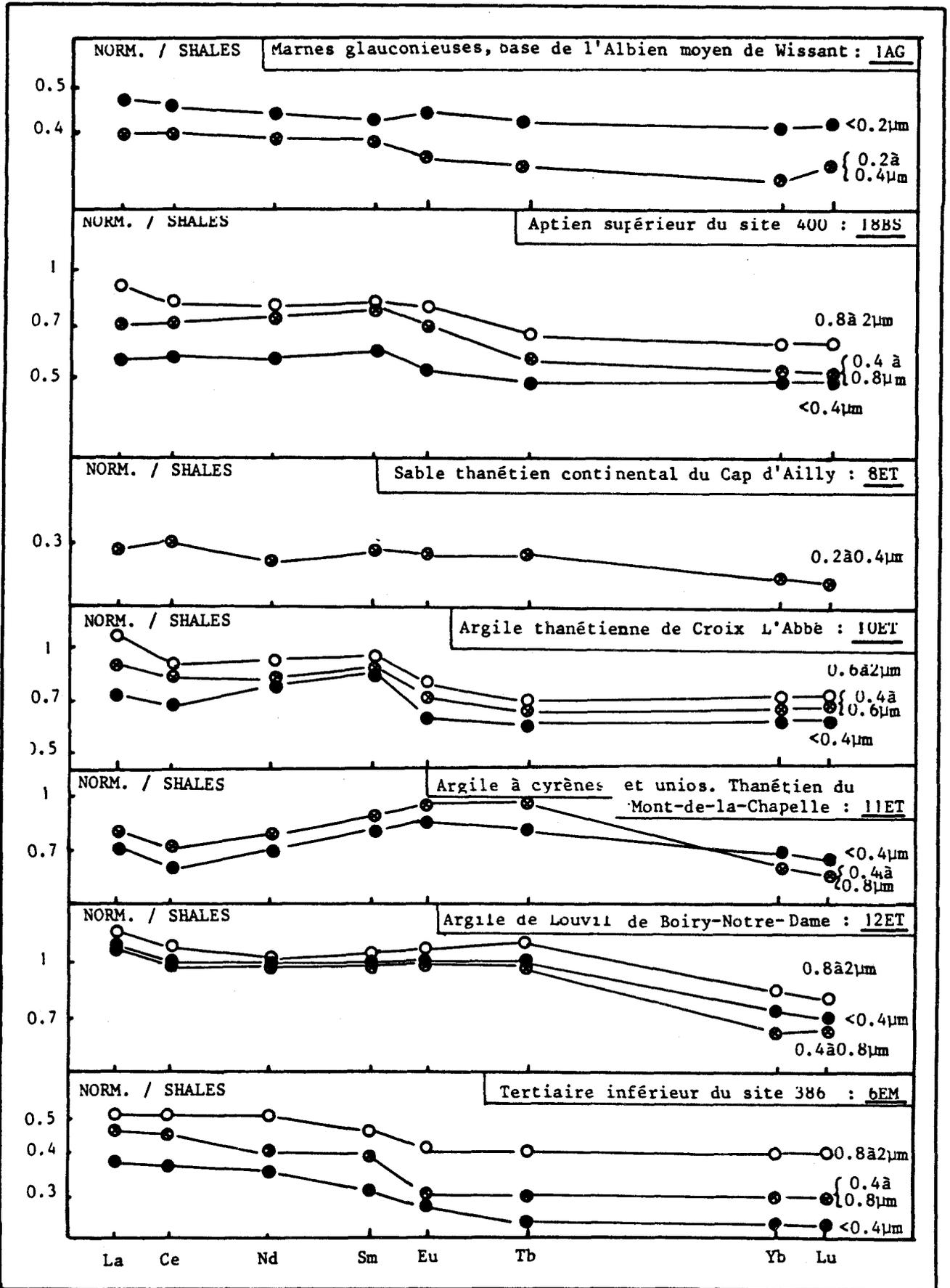


FIGURE 48 : Courbes de normalisation par rapport aux shales des terres rares des échantillons 1AG, 18BS, 8ET, 10ET, 11ET, 12ET et 6EM .

BUS LILLE

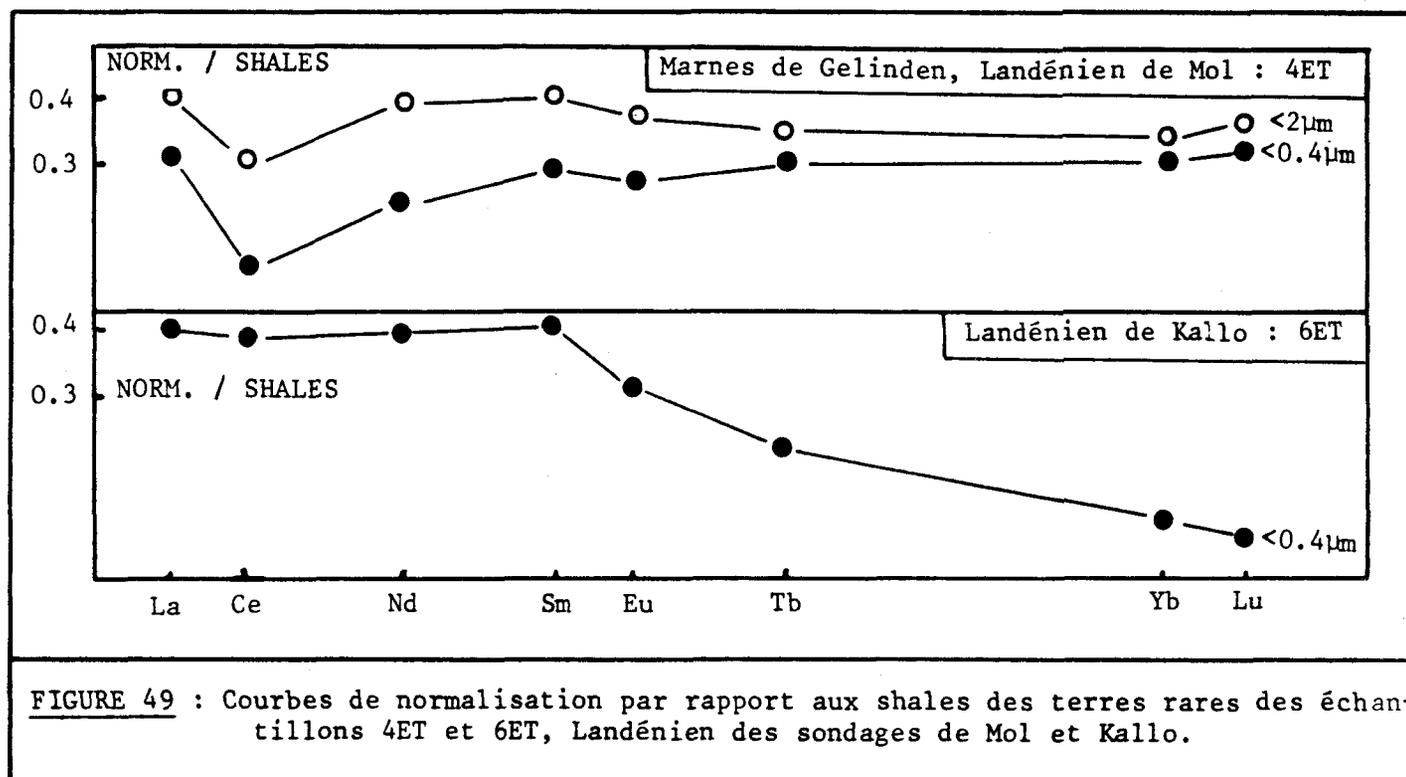


FIGURE 49 : Courbes de normalisation par rapport aux shales des terres rares des échantillons 4ET et 6ET, Landénien des sondages de Mol et Kallo.

a) Premier cas

La distribution par rapport aux shales des terres rares de l'échantillon 4ET (Marnes de Gelinden, Heersien du sondage de Mol), montre l'existence d'une légère anomalie négative en cérium (cf fig. 49). Celle-ci pourrait être liée à la présence de clinoptilolite, ainsi que nous l'avons noté lors de l'étude géochimique isotopique du strontium (cf IV-2.2.2.b). Ce minéral, probablement formé à partir de silice biogénique dissoute (cf réf. *in* IV-3.5.1), a pu, en effet, enregistrer cette anomalie caractéristique du milieu marin ouvert.

b) Deuxième cas

La distribution par rapport aux shales des terres rares de l'échantillon 6ET (Landénien du sondage de Kallo), met en évidence l'existence d'un léger appauvrissement en terres rares lourdes (cf fig. 49).

Bonnot-Courtois (1981) a noté un tel appauvrissement dans le cas d'analyses de glauconies. Or le niveau 6ET contient des granules verts (étude de frottis et minéraux en grains, ann. 2 et 3). Il se pourrait donc qu'un mécanisme voisin intervienne ici, par suite de l'incorporation de particules glauconieuses à la fraction argileuse, lors du broyage. Cette hypothèse permet peut-être d'expliquer, dans les données isotopiques, la faible valeur constatée de l'ordonnée à l'origine ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), pour la droite caractéristique de la fraction 0,4 à 1 µm : $0,70581 \pm 0,00042$ (cf fig. 42). Clauer (1976 ; fig. 39, page 127), a en effet cité un cas de glauconies du Turonien du Bassin de Paris, contenant un strontium initial de composition isotopique très proche de celle que nous avons trouvée ici (0,7060).

2.4 - ANALYSES CHIMIQUES

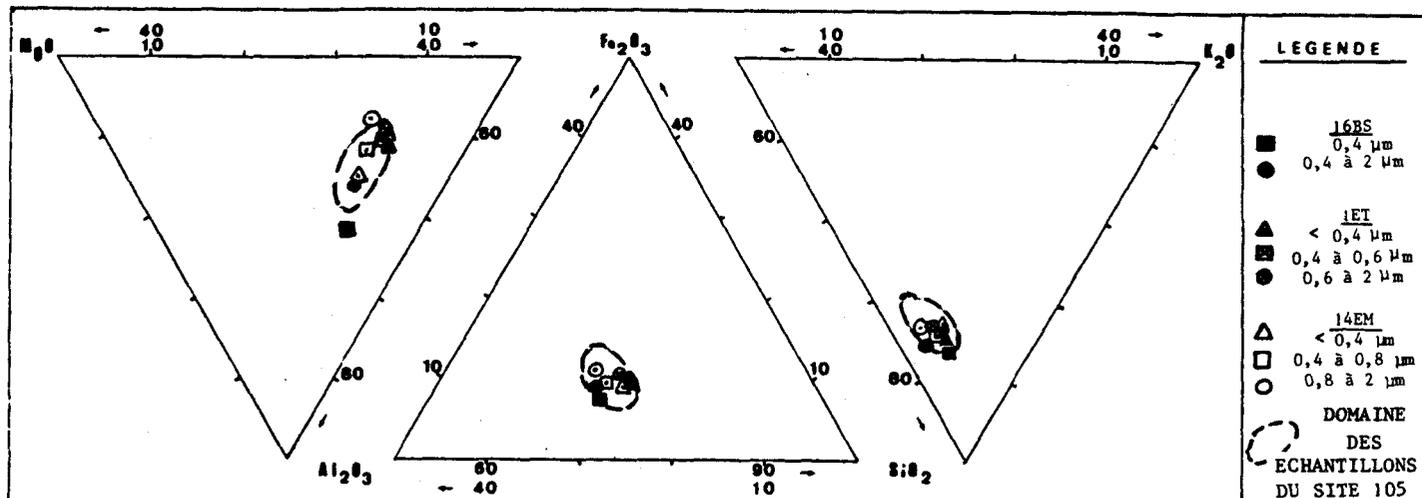


FIGURE 50 : Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 16BS (Site 400), 1ET (Sondage de Mol), 14EM (Site 119) .

De nombreuses analyses ont été effectuées par absorption atomique ou au MEB EDAX*. Leur report dans trois diagrammes triangulaires semblables à ceux de la figure 27 montre l'existence de deux types de fractions granulométriques. ¹) Fractions granulométriques essentiellement constituées de beidellites (90 à 100 %). Les points correspondants sont toujours répartis dans un domaine limité, le même que celui des échantillons de black-shales albiens du site 105 (cf fig. 27). Les niveaux 16BS (black-shales albiens du site 400), 1ET (Argile d'Ypres, Yprésien du sondage de Mol), et 14EM (Tertiaire inférieur du site 119, montrent des exemples de ce type de fraction (cf fig. 50). ²) Fractions granulométriques enrichies en minéraux autres que les beidellites et/ou en oxydes de fer. Dans ces cas, les points analytiques sont extérieurs au domaine des échantillons de black-shales albiens du site 105, qui nous sert de référence (ex : fig. 51). C'est le cas par exemple des échantillons 8ET et 11ET, enrichis en oxyde de fer (cf ann. 4 et 7) ; 2OBS, enrichi en kaolinite (cf fig. 51 et ann. 4) ; 22EM, enrichi en illite, kaolinite et argiles fibreuses (cf fig. 51 et ann. 4) ; 25EM, enrichi en sépiolite (cf fig. 51 et ann. 4).

En résumé, on met en évidence les faits suivants. ¹) La composition chimique des fractions granulométriques reflète leur composition minéralogique. ²) Dans le domaine Nord-Atlantique à l'Albo-Aptien et au Tertiaire inférieur, les smectites ont une composition peu variable de beidellites. ³) La composition chimique des smectites est constante quelle que soit la taille des fractions granulométriques.

On confirme ainsi les résultats évoqués précédemment et par là même l'hypothèse émise d'une élaboration des smectites lattées in situ à "bilan chimique constant" (cf IV-1.1.3).

* MEB EDAX de Gif-sur-Yvette, analyses C. Jehanno et A. Desprairies.

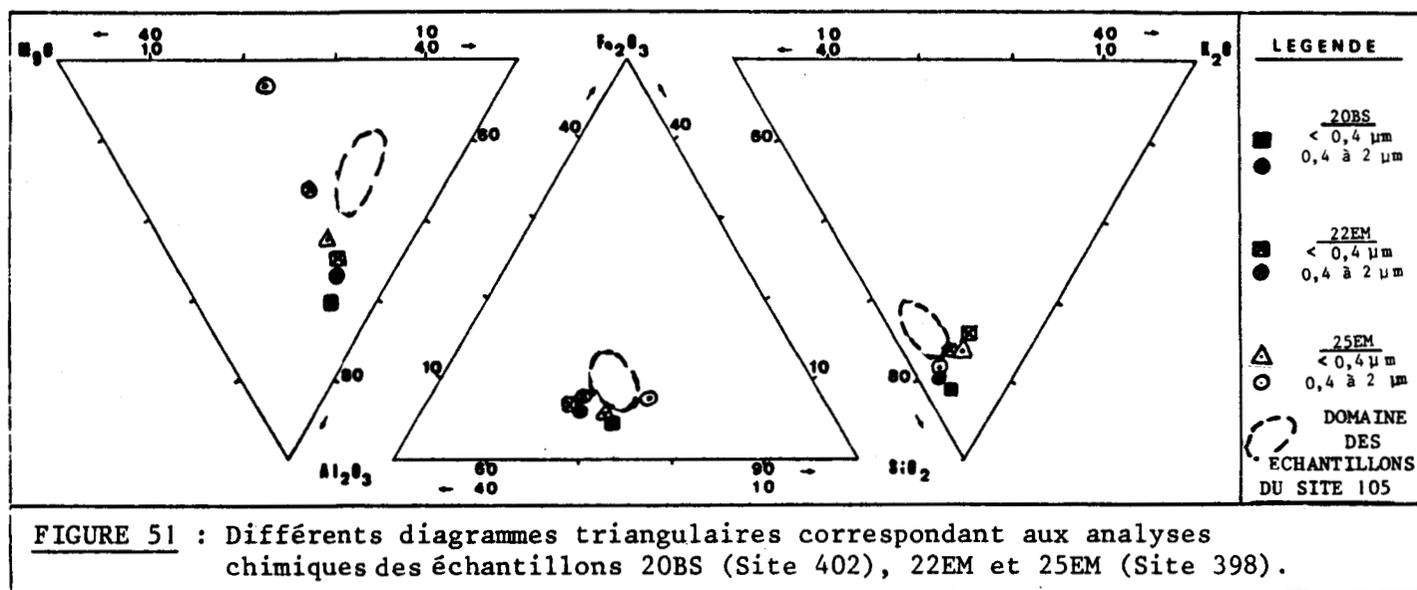


FIGURE 51 : Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 20BS (Site 402), 22EM et 25EM (Site 398).

2.5. CONCLUSIONS

Par l'étude de coupes et de sondages complémentaires, on confirme les données acquises pour l'Albien du site 105 et le Tertiaire inférieur du site 387 : elles sont donc valables dans l'ensemble du Domaine Nord-Atlantique immergé ou émergé, à ces deux périodes.

On apporte également des arguments supplémentaires en faveur de l'origine authigène des smectites lattées, dont la formation in situ dans le milieu interstitiel est confirmée.

3 - ETUDE DES RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES ET ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE

3.1 - ROLE DU MILIEU DE SEDIMENTATION

3.1.1 - Informations apportées par l'étude du Tertiaire inférieur du Nord de la France

Le tableau 23 résume les données concernant la morphologie des smectites dans les échantillons du Tertiaire inférieur des coupes du Nord de la France, et leurs milieux de sédimentation. Les cinq échantillons peuvent être répartis dans trois classes étudiées ci-après.

La première classe est celle des échantillons marins de faible profondeur (réf. *in* partie III). Les smectites lattées authigènes peuvent être très abondantes (9ET), ou modérément abondantes (10ET et 12ET).

La deuxième classe est représentée par un échantillon (11ET), déposé en milieu laguno-continentale (d'après Dupuis, 1982 et Dupuis *et al.*, 1982).

L'origine non marine de ce niveau semble d'ailleurs confirmée par la géochimie isotopique du strontium ; les valeurs des ordonnées

COUPE	N °	AGE	LITHOLOGIE	MILIEU DE SEDIMENTATION	% Sm (fraction <2 µm)	% Smectites lattées (estimations)
DIEPPE (CAP D'AILLY)	8ET	THANETIEN	Sable argileux (ocre)	CONTINENTAL	100 % Beidellite calcique	0 ABSENTES cf Planche V photo 6
	9ET	YPRESIEN	Argile (marron)	MARIN	85 % Beidellite	*** TR. ABONDANTES cf Planche VI photo 4
St-VALERY-SUR-SOMME (MONT-DE-LA-CHAPELLE)	10ET	THANETIEN	Argile (beige)	MARIN	85 % Beidellite	*** ABONDANTES cf Planche II photo 3
	11ET	SPARNACIEN INF.	Argile à cyrènes et unios (marron clair)	LAGUNO-CONTINENTAL	95 % Beidellite	* PRESENTES
DOUAI (BOIRY-NOTRE-DAME)	12ET	THANETIEN	Argile de Louvil (beige foncé)	MARIN	90 % Beidellite	*** ABONDANTES

TABLEAU 23 : Milieu de sédimentation et morphologie des smectites. Tertiaire inférieur du Nord de la France .

à l'origine des droites correspondant aux fractions inférieures à 0,4 µm ($0,70651 \pm 0,00032$) et 0,4 à 2 µm ($0,70647 \pm 0,00038$) (cf fig. 41), sont en effet nettement inférieures à celles proposées par Faure (1982) pour la composition isotopique de l'Océan Mondial paléocène ($0,70783 \pm 0,00028$). Or une telle situation ne peut résulter que d'une formation en milieu partiellement soumis à une influence hydrothermale (Vidal et Clauer, 1981) non envisageable ici, ou de l'isolation d'un milieu par rapport à l'océan ouvert (Clauer, 1976).

Dans ce niveau, les smectites lattées sont connues, mais en quantité moindre que dans le premier groupe.

La troisième classe est représentée par un de nos échantillons (8ET, sable thanétien du Cap d'Ailly ; cf PLANCHE V, photo 1) et par un échantillon d'H. Paquet (Vertisol de Pondichéry ; cf PLANCHE V, photo 2). Il s'agit de sédiments d'origine continentale, dans lesquels on n'observe jamais de smectites lattées.

3.1.2 - Interprétations

L'étude ci-dessus suggère l'existence d'une relation entre le milieu de sédimentation et l'abondance relative des smectites lattées : elles sont absentes en milieu continental, présentes en quantité modérée en milieu laguno-continentale et abondantes à très abondantes en milieu marin.

Toutefois, un des niveaux dépourvus de smectites lattées est également le seul à être de nature sableuse (cf tabl. 23). On ne

peut donc exclure l'intervention des facteurs lithologiques dans le développement des smectites lattées. Nous manquons d'arguments pour discuter cette hypothèse.

En conclusion, l'intensité des phénomènes diagénétiques mis en évidence par la présence de smectites lattées, paraît varier considérablement dans les sédiments marins de faible profondeur. Les phénomènes restent possibles en milieu intermédiaire laguno-continentale, mais ne semblent pas avoir lieu en milieu continental.

3.2 - ROLE DE LA PROFONDEUR DE DEPOT

Les smectites lattées, nous l'avons vu, sont connues en milieu profond (Albien du site 105, Tertiaire inférieur du site 387), et peu profond (Tertiaire inférieur du Nord de la France). Voyons comment se situent, par rapport à ces observations, celles fournies par les sites 400 et 402, proches l'un de l'autre, mais de profondeurs différentes.

3.2.1 - Comparaison des sites 400 et 402, interprétation

SITE	N °	AGE	LITHOLOGIE	PROFONDEUR DE DEPOT	%SMECTITES (fraction < 2µm)	% SMECTITES LATTEES (fraction < 2µm, estimations)	VITESSE DE SEDIMENTATION
400	16BS	ALBIEN	Argilites calcaires (grises)	1500 à 2000 m	90 % Beidellite	*** TRES ABONDANTES	7 à 10m /MA
	17BS					*** à *** ABONDANTES A TRES ABONDANTES	
	18BS	APTIEN SUP.	Argilites calcaires (beiges)		90 % Beidellite Al-Fe	* à *** PRESENTES A ABONDANTES	17 à 25m /MA
402	19BS	ALBIEN INFERIEUR ET MOYEN	calcaires marneux carbonés (noirs)	100 à 300 m	80 % Beidellite	* à *** PRESENTES A ABONDANTES	24 à 28m /MA
	20BS		Argilites carbonées calcaires (noires)			Tr à * TRACES A PRESENTES	
	21BS	ALBIEN INFERIEUR ET MOYEN	Calcaires marneux carbonés ((noirs)		65 % Beidellite	* PRESENTES	
	22BS				80 % Beidellite	* PRESENTES	

TABEAU 24 : Profondeur de dépôt, vitesse de sédimentation et morphologie des smectites dans l'Aptien supérieur et l'Albien des sites 400 et 402, Leg 48 D.S.D.P. .

La comparaison des deux sites conduit aux remarques suivantes.
 1) Dans les sédiments déposés le plus profondément, les smectites lattées sont abondantes et parfois même très abondantes (cf tabl. 24).
 2) Dans les niveaux déposés en haut du talus (réf. in Partie III), les smectites lattées sont toujours décelables, et peuvent être d'abondance très faible (traces) à modérée (présentes).

Une profondeur plus grande favoriserait donc *a priori* le développement des smectites lattées.

Cependant, il convient de chercher si un autre paramètre, comme la nature lithologique, peut être lié à l'abondance des smectites lattées dans les deux sites. On remarque par exemple que les smectites lattées sont moins abondantes dans les argilites et calcaires carbonés (19BS à 22BS) que dans les argilites calcaires (16BS à 18BS) (cf tabl. 24). Mais les échantillons étudiés dans l'Albien du site 105 sont des argilites carbonées, et sont très riches en smectites lattées : la différence de lithologie ne semble donc pas constituer un facteur limitatif essentiel, dans le cas des black-shales.

Un autre facteur pourrait résider dans la vitesse de sédimentation. Les valeurs proposées pour les niveaux étudiés figurent dans la colonne de droite du tableau 24 (voir références correspondantes dans le tableau 8). On remarque une nette liaison entre la quantité de smectites lattées et ce paramètre : plus la vitesse est lente, plus les particules authigènes sont abondantes. Cette liaison, plus étroite que celle liant la profondeur du dépôt à l'abondance des smectites authigènes, nous amène à envisager que les smectites lattées se forment indifféremment à grande ou faible profondeur, mais que leur abondance varie en sens inverse de la vitesse de sédimentation.

3.2.2 - Conclusion

L'étude de sédiments déposés à des profondeurs très différentes (1 500 à 2 000 m au site 400 et 100 à 300 m au 402) montre qu'il n'existe pas de relation directe entre la profondeur de dépôt et l'abondance relative des smectites lattées authigènes. En revanche, la vitesse de sédimentation semble, comme dans le Tertiaire inférieur du site 387, conditionner cette abondance, comme nous allons le préciser ci-après.

3.3 - ROLE DE LA VITESSE DE SEDIMENTATION

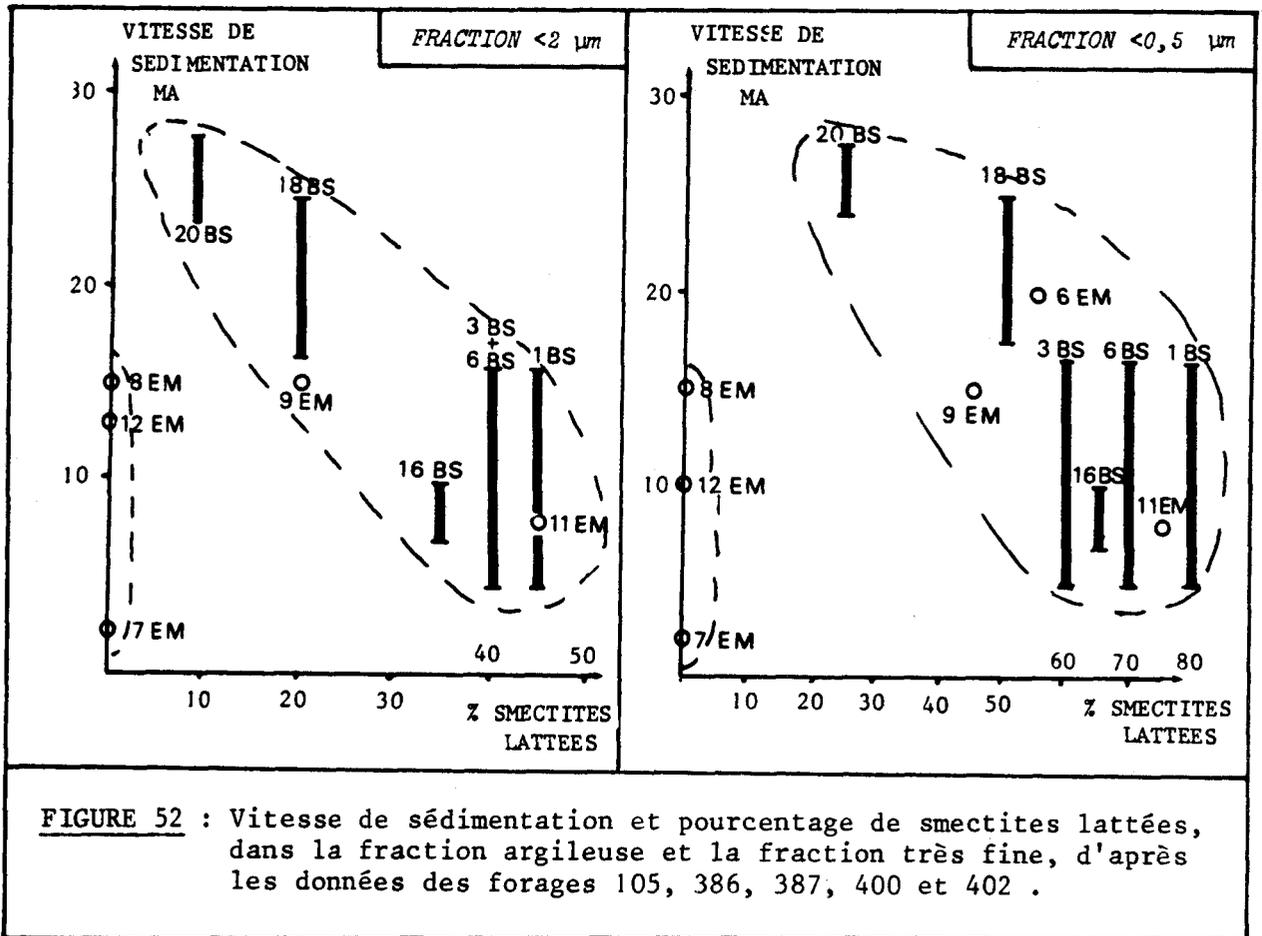
3.3.1 - Relation entre la vitesse de sédimentation et l'abondance des smectites lattées

La synthèse des informations obtenues dans les forages 105, 386, 387, 400 et 402 (fig. 52), résulte des données détaillées suivantes : comptages de particules, site 105 (cf tabl. 13), site 387 (cf tabl. 17), et sites 386, 400 et 402 (cf tabl. 21) ; vitesse de sédimentation dans les black-shales (cf tabl. 8), et dans le Tertiaire inférieur (cf tabl. 10).

Notons que la figure 52 doit être considérée avec prudence. Elle inclut en effet d'une part, des données ponctuelles (en abscisses), et d'autre part, des valeurs moyennes pour une carotte, et parfois même une série sédimentaire (site 105), proposée par des auteurs différents (en ordonnées). Son analyse permet cependant de dégager la conclusion suivante :

Dans les niveaux où l'authigenèse de smectites conduisant à la formation de particules mixtes et lattées a eu lieu, son intensité est une fonction inverse du taux de dépôt : les particules authigènes sont d'autant plus abondantes que la sédimentation est lente.

Un autre exemple attestant de cette relation sera donné lors de l'étude détaillée des argiles du Gault (cf fig. 55, page 111).



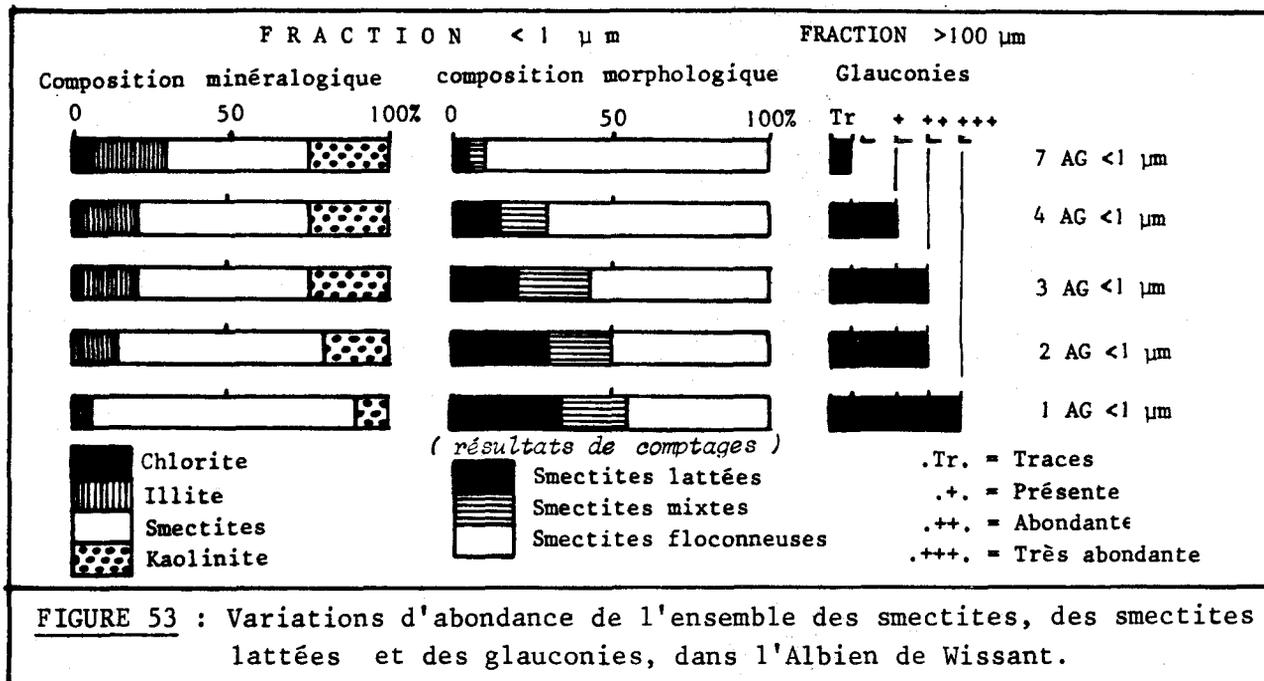
3.3.2 - Cas d'un sédiment déposé très lentement

Les argiles rouges pélagiques du Paléocène moyen du site 386 (échantillon 7EM) se sont déposées très lentement : 2 m/MA (Tucholke, Vogt *et al.*, 1979). Il s'agit donc d'un sédiment où les évolutions diagénétiques ont dû être favorisées par un contact prolongé avec le milieu marin ouvert (Hoffert, 1980). Or l'observation au M. E. T. des fractions fines de ce niveau montre l'absence des smectites lattées (cf PLANCHE V, photo 5). Ceci ne signifie pas que des phénomènes diagénétiques tels que l'authigenèse de silicates, voire de smectites, n'ont pas eu lieu dans ce sédiment lentement déposé. Cependant, un tel processus est improbable (présence d'espèces détritiques types à côté de smectites floconneuses), et de toute manière, n'a pas été favorable au phénomène diagénétique qui conduit à l'élaboration de smectites de forme lattée. Cela s'accorde d'ailleurs avec l'ensemble des données présentées dans ce travail, qui montrent que les smectites lattées ont été élaborées dans le milieu interstitiel isolé du milieu marin ouvert.

En conclusion, il semble que les sédiments lentement déposés, qui sont le siège potentiel d'évolutions diagénétiques abondantes et variées, ne favorisent pas le développement des smectites de forme mixte et lattée que nous décrivons dans ce travail.

3.4 - RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES ET GLAUCONIES

3.4.1 - Répartition stratigraphique des smectites lattées dans les argiles du Gault



La comparaison, dans la série de Wissant, des résultats de comptages de particules effectués sur la fraction inférieure à 1 µm (cf tabl. 21), avec l'abondance totale des smectites dans cette même fraction, et l'abondance estimée des glauconies dans la fraction supérieure à 100 µm, met en évidence un parallélisme net entre ces trois paramètres : les smectites lattées sont d'autant plus abondantes que la quantité totale de smectites et de glauconies est grande (cf fig. 53).

Cette relation, mise en évidence par l'étude de cinq niveaux de la série de Wissant, a été étudiée à l'échelle des deux séries (Wissant et Bully), en considérant deux nouveaux paramètres : cristallinité des smectites, et rapport $r = \frac{\text{pourcentage de particules } < 0,5 \mu\text{m}}{\text{pourcentage de particules } < 2 \mu\text{m}}$ (cf fig. 54).

La distribution stratigraphique des smectites lattées se superpose à celle des autres paramètres envisagés, et on reconnaît dans la série de Wissant trois périodes du point de vue minéralogique.

+ Albien moyen (du niveau phosphaté P_3 au niveau P_5) : diminution, du bas vers le haut, de l'abondance estimée des smectites lattées (fraction < 2 µm) parallèlement à celle de l'ensemble des smectites*, des glauconies, du rapport r , et à l'augmentation de l'indice de cristallinité des smectites.

+ Partie inférieure de l'Albien supérieur (entre les niveaux phosphatés P_5 et P_6) : smectites essentiellement floconneuses, peu abondantes et moyennement cristallisées. Rapport r inférieur à 0,5 (moins de particules très fines). Pas de glauconie.

* Ensemble des smectites : smectites floconneuses, mixtes et lattées.

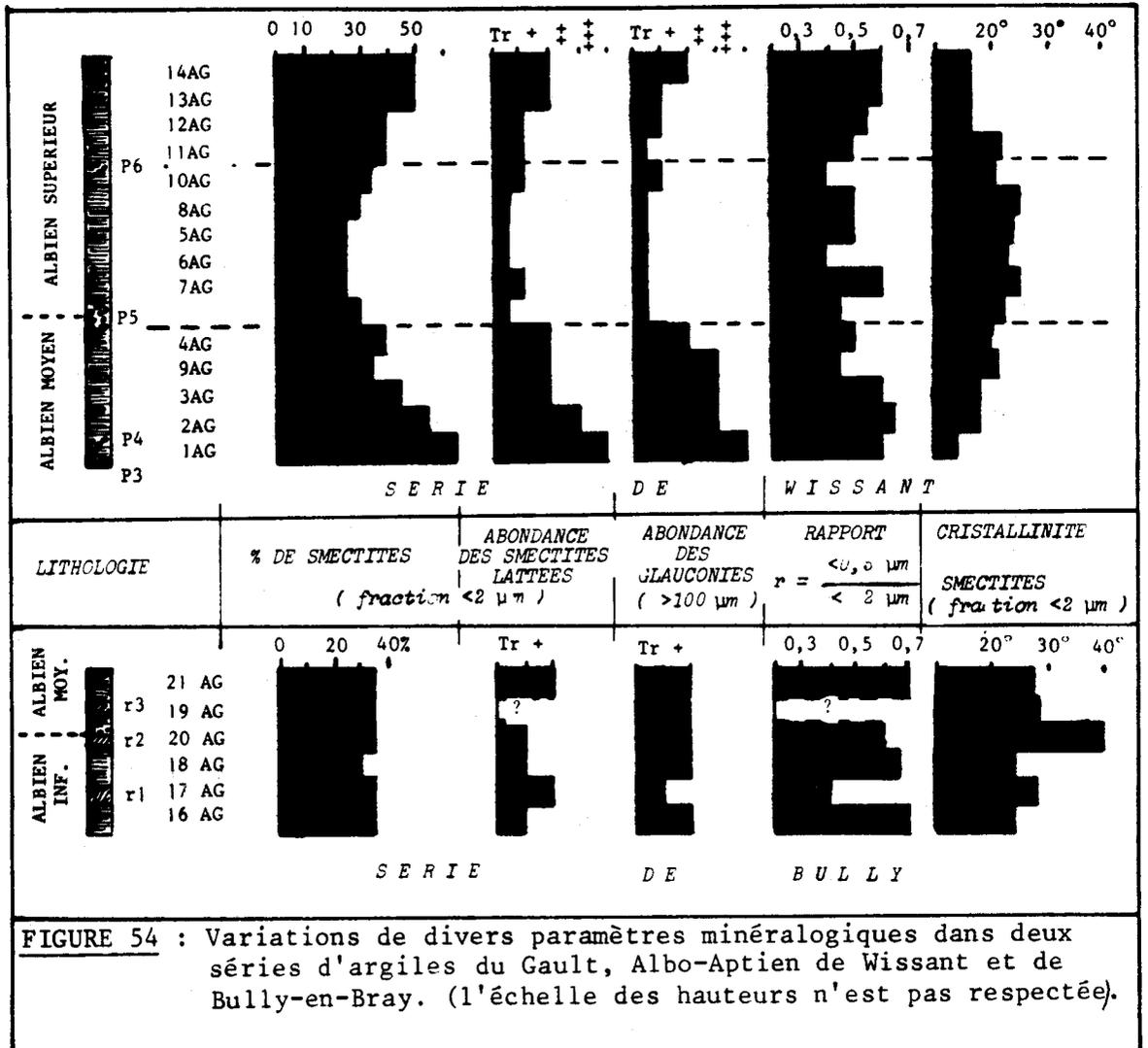


FIGURE 54 : Variations de divers paramètres minéralogiques dans deux séries d'argiles du Gault, Albo-Aptien de Wissant et de Bully-en-Bray. (l'échelle des hauteurs n'est pas respectée).

+ Partie supérieure de l'Albien supérieur (du niveau phosphaté P₆ jusqu'au sommet du faciès Gault) : Réapparition et augmentation des smectites lattées, en parallèle avec la discrète réapparition de la glauconie, l'augmentation de la quantité totale des smectites mieux cristallisées, et l'augmentation du rapport r.

Dans la série de Bully, les relations mises en évidence à Wissant sont peu nettes. En effet, la cristallinité des smectites et le rapport r moyen sont élevés, l'ensemble des smectites et les smectites lattées sont peu abondantes, mais la glauconie est toujours présente (cf fig. 54). Smectites lattées et glauconie semblent donc peu liées, à Bully.

3.4.2 - Etude des relations entre smectites lattées, variations du rapport r, abondance et cristallinité de l'ensemble des smectites

La liaison entre l'abondance des smectites lattées et l'indice de cristallinité des smectites, déjà notée précédemment (cf texte pages 65 et 84), est probablement due au fait que les smectites lattées sont mieux organisées dans l'espace cristallin que les smectites floconneuses. Ceci est d'ailleurs confirmé par les données de la micro-diffraction (cf PLANCHE III).

Deux interprétations sont possibles, pour expliquer le parallélisme observé dans la série de Wissant, entre l'abondance des smectites lattées, celle de l'ensemble des smectites et le rapport r (cf fig. 54).¹⁾ L'authigenèse des smectites lattées apporte du matériel nouveau au sédiment, ce qui explique l'augmentation parallèle de la quantité totale de smectites, et celle de la quantité de particules fines (rapport $r = < 0,5 \mu\text{m} / < 2 \mu\text{m}$), dans les niveaux contenant des smectites lattées, puisque celles-ci sont toujours plus abondantes dans la fraction inférieure à $0,5 \mu\text{m}$. Dans ce cas, une partie au moins des smectites lattées doit être strictement néoformée. Les analyses géochimiques isotopiques montrent, par le comportement des ordonnées à l'origine des droites, la participation de matériel détritique à l'élaboration des smectites lattées (cf fig. 43, et texte page 75). Elles ne permettent cependant pas de savoir si toutes les smectites lattées ont été élaborées ainsi, et il est possible qu'une partie soit strictement néoformée. Cette hypothèse est cependant peu soutenue par l'existence du bilan chimique constant.²⁾ L'élaboration des smectites lattées se fait uniquement par évolution de matériel détritique initial, sans apport notable de matériel. Dans ce cas, qui s'associe mieux avec les résultats de géochimie isotopique et ceux relatifs au bilan chimique constant, les variations de la quantité totale de smectites, et celles de la quantité de matériel fin, ne sont pas dues aux variations d'intensité de l'authigenèse des smectites lattées. On peut au contraire proposer la liaison inverse : l'importance de l'authigenèse des smectites lattées serait fonction des variations d'alimentation terrigène du bassin. On peut envisager que l'augmentation observée des minéraux primaires et de la kaolinite (cf ann. 4), est liée à des venues terrigènes plus abondantes, et que l'authigenèse des smectites lattées est alors contrariée par l'augmentation de la vitesse de sédimentation (cf IV-3.3.).

Les arguments sont encore insuffisants pour affirmer une hypothèse plutôt que l'autre, mais le bilan chimique constant, peu compatible avec la première, nous fait préférer la seconde. De plus, une troisième hypothèse, combinant les deux premières, reste tout-à-fait envisageable.

Quoi qu'il en soit, il est probable que les variations de la vitesse de sédimentation ont joué un rôle dans l'abondance des smectites lattées. En effet, d'après l'interprétation paléogéographique de P. DESTOMBES (1958) (cf fig. 9), la vitesse de sédimentation a été plus élevée au début de l'Albien supérieur, c'est-à-dire lorsque les smectites lattées sont absentes (cf fig. 55). En effet, on note que les sédiments compris entre les niveaux phosphatés P_5 et P_6 , aussi épais que ceux compris entre les niveaux P_3 et P_4 , représentent un temps beaucoup plus court.

3.4.3 - Nature des relations entre smectites lattées et glauconies, discussion

Etant donnée la répartition verticale des smectites lattées dans la coupe de Wissant (cf fig. 54), la diagenèse d'enfouissement paraît n'avoir pas joué de rôle prépondérant dans leur genèse, comme elle n'en joue pas dans celle des glauconies (Odin, 1972).

Dans le Gault de Folkestone, de l'autre côté de la Manche, face à Wissant, les smectites (dont des formes lattées sont connues), ainsi que les glauconies, sont considérées par Jeans *et al.* (1982), comme d'origine volcanique. Nous avons repris l'argumentation de ces auteurs afin de voir si leur hypothèse peut expliquer la liaison smectites

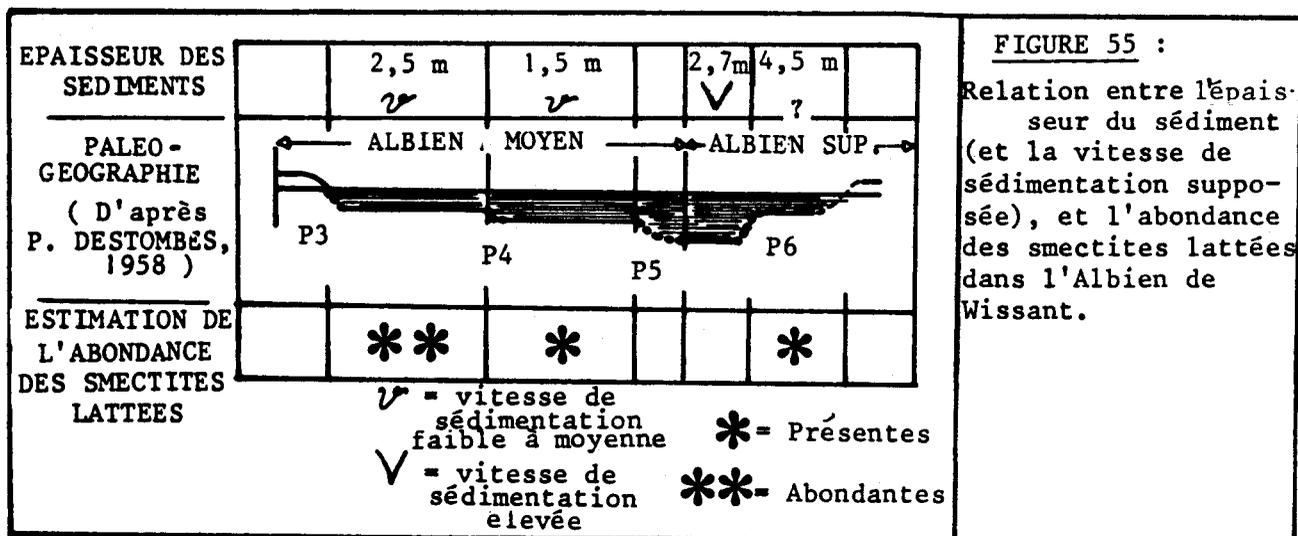


FIGURE 55 :

Relation entre l'épaisseur du sédiment (et la vitesse de sédimentation supposée), et l'abondance des smectites lattées dans l'Albien de Wissant.

lattées-glaucyonies observée à Wissant. Nos données sont les suivantes.

1) L'observation des lames minces n'a pas montré de glaucyonies à coeur de verre volcanique, mais a montré des glaucyonies à coeur de feldspaths. Rien ne prouve cependant que ces plagioclases sont d'origine volcanique. 2) Quelques esquilles de verre volcanique, toujours frais, ont parfois été identifiées (cf frottis), mais en très petite quantité. 3) Les minéraux lourds sont abondants (voir texte page 29) mais leur assemblage est de type détritique (Odin et Pomerol, 1969), sans contribution significative de matériel volcanique. 4) Les smectites lattées ont été reconnues parfois en abondance. Cependant, nous avons rencontré ces formes authigènes dans de nombreux faciès volcanogéniques absolument sans dépendance volcanique. 5) L'analyse chimique des éléments majeurs et en traces de la roche totale, de la fraction argileuse et de la fraction très fine (cf ann. 9) ne témoigne pas d'influence volcanique, et l'analyse des terres rares permet de conclure dans le même sens (Bonnot-Courtois, comm. orale).

Les smectites lattées et les glaucyonies de la série de Wissant ne sont donc certainement pas d'origine volcanique.

Deux hypothèses ressortent clairement, à la fois du parallélisme observé entre l'abondance des smectites lattées et celle des glaucyonies, et de la comparaison des conditions de formation des smectites lattées et des glaucyonies (cf chapitres précédents et tabl. 25, d'après Odin, 1971 et 1972 ; Giresse et Odin, 1973 ; Odin et Matter, 1981).

1) Seule une convergence morphologique rapproche les smectites lattées des argiles du Gault de celles des autres séries, et elles n'ont pas la même origine. Il est possible dans ce cas que les smectites lattées des argiles du Gault soient liées à la genèse des glaucyonies. 2) Les smectites lattées des argiles du Gault se forment dans les mêmes conditions que celles des autres séries (cf tabl. 25). Dans ce cas, les conditions de formation des smectites lattées et des glaucyonies sont différentes, voire incompatibles (relations avec l'eau de mer, vitesse de sédimentation, bilan chimique constant).

Les deux hypothèses sont envisagées successivement.

a) Les smectites lattées : une étape vers la glauconitisation ?

La première hypothèse envisagée lie génétiquement les smectites

<p>CONDITIONS DE FORMATION DE LA GLAUCONIE</p> <p>(réf. in texte)</p>	<p>CONDITIONS PRESUMÉES DE LA FORMATION DES SMECTITES LATTÉES</p> <p>(ce travail)</p>
(1) Profondeur de dépôt : 60 à 400 m.	(1) Profondeur de dépôt quelconque (cf IV-3.2).
(2) Phénomène diagénétique précoce.	(2) Elaboration à une période proche de celle de la sédimentation (cf datation de la diagenèse, IV-I.1.4).
(3) Vitesse de sédimentation quasiment nulle, pas d'enfouissement, contact prolongé avec l'eau de mer.	(3) Vitesse de sédimentation non nulle, élaboration "après un certain enfouissement" Contact prolongé avec le milieu interstitiel isolé de l'eau de mer (cf IV-1.1.5).
(4) Formation de granules de sédiment qui jouent un rôle d'"éponges à ions". Elaboration de phyllites vertes favorisée par l'existence d'un micro-milieu semi-confiné.	(4) Formation de smectites lattées à partir de particules détritiques préexistantes, dans un milieu relativement confiné (cf IV-1.1.4).
(5) Fermeture progressive des feuillets argileux et passage à une illite ferrifère (glauconite).	(5) Conservation des smectites, amélioration de cristallinité (cf IV-1.1.1 et IV-1.1.2).
(6) Modifications chimiques importantes (Fe et K).	(6) Absence de modifications chimiques (cf IV-1.1.3).
(7) Arrêt du processus par augmentation de la vitesse de sédimentation.	(7) Ralentissement de la genèse des smectites lattées avec l'augmentation de la vitesse de sédimentation (cf IV-3.3).
<p>TABLEAU 25 : Comparaison des conditions de formation respectives de la glauconie et des smectites lattées.</p>	

lattées et la glauconie. Elle est en accord avec le modèle proposé par Louail (1981, cf fig. 24). Cet auteur pense que ces deux phases "prennent naissance concurremment dans un même milieu", et précise que "le milieu le plus favorable à ces ajustements intrabassinaux semble être la zone des sables vaseux infratidaux où se rassemblent sous forme détritique ou allochemique, la majeure partie des éléments issus du continent. Cette zone constitue l'*usine à smectites* du bassin".

Si les smectites lattées peuvent effectivement se former en milieu glauconitique, elles correspondent sans doute à un stade initial de la glauconitisation. De nombreux résultats, concernant les argiles du Gault, sont en accord avec cette hypothèse. ¹⁾ Le parallélisme montré par la figure 54 est spectaculaire. ²⁾ L'essai de datation de la diagenèse effectué montre que l'élaboration des smectites lattées se fait à une période proche de celle de la sédimentation (cf fig. 43). ³⁾ Les résultats apportés par la chimie, la cristallographie et la géochimie isotopique, ne sont pas incompatibles avec cette hypothèse. En effet, le stade initial de la glauconitisation peut se faire à bi-

lan chimique constant, par l'évolution de particules détritiques pré-existantes ; néoformations et modifications chimiques se produisent alors durant la glauconitisation vraie.

Cette hypothèse n'est pas soutenue par l'interprétation que nous faisons des courbes de normalisation par rapport aux shales, des terres rares de nos échantillons (élaboration des smectites lattées dans le milieu interstitiel isolé des influences de l'eau de mer). Cependant, nous avons précédemment noté la fragilité de cette interprétation, et il reste possible que la durée des phénomènes diagénétiques a été trop courte pour que ces éléments enregistrent l'influence de l'eau de mer (anomalie négative en cérium), à l'interface eau-sédiment (cf IV-1.1.5).

Plusieurs faits conduisent à mettre en doute l'hypothèse que nous venons de développer, en ce qui concerne la genèse des smectites lattées dans le domaine Nord-Atlantique. ¹⁾ La liaison smectites lattées-glauconies n'est pas nette dans la série de Bully (cf fig. 54). Cela pourrait toutefois résulter de l'absence de variations importantes dans cette série. ²⁾ Il est étonnant que dans un même niveau (exemple : l'AG, base de l'Albien moyen de Wissant), on trouve en abondance, à la fois des particules correspondant au stade initial de la glauconitisation (smectites lattées) et des particules correspondant à un stade ultime de ce même phénomène. En effet, nos observations sur les glauconies des argiles du Gault montrent qu'elles sont très évoluées (Odin et Matter, 1981) : les grains sont bien arrondis, peu mamelonnés, de teinte vert foncé et l'analyse diffractométrique montre que tous les grains (fractions sableuse et silteuse) sont formés de glauconie vraie. ³⁾ Aucun terme intermédiaire entre le stade initial supposé et le stade ultime, n'est connu dans nos échantillons. Ce fait est clairement montré par l'analyse diffractométrique : les seuls termes intermédiaires possibles entre smectite et glauconite sont les interstratifiés irréguliers (10-14s), qui ne deviennent notables dans la fraction argileuse que lorsque smectites lattées et glauconies disparaissent (cf ann. 4). Ce fait est également montré par l'analyse microscopique des particules argileuses des grains de glauconie : on ne reconnaît jamais de particules lattées comparables aux smectites de la matrice argileuse (cf PLANCHE VI, photo 3). ⁴⁾ Il est étonnant que si, selon Louail, les smectites lattées se forment dans un domaine restreint et dans des conditions fugaces, elles soient si souvent présentes et abondantes dans l'ensemble du domaine Atlantique (aux périodes considérées).

b) Smectites lattées et glauconitisation : deux processus diagénétiques distincts ?

Dans cette hypothèse, les conditions de formation des smectites lattées diffèrent de celles des glauconies, mais l'environnement sédimentaire et chimique des argiles du Gault favorise la genèse des unes et celle des autres dans les mêmes niveaux.

Si effectivement ces deux minéraux ne se forment pas dans les mêmes conditions, il est possible qu'ils ne se forment pas tout-à-fait au même moment. Les grains de glauconie sont élaborés à l'interface eau-sédiment, lors de périodes à vitesse de sédimentation quasiment nulle par contact prolongé de supports granulaires avec l'eau de mer. Leur évolution s'achève lorsque l'enfouissement les isole de la zone d'influence de l'eau de mer. Les smectites lattées quant à elles, seraient plutôt élaborées par contact entre les particules détritiques et le milieu interstitiel isolé de l'eau de mer. Il est alors possible que les smectites lattées des argiles du Gault aient été formées

selon un processus semblable à celui envisagé dans les autres séries (cf tabl. 25). Ceci serait en accord avec l'ensemble des données obtenues précédemment (cf IV-1 et 2 : chimie, cristallographie, géochimie isotopique, essai de datation de la diagenèse, analyse des terres rares) et expliquerait de plus l'absence de termes intermédiaires entre smectites lattées et glauconies. Dans ce cas, le développement des smectites lattées n'est pas contemporain du phénomène de la glauconitisation, et il est possible au contraire qu'il débute quand ce dernier s'achève.

Etant donné que l'existence d'une continuité entre les différents milieux diagénétiques est probable (interface et milieu interstitiel isolé), il reste envisageable que les deux phénomènes sont en partie contemporains: l'élaboration des smectites lattées peut commencer dans des niveaux peu enfouis, quand s'achèvent les processus de glauconitisation.

Cette hypothèse d'une genèse indépendante possible des deux phases étudiées repose sur deux faits principaux. Le premier, relatif aux données de terres rares, demeure fragile (cf texte page 79), le second est en revanche plus solide : la genèse des smectites lattées ne semble pas favorisée dans les sédiments très lentement déposés (ex. : Paléocène moyen du site 386, PLANCHE V, photo 5).

3.4.4 - Remarques

L'analyse des résultats obtenus par l'étude détaillée de la série de Wissant, nous conduit aux deux hypothèses développées ci-dessus. Toutes deux restent actuellement envisageables, et des données complémentaires seront nécessaires pour les confirmer ou les infirmer. C'est la liste de ces données que nous proposons ici.

- En raison de l'ensablement du rivage, la coupe que nous avons levée à Wissant comporte une lacune d'environ 1,50 m à la base de l'Albien moyen (cf fig. 8). Celle-ci est importante par sa position stratigraphique, et son échantillonnage devrait permettre d'obtenir des données complémentaires sur les relations entre les smectites lattées et les glauconies.

- Nous savons que les smectites lattées ne coexistent pas toujours avec les glauconies, mais nous ne savons pas si tous les sédiments glauconieux contiennent des smectites lattées. D'autres études sont donc nécessaires, à la fois dans la série de Wissant (sables et grès verts de l'Albien inférieur, marnes glauconieuses du Tourtia céno-manien inférieur), et dans d'autres séries.

- Nous avons étudié de manière détaillée les smectites de séries du domaine Nord-Atlantique, mais notre approche a été très différente de celle d'autres auteurs, tels que Louail (1981). Ce fait rend sans doute difficiles les confrontations et la discussion. De la même manière, nous pensons que l'étude détaillée des glauconies, à tous les stades d'évolution, permettrait de préciser la nature exacte de leurs relations avec les smectites.

3.5.5 - Conclusions

L'étude détaillée des relations entre l'abondance des smectites lattées et l'environnement sédimentaire des argiles du Gault, conduit à proposer deux hypothèses de genèse pour ces particules.

1) Les smectites lattées des argiles du Gault n'ont qu'une ressemblance morphologique avec celles des autres séries, et leur origine est différente : elles sont génétiquement liées aux glauconies, et peuvent correspondre à un stade initial de la glauconitisation. Cette hypothèse correspondrait au modèle proposé par Louail (1981). Elle suppose de plus une convergence morphologique pour des mécanismes divergents, qu'il est intéressant de noter ici.

2) Dans les argiles du Gault, comme dans les autres séries, les smectites lattées se sont formées par diagenèse précoce, après un certain enfouissement, lorsque le milieu interstitiel est quasiment isolé de l'influence de l'eau de mer. Leur genèse est alors indépendante des processus de glauconitisation, puisqu'elle débute quand ceux-ci s'achèvent.

Plusieurs arguments, qui tendent à montrer l'importance des différences existant entre les smectites lattées et les glauconies, nous font préférer la seconde hypothèse, et dire que le modèle de Louail (1981), n'est peut-être pas applicable aux argiles du Gault que nous venons d'étudier.

Dans les deux cas évoqués, il est probable que l'élaboration des smectites lattées se fait au moins en partie avec la participation de matériel détritique initial (recristallisation). Cependant, il est possible qu'une partie (sans doute peu importante) des smectites lattées soit d'origine strictement néoformée.

Quelle que soit l'origine des smectites lattées et des glauconies des argiles du Gault, leur disparition progressive et leur absence à certains niveaux, semblent pouvoir être liées, au moins en partie, aux variations de la vitesse de sédimentation.

3.5 - RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES, CLINOPTILOLITE ET OPALE

3.5.1 - Genèse de la clinoptilolite et de l'opale dans les sédiments

L'altération de roches volcaniques conduit fréquemment à la néoformation d'opale et de clinoptilolite (réf. *in* Stonecipher, 1976 ; Giblin, 1979 ; Houghton *et al.*, 1979), mais nous n'aborderons pas ce cas ici, car ces processus ne sont pas envisageables dans les niveaux que nous étudions.

Pour certains auteurs cristobalite et clinoptilolite peuvent avoir une origine héritée (Juignet et Pomerol, 1975). Ceci est possible dans les sédiments, puisque ces deux minéraux peuvent se former dans des bassins côtiers, être mobilisés et resédimentés par la suite dans le domaine océanique (Chamley *et al.*, 1978). Ces deux minéraux peuvent également être issus d'une genèse en domaine marin, plus en amont puis être transportés vers les fonds océaniques à la faveur de reprise dynamique ou de phénomènes de resédimentation (Louail, 1981).

Néanmoins, il est possible que la plus grande partie de ces minéraux ait une origine *in situ* dans le sédiment. La question se pose alors de l'origine des ions nécessaires à leur élaboration.

a) Origine du silicium

Le silicium des sédiments peut provenir de sources diverses : silice de l'eau de mer (ex. Arrhenius, 1952), altération de produits volcaniques, dissolution d'organismes siliceux, transformation de phyllosilicates.

La dévitrification de verres volcaniques diffus dans le sédiment a parfois été mise en évidence (Wise *et al.*, 1973 ; Keene, 1975 ; Riech, 1979), et a souvent été évoquée comme source possible de silice dissoute dans les sédiments (réf. *in* Millot, 1964 ; Berger et Von Rad, 1972 ; Jeans, 1978). Cependant, ainsi que le note Louail (1979), il est toujours difficile de retrouver la trace du matériel volcanique initial.

La transformation de phyllosilicates peut libérer de la silice. C'est le modèle que préconise Stonecipher (1976), en évoquant la transformation de smectites en illites. Cependant, l'authigénèse de l'illite n'est pas encore démontrée dans les sédiments.

La dissolution des organismes siliceux est probablement la source principale de silice dissoute dans les sédiments non volcaniques. En effet, étant donnée la teneur des eaux interstitielles en silice, saturées vis-à-vis de l'opale biogénique amorphe et sous-saturées vis-à-vis de l'opale cristalline (CT) ; il peut y avoir dans le sédiment dissolution de tests d'organismes et cristallisation d'opale CT (Millot, 1961 ; Lancelot, 1973 ; Donnelly et Merrill, 1977).

Certains auteurs envisagent, en plus de la dissolution des tests siliceux, la dévitrification des verres volcaniques (Henderson *et al.*, 1971 ; Von Rad et Rosch, 1972 ; Petzing et Chester, 1978), ou la transformation des minéraux issus de cette dévitrification (Couture, 1977 et 1978).

Toutefois, la principale source de silice sédimentaire paraît résider dans la dissolution des organismes siliceux (Berger et Von Rad, 1972 ; Robinson *et al.*, 1974 ; Chumakov et Shumenko, 1977 ; Donnelly et Merrill, 1977 ; Giblin, 1979 ; Louail, 1979). Certains auteurs ont d'ailleurs mis en évidence le développement de l'opale CT et/ou de la clinoptilolite aux dépens des organismes siliceux (Von Rad *et al.*, 1977 ; Lana, 1978 ; Mélières, 1979 ; Riech et Von Rad, 1979 a et b).

b) Origine des autres cations

Les cations nécessaires à l'élaboration des silicates authigènes des sédiments (zéolites, smectites, voire argiles fibreuses), peuvent également avoir les trois origines précitées.

La dévitrification de verres volcaniques est sans doute une source privilégiée de cations variés, quand on peut montrer que le matériel volcanique a été présent.

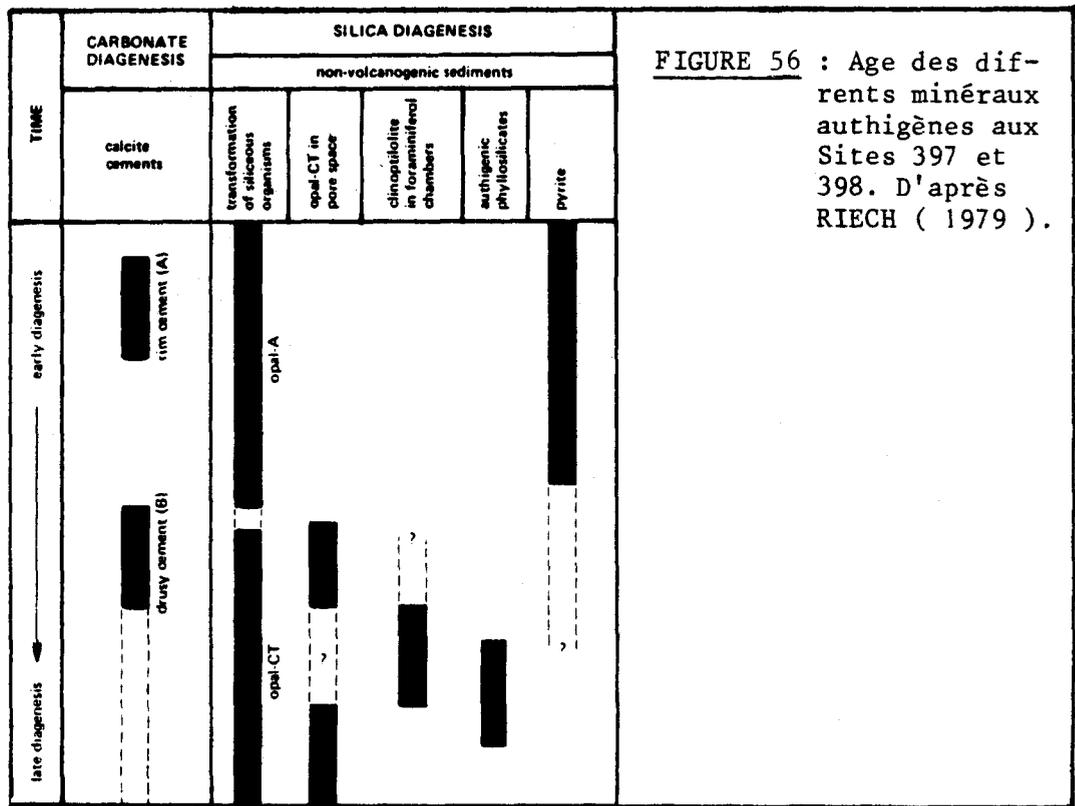
A propos des minéraux phylliteux, de nombreux travaux ont montré leur réactivité dans l'eau de mer (ex. : Garrels et Mackenzie, 1971), et la possibilité d'échanges entre eux et le milieu marin, ou interstitiel (réf. *in* Drever, 1977). Ils peuvent fournir divers cations, lors de processus diagénétiques, et de nombreux auteurs envisagent ainsi l'évolution des minéraux argileux dans les sédiments (ex. Clauer et Millot, 1978 ; Louail, 1979).

La dissolution des organismes peut également libérer des cations variés (Donnelly et Merrill, 1977 ; Fauconnier, 1979). Ce processus est cependant peu important sur le plan quantitatif.

c) Modèles de genèse de l'opale CT et des silicates

La localisation des néoformations dans le temps et l'espace a

fait l'objet de nombreuses études. Quelques auteurs reconnaissent, avec Nathan et Flexer (1977), qu'elle peut se faire très tôt dans le sédiment (au cours de la sédimentation ?). Cependant, la plus grande partie des travaux fait état de phénomènes diagénétiques précoces (après un certain enfouissement). Les figures 56 (d'après Riech, 1979) et 57 (d'après Riech et Von Rad, 1979b), illustrent bien cette hypothèse. Nous ne reviendrons pas sur le détail des travaux, qui ont progressivement conduit aux modèles proposés, reliant la néogénèse des silicates à l'histoire diagénétique de la silice (Millot, 1961 et 1964 ; Berger et Von Rad, 1972 ; Weaver et Wise, 1972 ; Wise *et al.*, 1972 ; Lancelot, 1973 ; Wise *et al.*, 1973 ; Berger, 1974 ; Keene, 1975 ; Donnelly et Merrill, 1977 ; Kastner *et al.*, 1977 ; Von Rad *et al.*, 1977 ; Lanau, 1978 ; Riech, 1979 ; Riech et Von Rad, 1979a et b).



Nous nous limitons ici à quelques précisions. ¹) La vitesse de sédimentation est un facteur important (Frölich, 1978), car elle détermine le moment où le milieu interstitiel est isolé des influences de l'eau de mer (Gieskes, 1975 : *in* Stonecipher, 1976). Or la nature et la concentration des solutions à l'origine des néogénèses sont différentes dans le milieu ouvert aux influences marines et dans le milieu interstitiel. ²) Le temps nécessaire à l'évolution diagénétique de l'opale et des silicates, l'intensité des phénomènes diagénétiques et la nature des minéraux obtenus, sont fonction de plusieurs paramètres. Ainsi, les cations en présence semblent pouvoir catalyser la précipitation de l'opale (ex. Mg : Kastner *et al.*, 1977), et conditionner l'ordre cristallin des minéraux obtenus (Millot, 1961 ; Lancelot, 1973 ; Riech et Von Rad, 1979b). De même, la nature du sédiment est primordiale, par le jeu de sa perméabilité. Par exemple, les argiles favorisent moins les transformations que les carbonates (Millot, 1964 ; Keene, 1975 ; Riech et Von Rad, 1979 ; Karpoff *et al.*, 1981). ³) Du fait des migrations possibles dans le milieu interstitiel, la silice

dissoute peut alimenter la cristallisation d'opale CT ou de silicates dans un environnement différent de celui où a eu lieu la dissolution* (Keene, 1975).⁴) L'opale CT cristallise sous deux formes principales* : diffuse dans la matrice argileuse et en lésphères dans les pores. La clinoptilolite, par contre, se développe sous forme de cristaux automorphes, dans les pores, les loges de foraminifères ou au coeur des radiolaires.⁵) L'opale est peut-être élaborée avant ou après la clinoptilolite (site 397 et 398 : Riech, 1979), mais il semble généralement que la clinoptilolite est le dernier minéral à se former dans les espaces demeurant disponibles (Riech et Von Rad, 1979a et b).

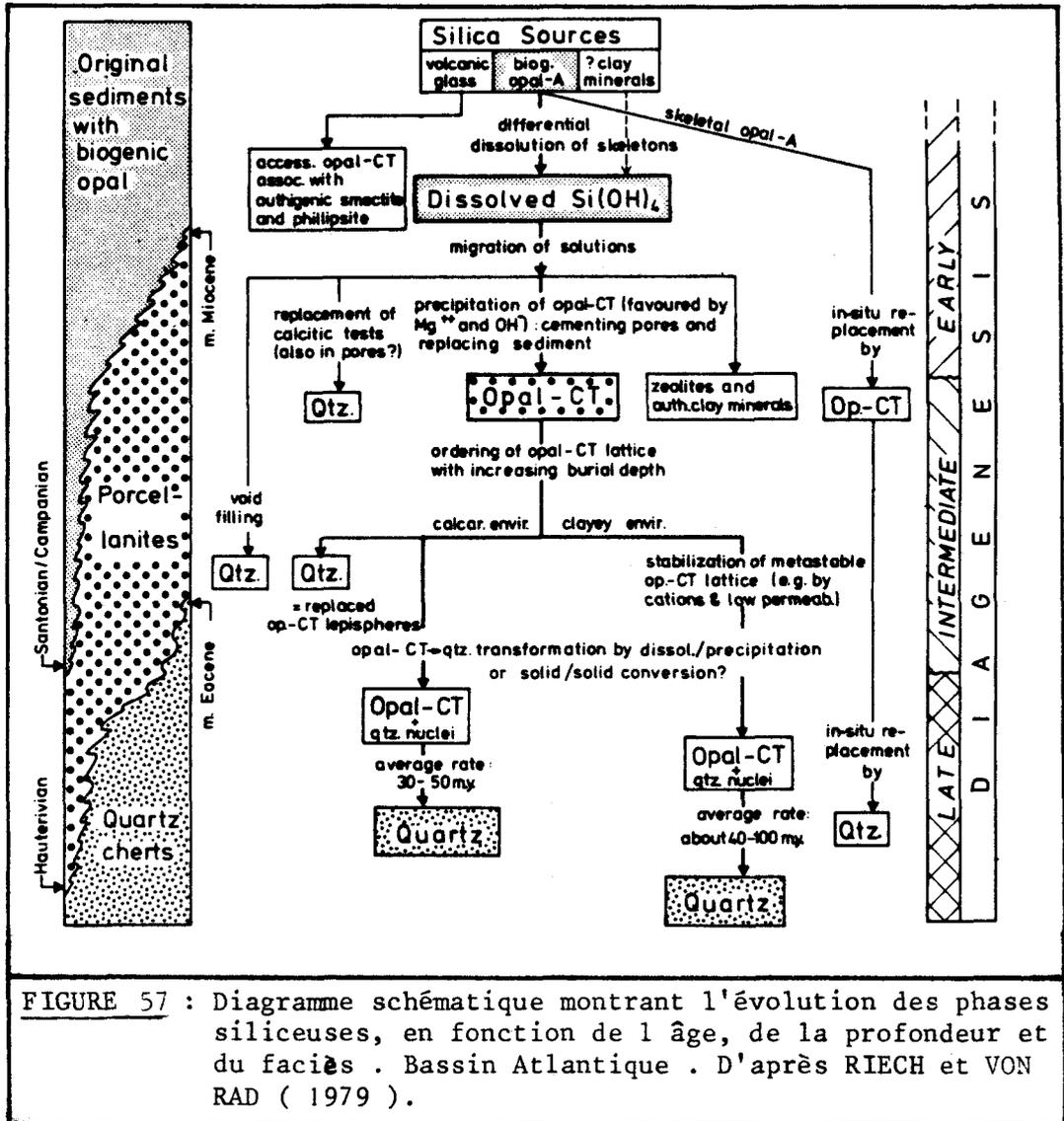


FIGURE 57 : Diagramme schématique montrant l'évolution des phases siliceuses, en fonction de l'âge, de la profondeur et du faciès . Bassin Atlantique . D'après RIECH et VON RAD (1979) .

De nombreuses questions restent posées, et il est difficile de parler de modèles définitifs. Parmi ces questions se trouvent celles qui concernent l'origine de la silice dans les sédiments marins et l'extension très large que semblent avoir les périodes à sédiments hypersiliceux (ex. : Millot, 1964 ; Leclaire, 1974 ; Nathan et Flexer, 1977 ; Steinberg, 1981).

* On ne considère pas ici les phénomènes de remplacement *in situ* (épigénie).

3.5.2 - Etude des assemblages à smectites lattées, clinoptilolite et opale

L'ensemble des sédiments étudiés dans ce travail montre la coexistence de deux ou trois phases minérales authigènes : opale CT, clinoptilolite et smectites lattées. Il ne s'agit pas nécessairement de paragenèses, puisque ce terme signifie non seulement l'existence d'une proximité de gisement entre ces minéraux, mais surtout une proximité de leurs conditions de genèse (Millot, 1961). Ainsi, tant que cette proximité de conditions de genèse n'est pas démontrée, nous utiliserons le terme d'assemblage.

a) Etude des relations clinoptilolite-opale CT

Nous avons fréquemment observé l'assemblage à clinoptilolite et opale CT dans nos échantillons. Il est possible que dans ces niveaux il s'agisse d'une paragenèse, car rien ne montre que leur origine est différente de celle envisagée par les auteurs précédemment cités (cf même sous-chapitre). Nous ne nous y attarderons donc pas.

b) Etude des relations clinoptilolite-smectites lattées

Les séries étudiées dans ce travail contiennent fréquemment l'assemblage à clinoptilolite et smectites lattées. Les conditions de la genèse de la clinoptilolite, telles qu'elles sont envisagées par les auteurs, sont voisines de celles que nous envisageons pour les smectites lattées (cf tabl. 25) : élaboration dans le milieu interstitiel isolé de l'eau de mer (après un certain enfouissement ?). Cette convergence est en faveur d'une paragenèse des deux phases minérales.

Cependant, les deux minéraux ne sont pas systématiquement présents ensemble dans les mêmes échantillons. Nous connaissons des niveaux riches en smectites lattées mais ne contenant pas de clinoptilolite : ¹⁾ Les argiles du Gault. ²⁾ Plusieurs niveaux des sites 400 et 119. ³⁾ Le Tertiaire inférieur du Nord de la France. En outre, certains niveaux contiennent de la clinoptilolite, mais pas de smectites lattées.

Ainsi, la relation entre les deux phases authigènes n'est pas stricte du point de vue de leur coexistence dans les sédiments. Comme elle ne l'est pas non plus du point de vue de leur abondance relative dans les niveaux où elles cohabitent (cf fig. 58), il semble qu'il ne s'agit pas d'une paragenèse.

Cette hypothèse est largement soutenue par le fait que le lieu où sont élaborées les smectites lattées n'est pas le même que celui où l'est la clinoptilolite. En effet, nous avons souligné précédemment que la clinoptilolite se forme principalement dans les pores du sédiment, les loges de foraminifères ou de radiolaires, c'est-à-dire là où la micro-perméabilité est plus importante et la place plus grande. C'est d'ailleurs en partie pour cette raison que la clinoptilolite est en moyenne plus abondante dans les calcaires que dans les argiles (Stonecipher, 1976). En revanche il est possible que les smectites lattées soient élaborées dans la matrice argileuse dont la moindre perméabilité favorise l'homogénéité chimique du milieu environnant (bilan chimique constant). On note d'ailleurs que les smectites lattées sont plus abondantes dans les niveaux argileux que dans les niveaux calcaires (cf fig. 59).

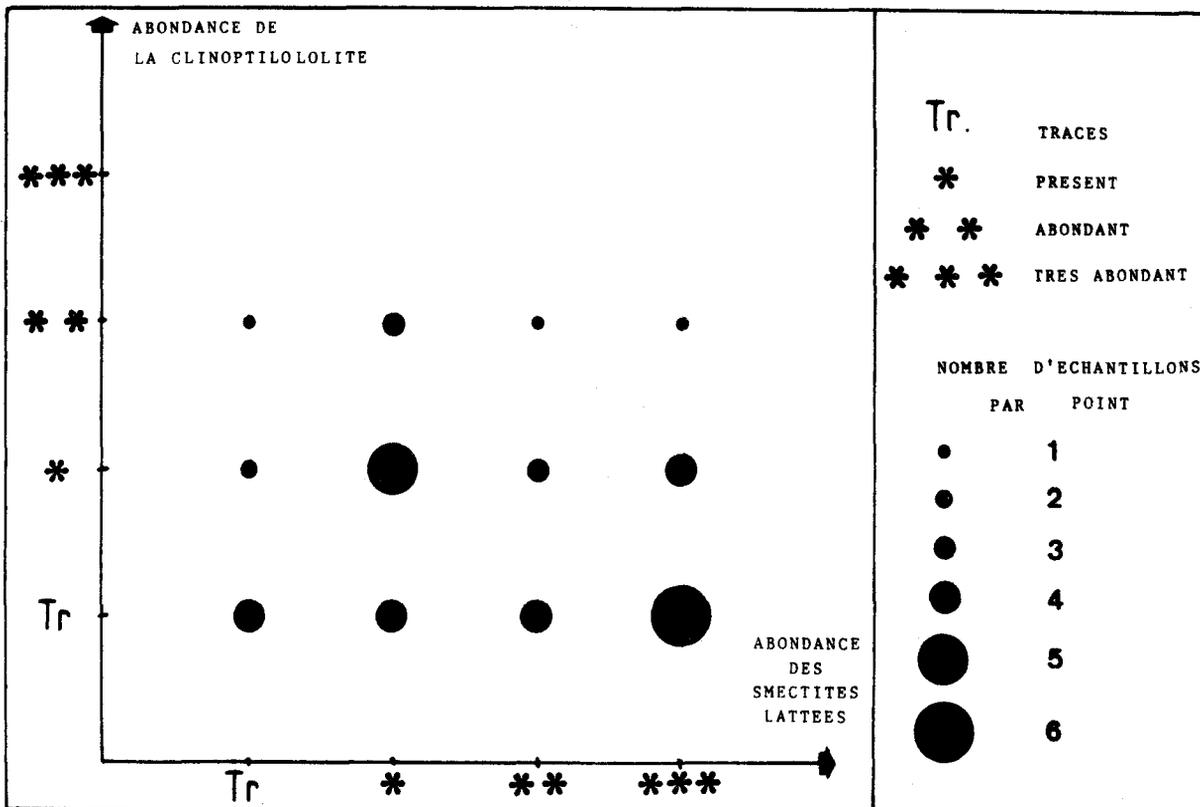


FIGURE 58 : Abondance de la clinoptilolite et des smectites lattées dans l'ensemble des échantillons.

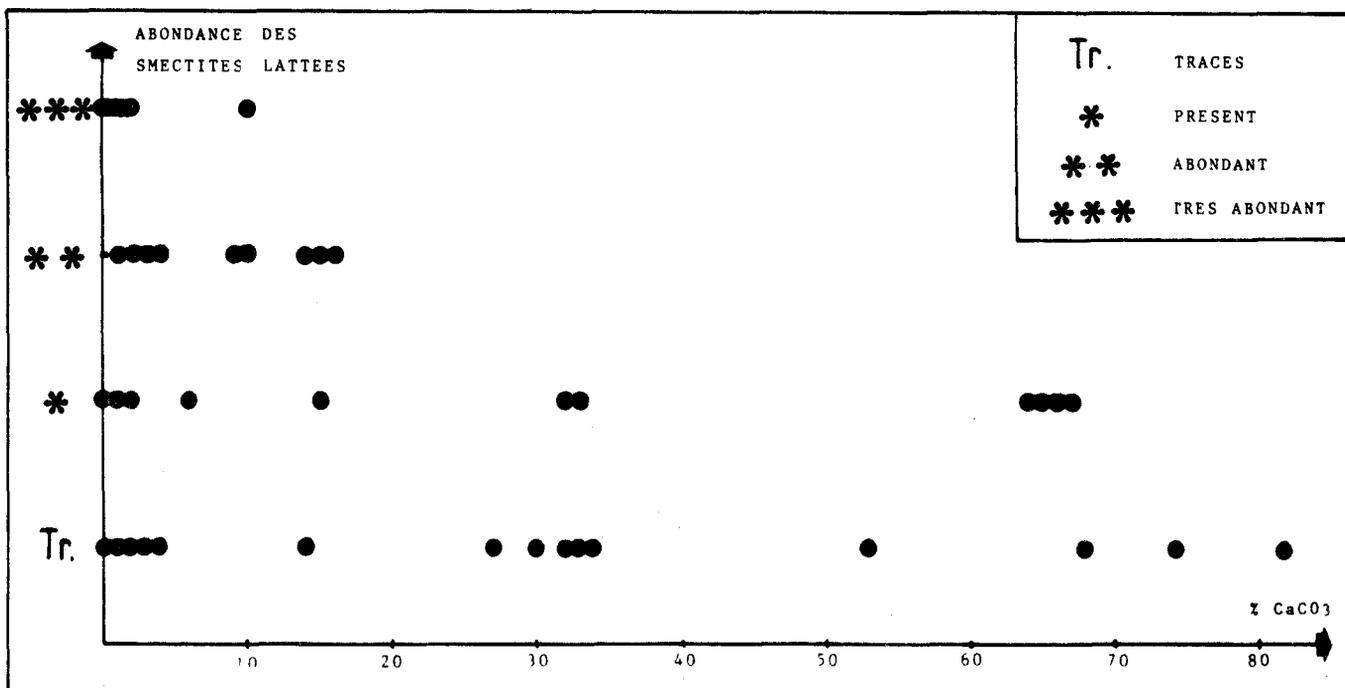


FIGURE 59 : Abondance des smectites lattées et taux de CaCO₃ dans l'ensemble des échantillons.



Cela suggère que si deux phases authigènes peuvent être élaborées au même niveau, dans la colonne sédimentaire, elles ne le sont pas nécessairement dans le même milieu : la clinoptilolite le serait plutôt dans les espaces vides et les smectites lattées dans la matrice argileuse.

Un dernier facteur permet de bien distinguer les smectites lattées des clinoptilolites : leur taille. Les premières sont principalement contenues dans les fractions très fines ($< 0,5 \mu\text{m}$), alors que la clinoptilolite l'est dans les fractions intermédiaires les plus grossières (1 à $2 \mu\text{m}$, cf ann. 4), ce qui est d'ailleurs lié à leurs lieux respectifs présumés d'élaboration. Nous ne pouvons certes totalement exclure que les smectites lattées ont initialement été élaborées sous forme d'agrégats, dans les espaces vides, puis dissociées lors du mixage. Cependant, nos observations au microscope électronique à balayage n'ont jamais permis d'argumenter cette hypothèse.

Il semble donc ne pas y avoir de relation génétique étroite entre la clinoptilolite et les smectites lattées, du moins dans les niveaux étudiés. Ces deux phases ne constituent donc vraisemblablement pas de paragenèse.

Notons que certains auteurs (réf. *in* paragraphe précédent), montrent parfois la néoformation synchrone et l'origine similaire de smectites et de clinoptilolite. Rien ne permet cependant de savoir si ces smectites néoformées (mises en évidence par l'observation au M. E. B.) sont les mêmes que nos smectites lattées authigènes (mises en évidence par l'observation au M. E. T.). Cela est peu probable, étant donné que les smectites lattées peuvent être très abondantes, tandis que les smectites néoformées paraissent toujours peu nombreuses. Il est donc possible que dans les sédiments, des smectites puissent être élaborées selon des processus différents : néoformations dans les pores, développement de smectites lattées dans la matrice argileuse.

c) Etude des relations opale CT - smectites lattées

Le regroupement de nos résultats sous forme de diagramme binaire [abondance de l'opale = f(abondance des smectites lattées)] permet de dégager les idées suivantes (cf fig. 60). 1) Les smectites lattées et l'opale CT cohabitent fréquemment dans les mêmes niveaux, lorsque l'opale n'est pas très abondante. 2) Les niveaux les plus riches en opale CT contiennent peu ou pas de smectites lattées. 3) Les niveaux les plus riches en smectites lattées contiennent peu ou pas d'opale CT.

Il semble donc exister une incompatibilité partielle entre la présence, dans un sédiment, d'opale particulièrement abondante, et celle de smectites lattées. Trois explications sont envisageables.

- La première explication est d'ordre chimique : si la silice est essentiellement mobilisée sous forme d'opale, elle pourrait n'être plus disponible pour la croissance des smectites lattées (Holtzapffel et Chamley, 1983). Cependant, nos résultats convergent tous vers l'idée que les smectites lattées sont principalement issues de recristallisation, et les récentes analyses au STEM (cf texte page 67), ont confirmé que ces modifications se font à bilan chimique constant. Cela suggère que l'élaboration de ces particules authigènes ne nécessite pas d'apport extérieur important, donc notamment pas de silice. Cette hypothèse paraît donc fragile.

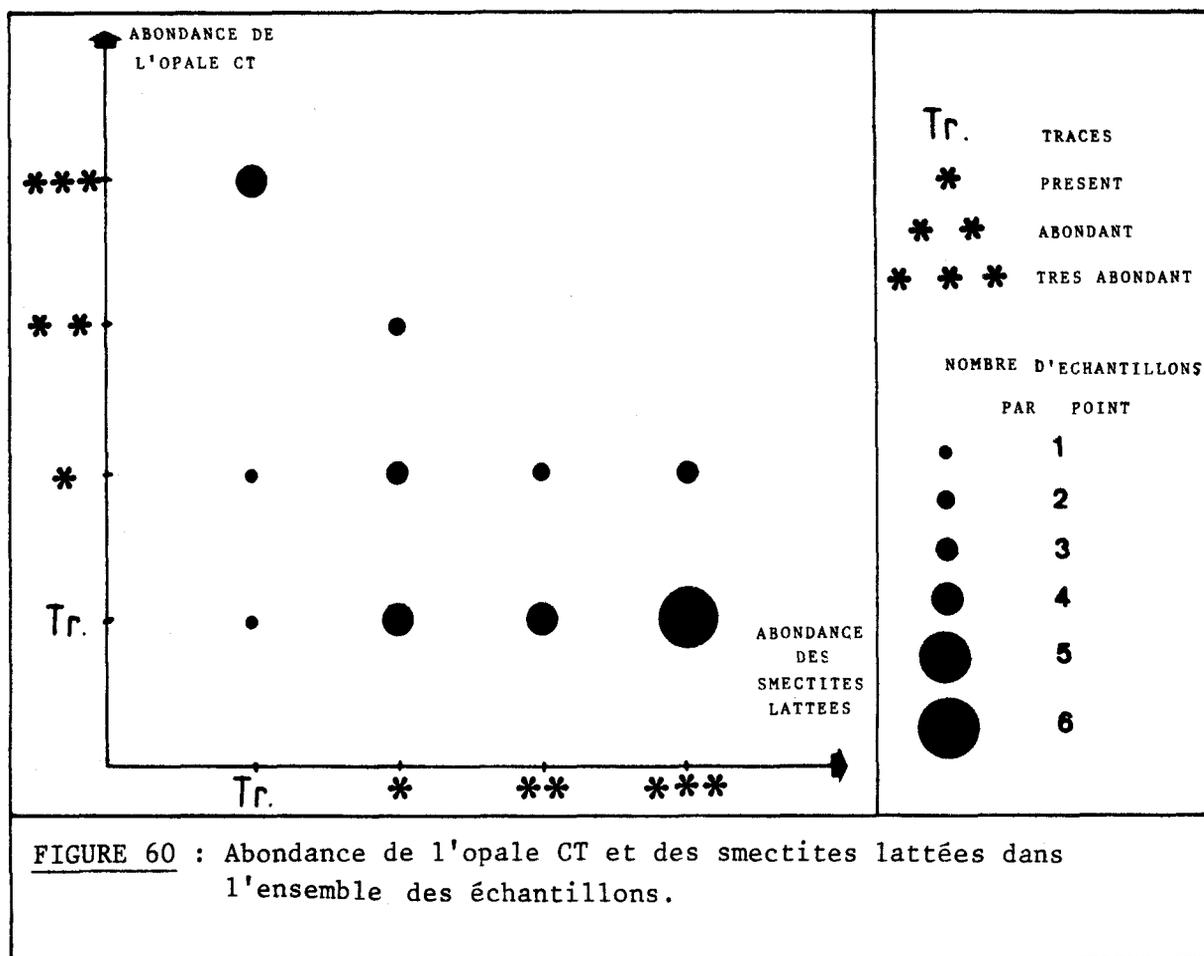


FIGURE 60 : Abondance de l'opale CT et des smectites lattées dans l'ensemble des échantillons.

- La seconde explication est d'ordre thermodynamique : si le taux de silicium des eaux interstitielles devient très important, les réactions nécessaires aux réajustements entre les phases cristallines et le milieu interstitiel pourraient être bloquées et ne pas avoir lieu. Ce processus, encore mal connu, est cependant envisagé depuis fort longtemps. Millot (1964) écrivait déjà "... beaucoup moins évident et, semble-t-il, très important, est le rôle de certains cations sur les néoformations des minéraux dans la structure desquels ils n'entrent pas". Le manque de données géochimiques et thermodynamiques précises, ne permet pas de discuter cette hypothèse.

- La troisième explication est la suivante : l'élaboration de l'opale CT sous forme diffuse gêne le développement des smectites lattées. Nous avons vu que lors de la genèse de l'opale CT, l'opale A biogénique est dissoute, puis Si(OH)_4 en solution peut migrer et précipiter sous deux formes : diffuse dans la matrice, et en lèpisphères dans les espaces vides (cf fig. 57). On conçoit donc que dans les niveaux où Si(OH)_4 précipite massivement dans le milieu interstitiel, celui-ci n'est plus disponible, et ne peut donc réagir avec les particules détritiques de la matrice argileuse ; les smectites lattées ne peuvent donc être élaborées. On conçoit également, que dans les niveaux où Si(OH)_4 précipite dans les espaces vides sous forme de lèpisphères, le milieu interstitiel de la matrice argileuse n'est pas modifié, et l'élaboration des smectites lattées peut avoir lieu. On expliquerait ainsi que certains niveaux contiennent à la fois l'opale et les smectites lattées en quantité notable.

Les deux dernières hypothèses, qui permettent d'expliquer l'ensemble de nos résultats, sont donc envisageables, et suggèreraient que les assemblages à opale CT et smectites lattées ne sont pas des paragenèses.

3.5.3 - Conclusions

L'utilisation des résultats obtenus dans ce travail, permet de préciser la nature des relations qui lient les smectites lattées à la clinoptilolite et à l'opale CT. Ainsi, ces trois phases authigènes réunies ne constituent pas une paragenèse. Seul l'assemblage à clinoptilolite et opale CT peut en être une, ainsi que de nombreux auteurs l'envisagent du reste.

Quant aux smectites lattées, si elles peuvent se former en même temps que la clinoptilolite, ce n'est sans doute pas dans les mêmes espaces du sédiment : micro-milieux peu perméables pour les smectites lattées, micro-milieux très perméables pour la clinoptilolite et les divers silicates néoformés (pores, loges de foraminifères, ...). Ainsi, le développement des smectites lattées authigènes s'effectuerait en fonction inverse de la porosité et de la micro-perméabilité du sédiment.

Le développement massif d'opale CT dans un sédiment pourrait en outre contrarier l'élaboration des smectites lattées par un processus simple : l'envahissement du milieu interstitiel par les phases siliceuses cristallisées, qui s'opposerait aux échanges entre ce milieu et les particules détritiques de la matrice argileuse. En revanche, le développement de petites quantités d'opale CT, parfois associées à des silicates néoformés, dans les micro-milieux perméables (lépisphères), pourrait avoir lieu indépendamment du développement de smectites lattées dans les micro-milieux peu perméables.

3.6 - RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES ET ABONDANCE DE L'ENSEMBLE DES SMECTITES

La comparaison entre l'abondance des smectites lattées et celle de l'ensemble des smectites, dans le Tertiaire inférieur du site 387, montre que la quantité totale de smectites est comparable dans les niveaux avec ou sans smectites lattées (cf texte page 84). Nous considérons ici d'autres exemples afin de préciser le caractère général ou local de ce fait.

3.6.1 - Cas des argiles du Gault, Albien de Wissant

Lors de l'étude des relations smectites lattées-glaucanies, nous avons noté l'existence d'un parallélisme entre l'abondance des smectites lattées et celle de l'ensemble des smectites (cf IV-3.4.2). Deux interprétations semblent possibles. ¹⁾ Les variations d'abondance de l'ensemble des smectites sont à l'origine des variations d'abondance des smectites lattées (apports détritiques et vitesse de sédimentation différente). ²⁾ Les variations d'abondance des smectites lattées sont à l'origine des variations d'abondance de l'ensemble des smectites (modification du bilan minéralogique quantitatif, par l'authigenèse de smectites lattées). Nous pensons que la seconde hypothèse est en partie possible, mais il est probable que les variations observées sont surtout d'origine paléogéographique : la première hypothèse est en effet soutenue par l'existence d'un bilan chimique constant.

Ainsi, dans les argiles du Gault, l'apport de matériel nouveau

(modifications du bilan minéralogique, aux dépens de l'illite et la kaolinite), lié à l'authigenèse des smectites lattées, est possible, mais nous paraît peu probable.

3.6.2 - Cas des black-shales, sites 400 et 402, Leg 48 DSDP

Dans l'Albien du site 400, la fraction argileuse est composée de 90 % de smectites et 10 % d'illite (cf ann. 4), et les particules lattées y sont abondantes (cf tabl. 21, 16BS < 2 μm : 35 % de smectites lattées et 40 % de smectites mixtes).

Dans l'Albien du site 402, la fraction argileuse est composée de 80 % de smectites, 10 % d'illite et 10 % de kaolinite (cf ann. 4), et les particules lattées y sont peu abondantes (cf tabl. 21, 20BS < 2 μm : 10 % de smectites lattées et 25 % de smectites mixtes).

Deux hypothèses sont envisageables pour expliquer les différences observées. ¹) Les smectites lattées, plus abondantes au 400 qu'au 402, sont issues de la transformation de kaolinites. Rien ne permet de soutenir cette hypothèse. ²) L'authigenèse des smectites lattées est sans relation avec l'abondance de la kaolinite, dont l'absence au site 402 s'explique par des causes paléogéographiques, du fait de l'éloignement de ses sources (Debrabant *et al.*, 1979 ; Mélières, 1979). Cette hypothèse paraît la plus plausible, et conduit à penser que la formation des smectites lattées ne s'accompagne pas d'une augmentation de la quantité initiale de smectites.

3.6.3 - Autres cas

Dans les autres sédiments que ceux envisagés ci-dessus, on ne met pas en évidence de relation entre la présence et l'abondance des smectites lattées et celles de l'ensemble des smectites. On montre ainsi que, malgré les importantes variations constatées du taux de smectites lattées dans les sédiments, celles-ci sont indépendantes de la quantité totale de smectites (cf ann. 4 et tabl. 21).

Il est donc probable que dans la plupart des cas, les phénomènes diagénétiques conduisant au développement des smectites lattées ne modifient pas la composition minéralogique des cortèges argileux initiaux des sédiments.

3.6.4 - Conclusion

Il est possible d'envisager que l'authigenèse des smectites lattées participe parfois à l'augmentation de la quantité totale de smectites, par néoformation stricte ou transformation, notamment de kaolinite ; peu d'exemples existent pour illustrer cette hypothèse.

Il est probable cependant que, dans la plupart des cas, cette authigenèse ne modifie pas de façon sensible la composition minéralogique des sédiments.

Nous pensons donc qu'il est possible d'envisager que dans un grand nombre de cas, l'élaboration des smectites lattées se fait à bilan chimique, mais aussi minéralogique constant. Dans ce cas, au terme modification, nous préférons celui de réajustements.

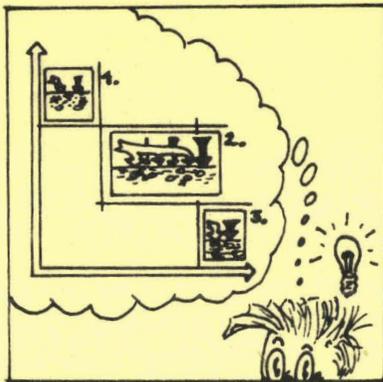
3.7 - REMARQUE A PROPOS DES NIVEAUX NE CONTENANT PAS DE SMECTITES LATTEES

Dans ce qui précède, nous avons montré que l'absence de smectites lattées dans les sédiments marins peut être interprétée de trois manières. 1) Vitesse de sédimentation très lente : Paléocène moyen du site 386 (cf IV-3.3.2). 2) Vitesse de sédimentation trop élevée : argiles du Gault de Wissant (cf IV-3.4.2). 3) Sédiments particulièrement riches en opale CT : Tertiaire inférieur du site 387 et des sondages belges de Mol et Kallo (cf IV-3.5.3).

Aucune de ces trois interprétations ne peut toutefois être envisagée pour expliquer l'absence de smectites lattées dans les sédiments du Tertiaire inférieur du site 398, puisque la vitesse de sédimentation proposée par Sibuet, Ryan *et al.* (1979) est de 10 m/MA, et que l'opale est quasiment absente de ces niveaux. De plus, ni la nature turbiditique de cette série, ni son caractère carbonaté ($\approx 30\%$ de CaCO_3), ne peuvent constituer une explication plausible de cette absence, car les sédiments du site 119, qui sont de même nature et ont un caractère plus carbonaté ($\approx 60\%$ de CaCO_3), contiennent des smectites lattées.

Un seul facteur semble pouvoir expliquer l'absence de smectites lattées dans le site 398 : la microperméabilité des sédiments étudiés. En effet, si on le compare au site 119, on note que le rapport foraminifères/nannofossiles y est plus élevé et que ses sédiments y sont plus grossiers (80 % de fraction $> 2 \mu\text{m}$ au 398 et 40 à 60 % au 119).

En résumé, il paraît possible que l'absence de smectites lattées dans les sédiments du Tertiaire inférieur du site 398, soit liée à leur importante micro-perméabilité.



PARTIE V

Synthèse conclusion
genèse des smectites
lattées dans les
sédiments

Dans cette dernière partie, nous faisons la synthèse de l'ensemble des données acquises par l'approche pluridisciplinaire précédemment développée. Chacune des méthodes, sédimentologie, minéralogie, chimie, microchimie et micromorphologie, apporte des informations différentes et d'importance variée. La somme de ces informations nous conduit à proposer, pour le domaine Nord-Atlantique, à l'Albo-Aptien et au Paléogène, un modèle synthétique de genèse de smectites, et ses limites d'utilisation.

1 - MISE EN EVIDENCE DE L'EXISTENCE DES SMECTITES LATTEES

1.1. - ASPECT QUALITATIF

Dans les sédiments non volcanogéniques albo-aptiens et tertiaire inférieur du domaine Nord-Atlantique, la présence de particules lattées et de type mixte est mise en évidence. Ces particules sont nettement visibles à côté des minéraux argileux de forme banale (illite, kaolinite, argiles fibreuses et smectites floconneuses), lorsque l'on observe au microscope électronique à transmission des préparations effectuées sur des suspensions d'argiles suffisamment diluées, où les particules sont bien isolées les unes des autres.

Les particules lattées et de type mixte sont des smectites, pour les raisons suivantes. ¹⁾ Elles existent en quantité notable dans des échantillons constitués exclusivement de smectites. ²⁾ Dans les niveaux moins riches en smectites, elles sont toujours plus abondantes dans les fractions très fines ($< 0,5 \mu\text{m}$), où le tri granulométrique favorise les smectites, aux dépens de l'illite et de la kaolinite. ³⁾ Leur forme est différente de celle des argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite : PLANCHE I, photo 1), et elles existent parfois en abondance dans des échantillons dépourvus de ces minéraux (cf PLANCHE VI, photo 2).

En général, les smectites lattées sont des agrégats de lattes courtes et larges, assemblées selon des directions à 60 ou 120° les unes par rapport aux autres (cf PLANCHE II, photo 4). Ces directions sont parfois exactement respectées ; les smectites ont alors une forme particulière : en "lattes de parquet" (cf PLANCHE VI, photo 5). Les smectites de type mixte sont des particules en partie floconneuses et en parties lattées. Tous les intermédiaires existent entre les smectites de type mixte très proches de smectites floconneuses, et celles très proches de smectites lattées (cf PLANCHE II, photos 2 et 3).

Les études de microdiffraction au M. E. T., montrent que les particules lattées sont mieux ordonnées dans l'espace que les smectites floconneuses (cf PLANCHE III). Ce fait explique bien que les smectites sont mieux cristallisées dans les fractions granulométriques très fines, enrichies en particules lattées.

1.2 - ASPECT QUANTITATIF

Des comptages de particules sur micrographies agrandies, selon une méthode dont nous montrons la reproductibilité (cf fig. 6 et tabl. 12 et 16), conduisent à des résultats exprimés en pourcentage de surface occupé par chacun des trois types de smectites dans une même fraction granulométrique (cf tabl. 13, 17, 20 et 21). Ils confirment que les smectites lat-

tées sont principalement concentrées dans les fractions granulométriques très fines ($< 0,5 \mu\text{m}$), tandis que les fractions supérieures contiennent surtout des smectites floconneuses et de type mixte.

Les particules lattées sont parfois très abondantes (jusqu'à 50 % des smectites de la fraction argileuse, cf tabl. 13 et 21), et parfois presque totalement absentes (la présence de quelques particules lattées ou de type mixte, dans un niveau donné, n'est pas significative). Cependant, la moyenne des sédiments albiens et tertiaire inférieur étudiés dans le domaine Nord-Atlantique contient des particules lattées en quantité non négligeable (10 à 30 % des smectites de la fraction argileuse).

2 - MISE EN EVIDENCE DU CARACTERE AUTHIGENE DES SMECTITES LATTEES

L'analyse géochimique isotopique du strontium de fractions granulométriques différentes, montre que la présence de smectites lattées, dans les fractions très fines ($< 0,5 \mu\text{m}$), entraîne des modifications de leur âge apparent, par rapport à celui des fractions plus grossières.

Les résultats obtenus sont en effet les suivants. ¹⁾ Dans les échantillons contenant des smectites lattées, l'âge apparent des fractions granulométriques très fines, est toujours inférieur à celui de fractions plus grossières (cf fig. 32, 41, 43, 44, 45 et 46). Les fractions très fines ont donc subi des réajustements contemporains ou postérieurs au dépôt ; comme par rapport aux autres fractions, elles sont toujours enrichies en smectites lattées, celles-ci sont certainement authigènes. De plus, l'abaissement de l'âge apparent des fractions très fines est proportionnel à la quantité de particules lattées (cf texte page 76). ²⁾ Dans les échantillons contenant seulement des smectites floconneuses, l'âge apparent d'une fraction donnée est toujours supérieur à celui de fractions équivalentes, riches en particules lattées (cf fig. 42 et texte page 94). Ceci montre également, mais de façon indirecte, le caractère authigène des smectites lattées.

3 - CONDITIONS DE GENESE DES SMECTITES LATTEES

3.1 - LOCALISATION DES PROCESSUS DIAGENETIQUES

3.1.1 - Formation *in situ* des smectites lattées

La forme des smectites lattées est délicate et peu en accord avec la conservation de ces particules lors du transport (cf PLANCHE II, photo 4). Mais ce fait ne constitue pas un argument décisif en faveur de leur genèse *in situ*, car on sait que divers minéraux fra-

giles, tels que les argiles fibreuses, peuvent être transportés sur de longues distances.

Plusieurs faits suggèrent toutefois que les smectites lattées ne sont ni issues du continent, ni remaniées depuis l'amont. ¹⁾ Ces minéraux ne sont pas décrits à notre connaissance, dans les altérations continentales. ²⁾ L'observation au M. E. T. de la fraction argileuse d'un sol actuel (cf PLANCHE V, photo 2) et d'un sol fossile (cf PLANCHE V, photo 1), montre la présence exclusive de smectites floconneuses. ³⁾ L'étude du Tertiaire inférieur du site 387 montre qu'une même série stratigraphique, dont l'alimentation en matériel terrigène est restée pratiquement constante, peut contenir à la fois des niveaux à smectites lattées très abondantes, et d'autres qui en sont totalement dépourvus (cf texte page 84). L'origine détritique des smectites lattées paraît dans ce cas peu probable. ⁴⁾ Les sédiments du Tertiaire inférieur de deux sites proches, concernés par des phénomènes de resédimentation, peuvent contenir (119) ou ne pas contenir (398) de smectites lattées. Ce fait est peu compatible avec une origine détritique ou remaniée de ces minéraux. ⁵⁾ Les argiles pélagiques du Paléocène moyen du site 386, qui contiennent passablement de minéraux argileux détritiques (illite, kaolinite), ne contiennent pas de smectites lattées. En revanche, les sédiments sus-jacents (Paléocène supérieur), pratiquement dépourvus d'argiles détritiques, contiennent des smectites lattées.

Chacun de ces faits ne constitue pas un argument suffisant en faveur d'une formation *in situ* des smectites lattées. C'est leur accumulation qui nous incite à considérer comme improbable une origine continentale, et assez peu probable une reprise depuis l'amont, dans la majorité des cas. A l'opposé de Louail (1981), nous pensons donc que les smectites lattées ne sont pas formées en milieu glauconitique, et n'ont pas été redistribuées vers l'aval par une reprise sédimentaire.

3.1.2 - Elaboration des smectites lattées dans le milieu interstitiel

L'âge de la diagenèse, estimé à partir d'une méthode graphique fondée sur la géochimie isotopique et les comptages de particules, est proche de celui de la sédimentation (cf fig. 33, 43, 44 et 45). L'élaboration des smectites lattées s'effectue donc très probablement durant la diagenèse précoce. Deux possibilités sont alors envisageables : genèse à l'interface eau-sédiment, ou dans le milieu interstitiel pratiquement isolé des influences marines.

Les courbes de distribution des terres rares par rapport aux shales ne présentent jamais l'anomalie caractéristique de l'eau de mer, quelle que soit la fraction granulométrique analysée (cf fig. 34 et 48). Il est donc probable que l'élaboration des smectites lattées s'est plutôt faite dans le milieu interstitiel. Un tel milieu, plus fermé que la zone du sédiment influencée par l'eau de mer, s'accorde d'ailleurs avec la constance du bilan chimique constatée dans

les divers sédiments à smectites lattées. De plus, l'élaboration des smectites lattées ne semble pas favorisée dans les sédiments très lentement déposés, où le milieu est probablement resté ouvert aux influences marines (cf IV-3.3.2).

Cette hypothèse peut être discutée dans le cas des argiles du Gault de Wissant, où l'élaboration des smectites lattées a pu être différente (cf IV-3.4.3.a).

3.1.3 - Précisions sur la localisation des processus diagénétiques : relations entre smectites lattées et autres phases authigènes

Dans les niveaux étudiés, smectites lattées et clinoptilolite ne sont pas nécessairement liées. Elles coexistent souvent dans les sédiments, mais sont également présentes séparément (cf fig. 58). Les smectites lattées sont d'ailleurs plus abondantes dans les niveaux les moins carbonatés (cf fig. 59), au contraire de la clinoptilolite (ex. : Stonecipher, 1976). Il est donc possible que ces deux phases authigènes ne constituent pas une paragenèse.

Les smectites lattées sont toujours concentrées dans les fractions granulométriques très fines ($< 0,5 \mu\text{m}$), tandis que la clinoptilolite l'est dans les fractions fines intermédiaires (1 à $2 \mu\text{m}$), voire silteuses (ex. : Albien du site 105, texte page 40). De plus, les premières sont en moyenne plus abondantes dans les sédiments plus argileux que silteux (ex. : sites 119 et 398, IV-3.7). Il est donc possible que la genèse des smectites lattées soit favorisée dans les milieux de faible micro-perméabilité, et celle de la clinoptilolite dans les milieux de micro-perméabilité plus élevée : les smectites lattées seraient élaborées dans la matrice argileuse fine du sédiment, la clinoptilolite dans les espaces vides (pores, loges de foraminifères et de radiolaires, etc ...). On note d'ailleurs que les phyllites authigènes des sédiments à forte perméabilité (sables, grès), sont fréquemment "de grande taille car se développent dans les espaces intergranulaires encore vides, ce qui leur laisse une grande latitude de croissance" (Gammermann, 1979).

Les relations entre smectites lattées et opale CT sont, dans une certaine mesure, proches de celles décrites ci-dessus, car ces deux phases authigènes peuvent coexister dans les sédiments. Il existe cependant une incompatibilité entre la présence d'opale en grande abondance, et celle de smectites lattées (cf fig. 60). Ces deux faits semblent pouvoir s'expliquer de la manière suivante. L'opale CT qui précipite à partir de Si(OH)_4 , issu surtout de la dissolution de silice biogénique, peut cristalliser sous deux formes : en lépisphères ou de manière diffuse. Les lépisphères se forment, comme la clinoptilolite, dans les espaces vides du sédiment, et leur croissance est alors sans relation avec celle des smectites lattées. En revanche, l'opale CT diffuse précipite dans le milieu interstitiel et l'envahit si elle est très abondante, ce qui empêcherait le réajustement des particules détritiques avec le milieu, et donc l'élaboration des smectites lattées (cf texte page 123).

Les relations entre smectites lattées et glauconies, nettes dans la série de Wissant (cf fig. 54), conduisent à envisager deux possibilités (cf IV-3.4.3). La première, qui a notre préférence, correspond à l'hypothèse développée ci-dessus : élaboration des smectites lattées dans le milieu interstitiel de la matrice argileuse fine, probablement isolée de l'eau de mer. Dans ce cas, l'authigenèse des smectites lattées n'est pas rigoureusement un phénomène d'interface, et ne présente pas de relation avec les processus de glauconitisation. La seconde hypothèse conduit à envisager que les smectites lattées sont une étape vers la glauconitisation (cf Louail, 1981). Elles correspondent dans ce cas à un phénomène d'interface.

3.2 - PROBLEME DU BILAN CHIMIQUE CONSTANT

L'étude systématique de la réflexion 060 des smectites des fractions granulométriques de nos échantillons montre que les smectites sont toutes des beidellites. D'un échantillon à l'autre (cf fig. 14 et 21), ainsi que d'une fraction granulométrique à l'autre (cf fig. 26 et 37), et quelle que soit l'abondance des smectites lattées, la composition chimique des smectites, indiquée par la position de cette réflexion, est très peu variable. Ce résultat est largement confirmé par de nombreuses analyses chimiques au

MEB EDAX et par absorption atomique (cf ann. 7 et 8 ; et fig. 27, 38 et 50).

Ainsi, les smectites lattées et les smectites floconneuses ont la même composition chimique. Ceci conduit à proposer l'hypothèse suivante : *l'élaboration des smectites lattées se fait à bilan chimique constant.*

L'étude détaillée, dans un échantillon, de la composition microchimique des smectites en fonction de leur forme (STEM) conduit à confirmer cette hypothèse du bilan chimique constant (cf fig. 27 et texte page 67). Ces analyses montrent qu'à l'échelle des particules, la composition chimique des smectites lattées diffère certes de celle des smectites floconneuses, mais les variations observées sont très faibles (cf fig. 30).

Notons que par cette méthode d'analyse, on met en évidence l'hétérogénéité chimique des particules (cf ann. 9). Ce fait, qui conforte diverses analyses microchimiques récentes (CAMECA + TRACOR : Duplay, 1981 ; CAMEBAX : Delbart, 1983), n'affecte cependant pas l'hypothèse du bilan chimique constant, car l'hétérogénéité chimique constatée est la même pour les flocons et pour les lattés.

3.3 - PROBLEME DU BILAN MINERALOGIQUE CONSTANT

Dans certains cas, il est possible que la genèse des smectites lattées ait modifié la composition minéralogique de la fraction argileuse des échantillons étudiés (argiles du Gault de Wissant, sites 400 et 402 ; cf IV-3.6). Ces cas sont cependant peu nombreux et il est toujours difficile de montrer que les variations observées ont une origine diagénétique plutôt que paléogéographique.

Dans la plupart des cas étudiés, il n'existe pas de relation entre l'abondance des smectites lattées et la composition minéralogique de la fraction argileuse (ex. : texte page 84). De plus, la géochimie isotopique montre la participation importante de matériel détritique initial à l'élaboration des smectites lattées (cf texte page 75, et fig. 32, 41, 43, 44, 45 et 46). Cette élaboration s'est donc probablement faite, *au moins en partie*, par recristallisation de particules détritiques préexistantes.

Les études au STEM semblent montrer que les illites sur lesquelles poussent des smectites lattées épitaxiales, ne servent que de support (cf PLANCHE VI, photo 5 ; et texte page 70). Il est donc improbable que les smectites lattées soient issues de recristallisation d'illites. De plus, rien ne permet de penser que des kaolinites soient à l'origine des smectites lattées. Au contraire, cette hypothèse n'est pas compatible avec l'absence de variations chimiques observée.

Les smectites lattées proviennent donc certainement, *au moins en partie*, de la recristallisation de smectites préexistantes. Ceci est d'ailleurs largement soutenu par le fait que toutes les formes intermédiaires existent entre les smectites floconneuses et les smectites lattées (cf PLANCHE II). De ce fait, et étant donné que les teneurs totales en smectites sont le plus souvent invariables dans une série sédimentaire donnée, leur élaboration a probablement eu lieu non seulement à bilan chimique constant, mais également à *bilan minéralogique constant*.

L'existence de smectites lattées se développant à la périphérie d'illites, sans participation reconnue de celles-ci (cf PLANCHE VI, photo 5), est une preuve de néoformation stricte. Cependant, étant donnée la rareté de ces cas, ainsi que la faible abondance des illites dans nos échantillons, ces néoformations sont très peu abondantes et leur existence ne modifie sans doute pas l'hypothèse du bilan minéralogique constant.

3.4 - MECANISMES D'ELABORATION DES SMECTITES LATTEES

La géochimie isotopique du strontium et les observations au M. E. T. témoignent de la participation de smectites détritiques initiales à l'élaboration des smectites lattées. Le mécanisme envisageable est donc vraisemblablement la recristallisation et, selon que le processus est continu ou discontinu, nous parlerons respectivement de recristallisation par transformation ou par néoformation.

Les analyses de particules de formes différentes (STEM), montrent que, relativement à la silice, les lattées sont appauvries en K, Fe, Mg et très légèrement en Al, par rapport aux flocons (cf fig. 29 et tabl. 15). Ces variations, bien que de faible intensité, peuvent être importantes pour l'étude des mécanismes mis en jeu. Elles ont trois explications possibles. 1) Dans les particules détritiques initiales, probablement d'origine pédogénique, du silicium faisait défaut dans les tétraèdres. Par contact prolongé avec le milieu interstitiel (riche en silice dissoute ?), l'équilibre chimique des charpentes argileuses se réajuste, par introduction de silicium dans les tétraèdres non saturés. Ce procédé, qui correspondrait à un début d'agradation (Millot, 1964), pourrait être un phénomène continu et donc correspondre à une recristallisation par transformation. Il n'expli-

que cependant pas le changement de forme observé. 2) Les particules détritiques préexistantes, en déséquilibre avec le milieu interstitiel, sont "altérées" et libèrent des cations (Fe, K, Mg,...). Ce processus, qui expliquerait l'appauvrissement des lattes en ces cations, serait une dégradation (Milot, 1964) qui, comme précédemment, n'implique pas la dissolution des particules. Il est cependant en désaccord avec l'amélioration morphologique constatée, et n'est pas envisageable dans les cas étudiés.

3) Le rééquilibrage, ou réajustement des particules détritiques au contact du milieu interstitiel (enrichi en silice dissoute ?), provoque l'échange suivant : introduction de Si et départ de K, Mg et Fe. Un tel échange, faisant intervenir des cations en position tétraédrique et d'autres en position octaédrique, suggère la dissolution des particules et leur recristallisation, et est compatible avec les améliorations structurale et morphologique observées. Il s'agit dans ce cas d'une recristallisation par néoformation.

Des smectites floconneuses aux smectites lattées, les modifications morphologiques sont très importantes (cf PLANCHE II), ainsi que les modifications structurales (cf PLANCHE III). Le passage d'une forme à l'autre se fait donc probablement par dissolution puis recristallisation sous une forme mieux ordonnée. Un tel processus de genèse correspond probablement à une recristallisation par néoformation.

Il semble donc possible que le mécanisme principal mis en jeu par le réajustement des particules détritiques dans le milieu interstitiel corresponde à un processus de recristallisation par néoformation. Cependant, nous ne disposons pas d'arguments suffisants pour discuter cette hypothèse, que seule une étude à l'échelle des particules pourrait infirmer ou confirmer.

Ainsi, bien que d'un point de vue purement étymologique, nous préférons le mot transformation, nous pensons que les modifications observées correspondent à des recristallisations.

4 - MODELE POSSIBLE DE GENESE DES SMECTITES LATTEES DANS LES SEDIMENTS

4.1 - PRESENTATION DU MODELE PROPOSE

A l'issue des réflexions précédentes, il est possible de proposer un modèle de genèse des smectites lattées, applicable au domaine Nord-Atlantique, pour les deux périodes étudiées : Albo-Aptien et Tertiaire inférieur. Ce modèle, représenté par la figure 61, place la genèse des smectites lattées dans la sédimentation marine non volcanogénique et dans le domaine de la diagenèse précoce.

Dans un diagramme VITESSE DE SEDIMENTATION - INTENSITE DES ECHANGES ENTRE LE SEDIMENT ET LE MILIEU INTERSTITIEL, nous individualisons trois domaines.

① Vitesse de sédimentation très faible

Un seul de nos échantillons appartient à ce domaine (7EM, Paléocène moyen du site 386, 2m/MA), peu représenté dans l'Océan Atlantique. C'est en effet un domaine plus largement étendu dans l'Océan Pacifique central (Hoffert, 1980) ou dans l'Océan Indien (Tlig, 1982).

Dans ce domaine, le milieu interstitiel est proche de l'eau de mer et ses échanges avec le sédiment sont importants. C'est le siège potentiel de transformations et/ou de néoformations abondantes.

En milieu de dépôt peu profond, les phénomènes diagénétiques prédominants sont la genèse des phosphates et des glauconies. Il est possible, comme l'envisage Louail (1981), que la genèse des smectites lattées puisse avoir lieu dans ce milieu, et soit une étape vers la glauconitisation. Cependant, une telle explication ne s'applique qu'imparfaitement aux argiles du Gault étudiées dans ce travail (cf IV-3.4.3).

En milieu de dépôt océanique profond, dans les sédiments océaniques de type boues rouges ou argiles rouges des grands fonds, rares dans l'Océan Atlantique, les manifestations diagénétiques peuvent être nombreuses : genèse d'oxydes et d'hydroxydes (nodules et micronodules), zéolites, smectites, voire argiles fibreuses*. Ces authigenèses se font aux dépens des ions de l'eau de mer, de ceux issus de la dissolution des micro-organismes et de la transformation des particules terrigènes (Hoffert, 1980 ; Tlig, 1982). Cependant, *dans ce milieu qui est le siège de nombreux phénomènes d'interface, favorisés par les échanges avec l'eau de mer, et caractérisés par des modifications chimiques importantes, la genèse des smectites lattées ne semble pas favorisée (cf IV-3.3.2).*

② Vitesse de sédimentation faible à moyenne

Dans ce domaine où les échanges entre le sédiment et le milieu interstitiel sont peu influencés par l'eau de mer, les smectites lattées sont habituellement présentes : *c'est le domaine privilégié de la genèse des smectites lattées, dont l'abondance, très variable, est fonction de trois paramètres principaux, intimement liés : * vitesse de sédimentation, * nature lithologique, * micro-perméabilité du sédiment.*

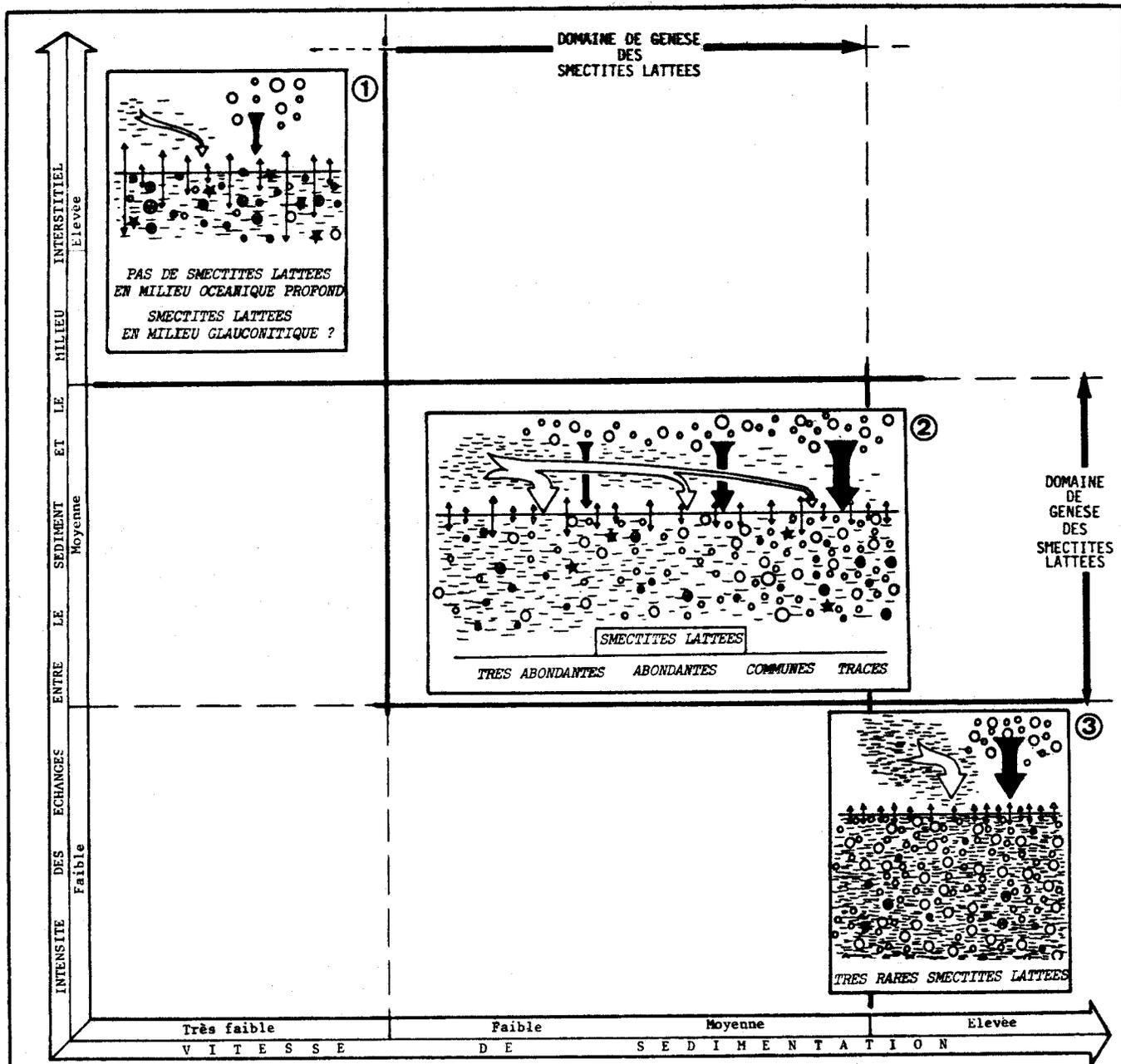
A partir de l'ensemble de nos observations, il est possible de proposer l'hypothèse suivante :

Les smectites lattées sont élaborées par recristallisation de particules détritiques préexistantes (essentiellement des smectites floconneuses), au contact du milieu interstitiel dont la micro-perméabilité est réduite. Leur développement s'effectue par modifications morphologiques à bilan chimique constant et probablement à bilan minéralogique constant.

③ Vitesse de sédimentation élevée

Dans ce domaine, les échanges entre le sédiment et l'eau de mer sont de très courte durée, et ceux entre le sédiment et le milieu interstitiel sont défavorisés dans les milieux de faible micro-perméabilité. Les conditions sont donc défavorables aux modifications et aux croissances cristallines post-sédimentaires : *on ne trouve que de très rares smectites lattées. L'authigenèse de certains minéraux (ex. : zéolites, opale, smectites néoformées ? ...) reste possible dans les milieux où l'eau interstitielle n'est pas chassée par la compaction (ex. : loges de foraminifères et de radiolaires ...).*

* Nous n'envisageons pas ici les produits d'origine volcanique.



LEGENDE

↓
APPORTS PELAGIQUES BIOGENES ET TERRIGENES

↪
APPORTS DETRITIQUES

⋈
ECHANGES ENTRE EAU DE MER ET MILIEU INTERSTITIEL

⋈
PARTICULES DETRITIQUES

○ ○ ○ ○ ○
PARTICULES BIOGENES

★ ★ ★ ★ ★
PARTICULES AUTHIGENES DIVERSES

● ● ● ● ●
PARTICULES AUTHIGENES LIEES AUX PARTICULES BIOGENES

FIGURE 61 : Place de la genèse des smectites lattées dans la sédimentation marine non volcanogénique, et au cours de la diagenèse précoce. (voir commentaires, dans le texte)

BUS LILLE

4.2 - LIMITES DU MODELE PROPOSE

Les trois domaines envisagés se distinguent par leur vitesse de sédimentation, qui n'est pas chiffrée sur la figure 61. Il convient donc de proposer ici quelques valeurs (d'après Fairbridge et Bourgeois, 1978).

+ Vitesse de sédimentation très faible :

- . < 1 m/MA : dans les bassins centraux du Pacifique,
- . 1 à 3 m/MA : dans de rares bassins de l'Atlantique.

+ Vitesse de sédimentation faible :

- . 3 à 10 m/MA : dans les bassins profonds de l'Atlantique;
- . 10 à 30 m/MA : dans la plus grande partie de l'Atlantique.

+ Vitesse de sédimentation moyenne à élevée :

- . 30 à 100 m/MA : sur les marges de l'Atlantique.

Il existe, entre le domaine 1 et le domaine 2 de la figure 61, un hiatus d'information. Nous ne disposons en effet, pour caractériser le domaine 1, que d'un exemple dans l'Océan Atlantique, et des données de Hoffert (1980) et Tlig (1982), dans les Océans Pacifique et Indien. En revanche, nous disposons de nombreux exemples pour le second domaine et le passage progressif au troisième (cf fig. 52 et 55). *Notre modèle est donc limité par le manque d'informations concernant le domaine de transition entre celui où la genèse des smectites lattées ne semble pas favorisée (1.) et celui où elle peut être intense (2.).*

5 - SMECTITES AUTHIGENES DES OCEANS PACIFIQUE ET ATLANTIQUE : UNE COMPARAISON

Le tableau 26 montre les caractéristiques respectives des smectites authigènes du Pacifique, selon Hoffert (1980) et Tlig (1982), et des smectites lattées de l'Atlantique, mises en évidence dans ce travail.

Les deux océans apparaissent comme des milieux potentiels de genèse de smectites marines. Cependant, de nombreux caractères permettent de distinguer dans chacun d'eux, les mécanismes et les produits qui en résultent :

+ Dans l'Océan Pacifique, les argiles rouges des grands fonds sont le siège de modifications minéralogiques et chimiques intenses, fortement influencées par l'eau de mer et le volcanisme : smectites ferrifères, oxydes, hydroxydes, micronodules, phillipsite, etc ... Le matériel initial est rarement préservé et reconnaissable.

+ Dans l'Océan Atlantique, tous les sédiments, quelle que soit leur profondeur de dépôt, peuvent être le siège de modifications, si la vitesse de sédimentation et la micro-perméabilité ne sont pas trop élevées. Les modifications sont alors morphologiquement intenses, mais chimiquement très discrètes. Le matériel initial est donc conservé, à la fois du point de vue du bilan chimique, et du

		OCEAN PACIFIQUE <i>(d'après Hoffert, 1980 et Tlig, 1982)</i>	OCEAN ATLANTIQUE <i>(ce travail)</i>
LES SEDIMENTS A SMECTITES AUTHIGENES	Profondeur de dépôt	Sous le N. C. C. Bassins océaniques du large	Quelconque Bassins laguno-conti- nentaux Plateformes continen- tales Bassins profonds
	Lithologie	Boues rouges, argiles rouges des grands fonds	Tous sédiments, mais plutôt peu calcaires et relativement peu microperméables
	Vitesse de sédimentation	Nulle à très faible	Moyenne
	Principales influences	Pélagique (biogène) et volcanogénique	Terrigène et biogène
	LES SMECTITES AUTHIGENES	Caractéristiques	Forme
Composition chimique (nature)			Variable selon l'origine . ferrifères (nontronites) . alumino-ferrifères . silico-ferrifères
AUTHIGENES	Comportement de certains éléments	Comportement des terres rares	Courbes de distribu- tion sans anomalies, quelles que soient les fractions granu- lométriques
		Comportement des iso- topes du strontium	Les isotopes du strontium se comportent tou- jours comme des marqueurs d'authigenèse
			Les isotopes s'équili- brent avec l'eau de mer et/ou le matériel volcanique
Minéraux authigènes associés	. oxydes et hydroxydes . nodules et micronodules . concrétions métalli- fères . débris volcaniques (cendres, verres, ...) . phillipsite	. clinoptilolite . opale . glauconie } séd. peu . phosphates } profonds . pyrite . marcassite } séd. . sidérite } réduc- . rhodocrosite } teurs	
Mécanismes d'authigenèse	Recristallisation et néoformations à partir de matériel volcanogéni- que, biogénique et ter- rigène	Recristallisation de particules préexis- tantes (smectites sur- tout) Rares néoformations	

TABLEAU 26 : Comparaison des smectites authigènes de l'Océan Pacifique, et des smectites lattées de l'Océan Atlantique.

INS
LILLE

point de vue minéralogique : des beidellites se réajustent dans le milieu interstitiel, pour donner les mêmes beidellites, de forme différente.

Cela montre l'importance des différences qui séparent l'histoire des roches sédimentaires des deux Océans, même lorsque l'on ne considère pas les phénomènes d'origine volcanique.

En résumé, nous dirons :

L'Océan Pacifique est un domaine favorable aux modifications minéralogiques et chimiques intenses.

L'Océan Atlantique est un domaine fortement influencé par le détritisme et dans lequel les modifications diagénétiques de la phase terrigène sont surtout morphologiques.

6 - REMARQUES : PERSPECTIVES ET PROBLEMES

Si ce travail apporte quelques lumières à la connaissance de l'histoire des sédiments de l'Atlantique Nord, il amène également plusieurs remarques, et des questions restées sans réponse. Celles-ci intéressent à la fois le géologue, le chimiste et le thermodynamicien.

1. Il est probable que, dans la majorité des cas étudiés, la formation des smectites lattées correspond à un processus unique de genèse (cf fig. 61). Ceci ne signifie cependant pas que d'autres processus ne peuvent conduire à des smectites de même type. Ainsi, Hoffert (1980) a reconnu des smectites lattées dans des sédiments du Pacifique (cf texte page 63). Il serait donc intéressant de savoir si de tels cas sont semblables à ceux que nous décrivons, ou sont différents et donc liés à un phénomène de convergence morphologique. De la même manière, les lattés que l'on observe parfois dans certains échantillons (résultats non publiés), devront faire l'objet d'examen détaillés.

2. L'étude des relations entre smectites lattées et glauconies est basée sur l'examen d'une seule série. De plus, celle-ci est partiellement incomplète (voir remarques page 115). Il est donc nécessaire de poursuivre cet examen, et également d'entreprendre celui d'autres séries glauconieuses, par des études micro-morphologiques et micro-chimiques comparables à celles qui ont été appliquées dans ce travail.

3. La comparaison des smectites authigènes du Pacifique et de l'Atlantique (cf tabl. 26), et celle des smectites lattées et des glauconies (cf tabl. 25), posent le problème des limites entre différents domaines : celui de la glauconitisation, celui de la genèse des smectites lattées et celui des bassins océaniques profonds à vitesse de sédimentation lente (cf fig. 61). La connaissance de ces limites devra être étendue, par l'étude des domaines frontières : transition entre milieu glauconitique et non glauconitique, transition entre sédimentation autochtone et allochtone ; mais également transition entre ces domaines et celui de la sédimentation volcanogénique.

4. L'élaboration des smectites lattées s'est probablement faite à bilan

minéralogique constant (cf IV-3.6). Cette hypothèse implique un fait important : *si effectivement la diagenèse des sédiments du domaine Nord-Atlantique n'a pas modifié de manière significative les assemblages minéralogiques pré-existants, ceux-ci ont conservé la mémoire des événements tectoniques, courantomologiques et climatiques ayant affecté le bassin et ses marges.*

5. Les smectites lattées sont connues à la fois dans les sédiments du domaine marin actuel et dans les séries marines émergées. Il ne semble donc pas y avoir eu de modification des cortèges argileux, postérieurement à l'exondation des sédiments.

6. L'apport du présent travail à l'étude des mécanismes mis en jeu par l'authigenèse de minéraux argileux dans les sédiments, est limité. Une approche à l'échelle de la particule (microchimie et micromorphologie) permettrait probablement de progresser et de préciser davantage ces mécanismes.

7. La genèse des smectites lattées dans les sédiments de l'Atlantique s'effectue par modifications morphologiques intenses, mais à bilan chimique constant. On ne peut donc pas envisager que la cause de ces modifications réside dans le réajustement de particules en déséquilibre chimique avec le milieu dans lequel elles se sont déposées. La cause de ces modifications, probablement d'origine thermo-dynamique, reste inexpiquée.

8. Nous n'avons considéré jusqu'à présent que des sédiments d'âges albo-aptien et paléogène, mais les smectites lattées existent à d'autres périodes (Berriasien, Barrémien et Miocène ; résultats non publiés). Il sera donc nécessaire d'entreprendre l'examen détaillé des périodes riches en smectites (Crétacé et Tertiaire), connues dans l'Océan Atlantique.

7 - CONCLUSION GENERALE

L'observation de diverses fractions granulométriques fines révèle la présence de smectites de forme lattée, dans les sédiments albo-aptiens et tertiaire inférieur du domaine Nord-Atlantique. Ces smectites, dont les variations d'abondance sont montrées par des comptages de particules sur micrographies agrandies, sont principalement concentrées dans les fractions granulométriques très fines (< 0,5 μ m), tandis que les smectites banales, de forme floconneuse, sont plus abondantes dans les fractions argileuses plus grossières.

Toutes les formes intermédiaires existent entre les smectites lattées et floconneuses, ce qui suggère le passage continu d'une variété à l'autre. En revanche, la composition chimique des smectites est invariable d'une fraction granulométrique à l'autre, quelle que soit leur forme.

L'analyse géochimique isotopique met en évidence le caractère authigène des smectites lattées, car les fractions les plus fines, plus riches en ces minéraux, ont toujours un âge apparent plus jeune que les fractions enrichies en smectites détritiques banales (floconneuses). Ces analyses suggèrent en outre que du matériel détritique préexistant a participé à l'élaboration des particules lattées authigènes.

Les conditions exactes de cette authigenèse sont difficiles à préciser : elle a, semble-t-il principalement eu lieu in situ, par réajustement de smectites (surtout) préexistantes, au contact du milieu interstitiel de la matrice argileuse,

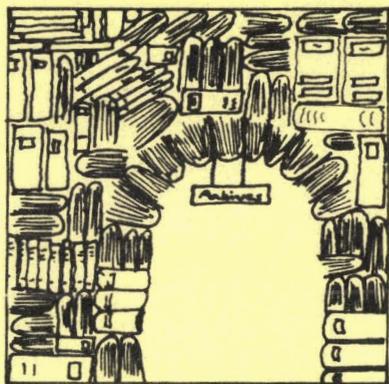
pratiquement isolé des influences de l'eau de mer, sans modification minéralogique significative des sédiments concernés.

Trois facteurs principaux conditionnent l'intensité de l'authigenèse observée. Les smectites lattées et de type mixte paraissent d'autant plus abondantes que la vitesse de sédimentation est plus faible, mais leur genèse n'est pas favorisée lorsque le dépôt est nul à très faible. Les échanges entre le sédiment et le milieu interstitiel favorisent cette genèse, lorsqu'ils sont modérés et peu influencés par l'eau de mer. Les smectites lattées semblent liées aux milieux de faible micro-perméabilité.

Ainsi, l'Océan Atlantique, dont la dépendance vis-à-vis des influences détritiques au cours du temps n'est pas discutable, peut être le siège de modifications minérales postsédimentaires. La principale particularité de ces modifications est d'être morphologiquement importantes et chimiquement très discrètes. Ce fait, particulièrement remarquable, conduit à distinguer aisément les phénomènes diagénétiques des sédiments atlantiques de ceux des sédiments pacifiques et opposer une nouvelle fois l'histoire sédimentologique de ces deux océans.

A l'issue de ce travail, on découvre une nouvelle facette de la famille des smectites, dont les propriétés variées traduisent un grand nombre de modes d'adaptation à l'environnement. En cela, elle est très attachante.





Bibliographie

Table des matières

Liste des figures

Liste des tableaux

BIBLIOGRAPHIE

- AMEDRO F., DAMOTTE R., MAGNEZ-JANIN F. et MANIVIT H. (1981). Echelles biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais (macro-micro-nannofossiles). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 18, n°2, p. 3-19
- AMEDRO F. et MAGNEZ-JANIN F. (1982). Corrélations lithologiques et biostratigraphiques (ammonites, foraminifères) dans l'Albien du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t.CI, p. 133-143
- ANDREWS A.J. (1977). Low temperature fluid alteration of oceanic layer 2 basalts D.S.D.P. Leg 37. *Can. Journ. of Earth. Sc.*, 14, p. 911-926.
- ARRHENIUS G. (1952). Pelagic sediments. Silicates. In : HILL M.N. (Ed.) *The sea*, Interscience Publ., vol. 3, p. 692-703.
- ARTHUR M.A. (1979). North Atlantic Cretaceous Black-Shales : the record at Site 398 and a brief comparison with other occurrences. In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 719-751.
- ARTHUR M.A. et NATLAND J.H. (1979). Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic : the role of salinity in stable stratification of early Cretaceous Basin. In : TALWANI M., HAY W.W., and RYAN W.B.F. (Ed.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margin and Paleoenvironment*, Vol. 3, Washington American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, p. 375 - 401.
- ARTHUR M.A. et PREMOLI-SILVA I. (1982). Développement of widespread organic carbon rich strata in the Mediterranean Tethys. In: SCHLANGER S.O., CITA M.B., et al. *Nature and origine of Cretaceous Carbon-rich facies*, Academic Press, p. 7-54.
- ARTHUR M.A. et SCHLANGER S.O. (1979). Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in developments of reef-reservoired giant oil fields. *Am. Ass. of Petr. Geol. Bull.*, vol 63, n°6, p. 870-885.
- AUBRY M.P. et POMEROL B. (1975). La pétrogenèse des craies du bassin de Paris est-elle une conséquence de l'expansion océanique ? *C. R. A. S., Paris*, D, 280, p 2081 - 2084.
- AUFFRET J.P. et COLBEAUX J.P. (1977). Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *B. S. G. Fr.*, t. XIX, n°5, p. 1047-1055.
- AUFFRET G.A. et PASTOURET L. (1979). Upper Cretaceous to quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscay from textural, mineralogical and coarse fraction studies. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 791-829.
- BADAUT D. (1981). Néof ormation de smectites à partir de frustules de diatomées. Le cas des lacs salés de l'Altiplano de Bolivie. Mise en évidence par des techniques de microscopie électronique. *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg, 1981, 73 p.
- BASS M.N. (1976). Secondary minerals in Oceanic basalts, with special reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project. In : YEATS R.S., HART S.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 34 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 393-432.
- BERGER W.H. et Von RAD U. (1972). Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. In : HAYES, D.E., PIMM, A.C., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 14 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 787-954.
- BERGER W.H. (1974). Deep sea sedimentation In : BURK C.A. et DRAKE C.L. (Ed.), *The geology of continental margins*, Springer-Verlag, p. 213-241.
- BERGGREN W.A. et HOLLISTER C.D. (1977). Plate tectonics and paleocirculation. *Commotion in the ocean. Tectonophysics*, vol. 38, p. 11-48.
- BERNOULLI D. et JENKYN H.C. (1974). Alpine, Mediterranean and Central Atlantic, Mesozoic facies, in relation to the early evolution of the Tethys. In: DOTT R.H. JR, et SHAUER H. (Ed.) *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, Society of Econ. Pal. and Min., Spec. publ. N° 19, p129-160.
- BESSE D., DESPRAIRIES A., JEHANNO C. et KOLLA V. (1981). Les paragenèses de smectites et de zéolites dans une série pyroclastique d'âge éocène moyen de l'océan Indien. (D.S.D.P., Leg 26, Site 253) *Bull. Minéral.* (1981), 104, p 56-63.
- BIGNOT G., BARTA L., CAVELIER C., LABOURGUIGNE J., LAURAIN M., LEPLAT J., MEGNIEN C., MEGNIEN F., PERREAU M., POMEROL B., RASPLUS L., RUSSEL D.E. et TOURENQ J. (1980). Eocène inférieur. In : MEGNIEN C. et MEGNIEN F., *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, vol. 1, mém. B.R.G.M., n° 101, p. 351-365.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977). From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system. In Biju-Duval B. et Montadert L. (Ed), *Int. Symp. on the structural history of the Mediterranean Basins*, Split, Yugoslavia, October 76, Editions Technip, Paris, p. 143-164.
- BISCAYE P.E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 76, p. 803-832.
- BLONDEAU A., MEDIONI R., POMEROL B. et WYNS R. (1978). Excursion géologique dans le Pays de Bray. *Doc. int. Ass. Géol. Bass. Paris*, 1978, 37 p.
- BONATTI E. et JOENSUU (1968). Palygorskite from atlantic deep sea sediments. *Am. Min.*, 53, p. 975-983.
- BONHOMME M., ODIN G.S. et POMEROL C. (1968). Age de formations glauconieuses de l'Albien et de l'Eocène du bassin de Paris. *Colloque sur l'Eocène*, mém. B.R.G.M. n°58, 1968, p. 339-346.

- BONNOT-COURTOIS C. (1981). Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. **Thèse Dr. es Sc.**, Orsay, 217 p.
- BONTE A. (1962). Les formations noduleuses et la reprise sous-marine des sédiments. **87^{ème} Congrès Soc. Sav.**, 1962, p. 855-858.
- BONTE A. (1963). Sur la signification des horizons phosphatés du point de vue paléontologique. **Coll. Crét. Inf. Lyon**, 1963, mém. B.R.G.M. n°34, p. 429-431.
- BOUEDINA A. (1978). Caractères géochimiques et paléoenvironnement de la série des calcaires de Drinos : Peloponèse septentrional. Grèce. **D.E.A.**, Lille, 1978, 49 p.
- BRINDLEY G.W. (1951). X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. **Min. Soc. Great. Britain**, Monograph, London, 345 p.
- BROSSE E. (1982). Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "Black-Shales" du Crétacé de l'Atlantique Central Nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. **Thèse Dr. Ingénieur**, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1982, 474 p.
- CAILLERE S., HENIN S. et RAUTUREAU M. (1982). **Minéralogie des argiles**, 2ème éd., Masson, Paris, t1 et 2, 184 et 189 p.
- CALATAYUD P. (1981). Alluvionnement argileux dans deux bassins-versants du Nord de la France. **D.E.A.**, Lille, 1981, 51 p.
- CARDOSO J.N., WARDROPER A.M.K., WATTS C.D., BARNES P.J., MAXWELL J.R., EGLINGTON G., MOUND D.J. et SPEERS G.C. (1978). Preliminary organic geochemical analyses : site 391, leg 44 of the Deep Sea Drilling Project. In : BENSON, W.E., SHERIDAN, R.E., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 44 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 617-623.
- CHAMLEY H. (1971). Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. **Sci. Géol. Mém.**, Strasbourg, N° 35, 109 p.
- CHAMLEY H. (1979). North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since late Jurassic. In : TALWANI M., HAY W.W., et RYAN W.B.F., **Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margin and Paleoenvironment**, Vol. 3, Washington American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, p. 342 - 361.
- CHAMLEY H. (1981). Long term trends in clay deposition in the ocean. **Oceanologica Acta**, 1981, Actes 26ème Congrès Int. Géol., Géologie des océans, Paris, 7-17 Juillet 1980, p. 105-110.
- CHAMLEY H. et BONNOT - COURTOIS C. (1981). Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique Nord-Ouest. (Legs 11 et 58 du D.S.D.P.). Apports des terres rares. **Oceanologica acta**, Vol. 4, n° 2, p. 229-238.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J. et LEROY P. (1980). 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.). **B.S.G.Fr.**, t. XXII, n°5, p. 745-755.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J. et H. MAILLOT (1978). Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique nord - orientale. (Leg 47B, 48, 50, D.S.D.P.). **B.S.G.Fr.**, t. XX, n°4, p. 401-410.
- CHAMLEY H. et DEBRABANT P. (1982). L'Atlantique Nord à l'Albien : influences américaines et africaines sur la sédimentation. **C.R.A.S.**, Paris, II, 294, p. 525-528.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J., GIROUD D'ARGOUD G., LATOUCHE C., MAILLET N., MAILLOT H. et SOMMER F., (1979). Mineralogy and geochemistry of Cretaceous and cenozoic Atlantic sediments off the Iberian Peninsula, (Site 398, D.S.D.P. Leg 47 b). In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 429-449.
- CHAMLEY H. et GIROUD D'ARGOUD G. (1978). Clay mineralogy in volcanogenic sediments. In : HSU, K., MONTADERT, L., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 42, Part. 1 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 395-397.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G. et ROBERT C. (1980). Clay mineralogy of Cretaceous and Cenozoic sediments off the Morocco margin, D.S.D.P. Sites 415 and 416. In : LANCELOT, Y., WINTERER, E.L., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 50 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 715-721.
- CHAMLEY H. et MILLOT G. (1972). Néof ormation de montmorillonite à partir de diatomées et de cendres dans les sédiments marins du Santorin, (Méditerranée orientale). **C.R.A.S.**, Paris, D, 274, p. 1132-1134.
- CHAMLEY H., et ROBERT C. (1979). Late cretaceous to early paleogene environmental evolution expressed by the Atlantic clay sedimentation. In : KRISTENSEN W.K. et BIRKELUND II T. (Ed.) **Cretaceous-Tertiary boundary events symposium, proceeding**, University of Copenhagen, 1979, p. 71-77.
- CHAMLEY H., et ROBERT C. (1982). Paleoenvironmental Significance of Clay Deposits in Atlantic Black-Shales. In : SCHLANGER, S.O., CITA, M.B., (Ed.), **Nature and Origin of Cretaceous Carbon rich Facies**, Academic Press, p. 101-112.
- CHEVALIER Y. et DEJOU J. (1982). Etude d'une smectite magnésienne de transition à caractéristiques di et tri-octaédrique et dérivée de l'évolution superficielle d'une trachydolélite de Provence. **Clay Minerals**, (1982), 17, p. 349-357.

- CHUMAKOV I.S. et SHUMENKO S.I. (1977). Heulandite authigène des dépôts d'embouchure pliocènes du Nil. *C.R.A.S.*, Paris, D, 284, p.333-336.
- CIRY R., RAT P., MALAPRIS M. et NICOLAS R. (1963). Observations nouvelles sur la stratigraphie et la paléontologie de l'Albien de la Côte d'Or. *Coll. Crét. Inf. Lyon*, 1963, mém. B.R.G.M. n° 34, p. 293-301.
- CLAUER N. (1976). Géochimie isotopique du Strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest-Africain. *Sci.Géol. Mém.*, Strasbourg, n°45, 256 p.
- CLAUER N. (1982,a). The rubidium-strontium method applied to sediments : certitudes and uncertainties. In : ODIN G.S., (Ed), *Numerical Dating in Stratigraphy*, 1982, John Wiley and Sons, Ltd. p. 245-276.
- CLAUER N. (1982,b). Strontium isotopes of Tertiary Phillipsites from the Southern Pacific : Timing of the geochemical Evolution. *Journ. Sed. Petr.*, Vol 52, n°3, Septembre 1982, p. 1003-1009.
- CLAUER N., GIBLIN P. et LUCAS J. (1983). *Isotope Geosciences* (à l'impression).
- CLAUER N., HOFFERT M., GRIMAUD D. et MILLOT G. (1975). Composition isotopique du strontium d'eaux interstitielles extraites de sédiments récents : un argument en faveur de l'homogénéisation isotopique des minéraux argileux. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, vol. 39, p. 1579-1582.
- CLAUER N. et MILLOT G. (1978). Genèse des minéraux argileux et géochimie isotopique du strontium. In : Livre Jubilaire Flandrin, *Docum. Labo. Géol., Fac. Sci. Lyon*, H.S. n°4, p. 129-142.
- COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F. et SOMME J. (1977). Tectonique de blocs dans le sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, T. XCVII, 1977, p. 191.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERT P. et SOMME J. (1980). Le détroit du Pas de Calais. Un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-Occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 1980, Vol. 17, N°4, p41-54.
- COLLECTIF. (1978) Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. *Publ. Int.*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 27 p.
- COOL T. E. (1982). Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the Cretaceous western north Atlantic Ocean. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoécol.*, 39, p. 1-35.
- CORLISS J.B., LYLE M., DYMOND J. et CRANE K. (1978). The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. *Earth. Pl. Sc. Lett.*, 40, p. 12-24.
- CORYELL C.D., CHASE J.W. et WINCHESTER J.W. (1963). A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundances patterns. *J. Geophys. Res.*, 68, p. 559-566.
- COURTOIS C. et CHAMLEY H. (1978). Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge atlantique orientale. *C.R.A.S.*, Paris, D, 286, p. 671-674.
- COURTOIS C. et DESPRAIRIES A. (1978). Les terres rares et quelques éléments de transition dans les minéraux argileux issus de deux processus d'altération de roches basiques. *C. R. Somm. S. G. Fr.*, 1978, fasc. 5, p. 242-245.
- COURTOIS C. et HOFFERT M. (1977). Distribution des terres rares dans les sédiments superficiels du Pacifique Sud-Est. *B.S.G.Fr.*, t. XIX, p. 1245-1251.
- COURTOIS C. et JAFFREZIC-RENAULT N. (1977). Utilisation des propriétés échangeuses d'ions du dioxyde d'étain pour l'analyse des lanthanides dans les roches par activation neutronique. *C.R.A.S.*, Paris, D, 284, p. 1139-1142.
- COUTURE R.A. (1977). Composition and origin of palygorskite rich and montmorillonite rich, zeolite containing sediments from the Pacific Ocean. *Chem. Geol.*, 19, p. 113-130.
- COUTURE R.A. (1978). Composition and origin of palygorskite rich, montmorillonite rich, zeolite containing sediments from the Pacific Ocean. Reply. *Chem. Geol.*, 21, p. 181-183.
- DAMOUR A.A et SALEVAT D. (1847). Notice et analyse sur un hydrosilicate d'alumine, trouvé à Montmorillon (Vienne). *Ann. Chim. Phys.*, série 3, 21, p. 376-383
- DAVIES T.A. et LAUGHTON A.S. (1972). Sedimentary processes in the North Atlantic. In LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 12 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 905-934.
- DEAN W.E., GARDNER J.V., JANSO L.F., CEPEK P., et SEIBOLT E. (1977). Cyclic sedimentation along the continental margin of Northwest Africa. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 965-989.
- DEAN W.E. et GARDNER J.V. (1982). Origin and geochemistry of Redox Cycles of Jurassic to Eocene Age, Cape Verde Basin (D.S.D.P. Site 367), Continental Margin of North-West Africa. In : SCHLANGER, S.O., CITA, M.B., (Ed.), *Nature and Origin of Cretaceous Carbon rich Facies*, Academic Press, p. 55-78.
- DEBRABANT P. et CHAMLEY H. (1982). Influences océaniques et continentales dans les premiers dépôts de l'Atlantique Nord. *B.S.G.Fr.*, t. XXIV, n°5, p. 473-486.

- DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON J. et MAILLOT H. (1979). Mineralogy and geochemistry of upper Cretaceous and Cenozoic sediments from North Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic), D.S.D.P. Leg 48. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 703-725.
- DEBRABANT P., FOULON J. et MAILLOT H. (1980). Mathematical treatment of geochemical data, Deep Sea Drilling Project, Sites 415 and 416. In : LANCELOT, Y., WINTERER, E.L., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 50 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 695-703.
- DECOMMER H. (1981). Étude palynoplantologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France. **Ann. Soc. Géol. Nord.**, t. CI, p. 161-176.
- DECONINCK J.F. (1982). Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral Boulonnais. **D.E.A.**, Lille, 1982, 55 p.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSMAN I (1962). Sheet silicates. In : **Rock Forming Minerals**, vol. 3, Longmans, 270 p.
- DELBART S. (1983). Microanalyse géochimique de particules sédimentaires de taille argileuse. **D.E.A.**, Lille, 1983, 52 p.
- DEROO G., DE GRACIANSKY P. C., HABIB D., et HERBIN J.P. (1978). L'origine de la matière organique dans les sédiments crétacés du site I.P.O.D. 398 (haut-fond de Vigo) : corrélations entre les données de la sédimentologie, de la géochimie organique et de la palynologie. **B.S.G.Fr.** t. XX, n°4, p. 465-469.
- DEROO G., HERBIN J.P., ROUCACHE J., TISSOT B., ALBRECHT P. et SCHAEFFLE (1977). Organic geochemistry of some Cretaceous Black-Shales from Sites 367 and 368; Leg 41, Eastern North Atlantic. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 865-873.
- DEROO G., HERBIN J.P., ROUCACHE J., TISSOT B., ALBRECHT P. et DASTILLUNG M. (1978). Organic geochemistry of some Cretaceous claystones from Sites 391, Leg 44, Western North Atlantic. In : BENSON, W.E., SHERIDAN, R.E., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 44 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 593-598.
- DEROO G., HERBIN J.P., ROUCACHE J., et TISSOT B. (1979). Organic geochemistry of some Cretaceous shales from D.S.D.P. Sites 398, Leg 47B, Eastern North Atlantic. In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 513-522.
- DEROO G., HERBIN J.P., ROUCACHE J., et TISSOT B. (1979). Organic geochemistry of Cretaceous mudstones and marly limestones from D.S.D.P. Sites 400 and 402, Leg 48, Eastern North Atlantic. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 921-930.
- DEROO G., HERBIN J.P., ROUCACHE J., et TISSOT B. (1979). Organic geochemistry of Cretaceous sediments at D.S.D.P. Holes 417D (Leg 51), 418A (Leg 52), and 418B (Leg 53), in the Western North Atlantic. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 737-745.
- DESPRAIRIES A. (1983). Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et en magnésium. Application à l'étude des sédiments. **Clay minerals**, vol. 18, p. 165-175.
- DESPRAIRIES A. et BONNOT-COURTOIS C. (1980). Relation entre la composition des smectites d'altération sous-marine et leur cortège de terres rares. **Earth and Pl. Sc. Lett.**, 48, p. 124-130.
- DESPRAIRIES A. et LAPIERRE H. (1973). Les argiles liées au volcanisme du Massif du Troodos (Chypre) et leur remaniement dans sa couverture. **Rev. Géol. Phys. Géol. Dyn.**, (2), vol. XV, fasc. 15, p. 499-510.
- DESTOMBES J.P. et DESTOMBES P. (1937). Note sur le Gault de Wissant. **Bull. Soc. Géol. Nord**, t. 62, p. 98-113.
- DESTOMBES J.P. et DESTOMBES P. (1938). Remarques sur l'Albien du Pays de Bray. **C.R.A.S. Paris**, 207, n°17, p. 739-741.
- DESTOMBES P. (1958). Révision de l'Albien de la région du Havre. Déductions paléogéographiques sur le N.W. du Bassin Parisien au Crétacé Moyen. **B.S.G.Fr.**, (6), t. VIII, p. 305-313.
- DESTOMBES P. (1973). Constitution chimique des nodules de l'Albien inférieur, argileux, de l'Aube. **Courte note, Bull. Inf. Géol. Bass. Paris**, 36, p. 49-50.
- DESTOMBES P. (1977). The Gault at Bully, Pays de Bray. **Proc. Geol. Ass.**, 88, p. 25-27.
- DOERENKAMP A. et ROBERT P. (1979). Optical study of organic matter from samples of Cretaceous Age, Leg 47B, Hole 398 D. In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 529-531.
- DONNELLY T.W. et MERRILL L. (1977). The scavenging of magnesium and other chemical species by biogenic opal in deep sea sediments. **Chem. Geol.**, vol. 19, p. 167-186.
- DREVER J.I. (1977). **Sea water. Cycles of the Major elements.** Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., 344 p.

- DUBOIS P., LABOURGUIGNE J., MANIVIT J., MEGNIEN C. et POMEROL C. (1980). Tertiaire du Bassin. Généralités et structures. In: MEGNIEN C. et MEGNIEN F., **Synthèse géologique du Bassin de Paris**, vol. 1, mém. B.R.G.M., n° 101, p. 327-336.
- DUNOYER De SEGONZAC G. et ABBAS M. (1976). Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. **Sci. Géol. Bull.**, 29, 1, p. 3-20.
- DUNOYER De SEGONZAC G. et HOFFERT M. (1973). A preliminary investigation of the clay minerals in the western Alboran Basin. Site 121. In : RYAN, W.B.F., HSU, K.J., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 13 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 670-672.
- DUPLAY J. (1982). Populations de monoparticules d'argiles. Analyses chimiques par microsonde électronique. **Thèse 3ème Cycle**, Poitiers, 1982, 110 p.
- DUPUIS C. (1979). Esquisse paléogéographique du Nord et du Nord-ouest du Bassin de Paris au Paléocène et à l'Eocène inférieur. Incidences structurales. **C.R.A.S.**, Paris, D, 288, p. 1587-1590.
- DUPUIS C. (1982). Le Tertiaire de Saint-Valéry-sur-Somme, un témoin des faciès sparnatiens à unios de la marge Nord-Ouest du Bassin de Paris. **Ann. Soc. Géol. Nord**, t. CI, p. 39-45.
- DUPUIS C., GRUAS-CAVAGNETTO, MERCIER M., PERREAU M., RIVELINE J. et ROCHE E. (1982). Données paléontologiques, stratigraphiques, et paléogéographiques nouvelles sur le Tertiaire de Saint-Valéry-sur-Somme (France). **Bull. Inf. Géol. Bass. Paris**, vol. 19, n°4, p. 31-46.
- ENGELHARDT W. V. et GAIDA K. A. (1963). Concentration changes of pore solution during the compaction of clay sediments. **Journ. of sed. petr.**, Vol. 33, n°4, p. 919-930.
- ERDMAN J.G. et SCHORNO K.S. (1977). Geochemistry of carbon : Deep Sea Drilling Project Leg. 41. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 849-853.
- ERDMAN J.G. et SCHORNO K.S. (1979). Geochemistry of carbon : Deep Sea Drilling Project Leg. 43. In : TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 651-655.
- FAIRBRIDGE R.W. et BOURGEOIS J. (1978). The encyclopedia of sedimentology. **Encyclopedia of earth Sciences**, vol. VI, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc, 901 p.
- FAUCONNIER D. (1979). Les dinoflagellés de l'Albien et du Cénomaniens inférieur du Bassin de Paris. Répartition stratigraphique et relation avec la nature du dépôt. **Document du B.R.G.M.**, n°5, 150 p.
- FAURE (1982). The marine strontium geochronometer. In : ODIN G.S., (Ed), **Numerical Dating in Stratigraphy**, 1982, John Wiley and Sons, Ltd. p. 73-79.
- FISCHER A.G. et ARTHUR M.A. (1977). Secular variation in the pelagic realm. In : **Deep Water Carbonate environment**, S.E.P.M. Special publ. 25, p.19-50.
- FLORKE O.W. (1955). Zur Frage des "Hoch-Cristobalit in Opalen, Bentoniten und Gläsern". **N. Jb. Mineral. Mh.**, vol. 10, p. 217-223.
- FROHLICH F. (1978). Silicates authigènes et sédimentation pélagique dans l'Océan Indien Equatorial. **B.S.G.Fr.**, t. XX, n°4, p. 569-576.
- GAMERMANN N. (1979). Contribution à l'étude de la diagenèse des grès : couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formations d'Estrada Nova, de Rosario Do Sol et de Botucatu, (Brésil), et Bundsanstein des Vosges (France). **Sc. Géol. Mém.**, n°59, Strasbourg, 121 p.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971). **Evolution of sedimentary rocks**, Norton, 397 p.
- GIBLIN P. (1979). Minéralogie et géochimie de la limite Crétacé-Tertiaire dans quelques forages océaniques profonds. **Thèse 3ème cycle**, Strasbourg 1979, 99 p.
- GIRESSÉ P. et ODIN G.S. (1973). Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. **Sedimentology**, vol. 20, p. 457-488.
- GLASMAN J.R. (1982). Altération of andesite in wet, unstable soils of Oregon's western Cascades. **Clays and clay Min.**, vol. 30, n°4, p. 253-263.
- GODFRIAUX I. et ROBASZYNSKI F. (1969). Origine et signification des minéraux argileux du Crétacé Hennuyer. **Bull. Soc. Belg. Géol. Paléo. Hydrol.**, t. 78, fasc. 3-4, p. 191-198.
- De GRACIANSKY P.C., AUFFRET G.A., DUPEUBLE P., MONTADERT L., et MÜLLER C. (1979). Interpretation of depositional environments of the Aptien/Albien Black-Shales of the North margin of the Bay of Biscay (D.S.D.P. sites 400 and 402). In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 877-907.
- De GRACIANSKY P.C., BROUSSE E., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MÜLLER C., SIGAL J. et SCHAAF A. (1982). Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : paléogéographie et milieu de dépôt. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, vol. 37, n°3, p. 275-337.
- De GRACIANSKY P.C., MÜLLER C., REHAULT J.P., et SIGAL J. (1978). Reconstitution de l'évolution des milieux de sédimentation sur la marge continentale Ibérique au Crétacé : le flanc Sud du haut-fond du Vigo et le forage D.S.D.P. I.P.O.D. 398. Problème concernant la surface de compensation des carbonates. **B.S.G.Fr.**, t. XX, n°4, p. 389-399.
- GRIFFIN J.J. et GOLDBERG E.D. (1963). Clay minerals distribution in the Pacific Ocean. In : Hill M.N. (Ed.). **The Sea**, Vol. III, New-York, Interscience Publ., 963 p.

- GRIFFIN J.J., WINDOM H. et GOLDBERG E.D. (1968). The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Research*, (1968), 15, p. 433-459.
- GRIM R.E. (1953). Clay mineralogy. Mac Grow-Hill, N.Y., 384 p.
- GRIM R.E. (1968). Clay mineralogy. Second ed. Mac Grow-Hill, N.Y., 596 p.
- GRIM R.E. et GUVEN N. (1978). Bentonites, Geology, mineralogy, properties and uses. Elsevier scientific publishing company, 260 p.
- GROUPE GALICE (AUZENDE J.P., JONQUES H., OLIVET J.L., SIBUET J.C., AUXIETRE J.L., BOILLOT G., DUNANT J.P., MAUFFRET A., De CHARPAL O., APOSTOLESCU V., et MONTADERT L.). The Continental Margin off Galicia and Portugal : accoustical stratigraphy, Dredge Stratigraphy, and structural evolution. In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 633-662.
- HABIB D. (1979). Sedimentology of palynomorph and palynodebris in Cretaceous Carbonaceous faciès South of Vigo Mount. In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 451-467.
- HARDER M. (1972). Role of magnesium in the formation of smectites minerals. *Chem. Geol.*, 10, p. 31-39.
- HAYS J.D. et PITMAN III W.C., (1973). Ocean ridge spreading and sea level changes. *Nature*, 246, n° 5427, p. 18-22.
- HEIN J.R., YEH H.W., et ALEXANDER E. (1979). Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodules belt of the North equatorial Pacific. *Clays and clay min.*, vol. 27, n° 3, p. 185-194.
- HENDERSON J.H., JACKSON M.L., SYERS J.K., CLAYTON R.N. et REX R.W. (1971). Cristobalite authigenic origin in relation to montmorillonite and quartz origin in bentonites. *Clays and clay min.*, vol. 19, p. 229-238.
- HERBIN J.P. et DEROO G. (1982). Sédimentologie de la matière organique dans les formations du Mésozoïque de l'Atlantique Nord. *B.S.G.Fr.*, t. XXIV, n°5, p. 497-510
- HERBIN J.P. et DEROO G. (1982). Sédimentologie de la matière organique dans les formations du Mésozoïque de l'Atlantique Nord. *Rapport interne Institut Français du Pétrole*, Avril 1982, 23 p.
- HOFFERT M. (1980). Les "Argiles rouges des grands fonds" dans le Pacifique Centre-Est. Authigenèse, transport, diagenèse. *Sci. Géol. Mém.*, n° 61, 231 p.
- HOFFERT M., KARPOFF A.M., CLAUSER N., SCHAAF A., COURTOIS C. et PAUTOT G. (1978). Néof ormation et altération dans trois faciès volcanosédimentaires du Pacifique Sud. *Oceanologica Acta*, 1978, Vol. 1, n°2, p. 187-202.
- HOFFERT M., PERSEIL A., HEKINIAN R., CHOUKROUNE P., NEEDHAM H.D., FRANCHETEAU J. et LE PICHON X. (1978). Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault "A", near 37° N, on the Mid-Atlantic Ridge, Famous Area. *Oceanologica Acta*, 1, n°1, p. 73-86.
- HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al (1972). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 11, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1077 p.
- HOLTZAPFFEL T. (1981). Mineralogie des argiles dans les roches Anté-Crétacé Supérieur d'Othrys. (Grèce continentale). *D.E.A*, Lille, 1981, 52 p.
- HOLTZAPFFEL T. et CHAMLEY H. (1983). Morphologie et genèse de smectites albo-aptiennes et paléogènes de l'Atlantique Nord : héritage et recristallisation. *C.R.A.S. Paris*, II, 311, p. 1599-1602.
- HOUGHTON, R.L., ROTHE P. et GALEHOUSE (1979). Distribution and chemistry of phillipsite, clinoptilolite and associated zeolites at D.S.D.P. Sites 382, 385 and 386 in the Western North Atlantic. In : TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 463-483.
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON R.N. et MARRINER G.F. (1979). The mineralogy and geochemistry of basalt weathering, Holes 417A and 418A. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1201-1217.
- JANSA L., GARDNER J.V., et DEAN W.E. (1977). Mesozoic sequences of the central North Atlantic. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 991-1031.
- J.C.P.D.S. International Center for Diffraction Data (1979). Powder diffraction file, Search manual, FINK method. 1146 p.
- J.C.P.D.S. International Center for Diffraction Data (1979). Powder diffraction file, Alphabetical index, Inorganic material. 973 p.
- JEANS C.V. (1978). Silicifications and associated clay assemblages in the Cretaceous marine sediments of southern England. *Clay Minerals*, vol. 13, p. 101-126.
- JEANS C.V., MERRIMAN R.J., MITCHELL J.G. and BLAND D.J. (1982). Volcanic clays in the Cretaceous of the Southern England and Northern Ireland. *clay minerals*, 17, p. 105-156.
- JORDAN R. (1974). Saltz und Erdöl/Erdglas-Austritt als Fazies Faktoren im Mesozoikum Nordwest Deutschlands. *Geol. Jahrbuch*, Reihe A, Heft 13, 64 p.

- JUIGNET P. et POMEROL B. (1975). La clinoptilolite dans le Crétacé supérieur du Bassin de Paris. **Bull. Inf. Géol. Bass. Paris.**, vol. 12, p. 25.
- JUTEAU T., NOAK Y., WHITECHURCH H., et COURTOIS C. (1979). Mineralogy and geochemistry of alteration products in holes 417A and 417D basement samples (Deep Sea Drilling Project, Leg 51). In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1273-1297.
- KARPOFF A.M., HOFFERT M. et CLAUER N. (1981). Sedimentary sequences at Deep Sea Drilling Project Site 464 : Silicification Processes and Transition between Siliceous biogenic Oozes and Brown clays. In : THIEDE, J., VALLIER, T.L., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 62, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 759-771.
- KASTNER M., KEENE J.B. et GIESKES J.M. (1977). Diagenesis of siliceous oozes. I. Chemical controls on the rate of Opal-A to Opal-CT transformation. An experimental study. **Geoch. Cosmoch. Acta.**, vol. 41, p. 1041-1059.
- KEENE J.B. (1975). Chert and porcellanites from the North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 32. In : LARSON, R.L., MOBERLY, R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 17, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 377-506.
- KELLER N.D. (1956). Clay minerals as influenced by environments of their formation. **Bull. Am. Ass. Petr. Geol.**, 40, p. 2689-2710.
- KENDRICK J.W. (1979). Chemical studies of black clays from Leg 43, D.S.D.P. In : TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 633-642.
- KEPPENS E. (1981). Onderzoek van het glauconiet als geochronometer voor de Rb-Sr Dateringsmethode Toepassing op cenozoïsche afzettingen in Belgische en Nadurige bekken met het oog op de verbetering van de absolute Tijdschaal. **Proefschrift**, Brussel, 1981, 315 p.
- KOCH R. et ROTHE P. (1979). X-Ray mineralogy studies. Leg 43. In : TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1019-1041.
- KOSSOWSKAJA A.G., GUSHINA E.B., DRITS W.A., DIMITRIK A.L., LOMOVA O.S. et SEROBRONNIKOVA N.D. (1975). Mineralogy and genesis of Meso-Cenozoic deposits of the Atlantic based on materials of Deep sea Drilling Project, leg 2. **Akad. Nauk SSSR, Litol., Pol., Isk.**, 6, p. 12-26.
- KVENVOLDEN K.A. (1977). Organic geochemistry of Leg 41, introduction and summary. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 815.
- LANAU M. (1978). Etude au microscope électronique à balayage de roches siliceuses de la série d'Ozouri. (Paléogène du Gabon). **Ann. Univ. Nat. Gabon**, n°2, p. 109-115.
- LANCELOT Y. (1973). Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In : WINTERER E.L., EWING J.I. et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 17, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 377-506.
- LANCELOT Y., HATHAWAY J.C. et HOLLISTER C.D. (1972). Lithology of sediments from the Western-North Atlantic, Leg 11, D.S.D.P. In : HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 11, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 901-949.
- LARCHER C. RAT P. et MALAPRIS M. (1963). Documents paléontologiques et stratigraphiques sur l'Albien de l'Aude. **Coll. Crét. Inf. Lyon**, 1963, mém. B.R.G.M. n°34, p. 237-253.
- LATOUCHE C. et MAILLET N. (1978). Minéralogie des dépôts cénozoïques des sites D.S.D.P. I.P.O.D. 398 (Leg 47B) et 403, 404, 405, 406 (Leg 48). Implications paléoclimatiques et paléohydrobiologiques. **B.S.G.Fr.**, t. XX, n°4, p. 411-427.
- LATOUCHE C. et MAILLET N. (1980). Minéraux argileux et évolution des environnements sédimentaires du domaine Atlantique Nord-Oriental durant le paléogène. **B.S.G.Fr.**, t. XXII, n°5, p. 757-761.
- LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A. et al. (1972). **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 12 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1243 p.
- LECLAIRE L. (1974). Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolysants. **B.S.G.Fr.**, t. XVI, n°2, p. 214-224.
- LEROY P. (1981). Contribution à l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'océan Atlantique Nord depuis le Jurassique Supérieur. **Thèse 3ème cycle**, Lille, 1981, 134 p.
- LIEWIG N. (1981). Les phengites, marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques. Application aux schistes lustrés des Alpes Cottiennes. **Thèse 3ème cycle**, Strasbourg, 99 p.
- LOMOVA O.S. (1975). Abyssal Palygorskite clays of the Eastern Atlantic and their genetic relation to alkalic volcanism (from data of Legs 2 and 14 of the Glomar Challenger. **Litol. i Polzn. Iskop.**, v.4, p. 10-27.
- LOUAIL J. (1979). Origine et signification des zéolites dans les dépôts cénomaniens de la bordure Sud-Est du Massif Armoricaïn. **Clay Minerals**, vol. 14, p. 67-85.
- LOUAIL J. (1981). La transgression crétacée du Sud du Massif Armoricaïn. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé Supérieur de Vendée. **Etude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. Thèse Dr. es Sc.**, Rennes, 1981, 456 p.

- LUCAS J. (1962). La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Cart. Géol. Als. Lorr.*, 23, 202 p.
- LUCAS J., TRAUTH N. et THIRY M. (1975). Les minéraux argileux des sédiments paléogènes du Bassin de Paris. Evolution des smectites et des interstratifiés (7-14S). *Bull. Gr. Fr. Arg.*, t. XXVI, p. 245-262.
- MAGNEZ F., MEDIONI R., MEGNIEN C., AMEDRO F., DESTOMBES P., FAUVEL P.J., JUIGNET P., MANIVIT J., ROBASZYNSKI F. ET SORNAY J. (1980). Crétacé inférieur. In: MEGNIEN C. et MEGNIEN F., *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, vol. 1, mém. B.R.G.M., n° 101, p. 255-287.
- Mac CAVE I.N. (1979). Depositional features of organic-carbon-rich black and green mudstones at D.S.D.P. sites 386 and 387, Western North Atlantic. In: TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 411-416.
- MAILLOT H. (1983). Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud : apports de la géochimie sédimentaire. *Soc. Géol. Nord. Publ.*, n°9, 316 p.
- MALDONADO A. (1979). Upper Cretaceous and Cenozoic depositional processes and facies in the distal North Atlantic Continental Margin off Portugal, D.S.D.P. Site 398. In: SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 373-401.
- MARLIERE R. (1945). Les mers albiennes et cénomaniennes en bordure méridionale du continent ardennais. *Bull. Soc. Roy. Belg. Géograph.*, 1945, p. 1-22.
- MEGNIEN F., BARTA L., LAURRIN M., LEPLAT J., POMEROL B. et WYNS R. (1980). Paléocène. In: MEGNIEN C. et MEGNIEN F., *Synthèse géologique du Bassin de Paris*, vol. 1, mém. B.R.G.M., n° 101, p. 337-350.
- MELIERES F. (1977). X-Ray mineralogy studies, Leg 41 Deep Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic Ocean. In: LANCELOT Y., SEIBOLT E., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1065-1086.
- MELIERES F. (1978). X-Ray mineralogy studies, Leg 41, Deep Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic Ocean. In: LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1065-1086.
- MELIERES F. (1979). Mineralogy and geochemistry of selected Albian sediments from the Bay of Biscay, Deep Sea Drilling Project, Leg 48. In: MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 855-875.
- MELIERES F. et PERSON A. (1978). Genèse de smectites ferrifères par altération deutéritique de la base de coulées volcaniques du Massif Central Français. *Rev. Géog. phys. Géol. Dyn.*, (2), XX, fasc. 5, p. 389-398.
- MERCIER M. (1983). *Thèse 3ème cycle*, Lille, à paraître.
- MEVEL C. (1979). Mineralogy and geochemistry of secondary phases in low temperature altered basalts from Deep Sea Drilling Project Leg 51, 52, and 53. In: DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1299-1317.
- MILLOT G. (1949). Relation entre la genèse et la constitution des roches sédimentaires. *Thèse Dr. es Sci., Géologie appliquée et prospection minière*, 2, n° 2-3-4, p. 1 à 352.
- MILLOT G. (1961). Silicifications et néoformations argileuses. Problèmes de genèse. *Coll. Int. Genèse et synthèse des argiles*, Paris, Juillet 1961, n°105, p. 167-176.
- MILLOT G. (1964). *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 p.
- MOBERLY R. Jr., KIMURA H.S. et Mac COY F.W. Jr., (1968). Authigenic Marine Phyllosilicates Near Hawaii. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 79, p. 1449-1460.
- MONTADERT L., ROBERTS D.G., et al. (1979). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1183 p.
- MULLER C., SCHAAF A. et SIGAL J. (1982). Biostratigraphie des séries d'âge crétacé de l'Atlantique Nord. *Rapport interne, Institut Français du Pétrole*, Chapitre I, Mars 1982.
- NAGELSCHMIDT G. (1938). On the atomic arrangement and variability of the members of the montmorillonite group. *Min. Mag.*, vol. 25, p. 140.
- NATHAN et FLEXER A. (1977). Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy. *Sedimentology*, vol. 24, p. 845-855.
- NICOLAYSEN L.O. (1961). Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 91, p. 198-206.
- NOEL D. et MANIVIT H. (1978). Nannofaciès de "Black-Shales" aptiennes et albiennes d'Atlantique Sud. (Legs 36 et 40). Intérêt sédimentologique. *B.S.G.Fr. t. XX*, n°4, p. 401-502.
- ODIN G.S. (1971). Sur la genèse de glauconies et leur signification sédimentologique d'après l'étude détaillée du sondage du Mont Cassel (Nord). *C.R.A.S. Paris, D*, 272, p. 697-699.
- ODIN G.S. (1972). Modalités du passage continu du sédiment argileux au minéral glauconite dans les formations éocènes de Rodeberg (Flandres occidentales) Belgique. *C.R.A.S. Paris, D*, 274, p. 660-663.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J. (1982). Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C.R.A.S.*, Paris, II, 294, p. 383-386.
- ODIN G.S. et MATTER A. (1981). De glauconiarium Origine. *Sedimentology*, 28, p. 611-641.

- ODIN G.S. et POMEROL C. Données sédimentologiques sur les formations du Crétacé moyen entre Wissant et Sangatte (Pas de Calais). *C.R. Somm. S.G.Fr.*, fasc. 3, p. 67.
- PAQUET H. (1970). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. serv. Cart. Géol. Als. Lorr.*, (1970), 30, 212 p.
- PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ J. (1970). Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination. *Masson*, Paris, 550 p.
- PASTOURET L., AUFFRET G.A., et CHAMLEY H. (1978). Microfacies of some sediments from the Western North Atlantic : Paleooceanographic implications (Leg 44 D.S.D.P.). In : BENSON, W.E., SHERIDAN, R.E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 44 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 477-501.
- PEDRO G. (1968). Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe, présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn*, 10, p. 457-470.
- PERTSEF N.N. et RUSINOV V.L. (1979). Mineral assemblage and processes of alteration in basalts at Deep Sea Drilling Project Sites 417 and 418. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1219-1242.
- PETZING J. et CHESTER R. (1978). Composition and origin of palygorskite rich, montmorillonite rich, zeolite containing sediments from the Pacific Ocean. *Comments. Chem. Geol.*, 21, p. 177-180.
- PEVEAR D.R., DETHIER D.P. et FRANK D. (1982). Clay minerals in the 1980 deposits from Mount St-Helens. *Clays and Clay Minerals*, vol. 30, n°4, p. 241-252.
- PIPER D.Z. (1974). Rare earth elements in the sedimentary cycle : a summary. *Chem. Geol.*, 14, p. 285-304.
- PRICE (1874). The Gault. *Proc. Geol. Ass.*, 1874, Vol. 4, p. 146
- PRITCHARD R.G. (1979). Alteration of basalts from Deep Sea Drilling Project Legs 51, 52, and 53, Holes 417A and 418A. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1185-1199.
- Von RAD U., RIECH V. et RÖSCH H. (1977). Silica diagenesis of continental margin sediments off Northwest Africa. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 879-905.
- Von RAD U. et RÖSCH H. (1972). Mineralogy and origin of clay minerals silica and authigenic silicates, in Leg 14 sediments. In : HAYES, D.E., PIMM, A.C., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 14 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 727-751.
- RATEEV M.A., GORBUNOVA Z.N., LISITZYN A.P. et NOSOV G.L. (1969). The distribution of clay minerals in the Oceans. *Sedimentology*, 13, p. 21-43.
- REHAUT J.P. et MAUFFRET A. (1979). Relationships between tectonic and sedimentation around the North Western Iberian Margin. In : SIBUET, J.C., RYAN, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 663-681.
- REYNOLDS R.C. Jr. (1971). Clay minerals formation in an Alpine Environment. *Clays and clay minerals*, 1971, 19, 361-374.
- REYNOLDS W. R. (1970). Mineralogy and stratigraphy of lower Tertiary clays and claystones of Alabama. *Journ. of Sed. Petr.*, vol. 40, 3, p. 829-838.
- RIECH V. (1979). Diagenesis of silica, zeolites, and phyllosilicates at sites 397 and 398. In : Von RAD, U., RYAN, W.B.F., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 1 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 741-759.
- RIECH V. et Von RAD U. (1979 a). Eocene Porcellanites and early Cretaceous cherts from the Western North Atlantic Basin. In : TUCHOLKE B.E., VOGT P.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 47, Part. 1 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 437-455.
- RIECH V. et Von RAD U. (1979 b). Silica diagenesis in the North Atlantic basin : diagenetic potential and transformation. In : TALWANI M., HAY W.W., and RYAN W.B.F., *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margin and Paleoenvironment*, Vol. 3, Washington American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, p. 342 - 361.
- RIVIERE A. (1953). Sur l'origine des argiles sédimentaires. *XIX ème Cong. Géol. Int. Alger*, 18, p. 177-180.
- ROBASZYNSKI F. (1979). Comparison between the Middle Cretaceous of Belgium and some French Region. *Aspecte der Kreide Europas*, I.U.G.S., Série A n°6, p. 543-561.
- ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., FOUCHER J.C., GASPARD D., MAGNEZ-JANIN F., MANIVIT H. et SORNAY J. (1980). Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et macrofaune. *Rev. Micropal.*, vol. 22, n°4, p. 195-321.
- ROBASZYNSKI F., DUPUIS C., et COLBEAUX J.P. (1981). De la Picardie au Boulonnais. Aspects de la couverture céno et mésozoïque. Front varisque et soubassement paléozoïque. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 19, n°1, p. 9-62.

- ROBERT C. (1982). Modalités de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire de l'Atlantique Sud. **Thèse Dr. es Sciences**, Aix-Marseille, 1982, 141 p.
- ROBERT C., HERBIN J.P., DEROO G., GIROUD D'ARCOUD G., et CHAMLEY H. (1979). L'Atlantique Sud au Crétacé d'après l'étude des minéraux argileux et de la matière organique. (Legs 39 et 40 D.S.D.P.). **Oceanologica Acta**, (1979), vol. 2, n°2, p. 209-218.
- ROBERTS D.G., et MONTADERT L. (1979). Margin Paleoenvironment of the Northeast Atlantic. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1099-1118.
- ROBINSON P.T., THAYER P.A., COOK P.J. et Mac KNIGHT B.T. (1974). Lithology of mesozoic and cenozoic sediments from the Indian Ocean, Leg 27 D.S.D.P. In VEEVERS J.J., HEIRTZLER J.R. et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 37 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1001-1048.
- ROSE A.J. (1970). Tables et abaques. Radio-cristallographie. **C.N.R.S.**, 238 p.
- RUSINOV V.L., LAPUTINA J.P., MURAVITSKAJA G.N., ZVJAGIN B.B. et GRADUSOV B.P. (1979). Clay minerals in basalts from Deep Sea Drilling Project Sites 417 and 418. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1265-1272.
- RYAN W.B.F. et CITA M.B. (1977). Ignorance concerning ocean-wide stagnation. **Marine Geology**, 23, p. 197-215.
- SCARFE C.M. (1979). Secondary minerals in some basaltic rocks from Deep Sea Drilling Project Legs 52 and 53, Hole 418A. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1243-1251.
- SCARFE C.M. et SMITH D.G.W. (1977). Secondary minerals in some basaltic rocks from D.S.D.P. Leg 37. **Can. Journ. of Earth Sc.**, 14, (1977), p. 903-910.
- SCHNEIDEGGER K.F. et STAKES D.S. (1979). X-Ray diffraction and chemical study of secondary minerals from Deep Sea Drilling Project Leg 51 Holes 417A and 417D. In : DONNELLY, T., FRANCHETEAU, J., BRYAN, W., ROBINSON, P., FLOWER, M., SALISBURY, M., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 51, 52, 53 Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1253-1263.
- SCHLANGER S.O. et CITA M.B. (1982). Introduction to the symposium "on the Nature and Origin of Cretaceous Organic Carbon-rich Facies. In SCHLANGER, S.O., et CITA, M.B., (Ed.), **Natur and Origin of Cretaceous Organic Carbon-Rich Facies**, Academic Press, 1982, p. 1-6.
- SCHLANGER S.O. et JENKINS (1976). Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. **Geologie en Minjbow**, vol. 55, n° 3-4, p. 179-184.
- SEIFRIED W.E., SHANKS W.C., et BISCHOFF J.L. (1976). Alteration and Vein formation in Site 321 basalt. In : YEATS R.S., HART S.R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 34 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 385-392.
- SIBUET J.C., RYAN W.B.F. et al (1979). **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 47, Part. 2 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 787 p.
- SIMONEIT B.R.T. (1979). Organic geochemistry of the shales from the North Western ProtoAtlantic, D.S.D.P. Leg 43. In : TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 643-649.
- SIMONEIT B.R.T. et STUERMER D.H. (1982). Organic geochemical indicators for Sources of Organic Matter and Paleoenvironmental Conditions in Cretaceous Oceans. In SCHLANGER, S.D., and CITA, M.B., (Ed.), **Natur and Origin of Cretaceous Organic Carbon-Rich Facies**, Academic Press, 1982, p. 145-163.
- SIMONEIT B.R.T., SCOTT E.S., HOWELLS W.G., et BURLIGAME A.L. (1972). Preliminary organic analyses of the Deep Sea Drilling Project cores, Leg 11. In: HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 11, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1013-1045.
- STEINBERG M. (1981). Biosiliceous sedimentation radiolarite periods and silica budget fluctuations. **Oceanologica Acta**, actes du 26ème congrès Int. Géol., Géologie des océans, Paris, 7-17 Juillet 1980, p. 149-154.
- STOFFYN-EGLI P. (1982). Dissolved aluminium in interstitial waters of recent terrigenous marine sediments from the North Atlantic Ocean. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, vol. 46, p. 1345-1352.
- STONECIPHER (1976). Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptinolite in deep-sea sediments. **Sedimentology**, vol. 17, p. 307-318.
- SUDO T., SHIMODA S., YOTSUMOTO H. et AITA S. (1981). Electron micrographs of clay minerals. **Developments in sedimentology**, 31, Elsevier scientific publishing company, 198 p.
- THIEDE J., DEAN W.E., et CLAYPOOL G.E. (1982). Oxygen deficient Depositional Paleoenvironments in the Mid-Cretaceous Tropical and Subtropical Central Pacific Ocean. In SCHLANGER, S.D., and CITA, M.B., (Ed.), **Natur and Origin of Cretaceous Organic Carbon-Rich Facies**, Academic Press, 1982, p. 79-100.

- THIEDE J. et VAN ANDEL T.H. (1977). The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late mesozoic south Atlantic Ocean. **Earth Pl. Sci. Lett.**, 33, (1977), p. 301-309.
- THIERSTEIN et BERGER (1978). Injection events in ocean history. **Nature**, 276, p. 461-466.
- TIMOFEEV P.P., EREMEEV V.V. et RATEEV M.A. (1977). Palygorskite, sepiolite, and other clay minerals in Leg 41 oceanic sediments : mineralogy, facies and genesis. In : LANCELOT, Y., SEIBOLT, E., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 41 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1087-1102.
- TIMOFEEV P.P. et BOGOLYUBOVA L.I. (1979). Black-Shales of the Bay of Biscay and conditions of their formation. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 831-854.
- TIMOFEEV P.P., RATEEV M.A., et RENTGARTEN N.V. (1979). Mineralogy of the clay fraction of the Atlantic Ocean Sediments. D.S.D.P. Leg 48. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 1091-1098.
- TIMOFEEV P.P., RENTGARTEN N.V., EREMEEV V.V. (1979). Peculiarities of Meso-cenozoic sedimentation in the Bay of Biscay and Rockall Plateau Regions, Leg 48. In : MONTADERT, L., ROBERTS, D.G., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 48 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 677-701.
- TISSOT B., DEMAISON G., MASSON P., DELTEIL J.R., et COMBAZ A. (1980). Paleoenvironment and petroleum potential of midcretaceous Black-Shales in Atlantic basin. **Abstr. Am. Ass of Petr. Geol. Bull.**, 64, p. 2051-2063.
- TISSOT B., DEROO G. et HERBIN J.P. (1979). Organic matter in Cretaceous Sediments of the North Atlantic : contribution to Sedimentology and Paleogeography. In : TALWANI M., HAY W.W., et RYAN W.B.F., **Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margin and Paleoenvironment**, Vol. 3, Washington American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, p. 362-374.
- TLIG S. (1982). Géochimie comparée de sédiments de l'océan Indien et de l'océan Pacifique. Intérêt du fractionnement minéralogique et de l'étude de plusieurs groupes d'éléments dosés par activation neutronique. **Thèse Dr. es sciences**, Orsay, 1982, 270 p.
- TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P. et WEBER F. (1977). Microscopie électronique et minéraux argileux. Résultats obtenus et orientations actuelles. **Publ. Int., Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, Strasbourg**, 16 p.
- TRAUTH N. (1977). Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelle (France), Jbel Ghassoul (Maroc). **Sc. Geol. Mém.** n° 19, 195 p.
- TRAUTH N., VILAS-BOAS G., THIRY M., BADAUT D. et EBERHART J.P. (1978). Silex et chailles du Bassin de Paris. Modifications minéralogiques lors de leur altération. **Sc. Géol. Bull.**, vol. 31, n°4, p. 173-183.
- TREUIL M., JAFFREZIC H., DESCHAMPS N., DERRE C., GUICHARD F., JORON J.L., PELLETIER B., NOVOTNY S. et COURTOIS C. (1973). Analyse des lanthanides, du hafnium, du scandium, du chrome, du manganèse, du cobalt, du cuivre et du zinc dans les minéraux et les roches par activation neutronique. **Journal of radioanalytical Chemistry**, vol. 18, p. 55-68.
- TUCHOLKE B.E. et VOGT P.R. (1979). Western North Atlantic sedimentary evolution and aspect of tectonic history. In : TUCHOLKE, R.E., VOGT, P.R., et al., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 791-825.
- TUCHOLKE B.E. et VOGT P.R. et al (1979) **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 43 : Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 1115 p.
- VATAN A. (1967). Manuel de sédimentologie. **Ed. Technip**. 397 p.
- VIDAL P. et CLAUER N. (1981). Pb and Sr systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (Project Rita). **Earth Pl. Sci. Lett.**, vol. 55, p. 237-246.
- WEAVER C.E. (1958). A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. **Clays and Clay Minerals**, 5th Nat. Conf. 1956, p. 159-173.
- WEAVER C.E. et POLLARD L.D. (1973). The chemistry of clay minerals. **Developments in sedimentology**, vol. 15, Elsevier Scientific publ. comp., 1973, 213 p.
- WEAVER F.M. et WISE S.W. (1972). Ultramorphology of deep sea cristobalitic chert. **Nature**, vol. 237, n° 73, p. 56-57.
- WEBER F., DUNOYER DE SEGONZAC G. et ECONOMOU C. (1976). Une nouvelle expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas. Notion d'épaisseur apparente des cristallites. **C. R. Som. S. G. Fr.**, fasc. 5, p. 225-227.
- WILSON M.D. et PITTMAN E.D. (1977). Authigenic clays in sandstones : recognition and influences on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. **Journ. of Sed. Petr.**, vol. 47, n°1, p. 3-31.
- WILSON M.D., BAIN D.C., et MITCHELL W.A. (1968). Saponite from the Dalradian meta-limestones of North-East Scotland. **Clay minerals**, 7, p. 343-349.
- WISE S.W., BUIE B.F., et WEAVER F.M. (1972). Chemically precipitated sedimentary cristobalite and the Origin of Chert. **Eclog. Geol. Helv.**, vol. 65/1, p. 157-163.

- WISE S.W., WEAVER F.M. et GUVEN N. (1973). Early silica diagenesis in volcanic and sedimentary rocks : devitrification and replacement phenomena. In ARCENEAUX C.J. (Ed), **31 st Ann. Proc. Electron Microscopy Soc. Amer.** New Orleans, La.
- YASHKIN Y.K. (1967). Upper proterozoic montmorillonoidal clays in middle portion of pre-Dniestr region. *Soviet Geology*, 2, p. 122-128.
- ZEMMELS I., COOK H.E., et HATHAWAY J.C. (1972). X-Ray mineralogy studies. Leg 11. In: HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al ., **Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project**, vol. 11, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), p. 729-789.

TABLE DES MATIERES

PLAN DE L'OUVRAGE

AVERTISSEMENT

PARTIE I : PRESENTATION DU SUJET

	Page
1 - RAPPEL SUR LA STRUCTURE DES SMECTITES	3
2 - LA GENESE DES SMECTITES, EVOLUTION DES IDEES	3
1.1 - LES PREMIERS TRAVAUX	3
1.2 - LES VINGT DERNIERES ANNEES	4
1.2.1 - Les smectites de pédogenèse	4
1.2.2 - Les smectites d'altération sous-marine de matériel volcanique	5
1.2.3 - Les smectites d'origine hydrothermale	6
1.2.4 - Les smectites d'origine biogénique	6
1.2.5 - Les smectites issues de l'évolution diagénétique de matériel terrigène	6
1.2.6 - Les smectites dans la diagenèse d'enfouissement et le métamorphisme	6
1.3 - CONCLUSION	7
3 - LES CAUSES ET LA FINALITE DU SUJET	7
4 - LE MATERIEL ET LES MOYENS D'ETUDE	8

PARTIE II : TECHNIQUES ET APPAREILLAGES

1 - INTRODUCTION	11
2 - GRANULOMETRIE	11
2.1 - TAMISAGES A 100 OU 63 μm	11
2.2 - GRANULOMETRIE DE LA FRACTION FINE	11
2.3 - EXTRACTION DE FRACTIONS INFERIEURES A 2 μm	11
2.4 - FRACTIONNEMENTS GRANULOMETRIQUES	12
3 - MINERALOGIE	13
3.1 - ETUDE DE FROTTIS	13
3.2 - OBSERVATION DE MINERAUX EN GRAINS	13
3.3 - DIFFRACTION DES RAYONS X	13
3.3.1 - Appareillage	13
3.3.2 - Analyse de pâtes orientées	14
3.3.3 - Analyse de poudres désorientées	15

	Page
4 - MICROSCOPIE ELECTRONIQUE	15
4.1 - TRANSMISSION	16
4.2 - REFLEXION	16
5 - GEOCHIMIE DE ROUTINE	16
5.1 - CALCIMETRIE	18
5.2 - DOSAGE DU CARBONE ORGANIQUE	18
5.3 - DOSAGE DES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES	18
6 - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU STRONTIUM	18
6.1 - FONDEMENT DE LA METHODE	19
6.2 - METHODE DES ISOCHRONES	19
6.3 - TECHNIQUE ANALYTIQUE	19
7 - GEOCHIMIE DES TERRES RARES	21
8 - ANALYSES CHIMIQUES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE	22
8.1 - PREMIERS ESSAIS	22
8.2 - AUTRES ESSAIS	22

PARTIE III : ETUDE DETAILLEE DES SERIES

1 - LES SERIES "ALBO-APTIENNES"	23
1.1 - LES ARGILES DU GAULT	23
1.1.1 - Stratigraphie	23
a) Le Gault de Wissant	23
b) Le Gault de Bully	23
1.1.2 - Autres données	24
a) Extension latérale des séries	24
b) Paléogéographie	24
c) Les niveaux phosphatés	24
d) Sédimentologie et minéralogie des argiles	26
1.1.3 - Localisation de l'échantillonnage	27
a) Le Gault de Wissant	27
b) Le Gault de Bully	28
1.1.4 - Résultats	28
a) Granulométrie	28
b) Minéralogie	28
c) Géochimie	30
1.1.5 - Conclusion	31
1.2 - LES BLACK-SHALES	31
1.2.1 - Stratigraphie	31
a) Site 105, Leg 11 DSDP	32
b) Site 386, Leg 43 DSDP	33
c) Site 400, Leg 48 DSDP	33
d) Site 402	33
e) Comparaison des sites 400 et 402	33

	Page
1.2.1 - Autres données	35
a) Paléogéographie et milieu de dépôt	35
b) Origine du faciès black-shales	36
c) Minéralogie	37
d) Géochimie	38
1.2.3 - Localisation de l'échantillonnage	38
1.2.4 - Résultats	38
a) Granulométrie	38
b) Minéralogie	40
c) Géochimie	41
1.2.5 - Conclusion	42
2 - LES SERIES DU TERTIAIRE INFERIEUR	42
2.1 - TERTIAIRE INFERIEUR DU NORD DE LA FRANCE ET DE BELGIQUE ...	42
2.1.1 - Stratigraphie	42
a) Les coupes du Nord de la France	43
b) Les sondages belges	43
2.1.2 - Autres données	45
2.1.3 - Localisation de l'échantillonnage	46
2.1.4 - Résultats	47
a) Granulométrie	47
b) Minéralogie	47
c) Géochimie	48
2.1.5 - Conclusion	49
2.2 - TERTIAIRE INFERIEUR DE L'ATLANTIQUE NORD	50
2.2.1 - Stratigraphie	50
a) Site 386, Leg 43 DSDP	50
b) Site 387, Leg 43 DSDP	50
c) Site 119, Leg 12 DSDP	52
d) Site 398, Leg 47b DSDP	52
2.2.2 - Autres données	52
2.2.3 - Localisation de l'échantillonnage	55
2.2.4 - Résultats	55
a) Granulométrie	55
b) Minéralogie	55
c) Géochimie	57
2.2.5 - Conclusion	58

PARTIE IV : ETUDE DETAILLEE DES SMECTITES

1 - ETUDE APPROFONDIE DE DEUX FORAGES	59
1.1 - LES SMECTITES DES BLACK-SHALES (ALBIEN DU SITE 105)	59
1.1.1 - Morphologie (M. E. T.)	60
a) Observation des fractions granulométriques très fines	60
b) Observation de la fraction inférieure à 2 µm	61
c) Interprétations	63

	Page
1.1.2 - Données minéralogiques complémentaires	64
a) Cristallinité des smectites	64
b) Raie 060	65
1.1.3 - Analyses chimiques	66
a) Dosages par absorption atomique	66
b) Analyses par microsonde électronique	66
c) Analyses au STEM	67
d) Conclusion	70
1.1.4 - Géochimie isotopique du strontium	70
a) Rappels sur l'utilisation des droites isochrones	70
b) Résultats et interprétations	74
c) Estimations semi-quantitatives, comparaison avec les données de la microscopie électronique	76
d) Essai de datation de la diagenèse	77
e) Conclusion	77
1.1.5 - Analyse des terres rares	78
1.1.6 - Informations apportées par l'étude de l'environnement sédimentaire	80
1.1.7 - Conclusion	81
1.2 - LES SMECTITES DU TERTIAIRE INFERIEUR (SITE 387)	82
1.2.1 - Morphologie (M. E. T.)	82
a) Observations	82
b) Comptages de particules	82
c) Interprétations	83
1.2.2 - Données minéralogiques complémentaires	84
a) Cristallinité des smectites	84
b) Raie 060	84
1.2.3 - Analyses chimiques	84
1.2.4 - Informations apportées par l'étude de l'environnement sédimentaire	87
1.2.5 - Conclusion	88
1.3 - CONCLUSION A L'ETUDE DES DEUX FORAGES	89
2 - LES SMECTITES DES AUTRES COUPES OU SONDAGES - CONFIRMATION DES RESUL- TATS ACQUIS ET CAS PARTICULIERS	90
2.1 - MORPHOLOGIE DES SMECTITES	90
2.2 - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU STRONTIUM	93
2.2.1 - Analyse des résultats	93
a) Premier cas : échantillons contenant des smectites lattées	93
b) Deuxième cas : échantillons ne contenant pas de smec- tites lattées	94
2.2.2 - Essais de datation de la diagenèse	95
a) Cas où la méthode est applicable	95
b) Cas où la méthode n'est pas applicable	98
2.2.3 - Cas particulier	99
2.3 - ANALYSE DES TERRES RARES	100
2.3.1 - Confirmation des résultats précédents	100
2.3.2 - Cas particuliers	102
a) Premier cas	102
b) Deuxième cas	102
2.4 - ANALYSES CHIMIQUES	103
2.5 - CONCLUSION	104

	Page
3 - ETUDE DES RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES ET ENVIRONNEMENT SEDI- MENTAIRE	104
3.1 - SMECTITES LATTEES ET MILIEUX DE SEDIMENTATION	104
3.1.1 - Informations apportées par l'étude du Tertiaire infé- rieur du Nord de la France	104
3.1.2 - Interprétations, conclusions	105
3.2 - ROLE DE LA PROFONDEUR DE DEPOT	106
3.2.1 - Comparaison des sites 400 et 402, interprétation	106
3.2.2 - Conclusion	107
3.3 - VITESSE DE SEDIMENTATION ET GENESE DES SMECTITES LATTEES ..	107
3.3.1 - Relation entre la vitesse de sédimentation et l'abon- dance des smectites lattées	107
3.3.2 - Cas d'un sédiment déposé très lentement	108
3.4 - RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES ET GLAUCONIES	108
3.4.1 - Répartition stratigraphique des smectites lattées dans les argiles du Gault	109
3.4.2 - Etude des relations entre smectites lattées, varia- tions du rapport r, abondance et cristallinité de l'ensemble des smectites	110
3.4.3 - Nature des relations entre smectites lattées et glau- conies, discussion	111
a) Les smectites lattées : une étape vers la glauconiti- sation ?	112
b) Smectites lattées et glauconitisation : deux proces- sus diagénétiques distincts ?	114
3.4.4 - Remarques	115
3.4.5 - Conclusions	115
3.5 - RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES, CLINOPTILOLITE ET OPALE	116
3.5.1 - Genèse de la clinoptilolite et de l'opale dans les sédiments	116
a) Origine du silicium	116
b) Origine des autres cations	117
c) Modèles de genèse de l'opale CT et des silicates	117
3.5.2 - Etude des assemblages à smectites lattées, clinopti- lolite et opale	120
a) Etude des relations clinoptilolite-opale CT	120
b) Etude des relations clinoptilolite-smectites lattées	120
c) Etude des relations opale CT-smectites lattées	122
3.5.3 - Conclusions	
3.6 - RELATIONS ENTRE SMECTITES LATTEES ET ABONDANCE DE L'ENSEM- BLE DES SMECTITES	124
3.6.1 - Cas des argiles du Gault, Albien de Wissant	124
3.6.2 - Cas des black-shales, sites 400 et 402, Leg 48 DSDP	125
3.6.3 - Autres cas	125
3.6.4 - Conclusions	125
3.7 - REMARQUES A PROPOS DES NIVEAUX NE CONTENANT PAS DE SMECTI- TES LATTEES	126

PARTIE V : SYNTHESE CONCLUSION : GENESE DES SMECTITES LATTEES DANS LES SEDIMENTS

	Page
1 - MISE EN EVIDENCE DE L'EXISTENCE DES SMECTITES LATTEES	127
1.1 - ASPECT QUALITATIF	127
1.2 - ASPECT QUANTITATIF	127
2 - MISE EN EVIDENCE DU CARACTERE AUTHIGENE DES SMECTITES LATTEES	128
3 - CONDITIONS DE GENESE DES SMECTITES LATTEES	128
3.1 - LOCALISATION DES PROCESSUS DIAGENETIQUES	128
3.1.1 - Formation <i>in situ</i> des smectites lattées	128
3.1.2 - Elaboration des smectites lattées dans le milieu in- terstitiel	129
3.1.3 - Précisions sur la localisation possible des processus diagénétiques : relations entre smectites lattées et autres phases authigènes	130
3.2 - PROBLEME DU BILAN CHIMIQUE CONSTANT	131
3.3 - PROBLEME DU BILAN MINERALOGIQUE CONSTANT	131
3.4 - MECANISMES D'ELABORATION DES SMECTITES LATTEES	132
4 - MODELE POSSIBLE DE GENESE DES SMECTITES LATTEES DANS LES SEDIMENTS .	133
4.1 - PRESENTATION DU MODELE PROPOSE	133
4.2 - LIMITES DU MODELE PROPOSE	136
5 - SMECTITES AUTHIGENES DES OCEANS PACIFIQUE ET ATLANTIQUE, UNE COMPA- RAISON	136
6 - REMARQUES : PRESPECTIVES ET PROBLEMES	138
7 - CONCLUSION GENERALE	139
 BIBLIOGRAPHIE	 141
TABLE DES MATIERES	153
LISTE DES FIGURES	159
LISTE DES TABLEAUX	163
 PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	
 ANNEXES	

LISTE DES FIGURES

Page

- 3 Figure 1 .- Représentation schématique de la structure des smectites.
(D'après Brindley, 1951).
- 8 Figure 2 .- Localisation du domaine d'étude, échantillons du domaine terrestre.
- 9 Figure 3 .- Localisation du domaine d'étude, échantillons du domaine marin.
- 12 Figure 4 .- Schéma du fonctionnement de l'ultracentrifugeuse Sharples.
- 15 Figure 5 .- Mesure de paramètres des illites et smectites sur les diagrammes
de pâtes orientées.
- 17 Figure 6 .- Organigramme explicatif de la technique de comptage de particules
sur micrographies agrandies.
- 21 Figure 7 .- Exemple de droite isochrone (système Rb-Sr).
- 25 Figure 8 .- Lithologie, stratigraphie et minéralogie des argiles dans les deux
séries d'argiles du Gault.
- 26 Figure 9 .- Interprétation comparée selon les zones d'ammonites, des oscilla-
tions des bassins du Boulonnais, du Bray et du Havre (argiles du
Gault, Albo-Aptien). (D'après P. Destombes, 1958).
- 32 Figure 10 .- Localisation des sondages D. S. D. P. cités dans le texte.
- 34 Figure 11 .- Lithologie et stratigraphie des black-shales des sites D. S. D. P.
étudiés. (D'après les rapports des sites correspondants).
- 36 Figure 12 .- Modèles classiques de bassins sédimentaires avec milieux confinés.
(D'après Arthur et Schlanger, 1979).
- 39 Figure 13 .- Localisation précise et nomenclature des échantillons de black-
shales étudiés.
- 40 Figure 14 .- Exemple d'analyse diffractométrique de smectites albiennes du site
105, Leg 11 D. S. D. P.
- 43 Figure 15 .- Lithologie, stratigraphie et localisation de l'échantillonnage dans
les trois coupes du Nord de la France.
- 44 Figure 16 .- Répartition de quelques faciès du Landénien supérieur - "Sparnacien",
entre les bassins de Paris, de Dieppe, et le bassin Nordique.
- 45 Figure 17 .- Lithologie, stratigraphie et localisation de l'échantillonnage dans
les sondages belges de Mol et Kallo (Belgique).
- 47 Figure 18 .- Résultats d'analyses granulométriques, échantillons des sondages
belges de Mol et Kallo (Tertiaire inférieur).
- 51 Figure 19 .- Lithologie et stratigraphie du Tertiaire inférieur dans les sites
étudiés (Atlantique Nord).
- 54 Figure 20 .- Localisation précise et nomenclature des échantillons de Tertiaire
inférieur étudiés (Atlantique Nord).
- 56 Figure 21 .- Exemple d'analyse diffractométrique de smectites du Tertiaire infé-
rieur du site 387 D. S. D. P.
- 59 Figure 22 .- Minéralogie de la fraction argileuse et des fractions granulométri-
ques des échantillons 1BS, 3BS et 6BS. Albien du site 105 D. S. D. P.
- 60 Figure 23 .- Dessin mettant en évidence les directions à 60 ou 120° existant
entre les lattes d'une smectite lattée.
- 63 Figure 24 .- Modèle de genèse et d'évolution de la fraction fine des sédiments
marins cénomaniens. (D'après Louail, 1981).

Page

- 65 Figure 25 .- Indices de cristallinité de l'illite et des smectites dans la fraction argileuse et les fractions granulométriques des trois échantillons de black-shales albiens, site 105 D. S. D. P.
- 65 Figure 26 .- Raie 060 des smectites des fractions granulométriques de trois échantillons de black-shales albiens, site 105 D. S. D. P.
- 67 Figure 27 .- Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 1BS, 3BS et 6BS, Albien du site 105 D. S. D. P.
- 67 Figure 28 .- Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques (STEM) effectuées sur des particules de formes différentes. Echantillon 3BS < 0,4 μm , Albien du site 105 D. S. D. P.
- 68 Figure 29 .- Variations des teneurs moyennes de quatre éléments, en fonction de la forme des particules : échantillon 3BS 0,4 μm , Albien du site 105 D. S. D. P. Analyses au STEM.
- 69 Figure 30 .- Variation des points moyens de quatre éléments dans divers diagrammes binaires, en fonction de la forme des particules (STEM). Echantillon 3BS < 0,4 μm . Albien du site 105 D. S. D. P.
- 71 Figure 31 .- Comportement théorique des isotopes du strontium dans différents cas.
- 75 Figure 32 .- Géochimie isotopique du strontium, échantillon 3BS, Albien du site 105.
- 78 Figure 33 .- Essai de datation de la diagenèse par méthode graphique, échantillon 3BS, Albien du site 105.
- 78 Figure 34 .- Courbes de normalisation par rapport aux shales, des terres rares de la fraction très fine des échantillons 1BS et 3BS, Albien, site 105.
- 80 Figure 35 .- Evolution de l'environnement sédimentaire dans le bassin Nord-Atlantique, du Crétacé inférieur au Cénomaniens. (D'après Lancelot *et al.*, 1972).
- 82 Figure 36 .- Composition minéralogique de la fraction argileuse des échantillons 8EM à 12EM, Tertiaire inférieur du site 387, Leg 43 D. S. D. P.
- 85 Figure 37 .- Raie 060 des smectites de fractions granulométriques. Echantillon 8EM, 9EM et 11EM. Tertiaire inférieur du site 387 D. S. D. P.
- 86 Figure 38 .- Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 9EM et 11EM, Tertiaire inférieur du site 387.
- 87 Figure 39 .- Diffractogrammes de poudres de roche totale et de fraction inférieure à 2 μm . Echantillon 8EM, Tertiaire inférieur du site 387. Présence d'opale CT, proche de la tridymite.
- 88 Figure 40 .- Diffractogramme de poudres de roche totale et de fraction inférieure à 2 μm . Echantillon 9EM, Tertiaire inférieur du site 387 D. S. D. P. Présence de clinoptilolite.
- 93 Figure 41 .- Géochimie isotopique du strontium, échantillons 17EM (Tertiaire inférieur du site 119) et 11ET (Thanétien du Mont-de-la-Chapelle).
- 94 Figure 42 .- Géochimie isotopique du strontium, échantillons 22EM (Tertiaire inférieur du site 398) et 6ET (Landénien du sondage de Kallo, Belgique).
- 96 Figure 43 .- Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 1AG (base de l'Albien moyen, argiles du Gault de Wissant).

Page

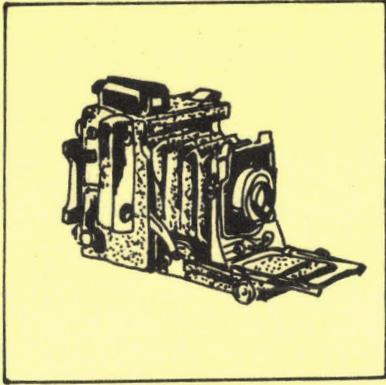
- 97 Figure 44 .- Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 18BS (black-shales, Aptien supérieur du site 400).
- 97 Figure 45 .- Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 12ET (argiles de Louvil, Thanétien, Boiry-Notre-Dame).
- 98 Figure 46 .- Géochimie isotopique du strontium et essai de datation de la diagenèse, échantillon 4ET (marnes de Gelinden, Landénien du sondage de Mol, Belgique).
- 99 Figure 47 .- Géochimie isotopique du strontium, échantillon 8ET (sable thanétien continental du Cap d'Ailly).
- 101 Figure 48 .- Courbes de normalisation par rapport aux shales des terres rares des échantillons 1AG, 18BS, 8ET, 10ET, 11ET, 12ET et 6EM.
- 102 Figure 49 .- Courbe de normalisation par rapport aux shales des terres rares des échantillons 4ET et 6ET, Landénien des sondages de Mol et Kallo.
- 103 Figure 50 .- Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 16BS (site 400), 1ET (sondage de Mol), 14EM (site 119).
- 104 Figure 51 .- Différents diagrammes triangulaires correspondant aux analyses chimiques des échantillons 20BS (site 402), 22EM et 25EM (site 398).
- 108 Figure 52 .- Vitesse de sédimentation et pourcentage de smectites lattées dans la fraction argileuse et la fraction très fine, d'après les données des forages 105, 386, 387, 400 et 402.
- 109 Figure 53 .- Variations d'abondance de l'ensemble des smectites, des smectites lattées et des glauconies dans l'Albien de Wissant.
- 110 Figure 54 .- Variations de divers paramètres minéralogiques et chimiques dans deux séries d'argiles du Gault, Albo-Aptien de Wissant et Bully-en-Bray.
- 112 Figure 55 .- Relation entre l'épaisseur du sédiment (et la vitesse de sédimentation supposée), et l'abondance des smectites lattées dans l'Albien de Wissant.
- 118 Figure 56 .- Diagramme schématique montrant l'évolution des phases siliceuses en fonction de l'âge, de la profondeur et du faciès. (D'après Riech et Von Rad, 1979).
- 119 Figure 57 .- Age des différents minéraux authigènes aux sites 397 et 398. (D'après Riech, 1979).
- 121 Figure 58 .- Abondance de la clinoptilolite et des smectites lattées dans l'ensemble des échantillons.
- 121 Figure 59 .- Abondance des smectites lattées et taux de CaCO_3 dans l'ensemble des échantillons.
- 123 Figure 60 .- Abondance de l'opale CT et des smectites lattées dans l'ensemble des échantillons.
- 131 Figure 61 .- Place de la genèse des smectites lattées dans la sédimentation marine non volcanogénique, et au cours de la diagenèse précoce.

LISTE DES TABLEAUX

Page	
13	Tableau 1 .- Couples vitesse-débit, et fractions récupérées par ultracentrifugation (sharples).
14	Tableau 2 .- Paramètres d'analyse en diffraction de routine.
16	Tableau 3 .- Conditions particulières d'analyse en diffraction X, pour l'étude de la raie 060.
20	Tableau 4 .- Récapitulation de la technique analytique d'analyse isotopique Rb-Sr. (D'après Liewig, 1981).
21	Tableau 5 .- Standards et constantes pour l'analyse isotopique Rb-Sr.
27	Tableau 6 .- Analyses ponctuelles ou estimations moyennes de la fraction argileuse des argiles du Gault par divers auteurs.
32	Tableau 7 .- Caractéristiques des forages où des black-shales ont été forés.
35	Tableau 8 .- Vitesses de sédimentation des black-shales dans les sites étudiés, d'après divers auteurs.
50	Tableau 9 .- Caractéristiques des forages où le Tertiaire inférieur a été étudié.
53	Tableau 10 .- Vitesses de sédimentation des sédiments du Tertiaire inférieur des sites étudiés, d'après divers auteurs.
58	Tableau 11 .- Composition chimique moyenne des vingt analyses effectuées sur diverses fractions granulométriques des échantillons de Tertiaire inférieur (Atlantique Nord).
62	Tableau 12 .- Contrôle de la méthode de comptage : résultats obtenus sur deux fractions de l'échantillon 6BS.
62	Tableau 13 .- Résultats des comptages de particules, échantillons de black-shales albiens du site 105 D. S. D. P.
66	Tableau 14 .- Résultats d'analyses chimiques par absorption atomique, échantillon 6BS. Albien du site 105 D. S. D. P.
70	Tableau 15 .- Expression en pourcentages de la diminution de cinq éléments dans les lattes, par rapport aux flocons (STEM). Voir figure 29.
83	Tableau 16 .- Contrôle de la méthode de comptage : résultats obtenus sur deux fractions de l'échantillon 9EM.
84	Tableau 17 .- Résultats de comptages de particules, échantillons du Tertiaire inférieur du site 387 D. S. D. P.
85	Tableau 18 .- Valeurs des rapports entre les principaux éléments majeurs, dans les fractions granulométriques et la fraction argileuse de trois échantillons de Tertiaire inférieur, site 387 D. S. D. P.
89	Tableau 19 .- Synthèse des principales données concernant les échantillons du site 387 D. S. D. P.
91	Tableau 20 .- Résultats de comptages de particules effectués sur trois fractions granulométriques de l'échantillon 18BS, black-shales, Aptien supérieur du site 400.
92	Tableau 21 .- Résultats de comptages de particules, argiles du Gault, site 400A, sondage de Mol, Tertiaire inférieur du Nord de la France, site 386.
100	Tableau 22 .- Ages apparents et erreurs relatives sur leur mesure, échantillons du Tertiaire inférieur, coupes du Nord de la France.
105	Tableau 23 .- Milieu de sédimentation et morphologie des smectites. Tertiaire inférieur du Nord de la France.

Page

- 106 Tableau 24 .- Profondeur de dépôt, vitesse de sédimentation et morphologie des smectites dans l'Aptien supérieur et l'Albien des sites 400 et 402, Leg 48B D. S. D. P.
- 113 Tableau 25 .- Comparaison des conditions de formation respectives de la glauconie et des smectites lattées.
- 137 Tableau 26 .- Comparaison des smectites authigènes de l'Océan Pacifique et des smectites lattées de l'Océan Atlantique.



Planches photographiques
Annexes

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

- ECHANTILLON 105-14-1-115 à 122 cm (1BS) (fraction < 0,4 μm)
(*Black-shales du site 105, Albien*)
- Smectites (95 %) : smectites floconneuses (SF) ; smectites mixtes (SM) ; smectites lattées (SL) - Illite (5 % : I)
- Palygorskite (traces : P) - Opale (traces : O).

Sur cette préparation bien dispersée, on met en évidence la présence de nombreuses smectites lattées et de type mixte. On note qu'elles sont très nettement différentes des palygorskites. Voir résultats de comptages de particules, tabl. 13, et texte page 60.



PLANCHE II

Photo 1 - ECHANTILLON 398-34-2-99 à 106 cm (25EM)
(*Eocène inférieur du site 398*)

Exemple de smectite floconneuse banale. Voir texte page 60.

Photo 2 - ECHANTILLON 400-69-1-48 à 55 cm (18BS)
(*Black-shales du site 400A, Aptien supérieur*)

Exemple de smectite de type mixte, proche de smectite floconneuse : les contours sont finement lattés. Voir texte page 60.

Photo 3 - ECHANTILLON de marne de Gelinden (10ET)
(*Thanétien de Croix l'Abbé, Saint-Valéry-sur-Somme*)

Exemple de smectite de type mixte, proche de smectite lattée. Les contours sont formés de lattes orientées à 60 ou 120° les unes par rapport aux autres, et se prolongent vers le coeur de la particule. Voir texte page 60.

Photo 4 - ECHANTILLON de marne glauconieuse (1AG)
(*Base de l'Albien moyen des argiles du Gault de Wissant*)

Exemple de smectite lattée. La particule est entièrement constituée de lattes orientées à 60 ou 120° les unes par rapport aux autres (cf fig. 23). Voir texte page 60.

PLANCHE II



BUS
ULLE

PLANCHE III

Photos 1 et 2 - ECHANTILLON 105-14-1-115 à 122 cm (1BS)
(*Black-shales du site 105, Albien*)

Analyse par microdiffraction d'une smectite floconneuse. Le diagramme obtenu est constitué d'anneaux fins, en raison de la structure turbostratique de ces smectites. Parmi les particules de petite taille, on reconnaît de nombreuses smectites lattées et quelques fibres de palygorskite. Voir texte page 61.

Photos 3, 4 et 5 - ECHANTILLON 105-15-6-110-117 cm (6BS)
(*Black-shales du site 105, Albien*)

Analyse par microdiffraction d'une smectite de type mixte. Dans la partie floconneuse le diagramme est constitué d'anneaux fins (photo 4), et dans la partie lattée, le diagramme est constitué de points assemblés selon un réseau hexagonal (photo 5). On montre ainsi que les modifications de forme s'accompagnent d'un changement de structure : empilement turbostratique (particules floconneuses) et empilement ordonné de feuillets orientés à 60 ou 120° les uns par rapport aux autres (particules lattées). Tous les intermédiaires existent entre les deux types de diagrammes, comme entre les deux types de forme. Voir texte page 61.

PLANCHE III

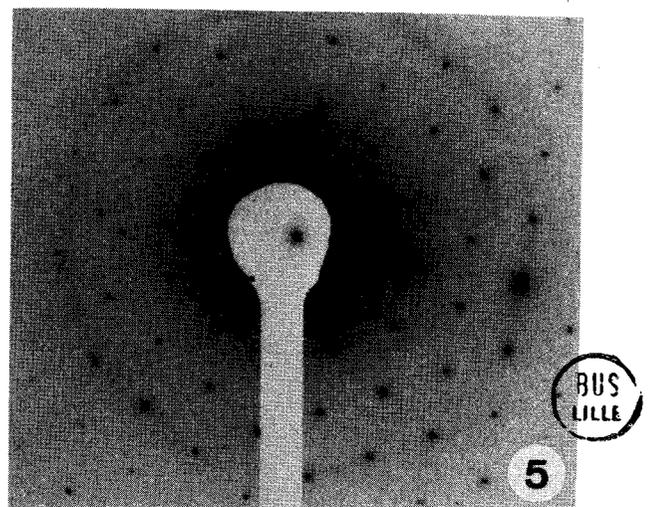
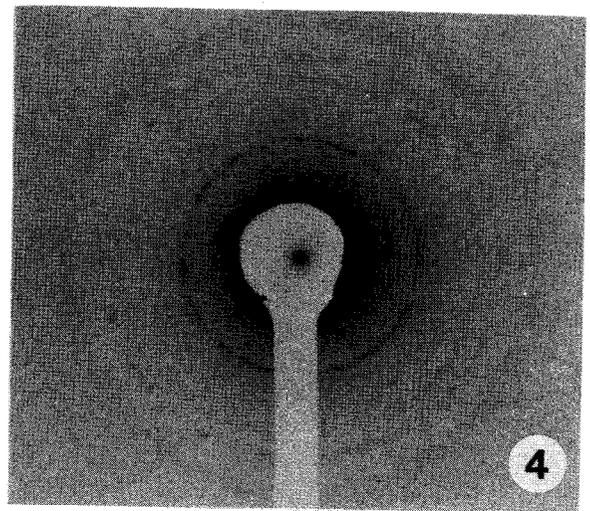
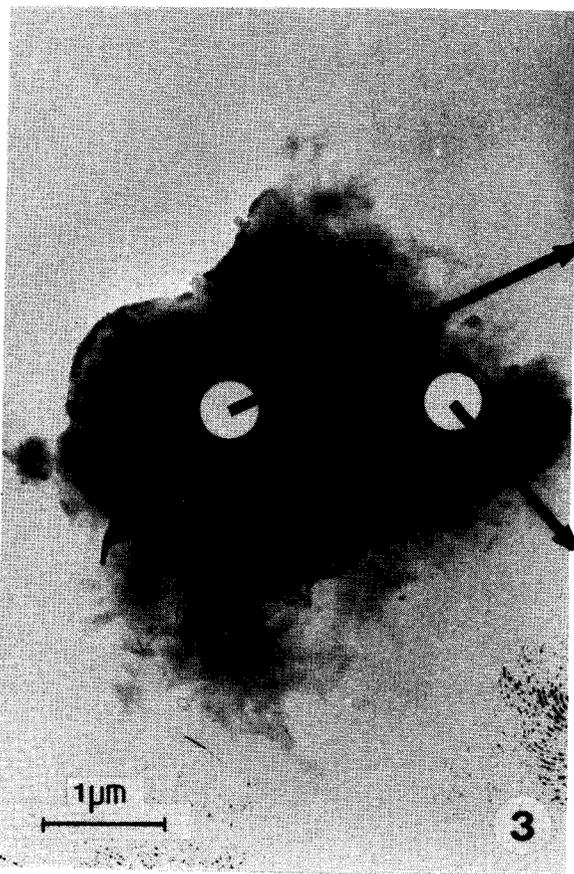
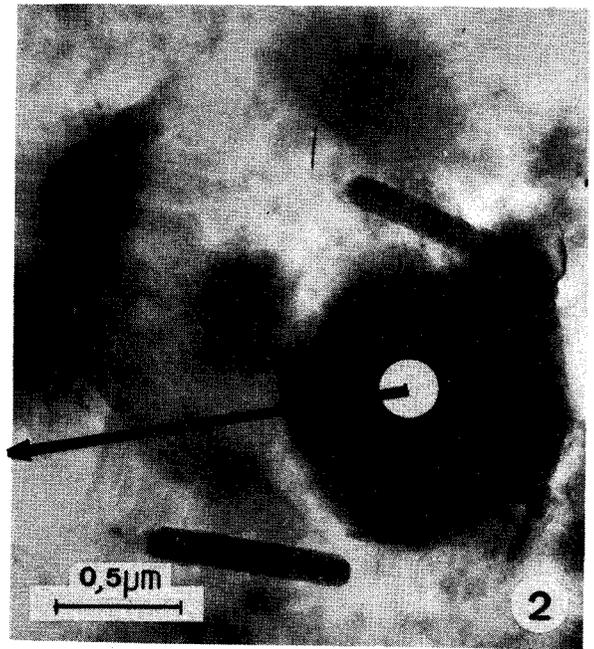
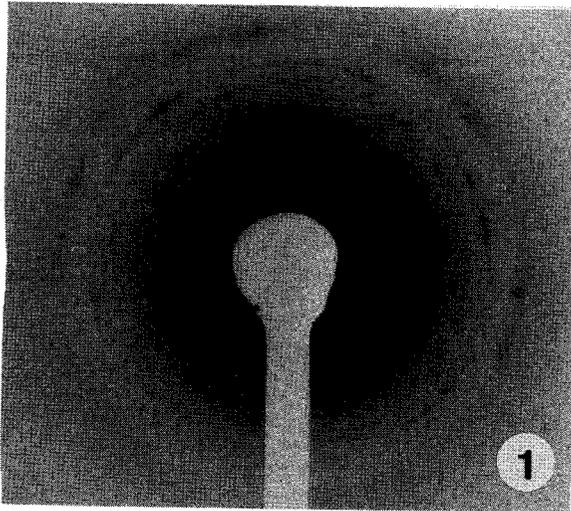


PLANCHE IV

Photo 1 - ECHANTILLON 105-15-3-100 à 107 cm (3BS)
(*Black-shales du site 105, Albien*)

- Smectites (90 %) : smectites floconneuses (SF), smectites mixtes (SM), smectites lattées (SL) - Illite (10 % : I) - Clinoptilolite (traces : CL) - Opale (traces : 0).

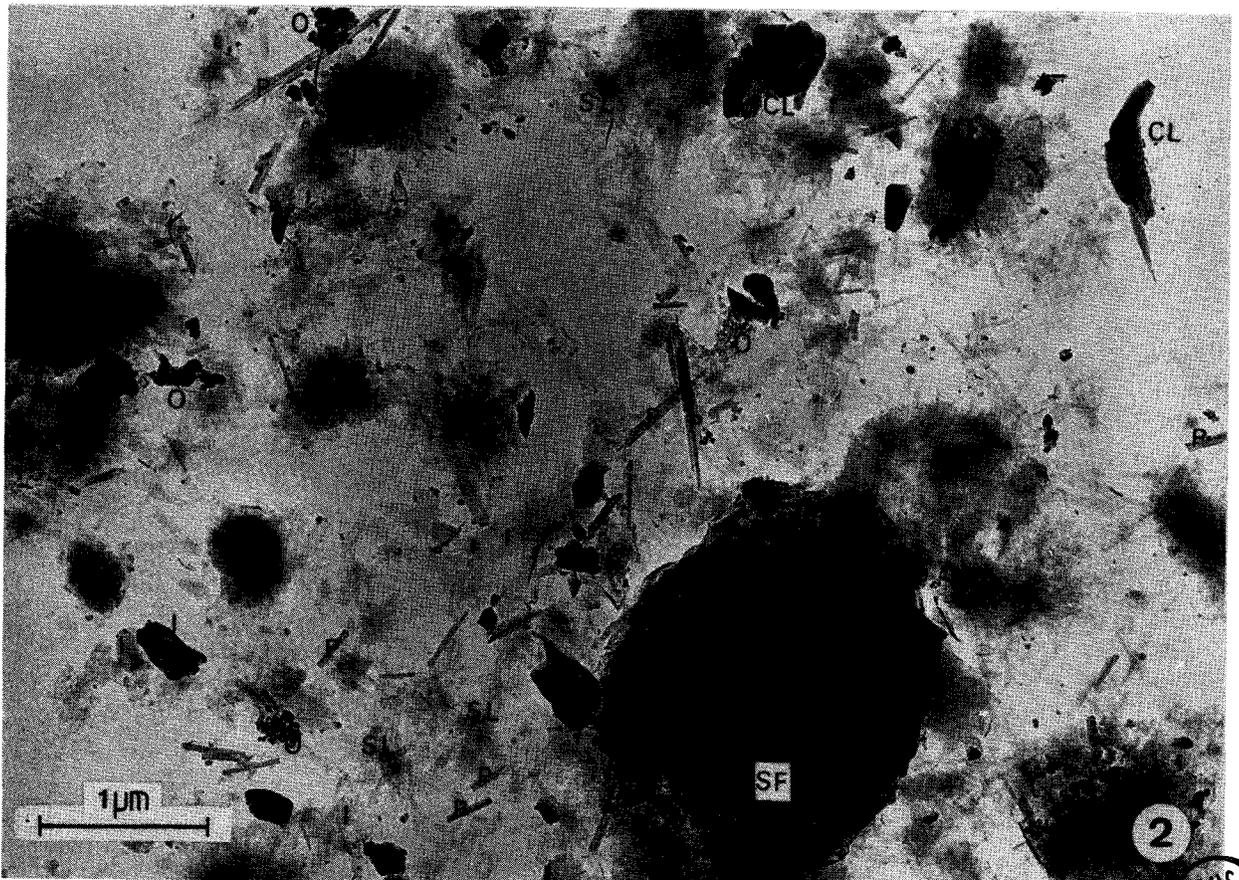
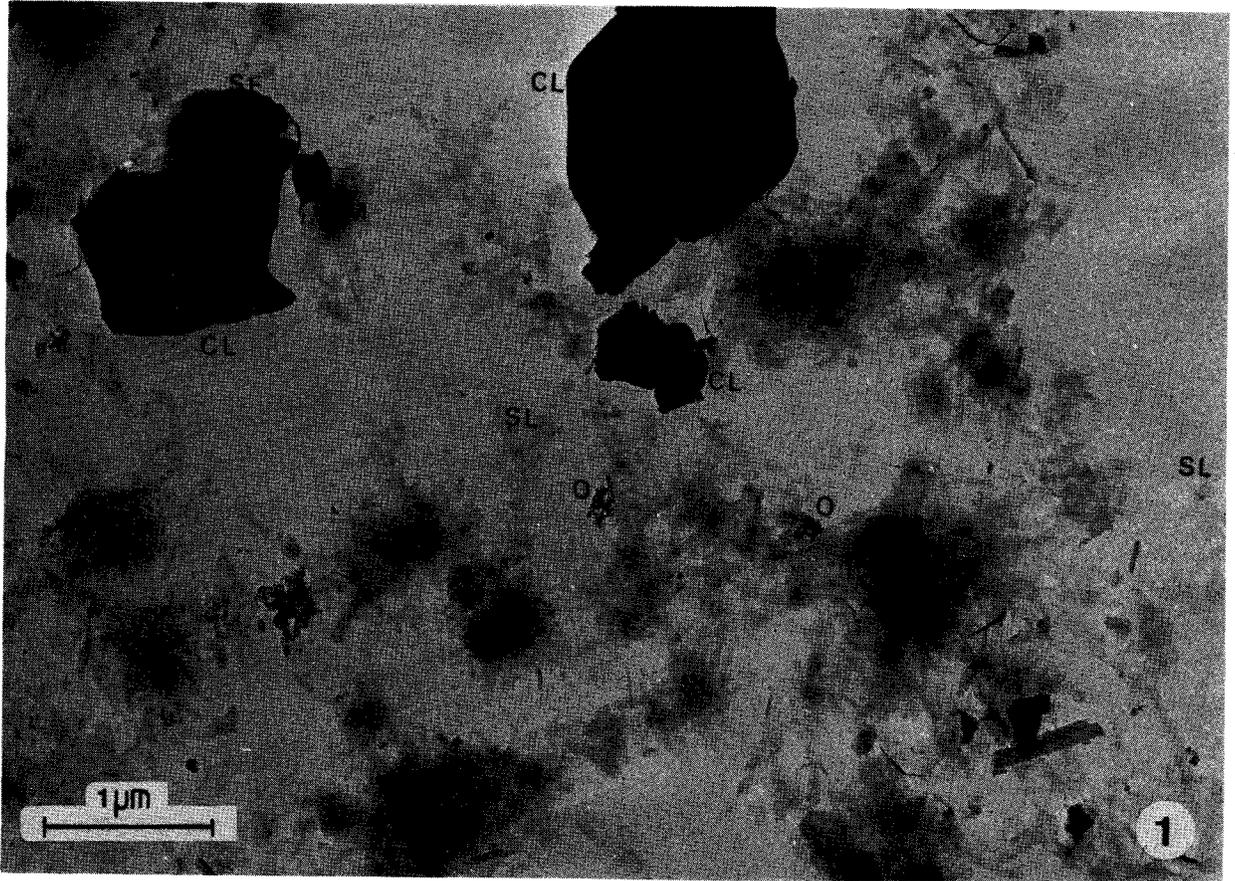
La fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$) de cet échantillon apparaît ici très riche en particules mixtes (SM) et lattées (SL), mais on reconnaît encore des smectites floconneuses typiques (SF). On note la présence de quelques grosses zéolites (CL). Voir résultats de comptages de particules, tabl. 13.

Photo 2 - ECHANTILLON 105-15-6-110 à 117 cm (6BS)
(*Black-shales du site 105, Albien*)

- Smectites (90 %) : smectites floconneuses (SF), smectites mixtes (SM), smectites lattées (SL) - Illite (10 % : I) - Palygorskite (traces : P) - Clinoptilolite (traces : CL) - Opale (traces : 0).

Sur cette micrographie, on constate que les smectites floconneuses sont plus abondantes dans la fraction la plus grossière, les smectites mixtes dans la fraction intermédiaire ($0,5$ à $1 \mu\text{m}$) et les smectites lattées dans la fraction très fine ($< 0,5 \mu\text{m}$). Les comptages de particules (cf tabl. 13), confirment ces observations.

PLANCHE IV



BHS
LILLE

PLANCHE V

Photos 1 et 2 - ECHANTILLONS de sable continental (8ET)
(*Thanétien du Cap D'Ailly, Dieppe*)
et de vertisol de Pondichery (photo 2)
(*Echantillon H. Paquet*)

Dans ces deux échantillons d'origine continentale, les smectites sont toutes floconneuses (SF). On ne reconnaît jamais de smectites lattées. On note la présence d'oursins de goethite (G, photo 1).

Photos 3 et 4 - ECHANTILLONS 387-23-5-46 à 54 cm (11EM)
et 387-24-1-77 à 84 cm (12EM)
(*Tertiaire inférieur du site 387*)

Dans les niveaux très riches en opale CT (0, photo 4), les smectites sont principalement floconneuses (SF) ; dans les autres niveaux (ex. : photo 3), smectites lattées (SL) et smectites mixtes peuvent être abondantes (cf fig. 60). Voir texte page 87.

Photos 5 et 6 - ECHANTILLONS 386-35-1-71 à 78 cm (7EM)
(*Argile rouge pélagique du Paléocène moyen du site 386*)
et 386-34-5-81 à 88 cm (6EM)
(*Argile siliceuse du Paléocène supérieur du site 386*)

Dans le premier niveau (photo 5), lentement déposé (2 m/MA, cf tabl. 10), les smectites sont essentiellement floconneuses (SF). En revanche, dans le second (photo 6), plus rapidement déposé (20 m/MA, cf tabl. 10), on trouve d'abondantes smectites lattées (SL). On note la présence de kaolinite (K) et d'illite (I), dont une est bordée de lattes, semblable à celle de la PLANCHE VI, photo 5.



PLANCHE V

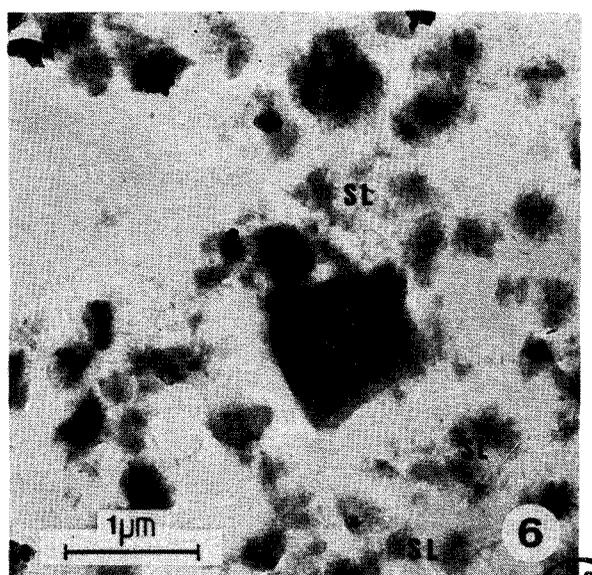
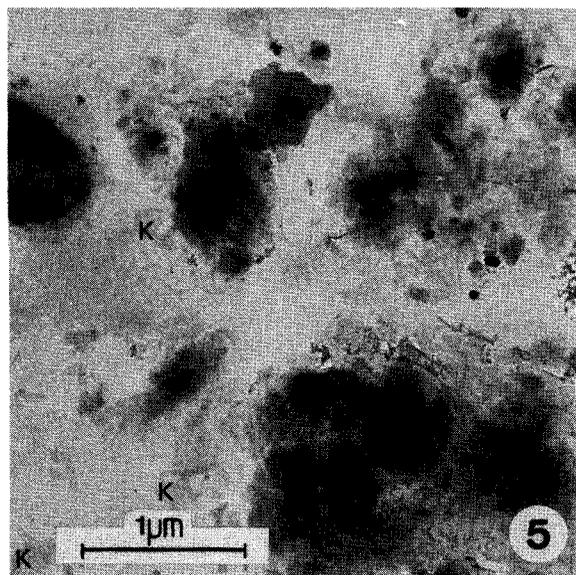
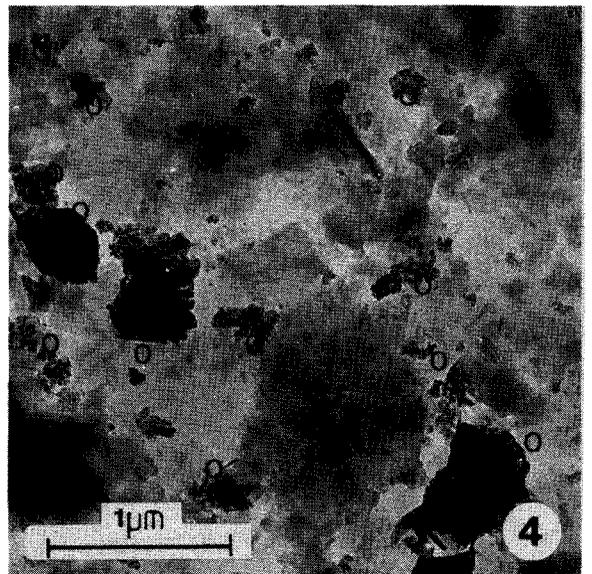
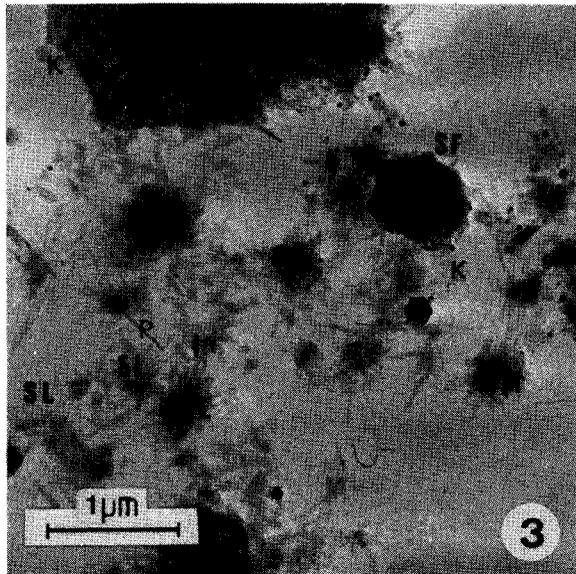
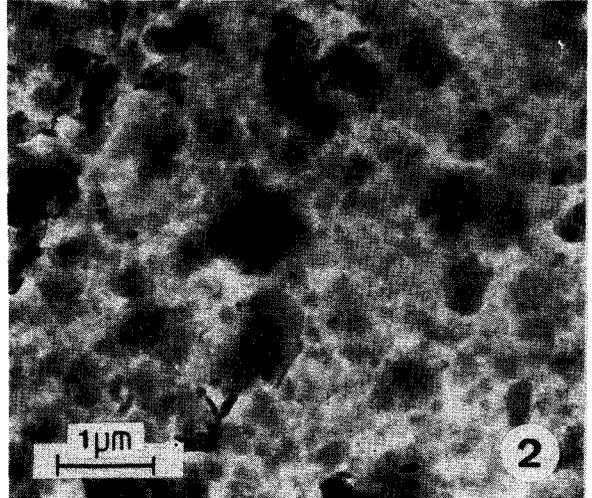
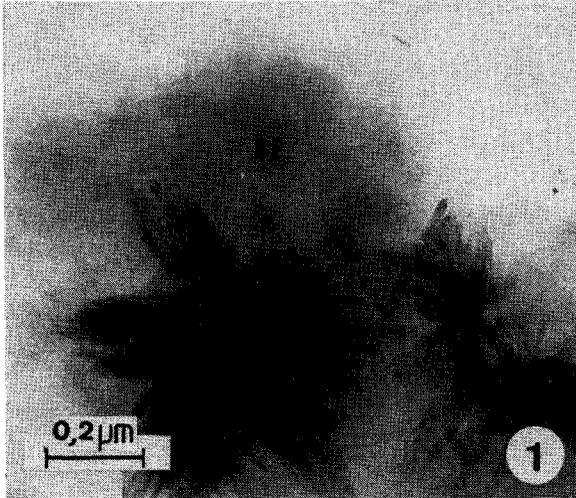


PLANCHE VI

Photo 1 - ECHANTILLON d'argiles du Gault (2AG)
(Albien moyen de la série de Wissant)

- Smectites (60 %) : smectites floconneuses (SF), smectites mixtes (SM), smectites lattées (SL) - Illites (20 % : I) - Kaolinite (20 % : K).

Les smectites lattées sont présentes et nettement observables, même dans des niveaux riches en illite et kaolinite. Au centre, une smectite floconneuse typique. Voir résultats de comptages de particules, tabl. 21.

Photo 2 - ECHANTILLON d'argile yprésienne (9ET)
(Yprésien du Cap d'Ailly, Dieppe)

- Smectites (85 %) : smectites floconneuses (SF), smectites mixtes (SM), smectites lattées (SL) - Illite (10 % : I) - Kaolinite (5 % : K) - Clinoptilolite (traces : CL).

Dans l'Eocène comme dans l'Albien, les smectites lattées sont surtout concentrées dans la fraction très fine ($< 0,5 \mu\text{m}$). Au centre, une grosse clinoptilolite. Voir résultats de comptages de particules (cf tabl. 21).

Photo 3 - ECHANTILLON de marne glauconieuse (1AG)
(Base de l'Albien moyen de la série de Wissant)

L'observation de la fraction argileuse contenue dans les grains de glauconie montre qu'ils ne contiennent jamais de particules lattées. Voir texte page 109.

Photo 4 - ECHANTILLON de marne glauconieuse (1AG)
(Base de l'Albien moyen de la série de Wissant)

Exemple de smectite lattée remarquablement bien organisée : smectites "en lattes de parquet".

Photo 5 - ECHANTILLON 105-14-1-115 à 122 cm (1BS)
(Black-shales du site 105, Albien)

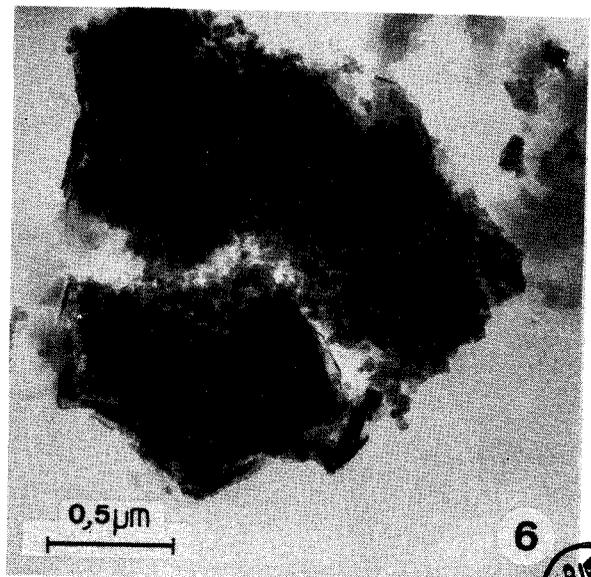
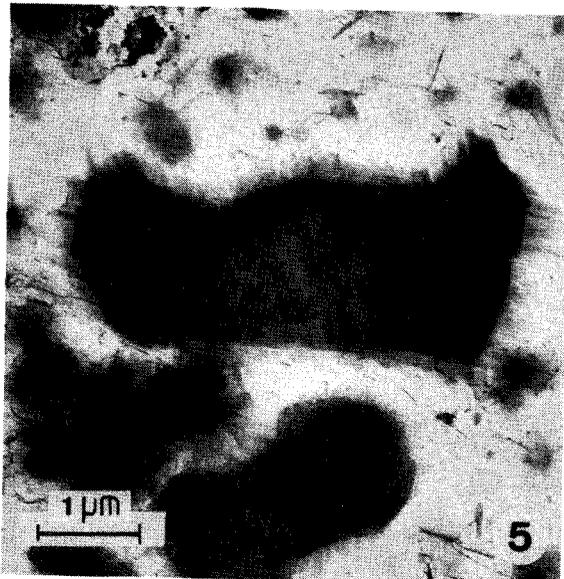
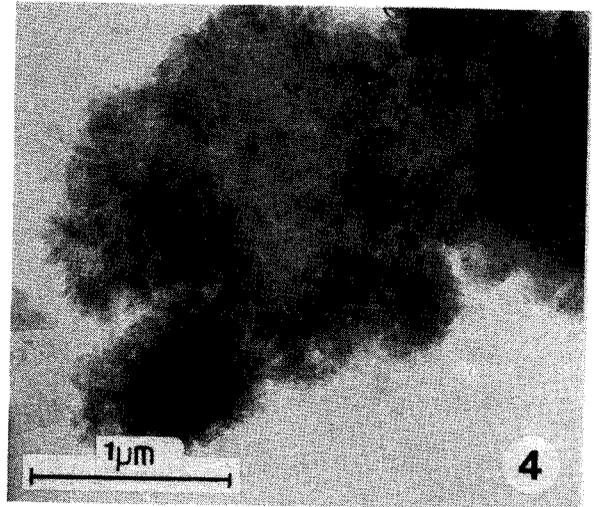
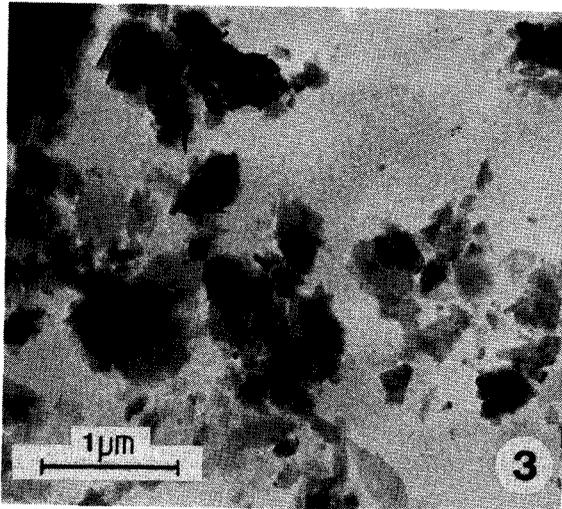
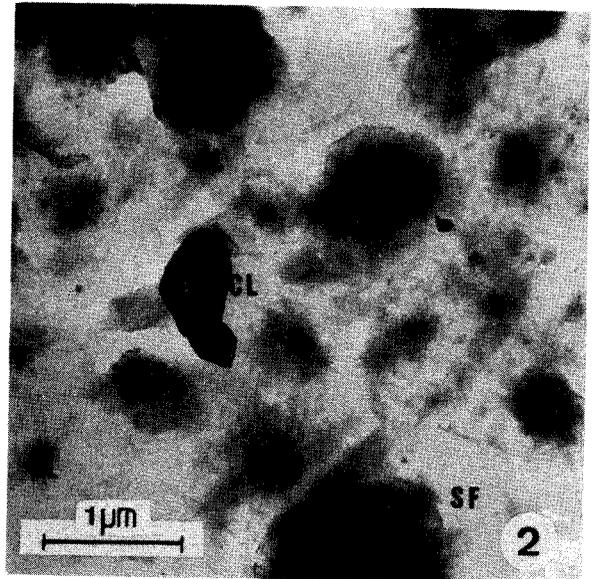
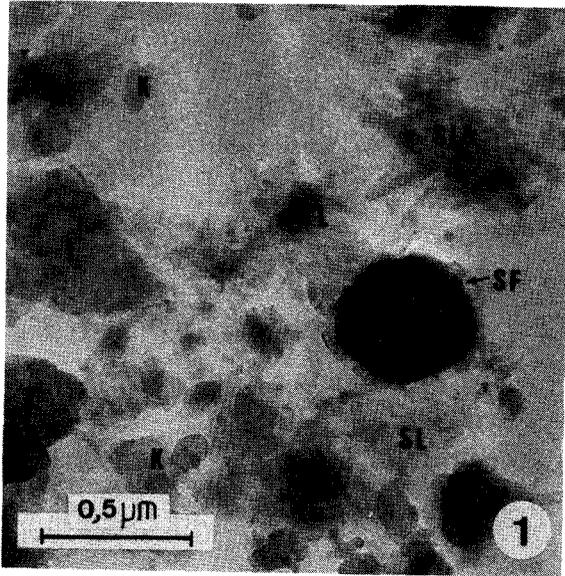
Exemple d'illite (aspect moiré caractéristique) bordée de smectites finement lattées. La nature smectitique des lattes a été mise en évidence par analyses au STEM (cf texte page 70). Le contact entre les lattes et l'illite paraît très tranché, et il est probable que le mica n'est ici qu'un support. Il s'agit donc d'un cas (rare) de néoformation stricte de smectites lattées.

Photo 6 - ECHANTILLON de silt grésifié (6ET)
(- 411 m, Landénien du sondage de Mol)

Exemple de particule argileuse (smectite probable) presque totalement recouverte de cristallites d'opale. Voir texte page 47.



PLANCHE VI



ANNEXE 1 : RESULTATS D'ANALYSES GRANULOMETRIQUES

ECHANTILLON			% DE CHAQUE FRACTION (après tamisages et an. au Sedigraph)			RAPPORT r= <0.5 µm	
ORIGINE	AGE	N °	>63 µm	<2 µm	<0.5 µm	<2 µm	
ARGILES DU GAULT DE WISSANT	ALBIEN	14AG	2 %	57%	34%	0,60	
		13AG	0.1%	50%	29%	0.58	
		12AG	1 %	54%	29%	0.54	
		11AG	0.8%	54%	28%	0.52	
		10AG	0.4%	62%	27%	0.49	
		8AG	0.1%	63%	33%	0.52	
	SUPERIEUR	5AG	0.4%	43%	23%	0.53	
		6AG	0.5%	56%	22%	0.39	
		7AG	0.1%	64%	33%	0.62	
		15AG	9 %	46%	22%	0.48	
		ALBIEN MOYEN	4AG	2 %	57%	29%	0.51
			9AG	0.2%	56%	30%	0.46
			3AG	0.2%	60%	35%	0.58
			2AG	0.2%	69%	45%	0.65
1AG	37 %	38%	22%	0.58			
ARGILES DU GAULT DE BULLY	ALBIEN MOYEN	21AG	0.6%	54%	38%	0.70	
		20AG	3.7%	63%	38%	0.60	
	ALBIEN INFERIEUR	18AG	0.7%	55%	36%	0.65	
		17AG	0.5%	54%	23%	0.45	
		16AG	2.3%	58%	44%	0.73	
SONDAGE DE MOL	YPRESIEN	1ET	<0.1%	42%	23%	0.55	
		2ET	<0.1%	56%	26%	0.46	
	LANDENIEN	3ET	0.3%	13%	3%	0.23	
		4ET	0.1%	34%	7%	0.20	
SONDAGE DE KALLO	YPRESIEN	5ET	0.2%	21%	12%	0.57	
		13ET	<0.1%	19%	8%	0.42	
	LANDENIEN	6ET	2.5%	12%	4%	0.33	
		7ET	1.5%	28%	5%	0.18	
CAP D'AILLY	YPRESIEN	9ET	<0.1%	31%	13%	0.42	
	THANETIEN	8ET	35 %	34%	23%	0.68	
MONT-DE-LA CHAPELLE	THANETIEN	11ET	0.9%	56%	40%	0.71	
		10ET	1 %	75%	57%	0.76	
BOIRY-N-DAME	THANETIEN	12ET	<0.1%	74%	47%	0.63	
SITE 105	ALBIEN	2BS	0.2%	24%	10%	0.42	
		5BS	0.7%	60%	34%	0.57	
	NEOCOMIEN	7BS	0.6%	50%	22%	0.44	
SITE 400	ALBIEN	17BS	0.1%	60%	16%	0.27	
SITE 402	ALBIEN	19BS	16 %	12%	4%	0.33	
		21BS	4 %	19%	4%	0.21	
SITE 386	EOCENE INF.	3EM	0.2%	42%	12%	0.29	
	PALEOCENE MOY.	7EM	0.5%	75%	29%	0.38	
SITE 387	PALEOCENE SUP.	10EM	0.1%	62%	28%	0.45	
	PALEOCENE INF.	12EM	0.1%	36%	10%	0.27	
SITE 119	PALEOCENE SUP.	13EM	0.1%	34%	8%	0.24	
		15EM	<0.1%	13%	2%	0.15	
		19EM	<0.1%	33%	10%	0.30	
SITE 398	EOCENE INF.	23EM	<0.1%	18%	8%	0.44	
	PALEOCENE SUP	26EM	1 %	17%	6%	0.35	
		28EM	2 %	28%	10%	0.36	

BUS
LILLE

ANNEXE 2 : RESULTATS D'OBSERVATION DE FROTTIS

	ARGILES DU GAULT DE WISSANT														DE BULLY			SONDAGE DE MOL				SONDAGE DE MALLO				
	ALBIEN SUPERIEUR							ALBIEN MOYEN							ALBIEN			YPRES.		LANDEN.		YPRES.		LANDEN.		
	14AG	13AG	12AG	11AG	10AG	8AG	5AG	6AG	7AG	15AG	4AG	9AG	3AG	2AG	1AG	21AG	18AG	16AG	1ET	2ET	3ET	4ET	5ET	13ET	6ET	7ET
FORAMINIFERES	+	+	TR	TR	TR	+	TR	+	+	++	++	+	+	TR	+	+	+					TR		TR		
NANNOFOSSILES	+++	+++	+++	+++	+++	+	++	+++	++	+++	+++	++	++	++	++	++	+								TR	
RADIOLAIRES																										
SPICULES																										
FRAGMENTS DE CALCITE	++	++	++	++	++	TR	+	TR		TR	TR			TR				TR	TR		+	TR	+	+	+++	
QUARTZ	TR	TR	TR	+	TR	+	+	+	+	+	+	++	++	+++	++	+	++	+++	+++	+++	+++	TR	+++	+++	+++	+
MICAS	TR	TR	TR	+	TR	+	+	+	+	+	+	+	+	+	TR	TR	TR	+	+	+	+	++	++	TR	+	
MINERAUX OPAQUES	TR	TR	TR	+	++	TR	+	TR	TR	++	TR	TR	++	++	TR	TR	+	TR	+	+	+	+	+	TR	TR	+
MINERAUX LOURDS	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	++	TR	TR	+	+	+	TR	+	+	+	+	
APATITE						+	+		+																	
OXYDES DE FER																+	+									
GLAUCONIE	+	TR	TR		TR					+	++	++	++	+++	+	TR	TR			+		TR		+		
OPALE																										
ZEOLITES																						+	TR		+	
VERRE VOLCANIQUE															TR										+	

	CAP D'AILLY		Mt. D. L. B. N. CHAPEL. D.		SITES 105				386			400			402			386							
	YPRES.		THANET.		ALBIEN				ALBIEN			ALBIEN			ALBIEN			EOC. INF.							
	9ET	8ET	10ET	11ET	12ET	1BS	2BS	3BS	4BS	5BS	6BS	10BS	16BS	17BS	18BS	19BS	20BS	21BS	22BS	1EM	2EM	3EM	5EM	6EM	7EM
FORAMINIFERES	TR																								
NANNOFOSSILES												+++	+++	+	+					+++	+++	+++	+++	+++	TR
RADIOLAIRES																									
SPICULES						+	+	TR																	
FRAGMENTS DE CALCITE	+++	+			+										TR	++	+	++	++						
QUARTZ	++	+++	+++	+	TR	+	+	+	++	+	++	TR	TR	+++	+	+	+	+	TR	TR	TR	TR	TR	TR	
MICAS			++	TR		+++	++	++	++	+++	+++	TR	+	TR	TR	+	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	
MINERAUX OPAQUES	++	+++	+	TR	TR	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	TR	+	+	+	+	+	+	TR	
MINERAUX LOURDS	+		TR	TR		TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	+	+	+	+	TR	TR	TR	TR	TR	TR	
APATITE																									
OXYDES DE FER		+		++																				+	
GLAUCONIE													TR		TR		TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	
OPALE													TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	
ZEOLITES						+	++	+	++	++	++			TR	TR	TR	TR	TR	++	++	++	++	++		

	SITE 387				SITE 119						SITE 398													
	EOC. INF.		PAL. SUP.		PAL. SUP.						EOC. INF.					PAL. SUP.								
	8EM	9EM	10EM	11EM	12EM	13EM	14EM	15EM	16EM	17EM	18EM	19EM	20EM	21EM	22EM	23EM	24EM	25EM	26EM	27EM	28EM	29EM	30EM	
FORAMINIFERES						++	TR	TR	TR	+	++	+	TR	TR	TR	TR	TR	+	+	+	+	+	TR	TR
NANNOFOSSILES	+	TR	TR		TR	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++
RADIOLAIRES	+				+								TR	TR	TR									
SPICULES																								
FRAGMENTS DE CALCITE			TR	TR	+	TR	+					++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++
QUARTZ	TR	TR	TR	+	+	TR	TR	TR	+	+	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	++	+
MICAS	TR	+	+	+	+	+	+	TR	+	+	+	+	+	+	+	+	TR	TR	TR	TR	TR	++	+	
MINERAUX OPAQUES	TR				+	TR									TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	
MINERAUX LOURDS	+	TR	TR	+	+	TR	TR	TR	TR	TR		TR	TR		TR							TR	TR	
APATITE																								
OXYDES DE FER																								
GLAUCONIE					TR	+	TR																TR	
OPALE	+++	TR	TR		++		TR	TR	+	+	TR	TR						TR	TR	TR	TR			
ZEOLITES	TR	+++	+++	++				TR	TR	TR					TR				TR	TR			TR	

TR= minéral en traces ; + = minéral commun ; ++ = minéral abondant
+++ = minéral très abondant .

ANNEXE 3 : RESULTATS D'OBSERVATION DE
MINERAUX EN GRAINS

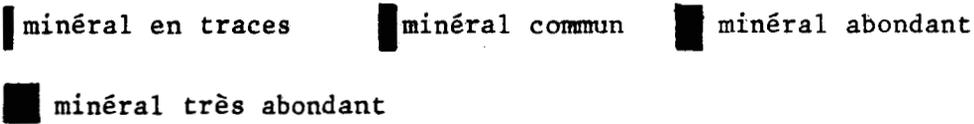
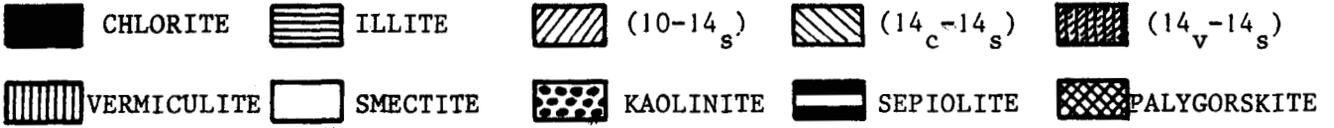
ECHANTILLON			MICROFOSSILES	FRAGMENTS DE CALCITE	GRAINS DE QUARTZ	MICAS	APATITE	PYRITE	OXYDES DE FER	GLAUCONIE	OPALE	ZEOLITE	DIVERS		
ORIGINE	AGE	N °													
ARGILES DU GAULT DE WISSANT	ALBIEN	14AG	+++				TR	++		TR			+		
		13AG	++				TR	++		TR			+		
		12AG	+++		TR			++	+		TR			+	
		11AG	+++		TR			TR	+++					+	
		10AG	+++					+	+		TR			+	
		8AG	+++						++	++				++	
		5AG	+++		TR				+++	TR				++	
	SUPERIEUR	6AG	+++		TR			TR	++	+					
		7AG	+++		TR			TR	++						
		15AG	+++		+			+		TR	TR			+	
		ALBIEN	4AG	+++		TR			+	++		+			++
			9AG	+++		TR			TR	++		++			+
			3AG	+++		TR			TR	++		++			+
			2AG	+		+			+	++		++			+
1AG	TR		+++			TR			+++						
ARGILES DU GAULT DE BULLY	ALBIEN MOYEN	21AG	+++		TR		+	+		+			++		
		20AG	TR		++		+		+++	+					
	ALBIEN INFERIEUR	18AG	+		++		TR		+++	+					
		17AG	TR		++				++	TR			++		
		16AG	+		++		TR		+++	+			++		
SONDAGE DE MOL	YPRESIEN	1ET	++		TR	+		++							
		2ET	TR			+++							TR		
	LANDENIEN	3ET			TR	++				+	+++		TR		
		4ET	+++		++				+++	TR					
SONDAGE DE KALLO	YPRESIEN	5ET	++		++	TR				TR					
		13ET	+++		TR								+		
	LANDENIEN	6ET	+		+	TR				++	+++		TR		
		7ET	+										TR		
CAP D'AILLY	YPRESIEN	9ET			TR	++			TR	TR			TR		
	THANETIEN	8ET			+++	TR		+							
MONT-DE-LA- CHAPELLE	THANETIEN	10ET			+++	TR			TR	TR	TR				
		11ET			+++			+					+++		
SITE 105	ALBIEN	2BS			TR	++		+				+++	TR		
		5BS			TR	++		TR				+++	TR		
	NEOCOMIEN	7BS			TR	++		TR				+++	TR		
SITE 400	ALBIEN	17BS	++	+	TR	+									
SITE 402	ALBIEN	19BS	+++	++	TR	+		TR		+					
		21BS	+++	++	+	+		TR		TR					
SITE 386	EOCENE INF.	3EM	TR		TR							+++			
	PALEOCENE MOY.	7EM	TR		TR				TR			++	TR		
SITE 387	PALEOCENE SUP.	10EM			TR	TR									
	PALEOCENE INF.	12EM	++			++							TR		
SITE 119	PALEOCENE SUP.	13EM			TR	TR		TR				+++	TR		
SITE 398	EOCENE INF.	23EM	TR	+++		++				TR					
		26EM	+++	+++		+									
		28EM	TR	+++											

TR = minéral en traces ; + = minéral commun ; ++ = minéral abondant
+++ = minéral très abondant .

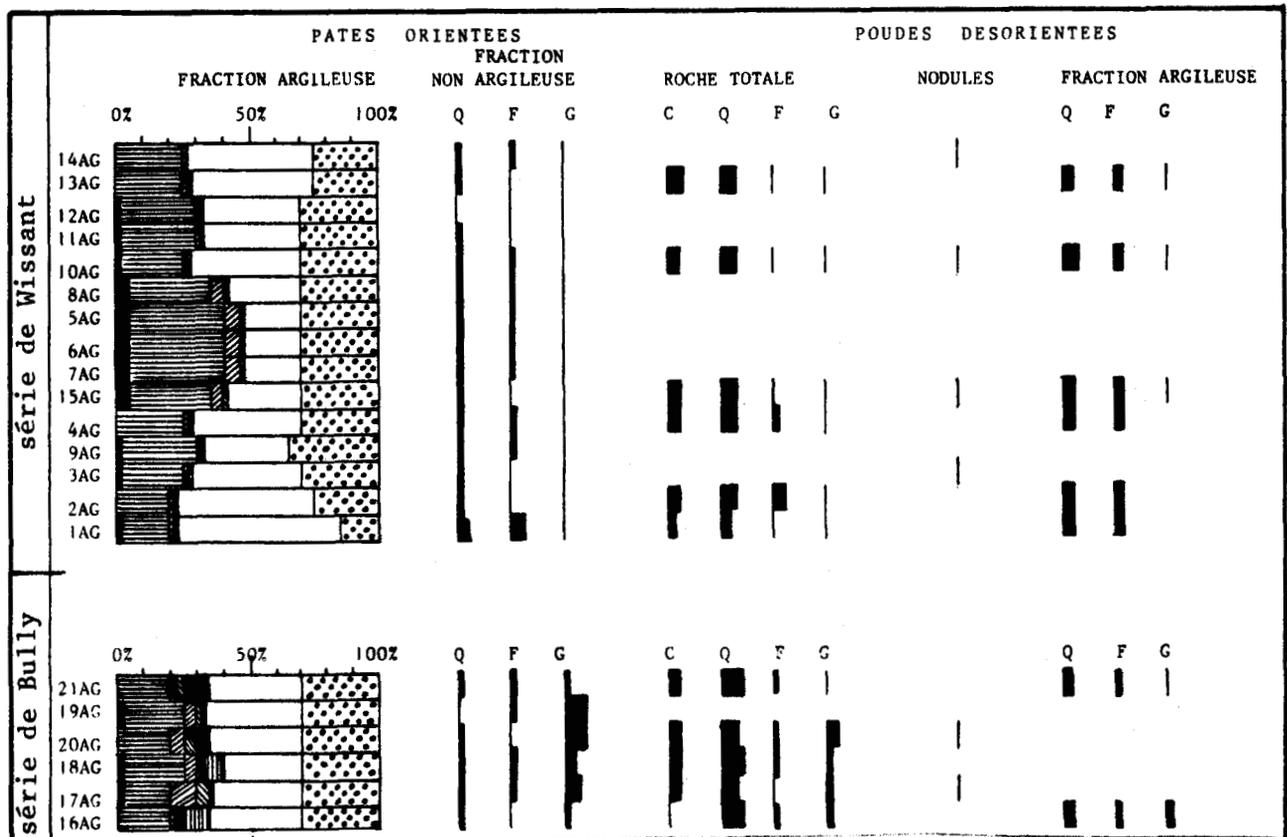
BUS
LILLE

**ANNEXE 4 : RESULTATS D'ANALYSES MINERALOGIQUES
PAR DIFFRACTION DE RAYONS X :
les argiles du Gault de Wissant et Bully.**

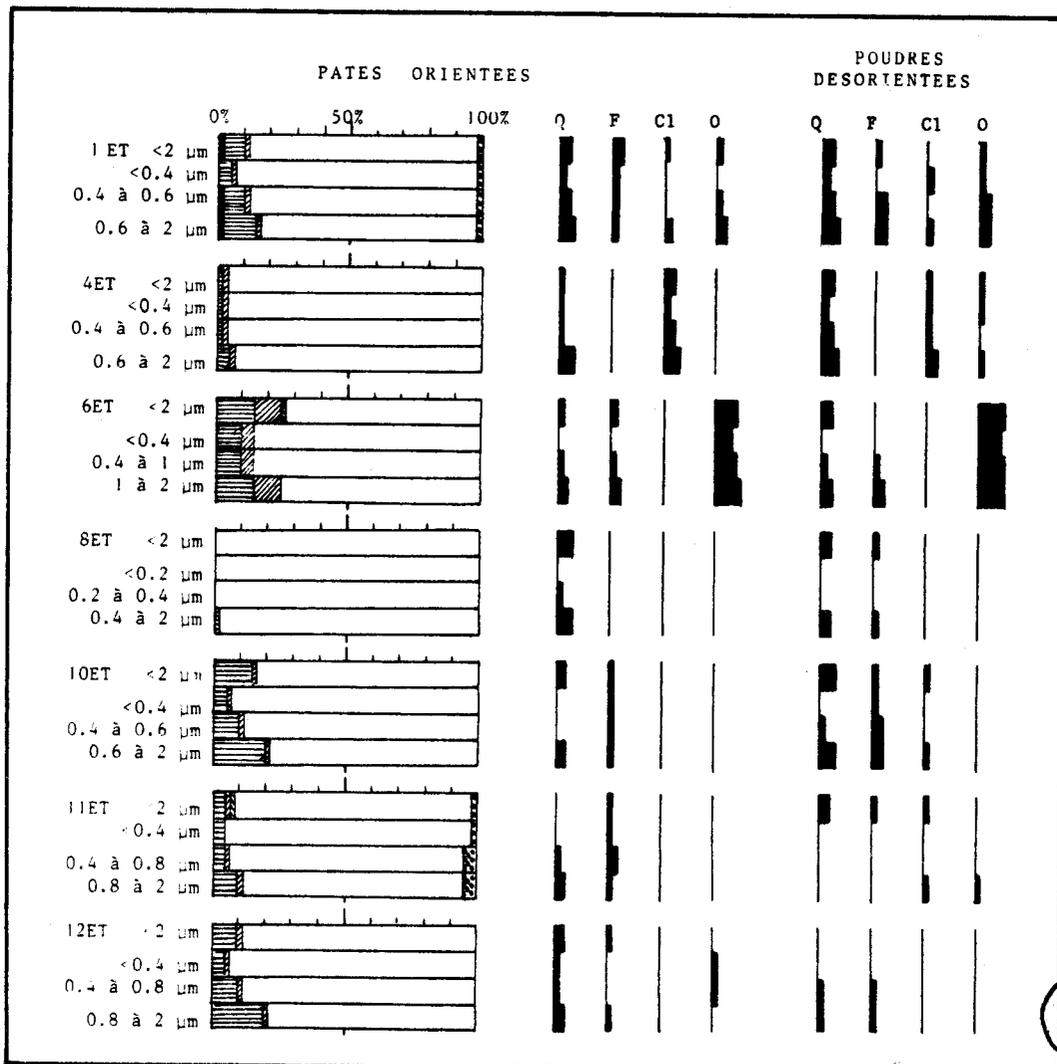
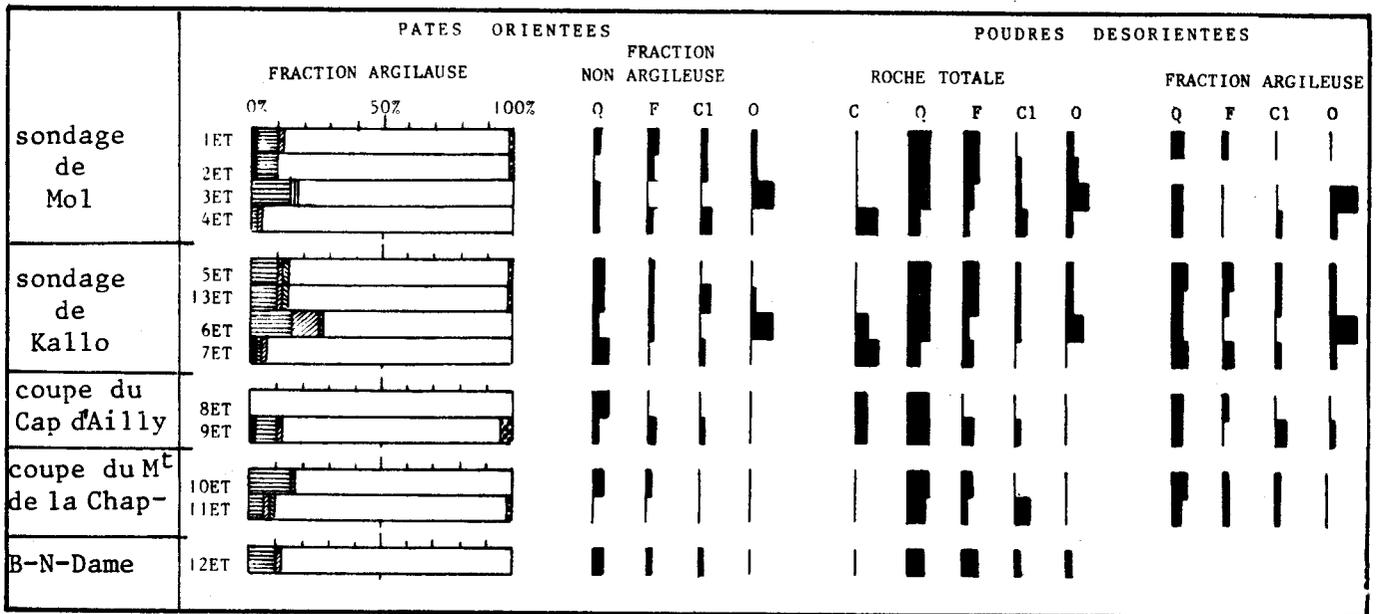
LEGENDE DE L'ANNEXE 4 :



C = calcite ; Q = quartz ; F = feldspaths ; G = goethite ; Cl = clinoptilolite ;
O = opale

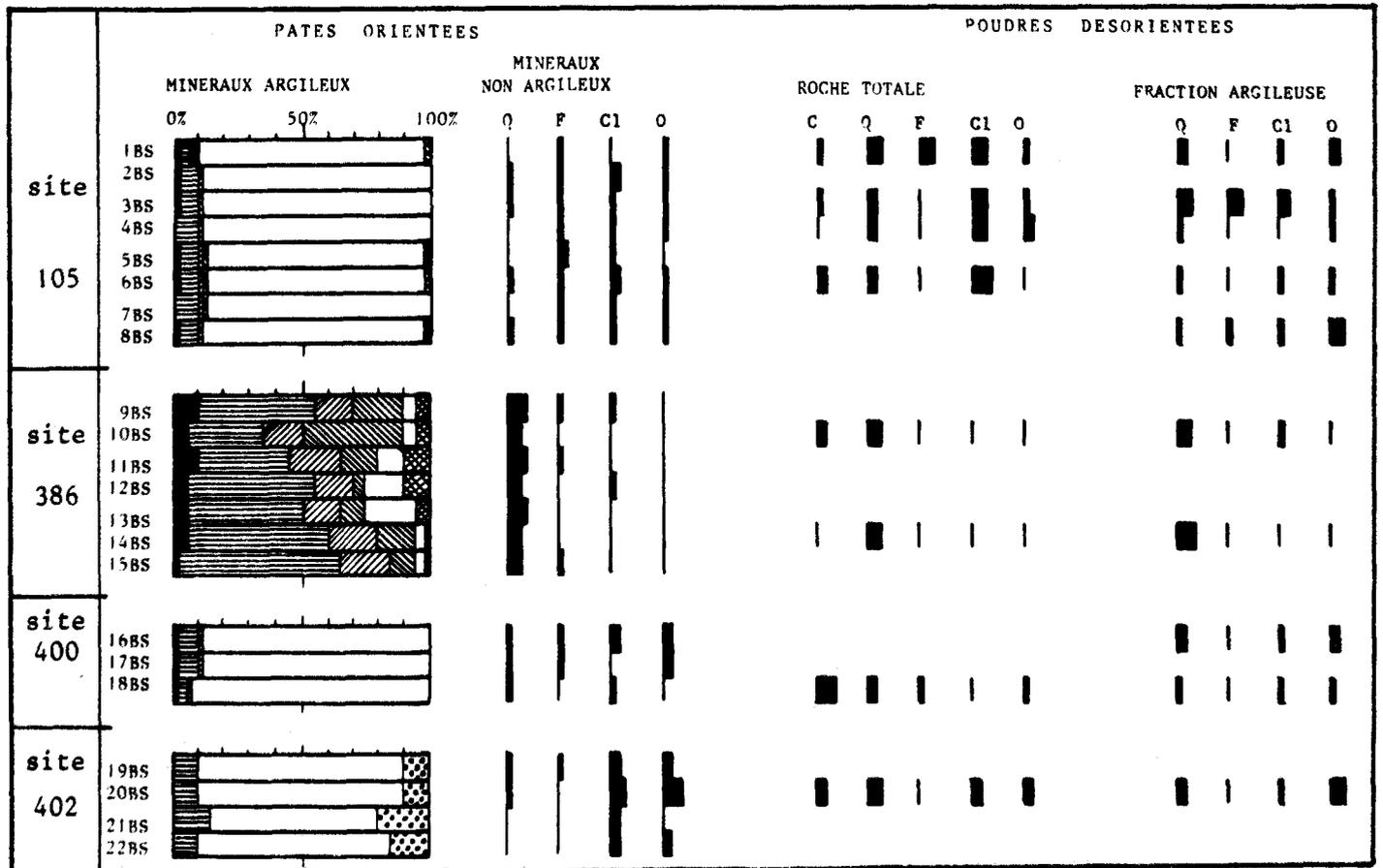
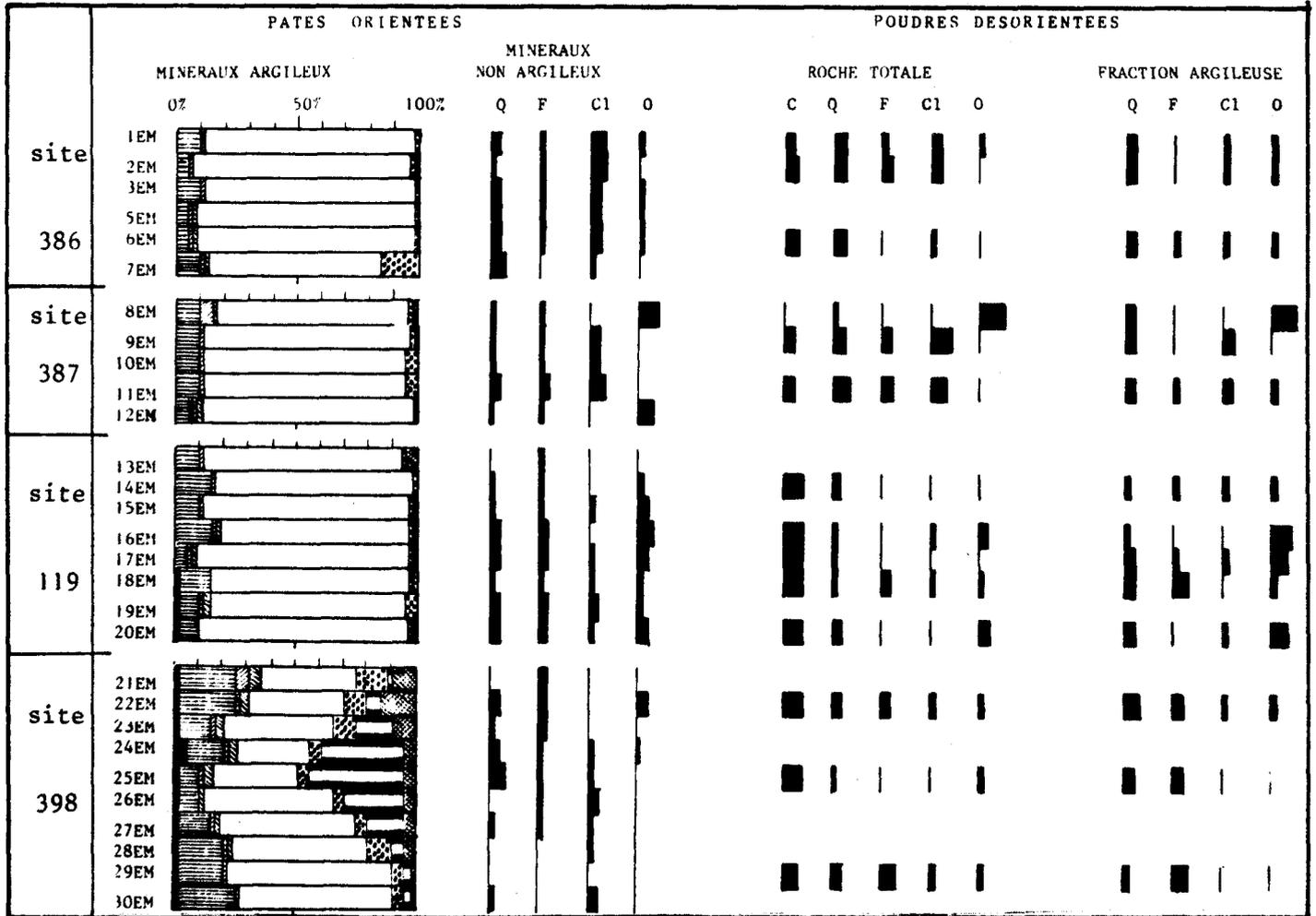


ANNEXE 4 (SUITE) : Composition minéralogique des échantillons des coupes et sondages du Nord de la France et de Belgique



BUS
LILLE

ANNEXE 4 (SUITE) : Composition minéralogique des échantillons albo-aptiens et tertiaire inférieur des forages océaniques (DSDP).



ANNEXE 4 (SUITE) : Composition minéralogique des fractions granulométriques des échantillons des forages océaniques (DSDP)

site	PATES ORIENTEES								POUDRES DESORIENTEES			
		0%	50%	100%	Q	F	Cl	O	Q	F	Cl	O
386	1EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
387	6EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
119	8EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
398	9EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	11EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
400	14EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
402	16EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	18EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	20EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	22EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	25EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	29EM < 2 µm											
	< 0.4 µm											
	0.4 à 2 µm											
105	1BS < 2 µm											
	< 0.2 µm											
	0.2 à 0.4 µm											
105	3BS < 2 µm											
	< 0.4 µm											

ANNEXE 4 (FIN) : Valeurs des différents paramètres minéralogiques mesurés en routine (cf fig. 5), pour l'ensemble des échantillons.

échantillon		N° fraction	I (°2θ)	S (°)	G (Å)	GK ⁺ (Å)	échantillon		I (°2θ)	S (°)	G (Å)	GK ⁺ (Å)				
origine							origine	N° fraction								
ARGILES DU GAULT DE WISSANT	14AG		0.45	18	17		386	12BS		0.70	-	-				
	13AG		0.40	18	17			13BS		0.60	-	-				
	12AG		0.50	18	16.8			14BS		0.55	-	-				
	11AG		0.55	23	16.8			15BS		0.65	-	-				
	10AG		0.50	19	17.2			16BS		0.30	4	17.6	17.4			
	8AG		0.50	26	17		SITE	17BS	<0.4µm	0.40	5	17.8				
	5AG		0.40	25	16.8				0.4à2µm	0.30	6	17.2				
	6AG		0.45	23	17					0.30	4	17.4	17.4			
	7AG		0.40	25	16.8					0.25	4	17.4	17.2			
	15AG		0.55	22	16.8		400	18BS	<0.4µm	0.55	4	17.2	17.2			
4AG		0.40	20	17		0.4à0.8µm			0.30	5	17.2	17.2				
9AG		0.35	21	16.8		0.8à2µm			0.25	8	17.2	17.2				
3AG		0.50	18	16.8					0.30	5	17.2	17.2				
2AG		0.35	18	17		SITE	19BS		0.30	5	17.2					
1AG		0.30	14	17.2				20BS	<0.4µm	0.35	3	17	17.2			
ARGILES DU GAULT DE WISSANT	21AG		0.45	26	16.8		402	21BS	0.4à2µm	0.70	4	17.6	17.2			
	19AG		0.55	27	16.6					0.30	4	17	17.2			
	20AG		0.45	40	17		22BS		0.25	4	17					
	18AG		0.40	24	16				0.30	5	17					
17AG		0.40	28	16.4		SITE	1EM		0.50	4	17.2	(15.8)				
16AG		0.50	24	16.4				<0.4µm	0.45	5	17					
SONDAGE DE MOL	1ET		0.25	9	16.8			17	0.4à2µm	0.35	8	17.2				
		<0.4µm	(0.45)	7	16.6					0.30	4	17.4	(16)			
		0.4à0.6µm	(0.50)	11	16.8					0.30	4	17.2				
		0.6à2µm	(0.25)	12	16.7					0.25	4	17.6				
2ET		0.35	9	17	17.2			386	2EM	<0.4µm	0.50	3	17.4	17		
3ET		0.35	(40)	17.2	17.4					0.4à0.8µm	0.30	4	17	17		
4ET		-	5	16.8	17					0.8à2µm	0.25	7	17.4	17		
	<0.4µm	-	3	16.8							0.40	9	17.2			
	0.4à0.6µm	-	6	16.7		SITE	8EM	0.6à2µm	-	9	16.7					
SONDAGE DE KALLO	5ET		0.40	11	17			17.6	<0.4µm	0.75	7	17.2				
	13ET		0.25	13	16.8			17.2	0.4à2µm	0.30	22	17				
	6ET		0.45	19	17.2			17.6		0.40	5	17.6				
	<0.4µm	0.65	17	17					<0.4µm	0.35	3	17				
	0.4à1µm	0.40	11	16.6					0.4à0.8µm	0.30	5	17.4				
	1à2µm	-	-	-					0.8à2µm	0.20	11	17.2				
7ET		-	3	17	17			387	10EM		0.40	5	17.4			
COUPE DU CAP D'AILLY	8ET		-	4	17					16.8	11EM	<0.4µm	0.45	5	17.4	15.4
		<0.2µm	-	5	17							0.45	5	17	15.6	
	0.2à0.4µm	-	4	16.4			0.4à2µm			0.30	11	17	15.8			
	0.4à2µm	-	4	16.4				(0.30)	7	17.2						
9ET		0.40	8	16.8	17	SITE	13EM		0.35	6	17.8	(16.2)				
COUPE DU MONT DE LA CHAPELLE	10ET		0.35	7	16.8			16	14EM	0.40	5	17.4	17			
		<0.4µm	0.65	6	16.4			16.8		<0.4µm	0.40	3	17.2	17		
		0.4à0.6µm	0.50	8	16.6					0.4à0.8µm	0.30	7	17.4	17		
		0.6à2µm	0.35	11	16.6					0.8à2µm	0.20	9	17.4	17		
		0.45	8	16.8	16.8				15EM	0.25	5	17.8				
	<0.4µm	0.50	8	16.8	16.8				16EM	0.50	18	17.4	17			
	0.4à0.8µm	0.50	9	17	16.8					<0.4µm	0.35	18	17.2			
	0.8à2µm	0.35	12	16.8						0.4à2µm	0.30	40	17.2			
BOIRY NOTRE DAME	12ET		0.40	8	16.8			17.2	17EM	0.45	5	17.4	15.8			
		<0.4µm	(0.75)	7	16.8	16.8	18EM	0.30	5	17.2	17.4					
		0.4à0.8µm	0.50	7	16.7			<0.4µm	0.45	4	17.4					
	0.8à2µm	0.40	12	16.6				0.4à2µm	0.20	8	17.2					
SITE 105	1BS		0.50	6	17.4	17.2	19EM	0.30	6	17.2						
		<0.2µm	0.55	4	18		20EM	0.35	5	17.4						
		0.2à0.4µm	0.40	4	18			<0.4µm	0.45	4	17.2					
		0.4à2µm	0.30	5	17			0.4à2µm	0.30	8	17.2					
	2BS		0.45	5	17.2		SITE 119	21EM		0.40	12	17.2				
	3BS		0.40	4	18	17.2			22EM	(0.40)	15	17				
	<0.4µm	0.40	4	18					<0.4µm	-	26	17.4				
	0.4à2µm	0.30	6	17					0.4à2µm	0.25	20	17				
		0.35	5	17.4	17					0.30	11	17				
SITE 105	4BS		0.40	5	17.4		23EM	0.40	15	17.2						
	5BS		0.40	5	17.4		24EM	(0.45)	17	18.2						
	6BS		0.40	5	17.2	17.4	25EM		0.40	9	17					
		<0.4µm	0.75	3	17.8			0.4 m	0.40	9	17					
	0.4à0.8µm	0.40	4	17.6			0.4à2 m	0.25	12	17						
	0.8à2µm	0.25	6	17		398	26EM	0.40	8	17.2						
		0.45	5	17.2	17.2		27EM	(0.35)	8	17.4						
		0.40	5	17.2			28EM	0.30	8	17.2						
		0.40	5	17.2	17.2		29EM	0.35	6	17.2	(15)					
		0.70	-	-				0.4 m	0.40	5	17.2					
SITE	9BS		0.60	-	-			0.4à2 m	0.20	13	17					
	10BS		0.55	-	-											

Lorsque la taille de la fraction n'est pas précisée, il s'agit de: <2 µm.

I=indice de cristallinité de l'illite; S=indice de cristallinité des smectites
G=gonflement des smectites (éthylène-glycol); GK⁺=idem, après saturation K⁺.

ANNEXE 5 : RESULTATS DE DOSAGES DES CARBONATES
PAR CALCIMETRIE.

ECHANTILLON			%	ECHANTILLON		%
Origine		N °	CaCO ₃	Origine	N °	CaCO ₃
ARGILES DU GAULT	DE WISSANT	1AG	10.2%	SITE 105	3BS	0.4%
		2AG	13.9%		4BS	0.4%
		4AG	33.4%		6BS	0.8%
		10AG	34.9%		10BS	15.7%
		13AG	32.6%		14BS	0.4%
		15AG	34 %		18BS	15.3%
	DE BULLY	16AG	0.9%	SITE 402	20BS	27.3%
		18AG	3.8%	SITE 361	26BS	0.6%
		21AG	6 %		32BS	11.7%
		SONDAGE DE MOL	1ET		1.7%	36BS
			2ET	1.7%	1EM	9.7%
	3ET		ND	2EM	14.4%	
	SONDAGE DE KALLO	4ET	82 %	SITE 386	6EM	14.8%
5ET		1.3%	8EM		0.4%	
6ET		14.5%	SITE 387	9EM	2.1%	
COUPE DU CAP D'AILLY	7ET	73.8%		11EM	0.4%	
	8ET	6.8%	SITE 119	14EM	63.3%	
9ET	11.5%	16EM		63.7%		
COUPE DU MONT- DE-LA-CHAPELLE	10ET	0.6%		17EM	66.2%	
COUPE DE BOIRY-N-DAME	11ET	0.8%		18EM	68.4%	
SONDAGE DE KALLO	12ET	0.8%		20EM	69.7%	
SITE 105	13ET	3 %	SITE 398	22EM	32.3%	
	1BS	0.9%		29EM	29.7%	

ND = non déterminable

ANNEXE 6 : RESULTATS DE DOSAGES DU CARBONE
ORGANIQUE.

ECHANTILLON			%	ECHANTILLON		%
Origine		N °	C-org	Origine	N °	C-org
ARGILES DU GAULT	DE WISSANT	1AG	0.44%	SITE 105	1BS	0.58%
		2AG	0.68%		3BS	1.26%
		4AG	0.53%		4BS	1.60%
		10AG	0.44%		6BS	0.87%
		13AG	0.47%		10BS	1.40%
		15AG	1.38%		14BS	0.51%
	DE BULLY	16AG	0.75%	SITE 400	18BS	0.37%
		18AG	0.90%	SITE 402	20BS	1.53%
		21AG	1.26%			

BUS
LILLE

**ANNEXE 7 : RESULTATS D'ANALYSES GEOCHIMIQUES
PAR ABSORPTION ATOMIQUE**

ECHANTILLONS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
1AG	57.10	12.36	7.31	6.08	1.72	0.73	3.22	0.25	n.d.	200	137	111	69	68	88	26	5	26	140
1AG < 2μ	50.05	21.30	7.57	1.09	2.61	0.15	3.63	0.29	n.d.	84	95	158	183	59	156	23	10	16	190
1AG < 0.2μ	48.95	20.18	7.65	1.96	2.68					100	95	195							
2AG	48.70	16.70	4.77	7.79	1.79	0.31	3.00	0.38	n.d.	363	153	116	173	60	100	19	10	30	140
4AG	38.85	13.17	3.92	17.68	1.73	0.17	2.42	0.29	n.d.	463	384	147	112	49	75	21	9	41	100
10AG	38.30	13.08	3.77	17.58	1.56	0.18	2.48	0.27	n.d.	473	410	105	114	52	75	22	10	40	100
13AG	37.10	13.45	4.15	16.90	1.58	0.19	2.50	0.27	n.d.	452	347	116	121	60	70	26	10	37	110
15AG	35.40	12.95	4.41	18.28	1.47	0.22	2.38	0.19	0.48	579	489	258	128	46	64	17	10	36	110
6BS < 2μ	51.80	17.70	8.70	0.50	3.16	0.37	1.89	0.22		37	231	258	32	119	107	23	71	46	120
6BS 0.8 à 2μ	52.40	17.50	7.14	0.90	2.69	0.39	3.07	0.46		68	231	252	45	111	137	21	102	50	130
6BS 0.2 à 0.8μ	53	17.80	9.02	1.26	3.11	0.22	2.70	0.24		47	237	657	39	142	129	31	99	33	140
6BS < 0.2μ	51.80	17.70	8.72	0.60	3.31	0.24	1.91	0.16		0	247	341	32	148	112	30	104	29	130
16BS < 2μ	42.30	15.80	5.02	11.46	2.04	0.49	2.57	0.26		310	195	2467	52	91	91	20	88	51	150
16BS 0.4 à 2μ	44.10	15.80	4.82	10.42	1.89	0.34	2.59	0.27		221	174	600	56	90	104	20	90	59	170
16BS < 0.4μ	49.90	18.29	6.79	11.38	2.62	0.18	2.06	0.17		131	195	310	62	115	99	26	101	26	150
20BS < 2μ	54.90	20.35	4.26	0.91	1.48	0.25	1.83	0.33		11	158	337	100	62	220	4	23	34	180
20BS 0.4 à 2μ	57.90	19.96	3.79	1.02	1.28	0.24	1.93	0.41		32	163	573	99	53	228	3	29	47	160
20BS < 0.4μ	52.80	21.52	4.85	1.09	1.74	0.20	1.47	0.16		0	158	284	98	57	180	6	43	36	200
ECHANTILLONS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Mn	Zn	Li	Ni	Cr	Co	Cu	Pb	V
1ET	67.75	12.10	5.63	1.22	1.76	1.05	2.26	0.44	n.d.	189	147	316	37	38	110	17	7	23	100
1ET < 2μ	55.60	16.95	8.01	0.65	2.91	0.16	2.42	0.37	n.d.	132	100	458	45	38	155	17	5	14	170
1ET 0.6 à 2μ	54.80	16.34	8.30	0.83	2.68	0.21	2.82	0.45	n.d.	121	132	642	46	143	128	17	58	104	160
1ET 0.4 à 0.6μ	56.30	17.10	8.61	0.61	2.95	0.16	2.53	0.30	n.d.	116	121	237	49	124	146	17	31	66	170
1ET < 0.4μ	55.55	17.47	8.79	0.76	3.06	0.17	2.37	0.26	n.d.	121	111	232	46	91	180	16	54	63	170
8ET	75.65	6.68	3.50	4.31	0.63	0.04	0.04	0.20	n.d.	90	142	89	11	8	80	0	n.d.	9	20
8ET < 2μ	53.85	17.89	10.20	2.86	1.75	0.03	0.08	0.52	n.d.	63	374	242	16	46	208	13	n.d.	23	60
10ET	72.75	11.05	3.89	0.82	1.75	0.19	2.21	0.31	n.d.	95	53	195	35	23	119	12	n.d.	19	100
10ET < 2μ	55.25	18.10	6.67	0.62	2.91	0.14	2.57	0.42	n.d.	116	74	300	97	39	137	9	6	25	180
10ET < 0.4μ	53.30	17.42	5.97	0.77	3.12	0.10	2.55	0.31	n.d.	84	63	105	110	69	187	11	18	46	200
11ET	61.80	13.80	8.36	1.57	1.21	0.21	1.46	0.65	0.11	111	250	242	33	67	86	36	46	18	130
11ET < 2μ	60.75	19.44	11.06	1.50	1.89	0.15	1.82	0.90	n.d.	116	726	216	37	68	143	23	51	18	200
11ET 0.4 à 0.8μ	48.40	19.50	11.02	0.61	1.83	0.17	1.94	0.83	0.18	95	600	600	43	177	148	14	64	64	180
11ET < 0.4μ	48.75	19.68	11.92	0.98	1.91	0.15	1.66	0.69	n.d.	90	573	316	40	75	120	14	53	38	160
12ET	60.40	15.82	6.21	2.50	2.48	0.18	2.65	0.42	n.d.	163	163	373	41	45	128	19	11	29	140
12ET < μ	53.95	17.01	7.12	1.19	2.70	0.12	2.73	0.36	n.d.	116	200	326	42	69	111	28	8	21	150
12ET < 0.4μ	54.80	17.48	7.88	1.04	3.04	0.09	2.44	0.26	n.d.	90	159	237	41	84	119	19	17	33	160
6EM < 2μ	54.50	16.30	4.91	6.66	3.01	0.48	2.07	0.22		195	715	184	73	113	117	53	42	15	110
6EM 0.8 à 2μ	49	14.16	4.21	9.37	2.46	0.22	2.18	0.26		273	763	410	67	97	114	44	43	31	100
6EM 0.4 à 0.8μ	52.90	17.50	5.25	4.60	3.10	0.08	2.19	0.21		84	773	500	72	115	121	54	43	26	110
6EM < 0.4μ	53.40	18.40	6.12	2.50	3.50	0.09	2.29	0.18		0	700	195	73	127	120	61	51	35	120
8EM < 2μ	77.90	9.30	2.69	0.92	1.61	0.48	1.28	0.16		0	405	631	25	40	82	12	40	15	60
8EM 0.4 à 2μ	80.90	7.76	1.93	0.96	1.16	0.23	1.13	0.18		0	247	142	19	30	66	8	32	21	40
9EM < 2μ	54.40	17.10	8.71	1.04	3.32	0.76	2.97	0.32		137	736	227	80	103	174	30	40	37	170
9EM 0.8 à 2μ	57.40	16.80	6.69	2.06	2.70	0.55	3.24	0.39		306	531	221	66	77	151	20	39	61	130
9EM 0.4 à 0.8μ	52.50	16.90	8.49	1.27	3.30	0.17	3.03	0.31		110	673	541	82	101	157	30	47	47	170
9EM < 0.4μ	54.10	16.45	9.76	1.27	3.60	0.29	2.74	0.21		84	757	331	87	111	199	34	50	36	190
11EM < 2μ	53.90	18.60	7.86	1.46	3.02	1.11	2.92	0.33		184	994	216	103	105	90	31	112	25	100
11EM 0.4 à 2μ	55.30	18.50	7.18	1.24	2.90	0.40	3.04	0.33		210	926	568	99	107	116	32	104	38	100
11EM < 0.4μ	52.20	19.20	8.48	1.32	3.33	0.57	2.99	0.20		110	168	89	99	128	112	41	135	28	120
14EM < 2μ	58.50	17.05	7.85	1.51	2.95	0.28	2.45	0.22		42	331	142	68	124	117	43	21	18	100
14EM 0.8 à 2μ	54.90	18.70	7.05	1.30	2.65	0.74	(3.60)	0.35		89	284	194	72	90	138	32	30	47	100
14EM 0.4 à 0.8μ	56.50	16.90	7.36	1.38	2.87	0.23	2.53	0.22		58	273	347	67	93	134	36	34	63	100
14EM < 0.4μ	55.40	17.30	8.86	1.54	3.35	0.19	2.36	0.17		37	331	242	70	126	137	46	31	19	100
29EM < 2μ	51.90	19.70	7.22	2.12	3.62	0.46	(3.40)	0.26		84	794	394	77	132	152	52	53	26	240
29EM 0.4 à 2μ	50.10	22.20	6.43	1.15	2.87	0.84	(4.46)	0.37		100	594	195	83	101	139	36	41	30	200
29EM < 0.4μ	50.90	19.20	7.98	1.43	3.74	0.40	(3.00)	0.18		79	878	226	78	143	134	56	64	27	250

ANNEXE 8 : RESULTATS DES ANALYSES EFFECTUEES AU
MEB EDAX (Gyf-sur-Yvette).

	ECHANTILLONS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
Sondage de Mol	4ET 0,4 à 0,6 µm	66,40	18,50	7,82	1,59	1,80		1,87	1,45	
	0,6 à 2 µm	67,80	16,20	8,13	1,27	1,45		2,05	1,41	
Sondage de Kallo	6ET <0,4 µm	77,50	10,80	8,24	0,20	1,02		1,98	0,22	
	0,4 à 1 µm	88	5,90	3,45	0,18	0,21		1,48	0,18	
Site 105	1BS <0,2 µm	64,20	20	8,66	0,74	3,57		2,34	0,51	
	0,2 à 0,4 µm	64,20	20,20	8,11	0,97	3,36		2,60	0,53	
	0,4 à 2 µm	66	19,50	6,53	0,80	2,66		3,30	1,21	
	3BS <0,4 µm	62,80	20,90	9,01	0,59	3,40		2,80	0,62	
	0,4 à 2 µm	64,10	20,60	7,45	0,63	3,20		3,20	0,78	
Site 386	14BS <0,2 µm	58,70	16,60	13,56	0,68	5,11		4,95	0,35	
	0,2 à 2 µm	77,10	9,40	7,30	0,38	2,39		2,91	0,51	
Site 400	18BS <0,4 µm	62,30	16,90	12,58	3,25	2,87		1,80	0,33	
	0,4 à 0,8 µm	59	16,60	10,68	8,84	2,33		2,10	0,38	
	0,8 à 2 µm	57	14,60	9,59	14,67	1,56		2,20	0,39	
	22EM <0,4 µm	60,50	22,30	6,80	0,51	5,37		3,41	-	
Site 398	0,4 à 2 µm	58,10	25,30	6,06	0,66	2,85		5,48	1,52	
	25EM <0,4 µm	63,70	17,10	6,74	1,05	8,97		1,97	0,50	
	0,4 à 2 µm	61,90	22,40	5,64	0,72	3,08		4,81	1,12	

BITS
LIVRE

ANNEXE 9 : RESULTATS DES ANALYSES EFFECTUEES AU
STEM (Orsay)

	1		2		3		Numéro de particule
Mg	171	214	115	172	37		
Al	1 324	1 278	1 496	1 745	1 369		
K	597	895	557	322	1 029		
Ca	77	59	293	464	209		
Ti	91	0	17	0	0		
Fe	2 290	2 162	1 984	1 247	2 132		
Mg	104	255	110	150	163	201	Analyses effectuées sur les parties lattées
Al	994	1 258	1 694	1 256	1 854	871	
K	208	153	515	690	446	455	
Ca	66	206	30	287	408	186	
Ti	28	68	0	0	0	0	
Fe	1 493	1 139	1 740	2 055	1 788	2 456	
	4	5		6		7	Numéro de particule
Mg	348	232		0	81	204	
Al	1 493	1 361		1 918	2 255	1 016	
K	967	797		224	188	548	
Ca	194	76		229	314	304	
Ti	215	92		0	69	0	
Fe	2 521	1 454		1 314	1 131	2 188	
Mg	314	24	76	47	147	0	Analyses effectuées sur les parties lattées
Al	1 414	1 505	1 422	1 264	1 646	1 605	
K	233	166	0	0	135	931	
Ca	193	377	391	104	190	172	
Ti	0	172	169	0	173	53	
Fe	1 461	964	1 306	886	1 765	1 453	
		8	9		10		Numéro de particule
Mg		158	85		0		
Al		2 163	2 348		2 098		
K		1 360	1 235		1 316		
Ca		208	64		172		
Ti		195	221		70		
Fe		1 405	572		1 189		
Mg		296					Analyses effectuées sur les lattes épitaxiques (autour des illites)
Al		1 741	1 627	1 816	1 620	1 773	
K		572	0	475	187	512	
Ca		144	769	206	312	325	
Ti		58	119	15	0	0	
Fe		1 330	1 197	961	770	1 613	

Ces valeurs sont données en nombres de coups comptés, pour 10 000 coups de Si.

ANNEXE 10 : RESULTATS D'ANALYSES DES TERRES RARES

N° ECHANTILLON	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	TOTAL	La/Yb	
1AG < 0,2 μ	19.0	36.5	16.5	3.0	0.7	0.5	1.4	0.25	78	13.6	GAULT
1AG 0,2 à 0,4 μ	15.2	31.5	13.5	2.7	0.5	0.37	1.0	0.20	65	15.2	
4AG < 0,1 μ	30.0	60.0	27.0	5.1	0.8	0.6	1.8	0.30	125	16.6	
4AG 0,1 à 2 μ	22.5	42.0	19.0	3.6	0.6	0.4	1.4	0.25	90	16.1	
1ET < 0,4 μ	21.5	45.4	21.0	4.5	0.85	0.60	1.7	0.28	96	12.6	EOCENE
1ET 0,4 à 0,6 μ	23.9	49.5	25.0	4.8	0.95	0.70	2.1	0.37	107	11.4	
1ET 0,6 à 2 μ	34.0	70.0	32.0	6.5	1.3	1.0	2.9	0.50	148	11.7	
4ET < 0,4 μ	12.8	16.1	9.5	2.2	0.45	0.37	1.1	0.20	43	11.6	
4ET < 2 μ	17.5	25.0	12.0	2.5	0.60	0.42	1.2	0.22	59	14.6	
6ET < 0,4 μ	16.5	32.0	15.0	3.1	0.50	0.30	0.65	0.10	68	25.4	
8ET 0,2 à 0,4 μ	12.0	27.0	10.0	2.2	0.45	0.35	0.85	0.15	53	14.1	
10ET < 0,4 μ	30.0	56.0	30.0	6.5	1.0	0.75	2.20	0.38	127	13.6	
10ET 0,4 à 0,6 μ	37.0	68.5	30.0	6.5	1.15	0.80	2.40	0.42	147	15.4	
10ET 0,6 à 2 μ	44.5	73.3	35.0	7.0	1.25	0.85	2.55	0.45	165	17.4	
11ET < 0,4 μ	29.7	51.5	27.0	6.2	1.4	1.0	2.5	0.42	120	11.9	TERRESTRE
11ET 0,4 à 0,8 μ	32.6	59.0	30.0	6.8	1.6	1.2	2.3	0.40	134	14.2	
12ET < 0,4 μ	45.5	82.5	38.0	7.8	1.8	1.3	2.65	0.43	180	17.1	
12ET 0,4 à 0,8 μ	46.0	80.0	36.5	7.5	1.7	1.3	2.30	0.42	176	20.0	
12ET 0,8 à 2 μ	52.0	92.0	37.5	7.8	1.9	1.5	2.9	0.50	196	17.9	
1BS < 0,2 μ	18.5	38	15.2	2.63	0.56	0.40	1.08	0.18	76	17.1	
3BS < 0,4 μ	30.0	58	25.0	4.35	0.95	0.75	2.10	0.34	121	14.3	BLACK-SHALES
14BS < 0,2 μ	73.0	123.0	68.0	15.0	3.0	2.2	5.5	0.8	290	13.3	LEG 43 SITE 386
14BS 0,2 à 2 μ	69.0	110.0	56.0	10.5	1.9	1.4	3.7	0.6	253	18.6	
18BS < 0,4 μ	22.2	48.5	22.0	4.55	0.85	0.60	1.8	0.3	101	12.3	LEG 48 SITE 400A
18BS 0,4 à 0,8 μ	29.5	61.0	29.0	6.0	1.15	0.70	1.9	0.3	129	15.5	
18BS 0,8 à 2 μ	36.5	67.0	30.0	6.0	1.3	0.8	2.30	0.40	144	15.8	BLACK-SHALES
6EM < 0,4 μ	15.5	30.4	13.5	2.35	0.45	0.31	0.9	0.15	63	17.2	LEG 43 SITE 386
6EM 0,4 à 0,8 μ	19.0	37.5	15.0	2.90	0.50	0.38	1.1	0.20	76	17.3	
6EM 0,8 à 2 μ	21.3	43.6	19.0	3.50	0.68	0.50	1.4	0.25	90	15.2	EOCENE MARIN

BUS LILLE

ANNEXE 11 : RESULTATS D'ANALYSES ISOTOPIQUES DU STRONTIUM.
Calculs de bilans

CALCULS DE BILAN

Echantillon	Fraction	n°	% en solution	Rb mes	Rb calc	Sr mes	Sr calc
4 ET	< 2 µm	A 2145		81.8		91.4	
		S	3.23	191.7	6.2	1021	33.0
		I	96.77	78.6	76.1	60.6	58.6
		S+I			82.3		91.6
8 ET	0.2 à 0.4 µm	A 2147(2)		1.90		37.5	
		S	0.55	64.90	0.36	5353	29.4
		I	99.45	1.55	1.54	6.58	6.5
		S+I			1.90		35.9
11 ET	< 0.4 µm	A 2148(1)		111.5		73.5	
		S	1.87	289	5.4	943	17.6
		I	98.13	111.6	109.5	59.9	58.8
		S+I			114.9		76.4
12 ET	< 0.4 µm	A 2149(1)		140.6		73.5	
		S	0.60	780	4.7	3709	22.2
		I	99.40	138.2	137.4	53.7	53.4
		S+I			142.1		75.6
18 BS	0.8 à 2 µm	A 2169		99.5		210.8	
		S	17.74	25.1	4.45	935	165.86
		I	82.26	123.5	101.59	102.5	84.31
		S+I			106.04		250.17
6 EM	0.8 à 2 µm	A 2170		113.4		401.5	
		S	15.70	36.7	5.76	1755	275.53
		I	84.30	129.3	108.99	132.3	111.52
		S+I			114.75		387.05

ANNEXE 11 (SUITE) : RESULTATS D'ANALYSES ISOTOPIQUES
DU STRONTIUM.

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ/vn	Age	Ordonnée à l'origine
1 A6 < 0.2 μm						
I 2144 (1)	184.9	44.3	12.09	0.73695 ± 16	159 ± 6Ma	0.70955 ± 20
S 2144 (1)	242	730	0.405	0.71047 ± 7		
0.2 à 0.4 μm						
I 2144 (2)	183.5	43.3	12.28	0.74216 ± 10	190 ± 5Ma	0.70917 ± 24
S 2144 (2)	199.9	896	0.647	0.71091 ± 14		
0.4 à 2 μm						
I 2144 (3)	184.3	64.8	8.246	0.73328 ± 13	218 ± 8Ma	0.70774 ± 29
S 2144 (3)	336	1098	0.887	0.71049 ± 17		
4 ET 2 μm						
A 2145	81.8	91.4	2.594	0.71358 ± 9	161 ± 9Ma	0.70767 ± 27
I 2145	78.6	60.6	3.764	0.71631 ± 7		
S 2145	191.7	1021	0.544	0.70892 ± 15		
0.4 μm						
I 2145 (1)	76.9	27.8	8.010	0.72172 ± 8	108 ± 5Ma	0.70943 ± 18
S 2145 (1)	143.8	1427	0.292	0.70988 ± 8		
6 ET 0.4 à 1 μm						
I 2146 (1)	38.9	27.6	4.092	0.71947 ± 12	235 ± 14Ma	0.70581 ± 42
S 2146 (1)	116.5	350.4	0.964	0.70903 ± 14		
8 ET < 0.2 μm						
I 2147 (1)	1.93	5.34	1.048	0.71100 ± 10	221 ± 26Ma	0.70771 ± 17
S 2147 (1)	6.55	5.81	0.033	0.70781 ± 9		
0.2 à 0.4 μm						
A 2147 (2)	1.90	37.5	0.147	0.70824 ± 2	130 ± 31Ma	0.70788 ± 18
I 2147 (2)	1.55	6.58	0.683	0.70913 ± 14		
S 2147 (2)	64.9	5353	0.035	0.70788 ± 12		
0.4 à 2 μm						
I 2147 (3)	3.16	20.04	0.457	0.70971 ± 8	236 ± 114Ma	0.70788
S 2147 (3)	5.88	302	0.056	0.70806 ± 10		
11 ET < 0.4 μm						
A 2148 (1)	111.5	73.5	4.399	0.72103 ± 13	231 ± 10Ma	0.70651 ± 32
I 2148 (1)	111.6	59.9	5.404	0.72417 ± 9		
S 2148 (1)	289	943	0.888	0.70942 ± 22		
0.8 à 2 μm						
I 2148 (2)	121.9	74.5	4.774	0.72576 ± 12	286 ± 14Ma	0.70647 ± 38
S 2148 (2)	173.3	626	0.803	0.70973 ± 15		
12 ET < 0.4 μm						
A 2149 (1)	140.6	73.5	5.542	0.72244 ± 7	170 ± 7Ma	0.70910 ± 25
I 2149 (1)	138.2	53.7	7.464	0.72728 ± 14		
S 2149 (1)	780	3709	0.610	0.71058 ± 10		
0.4 à 0.8 μm						
I 2149 (2)	168.8	51.5	9.501	0.73620 ± 18	202 ± 7Ma	0.70889 ± 27
S 2149 (2)	287	1139	0.730	0.71099 ± 10		
0.8 à 2 μm						
I 2149 (3)	170.6	67.6	7.313	0.73254 ± 14	234 ± 9Ma	0.70822 ± 28
S 2149 (3)	125.4	563	0.646	0.71037 ± 8		

BUS
LILLE

**ANNEXE 11 (FIN) : RESULTATS D'ANALYSES ISOTOPIQUES
DU STRONTIUM.**

Echantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/ Sr	Sr/ Sr	Sr / Sr 2 / n	Age	Ordonnée à l'origine
6 EM < 0.4 µm						529±19Ma	0.70723 ± 24
3.38 % I 2170 (1)	128.9	123.9	3.014	0.72993 ± 9			
S 2170 (1)	194.7	2 588	0.218	0.70887 ± 7			
0.4 à 0.8 µm						229± 7Ma	0.70767 ± 18
6.79 % I 2170 (2)	134.9	52.7	7.420	0.73189 ± 7			
S 2170 (2)	126	2 210	0.165	0.70821 ± 9			
0.8 à 2 µm						260±13Ma	0.70771 ± 20
16.70 % A 2170 (3)	113.4	401.5	0.819	0.71082 ± 11			
I 2170 (3)	129.3	132.3	2.834	0.71813 ± 6			
S 2170 (3)	36.7	1 755	0.061	0.70790 ± 9			
17 EM < 0.4 µm						141± 4Ma	0.70936 ± 19
0.14 % I 2176 (1)	106.9	26.2	11.85	0.73316 ± 11			
S 2176 (1)	349	2 383	0.424	0.71021 ± 5			
0.4 à 0.8 µm						201± 8Ma	0.70846 ± 26
1.07 % I 2176 (2)	116.7	49.9	6.773	0.72786 ± 8			
S 2176 (2)	619	2 035	0.592	0.71016 ± 10			
0.8 à 2 µm						205±11Ma	0.70889 ± 25
2.21 % I 2176 (3)	119.2	79.6	4.339	0.72153 ± 9			
S 2176 (3)	215	1 292	0.483	0.71030 ± 5			
22 EM < 0.4 µm							
A 2177 (1)	257	133.9	5.559	0.73152 ± 8			
I 2177 (1)	174.1	56.7	8.896	0.73398 ± 7			
S 2177 (1)							
0.4 à 2 µm						299±10Ma	0.70766 ± 21
0.27 % I 2177 (2)	256	110.3	6.728	0.73628 ± 8			
S 2177 (2)	800	8 678	0.267	0.70880 ± 12			
3 BS < 0.4 µm						167± 8Ma	0.70997 ± 25
2.58 % I 2167 (1)	132.4	71.2	5.392	0.72280 ± 10			
S 2167 (1)	301	1 371	0.636	0.71148 ± 6			
0.4 à 2 µm						219±10Ma	0.70901 ± 30
3.23 % I 2167 (2)	154.7	779	5.758	0.72695 ± 7			
S 2167 (2)	261.7	1 071	0.725	0.71127 ± 5			
14 BS < 0.2 µm						153± 4Ma	0.70806 ± 16
4.19 % I 2168 (1)	165.6	21.2	22.62	0.75722 ± 11			
S 2168 (1)	61.3	810	0.219	0.70854 ± 11			
0.2 à 2 µm						251± 9Ma	0.70732 ± 31
2.91 % I 2168 (2)	99.9	52.5	5.521	0.72703 ± 11			
S 2168 (2)	83.1	822	0.293	0.70837 ± 11			
18 BS < 0.4 µm						154± 7Ma	0.70844 ± 16
5.43 % I 2169 (1)	95.9	48.8	5.693	0.72087 ± 13			
S 2169 (1)	69.4	2 540	0.079	0.70861 ± 10			
0.4 à 0.8 µm						193± 7Ma	0.70830 ± 16
11.59 % I 2169 (2)	112.5	51.4	6.350	0.72572 ± 10			
S 2169 (2)	27.7	1 294	0.062	0.70847 ± 9			
0.8 à 2 µm						380±13Ma	0.70723 ± 20
17.74 % A 2169 (3)	99.5	210.8	1.368	0.71255 ± 7			
I 2169 (3)	123.5	102.5	3.368	0.72874 ± 16			
S 2169 (3)	25.1	935	0.078	0.70817 ± 10			

