

A . F . E . Q .

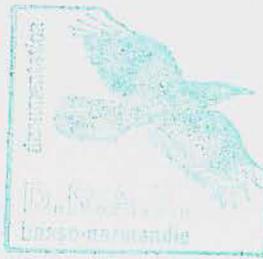
ASSOCIATION FRANÇAISE POUR
L'ETUDE DU QUATERNAIRE

L A N O R M A N D I E

Excursion du 28 au 31 Mai 1987

Organisateur : J.P. LAUTRIDOU
Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen (France)

Editeur : Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen (France)



Date : 06.03.89
N° inv. : 2338

DREAL NORMANDIE
SMCAP/BARDO
N° d'inventaire : 7673

A . F . E . Q .

A S S O C I A T I O N F R A N Ç A I S E P O U R
L ' E T U D E D U Q U A T E R N A I R E

L A N O R M A N D I E

Excursion du 28 au 31 Mai 1987

Organisateur : J.P. LAUTRIDOU
Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen (France)

Editeur : Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen (France)

E X C U R S I O N D E L ' A . F . E . Q .

M A I 1 9 8 7

Responsables : J.P. LAUTRIDOU, Directeur du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen
Groupe Seine

Organismes organisateurs :

Centre de Géomorphologie
Groupe Seine (Département de Géologie de l'Université de Rouen -
Centre de Géomorphologie)

Avec la collaboration scientifique de :

S.	BALESCU	U.L.B., Bruxelles (Laboratoire de Géologie)
J.P.	AUFFRET	Centre de Géologie marine, Université de Caen
G.	CARPENTIER	C.E.T.E. Equipement, Rouen (Groupe Seine)
M.	CLET	Centre de Géomorphologie, Caen
D.	CLIQUET	Direction des Antiquités Préhistoriques, Rouen
J.P.	COUTARD	Centre de Géomorphologie, Caen
E.	DERBYSHIRE	Geography Department, Leicester University
J.C.	DESCOMBES	Institut de Paléontologie, Poitiers
G.	FOSSE	Direction des Antiquités Préhistoriques, Rouen (Groupe Seine)
M.	HELLUIN	Centre de Géomorphologie, Caen
M.F.	HUAULT	Géologie, U.E.R. Sciences, Université de Rouen (Groupe Seine)
R.L.	JONES	Geography Department, Lanchester Polytechnic, Coventry
C.	LARSONNEUR	Centre de Géologie marine, Université de Caen
C.	LECHEVALIER	Géographie, Université Paris X - Centre de Géomorphologie
F.	LECOLLE	Mantes, Groupe Seine
D.	LEFEBVRE	Géologie, U.E.R. des Sciences, Rouen (Groupe Seine)
F.	LEVOY	C.R.E.G.E.P.E., Géographie, Université de Caen
A.	L'HOMER	B.R.G.M., Orléans

M.T. MORZADEC	Géologie, Université de Rennes
S. OCCHIETTI	Université Québec, Montréal
J.C. OZOUF	Centre de Géomorphologie, Caen
C. PAREYN	Géologie, Université de Caen
J. PELLERIN	Centre de Géomorphologie, Caen
D.D. ROUSSEAU	Institut des Sciences de la Terre, U.A. 157, C.N.R.S., Dijon
B. VAN VLIET-LANOË	Centre de Géomorphologie, Caen

- Avec la participation aux expositions de :

- L. Vallin, Conservateur, Direction des Antiquités Préhistoriques, Lille.
- J.P. Watté, Museum, Le Havre
- G. Vilgrain, Groupe Recherches Archéologiques du Cotentin, Cherbourg
- A. Chancerel, Conservateur, Direction des Antiquités Préhistoriques, Caen
- G. Verron, Directeur des Antiquités Préhistoriques, Caen
- D. Michel, Cherbourg

- Avec la collaboration :

- . des Laboratoires d'Analyses du Centre de Géomorphologie : laboratoire de sédimentométrie (M. Levant : responsable ; L. Manté-Loit, S. Guermont) ; laboratoire de minéralogie (M.N. Le Coustumer : responsable ; D. Rivaille) ; laboratoire de géochimie (J.L. Dumont : responsable ; J. Quillard) ; laboratoire de pétrographie (B. Van Vliet-Lanoë : responsable ; C. Blanchet)
- . du Groupe Publications et C. Mateus
- . de l'Atelier offset : D. Marie
- . de l'Atelier : F. Lelong et A. Pupin

M.T. MORZADEC	Géologie, Université de Rennes
S. OCCHIETTI	Université Québec, Montréal
J.C. OZOUF	Centre de Géomorphologie, Caen
C. PAREYN	Géologie, Université de Caen
J. PELLERIN	Centre de Géomorphologie, Caen
D.D. ROUSSEAU	Institut des Sciences de la Terre, U.A. 157, C.N.R.S., Dijon
B. VAN VLIET-LANOË	Centre de Géomorphologie, Caen

- Avec la participation aux expositions de :

- L. Vallin, Conservateur, Direction des Antiquités Préhistoriques, Lille.
- J.P. Watté, Museum, Le Havre
- G. Vilgrain, Groupe Recherches Archéologiques du Cotentin, Cherbourg
- A. Chancerel, Conservateur, Direction des Antiquités Préhistoriques, Caen
- G. Verron, Directeur des Antiquités Préhistoriques, Caen
- D. Michel, Cherbourg

- Avec la collaboration :

- . des Laboratoires d'Analyses du Centre de Géomorphologie : laboratoire de sédimentométrie (M. Levant : responsable ; L. Manté-Loit, S. Guermont) ; laboratoire de minéralogie (M.N. Le Coustumer : responsable ; D. Rivaille) ; laboratoire de géochimie (J.L. Dumont : responsable ; J. Quillard) ; laboratoire de pétrographie (B. Van Vliet-Lanoë : responsable ; C. Blanchet)
- . du Groupe Publications et C. Mateus
- . de l'Atelier offset : D. Marie
- . de l'Atelier : F. Lelong et A. Pupin

Samedi 30 Mai :

- . 8 h 15 : *Départ de Caen*
- . 9 h 00 - 9 h 45 : Saint-Côme-Asnelles et Luc : les dépôts marins fossilifères du Pléistocène moyen et récent de la côte du Calvados. Données palynologiques et paléontologiques et datations par acides aminés
- . 12 h 00 - 12 h 15 : Goury : formations marines Pléistocènes et Préhistoire de la Pointe de la Hague (exposition)
- . 12 h 20 - 14 h 00 : *Repas à la salle de St-Germain*
- . 14 h 15 - 15 h 15 : Port-Racine : head récent, paléosols et plage interglaciaire ; industrie préhistorique
- . 15 h 45 - 16 h 45 (17 h 00) : Ecalgrain : plage fossile, heads anciens et récents, paléosol interglaciaire, début glaciaire. Données palynologiques et paléontologiques
- . 18 h 00 : *Départ de Cherbourg (train à 17 h 00 ou 20 h 00)*
- . 19 h 00 : *Hôtel à Carteret*

Dimanche 31 Mai (selon le temps et la circulation sur les routes)

- . 8 h 30 - 9 h 30 : Saint-Sauveur : Pliocène et Pléistocène inférieur marins du Seuil du Cotentin (données palynologiques et paléontologiques)
- . 10 h 30 - 11 h 30 : Hauteville-Gouville : Eémien et Flandrien, érosion récente du littoral
- . 12 h 00- 13 h 00 : Carolles-Saint-Jean-le-Thomas : panorama de la Baie et sédimentation-érosion actuelles
- . 13 h 15 : *Repas à Genêts*
- . Bec d'Andaine : cordons dunaires et flèches littorales actuels
- . Loess et Sables éoliens fini-weichsélien de Genêts et moulin de M. Daniel
- . 15 h 30 - 16 h 00 : "Sand-wedges" de Précey
- . 16 h 00 - 17 h 00 : Mont-Saint-Michel : tange actuelle, évolution pléistocène et holocène de la Baie
- . 18 h 00 : *Gare de Granville*

S O M M A I R E

PREMIERE PARTIE : ITINERAIRE ET PRESENTATION GENERALE

I - GEOLOGIE, CLIMAT	11
II - LES DEPOTS QUATERNAIRES	11
<i>A. Faciès, épaisseur, répartition</i>	<i>11</i>
1) Les loess	11
2) Les terrasses alluviales	17
3) Les heads et dépôts de pente périglaciaires	17
4) Les dépôts marins	19
<i>B. Stratigraphie, paléosols, paléoclimats</i>	<i>19</i>
1) Loess, heads	19
2) Les paléosols	23
3) Les limons à doublets	25
4) Climats, faune, flore, datations absolues	30
5) Formations fluviales	32
6) Formes et formations marines	33
7) La préhistoire	37

DEUXIEME PARTIE : COUPES

<i>Première journée</i>	<i>45</i>
Les Andelys	47
Tourville	57
Saint-Pierre-lès-Elbeuf	77
<i>Deuxième journée</i>	<i>89</i>
Saint-Romain	91
Epouville	103
Tancarville	117
La Pointe de la Roque	125
Glos	139

<i>Troisième journée</i>	155
Asnelles - Saint-Côme - Luc	157
Goury	171
Port-Racine	181
Ecalgrain	193
<i>Quatrième journée</i>	225
Saint-Sauveur-de-Pierrepont	227
Hauteville - Gouville	235
Genêts	249
Précey	257
Mont-Saint-Michel	265
BIBLIOGRAPHIE	287

ADDITIF

P R E M I E R E P A R T I E

P R E S E N T A T I O N G E N E R A L E

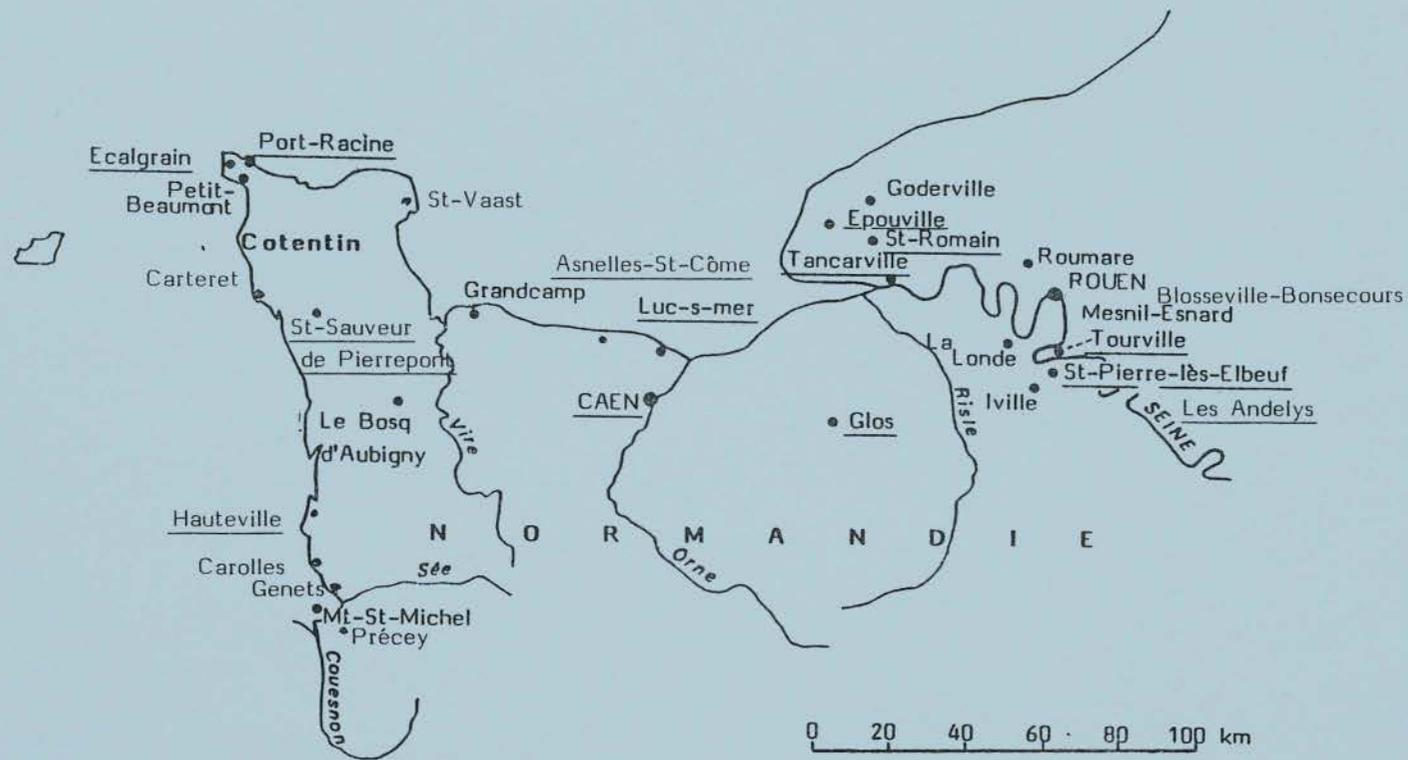


Fig. 1 - Carte de localisation des coupes étudiées (noms soulignés)
 Map of location of studied sections (their names are underlined)

I - GEOLOGIE, CLIMAT

a) Géologie

L'Ouest de la Normandie (Cotentin, Bocage) et la Bretagne sont compris dans le Massif Armoricaïn, l'Est de la Normandie dans le Bassin de Paris.

Le massif ancien s'est formé à l'ère primaire, remaniant les vestiges de chaînes antérieures. La région, aplanie au début du Secondaire, a été recouverte presque entièrement par les mers jurassiques et crétacées. Libérée ensuite par les eaux (surface d'émersion post-crétacée), elle a subi durant l'ère tertiaire l'érosion terrestre qui lui a donné un nouveau modelé (surface d'érosion tertiaire commune au massif ancien et à la couverture sédimentaire). Les calcaires crétacés et jurassiques ont subi une forte altération qui a provoqué la formation de couches importantes d'argile à silex. Par ailleurs, les mers, qui ont souvent occupé le centre du Bassin de Paris durant le Tertiaire, ont parfois débordé, y déposant des sables et des galets, consolidés plus tard en grès et en poudingues. A la fin du Tertiaire (Pliocène), des mouvements tectoniques se produisirent. Ils provoquèrent une modification des lignes de rivages et un enfoncement des vallées qui préfiguraient des mouvements du Quaternaire. La conception traditionnelle d'une Normandie et d'une Bretagne stables au point de vue tectonique est maintenant discutée en particulier pour le Col du Cotentin.

b) *Le climat* est franchement océanique ; il est marqué par une variabilité incessante, avec des nuances non négligeables suivant les secteurs (les plateaux de Haute-Normandie sont davantage froids et pluvieux que la campagne de Caen, par exemple). Les températures moyennes sont de l'ordre de 10 à 12° et les précipitations moyennes varient entre 600 et 1 100 mm. Les pluies sont assez également réparties au cours de l'année ; elles connaissent cependant un maximum en novembre-décembre et une moindre intensité entre mars et septembre. De fortes différences sont dues aux variations d'altitude et à l'exposition par rapport aux vents d'Ouest et de Nord-Ouest.

II - LES DEPOTS QUATERNAIRES

A. FACIES, EPAISSEUR, REPARTITION

1) Les loess

La Normandie est riche en loess surtout le Pays de Caux, le plateau d'Auge, la Campagne de Caen. La carte ci-jointe montre la place de ces loess et sables de couverture dans l'Europe du Nord-Ouest.

a) *Les faciès* : le plus typique est le limon à doublets, non carbonaté, finement lité (lits marron plus argileux et lits gris) caractéristique de la paléoprovince normande occidentale (Pays de Caux, Basse-Normandie, Jersey, Avranchin) ; il diffère du loess carbonaté plus ou moins homogène de la province normande séquanienne : vallée de Seine, Est du Bassin Parisien, littoral de Jersey, littoral de Bretagne (Lautridou, 1980, 1985).

b) *Les microstructures* : voir le chapitre B3 "les limons à doublets"

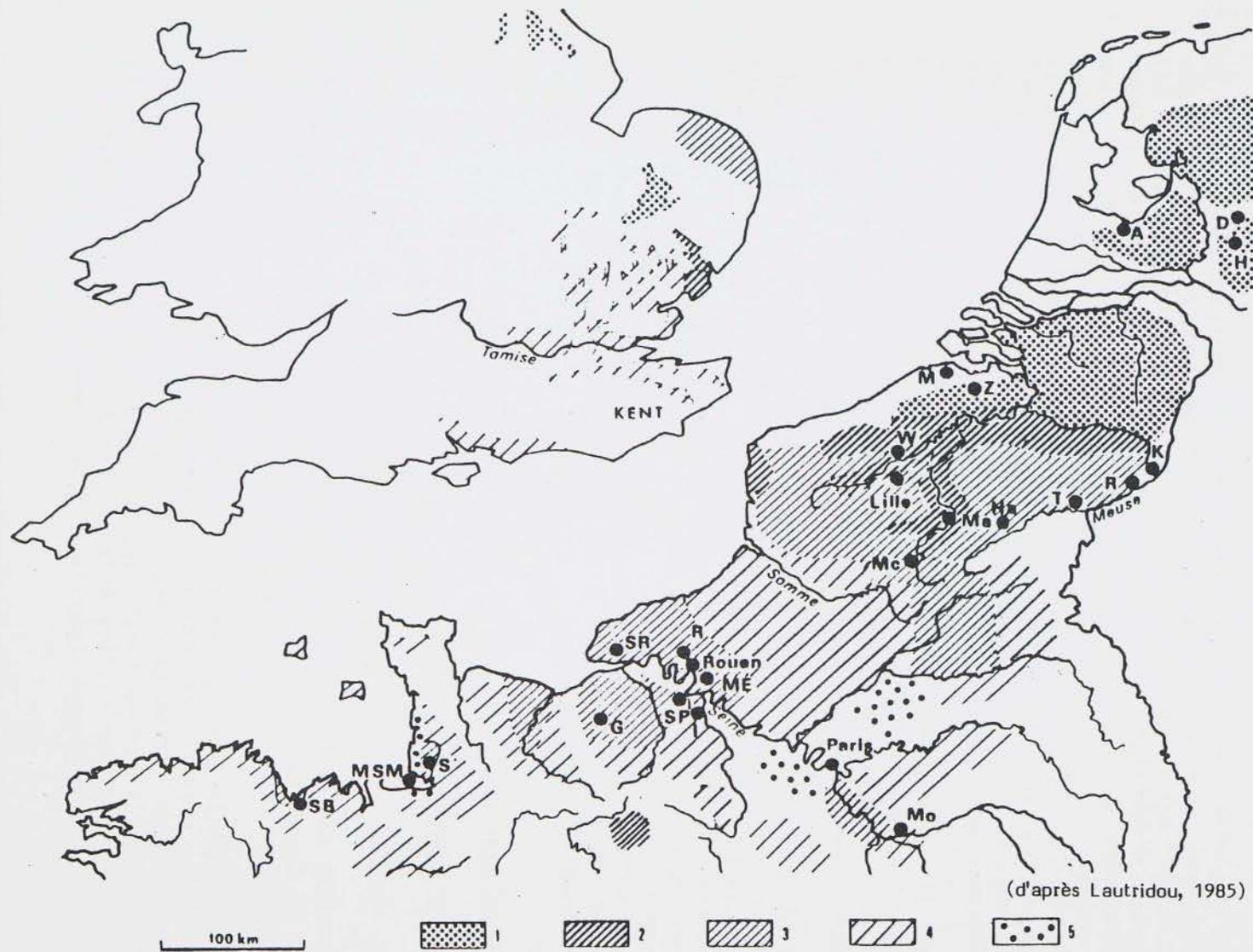


Fig. 2 - Carte des formations éoliennes du Pléistocène récent d'Europe du Nord-Ouest : 1, sables de couverture; 2, zone de transition sablo-limoneuse; 3, loess de plus de 4m d'épaisseur; 4, loess de moins de 4m; 5, sables éoliens de la Baie du Mont-Saint-Michel et autour de Paris

Fig. 2 - Map of aeolian deposits of the Upper Pleistocene of North-Western Europe : 1, coversands ; 2, transitional zone (sand-silt) ; 3, loess: thickness more than 4m ; 4, loess: thickness less than 4m ; 5, aeolian sands of the Mont-Saint-Michel Bay and around Paris

c) Les argiles étudiées à Caen (M.N. Le Coustumer) sont différentes selon les régions mais fréquemment les smectites, illites et vermiculites souvent interstratifiées prédominent. La chlorite présente dans le limon récent devient rare dans le loess ancien (travaux de Lautridou, 1985; Lautridou *et al.*, dans: La Cotte de St-Brelade, livre édité sur ce gisement par Callow et Cornford, 1986).

d) La granulométrie (Levant, Caen) est typiquement éolienne. Des gradients granulométriques ont été mis en évidence en Normandie (Lautridou, 1985) et modélisés en Normandie (Lebret, 1984, 1986) comme en Bretagne (Bigot, livret-guide excursion "Loess Périgl., Caen, Août 1986).

e) Les minéraux lourds et la thermoluminescence (origine des loess): ils ont été étudiés en Normandie (Lautridou, 1973-1983, 1985) et à Jersey (Giresse et Lautridou *in* La Cotte de Saint-Brelade, Callow édit., 1986) et en Bretagne (Monnier, thèse 3ème cycle, 1973). En Normandie le stock "marin" à hornblende-épidote-grenat caractérise le loess récent et s'oppose au loess ancien (à minéraux ubiquistes). Dans le Cotentin et à Jersey (Lautridou, 1985; Giresse: Lautridou *et al.*, *in* La Cotte...) l'opposition est moins nette, alors qu'en Bretagne cette opposition n'a pas été retrouvée par J.L. Monnier. La migration d'un stock marin d'origine armoricaine de l'ouest vers l'est de la Manche à partir de l'ouverture du Pas-de-Calais au début du Pléistocène moyen expliquerait que cet apport modifie progressivement l'association initiale à sédiments secondaires et tertiaires remaniés et l'emporte à l'Eémien (Lautridou, 1985). Toutefois des travaux récents de S. Balescu ont amené de nouveaux éléments présentés dans plusieurs publications (voir à bibliographie) et pour les données les plus nouvelles sur les loess de Normandie et de Jersey dans le livret-guide du Symposium des Commissions INQUA des loess et U.G.I. du Périglaciaire, d'août 1986 (édit. Centre de Géomorphologie). L'investigation de S. Balescu repose sur l'analyse de leur composition en minéraux lourds détritiques et l'étude des propriétés de thermoluminescence du matériel quartzeux.

"Le signal de thermoluminescence artificielle (TLA) du quartz, fiche d'identité du minéral, peut être utilisé comme traceur sédimentaire et marqueur paléogéographique, au même titre que les assemblages de minéraux lourds. L'intensité du signal de thermoluminescence naturelle (TLN), fonction croissante de la dose de rayonnement radioactif reçue par le minéral au cours des temps géologiques, est un indicateur de l'âge du dépôt loessique. Enfin, le rapport des intensités des signaux TLN/TLA fournit un nouveau marqueur stratigraphique indépendant des conditions paléogéographiques (Balescu *et al.*, 1986).

Cette approche méthodologique a été appliquée à l'étude de quelques séquences loessiques de Normandie (Saint-Romain, Goderville, Glos, Grandcamp, Iville, Mesnil-Esnard, Saint-Pierre-lès-Elbeuf et Mantes) et de Jersey (Portelet, Belcroute et Green Island).

L'utilisation de ces critères de caractérisation, sédimentologique et chronologique, nous a permis d'établir des faciès loessiques distincts dont la répartition spatiale et l'évolution dans le temps fournissent de nouveaux éléments d'interprétation sur la dynamique et l'origine de ces dépôts".

Dans la figure ci-jointe il apparaît une nette bipartition entre les faciès des loess anciens et récents :

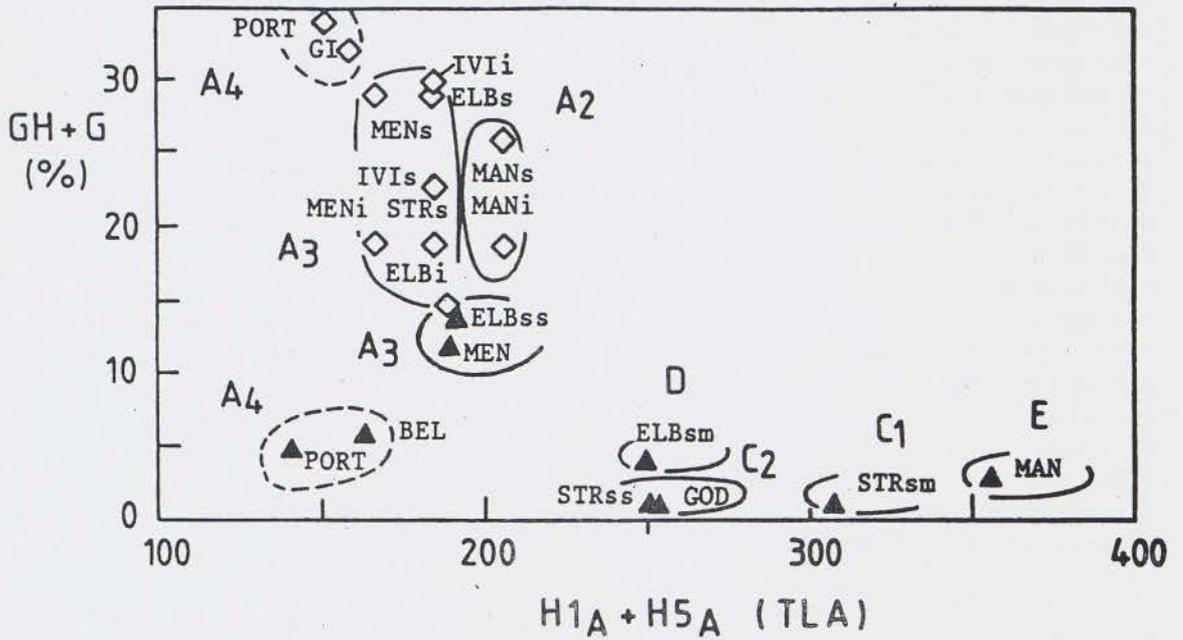


Fig. 3 :

- Teneur en hornblende verte GH et grenat G et intensité du 1er et du 5ème pics de TLA (artificielle)
 A2, A3, A4, C1, C2, D et E correspondent au faciès ATL (voir fig. 2a); les loess de Jersey sont inclus dans la zone en tiretés.

- Heavy mineral - Quartz ATL diagram: Heavy mineral content (GH + G) versus intensity of the first and fifth artificial glow curve peaks ($H1_A + H5_A$)
 A2, A3, A4, C1, C2, D and E correspond to ATL facies shown in figure 2; loesses from Jersey are contained in dashed-contour.

◇ Loess weichsélien/ Weichselian loess

▲ Loess saalien/ Saalian loess

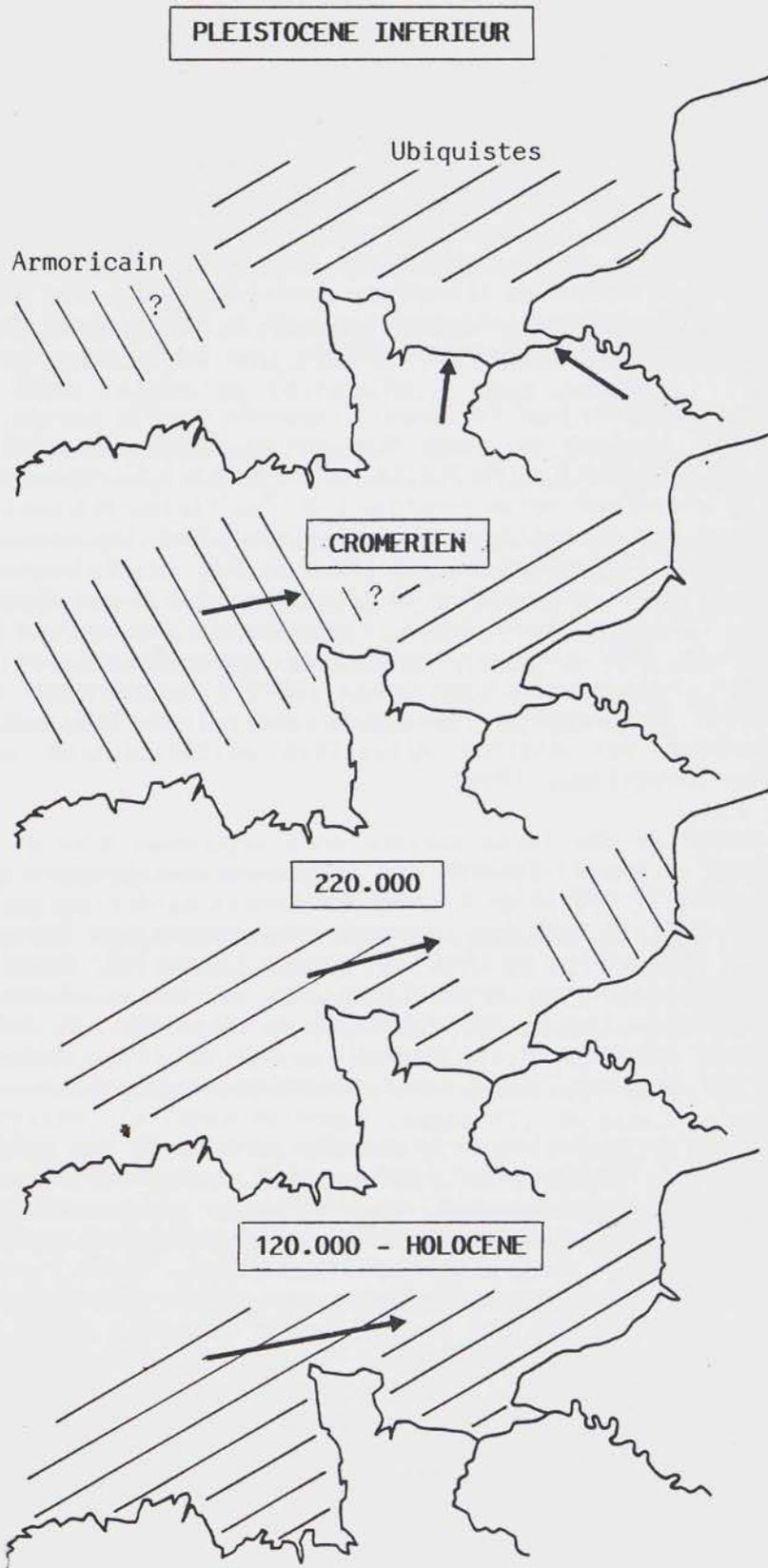


Fig. 4 - Rapports entre stock "marin" armoricain et stock de minéraux ubiquistes de Normandie dérivant des sédiments secondaires et tertiaires du Bassin parisien.

- . Le regroupement des loess weichséliens, dans la partie supérieure du diagramme, traduit simultanément la constance de leur faciès TLA (type A) et leur stabilité minéralogique. Ce faciès TLA-A est systématiquement associé à des teneurs élevées ou moyennes en HV et G (HV + G x 15) [assemblages I et II]. Cette prédominance de la hornblende verte et du grenat, minéraux diagnostiques du "stock marin normand" (Lautridou, 1985) ainsi que cette homogénéité des faciès minéralogiques et TLA, démontrent le caractère allochtone dominant des apports éoliens récents de Normandie, vraisemblablement issus de la plate-forme continentale de la Manche exondée (Lautridou, 1985)
- . Les loess saaliens sont fortement dispersés dans la partie inférieure du diagramme, le long de l'axe TLA. Cette dispersion révèle la grande diversité de leurs faciès TLA (A, C, D, E) dont la répartition spatiale met en évidence une nette zonation E-W. Ces faciès TLA sont généralement associés à des assemblages minéralogiques dont les teneurs en HV et G sont faibles (association III) [HV + G 15]. La diminution de l'hornblende verte est corrélative de l'augmentation des minéraux ubiquistes (zircon, rutile et tourmaline). Cette grande variété des faciès TLA et l'abondance des minéraux ubiquistes caractéristiques des "stocks alluviaux régionaux" (Lautridou, 1985), confirment le caractère autochtone des apports loessiques anciens de Normandie, provenant probablement des plaines alluviales périglaciaires par déflation éolienne (Lautridou, 1985).

- Si la majorité des loess anciens sont dépourvus d'HV et G, il existe néanmoins à Elbeuf et Mesnil-Esnard, des loess saaliens (anciens supérieurs) à teneur moyenne en HV et faible en G, dont les faciès minéralogiques et TLA sont identiques à ceux définis dans les loess récents (assemblage IIB et faciès A3). En conséquence, ces loess anciens de Mesnil-Esnard et Elbeuf, par leur composition minéralogique et leur signal TLA de loess récent, démontrent l'existence d'un faciès saalien de transition en Normandie. Ce dernier occupe, dans le diagramme reporté à la figure 3, une position intermédiaire, à l'intersection des 2 ensembles de loess précédemment décrits.

- L'existence de ce faciès de transition montre que les premiers apports détritiques éoliens à "stock marin" dominant (HV et G), initialement supposés être diagnostiques des loess récents, se sont mis en place en Normandie dès la fin du Saalien. Ces résultats remettent donc en question la position stratigraphique de l'inversion minéralogique" (Lautridou, 1985), utilisée comme critère de différenciation entre les loess anciens et récents (discontinuité minéralogique se marquant par une inversion des rapports entre les minéraux d'origine marine (HV et G) et fluviatile (ubiquistes). En conséquence, cette inversion, témoin d'une importante modification minéralogique du stock détritique des loess, est à situer non plus à la transition Saalien-Weichsélien mais au sein du Saalien. Elle est dès lors comparable à celle mise en évidence dans les loess anciens du Nord de la France et de Picardie (Balescu et Haesaerts, 1984 ; Balescu, 1986).

- Les loess anciens et récents de Jersey se différencient nettement des loess normands (voir fig. 3), par leur cortège minéralogique (teneurs les plus élevées en HV et G) et par leur faciès TLA (A4). L'individualité de ce faciès TLA confirme l'origine différente de leur stock quartzeux et donc leur appartenance à un domaine loessique distinct (S. Balescu).

L'étude de S. Balescu montre que l'inversion des stocks se place dans le Saalien supérieur. Nous proposons l'interprétation suivante :

- 1) au Pléistocène inférieur le stock ubiquiste apporté par les rivières (sédiments secondaires et tertiaires) et prédominant en Normandie (données du Col du Cotentin et de La Londe) ; l'essentiel de ces sédiments a été balayé pendant cette longue période (La Londe)
- 2) avec l'ouverture du Pas de Calais au Cromérien le stock occidental armoricain dérive vers l'est. A 220 000BP, il se déplace vers l'estuaire de la Seine (Assise de Tancarville à stock mixte)
- 3) à l'Eémien, le stock "main" d'origine armoricaine est prédominant (associations des plages éémiennes) comme maintenant

La carte ci-jointe donne une idée des zones d'alimentation qui ont pu être définies parfois assez précisément grâce à une cartographie détaillée des placages loessiques et à certaines configurations particulières du littoral et du relief (Plaine de Caen, Bocage normand). Il apparaît que les provinces d'alimentation sont des paléoestuaires situés à la cote -20 à -30 m NGF (Lautridou, 1985) et non pas les formations détritiques de la Manche émergée totalement lors des maxima froid (cote de -100 m environ ?)

J.P. LAUTRIDOU

2) Les terrasses alluviales

Elles sont très développées dans la vallée de la Seine mais aussi dans la vallée de l'Orne (Pellerin, 1968 ; Pellerin *et al.*, 1970). Dans la vallée de la Seine les travaux récents ont apporté des données nouvelles ; en particulier les recherches des géologues du C.E.T.E. (Laboratoire des Ponts et Chaussées, Equipement) de Rouen : M. Masson (Lautridou *et al.*, 1979) et M. Porcher (1977, 1981), ont permis de dresser une carte des nappes alluviales et de découvrir une nouvelle terrasse, la nappe de Rouen (nappe I). De plus, la basse terrasse de Tourville-Cléon est étudiée en détail, et suivie depuis 1966 (Martin, 1970 ; Alduc *et al.*, 1979 ; Gaquerel, 1983, 1984). La synthèse sur les terrasses a été présentée ultérieurement dans le cadre des travaux récents du groupe Seine (Lécolle, 1984 ; Lautridou *et al.*, 1984 ; Chancerel, 1986).

3) Les heads et dépôts de pente périglaciaires

A part quelques grèzes litées dans la Campagne de Caen, il y a surtout des dépôts hétérométriques du type head. En fait les heads puissants sont localisés le long des côtes et des estuaires de Normandie, Bretagne et Jersey : en dehors de ces zones littorales, le head est très peu épais, excepté au pied de grands abrupts de grès armoricain dans le Bocage normand et breton. L'épaisseur exceptionnelle des heads de la côte (1/3 à 1/6 de la hauteur du versant) s'explique par un piège morphologique particulier constitué par la falaise marine érodant la base des versants : les dépôts périglaciaires se sont piégés au pied de cette falaise jusqu'à régularisation du versant (Lautridou, 1971, 1985). L'âge du head est donc lié à l'âge de la falaise marine. En France comme en Angleterre, la genèse du head est très discutée et des expériences de gélifraction et de gélifluxion (voir à Ecalgrain) ont été réalisées à Caen à ce sujet (Lautridou, 1971, 1979 ; Helluin *et al.*, 1979 ; études récentes de B. Van Vliet-Lanoë et J.P. Coutard) et thèse de B. Lanoë (1987).

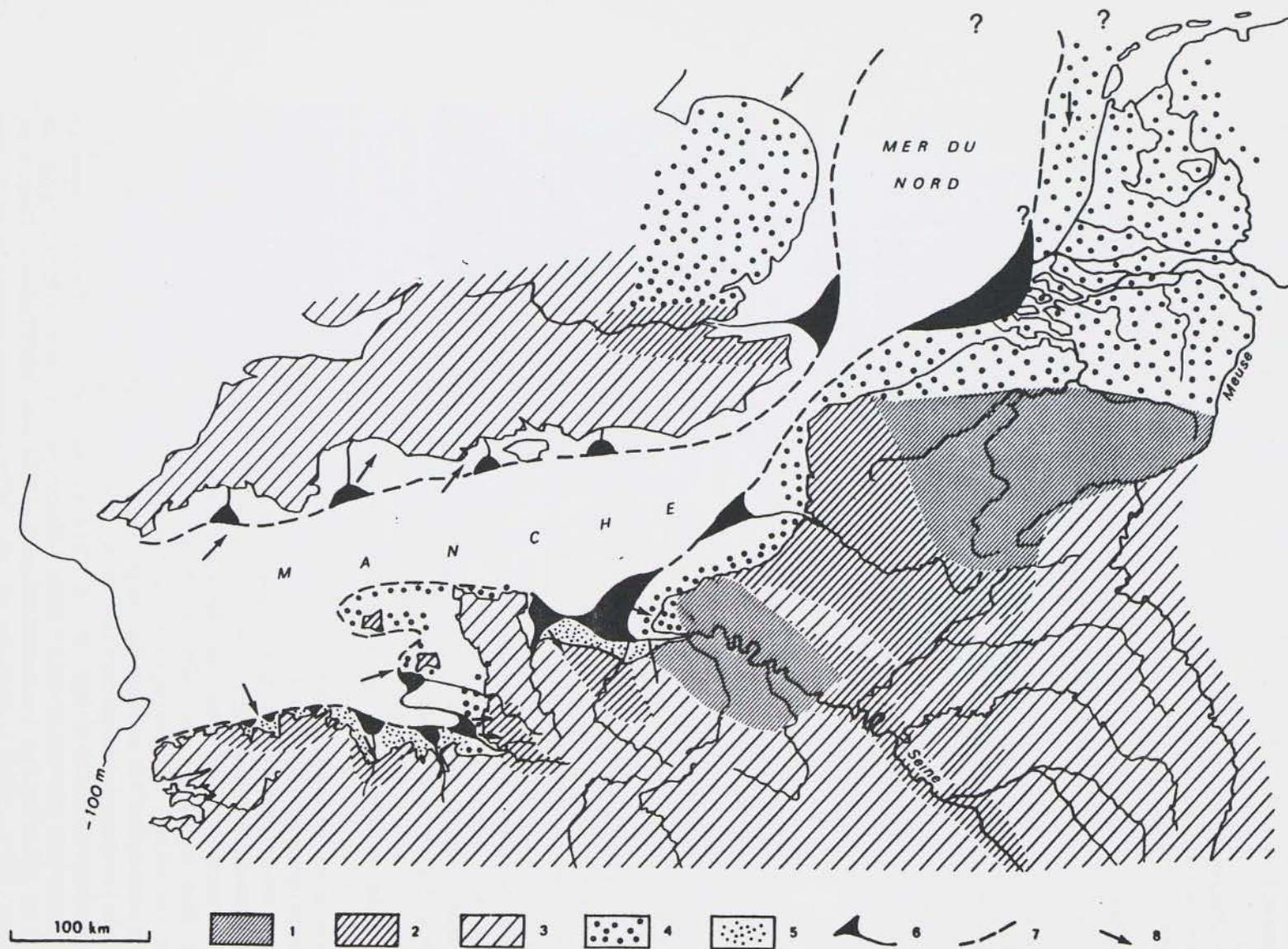


Fig. 5 - Carte simplifiée des couvertures loessiques et sableuses et des provinces d'alimentation pendant le Weichsélien : 1 loess de plus de 4 m d'épaisseur - 2 loess de 2 à 4 m - 3 loess de moins de 2 m d'épaisseur - 4 Sables - 5 loess de la plate-forme marine submergés et érodés pendant la transgression flandrienne - 6 paléostuaires - 7 - ligne de rivage associée aux paléostuaires - 8 direction des vents nourriciers.

4) Les dépôts marins

Les étapes de la transgression flandrienne ont été étudiées en particulier pour les dépôts épais de la vallée de la Seine, de l'Orne (Clet *et al.*, 1976), de la Baie des Veys (Elhaï, 1963 ; Huault *et al.*, 1972) et de la Baie du Mont-Saint-Michel (Morzadec, 1974, 1975 ; Morzadec *et al.*, 1975 pour la partie ouest et Clet *et al.*, 1981 ; Giresse *et al.*, 1973 à l'est).

Les formations marines pléistocènes (raised beaches) sont nombreuses dans le Cotentin : plages de galets décalcifiées, sur la côte nord du Calvados et dans l'estuaire de la Seine où elles possèdent des faciès plus fins comme dans le Golfe normand-breton.

B. STRATIGRAPHIE, PALEOSOLS, PALEOCLIMAT, FAUNE, FLÔRE, DATATIONS

1) Loess, heads (J.P. Lautridou)

En Normandie, la stratigraphie a été établie dans les loess qui, en dépit des hiatus, sont les sédiments les plus favorables surtout en position de plateau. L'étude lithostratigraphique a permis de définir des horizons diagnostiques et des séquences types nous permettant de nous corréliser avec le Nord de la France (J. Sommé, Lille) et avec la Belgique-Hollande. Il a donc été possible de dresser d'abord un tableau pour la dernière période froide et des cartes de faciès selon les différents stades (Lautridou et Sommé, 1974). Nous avons de ce fait abandonné le système chronologique alpin pour la nomenclature nordique.

Dans le **Weichsélien**, nous distinguons **deux loess périglaciaires** (loess récent supérieur, loess récent (inférieur) et un horizon de base de faciès variable (limons bruns feuilletés ou sols noirs) du **Weichsélien ancien** (Early Glacial). Nous avons d'abord parlé de Pléniglaciaire A et B, puis de Pléniglaciaire inférieur et supérieur (Lautridou, 1980a), mais la mise en évidence d'un troisième pléniglaciaire (Paepe *et al.*, 1972) nous a obligé à distinguer Pléniglaciaire inférieur, moyen et supérieur, les deux loess correspondant au **Pléniglaciaire moyen et supérieur**, le Pléniglaciaire inférieur étant absent ou représenté par un cailloutis.

Entre les deux loess (supérieur et inférieur) se place le **Sol de Kesselt** (que nous avons souvent appelé Niveau de Kesselt, Horizon pédologique cryoturbé de Paepe et Sommé) car il n'y a pas de pédogenèse nette, mais surtout, après une phase d'érosion (hiatus), de la **gélifluxion en langues** très caractéristiques de la Normandie à la Belgique, recouverte parfois par une petite couche brune **légèrement humifère**. L'utilisation du terme "Sol de Kesselt" est très discutée ; la station éponyme située en Belgique, a été revue récemment lors d'une excursion de la Société Géologique de Belgique en juin 1980 (Ann. Soc. Géol. Belg., 104, 233-240). D'une part, il n'y a pas de traces évidentes de pédogenèse dans ce "Sol" et, d'autre part, quelques chercheurs ont confondu le niveau à langues pénétré par un limon lourd légèrement humifère du début du loess récent supérieur avec le Sol de Kesselt qui se serait développé sur le loess inférieur et dont le seul témoin serait une décarbonatation très variable d'un point à l'autre. Certains chercheurs conseillent donc d'abandonner ce terme au profit de "Horizon de Nagelbeek" (*ibid*). Nous préférons le conserver étant donné qu'il est très connu et que les stratigraphes emploient le terme "Sol" dans une acception beaucoup moins étroite que celle des pédologues, qui est en général celle d'un pédocomplexe où se succèdent des événements d'ordre pédogénétique, morphologique (érosion, glacis...) et sédimentaire (dépôt de loess, gélifluxion...). La partie la plus nette de ce sol correspond aux langues de gélifluxion (niveau

diagnostique de la Normandie à la Belgique). Deux autres niveaux de même type se trouvent dans le loess récent supérieur, mais à la différence qu'ils ne sont pas associés à une érosion : Niveau de Saint-Romain et Niveau de Goderville (souvent oblitéré par le sol de surface).

Des études récentes ont amené à discuter l'âge de 28 200 B.P. assigné par Paepe *et al.* (1987) à partir de la coupe de Zelgate à Anvers dans les Sables de couverture, cette date plaçant Kesselt dans l'interstade de Denekamp. La découverte du tuf volcanique d'Eltville sous le Sol de Kesselt suggère un âge plus récent que Denekamp (Juvigné et Semmel., 1981 ; Haesaerts, Bull. AFEQ, 1985, 2-3). En effet, des datations au 14C de mollusques ou d'un horizon légèrement organique donnent des âges proches de 20 - 22 000 B.P., (*ibid*) qui nous laissent sceptiques connaissant nos déboires en Normandie avec cette méthode (excepté pour l'Holocène) ; mais un deuxième argument est basé sur la présence d'industries gravettiennes sous le tuf en Rhénanie (travaux de Brunnacker et Bozinski). L'âge exact du Sol de Kesselt est donc à préciser : 22 000 ou 29 000 B.P. ? Cette première date rajeunit l'ensemble des loess récents qui de ce fait se trouvent tous postérieurs à 30 000 B.P. (Haesaerts *ibid*, Van Vliet-Lanoë, 1987). Se basant sur la coupe d'Harmignies et des corrélations avec de grands sites loessiques d'Europe. P. Haesaerts décrit avant 30 000 B.P. des limons divers (loess, loess ruisselés, limons hétérogènes entre 60 000 et 30 000 B.P.

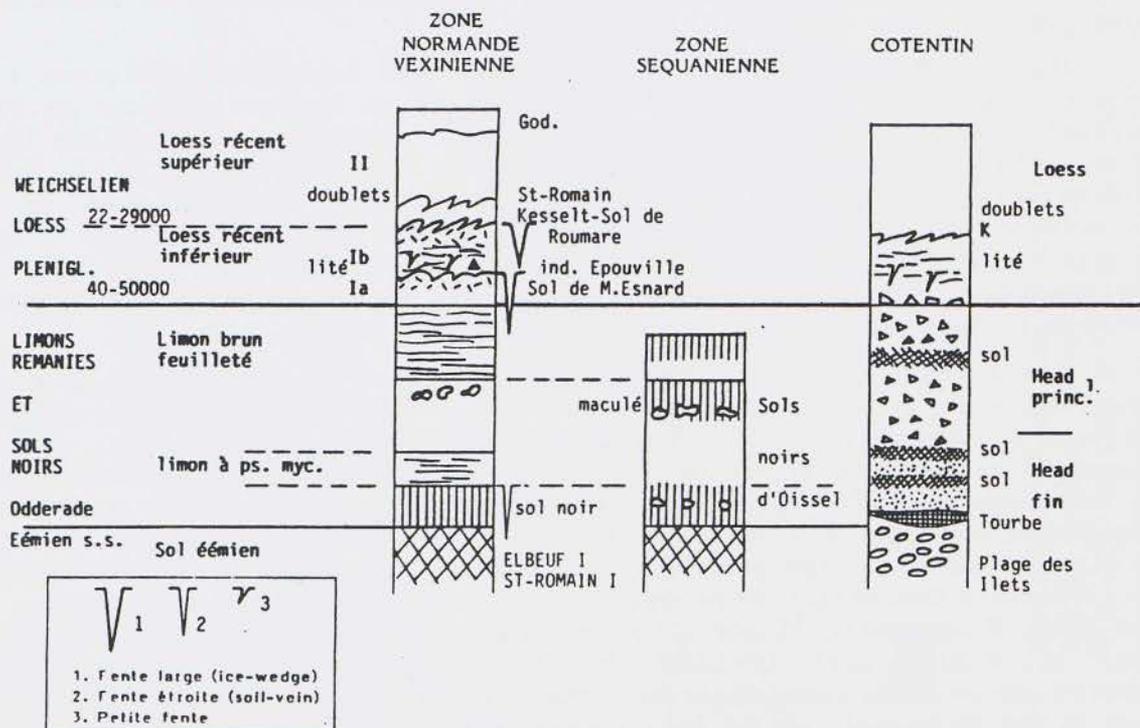


Figure 6

En Normandie les récentes données d'Epouville nous amènent à subdiviser en deux le loess inférieur : en effet à sa base nous avons défini un petit sol gris le "Sol de Mesnil-Esnard" à grandes fentes de glace (à Mesnil-Esnard) développé sur un loess peu épais et passant sans discontinuité au loess sus-jacent. A Epouville le loess (sous ce Sol) peut être épais et une érosion évidente se marque au sommet du Sol. Etant donné les confusions concernant les différents Pléniglaciaires et l'âge incertain du Sol de Kesselt qui prend vers Rouen l'aspect d'un Sol gleyifié : Sol de Roumare, nous définissons deux loess récents pléniglaciaires, le supérieur post Sol de Kesselt et l'inférieur subdivisé en deux et au-dessous, des limons bruns feuilletés, à feuilletage (lamellaire) lié au gel. La relation entre ces limons de nettoyage du loess ancien et du sol éémien avec les sols noirs type coupe d'Elbeuf ont été donnés dans le cadre de la zonation ouest-est de la Normandie, avec :

- 1) la **séquence normande occidentale** (type Saint-Romain) à dominante plus humide : gélifluxions, gley, limons à doublets,
- 2) la **séquence normande orientale dite vexinienne** à limons à doublets moins bien venus, à loess carbonaté (loess inférieur) à Sols de Roumare et de Mesnil-Esnard (base du loess inférieur) et à moindre érosion en particulier au niveau du Sol de Kesselt-Roumare,
- 3) enfin, la **séquence séquanienne** localisée dans les vallées et vers Paris : elle comprend à la base des sols noirs (gris forestiers ou arctiques qui, avec le sol éémien, forment un pédocomplexe ressemblant à Stillfried A (faciès d'Europe Centrale) et, au-dessus, deux loess carbonatés.

Des lambeaux de Sols noirs ont été observés à Mesnil-Esnard et à Roumare à la base et au sein des limons bruns feuilletés (Lautridou, 1985), avec une génération de "soil vein" débouchant au sommet du sol inférieur. C'est donc l'unité des limons bruns feuilletés à Sols noirs placés dans le "Glaciaire ancien" ou "Weichsélien ancien". Localement cette unité peut être plus complexe et comporte des limons moins argileux (Mesnil-Esnard) ou un gley (Pissy-Poville, Lautridou, 1985). Etant donné que les termes comme weichsélien ancien, Weichsélien inférieur ont été intégrés dans la séquence de la Grande Pile [Ognon, etc...] (Hasaerts, *ibid*, Van Vliet-Lanoë, 1987) il se pose des problèmes de nomenclature. Présentement nous distinguons un Weichsélien à loess et un Weichsélien à limons bruns feuilletés équivalent d'une bonne partie du head principal à gros bloc du Cotentin (séquence weichsélienne type Port-Racine).

Un autre marqueur correspond au sol éémien : Sol de Saint-Romain en séquence occidentale (horizon Bt de sol brun lessivé légèrement géliflué et à tendances hydromorphes) et Sol d'Elbeuf I de l'Est identique en moins humide, ressemblant au Sol de Rocourt en Belgique.

En Normandie les loess anciens préweichséliens contiennent une succession remarquable de sols intercalés de type interglaciaire (voir les coupes clés de Saint-Pierre et de Saint-Romain) ; les loess anciens ont le faciès à doublets. A Saint-Pierre-lès-Elbeuf, les 4 paléosols (Elbeuf I à IV) sont de type brun lessivé (I à III) ou lessivé (IV) et donc ressemblent au Sol post-weichsélien (Lautridou *et al.*, 1974). Les sols plus anciens (Mesnil-Esnard V-VI à Iville, Bosc-Hue VII à La Londe) sont épais, très argileux (35-40 % d'argile), rubéfiés (5 YR) et polygéniques (Dembet, à paraître). Les loess qui leur sont associés sont datés pour le plus ancien à faciès limono-sableux (sous Bosc-Hue VII) de la fin du Pléistocène inférieur à La Londe en raison de sa polarité négative

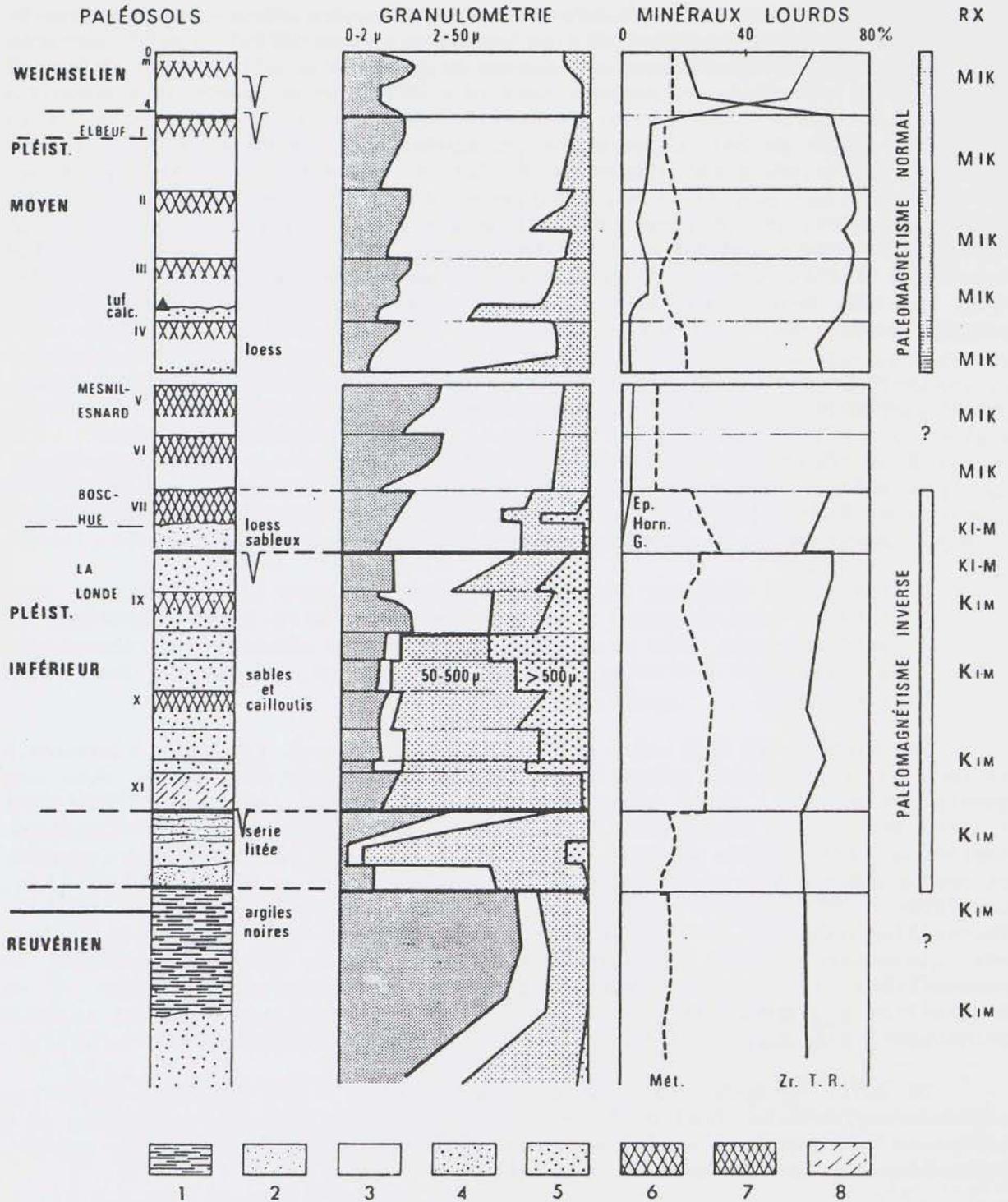


Fig. 7 :

Lithostratigraphie et chronostratigraphie des loess de Normandie :

1 - argile lacustre reuverienne et pré-tiglienne - 2 Silt - 3 loess - 4 loess sableux - 5 sable - 6 horizon B de sol brun lessivé ou lessivé (Elbeuf IV) - 7 horizon B de sol très lessivé et rubéfié - 8 Sol de couleur violacé (lie-de-vin).

Lithostratigraphy and chronostratigraphy of the norman loess.

1 lacustrine-clay : Reuverian and Pre-Tiglian - 2 Silt - 3 Loess - 4 Sandy loess - 5 Sand - 6 Bt horizon of brow forest soil (« brun lessivé ») or of a leached soil (« lessivé ») - 7 B horizon of intensively leached and rubefied soil - 8 « Violet » soil.

(Biquand *et al.*, 1979) ; ce loess sableux se retrouve à Bosc-Hue et Saint-Prest (Lautridou, 1985) : **Formation de Saint-Prest** (Lautridou, 1977, 1980). Les autres sols Mesnil-Esnard (Iville V-VI) sont préservés avec leur loess dans des poches sur le plateau ; ils sont probablement d'âge cromérien et séparés d'Elbeuf IV par un hiatus ne dépassant pas probablement un cycle (Lautridou, 1985).

J.P.L.

Les corrélations entre la Bretagne, la Normandie et le Nord de la France sont bien établies d'après Lautridou, Monnier, Morzadec, Sommé, Tuffreau (1983, I.G.C.P. 73/1/24, 1986 : synthèse du P.I.C.G. 24 *in* Quat. Sc. Reviews, vol. 5).

L'âge des **heads** est discuté : une partie serait préweichsélienne selon l'équipe du Centre de Géomorphologie (Lautridou, 1985) alors que selon D. Keen le head daterait surtout du Weichsélien (Coope *et al.*, 1986 ; voir à Ecalgrain).

Des preuves d'un âge saalien sont cependant indéniables à Ecalgrain - Petit-Beaumont et à Tancarville (voir Bulletin 26 du Centre de Géomorphologie).

2) Les paléosols dans leur cadre stratigraphique et climatique (B. Van Vliet-Lanoë)

Les séquences pédosédimentaires enregistrées en Normandie et en Cotentin sont parmi les plus complètes en ce qui concerne le Pédocomplexe du Dernier Interglaciaire. Elles permettent de faire le raccord entre les faciès loessiques du Bassin de Paris et de Belgique et les faciès plus grossiers et plus acides des massifs granitiques, littoraux ou non.

- Le sol **Eémien** (5e) est caractérisé sur loess par un sol lessivé souvent glossique à smectite dont la complexité est aussi grande que celle du sol actuel. A sa base un limon à doublets ou unBt en bandes sont souvent préservés dans un faciès limoneux indépendant.

En milieu littoral, une petite pédogenèse acide (ranker ou podzol, localement associée à une illuviation d'argile séparent **deux hauts niveaux de plage** (Port-Racine)

- Cette pédogenèse est tronquée par des faciès colluviaux en milieu loessique ou par quelques heads en milieu plus acide (littoral) associés à une pénétration modérée du gel : stade 5d

- **Une seconde pédogenèse complexe** (stade 5c) est caractérisée par un sol lessivé sans smectite souvent glossique sur limon aussi développé que le sol actuel, en exposition nord ou nord-est et par un sol lessivé rubéfié en exposition ouest ou sud en milieu littoral riche en altérables. Après un bref épisode colluvial en exposition nord ou nord-est, une **intense hydromorphie saisonnière** se manifeste surtout en milieu littoral, associée au développement de gleys, de gyttja et de tourbes (Port-Racine, les Ilets) ou de podzols hydromorphes ou de ranker (Port-Racine, le Houpret).

- Un second coup de froid (stade 5b) plus brutal et plus important associé à des colluvions en milieu loessique ou à des heads dominés par la cryoreptation en milieu littoral

- **Une troisième pédogenèse** (stade 5a) moins complexe et moins évoluée que les précédentes. Elle est caractérisée par un **sol brun lessivé** sans hydromorphie importante, **rubéfié et légèrement humifère** en milieu littoral exposé au sud ou à

l'ouest (Ecalgrain, Petit-Beaumont, Port-Racine) passant à un véritable sol gris forestier en milieu loessique sur substrat calcaire (Elbeuf, Caen) correspondant à la limite sud de la forêt boréale.

Cette séquence est enfouie sous des colluvions limoneuses avec apport éolien local intercalé de deux sols de prairie arctique (nord de la taïga) ou à des heads dominés par la gélifluxion en milieu littoral, remaniant du matériel encore humifère. Ces sols représentent le stade 4.

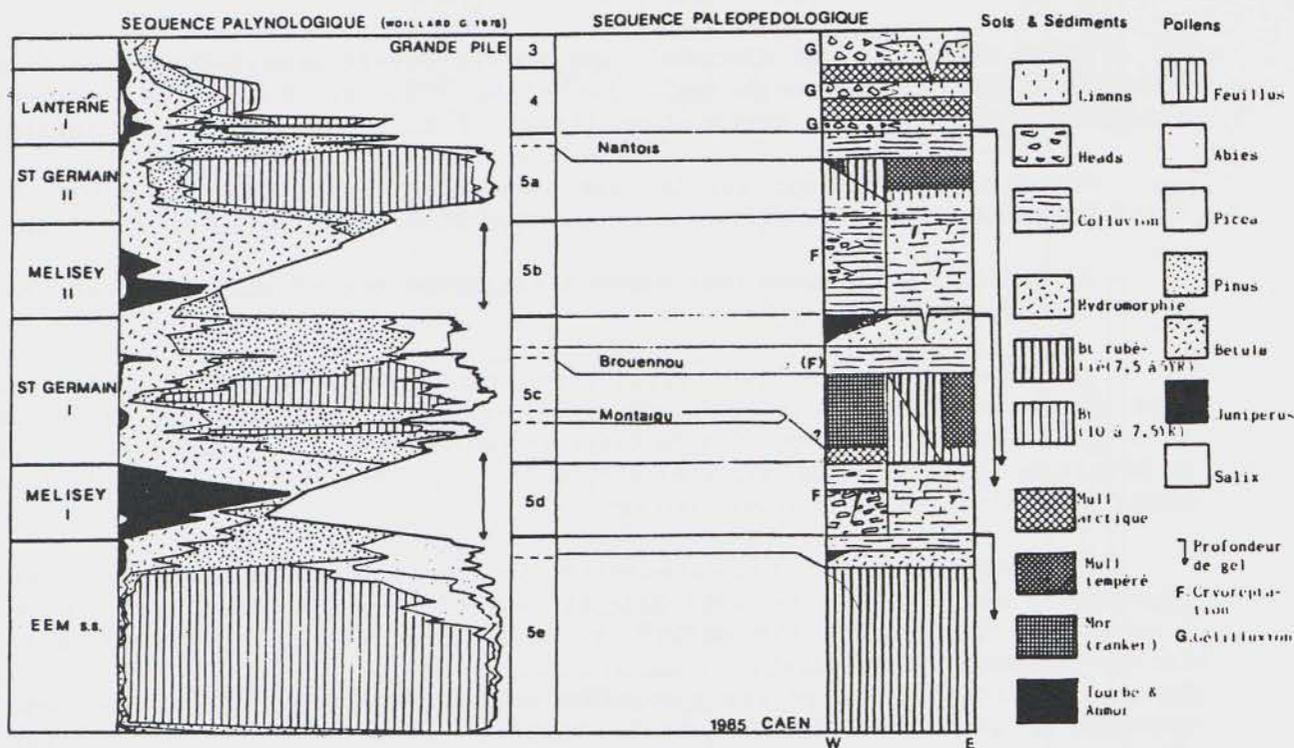


Figure 8 : Essais de corrélation entre la Grande Pile (palynologie) et les séquences pédosédimentaires de l'Europe Occidentale.

Nb. Les stades Mélisey I et II ont été étirés et la légende adaptée afin de faciliter la lecture des relations sols/végétation

Cette séquence pédosédimentaire met bien en évidence le refroidissement progressif du climat au cours des stades 5d, 5b et 4 ainsi qu'une dessiccation progressive du climat passant de 800 mm/an de précipitations au stade 5e à un peu moins de 600 mm à la fin du stade 5a. Le passage aux sols de prairie arctiques du début du stade 4 révèle un refroidissement encore plus marqué et des précipitations annuelles inférieures ou égales à 400 mm/an.

Un dernier paléosol se manifeste au sein des heads en milieu littoral ou à la base des vrais loess récents sableux. Il s'agit d'un sol brun lessivé boréal (petite hydromorphie saisonnière) souvent étiré par solifluxion (Grandcamp, Port-Racine, Les Ilets). Il correspond vraisemblablement à la fin du stade 3 (Denekamp + Hengelo).

Les autres paléosols sont de type gleys de toundra et proto "sol brun lessivé à doublets".

La pédogenèse de surface s'est développée dans un faciès loessique indépendant du limon à doublets, probablement dès le Bolling.

3) Les limons à doublets (J.P. Lautridou et B. Van Vliet-Lanoë)

a) *Définition des limons à doublets* (Lautridou, 1968 ; Lautridou et al., 1981 ; Lautridou, 1985) : Saint-Romain est la coupe de référence pour les limons à doublets, terme proposé par Graindor (1948) pour un faciès particulier de loess normand repéré autour de Rouen.

Macromorphologie :

Limon non carbonaté, constitué par une alternance de lits marron et de lits gris-jaune dont l'épaisseur varie de 1 à 20 mm, la plus fréquente se situant entre 1 et 10 mm. La passage du lit jaune au lit marron sus-jacent est progressif ; par contre la coupure au sommet du lit marron est très marquée. Le lit brun contient plus d'argile fine et de fer que le lit gris-jaune. La longueur d'un lit dépasse rarement 30 cm. Présence de petites concrétions noires ferro-manganiques et de bioturbations.

Gradient inverse net :

De haut en bas les doublets deviennent moins épais et moins nets.

- Les faciès étudiés par J.P. Lautridou en Normandie correspondent à la terminaison occidentale d'une zone associée aux loess qui part de la Plaine Russe, passe par la Pologne méridionale, l'Allemagne et la Belgique orientale pour atteindre la Baie du Mont-Saint-Michel (faciès weichsélien). B. Van Vliet-Lanoë (1987) en a repris l'étude de même que celle des faciès similaires existant en Belgique et en Pologne. Il en existe plusieurs générations (Lautridou, 1985).

b) *Genèse des limons à doublets* : elle a été très discutée. L'hypothèse classique (nivéo-éolienne) de Bordes et Graindor est maintenant abandonnée car le squelette du loess est plutôt homogène (Lautridou). La migration de l'argile fine et du fer venant se bloquer dans les lits moins perméables s'explique par une décarbonatation suivie soit d'hydromorphie (Dewolf & Vazart), soit d'un refoulement de l'argile par le front de gel (hypothèse cryergique: Bertouille), soit d'une pédogenèse post-weichsélienne donnant un B en bandes sous l'horizon Bt (Langohr), soit d'une pédogenèse de milieu froid. Cette dernière hypothèse : début de pédogenèse succédant à une décarbonatation (syngénétique ou épigénétique) avec migration d'argile fine et de fer qui se bloquent dans les zones les moins perméables (Lautridou, 1985) semble s'imposer à la lumière des récentes études (Van Vliet-Lanoë).

Différents points sont à souligner :

1) Les doublets se développent toujours dans un dépôt loessique :

- . soit un dépôt indépendant de celui dans lequel se développe le sol de surface (Saint-Romain 1, Glos sup.)
- . soit dans un loess déjà affecté par un gley de toundra (Saint-Romain 2, Glos inf.)

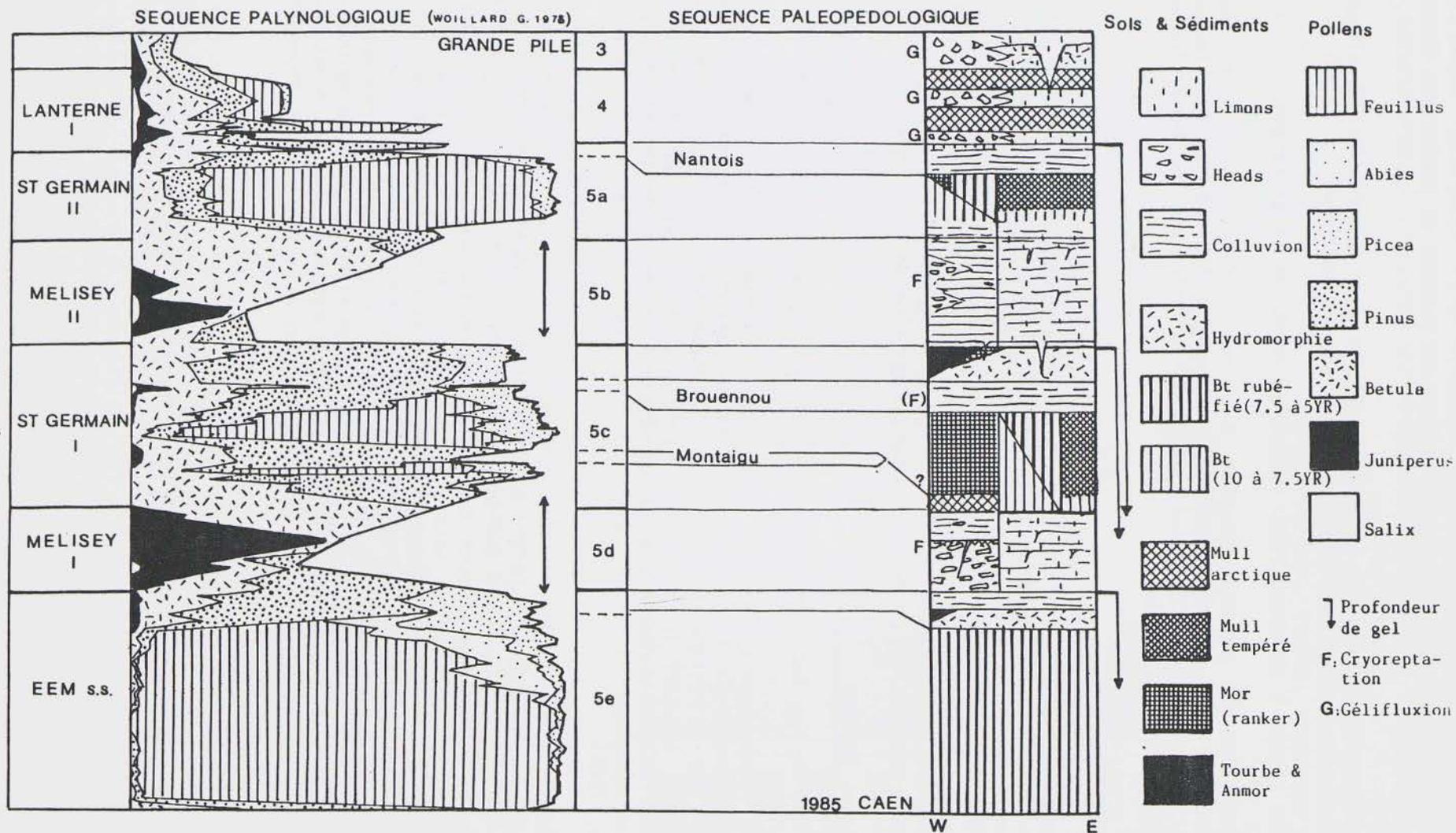


Figure 9

- 2) Ils sont associés à une **décarbonatation indépendante des sols "Interglaciaires"** vraisemblablement syngénétique (Saint-Romain 2) ou épigénétique du dépôt (Saint-Romain 1) selon la génération envisagée, associée à un **drainage oblique** (pas d'horizon C₂Ca) lié à une pente ou à la présence du pergélisol.

Le caractère relativement compact du sédiment révèle une action du gel syngénétique de la décarbonatation.

- 3) Ils sont associés à des **structures de ségrégation de glace** résultant d'alternances répétées de gel et dégel comme en témoigne la position des doublets par rapport à des pseudomorphoses de coins de glace ou à des cryoturbations (Saint-Romain, Glos ; piégeage de l'illuviation sur coiffe cryogénique).

Le gradient interne d'espacement entre les doublets (les plus fins vers le bas) évoque la séquence de structuration par la glace existant sur pergélisol (Van Vliet, 1976).

- 4) Ils sont caractérisés par une hydromorphie saisonnière importante (Lautridou, 1984 : début de pédogenèse) et à des étés relativement cléments : importance de la **bioturbation** par des **coléoptères** (Van Vliet-Lanoë) et de la décarbonatation.

- 5) Ils sont caractérisés par une illuviation d'argile diffuse (Lautridou, 1985) de même intensité que celle existant dans les Bt classiques (Van Vliet, 1987)

. L'illuviation d'argile des doublets n'a pas pu se produire sans action du gel : il ne se forme pas de ferriargilanes de pores interagrégats comme dans les sols à fragipan et dans les horizons B3t des sols boréaux non atteints par le gel (Van Vliet-Lanoë, 1985) : début de pédogenèse

. L'illuviation des microbandes brunes montre souvent en lame une accumulation silteuse passant graduellement à une accumulation intertextique d'argiles fines, diffuse vers le bas et mal orientée (constituée de flocculats ou de complexes organo-minéraux). Cette organisation n'est pas sans rappeler celle des croûtes de battance, hormis l'absence de microagrégats résiduels. Elle témoigne d'un effet de chasse d'eau. Mais, en présence de gel-dégel simple sur matériel complètement décarbonaté, le micro-Bt ne présente pas de ferriargilanes interstitiels caractéristiques de celui des doublets

. Cette illuviation est piégée sur de petites différences de perméabilité, résultant soit de conditions liées à la sédimentation du loess (Lautridou *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985 ; Observations au MEB de Ed. Derbyshire, 1986), soit de traits cryogéniques hérités ou syngénétiques. Les observations micromorphologiques effectuées par B. Van Vliet-Lanoë sur une vingtaine de faciès montrent que ces 3 possibilités coexistent au sein d'une même coupe.

- 6) Genèse du Proto Sol brun lessivé à doublets (Van Vliet-Lanoë, 1987)

a) La mobilisation des colloïdes s'effectue progressivement au fur et à mesure du dégel du profil, ce qui explique la présence du caractère "Bt en bandes" à proximité de la surface, là où la fonte est rapide et le flux hydrique important. Il se produit un transfert de matières non négligeable en relation avec la constitution d'un horizon A2 superficiel. De même le caractère très fin et plus ténu des doublets en profondeur s'explique par une fonte plus lente et un flux moindre, comme c'est le cas à proximité du sommet d'un pergélisol.

Ces observations impliquent :

. d'une part une dispersion au moins partielle des colloïdes (floculats) et donc un pH compris entre 5 et 6,5 (absence de sursaturation calcique) et d'autre part, l'absence d'une nappe perchée permanente

. une remobilisation des colloïdes sur faible distance résultant d'un phénomène de chasse d'eau (fonte de neige par exemple) agissant dans un profil cryodesséché ; cette remobilisation s'effectue préférentiellement le long de certains plans créés par la ségrégation de glace, peut-être en association simultanée avec la décarbonatation. Elle permet d'expliquer :

- le caractère peu marqué de l'agrégation cryogénique en profondeur et surtout,
- le caractère sec de la base de la couche active au printemps avant le dégel, comme l'ont observé O. Parmuzina (1978) et J.R. Mackay (1981) en Arctique.

b) A la suite de nos observations, il est possible d'établir un profil type de sol à doublets ou sol brun lessivé à doublets :

- A1 Mince, probablement de type moder
- A2 Limon blanchi, très pauvre en argile, épais de 10 à 20 cm ; sous-structure lamellaire triée mal développée ; habituellement compact à porosité vésiculaire marquée ; limite inférieure abrupte sub-horizontale
- B₂tb Horizon argilique constitué de bandes épaisses séparées par des bandes limoneuses pulvérulentes et blanchies ; sous-structure lamellaire triée encore parfois observable, habituellement compact mais à porosité vésiculaire marquée au contact des bandes silteuses ; limite inférieure graduelle à distincte selon les faciès
- B₃td Horizon à doublets, massif ou à agrégation lamellaire faiblement développée, de plus en plus fin vers le bas, associé à de fines bandes d'accumulation argileuse de plus en plus évanescentes vers le bas, parfois surimposé à un paléosol de type gley de toundra ; peu poreux ; limite inférieure graduelle à distincte
- C1 Limon peu poreux, décarbonaté, à structure lamellaire très fine, mal à modérément développée ; limite inférieure abrupte sub-horizontale
- C2_(f) Limon carbonaté à structure lamellaire modérément à bien développée, fine à moyenne selon les cas, pseudomycéliums et poupées exceptionnels

Ce type de profil présente un certain nombre de similitudes, à la fois avec les sols bruns lessivés boréaux, et les sols arctiques.

7) Interprétation paléoclimatique des sols à doublets (B. Van Vliet-Lanoë, 1987)

Les limons à doublets constituent donc un faciès pédologique propre, caractéristique des loess européens fraîchement décarbonatés. Il s'agit d'un proto-Bt sur pente constitué en milieu de toundra à gel saisonnier au moins profond mais le plus souvent sur pergélisol en cours de dégradation.

La différence majeure existant entre les gleys de toundra et ce type de pédogenèse réside vraisemblablement dans le fait que les conditions lithologiques, climatiques et édaphiques sont différentes :

. les gleys de toundra de nos régions sont, au Pléniglaciaire Supérieur, presque toujours carbonatés ; ils correspondent à un environnement de toundra maigre à hivers froids et étés frais sur pergélisol généralement profond, surtout s'ils sont associés à des réseaux de coins de glace,

d'une trentaine de mètres de diamètre . Le climat est relativement sec (environ 200 mm de précipitations) et la décarbonatation faible ; les apports éoliens sont importants

. dans le cas des sols à doublets, le pergélisol semble être toujours présent, quasiment en continu jusqu'en Baie du Mont-Saint-Michel, comme le montre la répartition du faciès relevée par J.P. Lautridou *et al.*, 1981, 1985) : ce n'est par contre plus le cas en Bretagne. Les conditions climatiques sont un peu plus chaudes en été que dans le cas des gleys de toundra. La couche active semble être plus profonde (1,20 à 1,50 m au lieu de 50 à 80 cm pour les gleys de toundra mais le pergélisol est vraisemblablement plus mince ; peut-être est-il simplement résiduel en Normandie puisqu'il ne se forme plus de coins de glace ; les hivers devaient être moins froids que précédemment. Néanmoins, les températures printanières et estivales restent encore suffisamment fraîches pour permettre le maintien d'un pergélisol peu actif. Il est également vraisemblable que l'intensité de la sédimentation éolienne carbonatée a diminué avec l'extension du couvert végétal (toundra ou toundra boisée), ce qui a facilité l'expression de la décarbonatation.

Il n'est cependant pas impossible que, selon les sites, ce type de pédogenèse ait pu se développer à plusieurs reprises après les périodes froides à gley de toundra, notamment en domaine océanique ou en milieu à loess peu calcaire. Si l'on se réfère à cette interprétation paléoclimatique du sol brun lessivé à doublets, on peut dès lors comprendre la présence de ce type de pédogenèse, soit à la fin du Pléniglaciaire Moyen préalablement au sol lessivé boréal qui le termine, ou soit en position équivalente à celle du cycle weichsélien, en fin de cycle saalien (Lautridou, 1985).

8) Position stratigraphique (B. Van Vliet-Lanoë et J.P. Lautridou)

En ce qui concerne la série principale (supérieure) du cycle récent, il est possible de situer cette pédogenèse entre 17 et 16 000 B.P. d'après la séquence de Brzoskwinia, Pologne (Van Vliet-Lanoë, 1987), c'est-à-dire avant le stade froid observé vers 15 000 B.P. un peu partout en Europe (stade de Poméranie). Elle correspond à l'amélioration signalée par le retrait de l'inlandsis européen vers -16 300 B.P. (Kolstrup, 1981) et l'interstade de Beerse Dam (Haest *et al.*, 1986). Cette pédogenèse témoigne donc d'une amélioration climatique à tendance océanique postérieure au Sol de Goderville défini en Normandie par J.P. Lautridou (Gley de toundra) dans le cas d'un seul événement (Lautridou, 1985).

c) Nouvelles études au M.E.B (E. Derbyshire)

Les microstructures ont été étudiées par E. Derbyshire : des blocs de limons ont été échantillonnés (après orientation et positionnement stratigraphique) à Glos, Saint-Pierre et Saint-Romain-Iville. Ces échantillons ont été divisés de façon à obtenir des cassures naturelles (2 verticales, 1 horizontale). Par usage d'un gaz inerte puis par peeling on a pu obtenir une surface plane. Après application d'argent colloïdal sur les faces à étudier, les fragments ont été entourés d'or-palladium et placés dans un microscope ICS électronique à balayage avec passage aux rayons X (Edax). Les échantillons ont été examinés à faible agrandissement pour étudier la matrice et la structure, particulièrement le long des faces verticales, puis photographiés avec des agrandissements de 20 à 5 000 et passés à l'Edax. La représentativité des photos est vérifiée en montant des mosaïques (de photos).

Les résultats seront présentés à : Saint-Romain, Glos, Saint-Pierre (chapitres suivants).

4) Climats, faune, flore, datations absolues

En termes de **paléoclimats** on peut penser que les influences humides océaniques ont été continues pendant le Pléistocène avec bien sûr des nuances dans le cycle périglaciaire. La tendance dominante à des faciès de loess non calcaires, à la gélifluxion et à l'hydromorphie et la rareté des fentes à remplissage initial de glace (ice-wedges) constituent des arguments en faveur de cette interprétation. Toutefois, il y a quelques preuves de l'existence d'un pergélisol à la base des deux loess récents (Sol de Mesnil-Esnard, à Glos près de Lisieux (Helluin *et al.*, 1977) et à Précey (Baie du Mont-Saint-Michel : Lautridou, 1985). La rareté de ces grandes fentes, le fait qu'elles soient en général en altitude et sur des promontoires soumis à des vents ayant pu souffler la couverture neigeuse donc favoriser la pénétration du froid nous a amenés à considérer que le pergélisol n'était que discontinu, même pendant le Pléniglaciaire (Lautridou, 1985). Toutefois B. Van Vliet-Lanoë considère qu'en raison de la différence de latitude le critère fente de gel est discutable (1986, 1987). A la limite proposée : Nord de la vallée de la Somme, région parisienne pour le contact pergélisol continu-discontinu vers 20 - 25 000 B.P. (J.P. Lautridou). B. Lanoë préfère une extension limite allant de la Baie du Mont-Saint-Michel au Limousin (1986, 1987) [voir carte ci-jointe] en se basant sur l'extension du faciès "limon à doublets" ; son installation est très tardive en Normandie par rapport au Nord de la France et à la Belgique.

Il y a peu de **pollens** bien conservés dans les dépôts préflandriens. On en a trouvé dans les loess (Saint-Pierre) et sous des dépôts marins (Tancarville, Tourville, Grandcamp) mais souvent altérés et donnant un spectre anormal, incomplet. Toutefois le Tardiglaciaire est un peu plus riche, en particulier à Asnelles (voir à Saint-Côme), Genêts, Bellengreville dans la Campagne de Caen (Elhaï, 1963). On trouve aussi des pollens à Hauteville (Golfe normand-breton) pour l'Eémien final, à Ecalgrain, Petit-Beaumont (limons humifères saaliens) au Bosq d'Aubigny (Tiglien marin), à la limite Pliocène-Pléistocène (La Londe). Des **insectes** et des pollens ont été découverts à Omonville-la-Rogue (fini-éémien), à Petit-Beaumont, à Herquemoulin et Ecalgrain (limons humifères) : Coope *et al.*, (sous presse) ; J.P. Coutard *et al.* (à paraître) ; voir coupe d'Ecalgrain. Des pollens ont été trouvés à Fliquet (Jersey) et à Saint-Aubin (voir à formations marines).

La très riche **faune** de mammifères trouvée dans la basse-terrasse de la Seine à Tourville et à Cléon est d'âge respectivement saalien et probablement elstérien (voir coupes de Tourville). Une faune récoltée au XIXème siècle à Saint-Prest a été réétudiée récemment par E. Heinz : "*Mammuthus meridionalis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Equus Stenonis*, *Alces carnutorum*, *Praemegaceros verticornis*, *Cervus sp.*, "*Cervus*" *elaphoides*, Bovidae, *Hippopotamus sp.* et *Trogontherium*.

La coupe de Saint-Prest réétudiée récemment (Dewolf *et al.*, 1980) peut selon nous se corréliser avec celle de La Londe (Lautridou, 1985) ; la faune se situe au niveau de la partie sommitale de la série V de La Londe vers le cailloutis 9. La faune d'âge du Pléistocène inférieur (datation d'après l'association et la position stratigraphique) ressemble à celle de Rosières et Sinzelles.

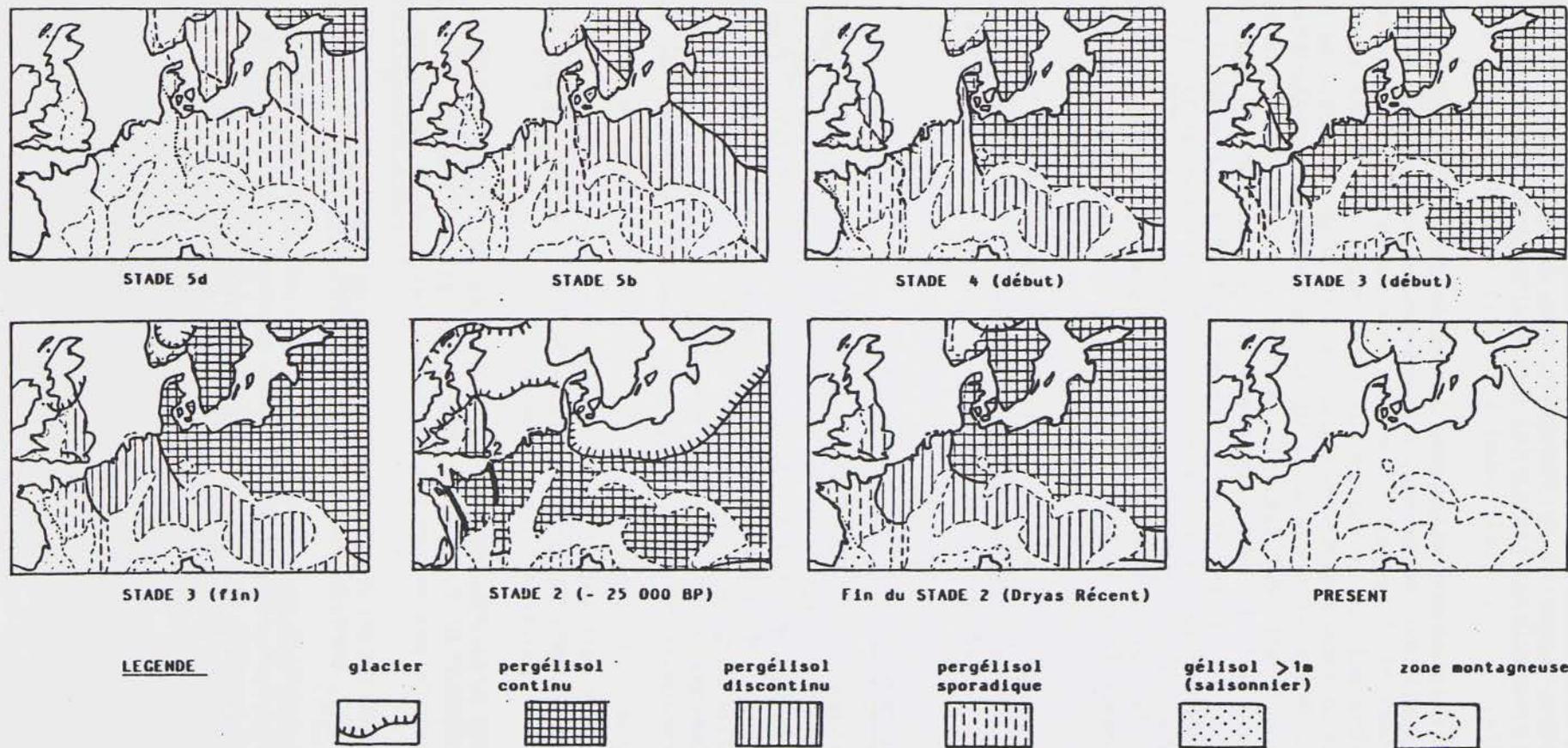


Fig. 10 - Carte du pergélisol pendant le Weichsélien (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987)

(Carton "Stade 2" : Limite sud-ouest du pergélisol continu vers 20-25000 BP : 1. selon B. Van Vliet-Lanoë, 2. selon J.P. Lautridou)

Des associations importantes de faune malacologique ont été définies dans les tufs de Saint-Pierre et de Vernon et dans la transition du pénultième interglaciaire avec le Glaciaire qui lui succède (Saalien supérieur) à Tourville et à Tancarville.

Le tuf de Saint-Pierre placé dans le complexe de sols Elbeuf III à Elbeuf IV comporte comme le tuf de Vernon, une espèce nouvelle *Aegopinella bourdieri* nov. sp. (Rousseau et Puisségur, *Geobios*, sous presse). Ce tuf a livré aussi *Aegopis verticillus* qui vit en Europe centrale (Alpes orientales et Balkans) et *Hygromia cinctella* espèce méridionale du Sud-Est et du Sud-Ouest de la France et de la vallée du Rhône jusque dans le Bassin de Genève. Ajoutons *Zonites acieformis*, espèce fossile qui disparaît à Achenheim entre Achenheim III et VI (interglaciaire à définir plus précisément toutefois) dans la même position stratigraphique qu'à Saint-Pierre, ainsi que *Retinella (Lydodiscus) skertchlyi* espèce fossile décrite dans un tuf du West Suffolk par Kurney en 1976 (*J. Conch.*, 29) et endémique aux Iles Canaries (Rousseau et Puisségur, *ibid*). Il apparaît clairement qu'il y a eu à plusieurs reprises un biome forestier interglaciaire particulier pendant le Pléistocène (Bulletin 32 du Centre de Géomorphologie, 1987).

La faune au sommet des estuaires de Tancarville, Tourville et Cléon (d'âge pré-éémien est à *Abida Secale* (Saalien supérieur). Localement des restes de rongeurs ont été trouvés à Tancarville et à Saint-Pierre dans le tuf ainsi qu'à Tourville (D2).

Datations absolues et paléomagnétisme

Les datations au radiocarbone se sont révélées décevantes en général sauf dans le Flandrien et parfois dans le Tardiglaciaire (Asnelles). Les résultats obtenus à Saint-Pierre, Saint-Côme, Tancarville, Ecalgrain, Genêts sont aberrants ainsi qu'à Mesnil-Esnard où la datation du Sol de Mesnil-Esnard, à partir de coquilles, donne un âge récent, trop récent : 22 850 (GrN 5692). La raison en est sans doute la rareté de sédiments très organiques. Des essais sont en cours à l'uranium-thorium sur les grosses coquilles d'*Arianta* de Tourville (niveau D2).

Des datations sont actuellement tentées par A. Wintle (Cambridge) avec la thermoluminescence, dans les grandes coupes de loess (premières publications : Wintle *et al.*, 1984 concernant Saint-Romain).

Des mesures de paléomagnétisme ont été faites à Saint-Romain, Saint-Pierre (période de Brunhes) et à La Londe (Matuyama) par M. Biquand ; l'inversion Brunhes-Matuyama n'a pas encore été retrouvée (Biquand *et al.*, 1979).

Des essais de datation par racémisation des acides aminés sont en cours (S. Occhietti, Geotop., Montréal et M. Bates, Laboratoire Bowen, Londres).

5) Formations fluviatiles et marines

La datation est délicate. Les terrasses de la Seine ont été étudiées près du Havre (Lechevalier, 1975), de Rouen (Tourville, Cléon, Saint-Pierre : Lautridou *et al.*, 1974, 1984). La corrélation des périodes froides à partir des terrasses et des loess est difficile en dépit d'essais comme celui entre Tourville et Saint-Pierre (voir coupes de Saint-Pierre). De plus le raccord entre le système défini vers Mantes à multiples petits paliers recouverts par le même cycle sédimentaire (limon, graviers, sable, sol) et celui en aval du "Knick-

point" à grands replats fossilisés par des nappes alluviales périglaciaires et des estuaires interglaciaires (Tourville, Cléon), demeure difficile à expliquer (Lécolle, 1986, 1987). En aval du Havre sous la Manche les nappes ont été étudiées par J.P. Auffret (voir à : Tourville).

Les coupes de Tourville et Tancarville sont essentielles pour définir la basse terrasse et le système des deux estuaires interglaciaires pré-éémien (voir suite).

6) Formes et formations marines

1° Flore et faune

La connaissance des microfaunes actuelles de la Manche a beaucoup progressé et cette avancée est indispensable pour l'interprétation des faunes fossiles.

Parallèlement, des découvertes récentes et de nouvelles méthodes d'étude de la microfaune (Dupeuble, Knudsen et Lefebvre, Bulletin 29 du Centre) ont fait faire un pas important dans la connaissance des formations marines du Pléistocène supérieur et de la deuxième partie du Pléistocène moyen.

Nous avons d'abord bénéficié de la grande extension des formations continentales de couverture (notamment des loess) en Normandie et de l'intercalation de dépôts marins dans ces séquences, ce qui nous a permis d'établir une chronostratigraphie à partir des limons et des sédiments de versants, puis d'intégrer les séquences littorales et estuariennes dans ce schéma en se basant sur la nomenclature chronologique nordique (en accord avec les collègues de Rennes et de Lille : Quat. Sc. Reviews, vol. 5, 1986) et non sur des termes imprécis comme le Normannien. A cela s'ajoute la présence de faunes dans les sédiments calcaires à la différence des côtes du Massif armoricain où le matériel est souvent décalcifié.

A ces principes essentiels s'ajoutent deux autres considérations :

- 1) même en région à dominante stable, le critère d'altitude ne doit être utilisé qu'avec une extrême prudence,
- 2) l'âge des formations marines est différent de celui des plates-formes qu'elles recouvrent (Lautridou : Bulletin 33, Archéologie, 1987, sous presse, et thèse, 1985).

2° Plates-formes marines

a) La "plate-forme fondamentale"

C'est un premier point essentiel que la mise en évidence d'une plate-forme sous-marine qui prend une grande ampleur dans le Golfe normand-breton et en Baie de Seine (vers Saint-Côme) ; sur le littoral elle ne dépasse pas 0m NGF. Son âge est très ancien puisqu'elle comporte des lambeaux de craie et faluns miocènes dans le Golfe normand-breton ainsi que des restes remaniés de faune du Walton Crag retrouvés récemment en place par C. Pareyn.

Sauf cas particuliers, liés probablement à la tectonique (Nord de Caen, Pointe de La Hague), les autres replats d'abrasion sont très limités en extension.

b) *Le replat de +1 à +2 m d'altitude relative*

Le replat à peine au-dessus des plus hautes mers actuelles soit vers +5 à +7 m NGF selon le marnage des marées, pratiquement inexistant sur la côte du Calvados et dans le Golfe normand-breton, se retrouve en roche dure dans les pointes comme le Cotentin, la Bretagne et l'île de Jersey où il porte la "Plage de 8 m" qui est en fait complexe (livret-guide du Symposium INQUA de la Commission des loess, Caen, Août 1986, Centre de Géomorphologie éditeur). Dans le Cotentin, il est recouvert de plages éémiennes et pré-éémiennes (bulletin 26 du Centre) ; son âge est donc ancien.

c) *Le replat de 9 à 15 m NGF du Cotentin, de 7 à 8-15 m du Calvados (sur la côte de Courseulles à Luc en passant par Bernières)*

d) *Les replats plus élevés développés surtout en Cotentin : de 16 à 20 m environ et vers 24-38 m NGF*

L'existence de ces replats, en particulier celui de +1 m d'altitude relative est importante car elle a préservé partiellement de l'érosion des formations marines comme celle de l'optimum éémien, alors que les dépôts accumulés sur la plate-forme fondamentale ont été balayés par la mer du Fini-éémien (voir suite : Formation de Hauteville).

3° Les formations marines du Pléistocène moyen et supérieur (Tableau I)

a) *La Formation d'Annville-Hauteville*

La définition de cette formation caractérisée au nord de Granville constitue le premier point nouveau. Définie (Lautridou, 1982, Bulletin 21 du Centre et 1985, thèse) notamment pour les cartes géologiques de Coutances, Granville et Mont-Saint-Michel (*sous presse*). Cette formation possède une grande extension dans le Golfe normand-breton. Epaisse parfois de 3 m, elle comporte des alternances de silt argileux, de tourbe et de sablons, l'ensemble étant assez organique et très carbonaté. Vers le large, elle devient plus graveleuse. Ces faciès ainsi que les données de la faune et de la flore en font des dépôts de havres derrière des restes de barrière littorale. Toutefois, on ne retrouve jamais les faciès très argileux des fonds de havre holocènes, ce qui implique une paléogéographie différente avec probablement un cordon littoral aplati et peu épais et de nombreuses brèches permettant la formation de havres coalescents.

Cette formation a presque totalement érodé la formation de l'optimum éémien que nous allons décrire ultérieurement. Elle se situe sous une séquence continentale répétitive simple comportant de bas en haut une tourbe ou argile peu épaisse, du head et des sables de couverture éoliens (pléniglaciaires) passant latéralement aux loess récents. Cette séquence est weichsélienne ; d'ailleurs la flore de la Formation d'Hauteville (Clet, thèse, 1983) est caractéristique de la fin de l'Eémien (voir Hauteville, 4ème journée). Son altitude ne dépasse pas 0m NGF soit un niveau marin de 6m inférieur à l'actuel.

L'enregistrement pollinique témoigne d'un environnement boréal avec une forêt de pins et de bouleaux, bien qu'à la base les espèces thermophiles soient présentes. La microfaune de foraminifères et d'ostracodes est banale, de type tempéré ; toutefois signalons que l'étude de J.P. Margerel (Nantes) n'a pas été faite avec les mêmes méthodes que celle de D. Lefebvre qui signale dans les formations que nous considérons comme équivalentes au Havre (Hôtel de Ville) et à

Saint-Côme une tonalité plus fraîche. La faune de mollusques (Brébion) est légèrement froide à Coudeville (Sud d'Hauteville) [Lautridou, thèse 1985].

ETAGES	FORMATIONS MARINES		STADES ISOTOPIQUES
	Massif armoricain	Vallée de Seine Baie de Seine	
Eémien s.l.	Formation d'Annoville Formation des Ilets	Formation de Saint-Côme Formation de Grandcamp	5
Hoogeveen ?	Formation d'Herquemoulin	Assise de Tancarville	7
Holsteinien ?		Assise de la Fosse marmitaine	9

Tableau I : Formations marines du Pléistocène moyen (2ème partie) et supérieur en Normandie

Sur la côte du Calvados vers Asnelles la même formation : Formation de Saint-Côme a été étudiée récemment (Bulletin 32 du Centre de Géomorphologie).

La position stratigraphique exacte de cette formation pose tout de même un problème dans le contexte maintenant bien connu du stade isotopique 5 qui renferme 3 pulsations : tempérée (5e) et subtempérées (5a, 5c) et de l'enregistrement de la Grande Pile. Il paraît peu probable que ce dépôt corresponde à 5a ou à 5c car la séquence n'est pas transgressive et les niveaux marins contemporains de ces pics sont généralement considérés comme 15 à 60 m plus bas que l'actuel comme le démontre encore le récent article de N. Shackleton (1986, Mesozoic and Cenozoic Ocean, Geodynamics, 15). Par contre, on imagine mal une mer régressive

d'une telle efficacité capable de nettoyer ainsi les formations de l'optimum. Cependant, l'interprétation actuelle est la suivante : on se trouve en début de régression après l'optimum éémien, mais en phase de quasi stabilité avant le pic froid 5d.

b) Les formations marines de l'optimum éémien : formation des Ilets (Cotentin) et de Grandcamp (Baie de Seine)

La Formation des Ilets correspond en partie à la plage si répandue en Normandie-Bretagne et dans les Iles anglo-normandes sur le replat de +1 m. Aux Ilets et à Port-Racine (Cotentin), c'est une plage peu développée de galets à laquelle succède une tourbe de fin d'Eémien sous une séquence continentale simple de type weichsélien. A Grandcamp, l'épaisseur de la formation est plus grande car elle repose sur la plate-forme fondamentale de 0m NGF en position d'abri ; plus à l'est, elle a été érodée. A Tancarville, la séquence est plus complexe et particulièrement importante : à un limon fluvio-marin correspondant à l'optimum succèdent un petit head et des sols indicateurs d'un pic froid, plus une dune à faune franchement tempérée et enfin un paléosol avant la séquence cailloutis-loess récent, ce qui nous rapproche des séquences : stade 5 - la Grande Pile. Dans la figure 2 réalisée avec J. Sommé (RGPGD, 27, 2, 1986), a été mise en parallèle avec Tancarville la séquence du Havre retrouvée maintes fois par C. Lechevalier (thèse 3ème cycle, 1975) sur le grand glacis où se localise la ville et une partie de sa banlieue. La découverte récente d'une coupe complexe, près de celle du Havre-Hôtel de Ville : Havre-Paillette, enrichit le schéma après les découvertes plus anciennes de C. Lechevalier au Havre (Place Thiers ; Bulletin 32 du Centre). Il semble bien qu'il y ait un dépôt estuarien éémien continu sur tout le glacis du Havre, mais l'existence de lambeaux plus anciens (Assise de Tancarville) ou de séquences complexes éémiennes (au sens large) n'est pas exclue. Ce point reste à préciser.

La microfaune du stratotype de Grandcamp est tempérée comme celle de Graye et du Havre-Paillette. Par contre, la microfaune et la faune de mollusques de la dune de Tancarville sont un peu plus chaudes que maintenant, avec *Elphidium excavatum* forme *lidoensis* et *Elphidium translucens*. Cette faune tempérée chaude pose un problème dans la mesure où la dune de Tancarville est considérée comme postérieure à l'optimum éémien (Bulletin 29 du Centre). La dune remanie-t-elle l'estuaire de l'optimum ? Donc il n'est pas encore vraiment établi que la faune de l'optimum éémien soit plus chaude que l'actuel comme dans l'Eémien de la Mer du Nord. Notons cependant que le gisement de la Belle Hougue à Jersey ("plage de 8 m") dont le travertin a été daté 121 000 B.P. (Keen et al., Nature, 289, 5794, 1981) comprend *Astrarium rugosum* (Linné) dont la limite actuelle se trouve vers la Rochelle.

L'altitude de la mer pendant l'Eémien et Brorup-Odderade demeure un sujet encore discuté. Les évidences de terrain montrent que les plages éémiennes se trouvent au maximum à 1 ou 2 m au-dessus des plages actuelles (soit vers 5-6 m NGF) ; toutefois selon B. Van Vliet-Lanoë (1987) on ne peut pas exclure une transgression rapide et courte (un "surge") faisant monter le niveau de la mer vers 9-10 m NGF. La position de la mer pendant Brorup et Odderade semble un peu au-dessous du niveau actuel dans le Cotentin, bien que restant proche (Lanoë, 1983), ce qui est en contradiction avec les données des sondages océaniques ou des récifs (Barbades) indiquant une différence de plus de 15 m avec la cote actuelle

c) *Le pénultième interglaciaire : l'Assise de Tancarville (Tourville D)*

Nous donnons au terme "pénultième interglaciaire" la signification de l'avant dernier interglaciaire sans nous soucier de nomenclature chronologique (voir suite) autrement dit 200 à 230 000 ans d'âge, soit le stade isotopique 7. L'optimum se situe vers 13-14 m à Tourville, et un peu plus bas en aval de l'estuaire (Tancarville). La microfaune de Tancarville à *Cassidulina reniforme* Nordvang est à tendance plus fraîche que celle de la mer actuelle (bulletin 29 du Centre) ; il en est de même pour la faune de Luc-sur-Mer, gisement de 14-15 m NGF corrélé avec celui de Tancarville bien que le contexte stratigraphique soit incomplet (bulletin 32 du Centre).

d) *L'antépénultième interglaciaire : Assise de la Fosse marmitaine (Tourville B)*

En dehors de Tourville et Cléon on ne connaît pas à coup sûr les dépôts de cet interglaciaire ; à Tourville, leur altitude est celle de l'estuaire actuel mais ils sont fortement tronqués par la nappe alluviale C. Si le complexe de Cléon correspond bien à la même assise, celle-ci qui renferme une microfaune tempérée décrite dans le bulletin 29 du Centre de Géomorphologie aurait en fait atteint une altitude de 12-13 m NGF.

e) *Les autres formations marines* : elles ne sont pas datées et se situent à plus de 16 m NGF : de 16 à 20 m dans le Cotentin et à Guernesey ("Plage de 18 m"), de 24 à 38 m à l'est de Cherbourg et à Jersey, et, autour de 60 m à Jersey et au sud-ouest de Pontorson. Des témoins de même type sont présents en Bretagne. Les placages encore plus élevés sont sur les plateaux à plus de 100 m dans le Val de Seine, à Roz-sur-Couesnon (ouest de Pontorson) et vers la vallée de la Mayenne (Lautridou, à paraître) : leur âge est probablement tertiaire. Quelques gisements mieux datés ont été découverts ou réétudiés : le site à 100 m NGF des argiles laguno-lacustres de Saint-Gilles-des-Marais près de Domfront (argile des poteries de Gers) à microfaune pauvre de type quaternaire (*ibid*), celui de La Londe correspondant à un fond de baie reuvérien (voir note de M.F. Huault) à l'altitude de 100 m. De plus, les Sables de Saint-Vigor répandus dans le Seuil du Cotentin mais aussi dans le Bessin sont maintenant datés du Pléistocène et non plus du Pliocène (cf. arrêt Saint-Sauveur, 4ème journée).

7) **La préhistoire (G. FOSSE)**

a) *Dans les formations éoliennes et fluviales de Haute-Normandie*

"Les recherches préhistoriques ont été très précoces en Haute-Normandie (départements de la Seine-Maritime et de l'Eure), région très industrielle à forte densité de population où les carrières (ballastières et briqueteries), les grands travaux de toutes sortes et les labours profonds ont considérablement bouleversé le sol. Dès 1893, L. Coutil a publié un copieux inventaire des trouvailles paléolithiques de la région. Depuis, de nombreux chercheurs ont effectué des prospections et ont signalé leurs découvertes. Dans cette longue liste, il convient de mentionner F. Bordes dont la magistrale thèse sur les limons de la Seine et leurs industries préhistoriques repose sur des matériaux qui proviennent majoritairement de Haute-Normandie.

Les milieux dans lesquels les trouvailles ont été effectuées sont variés ; les plages et les formations fluviales ne sont pas stériles, mais ce sont les dépôts éoliens, souvent très épais, qui ont apporté la contribution majeure. C'est à la faveur des briqueteries qui ont exploité ces limons que des séries

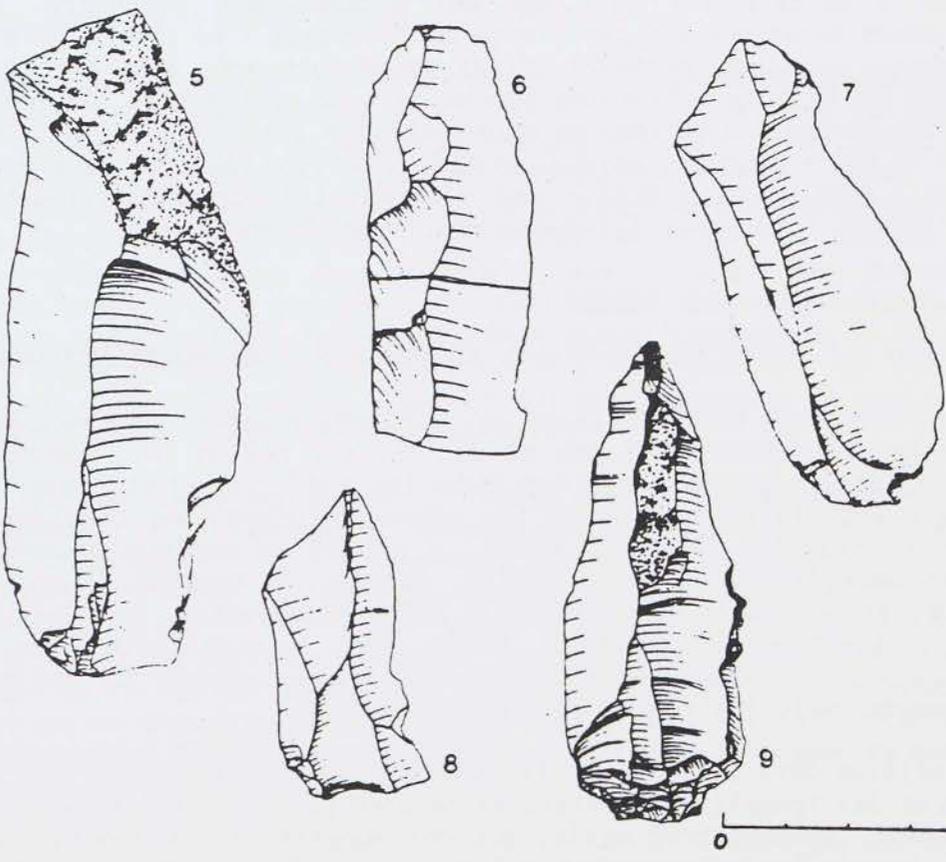
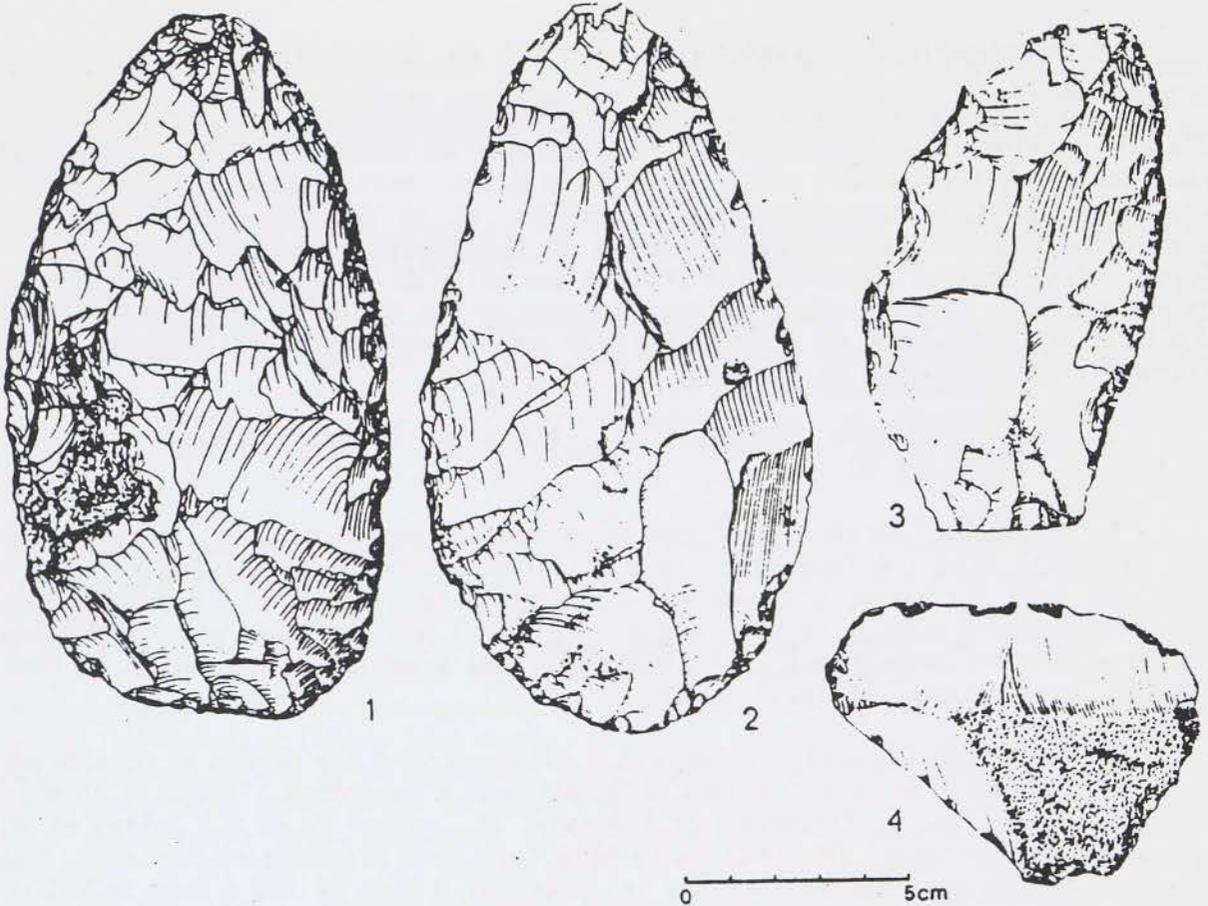


PLANCHE I

1 à 4 : St-Pierre-lès-Elbeuf (Seine-Maritime); 5 à 9 : Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime)
1 et 2 : bifaces ; 3 : racloir et denticulé ; 4 : éclat émoussé ; 5 à 9 : pièces levalloisiennes

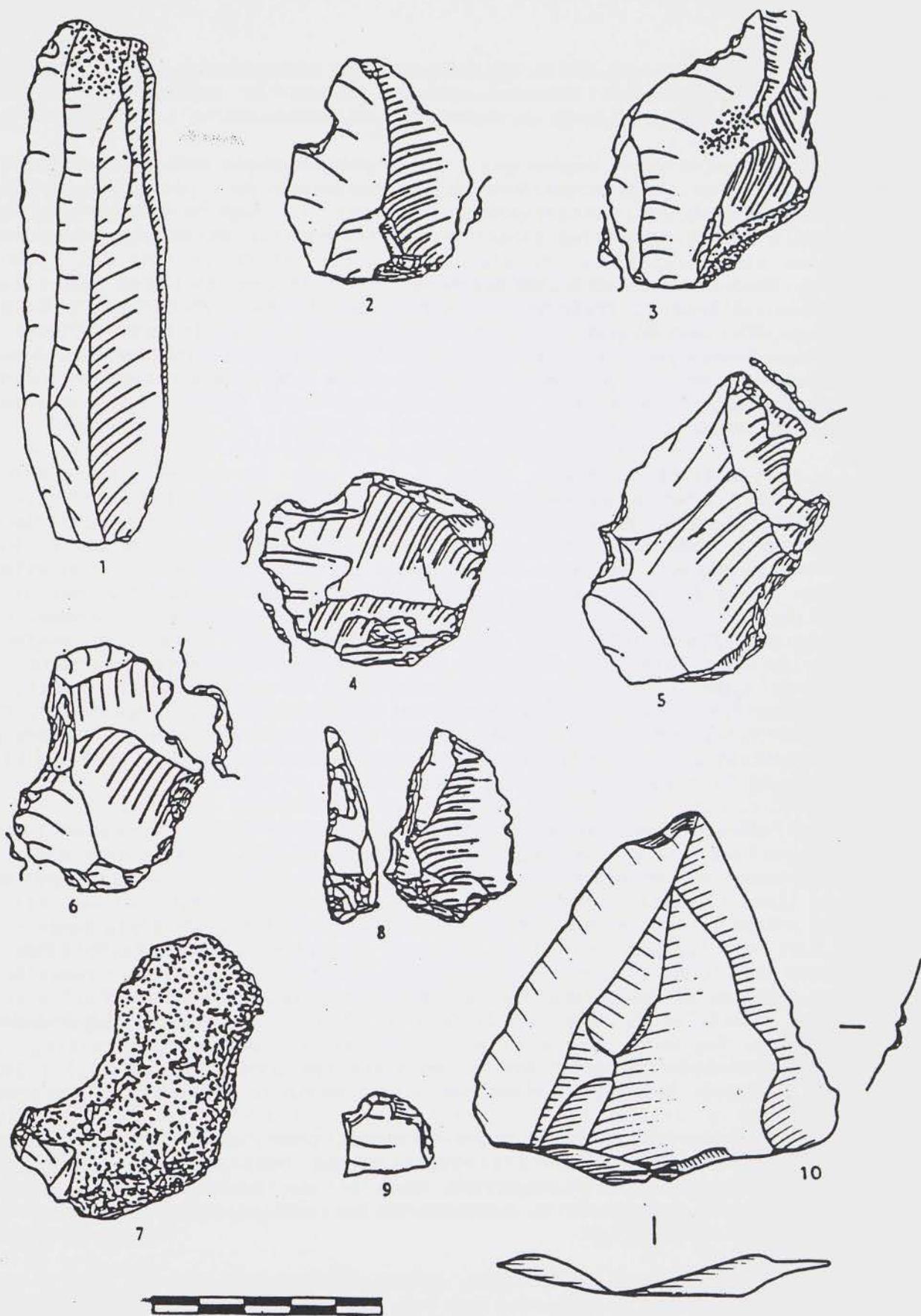


PLANCHE II

1 à 9 : St-Germain-des-Vaux, "Port-Racine" (Manche), secteur 1, niveau à encoches ; 10 : "Ecalgrain" (Manche).
1 : lame levalloisienne ; 2,3,4 : encoches ; 5,6 : denticulés ; 7 : racloir concave ; 8 : couteau à dos ;
9 : grattoir ; 10 : pointe levalloisienne retouchée

lithiques abondantes ont été mises au jour. Ces briqueteries ne fonctionnent plus, mais leurs trous marquent encore parfois le paysage, permettant observations stratigraphiques et fouilles préhistoriques.

L'occupation de la région par l'homme préhistorique semble relativement tardive. Si l'on excepte quelques objets isolés ou fort peu nombreux, qui proviennent en outre des terrasses anciennes (La Haye-le-Comte, près de Louviers ; Saint-Pierre-lès-Elbeuf), les trouvailles effectuées dans les positions stratigraphiques les plus basses relèvent de la base des limons saaliens. De nombreuses **séries acheuléennes** proviennent de ces limons (Bléville, la Mare-aux-Clères et Frileuse au Havre ; Saint-Romain-de-Colbosc ; Bois-Guillaume, Bihorel, Houpeville, Mont-Saint-Aignan au nord de Rouen ; Oissel ; Saint-Pierre-lès-Elbeuf...), mais c'est vers la fin du Paléolithique ancien que l'occupation préhistorique de la Haute-Normandie semble s'intensifier. Cette période ne comporte hélas que quelques acquis récents (Oissel, Saint-Martin-Osmonville, Tancarville).

Le **Paléolithique moyen**, quant à lui, est abondamment représenté, principalement dans les limons du début de la dernière glaciation (Goderville, fouilles G. Fosse, J.P. Lautridou, G. Verron, 1972 à 1976). Les conditions climatiques du Pléniglaciaire semblent être à l'origine d'une désertification humaine de la région. Les séries moustériennes les plus récentes ont été en effet mises au jour à la base des limons du Pléniglaciaire (Pléniglaciaire moyen) à Houpeville (Fouilles L. Vallin, 1978 à 1980) et à Epouville (G. Fosse, C. Lechevalier, 1975 à 1976) dont l'industrie présente des caractères évolués (outils de type Paléolithique supérieur ; débitage laminaire important et parfois de type Paléolithique supérieur). C'est le Moustérien de tradition acheuléenne (présence de bifaces) qui est de loin le mieux représenté. Le Moustérien final semble être représenté par une très riche série de surface à nombreux petits bifaces, recueillis à Saint-Julien-de-la-Liègue (Levallois VII de H. Breuil ?) [étude D. Cliquet].

Le **Paléolithique supérieur** (Pléniglaciaire supérieur) correspond à une très longue lacune dans la mesure où il n'est attesté qu'à ses deux extrémités : quelques rares pièces rencontrées aux environs stratigraphiques du niveau de Kesselt (Epouville, Saint-Romain-de-Colbosc et, surtout, St-Martin-Osmonville) et dont l'appartenance à un Paléolithique supérieur initial n'est pas démontrée d'une part, d'autre part des séries, beaucoup plus abondantes, du Paléolithique supérieur très terminal, provenant de la base du sol holocène, souvent remaniées par les labours, et comportant des outils qui présentent davantage d'affinités avec les industries de même âge du Nord de l'Europe qu'avec le Magdalénien classique du Sud-Ouest de la France (Vattetot-sous-Beaumont, Mirville, la Haye-le-Comte, Saint-Pierre-d'Autils, Bonnières et surtout Ambenay...) ; les grottes ornées de Gouy et d'Orival ont sensiblement le même âge.

D'une façon générale, la Haute-Normandie semble avoir été occupée de manière très irrégulière par les Paléolithiques dont les témoins presque uniquement lithiques, se rencontrent dans et aux environs des paléosols (Elbeuf I et début Weichsélien surtout) et sont absents dans les limons du Pléniglaciaire weichsélien.

b) Dans les plages et les heads de Basse-Normandie

La situation de la recherche paléolithique et les résultats qui en ont été obtenus, en Basse-Normandie, sont à presque tous égards, très différents. Tout d'abord, l'extrême indigence du Calvados et de l'Orne (excepté le gisement de

Rânes) tranche avec la richesse du nord de la Manche (Nord-Cotentin). Ensuite, pour cette dernière région, les principaux acquis ne remontent guère au-delà d'une dizaine d'années (voir la synthèse de A. Bogard publiée en 1954).

De plus, les gisements sous-marins exceptés (Fermanville, recherches F. Scuvée notamment), les découvertes ont été effectuées dans les plages fossiles et les dépôts de pente hétérogènes qui les recouvrent, et non dans les limons qui sont d'une façon générale beaucoup moins épais qu'en Haute-Normandie.

Les gisements les plus anciens se rattachent à des plages situées à 10-15 m d'altitude (Fermanville, Port-Pignot ; Saint-Germain-des-Vaux, Gélétan ; recherches Mme D. Michel, 1978...). Il s'agit à l'évidence, compte tenu du contexte régional, de plages anté-éémienne, mais leur appartenance à l'Hols-teïnien ne peut être encore tenue pour fermement acquise. Il est prioritaire d'en préciser la datation, compte tenu de l'intérêt majeur de ces sites (industrie lithique abondante et, surtout, structures : foyers, aménagements de blocs granitiques pouvant correspondre à des contours de cabanes).

Le sommet de la plage éémienne (4 m en moyenne) et les horizons immédiatement sus-jacents sont particulièrement riches dans le Nord-Cotentin et, à la limite, en position littorale, on peut estimer que les secteurs qui demeurent stériles sont ceux qui n'ont pas été encore prospectés. Les gisements les plus remarquables (Fosse *et al.*, 1986) en cours de fouille ou récemment fouillés, sont ceux de Saint-Vaast-la-Hougue (fouilles G. Fosse et col-laborateurs, 1978-1985), Saint-Germain-des-Vaux - Port-Racine (D. Cliquet, 1980-1985) et Gouberville - Gattemare (G. Vilgrain, depuis 1981). Dans les 3 cas, l'occupation humaine relève du début de la dernière glaciation ; il s'agit de Moutérien à encoches et denticulés de faciès levalloisien (comme à Montfarville-Landemer, recherches Mme D. Michel), avec des structures (structures de combustion, aménagements de blocs divers notamment). A Saint-Vaast, l'oc-cupation humaine représente au moins 1 m de stratigraphie anthropique, du sommet d'une plage fossile (éémienne) à la base des limons sableux du Pléniglaciaire, avec passage d'un Moustérien à encoches et denticulés à un Moustérien typique de faciès levalloisien. A Saint-Germain-des-Vaux, l'épaisseur des horizons anthropiques et la situation stratigraphique sont sensiblement identiques.

L'apport du gisement de Saint-Vaast est considérable sur le plan de l'ethnographie paléolithique :

- des prédateurs ont réoccupé périodiquement, et sans doute saison-nièrement, le même site

- à côté d'unités domestiques "classiques" (foyers, aménagements de blocs pouvant correspondre à des contours de cabanes, zones de rejet de produits lithiques et de résidus de combustion), il a été observé en un endroit du gisement, dans le head du Début Glaciaire weichsélien, un nombre très élevé de structures de combustion auxquelles était associée une industrie lithique pauvre et souvent réduite à l'état de débris par le feu. L'ensemble évoque un lieu d'activités spécialisées évidemment liées au feu et isolées de l'habitation proprement dite

Tous ces gisements moustériens du Nord-Cotentin suggèrent une probléma-tique nouvelle : le rôle de la mer pour ces lointains Paléolithiques qui ont dû vivre dans un système de prédation variée et non seulement de la chasse aux grands mammifères terrestres.

Le Paléolithique supérieur est pratiquement absent ; à part quelques objets isolés (Manche et Calvados), le seul gisement est celui du Rozel dans le Nord-Cotentin (Recherches F. Scuvée). Il semble que l'argument climatique puisse être là aussi avancé.

DEUXIEME PARTIE

COUPES

P R E M I E R E J O U R N E E

28 Mai 1987

Les Andelys
Tourville
Saint-Pierre-lès-Elbeuf

L E S A N D E L Y S

Le système des nappes alluviales de la Seine, de Paris à Elbeuf.
Faune, préhistoire, datations.

LE MEANDRE DES ANDELYS

Le méandre des Andelys (ou de Tosny-Bernières) fait encore partie de la **moyenne section** du cours de la Seine, mais annonce déjà un changement de style qui se confirmera et caractérisera la Basse Seine que l'on peut faire débiter après la confluence de l'Eure.

I - ORIGINALITE DU COURS MOYEN DE LA SEINE

Dans un récent travail (F. Lécollé, 1987), nous avons pu montrer que le cours de la Seine pouvait au regard de 3 styles distincts être divisé en 3 sections (la partie ennoyée par la Manche n'étant pas prise en compte) : la section moyenne est approximativement comprise entre la confluence de l'Oise vers l'amont et la confluence de l'Eure vers l'aval, cette distinction n'ayant toutefois pu être fondée que pour le Pléistocène moyen et supérieur (corrélations des formations alluviales effectuées de proche en proche et non possibles en-deçà du Pléistocène moyen -érosion des dépôts- et montrant par une identité de style concernant tant les phases érosives que les phases d'accumulation une stabilité pendant les périodes considérées, avec sans doute dans certains secteurs -la région mantaise particulièrement- la conservation maximale des effets des variations climatiques, peu courante en milieu alluvial).

On peut résumer les **aspects principaux du cours moyen** de la façon suivante :

1) Une **pente plus faible** qu'en amont et qu'en aval (fig. 1), situation claire en ce qui concerne le creusement maximum de la vallée, et que nous rapportons à la deuxième partie du dernier cycle glaciaire ; situation similaire pendant le Pléistocène moyen et supérieur déduite de l'altimétrie des paliers d'érosion du bed-rock et des formations alluviales corrélés.

2) L'existence dans les formations alluviales de successions répétitives de lithofaciès, que nous avons définis comme des **cycles sédimentaires**, limités par des phases érosives importantes, pouvant être interprétés par des réponses dynamiques, et donc climatiques, de la Seine :

- . phase érosive majeure : retour d'une certaine clémence climatique et élaboration d'une morphologie particulière qui tronque en partie les dépôts précédents et provoque un surcreusement latéral dans le bed-rock,
- . pédogenèse et limons de débordement, pas forcément conservés, et dont les malacofaunes dénotent au moins une légère amélioration climatique,

- . une érosion mineure : qui ne modifie pas la morphologie préétablie mais peut faire disparaître les effets de la pédogenèse précédente et éroder les limons de débordement,
- . dépôt de limons, latéralement, et dont les malacofaunes tendent à prouver qu'il s'agit de manifestations sédimentaires liées au retour du froid,
- . épais dépôt de graves témoignant de conditions climatiques sévères à fort contraste saisonnier (mise en place "catastrophique" comme semblent le démontrer les teneurs en acides aminés des coquilles de mollusques prélevées dans les niveaux qui encadrent ces faciès),
- . dépôts sableux ou sablo-limoneux témoignant encore d'une grande capacité de transport du fleuve, du froid intense, mais aussi d'une plus grande sécheresse relative,
- . érosion majeure, etc...

Schéma particulièrement net dans la région mantaise où il fut possible de proposer un modèle original de 16 nappes alluviales (fig. 2) comprenant chacune un cycle sédimentaire (parfois, mais rarement, plusieurs) reposant sur un palier du bed-rock établi pendant la crise érosive majeure (F. Lécalle, 1984, 1987).

3) Une **progression latérale** lente et continue du fleuve corrélative à son enfoncement : ce qui permet la conservation maximale des événements sédimentaires.

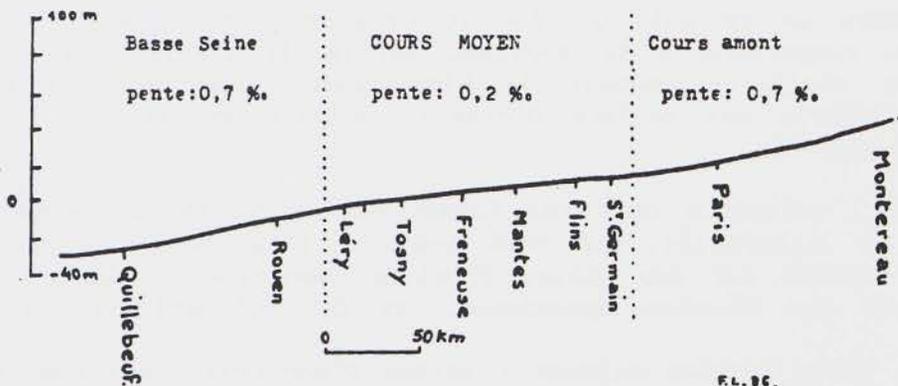
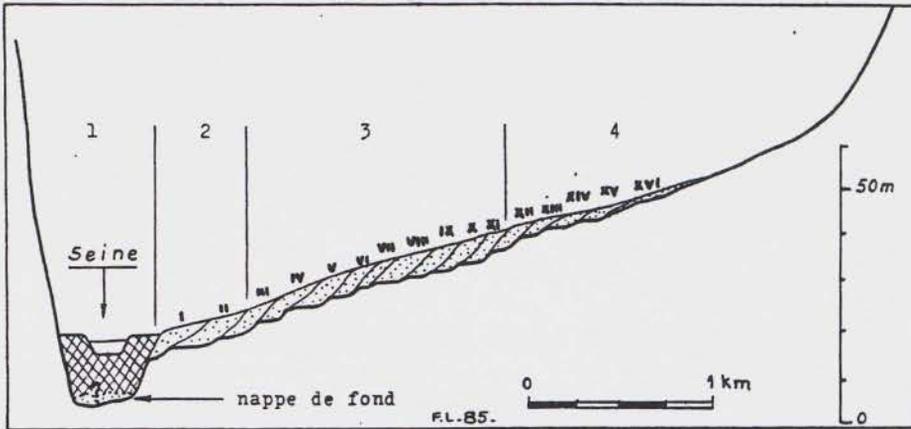


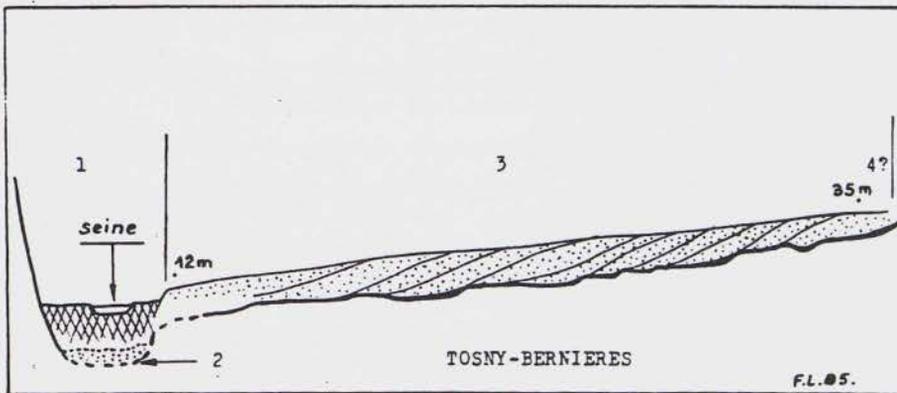
Fig. 1 : Profil du creusement maximum de Monterneau à l'embouchure. Le cours moyen de la Seine est caractérisé par une pente plus faible qu'en amont et qu'en aval (la valeur des pentes donnée est une valeur moyenne).



1

. MODELE ALLUVIAL DE LA REGION MANTAISE.

- 1: Holocène,
- 2: Weichsélien (nappes I et II)
- 3: Saalien (nappes III à XI).
- 4: Elstérien (nappes XII à XVI).



2

- 1:Holocène, 2:Weichsélien(nappe de fond),3:Saalien,
- 4:Elstérien.

Fig. 2 : Modèles alluviaux, 1 = région Mantaïse, 2 = méandre des Andelys.

Si les cycles sédimentaires sont clairement en relation avec les paliers du bed-rock établis avant dépôts en **amont** du cours moyen (région de Mantes), les relations sont moins nettes en progressant vers l'aval : dans le méandre des Andelys, les larges paliers d'érosion établis dans la craie supportent en général plusieurs nappes alluviales (cycles sédimentaires) superposés, mais toujours avec un pendage net vers le fleuve actuel qui témoigne là encore de son déplacement lent et progressif latéralement, même si la morphologie du bed ne rend pas compte, par ces vastes replats, de la rythmicité des phases érosives inter-cycles (fig. 2). Ce n'est que plus en aval que de grandes lacunes sédimentaires peuvent être envisagées avec des paliers d'érosion de fort écart altimétrique.

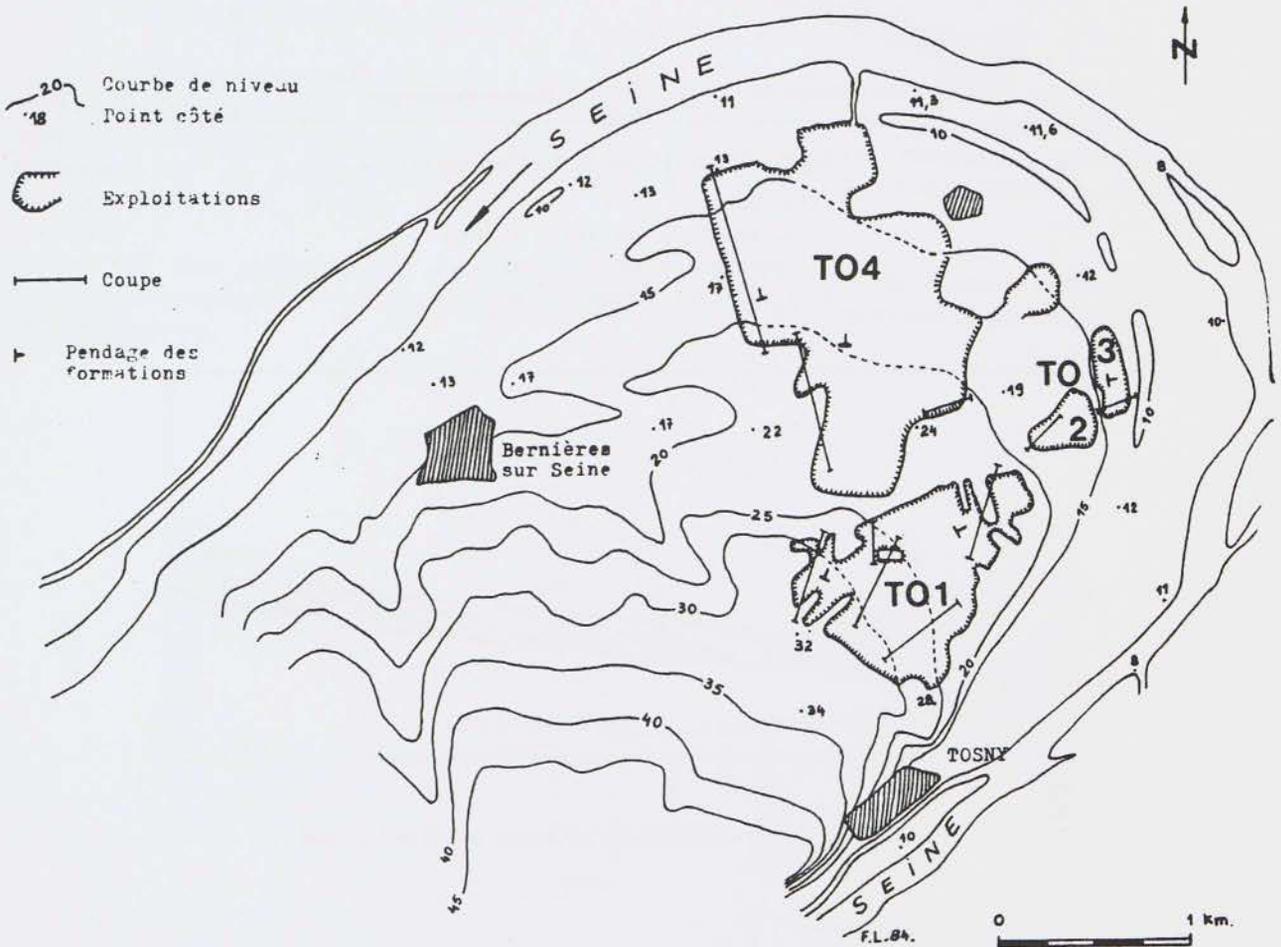


Fig. 3 : Localisation des coupes.

II - LA COUPE TO 4 (Fig. 3 et 4)

L'exploitation de la Compagnie des Sablières de la Seine progressant vers l'ouest, offre une coupe de grande ampleur que nous avons pu suivre depuis 5 ans, en relation avec d'autres coupes qu'elle offre ce méandre ; elle permet de constater globalement la permanence des niveaux repérés (fig. 4).

Selon l'état de la coupe (moment privilégié d'observation, et non connaissance synthétique), il n'est pas forcément possible de lire l'ensemble des données que nous avons pu formuler sur le cours moyen de la Seine, mais la répétitivité des lithofaciès, le pendage, la morphologie du bed-rock etc..., permettent en partie d'appréhender la complexité des formations alluviales de la Seine et notamment leur aptitude à enregistrer les fluctuations climatiques en liaison avec la dynamique fluviale.

LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA COUPE TO 4

Les niveaux 20, 19, et 18 sont identiques aux niveaux (respectivement) δ , δ , β , de la coupe TO 1 centre.

- niv. 17 : c'est le niveau α de la coupe TO 1 centre, avec une rubéfaction beaucoup moins accusée, car recouvert par d'autres niveaux. (Épaisseur: 2 m).
- niv. 16 : niveau sableux passant latéralement vers le fleuve à une nappe grossière. (Épaisseur: 1 à 3 m).
- niv. 15 : mince niveau sableux clair (50 cm)
- niv. 14 : argiles sableuses grisâtres, parfois ocres (30 cm).
- niv. 13 : nappe grossière passant latéralement vers le fleuve à une formation plus sableuse mais où demeurent des lits grossiers. (Épaisseur: 3 m).
- niv. 12 : nappe grossière, à matrice plus terrigène (faciès "mal lavé") au niveau du comblement d'un chenal surcreusé dans le bed-rock. (Épaisseur : 3 à 4 m).
- niv. 11b : remplissage sableux clair d'un chenal établi à la partie supérieure du niveau 12 et à l'aplomb du chenal de surcreusement du bed-rock. Épaisseur: 1,5 m maximum.
- niv. 11a : mince niveau argilo-sableux brun (30 cm), dernier dépôt du chenal sableux 11 b. Puis érosion importante.
- niv. 10 : nappe grossière (épaisseur: 3 m maximum).
- niv. 9 : mince niveau sableux clair (50 cm),
- niv. 8 : niveau argilo-sableux brun (40 cm).
- phase érosive majeure, déterminant un surcreusement latéral du bed-rock.
- niv. 7 : nappe grossière, très épaisse (5 m).
- niv. 6 : niveau limoneux clair, en position de berge, passant latéralement vers le fleuve à une importante formation sableuse à stratifications entrecroisées; une partie des limons en position de berge, contiennent quelques "dragées" identiques au faciès B 3 de la coupe TO 1 nord; quelques passées sableuses contiennent aussi des fragments de coquilles de mollusques et des opercules de *Bulimus tentaculatus*: la base du niveau 6 semble donc avoir remanié un niveau (absent ici) tout à fait identique à B 3 de TO 1 n.
- niv. 5 : passées grossières discontinues,
- niv. 4 : limons clairs en position de berge, passant à des sables sans stratification apparente.

On peut poser ici tout de suite le problème des corrélations entre les coupes TO 1 nord et TO 4 ouest:

-ou bien 4,5,6, sont homologues du niveau B2 (surtout au faciès sableux) de TO 1 nord. Et le faciès équivalent de B3 est absent, sinon présent sous forme de remaniements.

-ou bien la base de 6 est l'équivalent de B3, faciès sableux; le faciès à "dragées" étant à peine représenté.

De toute façon, l'altimétrie des niveaux en question, ainsi qu'un relai entre les deux coupes (voir ensuite la coupe TO 4 est), et la similitude des faciès, autorisent les larges corrélations suivantes: 4,5,6 en TO 4 sont homologues de B2 B3 en TO 1.

niv. 3 : importante nappe grossière, pouvant atteindre 6 à 7 m d'épaisseur.

niv. 2 : sables clairs assez fins sans stratification visible pouvant atteindre 1,5 m d'épaisseur.

niv. 1 : nappe grossière de grande ampleur, uniquement visible en surface, la carrière étant en eau à partir de ce niveau. Un net talus la sépare des alluvions modernes.

Il n'est pas impossible que le niveau 1, dont la partie supérieure est seule visible, corresponde en fait à plusieurs niveaux, donc à plusieurs nappes alluviales.

III - CONTEXTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

L'exploitation ne perce pratiquement que ce qu'il est convenu d'appeler la basse terrasse. Cette grande séquence ne rend pas compte de toutes les données acquises sur ce méandre ; aussi nous appuierons-nous sur d'autres coupes, notamment TO 1 (fig. 3 et 4), certains niveaux n'étant pas conservés en TO 4 (le niveau B 3, de rang interglaciaire prend ainsi place entre les niveaux 7 et 6 de TO 4 ; le niveau B 2 est l'équivalent du niveau 6 de TO 4).

1) Les faunes

- Faunes mammalogiques :

Niv. B3 (TO 1) : daim, cerf, cheval, bovinés ;

Niv. B2 (TO 1) : cerf, Elephas antiquus, Coelodonta antiquitatis, bovinés, cheval.

- Malacofaunes :

Niv. B3 (TO 1) : Ancylus fluviatilis, Pisidium, Bulimus tentaculatus
Unionidé sur encroûtement calcaire d'origine bactérienne et algaire.

- Microfaunes :

Niv. B3 (TO 1) : Darwinula stevensoni (forme d'eau douce).

2) Les flores

Toutes les analyses polliniques se sont révélées stériles.

Niv. B3 (TO 1) : oogones et iges de Characées. Encroûtements d'origine bactérienne et algaire sur de nombreux nucléus (petits silex, coquilles contemporaines du dépôt ou remaniées du Tertiaire).

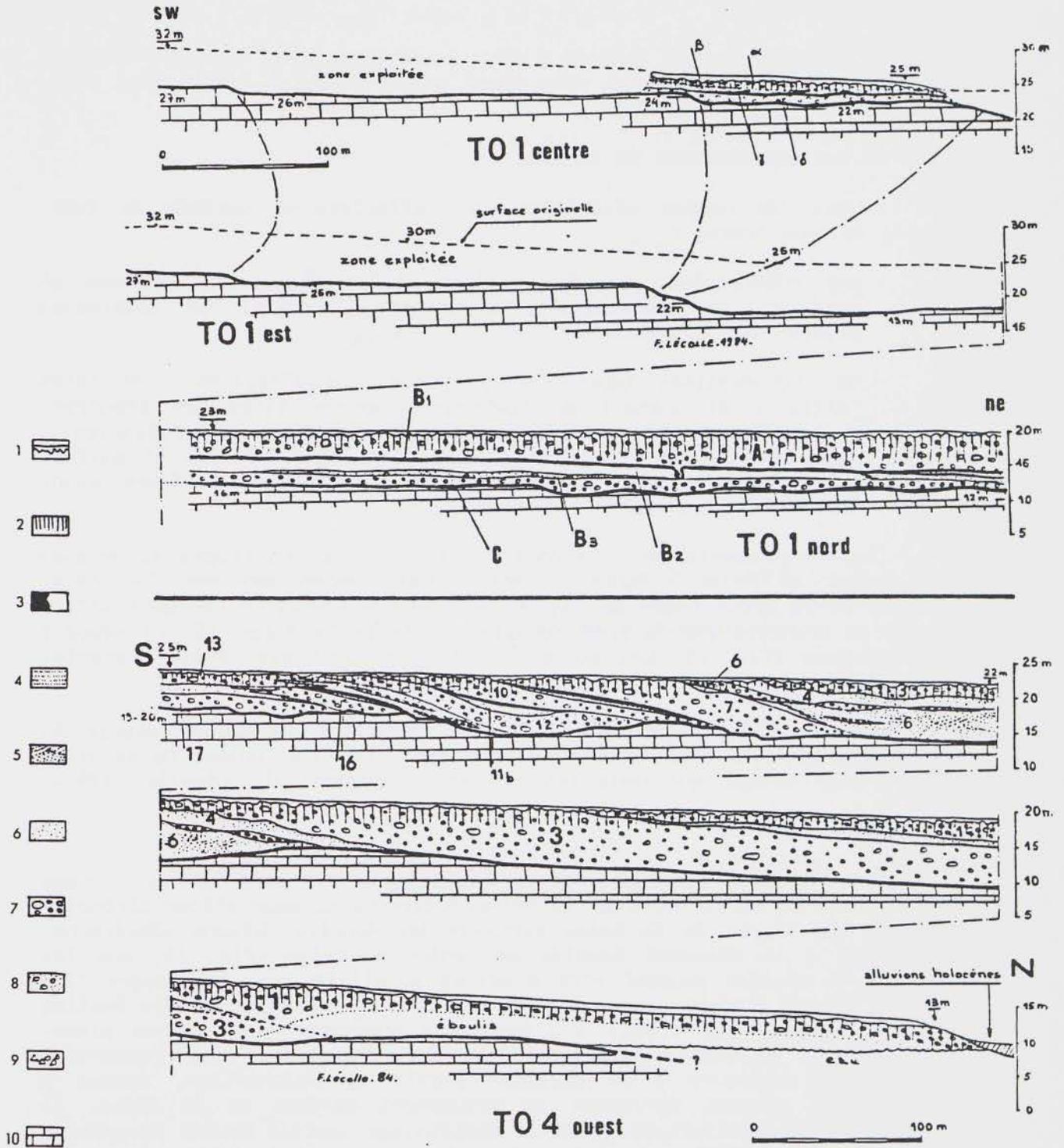


Fig. 4 : Coupes des formations alluviales du méandre des Andelys.

(localisation des coupes : voir fig. 3) : 1 : Remaniements de surface ; 2 : Rubéfaction sommitale des nappes alluviales ; 3 : Argiles, limons fluviatiles ; 4 : Sables limoneux lités ; 5 : Sables à stratifications entrecroisées ; 6 : Sables ; 7 : Galets, graviers et sables (et blocs démesurés) ; 8 : Mêmes faciès que le précédent, mais "mal lavé", à matrice plus argileuse ; 9 : Formation grossière identique aux précédentes, mais avec des éléments peu roulés ; 10 : Bed-rock crayeux (Crétacé supérieur).

3) Archéologie

Le niveau A de T01 (niveau 1 base de T0 4) a livré quelques vestiges lithiques (dont deux bifaces) sans doute rapportables à l'Acheuléen supérieur.

4) Les remaniements de surface

Toutes les nappes alluviales sont affectées en surface de remaniements de deux ordres :

- une rubéfaction, souvent profonde (tout dépend du drainage et donc de la lithologie sous-jacente), résultat de nombreuses pédogenèses surimposées ;
- des déformations imputables au climat périglaciaire : de rares fentes ; et surtout de nombreuses poches dites "en chaudron" à remplissage non rubéfié de sables soufflés et ruisselés : leur dimension est liée au couple lithologie-drainage et parfois à l'existence dans le bed-rock de structures karstiques ayant facilité le drainage (F. Lécalle, 1984).

Ces remaniements ont été observés sur toutes les nappes alluviales de la Seine, de Paris à Rouen au moins. Par comparaison avec la région mantaise, où la chronologie des nappes est le mieux établie, on peut affirmer que la dernière rubéfaction sommitale affecte la nappe II, la nappe I étant épargnée (fig. 2). Les poches en chaudron sont par compte présentes jusque sur la nappe I.

Les corrélations étant effectuées de proche en proche depuis la région mantaise, ces remaniements peuvent donc être des indices de datation relative pour autant que nous les croyons synchrones (F. Lécalle, 1984).

5) Conclusions

Les vestiges fauniques et archéologiques ne sont pas ici, comme ailleurs dans le cours moyen de la Seine, déterminants pour situer chronologiquement les dépôts de la basse terrasse des Andelys. Disons simplement, par rapport à la séquence établie en région mantaise (fig. 2), que les nappes de ce méandre peuvent être mises en parallèle avec les nappes XI à IV de la région mantaise, et s'inscrivent donc entièrement dans le Saalien (au sens classique du terme) ; l'Acheuléen supérieur y est à sa place. Les poches en chaudron (cryoturbations) très tardives, sont rapportées comme partout ailleurs à la deuxième partie du Weichsélien, époque à laquelle nous situons également le creusement maximum de la Seine. Il est possible de paralléliser aussi le remplissage soufflé de ces structures au cycle récent du loess.

Notons enfin que nous relions le niveau interglaciaire B3 de T0 1 (inter 7-6 de T0 4) au niveau B interglaciaire de Tourville du méandre d'Elbeuf situé un peu plus en aval. Dans notre système de nappes, il pourrait trouver place entre les nappes V et IV. Il est donc intra-saalien.

T O U R V I L L E

Le système de terrasses de la Seine en aval d'Elbeuf
La basse terrasse de la Seine et les estuaires interglaciaires
La faune, les datations absolues et relatives

1 - LE SYSTEME DE TERRASSES DE LA SEINE

ENTRE ELBEUF ET LE HAVRE ET SOUS LA MANCHE

A. ENTRE ELBEUF ET LE HAVRE (Groupe Seine)

Les recherches sur les terrasses de la Seine sont effectuées par un groupe de chercheurs (Groupe Seine) travaillant soit à Mantes en amont d'Elbeuf (F. Lécolle), soit entre Elbeuf et Le Havre (G.C., M.F.H., J.P. L.) en liaison avec des paléontologues de Dijon (D.D. R., J.J. P.) et de Poitiers (J.C.D.). Le prolongement de ces terrasses sous la Manche a été étudié grâce aux travaux du Laboratoire de Géologie marine de l'Université de Caen (J.P. Auffret, C. Larsonneur); une première synthèse a été tentée dans un article (Alduc et al, 1979) et sera revue prochainement par J.P. Auffret.

La vallée de la Seine montre un réseau de **terrasses étagées** (fig. 4) associées à des replats d'érosion qui correspond au système Manche - Atlantique où les nappes les plus anciennes sont les plus élevées en altitude et inversement pour les plus jeunes, à l'opposé des régions de subsidence (Mer du Nord, Hollande, Bourgogne, Saône) où les dépôts les plus anciens sont les plus bas. Ainsi, sur le bed-rock de la vallée, nous observons les **graviers de fond** (bottom gravels) très frais, attribués au Weichsélien. Au-dessus, nous distinguons d'abord au moins **six terrasses dont le profil longitudinal est parallèle à celui des graviers de fond** (fig. 4): la terrasse de Rouen (Porcher, 1977, 1981; Lefebvre in Lautridou et al, 1984), weichsélienne, la terrasse de Tourville-Cléon, très complexe, à intercalations marines interglaciaires, à faune abondante d'âge saalien, la terrasse d'Oissel, la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf et des lambeaux de terrasses en aval (Quilleboeuf, le Havre). La basse terrasse (Tourville), définie près de Rouen n'est plus repérée plus en aval entre Caudebec et Le Havre, mais réapparaît sous la Manche (nappe 2) où on retrouve aussi très nettement la nappe des graviers de fond (nappe 1) jusqu'aux fosses du Nord du Cotentin où les nappes au nombre de 6 se superposent les unes sur les autres (voir suite: note de J.P. Auffret). Des travaux récents ont apporté de nouvelles données sur ce système de terrasses (Lefebvre et al, 1986; Chancerel, 1985, 1986).

Au-dessus de ce système de terrasses parallèles, il reste des **replats couverts d'alluvions**, vers 45-60 m qui semblent rester à la même altitude jusqu'à Paris et une **terrasse à 80 m**, nette à Rouen et au nord de La Londe (Chancerel, 1985). Tout cet ensemble est antérieur aux formations de plateau piégées dans des dépressions et décrites à La Londe, à Fourmetot (Kuntz et al, 1974-1979) et à Saint-Prest (Dewolf, 1973; Lautridou, 1985; Dewolf et Lautridou, à paraître): nous les avons appelées "Formation du Roumois" et "Formation de Fourmetot". La Formation du Roumois est une formation d'épandage périglaciaire contenant de la faune à Saint-Prest, de la deuxième moitié du Pléistocène inférieur. La Formation de Fourmetot (série IV de La Londe) reposant sur l'argile prétinglienne de La Londe contient en son milieu un dépôt de gros silex émoussés; son âge est encore

discuté: Eburonien probable. Au nord-ouest, à Valmont, vers Fécamp, un placage de sables marins "redoniens" (Pliocène) montre, comme les Argiles de La Londe à influence saumâtre (pendant le Reuvérien), l'importance des transgressions pliocènes avant le dépôt de nappes alluviales périglaciaires de la vallée de la Seine, qui commence avec la Formation de Fourmetot.

Groupe SEINE

Fig. 1 - Isopaques des dépôts holocènes



B. FORMATIONS QUATERNAIRES SOUS-MARINES DE LA MANCHE

En domaine sous-marin, les formations quaternaires sont connues principalement par mesures géophysiques, les prélèvements en sondages carotés sont rares ou localisés aux zones de développement portuaires. Les nombreux prélèvements superficiels, s'ils ont permis une description détaillée de la surface des dépôts marins holocènes, apportent rarement de l'information sur les formations fossiles, même si elles affleurent, leur lithologie étant souvent peu différente des dépôts actuels.

Les mesures de réflexion sismique ont permis d'établir la cartographie structurale des formations sédimentaires constituant le fond de la Manche. On peut y distinguer trois ensembles radicalement différents par leur structure, exprimant des origines géodynamiques très différentes, cités ici en commençant par le plus récent.

1. DES SEDIMENTS MARINS MIS EN PLACE PAR LA TRANSGRESSION FLANDRIENNE ET ENCORE EN COURS D'EVOLUTION.

Ces sédiments holocènes sont de lithologie variée en Manche (Vaslet *et al*, 1978), là où ils sont limités à des pavages gravelo-caillouteux ou gravelo-coquilliers. Les sables, par contre, constituent localement des accumulations d'épaisseur suffisante pour permettre une mesure par réflexion sismique, deux sites préférentiels de dépôt sont rencontrés.

1a) Ce sont des dépôts littoraux et pré-littoraux sableux ou sablo-argileux développés surtout dans les baies et au large des estuaires et des littoraux sableux construits, la carte en isopaques du prisme sédimentaire de la Baie de Seine (fig. 1) en est un bon exemple (voir aussi en 4^{ème} journée: Baie du Mont-Saint-Michel).

1b) Ce sont également des barres sableuses d'offshore: vagues de sable ou bancs sableux érigés sur la plate-forme, ou parfois en liaison avec un îlot, à la faveur de conditions favorables de transport des sables par les courants de marée.

2. DES NAPPES ALLUVIALES CHENALISEES DANS UN LARGE RESEAU DE PALEO-VALLEES.

La lithologie et la chronostratigraphie de ces sédiments sont très mal connues par comparaison aux dépôts holocènes. On doit donc se contenter des informations structurales et de la stratigraphie sismique. Le réseau général des paléovallées est constitué de la juxtaposition de segments de structure différente, expression de facteurs d'évolution géodynamique plus complexe qu'une simple érosion par les fleuves côtiers de la Manche et de la Mer du Nord méridionale se prolongeant sur la plate-forme sous marine émergée lors des régressions glacio-eustatiques du Pléistocène.

Trois types d'organisation des nappes alluviales peuvent être distingués.

2a) Nappes alluviales emboîtées.

Elles sont superposées en série stratigraphique normale. Cette disposition se rencontre d'une façon générale dans les sections surcreusées au toit du bed-rock appelées "fosses du réseau de paléovallées", ceci s'observe principalement au nord du Cotentin, mais également dans la paléo-

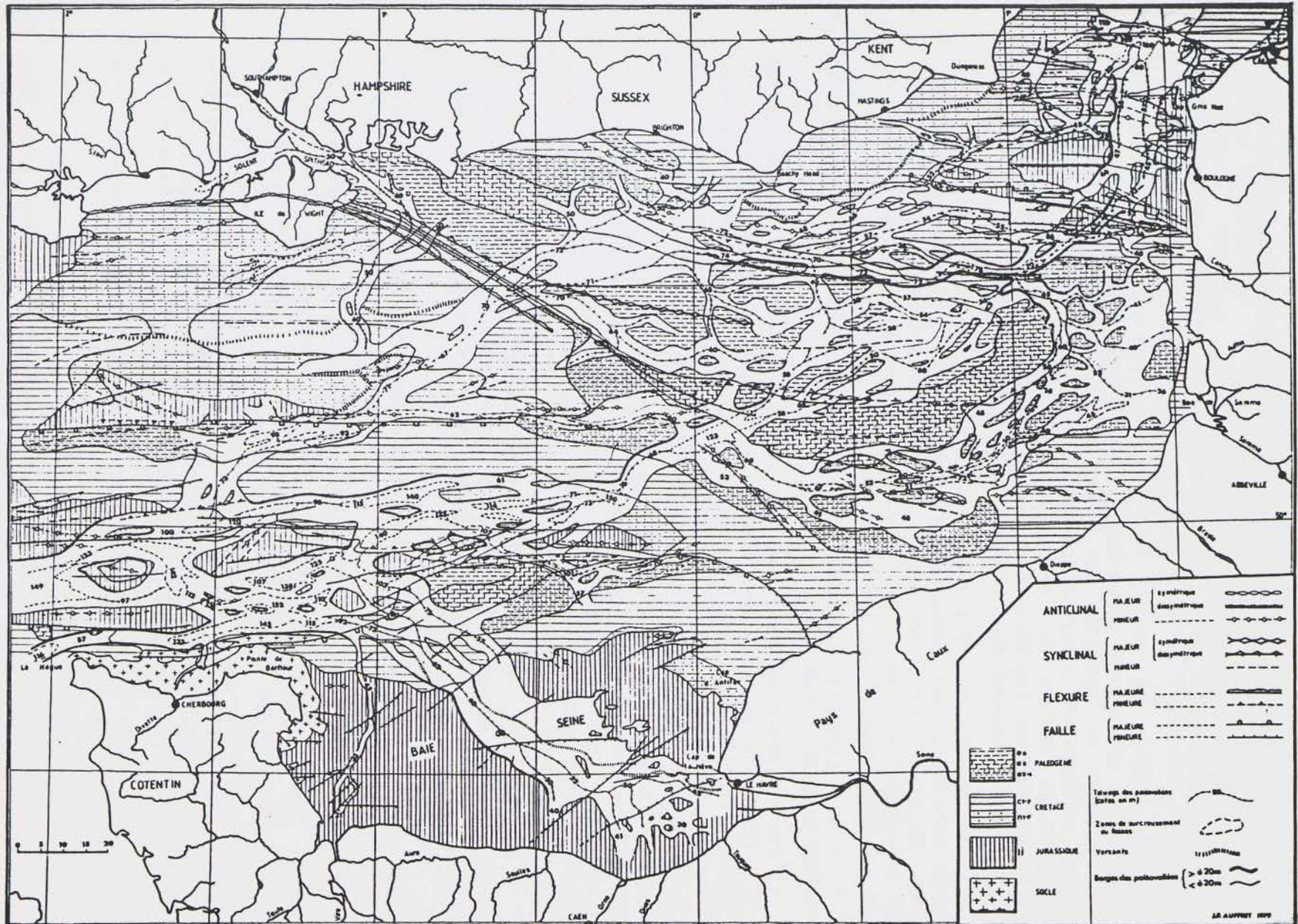
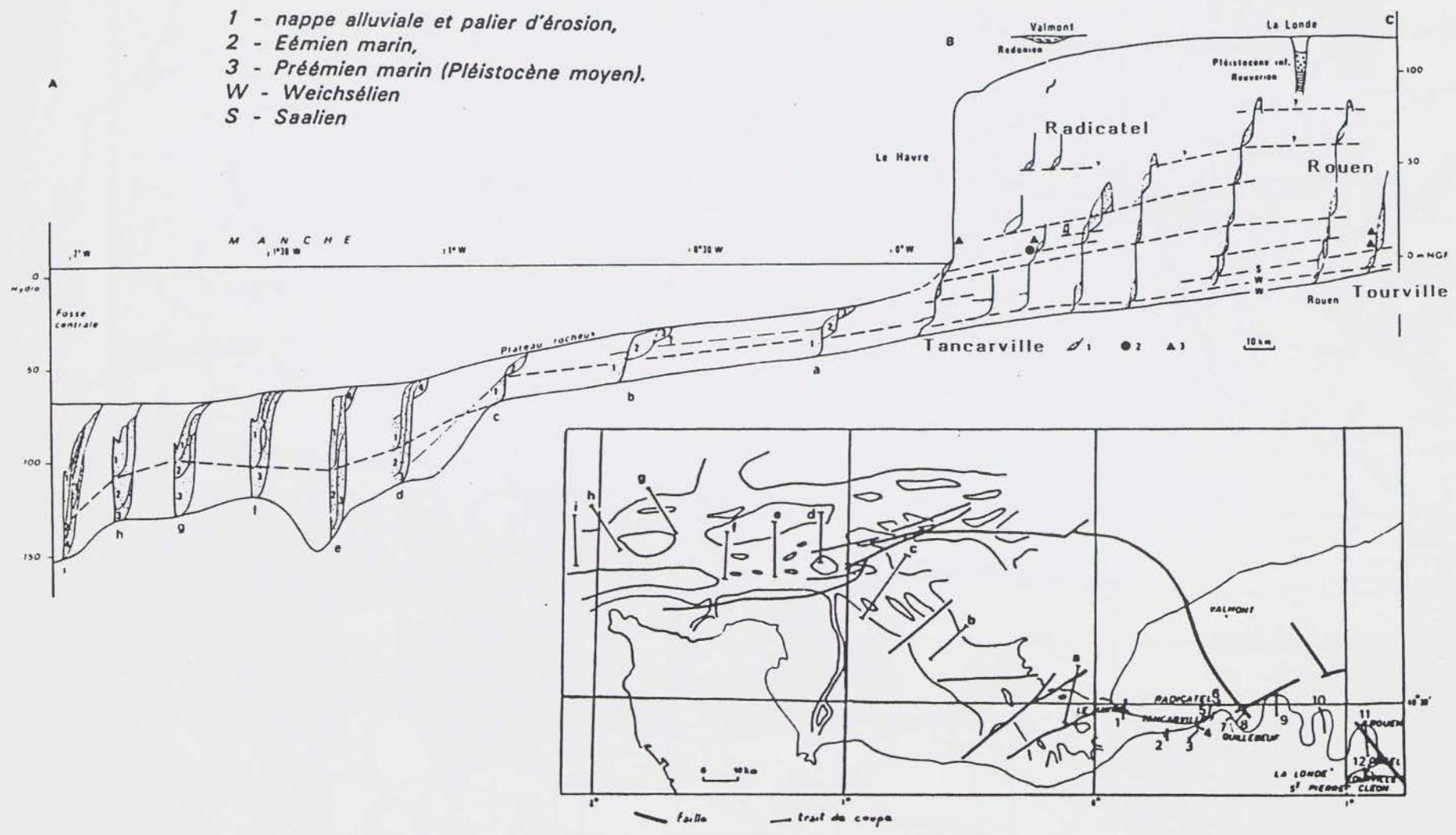


Fig. 2 - Ecorché géologique avec réseau des paléovallées de la Manche-Est



Fig. 3 - Paléovallée de la Seine en Baie de Seine et Nord-Cotentin.

Fig. 4 - Profil en long de la paléo-Seine et prolongement sous-marin (d'après Alduc et al, 1979)



Somme, par exemple, au nord du Cap d'Ailly. Le nombre des épisodes successifs est variable selon les cours observés, fréquemment de 3, localement de 6 ou 7 au nord du Cotentin, jusqu'à 5 dans la paléo-Somme. L'épaisseur totale du remblaiement est généralement élevée, fréquemment d'une quarantaine de mètres, localement de 60 à 80 m dans les fosses situées au nord du Cotentin.

2b) Nappes alluviales étagées

Ce dispositif en terrasses, banal sur le continent, se rencontre principalement dans la paléo-Seine entre Le Havre et Barfleur, dans le Pas de Calais et sur une grande partie du cours de la paléovallée septentrionale joignant le Pas de Calais au nord-Cotentin.

Dans le cas de la paléovallée de la Seine, la nappe la plus encaissée dite des "cailloutis de fond" et les quatre à cinq stades antérieurs de la basse vallée se prolongent en baie de Seine dans la paléovallée sous-marine sans rupture notable de pente longitudinale et en disposition étagée (Auffret et Larsonneur, 1977). Le profil longitudinal des hautes et très hautes terrasses est, par contre, tronqué par le trait de côte (Alduc *et al.*, 1979; voir fig. 4). Les causes de cette interruption, érosion ou tectonique, restent spéculatives.

2c) Nappes chenalisées en réseau divagant.

Il s'agit de réseaux à cours peu encaissés, encombrés d'ilôts dont la surface affleure au même niveau topographique que le toit des nappes, l'ensemble nappes et interfluves étant recoupé par la même surface d'érosion. Elles se rencontrent principalement près de l'estuaire de la Somme et dans la plaine d'accumulation médiane au nord de Dieppe et du Pays de Caux.

3. LE BED-ROCK est constitué de formations principalement mésozoïques et cénozoïques. Il s'agit de série stratifiées, affectées de pendages, plis et failles observables en sismique, contrairement aux nappes des paléovallées et aux sédiments holocènes dont le recoupement par une faille n'a jamais été observé. Le bed-rock est tronqué par le fond de la mer: surface d'érosion régulière en plates-formes et glacis dans laquelle s'encaisse le réseau des paléovallées et des fosses sous-marines et sur laquelle sont portés les dépôts marins holocènes.

J. P. AUFFRET

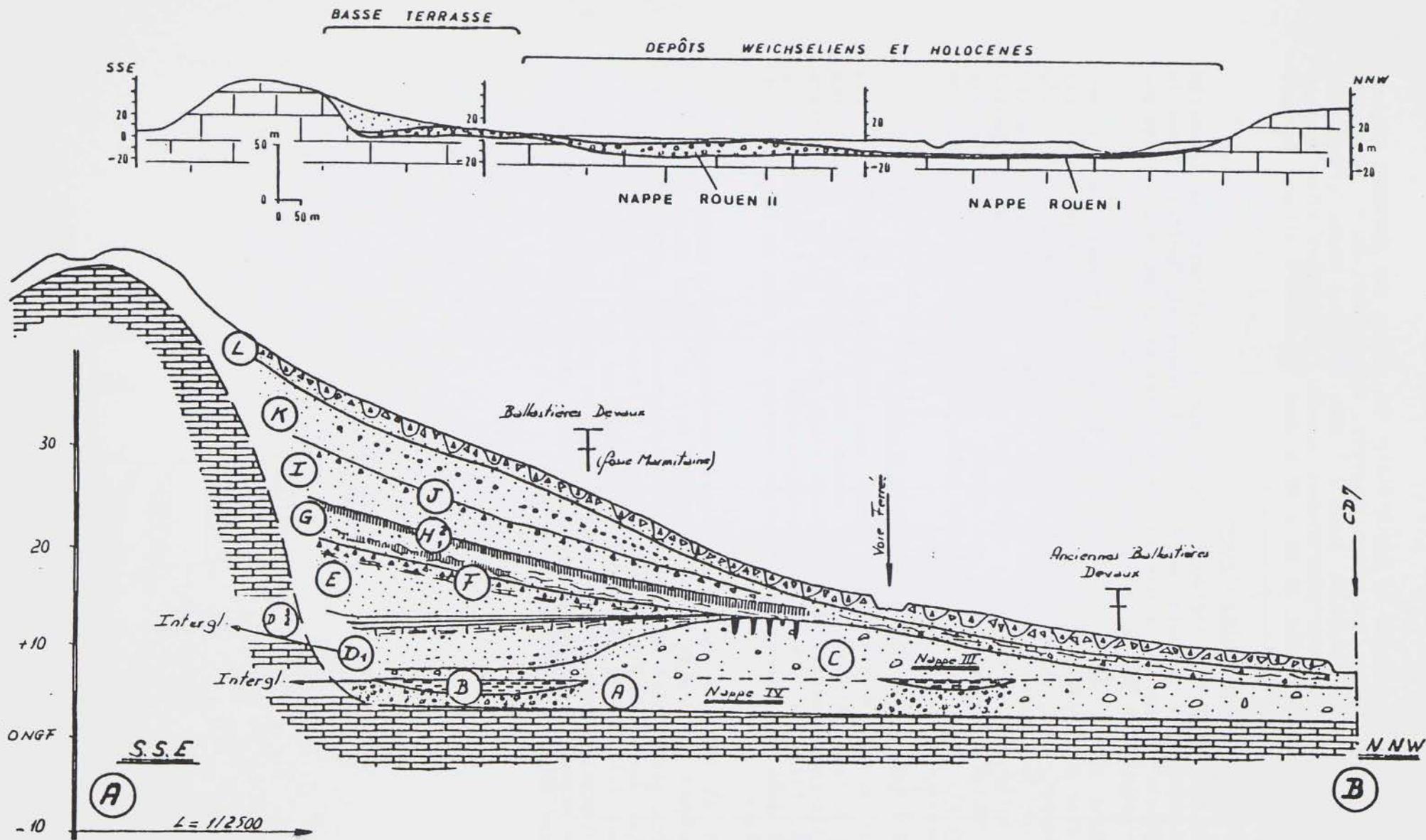


Fig. 5 - Tourville: en haut, relations entre la basse-terrasse et les nappes weichséliennes ; en bas, coupe schématique détaillée de la basse-terrasse

Fig. 5 - Tourville : Relationship between the low terrace and the Weichselian deposits - Schematic section of the low terrace

II. LA BASSE TERRASSE DE LA SEINE; ALLUVIONS FLUVIATILES PERIGLACIAIRES, FLUVIO-MARINES, INTERGLACIAIRES, DEPOTS DE PENTE ET PALEOSOLS, ET LES FAUNES

Les coupes ont été étudiées par P. Martin (1970) puis suivies quotidiennement depuis 1968 par G. Carpentier, qui a découvert la faune et étudiées au point de vue stratigraphique et géomorphologique (Carpentier, Lautridou), sédimentologique (Lefebvre, Gaquerel), paléontologique (Carpentier, Descombes, Beden, Puisségur, Chaline), palynologique (Huault). Deux thèses de 3ème cycle de sédimentologie (Gaquerel, 1983) et de paléontologie (Descombes, 1980, 1982) ont été soutenues ainsi qu'une mise au point stratigraphique (Lautridou, 1985) et malacologique (Rousseau, 1986).

SITUATION

Les dépôts reposent sur un replat de la craie depuis 2 m NGF jusqu'à 0 m NGF dans les coupes actuelles situées près de la falaise fossile dans la zone d'érosion maximum du chenal ancien de la Seine. L'épaisseur des dépôts (35m) s'explique par leur conservation au contact de la falaise fossile. Par rapport aux formations de la plaine alluviale et estuarienne actuelle, ils constituent la basse terrasse avec des graviers périglaciaires de la Seine (A,C) et un complexe sableux épais (E à K); sous l'estuaire actuel, la craie est creusée jusqu'à -13m et recouverte par deux nappes périglaciaires weichséliennes de la Seine: les graviers de fond (nappe I) et la nappe II étudiée par Porcher (1977) et par D. Lefebvre (*in* Lautridou *et al.*, 1984); le tout se trouve fossilisé sous les sédiments flandriens jusqu'à 6m NGF; actuellement, Tourville se trouve à la limite des influences purement fluviales et estuariennes.

En aval, à faible distance (1 km), il y a une séquence proche, celle de Cléon (Carpentier et Lautridou, 1982 dans Bull. Centre de Géomorphologie, n°26) déjà signalée par M. Martin (1970), mais avec quelques différences de faune (mammalogique, microfaune marine). Les relations entre ces deux sites restent en discussion (voir Bull. Centre Géomorphologie n°32: Conclusion). Quoi qu'il en soit, si nous nous limitons maintenant à Tourville, nous pouvons affirmer que, dans la superposition des alluvions à Tourville, on trouve l'enregistrement de la migration du méandre. Les cailloutis A (fig. 5), en contact avec le bed-rock, sont homologues de la "nappe de Rouen II". Le niveau B témoigne d'une remontée du niveau marin. Il s'avère largement érodé avant le dépôt de la nappe périglaciaire C. A et B n'ont cependant pas été totalement déblayés: cela montre qu'alors, l'érosion maximum s'est faite ailleurs, un peu plus en aval (fig. 3). Un bourrelet de la nappe C a isolé contre la falaise fossile un chenal subsidiaire où la sédimentation est devenue plus fine (dépôts de crues) jusqu'aux argiles et paléosol D, interglaciaires. Les sables supérieurs (E à J), interrompus par des coulées de solifluxion et des sols sont des dépôts d'inondations de grande ampleur qui se sont produits quand le lit mineur du fleuve a migré encore plus en aval.

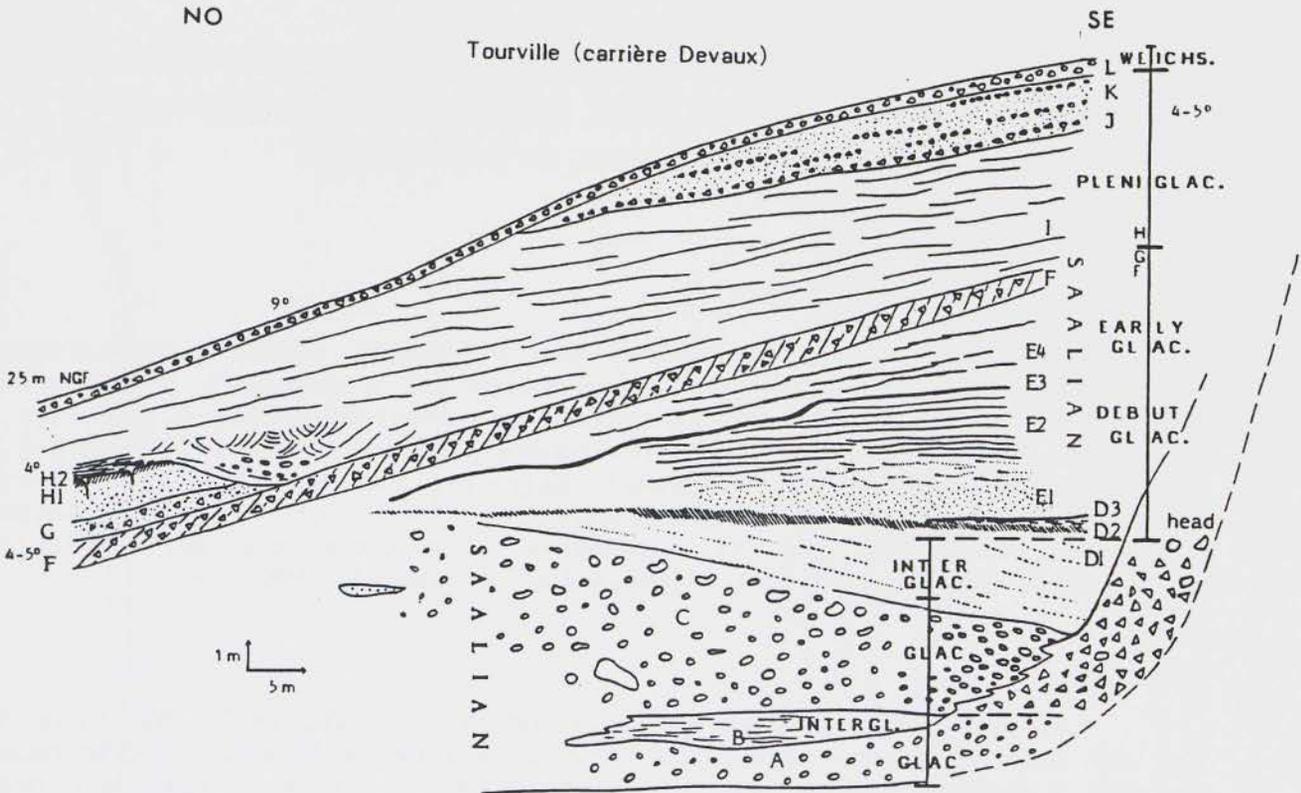


Fig. 6 -

Tourville - Cross-section near the point D (present section). Coupe transversale des affleurements actuels (point D)

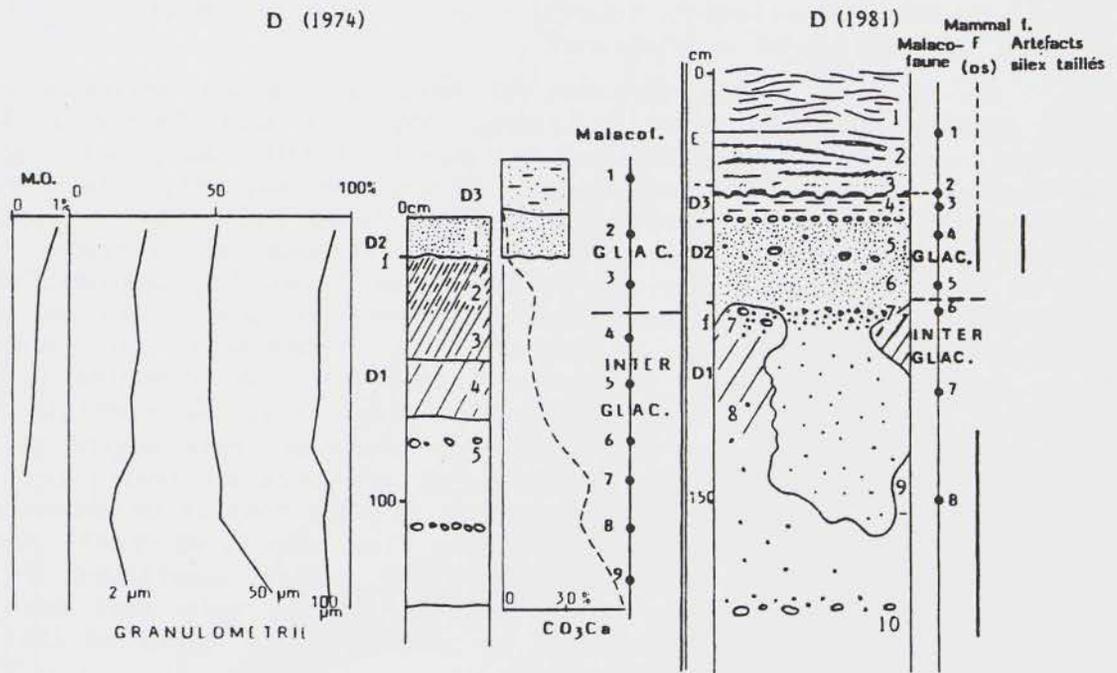


Fig. 7 -

Tourville : Profiles of the layers D from the sections described in 1974 (cross-section ABC) and 1981 (point D). M.O organic matter

Detail des horizons D dans les coupes levées en 1974 et 1981

STRATIGRAPHIE, FAUNE

De bas en haut, nous distinguons :

- A : graviers de la Seine
- B : limon argileux gris, fluviatile; opercules de *Bythinia tentaculata* à influences saumâtres (quelques foraminifères et ostracodes) - couche épaisse de 80 cm à 3 m, parfois érodée par C
- C : graviers de la Seine périglaciaires, très épais, passant à du head (coombe-rock) près de la falaise (cf. supra). Macrofaune froide à *Mammuthus primigenius* avec *Rangifer tarandus*, *Cervus elaphus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus* cf. *mosbachensis* et des grands bovidés indéterminés

- D : D1 - sable limoneux ou argileux avec quelques galets, à rares mollusques aquatiques et à foraminifères-ostracodes peu nombreux : milieu fluviatile à influences saumâtres légères. Macrofaune : découverte en 5 points, les deux dernières découvertes se situant près de la coupe D 1981. Cette faune très riche, est interglaciaire :

Canis lupus, *Vulpes vulpes*, *Meles meles*, *Cervus elaphus*, *Megaceros* sp., *Bos primigenius*, *Martes martes*, *Lutra* sp., *Sus crofa*, *Capreolus capreolus*, *Bison priscus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus* cf. *mosbachensis*, *Lepus* sp., grands bovidés indéterminés (Descombes, 1980, 1982). La faune est de type RISS selon Descombes (en particulier le cheval, le blaireau *Meles meles*, le loup) ; elle se situe en D1 sous l'horizon ocre ferrugineux (couches 2-4 de D-1974 et couches 7-8 de D-1981, cf. supra). Altitude maximum : 14-15 m N.G.F. La présence de mammoth à la base de D montre que le passage glaciaire-interglaciaire n'est pas au contact C-D, mais dans la partie inférieure de D1

D2 - sable limoneux humifère (0,7 à 1 %) brun-noirâtre avec une bande noire ferro-manganique continue à la base. L'horizon B ferrugineux du sol se trouve au sommet de D1 (couches 7-8 de D-1981) où apparaissent des gélifracsts (craie, silex : couche 7). Macrofaune en D2. Quelques pollens altérés (pin surtout)

D3 - sol grisâtre discontinu limoneux à argileux avec un lit d'argile noire (couche 3, D-1981) au sommet. La faune malacologique est abondante en D1 [sommet], D2, D3, (J.J.P.) : interglaciaire (optimum) en D1, elle passe à une faune à *Arianta arbustorum* et *Bradybaena fruticum* de Début Glaciaire au sommet de D1 ou base de D2 (D-1981) (couche ocre 2 de D 1974, 6 de D-1981) et en D2, encore plus fraîche en D3 (Rousseau, 1986). La macrofaune de D2 récemment découverte (en D-1981) est en cours d'étude : cervidés nombreux, bovidés, équidés (*Equus hyndrun-tinus* probable), 1 proboscidiien (*Mammuthus primigenius*), rongeur (*Arvicola* cf. *cantiana*) en D2, à caractères assez archaïques (J. Chaline) du Quaternaire moyen

- E : sables lités (E2, E4) à lits limoneux, bruns, avec un horizon humifère E3. Quelques mollusques cassés et flottés
- F : nappe de solifluxion à silex anguleux et à sables rougeâtres. F contient de la faune identique à D1 en moins varié : *Cervus Elaphus*, *Bison priscus*, *Equus cf. mosbachensis*
- G : sable avec quelques silex anguleux : horizon blanchi de sol podzolique dont l'horizon Bs est en F (sables rougeâtres). Parfois l'horizon A humifère est présent
- H : H1 - sable fin souvent un peu calcaire à débris de mollusques, couronné par un sol humifère H2 à fines fentes de gel. Les mollusques (*Hellicella*) indiquent un climat sec et assez froid en H2. Une malacofaune identique, mais moins riche est présente en H1 et en I (en débris). H1 contient aussi : *Cervus elaphus*, *Bison priscus*, *Equus cf. mosbachensis*
- I : sables fins lités. Localement ils érodent en chenal la couche H avec des structures lenticulaires et des galets de silex émoussés
- J,K : dépôt de pente sableux à granules de craie près de la falaise et à silex anguleux, cryoturbé au sommet. Complètement intégré dans un sol à bandes rouges (B en bandes) de plus de 3 m d'épaisseur à l'ouest (profil ABC), ce sol, qui est très érodé dans les coupes actuelles, ressemble au sol éémien défini à Tancarville (couche 2, coupe 2) sous les loess weichséliens
- L : cailloutis de silex anguleux avec pédogenèse post-weichsélienne, bien distincte lorsque K est érodé (partie N-0) avec un petit sol podzolique à B en bandes fines marron

AGE

- préweichsélien en raison du système de nappes alluviales A à I antérieur au système des nappes I et II récentes weichséliennes et de la présence localement d'un sol lessivé très développé au sommet des sables sous L
- "rissien" selon la faune mammalogique, en C,D,E
- datations absolues : 200 000 B.P. à l'ESR au contact D1-D2 (sommet de l'interglaciaire) (Stremme, 1985), la même date obtenue à l'Uranium-thorium par le laboratoire d'Heidelberg étant douteuse en raison de son fort pourcentage de Th 232
- racémisation des acides aminés : S. Occhietti (Géotop, Montréal) et M. Bates (laboratoire Bowen, Londres) en cours

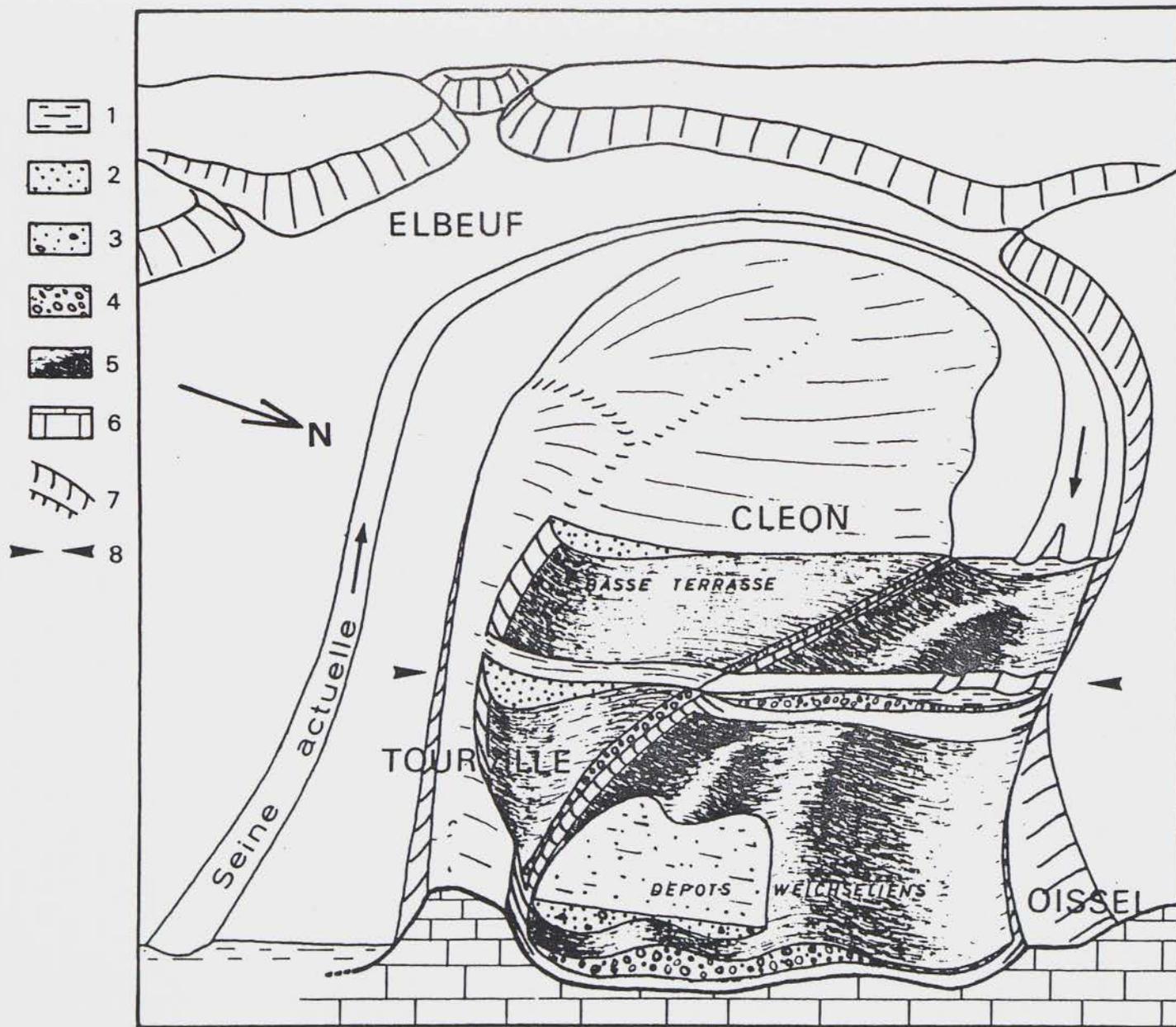


Fig. 8 - Ecorché des alluvions du méandre d'Elbeuf:

1. Alluvions post-glaciaires - 2. Sables périglaciaires - 3. Sables graveleux périglaciaires - 4. Cailloutis -
 5. Toit d'une nappe de cailloutis - 6. Substratum - 7. Talus d'érosion - 8. Coupe

Donc C et E-K sont d'âge saalien et D est un interglaciaire intra-saalien (Assise de Tancarville). Quant à l'interglaciaire B il est soit intrasaalien, soit holsteinien. Sur la base des datations ESR Uranium-thorium et des acides aminés qui mettent le sommet d'Herzeele vers 320 000 (Stremme, 1985; Lautridou, Sommé et al., 1986) une corrélation provisoire Herzeele-Trouville B a été tentée, (Lautridou et Sommé, *ibid*).

Il demeure le problème des sables très épais au-dessus de D. Jusqu'à H l'origine fluviatile (sauf sols et heads) est indéniable (structure, galets roulés ...). Au-dessus, l'étude de C. Gaquerel (1983, 1984) ne permet pas de conclure. L'éolisation est croissante en I mais la dernière mise en place semble liée encore à l'eau. Cet ensemble se retrouve en aval à Tancarville, ce qui pose la question du devenir de cet énorme prisme en aval du Havre.

G. CARPENTIER et J.P. LAUTRIDOU

III - PREHISTOIRE

TOURVILLE-LA-RIVIERE : UN SITE DE BOUCHERIE PROBABLE AU PLEISTOCENE MOYEN SUPERIEUR

Parmi les carrières ouvertes dans le méandre d'Elbeuf de la vallée de la Seine, celle de la "Fosse Marmitaine" (exploitation Devaux) se distingue par l'abondance des vestiges de faune mammalienne, recueillis à divers niveaux de la stratigraphie par G. Carpentier.

La découverte en 1981 d'indices d'une intervention humaine préhistorique dans un des niveaux a motivé l'organisation d'une fouille de sauvetage programmée de 1982 à 1984. Le secteur ayant fait l'objet d'une fouille est aujourd'hui détruit mais plus de 200 mètres carrés ont pu être finement fouillés, livrant un grand nombre de données.

DONNEES GEOMORPHOLOGIQUES

La stratigraphie générale des 40 mètres de sédiments a été établie par P. Martin, G. Carpentier, J.P. Lautridou, C. Gaquerel.

Les niveaux archéologiques (couches D2 et D3) sont constitués d'un sable argileux gris présentant des concentrations d'oxydes ferromanganiques et contenant de nombreux gastéropodes (D2) et d'une argile gris foncé incluant des lentilles de sable fin gris clair (D3); l'épaisseur totale atteint environ 0,50 m au droit de la fouille. D'après la stratigraphie générale, les analyses sédimentologiques et l'étude des faunes, l'ensemble D2-D3 marque une pédogenèse rapportée au début du dernier cycle glaciaire précédant le Weichsélien.

L'étude des données paléo-environnementales étant essentielle pour parvenir à une compréhension et une interprétation satisfaisantes du gisement, de nombreuses coupes ont été relevées en détail dans le niveau D et re-situées topographiquement. Ainsi la couche D2 décrit une légère cuvette adossée à la falaise crayeuse aujourd'hui fossilisée, correspondant probablement à un bras mort, marécageux, du fleuve; la zone fouillée se situe dans le point le plus bas de cette dépression.

PREMIERES DONNEES SUR LA REPARTITION DES VESTIGES

Les ossements constituent l'essentiel des vestiges recueillis. Tous ont été individualisés et reportés sur plan précis, dans les trois dimensions, afin de compléter les informations recueillies à la fouille par une analyse spatiale tenant compte des déterminations. Ce dernier travail est actuellement mené par J.C. Descombes. Les ossements sont dans l'ensemble assez bien conservés mais leur état de surface - hormis pour une zone éloignée de la fouille principale - ne permet pas d'y rechercher d'éventuelles traces de décarnisation ou de découpe. La fragmentation est le plus souvent poussée et n'épargne guère que les vertèbres, phalanges, os du carpe et du tarse et quelques os longs (principalement des métapodes). L'origine anthropique d'une partie au moins de ces fractures, particulièrement pour les os longs, est déduite des stigmates caractéristiques.

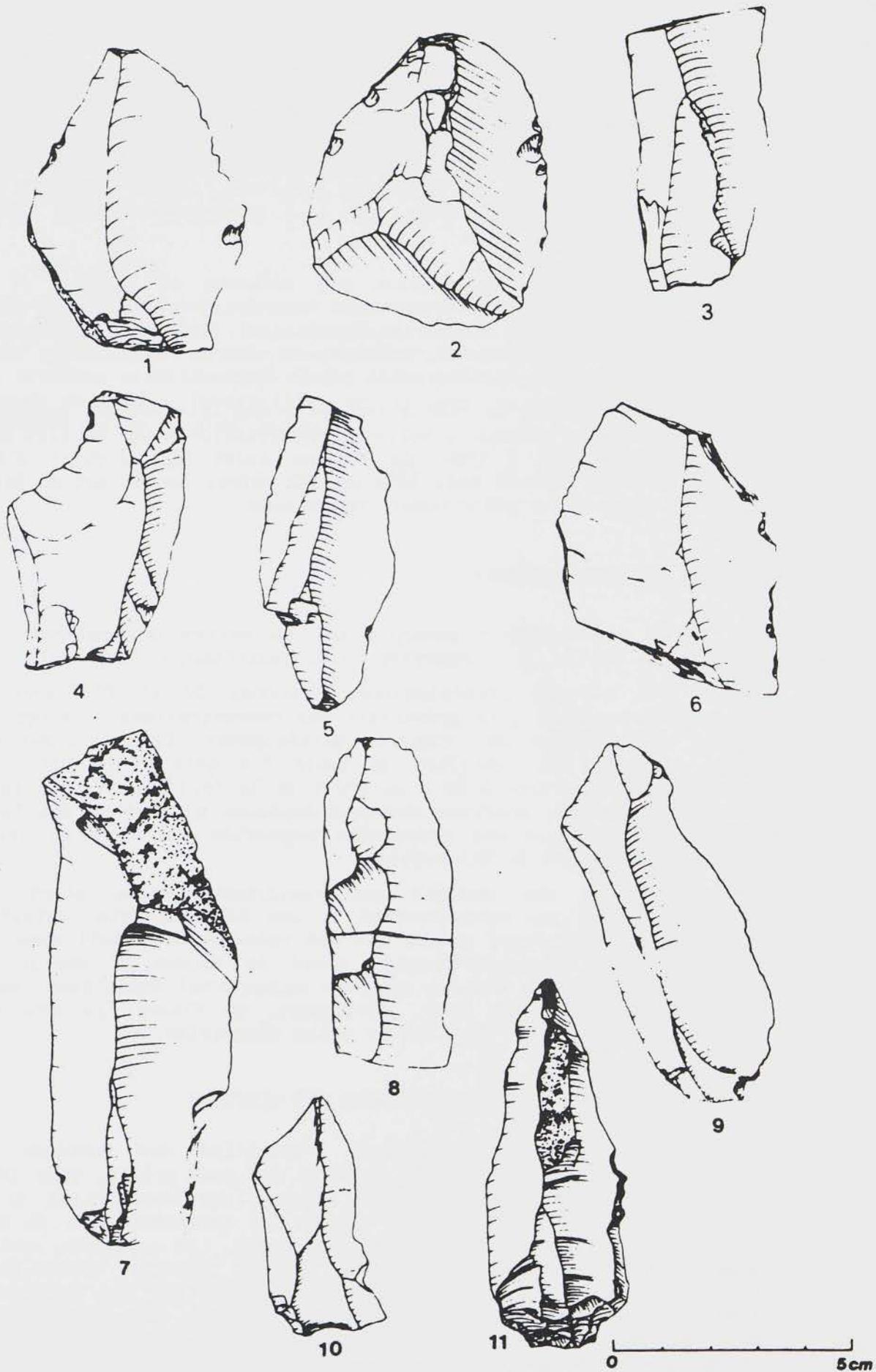


Fig. 9 - Silex taillés, en grande majorité levalloisiens, associés aux restes de grande faune quaternaire de Tourville-la-Rivière.

Du point de vue des espèces, les herbivores sont quasi exclusivement présents; les cervidés dominent nettement, suivis des bovidés et des équidés. Les parties anatomiques principalement représentées, hormis les bois de cervidé très abondants - fait constaté dans bon nombre de sites paléolithiques - sont les dents et maxillaires, les extrémités (métapodes, tarsiens et carpiens, phalanges), les vertèbres.

Cette double répartition peut être expliquée par le choix alimentaire effectué par les préhistoriques, hypothèse qui sera éprouvée par l'analyse taphonomique dès que les déterminations précises seront terminées.

Verticalement les vestiges s'étagent sur 0,20 m à 0,30 m d'épaisseur dans la moitié supérieure de la couche ; il ne s'agit donc pas d'un sol archéologique à proprement parler, et l'incorporation des vestiges dans le sédiment est probablement antérieure aux actions pédogénétiques mais il semble que la fréquentation préhistorique ait été d'assez courte durée, autorisant à considérer l'ensemble comme suffisamment homogène pour une analyse paléolithique.

La répartition des ossements dans la zone fouillée est assez uniforme, les concentrations d'ossements sont rares: dans un cas, il s'agit d'une carcasse (cage thoracique) inscrite dans une dépression tapissée de cailloutis; dans les autres, ces parties anatomiques et espèces sont mêlées. Les connexions anatomiques sont rares et concernent surtout des articulations de patte; le plus souvent, il y a plutôt associations d'ossements désarticulés mais restés jointifs, de pattes, phalanges ou vertèbres.

L'INDUSTRIE LITHIQUE

Peu abondante (une trentaine d'artefacts et quelques esquilles), elle est taillée dans des galets et rognons de silex prélevés à proximité immédiate.

S'il n'y a pas d'outils - hormis un ou deux éclats portant encoche ou denticulations - plusieurs lames portent de fines traces d'utilisation le long du tranchant.

Les produits de débitage sont essentiellement laminaires et de technique levallois; cependant, les nucléus (au nombre de 3) sont globuleux et assez calibrés.

On pourrait penser à une utilisation respectivement pour la découpe et la désarticulation de ces deux catégories d'artefacts, d'autant qu'un nucléus - réutilisé en percuteur net - est associé à des éléments désarticulés d'une patte d'équidé.

Les perspectives d'étude du site de Tourville paraissent donc extrêmement riches et nécessiteront une approche pluridisciplinaire.

Luc VALLIN

Gérard CARPENTIER

S A I N T - P I E R R E - L È S - E L B E U F

Loess récents, loess anciens et sols interglaciaires.
Industrie préhistorique.

PREMIERE COUPE : LES LOESS WEICHSELIENS

SITUATION

Les loess épais de Saint-Pierre-lès-Elbeuf, exploités par de nombreuses briqueteries maintenant abandonnées, se sont accumulés au-dessus de la terrasse moyenne de la Seine (à 35 m NGF) dans l'angle entre la falaise fossile et les graviers de la Seine (effet de piège comme pour les heads des côtes normandes). Les loess sont face à l'Est, à la confluence de la Seine et d'une petite rivière, l'Oison. Les limons les plus récents décrits dans cette page sont bien visibles au bord du parking de la Société Witco (C4).

STRATIGRAPHIE DES LOESS RECENTS

L'étude stratigraphique (Lautridou, 1969, 1974) a été complétée par l'examen micromorphologique des paléosols (Goldberg, Fedoroff, 1982 [publication en anglais]). De bas en haut, on observe :

- le paléosol éémien Elbeuf I - couche 6 : horizon B3t de sol brun lessivé à revêtements argileux (yellow, brown hyaline argillans) sur loess saalien à doublets peu nets (7) - 7,5 YR
- le paléosol noir 5bis, organique (1 %) à grosses taches jaunes (crotovines). C'est un sol gris forestier du type des sols actuels de la Pologne à Moscou, développé sur des colluvions du sol éémien (papules). Il comporte un "mollic epipedon" noirâtre puis vers le bas un horizon gris à tendance albique (albic) à fins lits brunâtres et avec quelques concrétions ferromanganiques. Sous l'épipédon mollique on observe des : "red-brown clayey matrans", "laminated dusty argillans", ainsi que des siltanes. Ces revêtements pénètrent dans l'horizon B3t éémien qui possède ainsi les produits d'illuviation du paléosol 5bis. Ils nécessitent un régime hydrique contrasté (neige). L'activité biologique est intense (isotubules, aggotubules, crotovines). Des fentes de gel ("soil-wedges") pénètrent (comme à Iville) dans le paléosol 6 ; elles s'ouvrent un peu au-dessus du cailloutis entre 6 et 5.
- le paléosol brun-noir 5 moins net que le précédent à grandes taches jaune-ocre (du type des sols tachetés d'Europe Centrale). C'est aussi un sol gris forestier mais plus steppique que le sol 5bis : pas de siltanes et une intense activité biologique (crotovines). L'horizon 5 correspond à l'épipédon mollique. Les coatings ("red-brown bedded argillans") pénètrent dans le paléosol 5bis et dans le paléosol éémien.

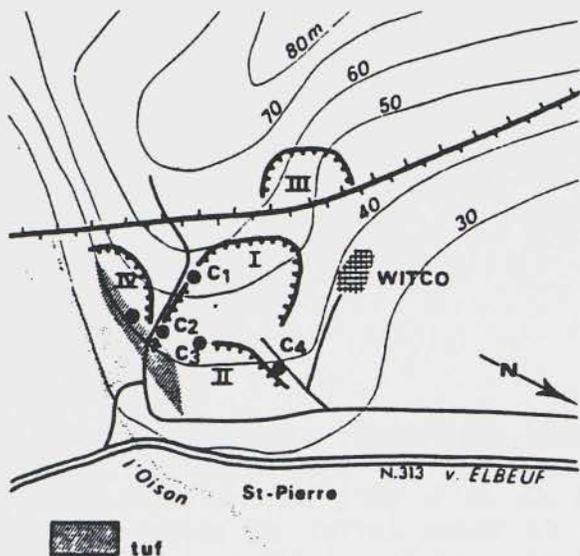


Fig. 1 -

Saint-Pierre-lès-Elbeuf : sketch map of the brick pits. C. 4 weichsélian loess C1 - C2 old loess, tufa.

Saint-Pierre-lès-Elbeuf : croquis de localisation. C. 4 : loess récents, parois C.1 à C.2 : loess anciens

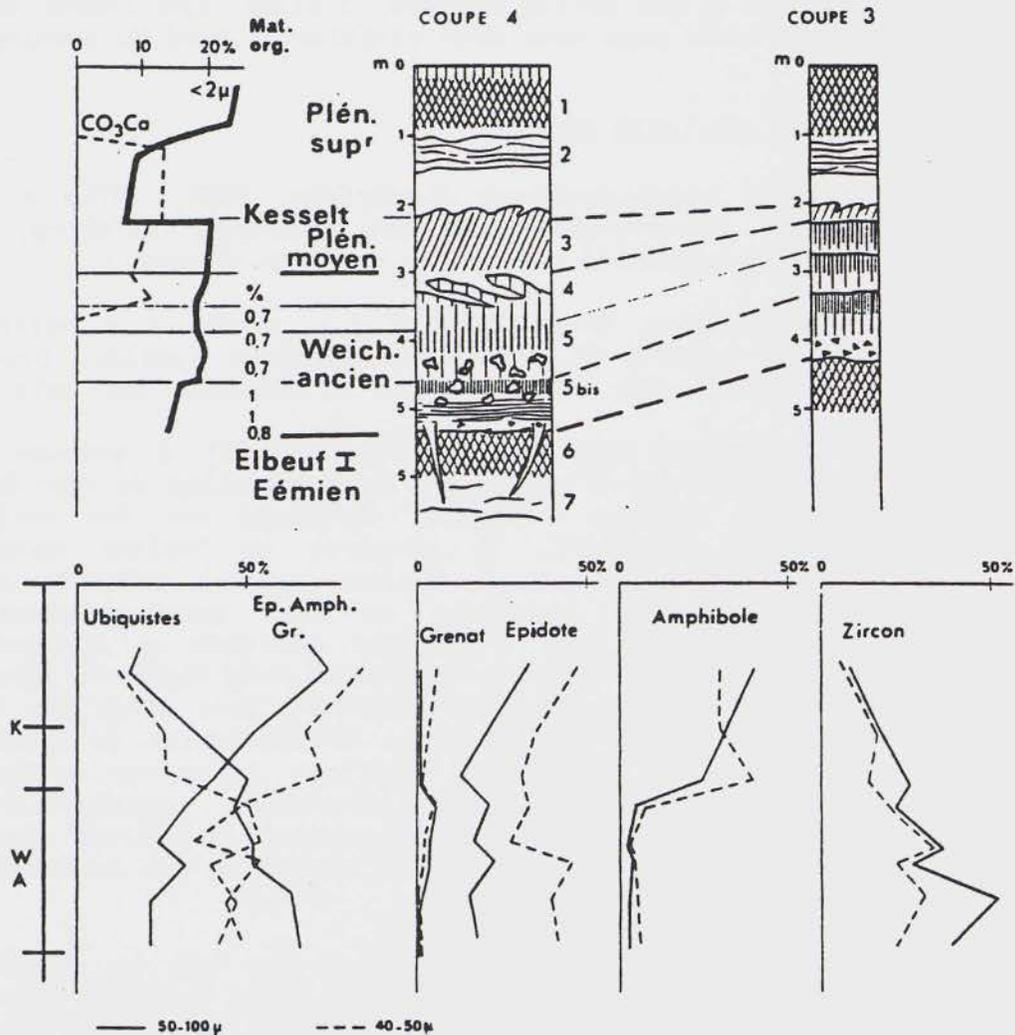


Fig. 2 -

Saint-Pierre-lès-Elbeuf, section 4 : the Weichselian loess - Mat. org : organic matter - Plén. sup. : Upper Pleniglacial - Plén. moyen : Middle Pleniglacial - Weich. ancien : Early Glacial - Eémien : Eemian - Heavy minerals (below) : Ubiquistes : Zircon, tourmaline, rutile - Gr - Grenat : garnet - WA : Early Glacial

Saint-Pierre-lès-Elbeuf , coupe 4 : les loess weichséliens

Cette interprétation des sols noirs est discutée par B. Van Vliet-Lanoë qui les interprète comme des sols arctiques.

- . Horizon 4 : reste de sol humique brunâtre et géliflué. L'ensemble de ces sols noirs correspond au Weichsélien ancien.
- . Loess jaune calcaire un peu ocre : horizon 3
- . Loess gris jaune, calcaire avec traces peu visibles de litage : horizon 2
- . Horizon 1 : sol brun lessivé post-weichsélien en partie enlevé par l'homme (limite de briqueterie)

Pollens : uniquement des composées liguliflores, spectre non valable (pollens non résistants altérés)

Datation absolue : 21000 ± 600 Gif (Gif 1421) pour le sol noir 5 bis. Contamination par de la matière organique récente.

CONCLUSIONS

Nous définissons ici la **séquence loessique séquanienne** (de l'adjectif de Seine) du Weichsélien à loess carbonatés et à horizons humifères du Weichsélien ancien en général érodés sur le plateau (séquence normande) qui ressemblent tout à fait au pédocomplexe *Stillfried A* (Eémien-Weichsélien ancien) d'Europe Centrale. Des corrélations avec d'autres sols noirs décrits par B. Van Vliet-Lanoë (1986) sont possibles. Le sol inférieur serait équivalent de ceux (D2,D3) attribués à St-Germain I ou II et le supérieur à D4 ("Ognon") selon B. Van Vliet-Lanoë (1987).

Le contact cryoturbé entre les deux loess pléni-glaciaires est assimilé au Sol de Kesselt sans en avoir vraiment le faciès aussi géliflué. Comme dans les autres loess weichséliens, la smectite et l'épidote-amphibole (association marine) prédominent. Par contre le limon du Weichsélien ancien qui provient du remaniement du Saalien contient plus de zircon et de tourmaline. Cette inversion minéralogique nette dans la fraction habituellement étudiée (50-100 ou 50-160 micromètres) est moins marquée dans la fraction 40-50 micromètres, plus caractéristique du sédiment loessique.

J.P. LAUTRIDOU

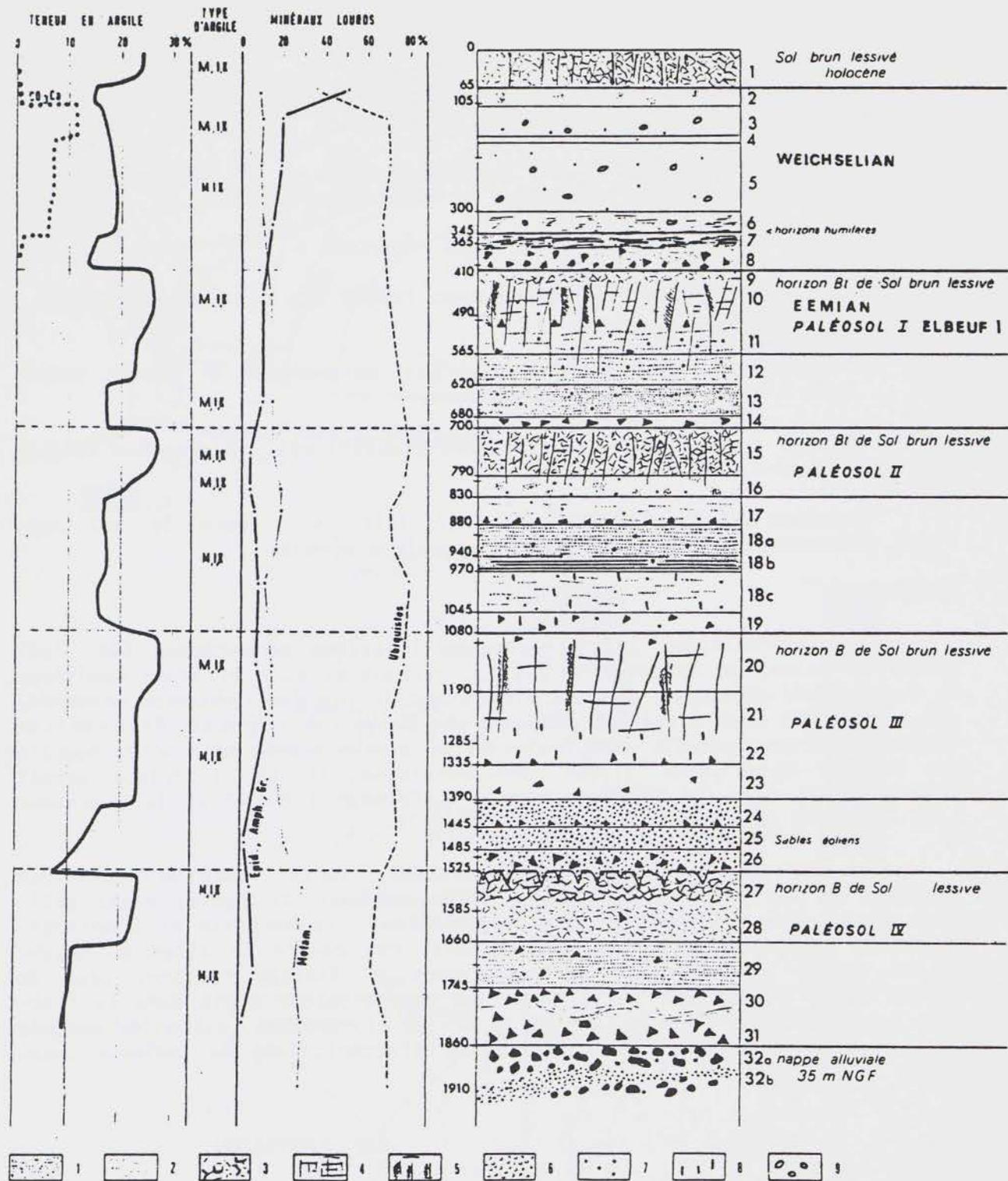


Fig. 3 -

Saint-Pierre-lès-Elbeuf : section 1

1 limons à doublets - 2 badly bedded limon à doublets - 3 polyedric structure - 4 prismatic structure
 5 iron - manganese coatings - 6 sands - 7 black iron - manganese concretions - 8 black iron - manganese tubes - 9 calcareous concretions.

Left columns : clay content, X Ray (M : Smectite), heavy minerals (Gr : garnet)

Saint-Pierre-lès-Elbeuf : coupe 1

1 limon à doublets - 2 limon à traînées grises - 3 structure polyédrique - 4 prismatique -
 5 revêtements ferro-manganiques - 6 sables - 7-8 points noirs et tubes noirs ferro-manganiques - 9 pouppées

M : smectite

LES LOESS ANCIENS, LE TUF

SITUATION

La grande paroi de l'ancienne briqueterie Chedeville, maintenant classée par l'Etat français (en 1968) montre des loess au-dessus de la terrasse moyenne altérée de la Seine à galets émoussés de silex.

STRATIGRAPHIE

Les travaux de nettoyage de la paroi (1968), haute de 19 m à l'extrémité, ont permis de définir la stratigraphie (Lautridou *et al.*, 1969), en particulier à partir de la coupe 1.

Coupe 1

De haut en bas, nous distinguons :

- séquence weichsélienne identique à celle de la p.85 , avec des loess (2 à 5) et des sols gris forestiers(6-7) sur le cailloutis 8
- horizon **Bt de sol brun lessivé (Elbeuf I)** n° 9-10 (7,5 YR), au-dessus de loess (limons à doublets) 11 à 13. Cailloutis 14
- horizon **Bt de sol brun lessivé (15-16) : Elbeuf II** (7,5 YR), au-dessus de limon à doublets 17-18. Cailloutis 19
- complexe de paléosols : horizon **Bt de sol brun lessivé 20-21 (Elbeuf III)** (7,5 YR), au-dessus d'un sol brun 23 développé sur loess puis sables limoneux jaunâtres 24 à 26 avec des silex anguleux ou subémoussés
- horizon **Bt de sol lessivé 27-28 (Elbeuf IV)** (7,5 à 5 YR) sur limon lité 29 puis sable limoneux jaune à silex anguleux à subémoussés 30-31
- **nappe alluviale** de galets émoussés avec du sable gris jaune

Nous avons donc sous le Weichsélien 4 cycles loessiques de type normand (cailloutis, limons à doublets, sol brun lessivé interglaciaire). Au point de vue micromorphologique Elbeuf I et Elbeuf II se ressemblent (analyse R. Paepe ; Lautridou *et al.*, 1974 ; étude détaillée en cours : B. Lanoë, Paepe). Le sol Elbeuf III est un peu moins développé. Par contre, Elbeuf IV est plus altéré et un peu plus coloré (7,5 à 5 YR).

Un autre point important concerne les sables fluviatiles de l'Oison 24 à 26 qui passent à des sables blancs (coupe 2) surmontés par un tuf calcaire de prairie :

le tuf calcaire : les premières déterminations de Germain (1907) et de Kennard (Breuil, 1952) avaient montré le caractère interglaciaire de la faune à *Zonites aciaeformis* et *Helix chouquoutiana*. Les nouvelles recherches (Puissegur) confirment le caractère forestier humide à flaques d'eau semi-permanentes (Lautridou *et al.*, 1974-1977). Présence d'*hygromia cincitella* (espèce méridionale) et de *Laminifera pauli* vivant sur la côte atlantique des Pyrénées ainsi que d'une espèce nouvelle (D.D. Rousseau et J.J. Puisségur, Bull. 32 du Centre, voir aussi en présentation générale).

Il y a donc à Saint-Pierre, au-dessus d'une terrasse ancienne (32), un loess (29) remanié par la rivière l'Oison et profondément altéré (Elbeuf IV : plus développé que le Sol actuel) : ce sol (27-28) est recouvert à nouveau par des limons et sables de l'Oison (24-26) qui se terminent par un tuf de climat atlantique un peu plus chaud que l'actuel. Le froid reprend avec une malacofaune pauvre et des marmottes (pénétrant dans le tuf par des terriers) et le dépôt de loess anciens 23 à 9 interrompus par des pédogenèses interglaciaires. Il y a donc 4 cycles loessiques et 4 paléosols interglaciaires (I à IV) qui doivent être intrasaaliens en grande partie étant donné le nombre de terrasses et de paléosols antérieurs à cette séquence. La terrasse de Tourville étant très proche, nous corrélons les interglaciaires D et B de Tourville à Elbeuf II et III. Elbeuf III (et IV ?) correspondrait à l'Holsteinien, et Elbeuf II serait intrasaalien (Lautridou, Sommé *et al.*, 1986).

Acides aminés : travaux en cours (tuf calcaire)

Pollens : pas de pollens. **Paléomagnétisme** : polarité normale (Biquand *et al.*, 1979), **thermoluminescence** A. Wintle, en cours. **Minéraux lourds** : l'opposition classique entre les loess anciens à zircon-tourmaline et les loess récents à épidote-amphibole est en fait moins nette qu'il n'avait été dit : il y a un loess ancien supérieur de transition (voir en présentation générale : S. Balescu). Le loess de base remanié par l'Oison a plus de minéraux de métamorphisme (apport local). **Argile** : prédominance de la smectite, surtout au sommet.

J.P. LAUTRIDOU

M.E.B. : les échantillons prélevés à la base du sol éémien (Elbeuf I) dans l'unité 11 ont un squelette de silt grossier avec de l'argile largement dispersée qui se présente sous forme de revêtements et de ponts. On note la présence de fer, de silice et d'alumine avec un peu de potassium et des traces de calcium et titane. Les revêtements argileux sont localement très enrichis en fer. L'activité biologique provoque en certains points une forte anisotropie parallèle aux tubulures liées à la faune dont la surface est couverte de revêtements argileux (avec de l'alumine, silice, fer). En dépit des perturbations liées à la faune et aux migrations d'argile le squelette silteux ne possède pas d'orientations préférentielles et conserve le fort pourcentage de vides des silts éoliens.

E. DERBYSHIRE

Fig. 4 -

- Corrélations between the glacial and interglacial periods of Tourville (low terrace) and Saint-Pierre-lès-Elbeuf (loess)

- Tentative de corrélations entre les périodes glaciaires et interglaciaires définies dans les sédiments fluviatiles et fluvio-marins de Tourville et dans les loess de Saint-Pierre

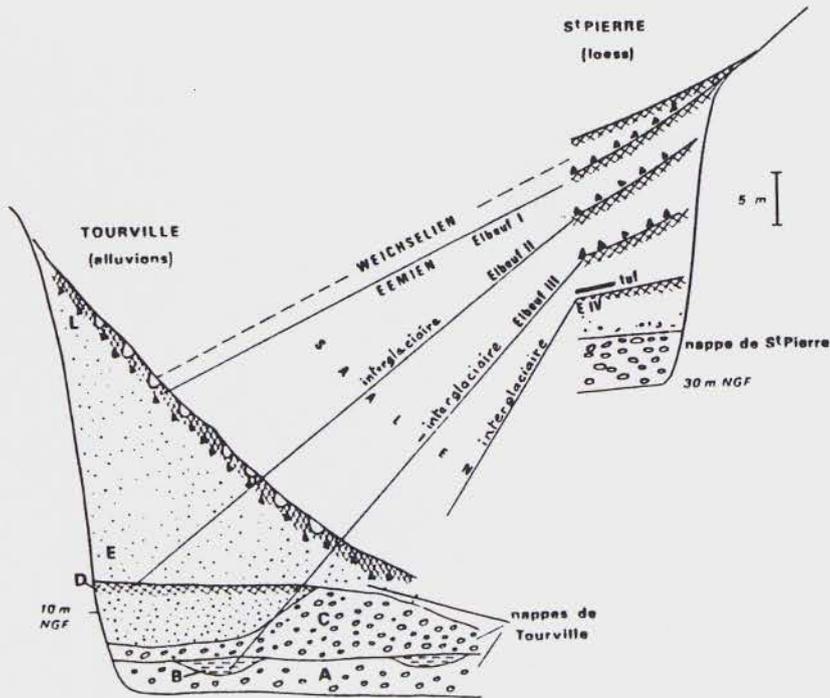
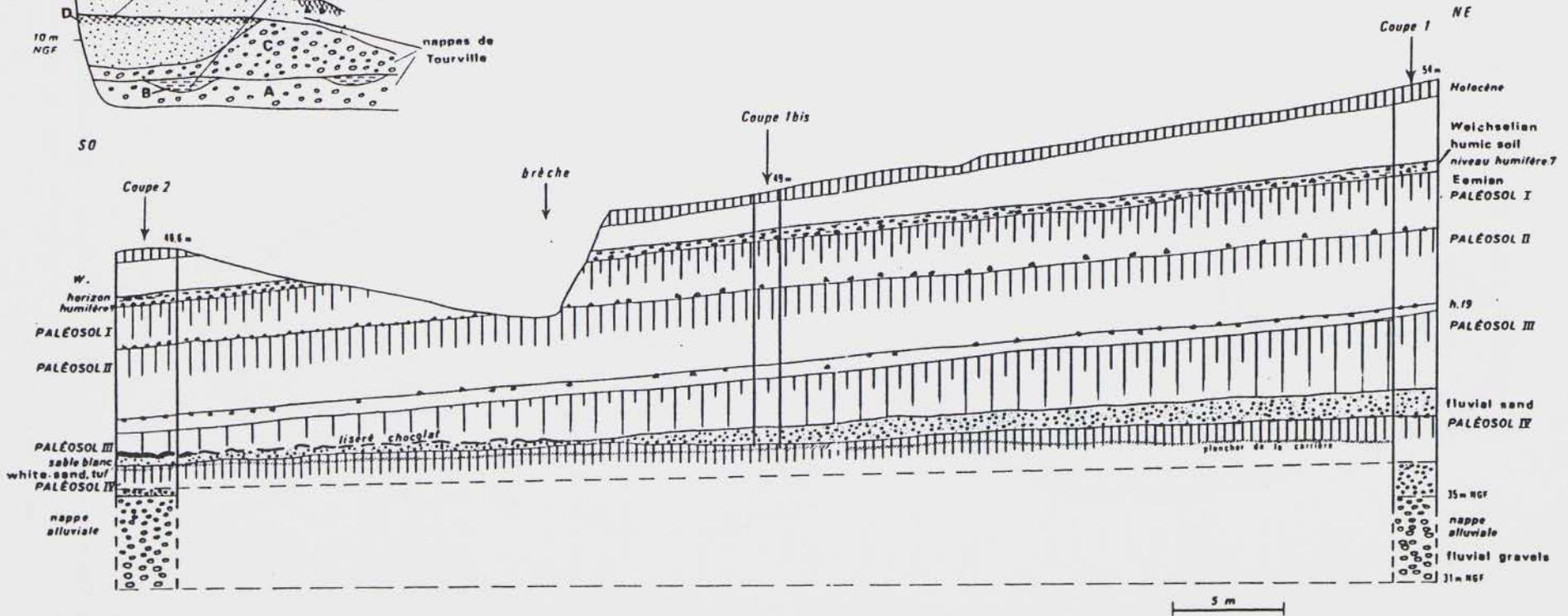


Fig. 5 -

Saint-Pierre-lès-Elbeuf : the main section (C.1 - C.2). «liseré chocolat» : thin brown layer of argillans (palaeosol III) fixed upon the calcareous tufa (B tête)

Saint-Pierre-lès-Elbeuf : la paroi principale (C1 - C2). Le liseré chocolat correspond à B tête, les revêtements argileux d'illuviation du palaeosol III se bloquant sur le tuf calcaire



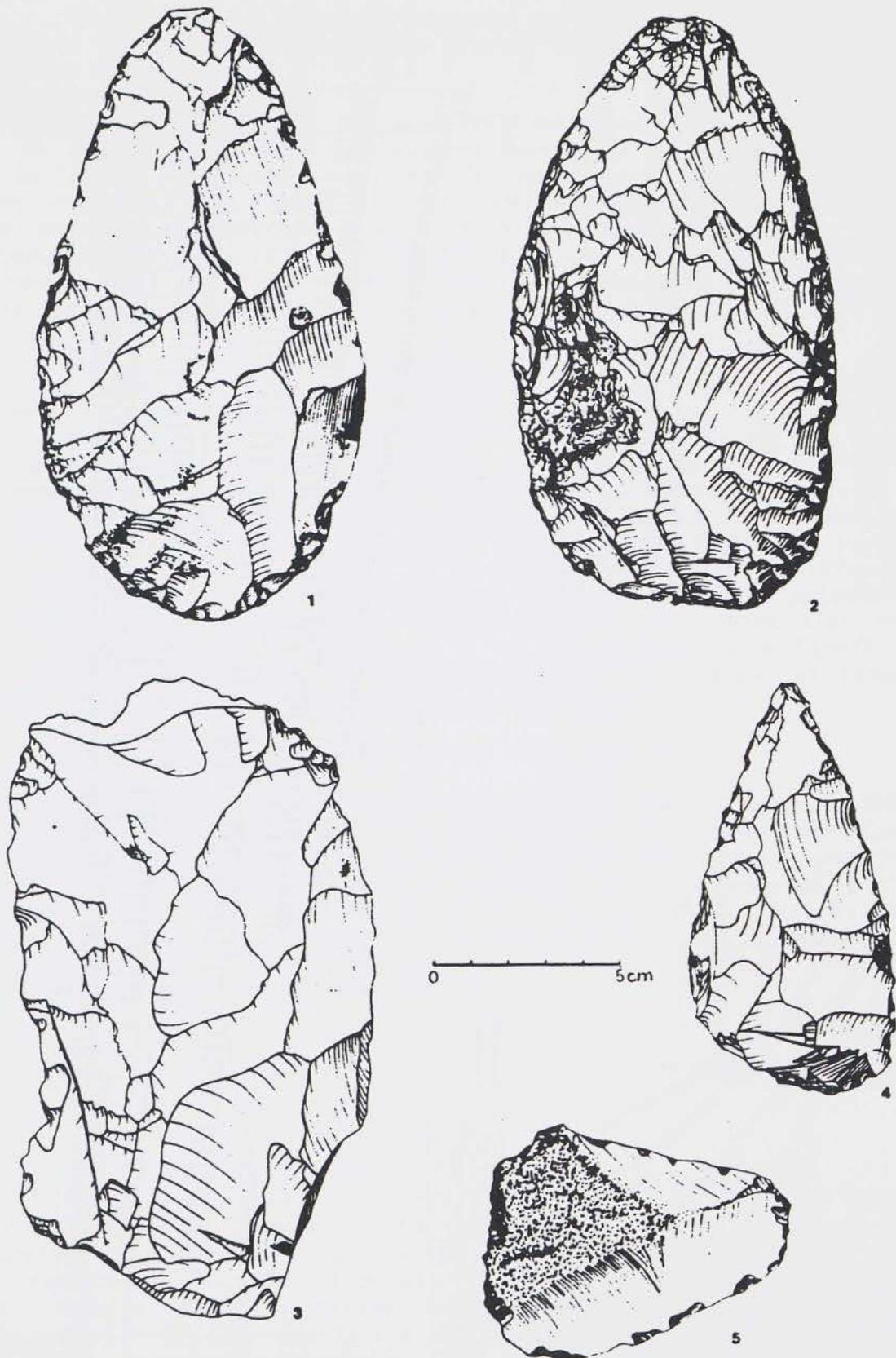


Fig. 6 : Industrie récemment mise au jour à Saint-Pierre-lès-Elbeuf :
1 à 4 : bifaces (n° 1 : en place dans le paléosol Elbeuf III) ; 5 : éclat émoussé provenant
de la nappe alluviale.

LES INDUSTRIES PREHISTORIQUES DES ANCIENNES CARRIERES DE SAINT-PIERRE-LÈS-ELBEUF (SEINE-MARITIME)

I - De nombreux chercheurs ont étudié les célèbres coupes de Saint-Pierre-lès-Elbeuf, ainsi que les objets qu'ils y ont découvert, à raison de quelques pièces ou de petits lots à chaque fois, de sorte que le bilan scientifique reste bien modeste, sans commune mesure avec l'intérêt exceptionnel du gisement où des milliers de silex taillés ont été à coup sûr mis au jour ; mais ils ont été recueillis sans le moindre souci de provenance stratigraphique et n'ont presque tous, hélas, servi qu'à alimenter collections privées, échanges, etc... commerces clandestins.

Les meilleures études sont celles de P.J. Chèdeville, F. Bordes et G. Verron. Les données publiées par P.J. Chèdeville sont assez remarquables pour l'époque (fin du siècle dernier), mais à peu près inutilisables aujourd'hui. D'après le seul état physique des pièces qu'il a eues entre les mains F. Bordes a distingué cinq séries. G. Verron a tenté, en 1969, de rattacher les industries aux chronostratigraphies proposées par J.P. Lautridou : **Paléolithique supérieur** (position indéterminée), **Moustérien** (couches 4 à 6), c'est-à-dire au sommet et juste au-dessus des horizons humifères, **Micoquien** (couches 7 à 9 ; horizons humifères et paléosol Elbeuf I), **Acheuléen** à 2 niveaux principaux (base du dernier loess ancien ; sables éoliens et paléosol Elbeuf IV), et, enfin, **industrie ancienne** provenant des graviers sous-jacents aux limons (?).

II - Depuis 1969, l'existence d'objets dispersés ou de collections nous a été signalée ; leur intérêt scientifique reste limitée pour les mêmes raisons que celles qui ont été signalées plus haut. Ainsi, la collection DROUET, rentrée en 1977 au Musée d'Elbeuf, comprend une série d'environ 150 pièces qui pourraient provenir de la "Briqueterie Liorel" :

- 138, dont quelques outils "essentiels", sont fraîches ; elles sont peu ou pas patinées (voile grisâtre ou bleuâtre très faible) et plus ou moins lustrées ; il s'agit d'un lot manifestement trié (sur-représentation du débitage levalloisien), sans aucun biface ; certaines pièces comportent des traces de limon jaune, ou rouge, ou blanchâtre
- 7 ou 8 ont une patine blanche plus profonde
- enfin 8, sans patine et très lustrées, ont des arêtes très émoussées et sont ébréchées.

III - Les trouvailles récentes ne consistent qu'en une quinzaine d'objets lithiques mis au jour, soit à l'occasion des réaménagements successifs des coupes :

- quelques silex taillés à la base des limons weichséliens dans la coupe 3,

- un éclat émoussé provenant selon toute vraisemblance de la nappe alluviale de l'Oison (couche 32) ; il s'agirait donc de l'un des témoins les plus anciens du gisement, sinon de la région,

soit à l'occasion des importants terrassements liés à l'agrandissement de l'usine WITCO (trouvailles G. Carpentier, 1980 et 1983) :

- un éclat levalloisien avec retouches sur face plane, un très beau racloir simple convexe avec des denticulations sur l'autre bord, un biface d'assez mauvaise facture et très endommagé, un hachereau cassé à son extrémité : patine bleutée légère, diversement accentuée selon les faces, et lustrage moyen,

- un éclat levalloisien triangulaire atypique et un biface de type lancéolé : patine blanche et lustrage (sur une seule face pour le biface),

- un très beau biface de type acheuléen et un grand racloir double biconvexe : patine grise très faible et lustrage très léger,

- un biface de type acheuléen, à patine gris-jaune, lustré et aux arêtes émoussées. Il s'agit de la seule pièce trouvée en place au sommet du paléosol Elbeuf III ; les autres pièces ont été rencontrées, en position remaniée, approximativement au même endroit, elles pourraient provenir du même horizon.

G. FOSSE

D E U X I E M E J O U R N E E

29 Mai 1987

Saint-Romain
Epouville
Tancarville
Pointe de la Roque
Glos

S A I N T - R O M A I N

· Limons à doublets et sols interglaciaires sur plateau.

LES "LIMONS A DOUBLETS" ET LA SEQUENCE

LOESSIQUE NORMANDE

SITUATION

L'ancienne briqueterie se situe à 120 m sur le plateau du Pays de Caux ; elle exploitait des loess en position d'interfluve entre deux vallons secs.

LES LIMONS A DOUBLETS

Définition des limons à doublets (Lautridou, 1968 ; Lautridou *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985) : Saint-Romain est la coupe de référence pour les limons à doublets, terme proposé par Graindor (1948) pour un faciès particulier de loess normand. C'est un limon **non carbonaté**, constitué par une **alternance de lits** marron et de lits gris-jaune dont l'épaisseur varie de 1 à 20 mm, la plus fréquente se situant entre 1 et 10 mm. Le passage du lit jaune au lit marron sus-jacent est progressif ; par contre la coupure au sommet du lit marron est très marquée. Le lit brun contient plus d'argile fine et de fer que le lit gris-jaune. La longueur d'un lit dépasse rarement 30 cm. Présence de petites concrétions noires ferromanganiques et de bioturbations. Le gradient est net : de haut en bas les doublets deviennent moins épais et moins nets.

La description détaillée de ce faciès et sa genèse sont données dans la présentation générale B Stratigraphie, Paléoclimat..., 3 les limons à doublets. Ce faciès a été parfois confondu avec d'autres limons lités. Il est lié (cf. infra) à un début de lessivage après décarbonatation en milieu froid (Lautridou, 1985 ; Van Vliet-Lanoë, 1987) effectué en liaison avec le Sol de Kesselt (génération du loess inférieur récent) et surtout à la fin du dépôt de loess récent supérieur soit au Tardiglaciaire selon Lautridou (1985), soit selon les travaux récents de B. Van Vliet-Lanoë à la fin du Pléniglaciaire supérieur (cf. infra). Des études au MEB de E. Derbyshire complètent ces recherches micromorphologiques (B. Van Vliet). Signalons que les loess anciens ont aussi ce faciès.

Examen au microscope MEB et à l'EDAX (E. Derbyshire)

L'analyse au MEB a été effectuée sur des limons à doublets à 1,6 m (SR1), 1,89 m (Pléniglaciaire supérieur) et à 4,8 m (SR2) et 5,9 m de profondeur (loess anciens).

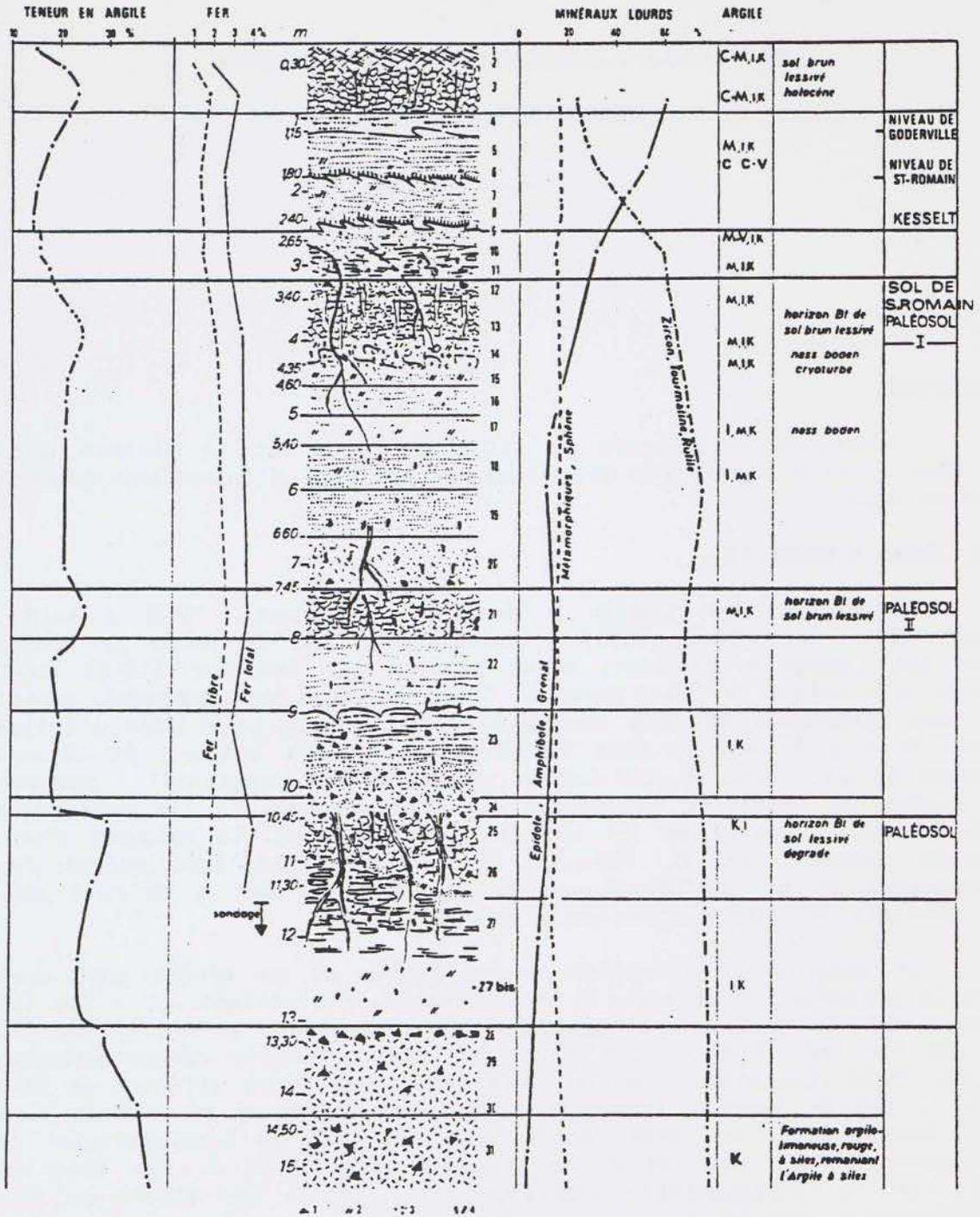


Fig. 1 - Saint-Romain : coupe 4: 1, silex ; 2, taches orange ; 3, points noirs ; 4, tubulures noires ; petits points alignés = limon à doublets ; polyèdres = structure polyédrique ; feuillets = structure lamellaire.

Saint-Romain : Loess section (LAUTRIDOU 1965, 1968, 1977) 1 flint - 2 orange stains - 3 black iron-manganese concretions - 4 black tubes

M : Smectite - C : Chlorite - I : Illite - K : Kaolinite - Teneur en argile : clay content - Fer : Iron - Minéraux lourds : heavy minerals - Grenat : garnet

L'échantillon de loess récent (1,89 m) possède une structure homogène sans orientation préférentielle avec des **bioturbations** nombreuses et du **creep** qui ont détruit une éventuelle disposition orientée et rendu la masse silteuse du doublet très compacte localement. Les grains sont entourés **d'adhérences argileuses** et de **coatings** et les **ponts d'argile**, très épais, contiennent beaucoup de calcium. Le façonnement de certains grains (feldspath, amphiboles) est très marqué. Il y a beaucoup d'argile fine dans les lits bruns principalement sous forme de coatings et d'adhérences.

Le limon à doublets SR1 (loess récent) montre une alternance nette de lits bruns riches en argile et de lits gris pauvres en argile, ces derniers ayant un fort pourcentage de vides et localement, pratiquement pas d'argile bien que certains grains aient des coatings et des adhérences argileuses. On observe une **orientation vers le nord** très évidente. Les lits bruns sont caractérisés par des ponts argileux reliant la plupart des grains et par quelques nets coatings argileux épais (à la surface des silts) dans lesquels Si, Al et Fe sont présents presque exclusivement. Il n'y a pas de trace de calcium, et la présence de nombreux vides et d'une structure orientée à doublets indique l'absence d'un tassement important.

L'échantillon à 4,8 m de profondeur (loess ancien) montre une matrice argileuse largement répartie sous forme de ponts et de revêtements, tous deux enrichis en fer. L'examen à l'EDAX suggère une absence ou une présence très limitée de calcium. Localement une pente faible vers le sud est visible. Quelques façonnements de feldspaths peuvent être observés. En dépit de la présence en abondance de ponts et revêtements argileux, le squelette silteux est discernable et une structure de tassement ne semble pas évidente.

La structure des limons à doublets inférieurs (loess ancien) n'est pas aussi nettement anisotropique que dans le loess récent d'Iville (limon à doublets) au sud de St-Pierre-lès-Elbeuf. Bien qu'à Iville les coatings d'argile soient importants, les doublets n'ont pas été fortement bioturbés. A St-Romain des gradients granulométriques de silts sont très localisés, mais des **discontinuités** existent qui peuvent correspondre à des surfaces d'érosion. Ceci, s'ajoutant à l'**anisotropie très évidente**, suggère un **transport de faible énergie à l'état saturé lors de la fonte saisonnière, suivie par une migration d'argile et de fer.**

LITHOSTRATIGRAPHIE ET CHRONOSTRATIGRAPHIE (J.P. Lautridou)

A Saint-Romain nous définissons la **séquence weichsélienne normande**, avec de bas en haut le **Sol de Saint-Romain** (n° 12-13) éémien en partie déformé au sommet par creeping, le limon brun feuilleté de gélifluxion (n° 10-11) du Weichsélien ancien, le loess (n° 9) récent inférieur presque totalement tronqué dans la coupe actuelle, plus épais dans les anciennes coupes, le loess récent supérieur (n° 4 à 8). Entre les deux loess on reconnaît le Sol de Kesselt (que nous avons parfois appelé Niveau de Kesselt) à langues de gélifluxion (voir à présentation générale : B Stratigraphie). Dans le loess récent nous distinguons le **Niveau de Saint-Romain** (entre n° 8 et 7) à fentes obliques et à traces de matière organique et au sommet le **Niveau de Goderville** qui est ici touché par la pédogenèse de surface (Sol brun lessivé 1 à 3).

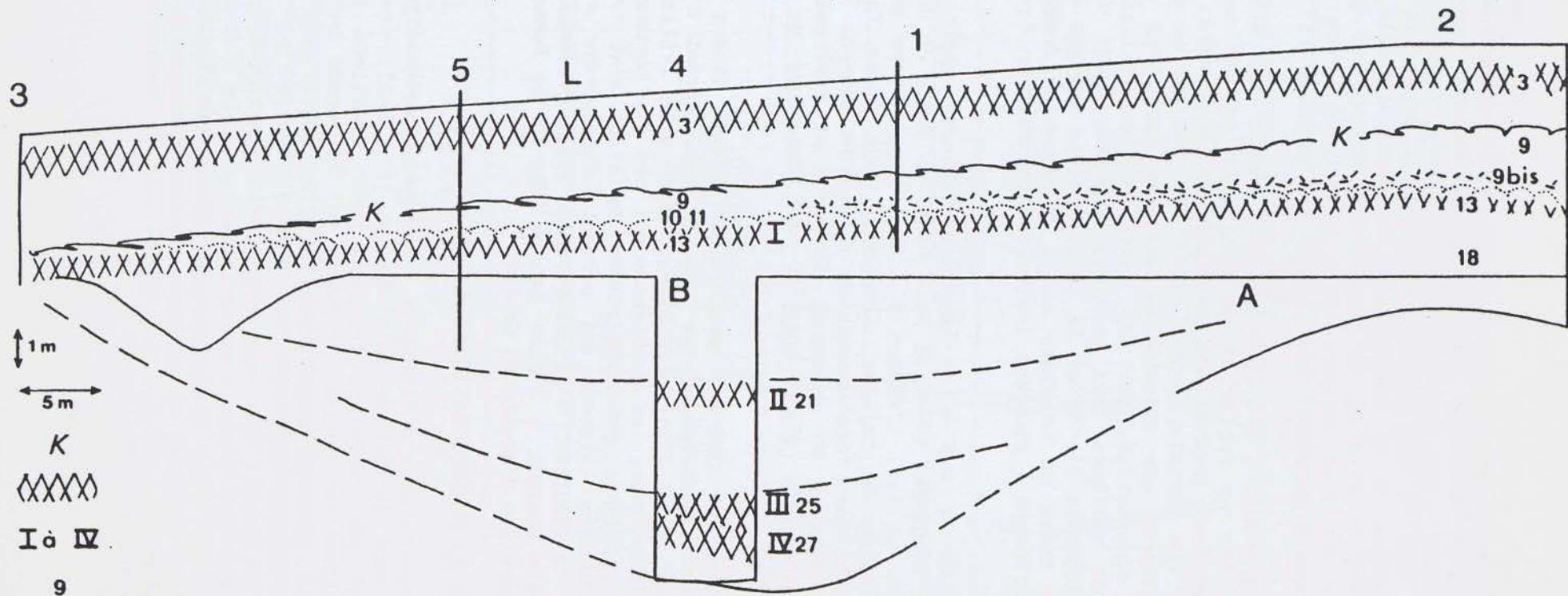


Fig. 2 - Saint-Romain : profil d'ensemble de la moitié supérieure du versant: coupes 1 - 2 - 3 de l'ancienne briqueterie et de la paroi 4.

Fig. 2 - Section across the whole of the present upper half of the slope (with sections 1-2-3) of the wall 4

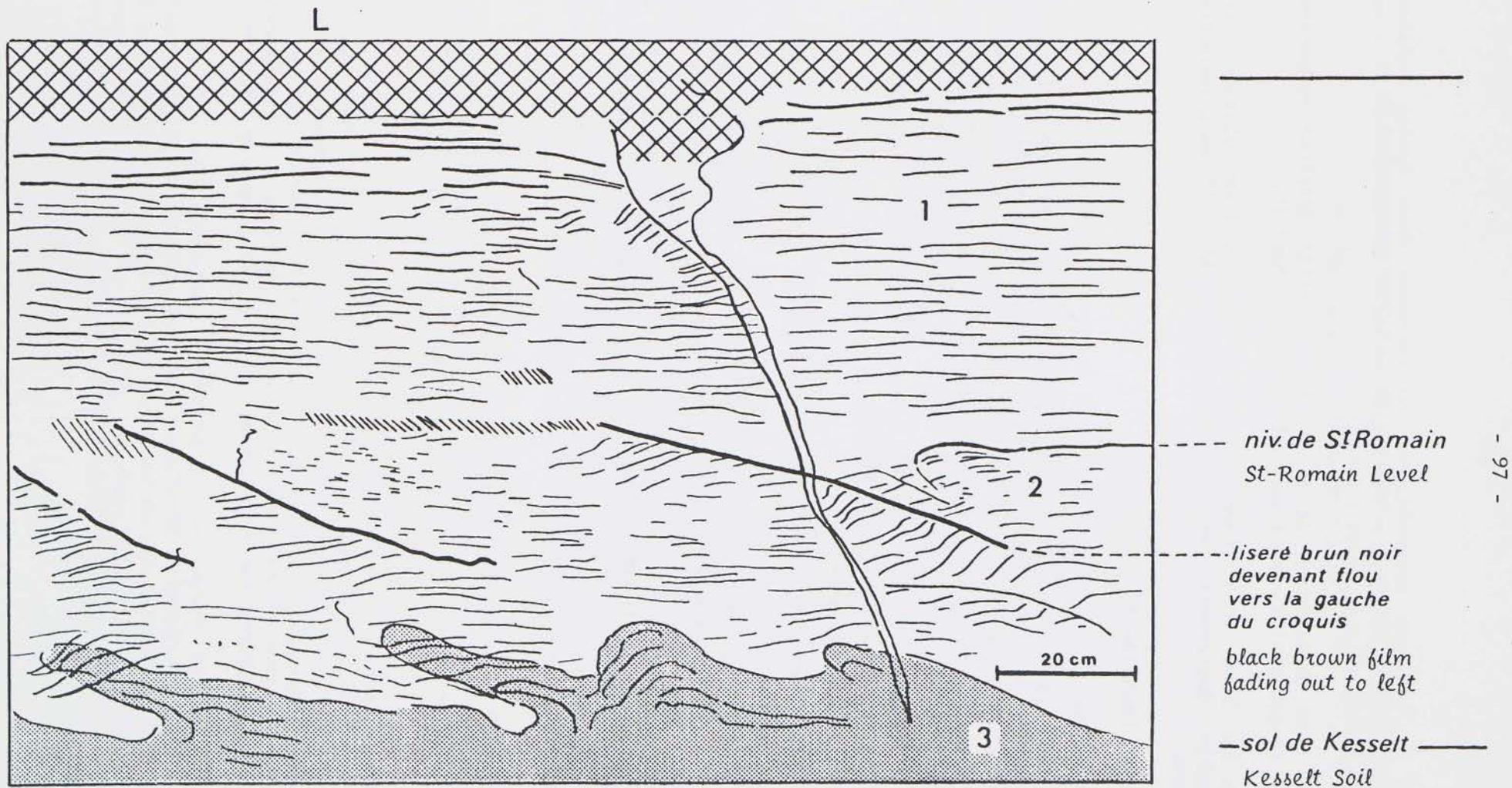


Fig. 3 - Détail d'une zone de la paroi 4 de St-Romain (entre les points 5 et 6, avec le point L)

Fig. 3 - Detail of section 4

Sous la séquence weichsélienne on retrouve deux cycles saaliens identiques de loess anciens du n° 20 au 12 et du n° 24 au 21 (n° 21 : sol brun lessivé interglaciaire, type Elbeuf II).

A la base un complexe de sols interglaciaires lessivés comportant probablement le paléosol 25-26 (Elbeuf III) et 27 (Elbeuf IV).

Sous les loess nous trouvons l'argile à silex d'âge discuté (Tertiaire probable, Quaternaire ancien ?). Les loess 18 à 27 sont conservés dans une poche.

ANALYSES (J.P. Lautridou)

Minéralogie :

le loess est constitué essentiellement de quartz, avec un peu de feldspath, de mica blanc. La smectite (M) prédomine dans les loess récents, mais l'illite et la kaolinite augmentent dans les loess anciens. L'épidote et l'amphibole (association marine) majoritaires dominant dans les loess récents, laissent la place aux minéraux ubiquistes (zircon...) dans les loess anciens (apports des alluvions de la Seine). Voir les nouveaux travaux de S. Balescu qui confirment l'inversion (présentation générale)

Pollens : pas de pollens

Paléomagnétisme : positif (Biquand *et al.*, 1979)

Thermoluminescence :

les premiers résultats sont encourageants (Wintle *et al.*, 1984) avec des âges de 12600 à 16400 (+ 1000 à 1500) pour le loess récent supérieur (4 à 6) post Niveau de St-Romain et de 83000 à 88000 pour les limons bruns feuilletés (10-11), de 110000 à 120000 \pm 10000 pour le Sol de St-Romain et de 110000 à 139000 + 10 à 12000 pour le loess ancien supérieur. Il subsiste le problème du limon 7-8 entre les Niveaux de St-Romain et de Kesselt datés de 75 à 80000 \pm 6 à 7000 ? Voir aussi l'étude de S. Balescu (en présentation générale).

LES INDUSTRIES PREHISTORIQUES DE L'ANCIENNE CARRIERE DE SAINT-ROMAIN-DE-COLBOSC

I - F. Bordes a visité dans les années 1950 la briqueterie, alors en fonctionnement, de Saint-Romain-de-Colbosc ; il en a relevé la stratigraphie et il a récupéré, malheureusement en position remaniée, une soixantaine de silex taillés qu'il a partagés en trois séries (F. Bordes, 1955) :

- 1 série lustrée et gélivée (29 pièces), en silex sénonien (18) ou cénomanien (11), avec un fragment de grand biface de type Acheuléen supérieur.
- 1 série grise peu lustrée (27), avec un biface lancéolé.

Les objets des deux séries comportaient des traces de limon rouge qui ont permis à F. Bordes de les rattacher au "cycle du loess ancien". L'auteur s'interroge sur l'opportunité de séparer, sur le seul critère de l'état physique, ces deux séries "qui comportent toutes deux des types acheuléen final".

- 1 série à patine blanc-gris, peu ou pas lustrée (6), dont deux bifaces de type cordiforme ou cordiforme allongé "de technique plutôt moustérienne" ; ces objets comportaient des traces de limon jaune, d'où leur attribution stratigraphique à la base du limon 4, "limon grumeleux, parfois feuilleté" du "loess récent I".

Seuls les limons supérieurs étaient alors exploités ; aucune pièce antérieure au paléosol II ne peut avoir été rencontrée par F. Bordes et cet horizon n'a dû être atteint qu'à la faveur de poches locales creusées dans l'argile à silex.

II - J.P. Lautridou a repris l'étude de la carrière au début des années 1960. Depuis, un sondage effectué à partir du plancher de la briqueterie a permis d'observer un paléosol supplémentaire ("Elbeuf III" dans le système chronostratigraphique de l'auteur) et quelques objets ont été rencontrés à l'occasion des réaménagements périodiques de la coupe, dont l'intérêt majeur tient à leur position stratigraphique bien établie :

1) J.P. Lautridou a découvert, au sommet du paléosol Elbeuf II (couche 21), un biface de type cordiforme allongé, en silex cénomanien, à patine grise, une face étant plus lustrée que l'autre ; cet objet pourrait apporter un élément de datation aux deux séries de l'Acheuléen supérieur et/ou final mises au jour, hors stratigraphie par F. Bordes.

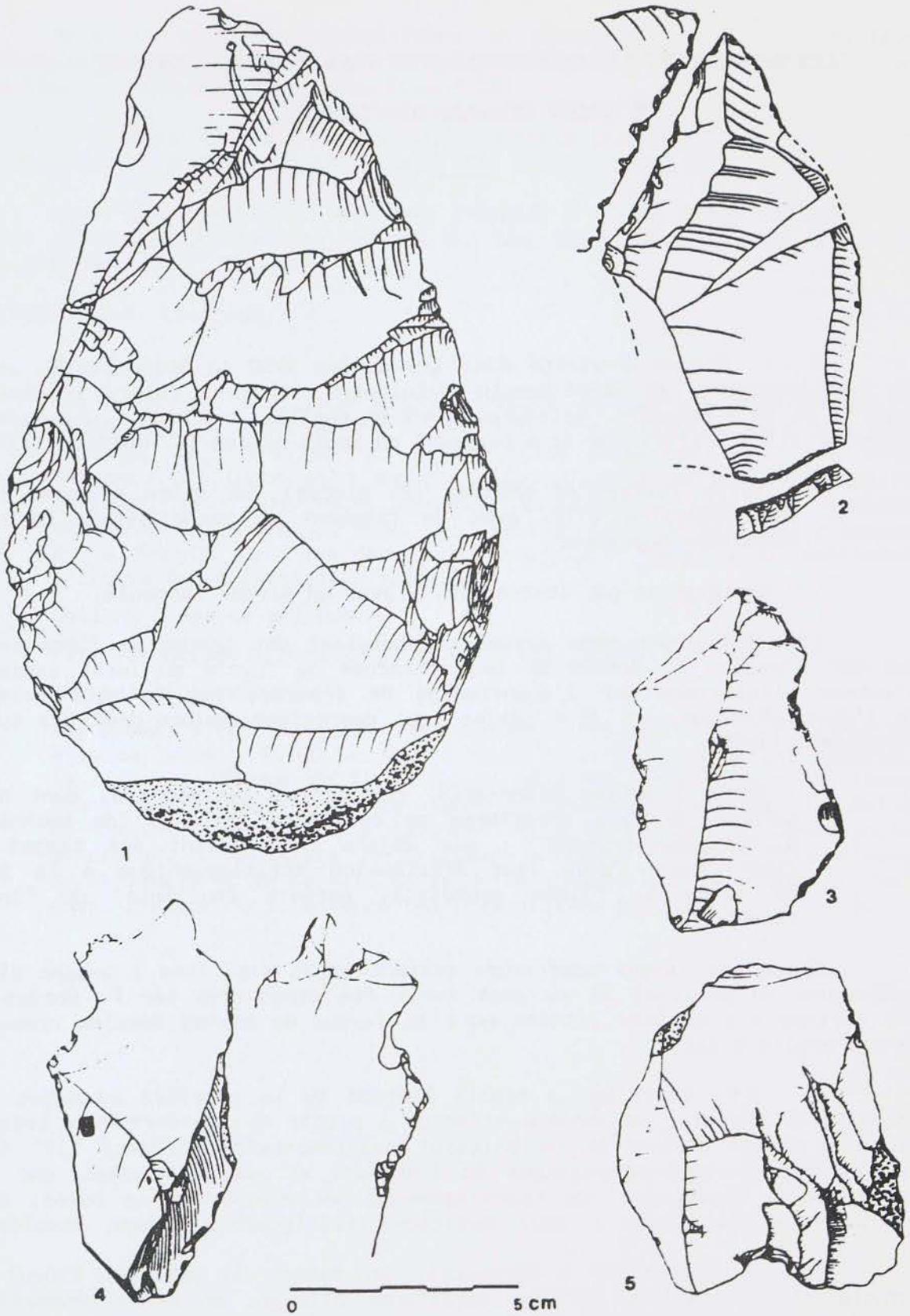


Fig. 4. : Industrie récemment mise à jour à Saint-Romain-de-Colbosc :

1 : biface, sommet du paléosol Elbeuf II ; 2 et 3 : éclat levalloisien et grattoir atypique, Niveau de Kesselt, base du limon du Pléniglaciaire supérieur ; 4 : lame-couteau à dos naturel, sous le Niveau de St-Romain ; 5 : fragment d'éclat, sommet du paléosol Elbeuf I.

2) Trois objets ont été mis au jour au sommet du paléosol Elbeuf I (couche 12, Eémien) et dans le limon décompacté sus-jacent (couches 10-11, Début Weichsélien), jusqu'à 25 cm sous le Niveau de Kesselt pour l'un d'entre eux.

3) Surtout, 3 silex taillés à patine claire, lustrée, proviennent d'un niveau élevé :

- 1 grattoir atypique et 1 éclat levalloisien (avec traces d'utilisation) entre les langues du Niveau de Kesselt, mais **dans** le limon du Pléniglaciaire supérieur.
- 1 lame épaisse, grossière, de section triangulaire (couteau à dos naturel ?), légèrement sous le niveau de Saint-Romain, dans le même limon.

Il s'agit des très rares pièces rencontrées dans la région au-dessus du Début-Glaciaire, aux environs du Niveau de Kesselt. Seul, le gisement de Saint-Romain-Osmonville a livré une riche série lithique au même niveau, mais dans une stratigraphie malheureusement comprimée. F. Bordes avait déjà mentionné "quelques pièces qui peuvent être paléolithique supérieur ou néolithique", sans autre précision. Mais les 3 pièces trouvées en place se rattachent nettement, par leur état physique, leur technique et leur typologie, au Moustérien.

G. FOSSE

E P O U V I L L E

Limons de versant
Industrie
Exposition de préhistoire haut-normande

FORMATIONS LIMONEUSES WEICHSELIENNES ET INDUSTRIES PREHISTORIQUES

SITUATION

- 10 km nord-ouest de Saint-Romain, vallée de la Lézarde ; altitude : 35-45 m NGF

- Fermée en 1967, cette dernière briqueterie du Pays de Caux exploitait sur 4 à 5 m les limons recouvrant un long versant à faible pente (2-3°), exposé au nord-ouest (fig. 1)

- L'intérêt de ces coupes pour l'étude des formations weichséliennes de versant et la présence de plusieurs industries préhistoriques (Néolithique, Paléolithique supérieur, moustérien de tradition acheuléenne) ayant été signalés (Lechevalier, 1969), le lotissement de cette zone n'a été autorisé qu'à une double condition :

- 1) Organisation préalable de fouilles archéologiques. Menées en 1975 et 1976, elles ont porté principalement sur les niveaux sous-jacents au plancher de la dernière exploitation (fig. 2, zones ISN ; II), la stratigraphie générale étant établie à partir des fronts de taille voisins ; par contre, ni le Néolithique, ni le Paléolithique supérieur n'ont pu être retrouvés en place (zones I et III),
- 2) Protection partielle d'anciens fronts de taille et maintien d'un secteur réservé (zone V), dans le but d'une révision ultérieure des coupes (qui vient de commencer)

- Une coupe générale du versant montre 2 ensembles de formations superficielles au-dessus de la craie cénomanienne (fig. 3) :

- . un ensemble inférieur (reconnu en sondages mécaniques) : limons argileux, coupés de cailloutis de silex à matrice argilo-limoneuse (6 à 7 m)
- . un ensemble supérieur (observable en coupes) : 5 à 8 m de limons aux faciès variés, entre un cailloutis de silex géli fractés et la surface

I - COUPES DES FORMATIONS WEICHSELIENNES

1. BASE DU VERSANT (localisation : fig. 2, zones I, II, III ; coupe fig. 4)

. **Unité 1** (niveaux 9, 8)

Elle débute par un puissant cailloutis de silex géolifracés (50 cm) d'aspect très homogène (9). A l'inverse, les formations sus-jacentes sont de faciès et d'épaisseur variable : (8) - il s'agit d'un limon orangé à structure grumeleuse (granulaire)

. **Unité 2** (niveaux 7, 6)

Elle commence par un limon gris à taches orange et à structure plus ou moins feuilletée. Epaisseur : 0 à 60 cm inégalement réparti (présent. fig. 5, absent fig. 4) : (7) - limon brun à structure grumeleuse en niveau continu (1 à 7 cm d'épaisseur) ou discontinu (avec ou sans déformations) avec industrie

(6) - limons lités, jaune-brun, avec géolifluxion à la base (remaniant localement le niveau 7). Epaisseur : 50-70 cm

. **Unité 3** (niveaux 5 à 2)

Limons à doublets, lits marron/jaune-gris clair, avec 2 niveaux à fentes ou involutions, à la base (5) et quelques décimètres au-dessus (3). Epaisseur : 2 à 3 m

2. PARTIE MEDIANE DU VERSANT (localisation : fig. 2, zone V ; coupe fig. 5)

- L'unité 3 (17 à 21, fig. 5) s'y retrouve, peu différente : elle est parfois plus dilatée et on observe alors une petite coupure supplémentaire au sommet des limons à doublets (niveau 20 de la fig. 5)

- L'unité 1 offre par contre une organisation particulière :

. le cailloutis de base (11) est tantôt absent, tantôt beaucoup plus épais (1 m) vers l'aval (bourrelet de solifluxion). En l'absence de cailloutis se pose le problème de l'appartenance des limons sous-jacents : faciès de base de l'unité 1, localement conservé ou bien plus probablement sommet d'un ensemble plus ancien (loess anciens)

- L'unité 2 : les limons gris à taches oranges (13) semblent occuper une dépression entre les limons oranges à structure grumeleuse (12) et le bourrelet de cailloutis. La coupure 14-15 est fortement marquée par un ravinement qui tronque partiellement ou totalement le limon brun à structure grumeleuse (14)

Les coupes de la base du versant sont aujourd'hui difficilement accessibles, sauf à leur sommet, ce sont les coupes de la partie médiane qui seront présentées.

3. HORIZONS DE REFERENCE

- le cailloutis de base de l'unité 1

- le niveau brun-grumeleux auquel est systématiquement associé le Moustérien de tradition acheuléenne

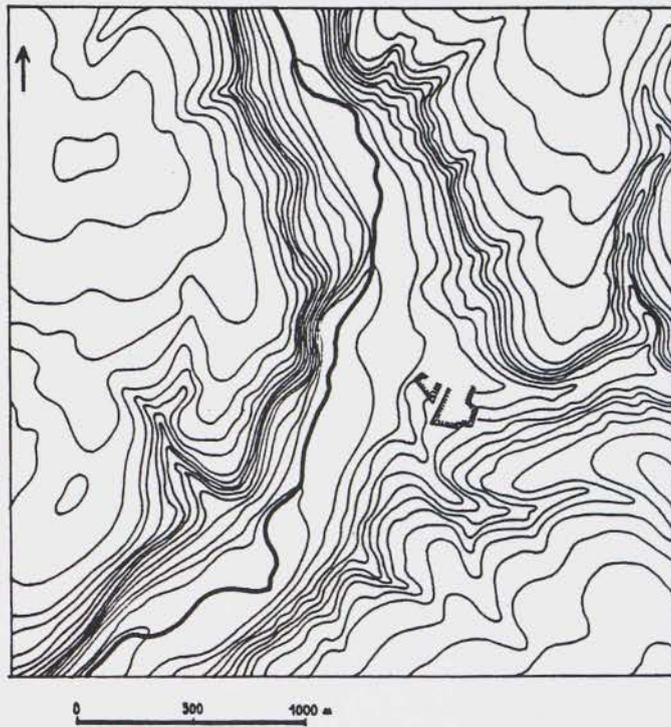


Figure 1 : Localisation de l'ancienne briqueterie d'Epouville

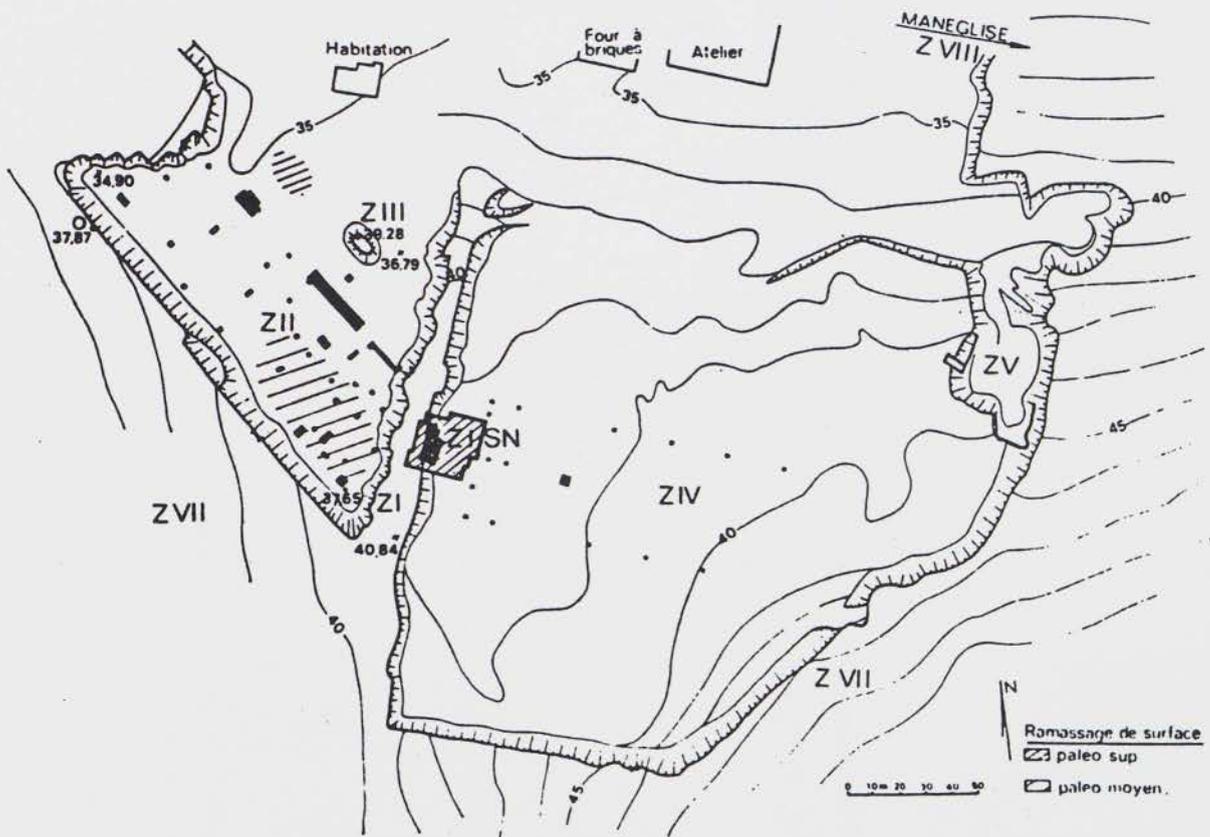


Figure 2 : Fouilles 1975-1976 : plan d'ensemble et localisation des surfaces fouillées (en noir)

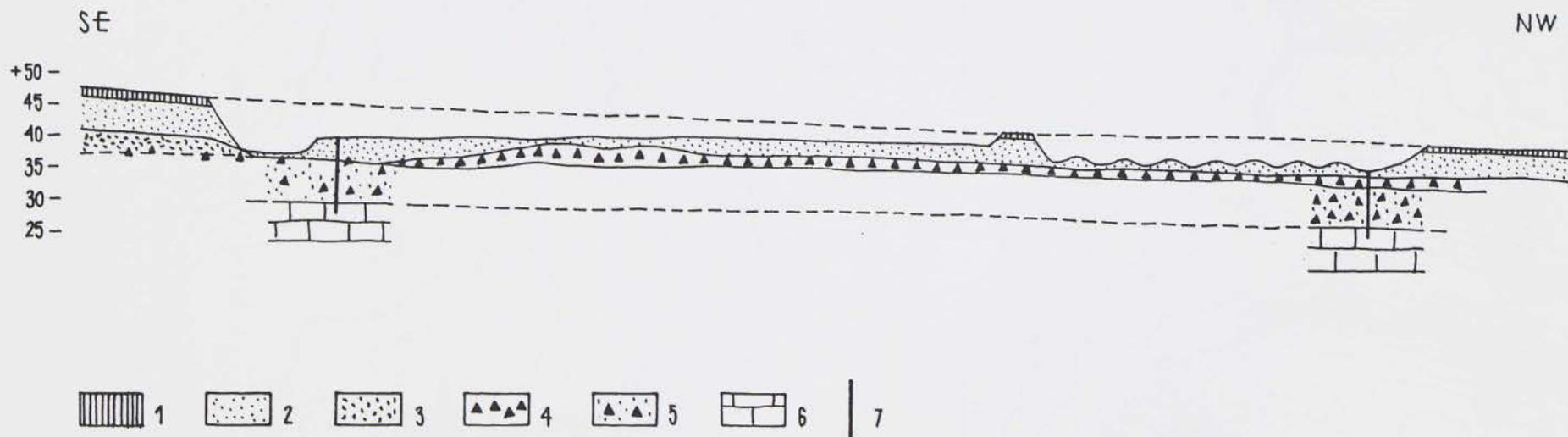


Figure 3 : Coupe générale du versant.

1 à 4 : Ensemble supérieur
 5 : Ensemble inférieur
 6 : Craie cénomanienne
 7 : Sondages mécaniques

(1 : colluvions et sol actuel ; 2 et 3 : limons ; 4 : cailloutis de silex)
 (limons et cailloutis)

Figure 4 : Zone I-SN

Coupe d'ensemble et
exemple de variation locale
de l'unité 1 dans le principal
secteur de fouilles
(légende dans le texte)

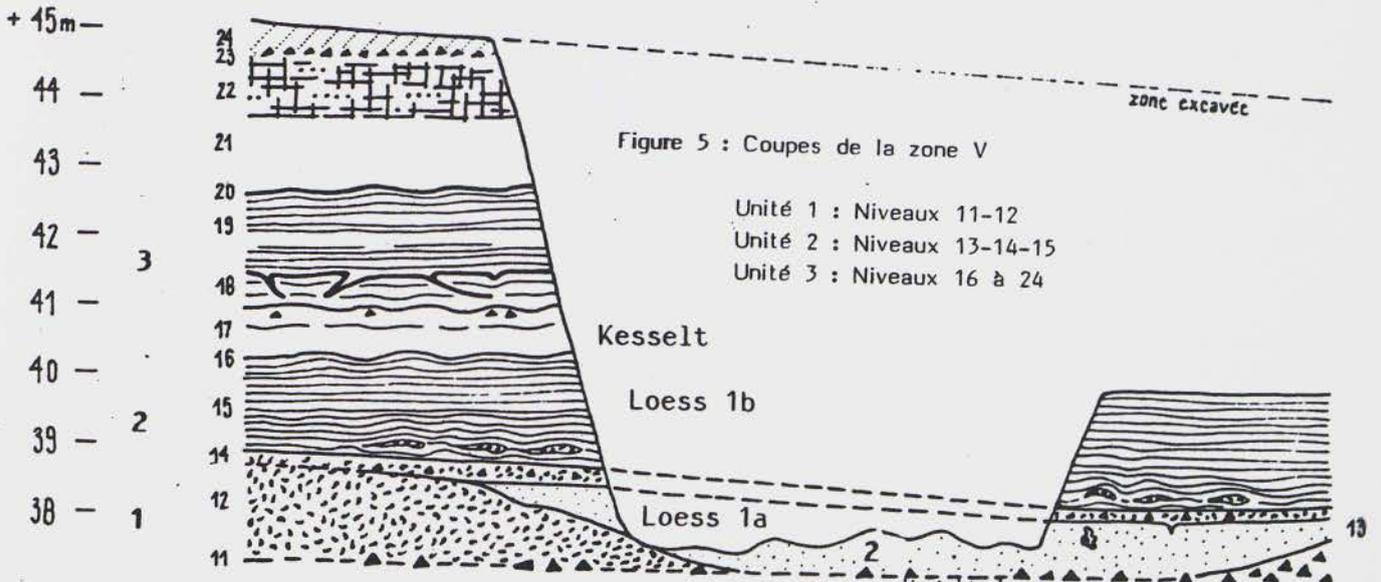
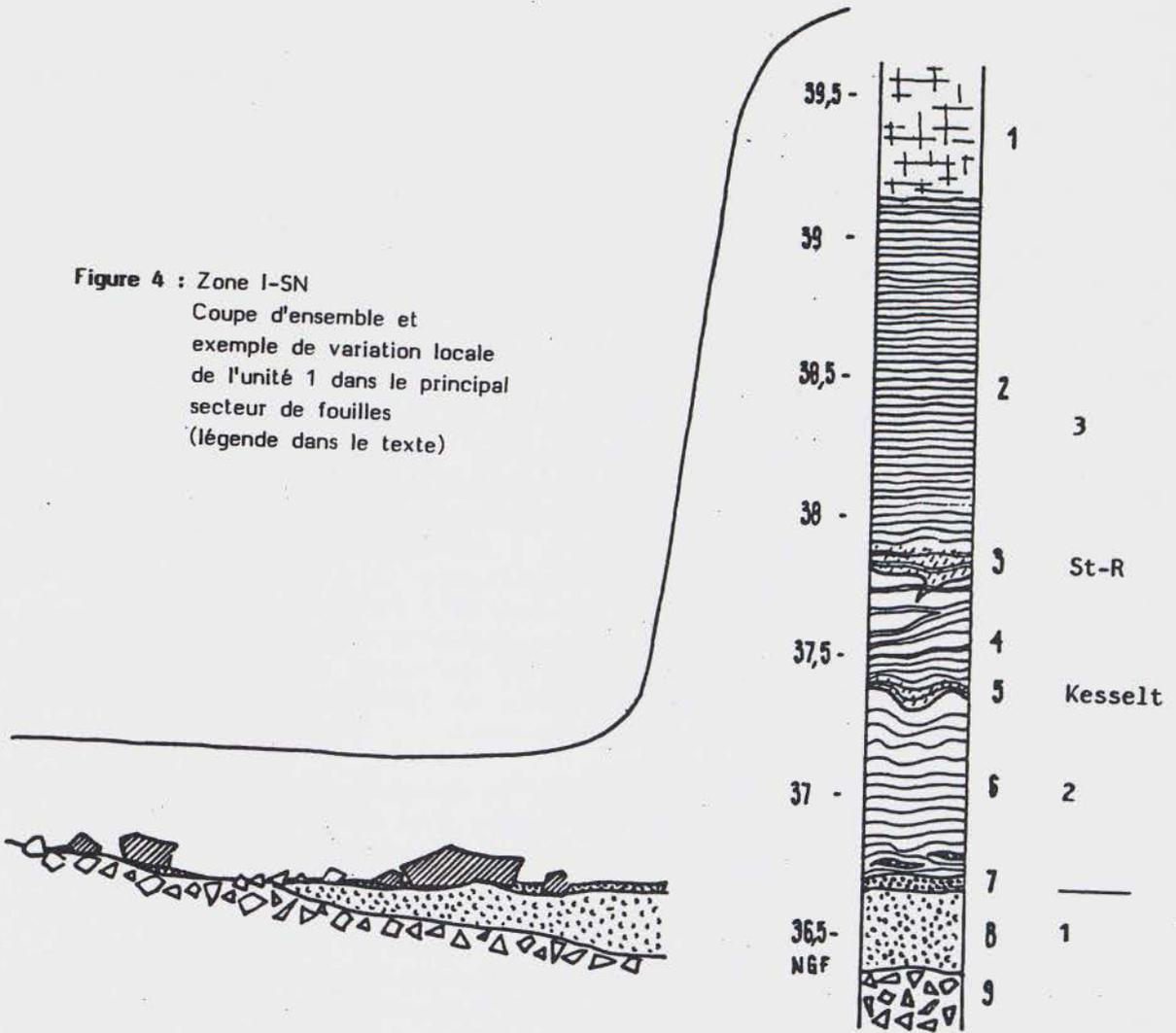


Figure 5 : Coupes de la zone V

Unité 1 : Niveaux 11-12
Unité 2 : Niveaux 13-14-15
Unité 3 : Niveaux 16 à 24

- la coupure au sein de l'unité 2 : ravinement (petits graviers) et traces de gélifluxion (lentilles de "grumeleux")
- les discontinuités à la base et dans le corps de l'unité 3

Jusqu'à la reprise actuelle de l'étude, où l'ouverture d'une série de grandes coupes peut apporter des éléments nouveaux, on a retenu l'interprétation suivante :

Unité 3	Limens à doublets	2	LOESS
----- Kesselt -----			
Unité 2	Limens lités Limon brun à structure grumeleuse et sol de Mesnil-Esnard Limon gris à structure feuilletée	1b 1a	RECENT
Unité 1	Limon rouge à structure grumeleuse Cailloutis de silex		

4. LE FACIES CARBONATE DES LIMONS WEICHSELIENS

- Absent vers le bas du versant (où tous les niveaux sont décarbonatés), discontinu à partir de la zone I (où des lentilles non décarbonatées demeurent à la base), il est de mieux en mieux représenté vers l'amont. Le front de décarbonatation est franc, indifférent à la stratification et remonte jusqu'à la partie médiane de l'unité 3. L'interprétation de cette décarbonatation reste à asseoir, même si des hypothèses d'âge et de mécanisme peuvent être avancées.

- A la faveur de cette non-décarbonatation partielle, des éléments de faune ont été conservés. Tous les vestiges recueillis à ce jour proviennent de l'unité 1 :

- . Mollusques : Faune à Pupilla (P. muscorum, Succinea oblonga, Trichia hispida). Détermination J.J. Puisségur
- . Micromammifères : Microtus gregalis ? (Dét. J. Chaline)
- . Mammifères : Dents de grand bovidé (Bovinae - Dét. F. Delpech)

II - LES INDUSTRIES PREHISTORIQUES (1)

Les fouilles menées en 1975 et en 1976 (2) ont livré une abondante industrie lithique (1 785 pièces), systématiquement associée à la couche 7, unité 1 (3), qui se répartit comme suit :

- 702 pièces taillées, mais réduites à l'état de débris par le gel,
- 297 débris et "cassons" divers (cassure, action de feu...)
- 786 pièces étudiables :
 - . 48 nucléus
 - . 17 flancs de nucléus et tablettes d'avivage
 - . 7 percuteurs et fragments de percuteur
 - . 714 produits débités

La matière première utilisée est à 90 % le silex gris-noir de la craie cénomanienne, au toucher granuleux, accessible à l'affleurement dans le versant droit, abrupt, de la vallée de la Lézarde, à environ 500 m du site. Le silex sénonien, plus éloigné, et le silex du cailloutis, présent sur place, ont également été employés.

Les pièces sont patinées et le plus souvent lustrées. L'action du gel est particulièrement intense (702 objets sur 1 785 sont réduits, à cause du gel, à l'état de débris, et 44 des 48 nucléus n'ont pu être décomptés comme tels qu'à l'issue de remontages de débris gélifs, parfois au nombre d'une quinzaine).

Le débitage est fortement levalloisien (I lev. : 46,1) fortement laminaire (I lam. : 37,6 ; si l'on ne tient pas compte des fragments, présentant pourtant un aspect laminaire indéniable, cet indice est de 26 ; il reste en tout état de cause très élevé) ; les indices de facettage sont relativement faibles (IFs : 20,8 IFI : 29,4, l'écart [8,6] témoignant d'une utilisation moyenne du plan de frappe dièdre). De nombreux fragments de lames, plus ou moins longs, fins et réguliers, présentent des arêtes parallèles et des talons facettés de forme ogivale beaucoup d'entre eux ne choqueraient guère dans un contexte du Paléolithique Supérieur.

(1) La surface de fouille principale (zone I section 225 m² environ) a pu faire l'objet d'observations ethnographiques qui ont tenté d'apprécier l'ampleur des actions anthropiques (aménagement d'un cailloutis naturel, apport de gros éléments de cailloutis sur la surface limoneuse occupée par les Moustériens...) et d'interpréter la localisation des silex taillés, des rares témoins faunistiques, des témoins de combustion ; le résultat a été proposé dans l'article de G. Fosse et C. Lechevalier, 1979, qui reste d'actualité puisqu'aucun élément nouveau n'a été acquis depuis.

(2) Au moment où cette brève note est rédigée, des coupes ont été aménagées dans la zone réservée du gisement (ou zone V), c'est-à-dire nettement en amont des fouilles 1975-1976 ; l'une d'entre elles a livré une riche industrie lithique dont il n'est pas tenu compte ici.

(3) Seuls, trois éclats ont été rencontrés au sommet de l'unité 2.

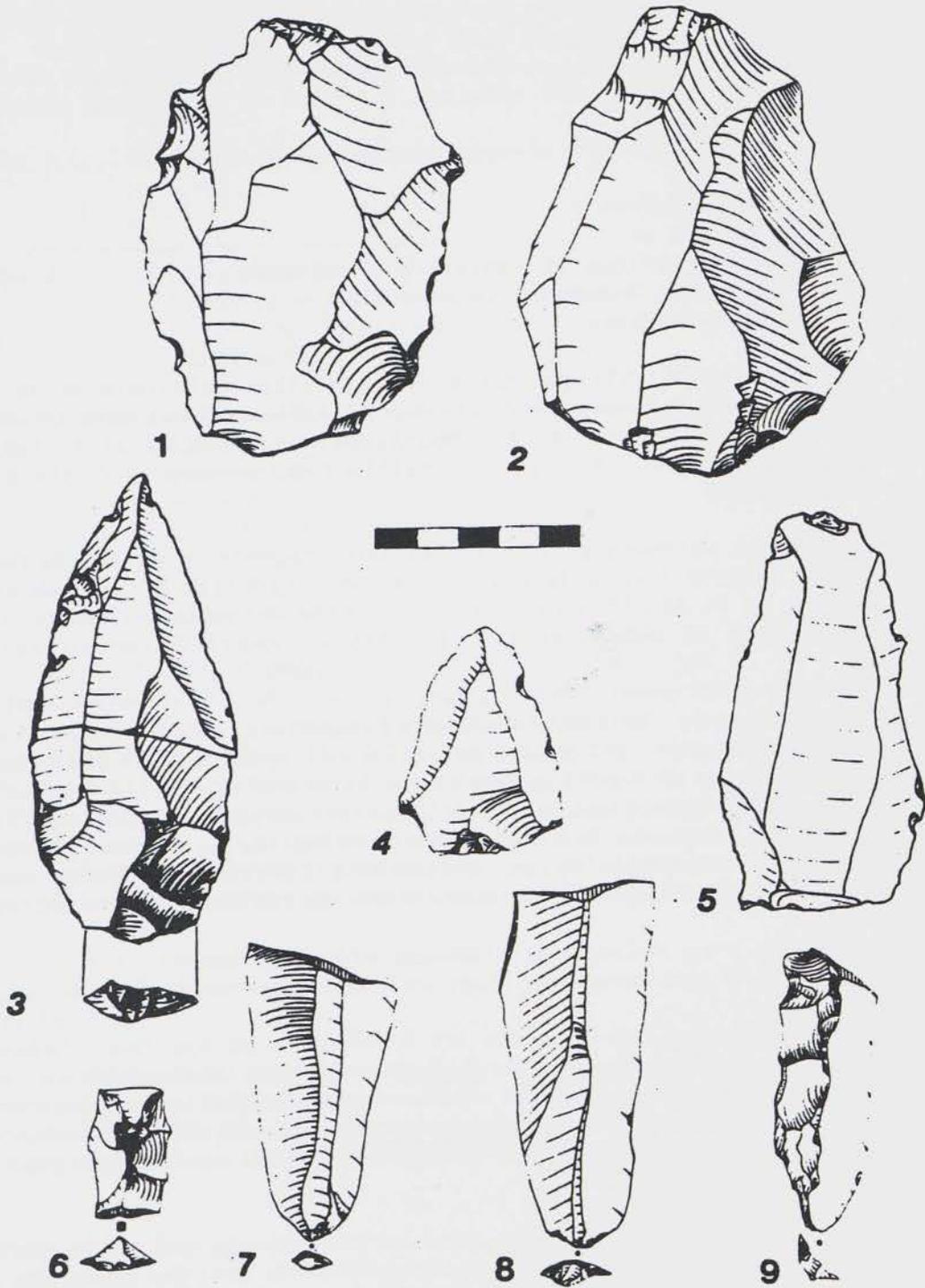


Fig. 6 - Epouville, fouilles 1975-1976 : pièces levalloisiennes (1 à 5, 7 et 8) et pièces à crête (6 et 9)

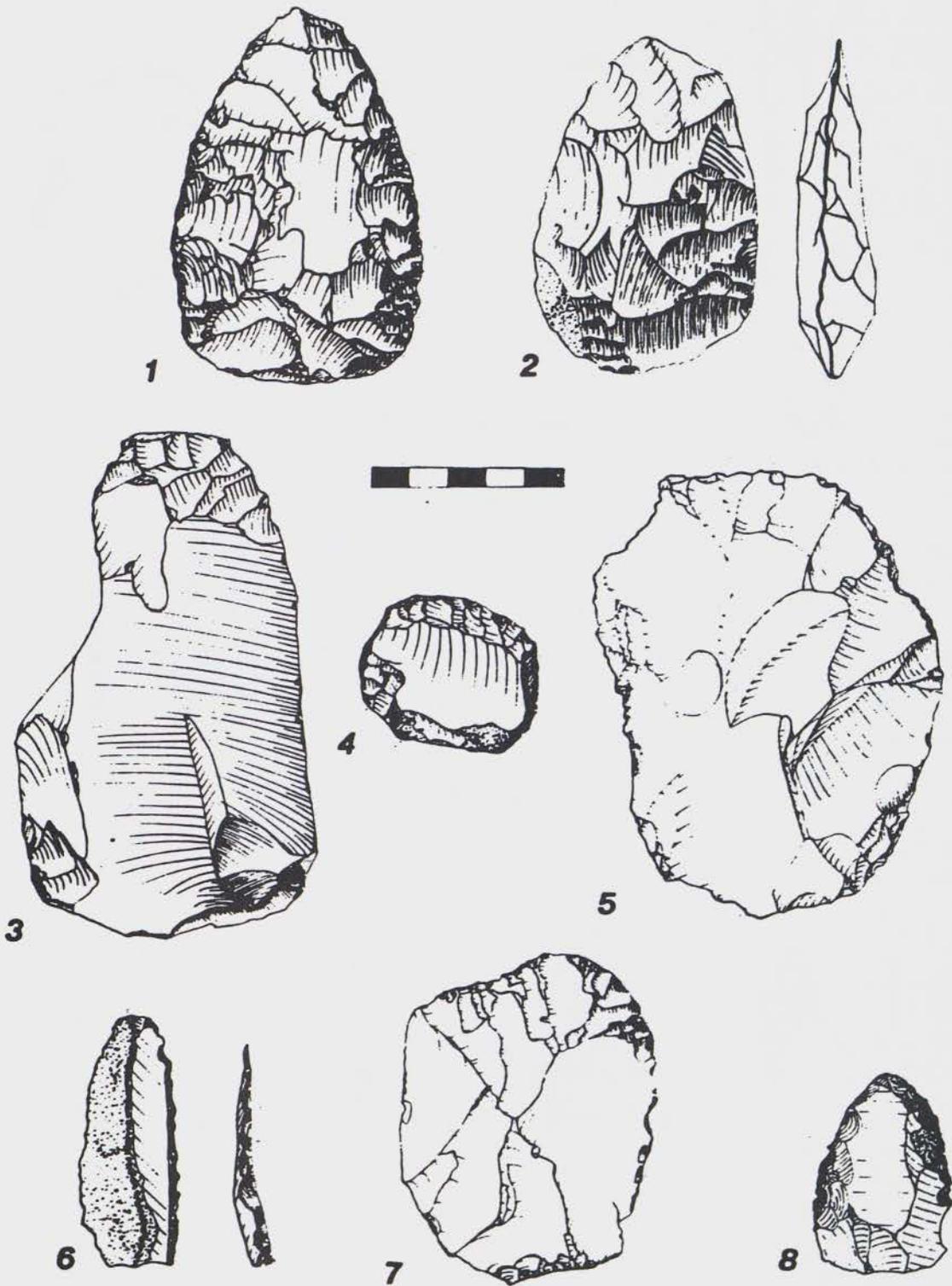


Fig. 7 - Epouville, fouilles 1975-1976: bifaces cordiformes et racloirs

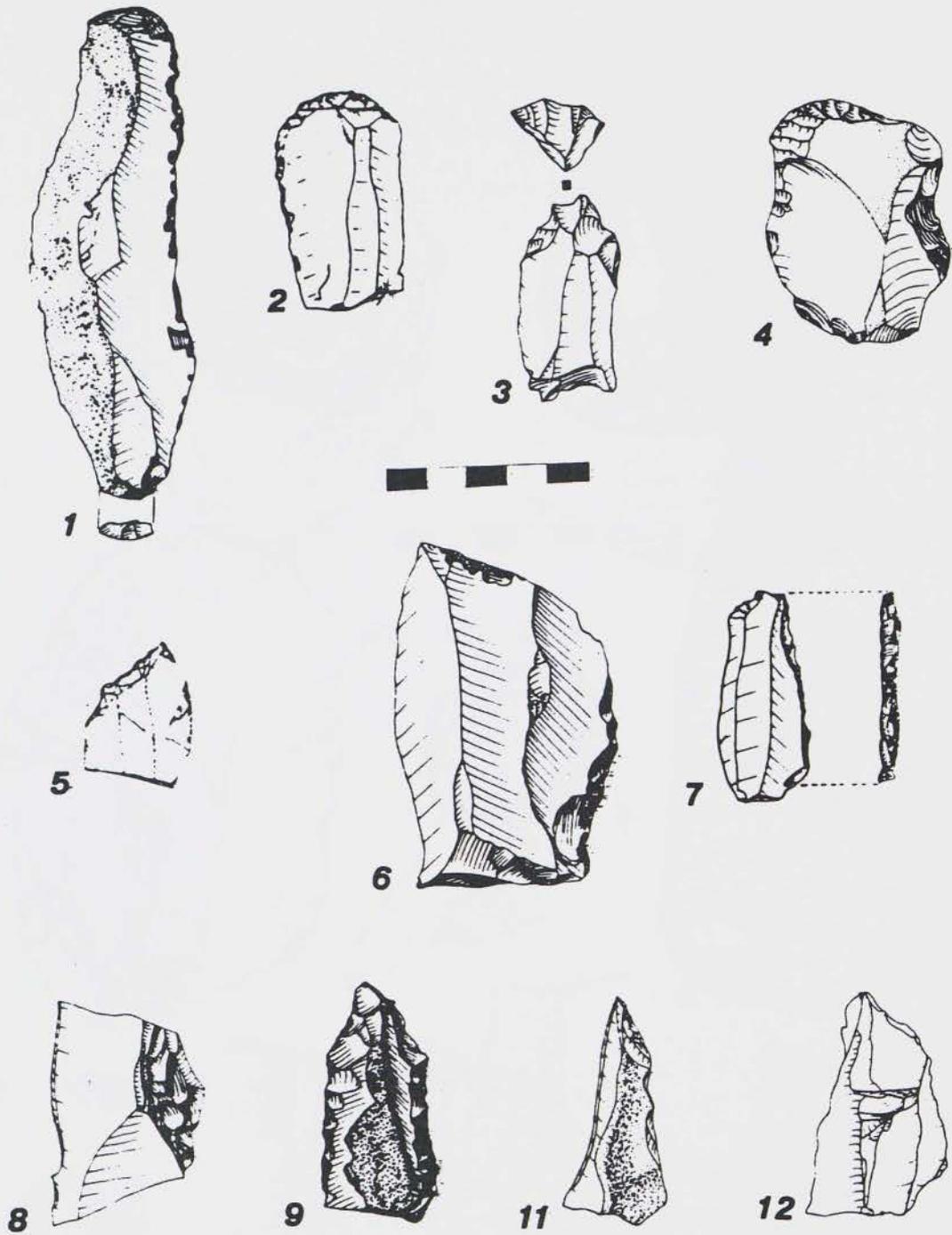


Fig. 8 - Epouville, fouilles 1975-1976 : outils de type Paléolithique supérieur

Sur le plan typologique, la liste s'établit ainsi :

	Nombre	% réel	% ess.
EC. L. et Ptes lev.	277	76,9	
Ptes et Ra cloirs	21	5,7	33,4
Outils de type Paléo. Sup.	19	5,2	30,2
Couteaux à dos naturel	5	1,4	7,9
Encoches et denticulés	18	5,0	28,6
Retouches diverses	20	5,5	
Bifaces	13		

Le caractère fortement levalloisien de la série se retrouve dans l'indice levalloisien typologique qui est élevé ; 41 % des outils ont été constitués sur des supports non levalloisiens, mais 15,7 % des pièces levalloisiennes ont été transformées en outils, contre 9,5 % pour les produits débités ordinaires.

Les **bifaces** sont nombreux et justifient l'attribution de l'ensemble au Moustérien de tradition acheuléenne ils se rattachent tous à la famille des **cordiformes**.

Le caractère le plus frappant est l'équilibre étonnant entre les ra cloirs, les outils de type Paléolithique Supérieur et les encoches - denticulés.

Les **ra cloirs** sont le plus généralement simples, constitués sur support indifférent, avec une retouche marginale, partielle et peu soignée.

Les **outils de type Paléolithique supérieur** comportent 8 grattoirs, 6 burins, 2 couteaux à dos retouché et 3 troncatures ; ils sont typiques et certains ne surprendraient nullement dans un contexte beaucoup plus tardif.

L'ensemble des caractéristiques techniques et typologiques conduisent à attribuer l'ensemble à un Moustérien de tradition acheuléenne évolué ; il est stratigraphiquement situé vers la base du loess récent inférieur pléniglaciaire, au-dessus du Sol de Mesnil-Esnard et du limon grumeleux brun, c'est-à-dire entre les loess inférieurs 1b et 1a ; c'est, avec Houpeville, série claire, l'une des séries moustériennes les plus tardives de la région.

C. LECHEVALIER, G. FOSSE et Y. DESFOSSÉ

T A N C A R V I L L E

Estuaire pré-éémien, head et sables fluviatiles saaliens,
complexe Eémien-Début glaciaire
Données paléontologiques

LES SEQUENCES MARINES ET CONTINENTALES DU PLEISTOCENE SUPERIEUR ET MOYEN

Découvert en 1965 (J.P. Lautridou, P.A. Dupeuble, 1965, 1967), le site a fait l'objet d'un sondage archéologique en 1983 qui a mis au jour deux niveaux préhistoriques (Masson, Lebret, 1984) au sein des niveaux sédimentaires (Lebret, Masson et coll., 1983 ; Lebret et al., 1984).

Deux ensembles de coupes, l'un sous le pont, l'autre plus à l'ouest permettent de décrire l'ensemble des dépôts piégés en aval d'un éperon crayeux : la pointe de Tancarville.

I - COUPES

1) Coupes du pont

Sur un replat ancien aménagé par la Seine à +5 m du fond de vallée actuel, se développe une série estuarienne à dominante silteuse avec un lit de galets à la base. Cette série renferme de nombreux foraminifères qui traduisent un milieu estuarien ouvert, accompagné d'une prédominance du grenat, de l'épidote et de l'amphibole, typiques de la Manche. L'analyse climatique de cette faune démontre un refroidissement progressif de la mer (Dupeuble, Knudsen, Lefebvre, 1984).

Cet ensemble se termine par un gley humifère de plaine alluviale qui a livré quelques pollens de pin et d'épicéa (Huault, 1984) et une faune de mollusques à Arianta et Bradybaena (Lautridou, Puisségur, 1977) qui indique un environnement de début glaciaire.

Au-dessus, se dépose à proximité de la falaise crayeuse un head à gros blocs de craie et de silex qui passe latéralement à des sables mieux triés et lités. Encore sous influence marine, comme le montre l'examen de la matrice, cette unité traduit le changement de dynamique des versants associé à la dégradation climatique. Quelques mollusques T. Hispida, P. muscorum (Puisségur, 1982), association typique des loess, confirment cette hypothèse.

Un petit paléosol double (brun à la base, gris au sommet) fossilise localement l'ensemble. Son contenu malacologique est comparable à celui du premier paléosol (Arianta, Bradybaena) mais avec une tendance plus steppique : 7 % d'Abida Secale (Lautridou, Puisségur, 1977).

L'ensemble est fossilisé par un important corps sableux mieux visible dans les coupes de la carrière, et qui atteint une quinzaine de mètres d'épaisseur près de la falaise de craie.

2) Coupes de la carrière

Ce dépôt de sables carbonatés à la base, décarbonatés au sommet montre le basculement de l'influence respective de la mer et de la Seine : si la présence de foraminifères à la base atteste la présence d'eau saumâtre, les sables, qui renferment un cortège de minéraux lourds à ubiquistes dominants, sont apportés par la Seine.

Une falaise, aménagée par le fleuve, tronque l'ensemble. Une série de petites loupes de glissement au pied de ce relief renferme une faune de mollusques incontestablement interglaciaire : Ruthenia filograna, Discus rotundatus (Puisségur, 1983), à fort pourcentage (62 %) d'espèces aquatiques.

Le corps sableux est érodé au sommet et recouvert de sables ruisselés issus de son démantèlement qui passent latéralement à un head sableux, à géli fractés de silex, qui oblitère la falaise. Il renferme à sa base un niveau préhistorique.

Suite à une érosion, un second head, comparable au premier et probablement issu en partie de la remobilisation partielle du premier, adoucit encore le relief. Le second head présente un second niveau préhistorique.

Ces deux heads sont altérés par un sol brun lessivé à B en bandes, à légère tendance hydromorphe à l'amont, déformé par cryoreptation (Van Vliet-Lanoë).

Un petit sol humique marque le début d'une dune de sable fin, carbonaté, qui ennoie l'ensemble. Son contenu minéralogique, cortège de la Manche dominant (Gaquerel, 1984) et micropaléontologique (Cibicididae Angulogerina ; Dupeuble, Knudsen, Lefebvre, 1984), montre la présence proche d'une mer tempérée, comparable à l'actuelle. Un sol brun lessivé, cryoturbé, évoluant localement en sol à buttes, termine cette unité.

Une série de cailloutis de silex géli fractés aménage un glacis et fossilise l'ensemble des dépôts.

Deux loess pléniglaciaires (présence de T. Hispida, P. muscorum), séparés par un cailloutis discontinu, terminent cette coupe.

Etudes en cours : micromorphologie (B. Van Vliet-Lanoë), microfaune (D. Lefebvre) ; matière organique (J.P. Dupont) ; minéraux lourds (S. Balescu).

En résumé, cet ensemble présente une succession de 4 grandes unités climatiques :

- . un estuaire correspondant à un niveau marin vers +5 m
- . une terrasse fluviatile sableuse déposée au début d'une période glaciaire
- . un complexe interglaciaire, où deux dépôts tempérés (base de la falaise et dune) encadrent deux dépôts de dynamique froide (heads sableux) fortement pédogénisés
- . une séquence glaciaire continentale à cailloutis de base et loess pléniglaciaire

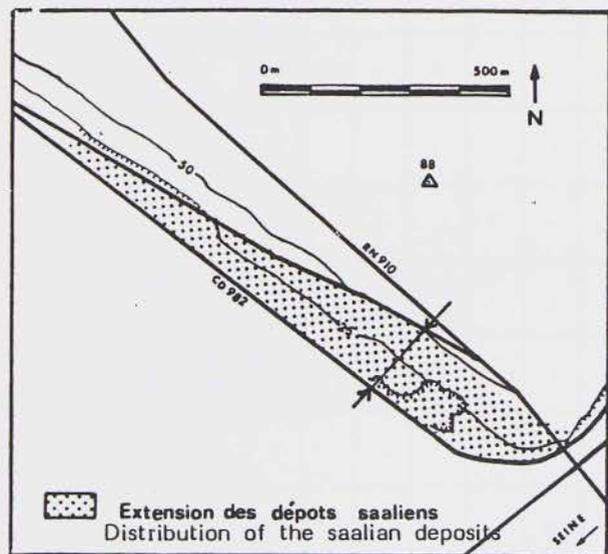


Fig. 1 - Tancarville :
Croquis de situation

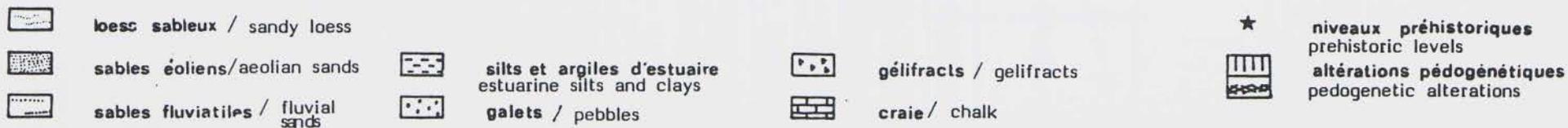
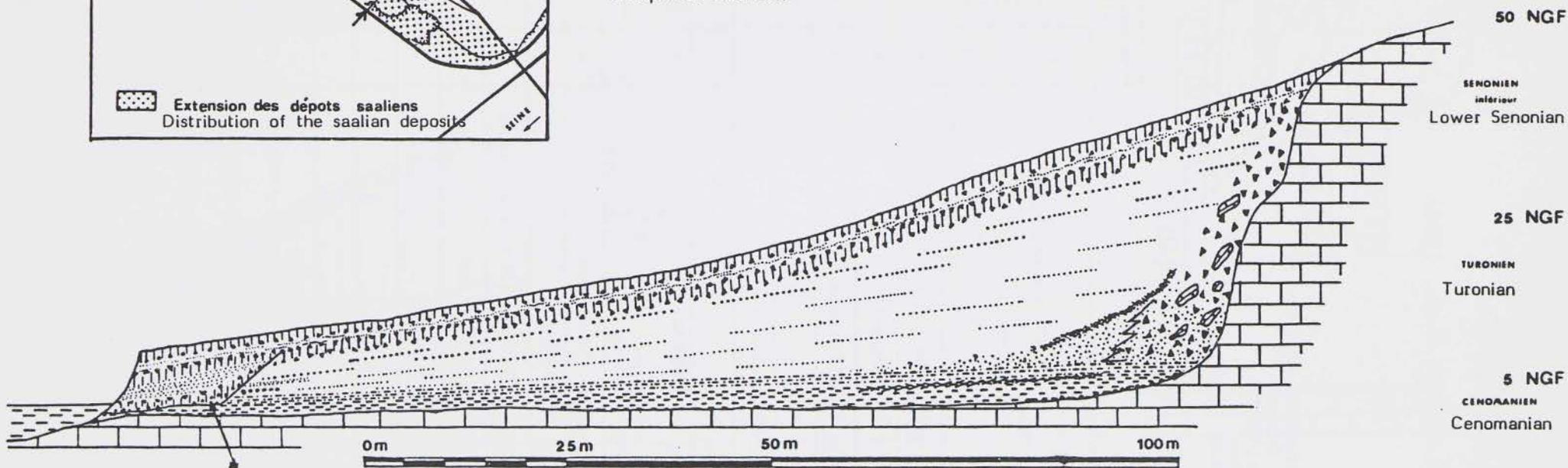
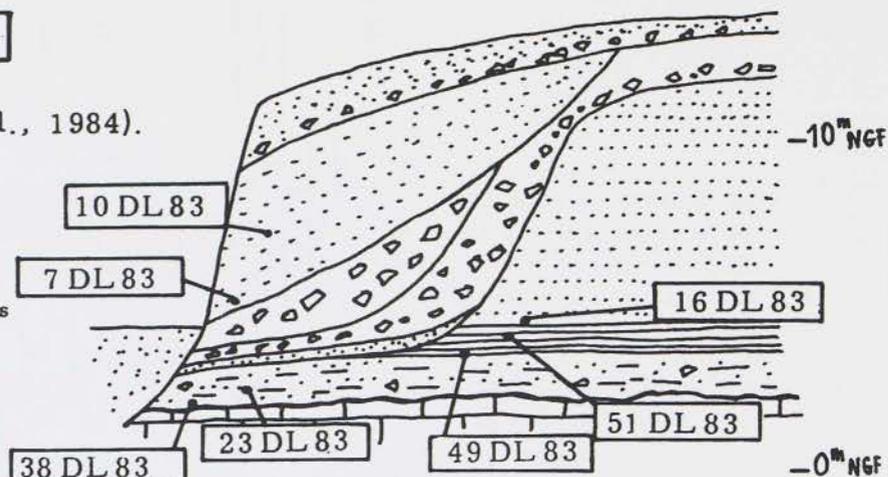


Fig. 2 - Tancarville : profil interprétatif / Interpretative section

Terrasse de Tancarville

(coupe d'après P. Lebret et al., 1984).

Sur le bed-rock : des dépôts estuariens préémiens (38 DL 83, 23 DL 83, 49 DL 83, 51 DL 83) surmontés par des sables lités (16 DL 83). Puis : des colluvions et des heads. Enfin, une dune éémienne (7 DL 83, 10 DL 83).



Foraminifères	dépôts estuariens préémiens				sables lités	dune éémienne	
	38 DL 83	23 DL 83	49 DL 83	51 DL 83	16 DL 83	7 DL 83	10 DL 83
<i>Bolivina pseudoplicata</i> Heron-Allen et Earland	●	○	·	·	·	·	·
<i>Bolivina variabilis</i> (Williamson)	●	·	·	·	○	·	·
<i>Angulogerina angulosa</i> (Williamson)	·	·	·	●	●	●	●
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)	·	·	·	·	·	·	○
<i>Neoconorbina nitida</i> (Williamson)	·						○
<i>Ammonia beccarii</i> (Linné)	·	·		·	·	·	·
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)	●	●	●	●	●	·	·
(les longueurs des traits représentent les proportions des différentes formes)							
<i>Elphidium margaritaceum</i> Cushman	·	·	·	·	·	·	●
<i>Elphidium articulatum</i> (d'Orbigny)	·	·	·	○	·	·	·
<i>Elphidium magellanicum</i> Heron-Allen et Earland		○	·	·	·		
<i>Elphidium albumbilicatum</i> (Weiss)		○	·	○	·		
<i>Elphidium gerthi</i> van Voorthuysen	·	·	·	○	○	·	·
<i>Elphidium gunteri</i> Cole	○			○		·	·
<i>Elphidium cuvillieri</i> Lévy						·	·
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker et Jacob)	·	●	·	·	·	●	●
<i>Cassidulina reniforme</i> Norvang	·	·	·	·	·		
<i>Nonion depressulum</i> (Walker et Jacob)	●	●	●	●	·	·	·
<i>Nonion pauperatum</i> (Balkwill et Wright)	·	○	○		○	○	·
Nombre total d'espèces	25	27	36	27	21	33	28
Foraminifères remaniés de la craie (en % du total récents + remaniés)	1	3	13	30	37	0	1

○ : < 1%

○ : 1 à 5%

● : 5 à 10%

● : 10 à 20%

● : 20 à 40%

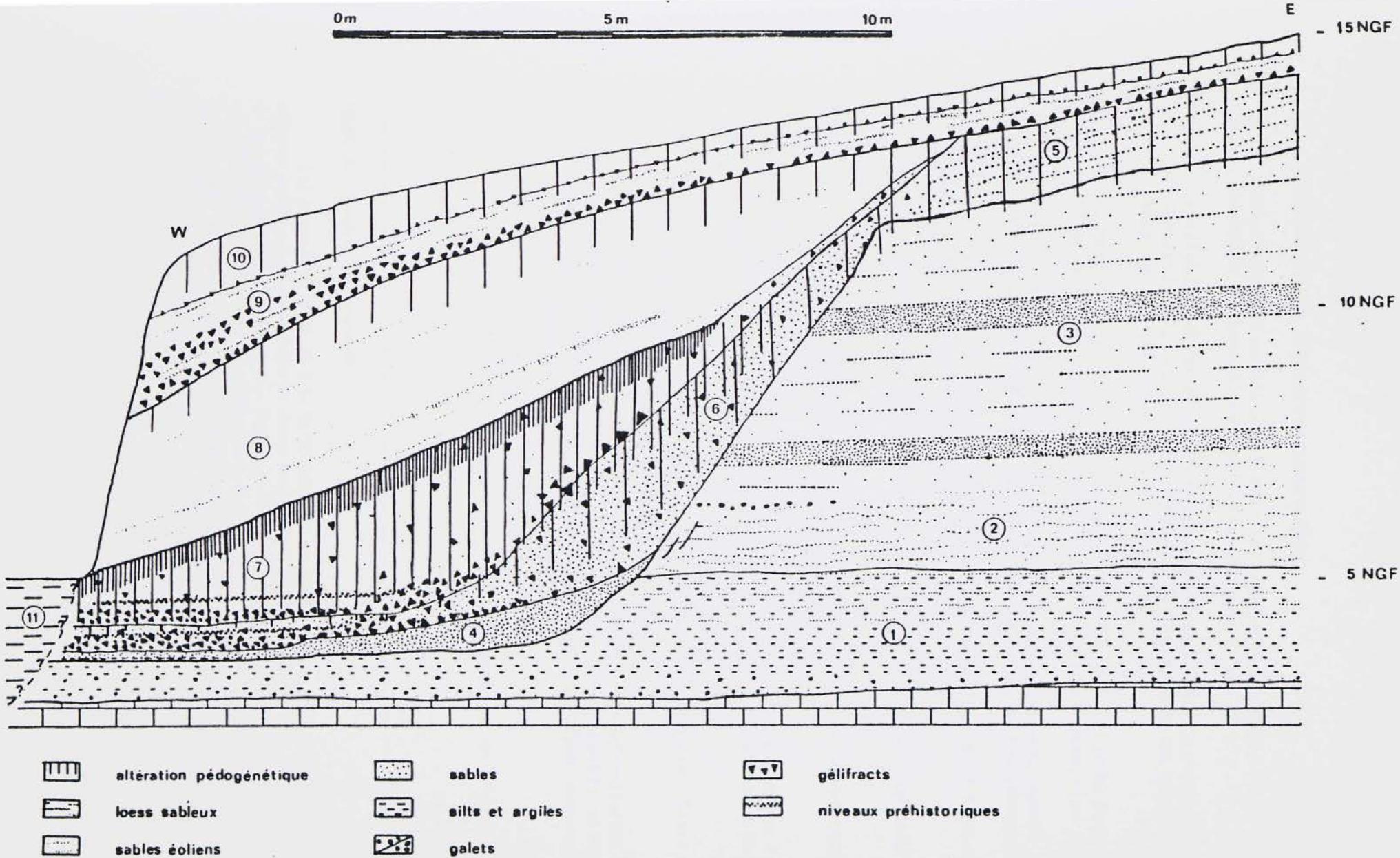


Fig. 3 - Tancarville, coupe synthétique de la carrière : 1, silt d'estuaire (~200000) ; 2, sables carbonatés (Saalien) ; 3, sables décarbonatés ; 4, coulées sableuses ; 5, sables ruisselés passant à 6, head sableux ; 7, head sableux remobilisé ; 8, dune ; 9, cailloutis weichsélien ; 10, loess weichsélien ; 11, estuaire flandrien.

II - INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

Intégré dans le contexte climato-stratigraphique normand (J.P. Lautridou, 1985), un cadre chronologique peut être proposé :

- . l'estuaire de base, corrélé avec le niveau D de Tourville (Assise de Tancarville), représente la fin d'un interglaciaire au sein du Saalien, daté de 200 000 ans (voir à Tourville)
- . le head crayeux et le corps sableux (identique à celui de Tourville E à K) marquent le début de la dernière oscillation glaciaire saalienne
- . l'ensemble interglaciaire (s.l.) à sables ruisselés, heads sableux, dune et pédogenèse associés nécessite un examen plus détaillée :
 - la falaise et les coulées de base représenteraient l'Eémien (s.s.) oscillation marine (5e)
 - le premier head, dépôt froid, serait l'équivalent de l'épisode Melisey I (5d)
 - le sol qui s'y superpose (B à b.) marquerait la phase tempérée de Saint-Germain I (5c)
 - la deuxième génération de head, et la reprise sous dynamique froide de la pédogenèse (Van Vliet-Lanoë, 1986) serait l'équivalent de Melisey II (5b)
 - enfin, la dune représenterait le dernier pic tempéré, Saint-Germain II, de ce complexe (5a)
- . la dernière série correspond à la succession weichsélienne de type séquanien dans la région (Lautridou, 1985) : cailloutis weichséliens inférieurs, loess pléniglaciaires moyen et supérieur séparés par le niveau de Kesselt.

P. LEBRET, J.P. LAUTRIDOU, D. LEFEBVRE et B. VAN VLIET-LANOË

Figure 3 - Terrasse de Tancarville

Les échantillons 38 DL 83 à 16 DL 83 jalonnent des dépôts qui, sur le terrain, paraissent former une séquence continue à travers laquelle on décèle un refroidissement progressif. La base, à cause de la présence de Cassidulina reniforme, apparaît plus froide que la Manche actuelle. Puis la proportion de cette espèce s'accroît jusqu'à 19 % au 16 DL 83. Parallèlement, la forme dominante d'Elphidium excavatum devient clavata. On note aussi la présence d'Elphidium albiumbilicatum. Des foraminifères remaniés de la craie (largement affleurante dans le bassin de la Seine) sont, d'un échantillon au suivant, en quantité croissante, ce qui traduit une reprise d'érosion par le fleuve en début de période froide.

Un autre ensemble de dépôts, considéré comme une dune d'âge éémien, possède une association de foraminifères très différente où Cassidulina reniforme est totalement absente, ainsi que Elphidium albiumbilicatum. E. excavatum est peu représenté, sous la forme selseyensis ou lidoensis. La microfaune témoigne là d'un climat tempéré, au moins aussi doux que l'actuel.

L'HOMME DU PALEOLITHIQUE MOYEN A TANCARVILLE

Une campagne de sondages effectuée sur le site de Tancarville en 1983 a permis la reconnaissance d'une occupation humaine sous la dune "éémienne".

L'étude stratigraphique du site fait apparaître deux niveaux d'occupation préhistorique, séparés par un épisode fluviatile remaniant le niveau le plus ancien. La topographie du site étant similaire pour les deux occupations, il est vraisemblable que les hommes du Paléolithiques ont été attirés par cette topographie : au pied d'une falaise, sur une pente faible.

Il reste très peu d'éléments en place du niveau inférieur, l'érosion du fleuve ayant fait disparaître presque tous les vestiges ainsi que le sol d'occupation. Ce niveau est attesté par la présence de 4 éclats dont un denticulé, d'une dent de cerf et d'une lentille charbonneuse. La partie remaniée de ce niveau (693 objets) se caractérise par la petite taille des éléments lithiques, son débitage non levalloisien (I lam. = 10,4) un faible indice de facettage strict et une grande importance des talons dièdres (IFs = 15,6 ; IF1 = 33,5).

Malgré la faible surface fouillée et le nombre peu élevé de silex taillés trouvés dans le niveau supérieur (28 pièces dont 2 nucléus et 5 éclats de facture levalloisienne) qui interdit toute étude statistique, il est clair que les hommes préhistoriques vivaient pendant la mise en place du head (qui a pu légèrement déplacer les silex), sous un climat relativement froid et humide. Une analyse du plan de répartition des artéfacts montre un gradient en silex brûlés vers le sud-ouest. L'existence d'une zone de combustion à proximité peut être envisagée. Seule une fouille importante confirmerait cette hypothèse.

L'ensemble lithique rappelle, par sa distribution, les industries du méandre de Moisson (Lécolle, 1982). Le choix délibéré du site (l'homme préhistorique n'hésitant pas à faire plusieurs kilomètres pour rechercher le silex dont il avait besoin), la périodicité de l'habitat, et peut-être des zones d'activités spécifiques rappellent les gisements du Nord-Cotentin (Saint-Vaast-la-Hougue : Fosse ; Saint-Germain-des-Vaux : Cliquet).

B. MASSON, P. LEBRET

P O I N T E D E L A R O Q U E

· Les alluvions holocènes de la basse vallée de la Seine

Les dépôts holocènes de la basse vallée de la Seine ont jusqu'à 35 m d'épaisseur au Havre, dans l'estuaire, et se réduisent en amont (15 m à Rouen). Leur surface sub-horizontale correspond à peu près au niveau des plus hautes mers actuelles. Ce sont des sédiments fins ou organiques accumulés en liaison avec la montée du niveau de base, pendant la transgression flandrienne. Dans l'estuaire, leur origine est marine surtout (silts et sables). Dans l'axe de l'estuaire, domaine des chenaux, se sont accumulés des sables et des amas de galets. Latéralement, en milieu calme de marais, ce sont des silts, des argiles, des tourbes. En coupe transversale, ces deux ensembles de faciès apparaissent comme des gouttières emboîtées. En amont de l'estuaire, on retrouve une opposition entre les sédiments des bordures marécageuses et calmes (lit majeur) et ceux des chenaux (lit mineur). Des sables et des tufs calcaires caractérisent l'emplacement des chenaux, où coulait une eau claire et rapide ; dans les marges inondables, ce sont des argiles et des tourbes. Après l'Atlantique, les tufs ont régressé ; plusieurs causes sont possibles :

- un changement de caractère du fleuve, d'abord ralenti par la transgression puis à courant alternatif à cause des marées,
- arrivées d'eau saumâtre et apports de sédiments marins,
- augmentation de la charge turbide pendant les derniers milliers d'années en rapport avec les défrichements et l'érosion des sols si bien que des limons argileux issus principalement des loess sont abondants dans les faciès sédimentaires supérieurs.

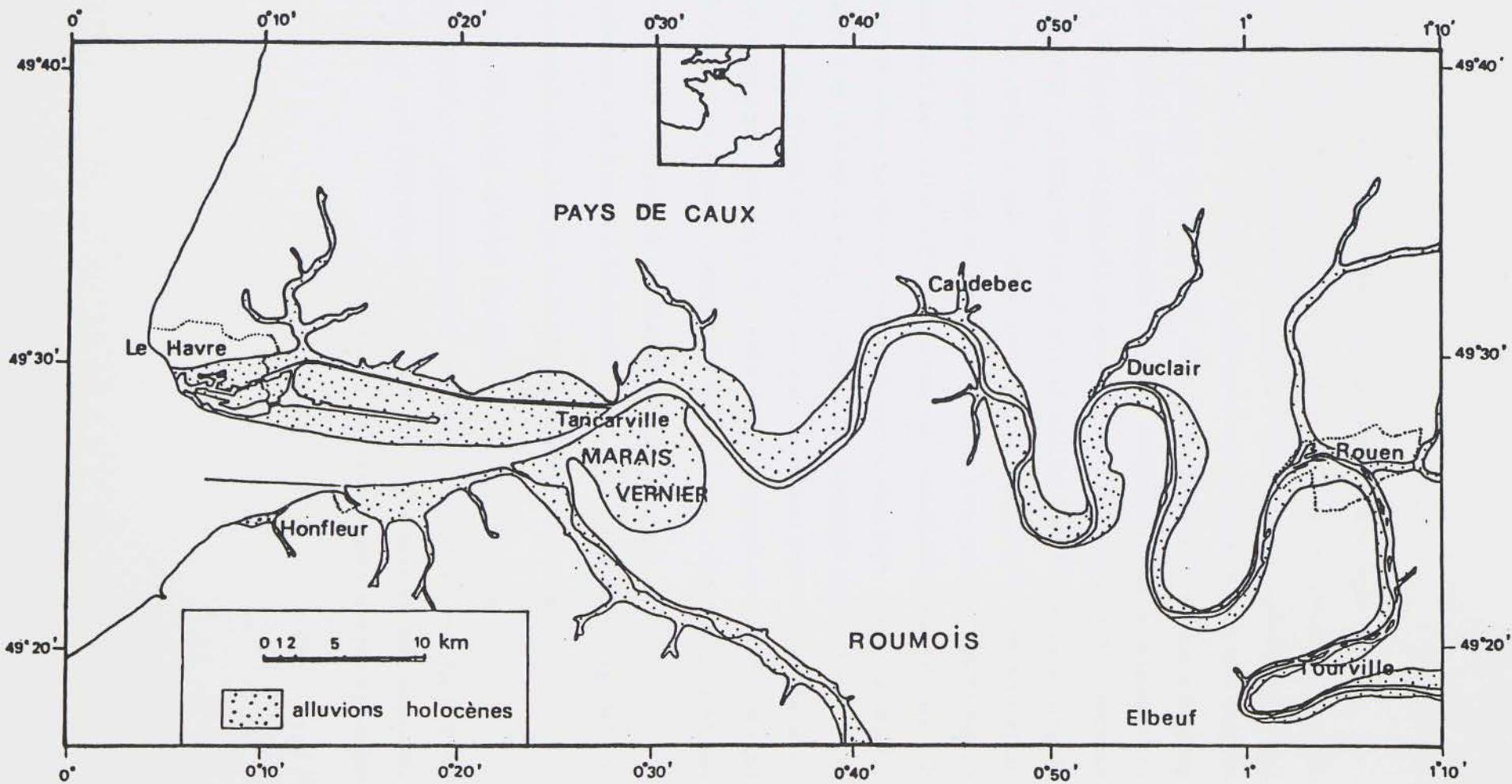


Fig. 1 : Situation géographique

I. LE MARAIS VERNIER

Le Marais Vernier occupe l'emplacement d'un méandre abandonné de la Seine à proximité de l'estuaire (fig. 1). La sédimentation holocène est caractérisée par des sables, silts, argiles et tourbes mis en place dès la fin du Boréal : un sondage d'une vingtaine de mètres réalisé dans la partie sud du marais permet de reconstituer les paléoenvironnements holocènes d'après l'étude des pollens et des diatomées.

- La palynologie (fig. 2).

La fin du Boréal, aux environs de 7600 BP, est caractérisée par un climat tempéré plus chaud que l'Actuel (présence de Quercus type ilex dans le diagramme pollinique). Le couvert forestier, relativement important, se compose essentiellement de Quercus, Ulmus et Corylus. L'Atlantique correspond à l'optimum climatique : Quercus ilex se maintient jusque vers 6500 BP, Tilia apparaît dès le début de cette phase mais reste très discret jusque vers 6000 BP. La présence, bien que de manière discontinue, de Hedera témoigne de températures hivernales assez clémentes. La fin de l'Atlantique est marquée par la disparition définitive de Quercus ilex, la nette régression d'Ulmus, l'apparition des premiers pollens de Fagus et le développement important d'Alnus. Le Subboréal et le Subatlantique sont caractérisés par la prédominance de Corylus, Quercus et Alnus. La dégradation climatique, amorcée dès 5500 BP avec la disparition de Quercus ilex, s'accroît après 3900 BP où l'on observe un recul de Tilia, un développement de Fagus et les premiers pollens de Carpinus.

- Les diatomées (fig. 3).

Le diagramme de répartition des diatomées a été réalisé sur la série sédimentaire déposée entre 7600 et 3900 BP. Cinq groupes écologiques ont été retenus :

- diatomées marines (M sur le diagramme) rencontrées dans des eaux dont la salinité minimum est de 30‰.

- diatomées marines ou d'eaux saumâtres (M. S.) rencontrées dans des eaux dont la salinité oscille entre 30 et 9 ‰.

- diatomées d'eaux saumâtres (S) rencontrées dans des eaux dont la teneur en sel est comprise entre 1,8 et 9 ‰.

- diatomées d'eaux saumâtres ou douces (S. D.) vivant dans des eaux dont la salinité varie entre 1,8 et 0,18 ‰.

- diatomées d'eaux douces rencontrées dans des eaux dont la salinité n'excède pas 0,18 ‰.

L'examen du diagramme de répartition des diatomées benthiques montre six zones depuis la fin du Boréal. Aux environs de 7600 BP le Marais Vernier correspond à un vaste marécage à Graminées et Cypé- racées sans communication avec la mer (zone MV₁) : les diatomées rencontrées vers -12 m sont des diatomées d'eau douce en grande majorité. Les premières influences marines, traduisant la proximité du riva- ge, se font sentir entre 7600 et 6500 BP (zone MV₂) : on observe alors une forte représentation des diatomées pouvant se développer en milieu ma- rin ou saumâtre. C'est au même moment que l'on observe l'arrivée des Chénopodiacées sur le diagramme pollinique. Parmi les diatomées, la présence de formes supportant une exondation temporaire montre que les argiles silteuses et les silts gris à débris végétaux, du début de l'Atlanti- que, se sont probablement déposés en milieu intertidal.

Après cette phase transgressive on enregistre, vers -8,50 m, une di- minution des diatomées marines ou d'eaux saumâtres (zone MV₃) au pro- fit des espèces d'eaux douces ou saumâtres. Ce changement pourrait cor- respondre à un stationnement du niveau marin vers 6500 BP. Ceci se tra- duit par une disparition temporaire des Chénopodiacées sur le diagramme pollinique et par un changement dans la sédimentation avec l'installation d'une tourbière.

Une nouvelle transgression caractérise la seconde partie de l'Atlan- tique (zone MV₄) : les échantillons analysés sont riches en diatomées

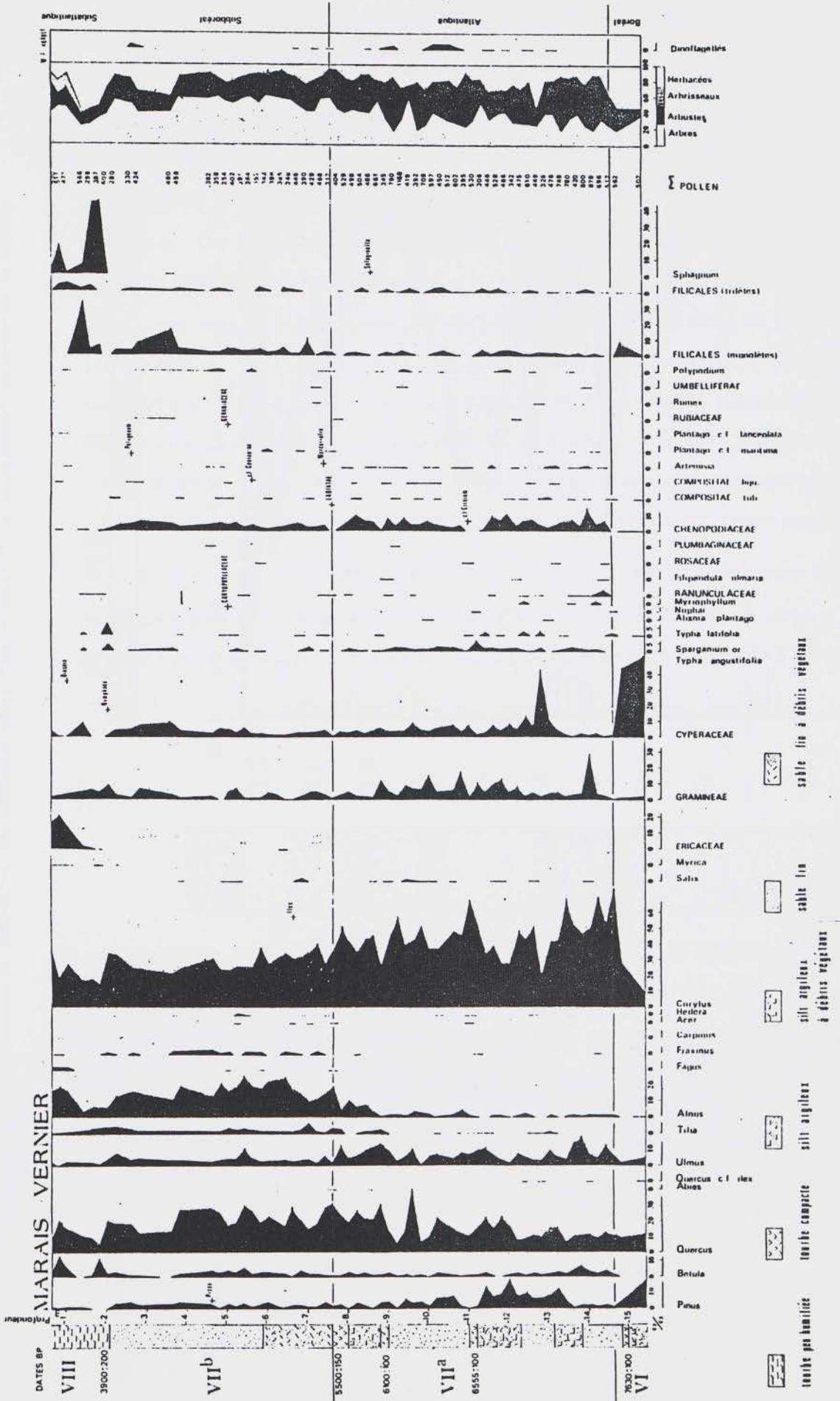


Fig. 2 : Diagramme pollinique

DATES BP

3900 ± 200

SUBBOREAL

5500 ± 150

6100 ± 100

ATLANTIQUE

6555 ± 100

7630 ± 100

-  SABLE FIN
-  ARGILE
-  DEBRIS VEGETAUX
-  TOURBE

m NGF

-1

-2

-3

-4

-5

-6

-7

-8

-9

-10

-11

-12

%

0

10

20

30

40

50

60

70

80

90

100

MV 6

MV 5

MV 4

MV 3

MV 2

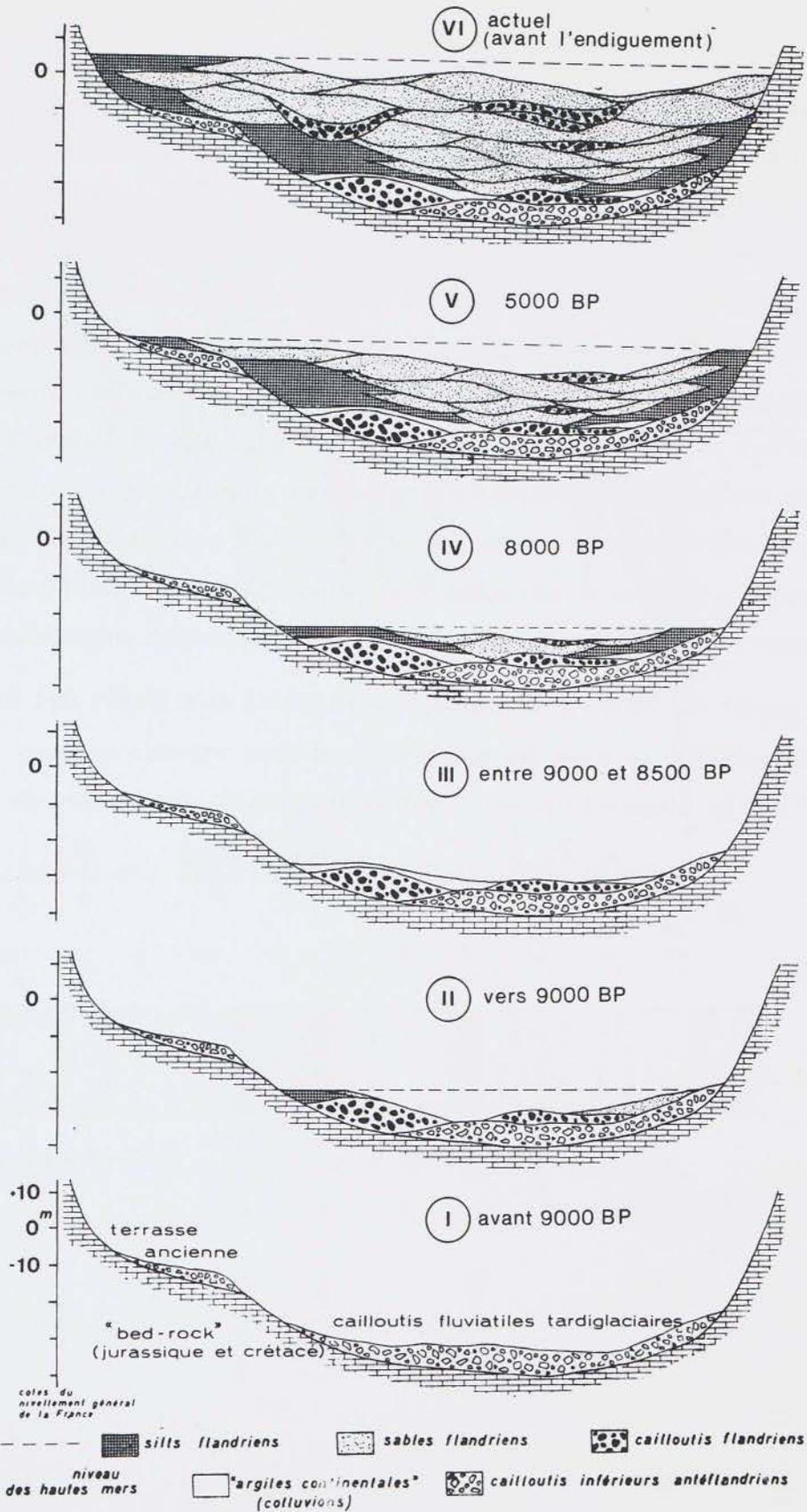
MV 1



Fig. 3 : Diagramme de répartition des diatomées benthiques en fonction de la tolérance vis-à-vis de la salinité

marines ou d'eaux saumâtres et renferment des pollens de Chénopodiacées ainsi que des kystes de Dinoflagellés. La fin de l'Atlantique, vers 5500 BP, est marquée par un changement sur le plan sédimentologique : aux sables et silts succède une tourbe dépourvue de pollens de Chénopodiacées. On observe une extension des diatomées d'eaux douces ou saumâtres (zone MV₅) aux dépens des diatomées marines ou d'eaux saumâtres. Un mouvement transgressif caractérise le début du Subboréal (zone MV₆) : il se dépose tout d'abord des sables gris à débris végétaux, puis des sables à intercalations argileuses riches en diatomées marines ou d'eaux saumâtres et contenant de nombreux pollens de Chénopodiacées. La présence d'espèces aérophiles, ou supportant une exondation temporaire, conduit à envisager une sédimentation en domaine intertidal.

A partir de 3900 BP s'installe une tourbière, à l'abri des influences marines grâce à la mise en place d'un cordon littoral au nord : ceci se traduit par la disparition des Chénopodiacées et des kystes de Dinoflagellés.



Les étapes du comblement de l'estuaire. Coupes transversales schématiques.

II. EVOLUTION des MEANDRES de la SEINE dans le SECTEUR du MARAIS VERNIER

La série de cartes ci-après propose une reconstitution de l'évolution des méandres pendant une partie du Quaternaire. Chaque carte est un instantané. Entre ceux-ci, il faut imaginer les migrations, les recoupements, l'encaissement liés à l'érosion latérale et verticale du substratum.

Cette reconstitution est fondée sur une interprétation des observations faites jusqu'à maintenant (morphologie des versants, morphologie du fond rocheux masqué par des alluvions - cette morphologie est connue par des forages, plus ou moins précisément selon les endroits -, répartition des terrasses) et sur la logique de la dynamique fluviale, recoupements de méandres et leurs contre-coups) perturbée par des oscillations du niveau de base en liaison avec les oscillations climatiques.

Toutes les cartes ont été faites en présentant un fleuve constitué d'un seul chenal. C'est une simplification. Parfois, le débit et la charge du fleuve étaient tels qu'un système de chenaux anastomosés s'installait probablement.

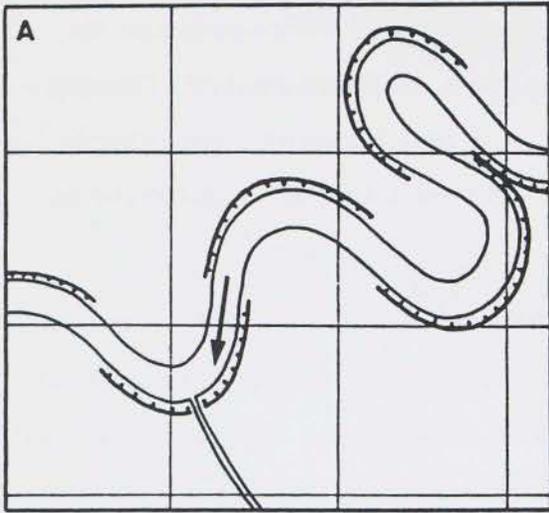
Comme tout ce qui résulte de l'interprétation de faits, la présente reconstitution comporte des aspects hypothétiques. Elle n'est que ce qui paraît le plus probable dans l'état actuel des connaissances.

Légende :

- 1 - pente abrupte.
- 2 - terrasses.
- 3 - surface du remblaiement holocène.

Echelle et quadrillage de repérage :

Le quadrillage des cartes est dérivé du quadrillage Lambert. Une ligne sur 5 a été prise. Les côtés des carrés correspondent à 5 km sur le terrain.

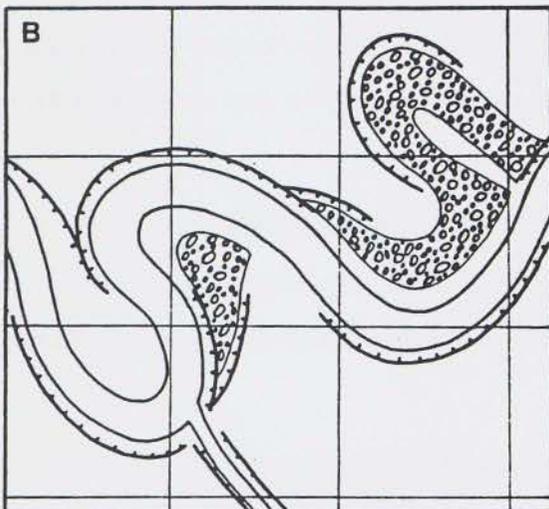


A

La Seine coule à 65/70 m d'altitude (Pléistocène inférieur, vers -1 million d'années).

La Seine coule sur l'emplacement de la future pointe de la Roque et façonne la rive concave abrupte qui persistera sous la forme du talus connu actuellement.

Vers le N. - E. , un recouplement de méandre est imminent.

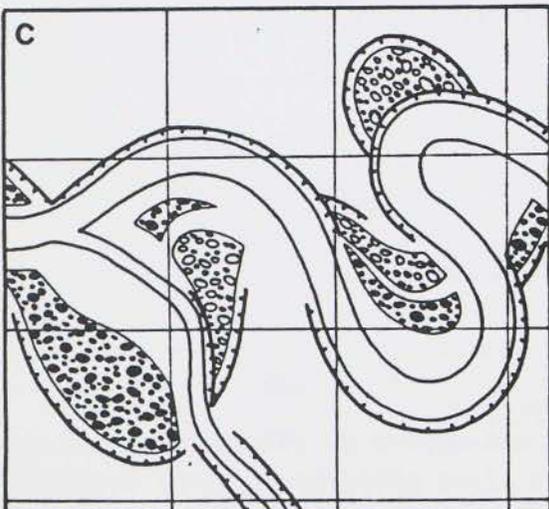


B

La Seine s'est encaissée jusqu'à l'altitude 30 m (instantané au cours du Pléistocène moyen, vers -500.000ans).

Le méandre du S. - W. a migré vers l'aval en s'encaissant. Il sera ensuite abandonné grâce au recouplement qui se prépare. Les alluvions anciennes de la future pointe de la Roque sont conservées contre la rive concave de laquelle le fleuve s'est décollé.

Au N. - E. , dans un méandre abandonné se trouve la terrasse de Saint-Jean-de Folleville-Radicatel.

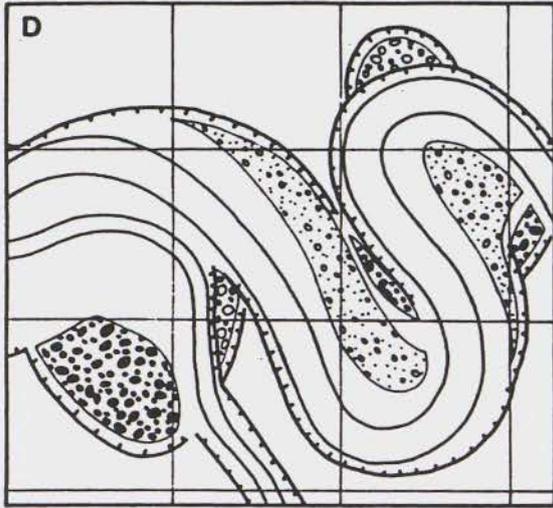


C

La Seine a creusé jusqu'à -10 m d'altitude (instantané au cours du Saalien (= Riss), vers -200.000 ans).

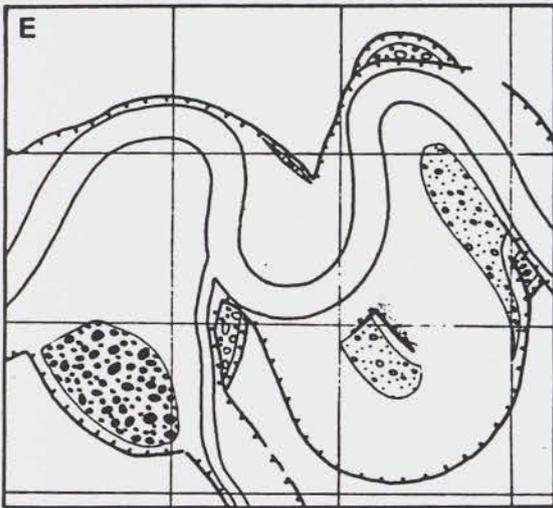
Après le recouplement du méandre du S. - W. , la Risle a prolongé son cours en empruntant une branche du méandre abandonné - la branche de l'Est - puis l'a surcreusée en liaison avec la poursuite de l'encaissement de la Seine.

Vers le S. - E. , le méandre du futur Marais Vernier s'approche de sa forme finale.



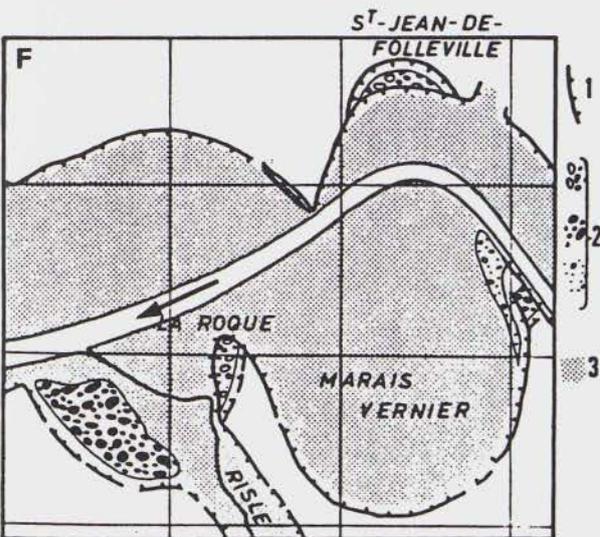
D
La Seine a creusé jusqu'à -20 m d'altitude (instantané au cours du Weichselien (= Würm), vers -60.000 ans).

La migration des méandres vers l'aval est sur le point de causer le recoupement du méandre du Marais Vernier. Le tracé de la Risle sur cette carte est totalement hypothétique. Il se peut très bien qu'elle ait déjà été capturée.



E
La Seine a creusé jusqu'entre -25 m et -30 m (au Tardiglaciaire, il y a 12.000 ans)

Le recoupement du méandre survenu au Weichselien a entraîné une sorte de "convulsion" de l'ensemble du train de méandres qui se sont redessinés, à la recherche d'un nouvel équilibre dynamique. Cette "convulsion" est limitée par les versants qui emprisonnent le fleuve, plus ou moins étroitement selon les endroits.



F
Géographie actuelle, en période interglaciaire.

La remontée du niveau de la mer depuis la fin du Weichselien a entraîné l'accumulation de sédiments fins dans la vallée, jusqu'à la cote +5 environ. Une grande partie du substratum rocheux est donc masquée, ainsi que les cailloutis weichseliens et les terrasses les plus inférieures. Le cours actuel de la Seine est totalement indépendant du dessin des versants. Il est, de plus, dans le cadre de l'aménagement du fleuve, endigué dans un chenal unique.

A chaque épisode interglaciaire, un remblaiement comparable s'est vraisemblablement produit dans la basse vallée de la Seine. A chaque retour d'un climat froid, sous l'effet de la baisse du niveau marin et d'un régime du fleuve beaucoup plus heurté, l'érosion reprenait en déblayant d'abord les sédiments fins interglaciaires, puis en recreusant jusque dans le substratum rocheux.

G L O S

Limons à doublets et fentes de gel

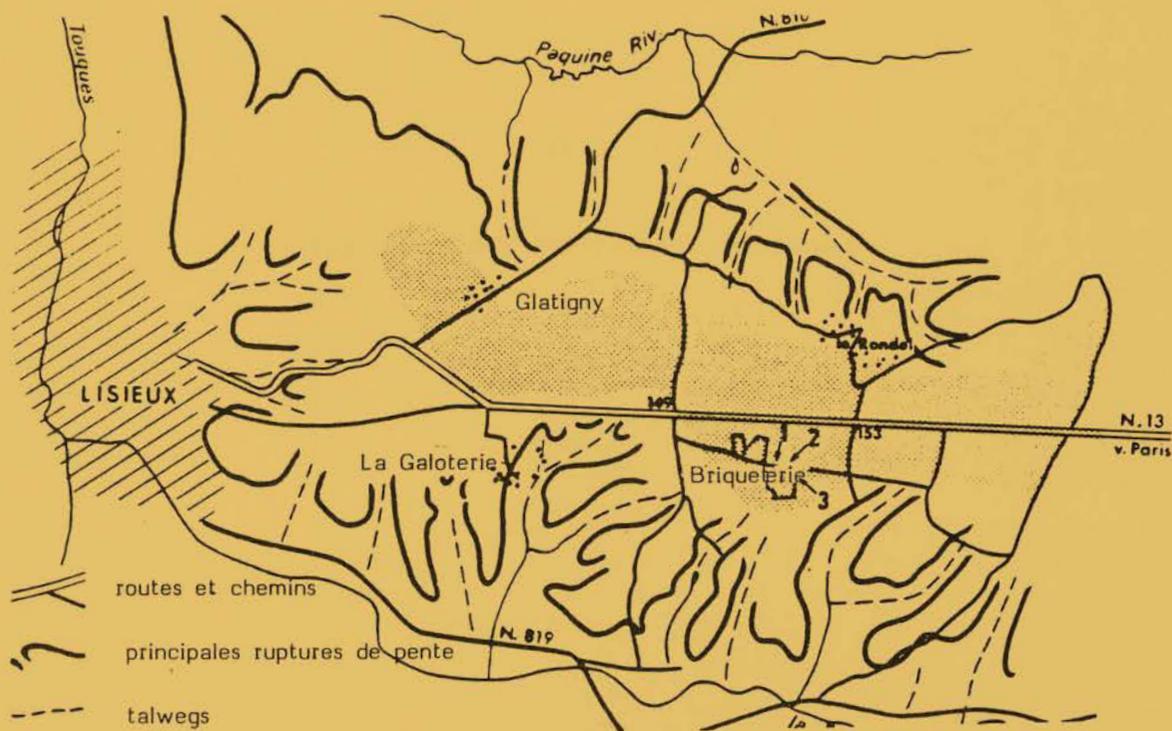


Fig. 1 - Croquis de situation

Fig. 1 - Geomorphology and location of the Glos brickworks

LA COUPE DE GLOS LES FENTES DE GEL

SITUATION (fig. 1)

Située à l'est de Caen, près de Lisieux, à la limite occidentale des plateaux de Haute-Normandie, la briqueterie de Glos est la seule en activité en Normandie qui exploite encore les loess. La position topographique est la même que celle des autres grandes coupes : altitude : 150 m, position d'interfluve (plus exactement rebord sud de l'interfluve entre deux petites vallées affluentes de la Touques), substrat d'argile à silex. En 1974 lors de levés de terrain en compagnie de M. Helluin et J.C. Ozouf on voyait bien le front ouest-est (coupes 1 et 2) et la paroi orientée nord-sud (coupe 3) montrant une diminution rapide d'épaisseur (vers le sud). Les anciennes exploitations étaient situées un peu plus au nord, plus près de l'axe de l'interfluve, là où les loess sont les plus épais : c'est le schéma classique des plateaux de Haute-Normandie.

Les propriétaires de la briqueterie, MM. Lagrive, nous ont autorisé aimablement à étudier cette carrière. Une publication en 1977 dans le Bulletin de la Société Linnéenne en collaboration avec M. Helluin et J.C. Ozouf, fait le point sur les recherches (vol. 105, 1975-1976).

LITHOSTRATIGRAPHIE

La coupe 1 se présente comme suit :

- 0 - 70 cm : Horizon Bt du sol brun lessivé holocène ; brun-rouge (7,5 à 10 YR) : revêtements argileux, structure polyédrique. La partie supérieure du sol A1, A2, B1 a été décapée
- 70 - 90 cm : Base du sol holocène (B/C) limon assez argileux, brun ; litage peu marqué (10 YR 5/6)
- 90 - 130 cm : Limon jaune (10 YR 5/6) lité (limon à doublets) du Pléniglaciaire supérieur ; lits gris-jaune et marron. Cette couche est séparée de l'horizon sus-jacent par un niveau irrégulier. De même le contact avec le limon inférieur est caractérisé par des petites langues d'étirement très caractéristique du Niveau de Kesselt et jalonnées par une fine bande grise

- 130 - 160 cm : Sous le niveau ondulé de Kesselt à bande grise : limon gris-jaune (10 YR 6/6) à taches orange
- 165 - 210 cm : Limon jaune-brun (10 YR 6/6), à points noirs, un peu plus foncé que le limon supérieur, à revêtements ferrugineux ocre sur les faces des feuillets (1-2 mm)
- 210 - 320 cm : **Limon marron** (10 YR 5/6 à 5/8) à structure finement granulaire ou **microfeuilletée**, à taches jaune clair (de 1 à 2 cm), à points noirs et tubulures noires ferromanganiques. Présence de revêtements ferrugineux ocre sur les feuillets (2-3 mm). La partie supérieure (210-230 cm) est un peu plus foncée que de 230 à 290 cm : la zone inférieure, plus claire, à fines traînées grises diffuses constitue une transition avec la couche sous-jacente
- 320 - 360 cm : Cailloutis de base, emballé dans un limon gris-clair très distinct, à points noirs, à petits silex (0,5 cm) entourés d'une pellicule ferromanganique, à traînées et petits lits gris clair (aspect colluvial). La partie supérieure (320-330 cm) est légèrement plus brune (10 YR 7/4)
- 360 - 390 cm : Partie supérieure d'un Bt de couleur marron (10 YR 6/6), de compacité assez faible, avec des revêtements argileux peu marqués. Cet horizon constitue le sommet d'un paléosol, déformé et étiré
- 390 - 450 cm : Horizon B2t d'un sol brun-rouge (7,5 YR 7/8), compact, de structure polyédrique à **revêtements** argileux nets ; quelques marbrures grises peuvent être observées
- 450 - 490 cm : Base du paléosol (horizon B3) moins coloré et moins structuré que l'horizon supérieur (B2) ; présence de points noirs (7,5 YR 6/8)
- 490 - 540 cm : Limon brun-marron (7,5 YR à 10 YR 6/6) compact, à points et taches noirs, de structure feuilletée peu nette, qui se distingue à peine de l'horizon supérieur (450-490)
- 540 - 560 cm : Limon identique, mais à petits silex entourés de pellicules ferro-manganiques (10 YR 6/6)
- 560 - 610 cm : Limon identique, très compact, feuilleté (10 YR 6/6)
- 610 - 630 cm : Idem, avec petits silex (10 YR 6/6)
- 630 - 660 cm : Idem, très compact (10 YR 6/6)
- 660 - 700 cm : Limon jaune-gris (2,5 YR 7/4) compact, à nombreux points noirs, séparé du limon supérieur par un contact irrégulier de type Kesselt. Sous le plancher de la carrière le limon jaune-gris se poursuit jusqu'aux silex (argile à silex)

La coupe 1 permet de définir sous le sol brun lessivé holocène (de 0 à 60 cm) en partie tronqué par l'exploitation :

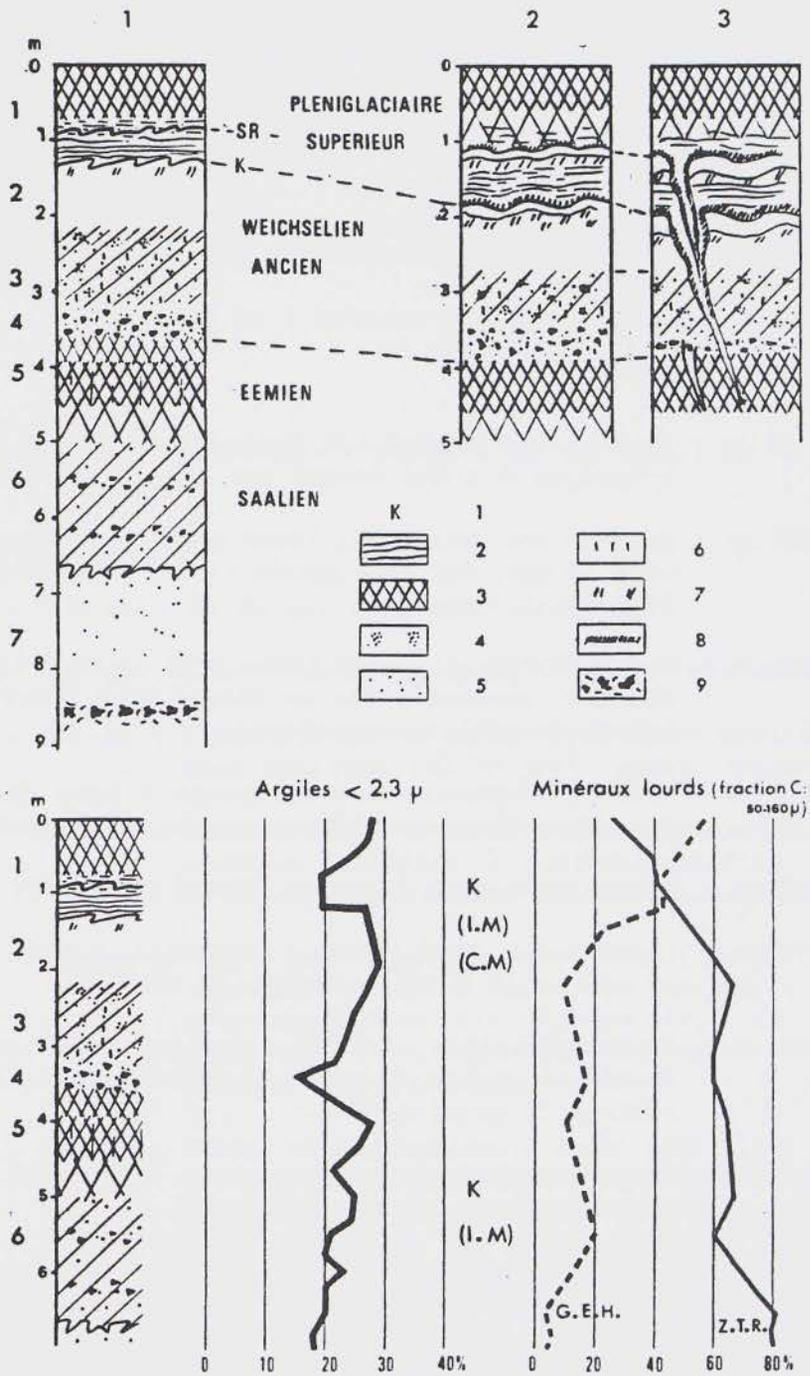


Fig. 2 - Coupes de Glos (d'après Helluin et al, 1977; Lautridou, 1985)

1, Kesselt; 2, limon à doublets; 3, Bt; 4, taches grises; 5, points noirs; 6, taches noires; 7, taches orange; 8, liseré; 9, cailloutis

Fig. 2 - Stratigraphical section and mineralogy at the Glos brickworks

- des limons à doublets, assez peu argileux, non carbonatés, à fines bandes grises (ou jaunes) et marron, très caractéristiques des loess normands : couche 1
- des limons argileux jaunâtres (de 130 à 210 cm) puis brun-marron de 210 à 320 cm : couches 2-3
- une couche limono-argileuse brun-rouge, à structure de sol brun lessivé (horizon Bt) et tronquée par un cailloutis (4) de petits silex : couche 5
- des limons bruns puis gris : couches 6 et 7

La coupe 2 :

- 0 - 60 cm : Partie de l'horizon Bt holocène (10 YR à 7,5 YR 5/8). L'horizon A a été décapé par les exploitants
- 60 - 110 cm : Base du sol holocène : limon brun, légèrement argileux ; vers le bas, des lits jaunes (1 cm) se distinguent (10 YR 5/6)
- 110 - 115 cm : Niveau à fine bande de **limon gris** clair à taches orange, ondulée, surmontée par un **liseré** brun foncé (manganèse, traces de matière organique)
- 115 - 125 cm : Limon à nombreuses zones orange : base des phénomènes d'hydromorphie associés au niveau sus-jacent (10 YR 7/4)
- 125 - 140 cm : Limon jaune-brun à litage flou (10 YR 7/6)
- 140 - 175 cm : Limon jaune, lité (limon à doublets), à lits jaunes (1 cm) et marron (0,4 cm) ondulés (10 YR 7/6)
- 175 - 190 cm : Bande gris clair, ondulée, avec au sommet un liseré brun foncé (manganèse, traces de matières organiques, traces de racines de graminées)
- 190 - 215 cm : Taches orange dans un limon jaune, touché par l'hydromorphie peu marquée du niveau sus-jacent

Dans cette coupe on distingue très bien les deux niveaux irréguliers précédemment définis à 90 cm et à 135 cm de profondeur dans la coupe 1. Ici les déformations sont moins marquées ; il y a essentiellement des ondulations, mais on repère au-dessus, dans les deux cas, une fine couche grise limoneuse surmontée par un liseré brun fugace signalé plusieurs fois en Haute-Normandie (Saint-Romain, Mesnil-Esnard...) qui peut correspondre à un petit sol steppique.

Nous retrouvons donc au-dessus d'un paléosol important (vers 4-5 m de profondeur) le cycle du loess récent avec de bas en haut des limons bruns feuilletés à points noirs et des limons à doublets. Sous le paléosol se trouvent les limons anciens brunâtres et localement des lambeaux de paléosol rouge (5 YR) argileux du type Mesnil-Esnard V-VI et base d'Iville.

P R O F I L 1 9 8 6

SITUATION

Ebauche d'une dépression s'amorçant au sud-est.

STRATIGRAPHIE

- 0 - 95 cm : Bt du sol post-glaciaire
- 95 - 150 cm : Limon à doublets épais (+2 cm), très bioturbé (10 YR 5/6)
- 150 - 180 cm : Limon à doublets minces avec micro-ondulation et 2 bandes plus épaisses (10 YR 5/6), assez compact
- 180 - 210 cm : Limon à doublets minces, plus argilo-humiques (10 YR 5/4) ondulés, associés à quelques petites fentes obliques revêtues d'hydroxydes de fer, assez compact
- 210 - 225 cm : Petit sol gleyifié, humifère (10 YR 5/4) modérément cryoturbé et étiré sur limon sableux ; quelques taches d'hydroxydes de fer étirées (7,5 YR 5/8). Structure lamellaire fine modérément développée. Limite inférieure abrupte subhorizontale
- 225 - 280 cm : Limon sablo-argileux, avec très fins doublets, très contrastés brun jaunâtre clair (10 YR 5-6/4 et 10 YR 4/6) et bandes de précipitation d'hydroxydes de fer (7,5 YR 4/8) soulignant les cryoturbations. Modérément poreux. Horizon légèrement plus humifère au sommet. Limite inférieure abrupte en poche
- +230 ≈ 320 cm : Limon sableux, brun jaune clair (10 YR 6/4), en gros massifs fauchés avec quelques taches ferriques diffuses ; affecté par des doublets fins peu contrastés, massif. Limite inférieure distincte, soulignée par d'abondantes précipitations d'hydroxydes de fer
- ≈230 ≈ 350 cm : Limon sablonneux brun jaune (10 YR 6/6) très riches en précipitations ferriques à son sommet ; affecté par des doublets moyens peu contrastés parfois accentués au niveau de taches de MnO₂ et très localement en association directe avec des revêtements de fer bactérien sur structure lamellaire moyenne ; quelques fentes septiformes revêtues d'hydroxydes de fer au contact de

l'horizon inférieur. Contact lithologique distinct, cryoturbé, parfois souligné par 1 à 2 cm de colluvions humifères

≈350 - 385 cm : Limon doux, humifère, brun jaune (10 YR 5/4) en massifs d'épaisseur variable, assez poreux, affecté par de petits doublets fins modérément contrastés, localement rebroussé au contact des cryoturbations ; quelques taches d'hydroxydes de fer ; horizon localement recoupé par une structure lamellaire moyenne avec revêtements d'hydroxydes de fer bactérien.
Limite inférieure abrupte ondulée

≈350 - 420 cm : Limon légèrement argileux, très gleyifié (10 YR 6/3) et panaché (7,5 YR 4/8) au niveau d'injections (enduit ferrique périracinaire) plus pigmenté en profondeur ; structure lamellaire fine à très fine peu développée ; gros nodules ferriques bruns et compacts ; quelques petites fentes septiformes partant des 10 cm supérieurs du de l'horizon sous-jacent et pénétrant cet horizon sur 30 cm.
Limite inférieure distincte subhorizontale.

420 cm : Limon argileux brun jaune (10 YR 6/5) à structure lamellaire à polyédrique sub-angulaire moyenne très bien développée, s'épaississant en profondeur ; revêtements ferriques continus sur les agrégats sur 30 cm de profondeur, puis diminuant d'intensité

INTERPRETATION

Séquence d'accrétion éolienne sur **pergélisol** avec développement de gleys de toundra humifères pendant les périodes stables. Cryoturbations syngénétiques apparaissant par gonflement différentiel des différentes strates éoliennes sur réseau de dessiccation.

Niveau supérieur : pergélisol à -1 m - bord de dépression à drainage imparfait, un peu moins froid que le niveau inférieur

Niveau inférieur : pergélisol à 80 cm - idem, assez équivalent au Spitzberg intérieur (TMA : -6° C ; juillet +8° C).

B. VAN VLIET-LANOE et J.P. LAUTRIDOU

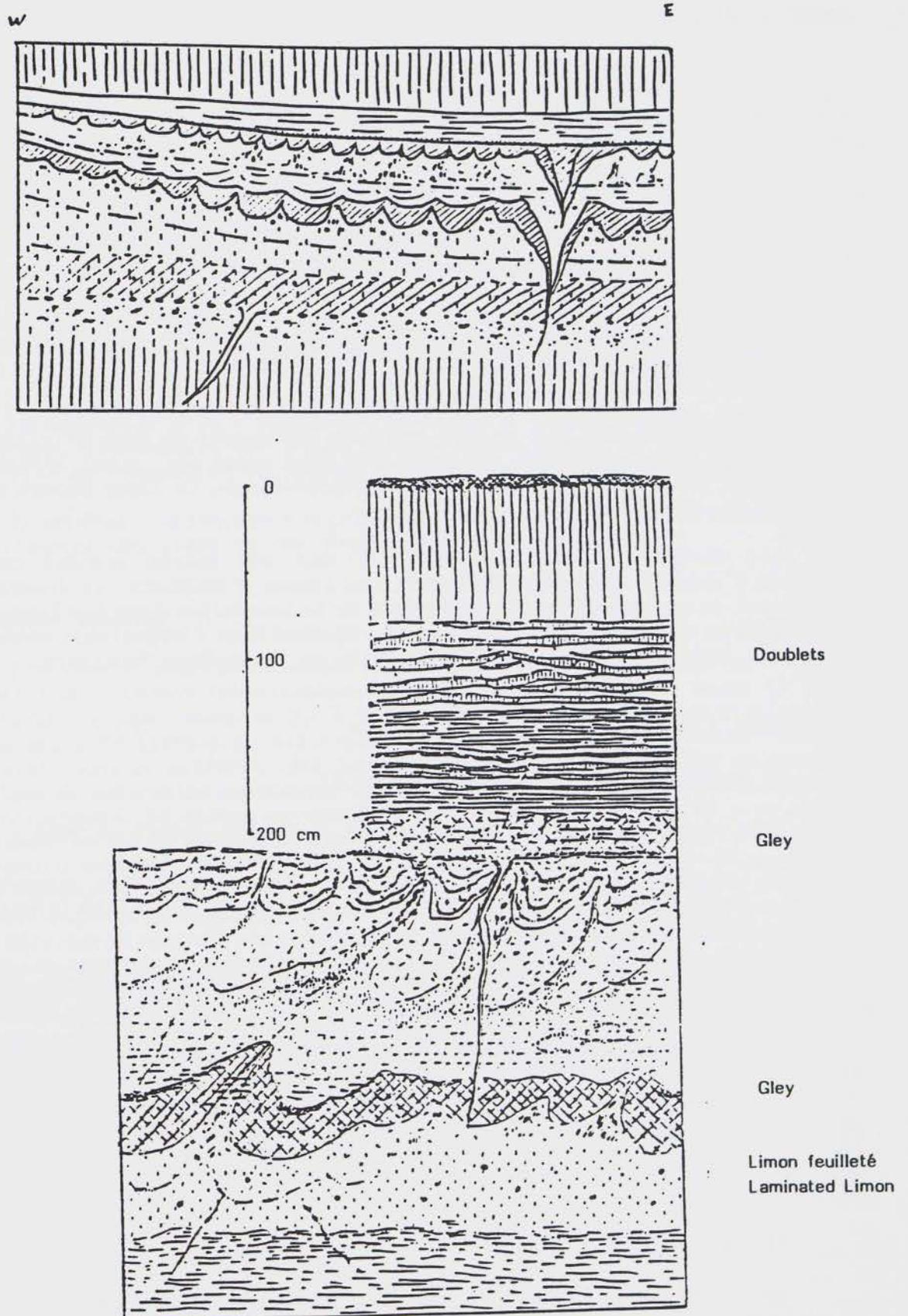


Fig. 5 - Glos : profil 1986

Fig. 5 - Drawn sections from the 1986 exposures in the Glos brick pit (see main text for the detailed description).

DONNEES ANALYTIQUES

Les prélèvements pour analyses granulométriques commencent seulement à 135 cm de profondeur en coupe 1 (sous les limons à doublets très contractés). Ils sont complétés par la coupe 2 où le Sol post-glaciaire et les limons à doublets ont été échantillonnés, ce qui donne un bilan complet de la granulométrie.

Les loess sont dans l'ensemble argileux y compris les limons à doublets, l'altitude assez élevée pouvant expliquer comme à Mesnil-Esnard et à Iville la poussée relative de la teneur en argile et le très faible pourcentage de sables. De même les limons anciens se différencient, comme ailleurs, par la plus forte quantité d'argile et une moindre proportion de particules entre 15 et 30 micromètres qui se marque sur les courbes granulométriques cumulatives par un adoucissement marqué de la pente au-dessous de 30 micromètres. Les lambeaux de paléosol rouge de la base possèdent une très importante teneur en argile (39 %), tout à fait comme à Mesnil-Esnard et à Iville.

Les minéraux argileux ne sont pas très différents de ceux d'Iville et de Saint-Romain, avec cependant une kaolinite plus nette ici, aussi affirmée que l'illite et que la smectite qui sont interstratifiées. Le limon récent possède aussi de la chlorite.

Les minéraux lourds ressemblent à ceux des autres grandes coupes : poussées d'épidote et d'amphibole dans les limons à doublets, et inversement, croissance du zircon, du rutile et surtout de la tourmaline dans les limons bruns feuilletés et dans les limons anciens. On retrouve bien l'opposition entre loess récent et loess ancien en place ou remanié en limon brun feuilleté.

LES LIMONS A DOUBLETS

1) Paléopédologie (B. Van Vliet-Lanoë)

Deux niveaux distincts existent dans le profil décrit en 1986 :

- a) Le niveau supérieur est assez équivalent au niveau supérieur de Saint-Romain, il se développe dans un matériel stratifié (c'est celui étudié par E. Derbyshire)
- b) Le niveau inférieur se développe à partir du petit horizon humifère coiffant le gley supérieur et pénètre le sommet du gley inférieur

Le faciès microscopique est assez classique. Il faut cependant noter que les doublets s'arrêtent à 10-15 cm sous le sommet du pergélisol contemporain du gley supérieur et que l'illuviation se manifeste sous forme de ferriargilanes de pores (sur traces de lentilles de glace) dans les injections de limon brun feuilleté. Le faciès à doublets résulte bien d'un processus illuvial. Notons que le limon brun feuilleté sous-jacent ne présente normalement pas de traits illuviaux.

2) M.E.B. (E. Derbyshire)

Quatre échantillons ont été prélevés dans le loess récent entre 1 et 2 m de la surface : limon à doublets gris-jaune et marron, avec un espacement régulier.

Le squelette de silt grossier possède un fort pourcentage de vides et une distribution argileuse très différente dans les 2 lits des doublets.

L'échantillon supérieur (n° 1) consiste en grains limoneux anguleux à subarrondis avec peu d'argile dans le lit gris et d'abondants revêtements et ponts argileux dans le lit brun. Des adhérences et des revêtements sont visibles sur de nombreux grains de limon, qui donnent un aspect pseudoémoussé à ces grains et qui réduit l'importance des vides. Il n'y a pas d'orientation préférentielle des grains.

L'échantillon 2 possède un squelette silteux sans orientation marquée dans le lit gris. Quelques feldspaths sont façonnés ("etching"). L'argile (granulométrique) est rare et dispersée. Il y a peu de ponts d'argile. Le contraste entre lit gris et brun est net, mais sans évidence de compaction ou de rupture.

Le doublet brun de l'échantillon 4 montre l'aspect variable de l'argile : adhérences, revêtements sur silts, ponts, remplissages de pores. Une fausse impression de compaction est donnée par les ponts et remplissages de pores.

En général l'anisotropie décrite à Saint-Romain n'est pas évidente à Glos, mais l'aspect des vides et des argiles est semblable.

CHRONOSTRATIGRAPHIE

L'analogie avec les grandes coupes précédemment étudiées est nette : au-dessus du paléosol interglaciaire éémien (de 3,6 à 4,5 m ; coupe 1) fauché dans la partie supérieure (de 3,6 à 3,9 m) comme à Saint-Romain, on distingue les limons bruns feuilletés du Weichsélien ancien et les loess récents (limons à doublets). Sous ce paléosol (Bt) les loess anciens se subdivisent en deux avec une ligne de séparation cryoturbée vers 6,60 m (coupe 1) comme à Saint-Romain et à Mesnil-Esnard. Le niveau cryoturbé à 1,35 m en coupe 1 et 1,90 m en coupe 2 correspond au **Sol de Kesselt** qui est en fait, nous l'avons maintes fois rappelé, un niveau d'érosion jalonné de langues de gélifluxion. Ici celles-ci ne sont pas aussi étirées qu'à Saint-Romain : selon la position dans la carrière on observe des ondulations (gonflements, cryoturbations de sols gelés) simples (coupes 2 et 3) ou déformées (coupe 1). On aurait pu considérer que le Sol de Kesselt est situé plus haut, autrement dit au niveau supérieur ondulé (vers 1,30 en coupe 2), mais cette hypothèse semble peu probable. Nous sommes à l'ouest, environ à la longitude de Saint-Romain, dans la zone occidentale à loess récent inférieur presque toujours érodé par le Sol de Kesselt. D'ailleurs l'aspect érosif de ce Sol est visible sur les parois, alors que le niveau supérieur ne possède pas cette caractéristique. On peut donc le corrélérer avec le **Niveau de Saint-Romain** qui précisément reste parallèle au Sol de Kesselt et ne tronque pas les loess sous-jacents. Cette interprétation est confirmée par les analyses granulométriques effectuées sur la coupe de 1986.

On remarquera aussi l'hydromorphie très importante du sommet des limons bruns feuilletés en rapport avec des grandes fentes que nous allons décrire (fig. 4, couches 1-2) : elle correspond à la petite phase de pédogenèse appelée **Sol de Roumare**. Une deuxième phase d'hydromorphie, moins nette se marque au Niveau de Saint-Romain, elle aussi en liaison avec une deuxième rangée de fentes de gel.

Enfin il faut signaler que les loess anciens sont piégés dans des poches karstiques ; en dehors de ces entonnoirs de dissolution il reste en général le sommet du limon saalien et le paléosol éémien. Tout au fond nous avons vu parfois des lambeaux de sol argileux rubéfié du type Mesnil-Esnard V-VI. Nous pouvons ainsi affiner à nouveau notre chronologie des **affaissements karstiques**. L'absence d'autres loess anciens entre Mesnil-Esnard V et les limons anciens décrits témoigne qu'après le jeu karstique postérieur à Mesnil-Esnard V il n'y a pas eu de soutirage avant le début du dépôt du dernier loess saalien, après que l'érosion ait érodé les autres loess anciens dont l'existence est attestée, entre autres à Saint-Romain et dans la grande carrière de St-Pierre-lès-Elbeuf que nous avons décrite plus haut. **L'érosion se place après le dernier interglaciaire pré-éémien** que nous appelons Elbeuf II (voir coupe de St-Pierre), et à laissé seulement le cailloutis de base ; puis le jeu karstique s'est effectué. C'est le même schéma qu'à Roumare - Pissy-Poville excepté qu'il se place là au début du loess récent après la troncature quasi totale du paléosol éémien. Ici aussi le karst fonctionne en milieu ou en fin (Goderville) de la phase du Début Glaciaire. On peut résumer ainsi le cycle du loess récent :

limon à doublets	loess récent supérieur <i>Niveau de Saint-Romain</i>	
limon à doublets	<i>Sol de Roumare</i>	PLENIGLACIAIRE SUPERIEUR
limons argileux bruns feuilletés	limons de gélifluxion	WEICHSELIEN ANCIEN
limon brun rouge à revêtements argileux	<i>Sol de Saint-Romain</i>	EEMIEN
limons bruns	loess ancien	
limons gris-jaune	loess ancien	SAALIEN

LE DOUBLE RESEAU DE FENTES DE GEL

La découverte de grandes fentes de gel revêt un intérêt particulier car elles ont été rarement signalées dans les loess en Normandie (sauf à Mesnil-Esnard).

A Glos, en 1974, sur la paroi de la carrière orientée nord-sud (coupe n° 3) des fentes étaient nettement visibles. La pente faible de cette paroi (20-30°) permet de reconstituer dans l'espace l'amorce de 3 polygones larges de 20 m. La profondeur des fentes est de 2,5 m environ. Ce réseau a été observé par l'exploitant dans toute la carrière.

Les fentes ont été étudiées en particulier dans la coupe 3 (fig. 4) ; la difficulté d'étude essentielle résidant dans le fait que la paroi oblique donne une image déformée de ce que serait le plan vertical. Pour pallier cette difficulté nous avons creusé un front vertical dans la partie supérieure.

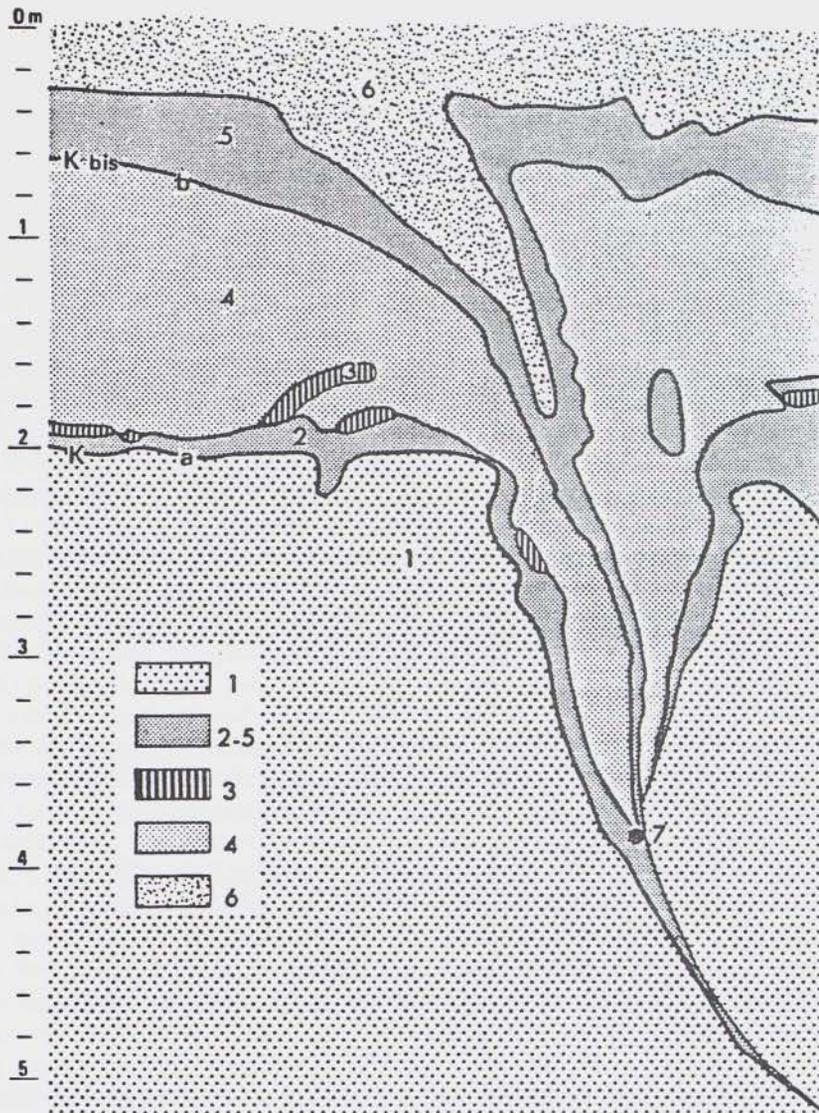


Fig. 4 - Glos : Dessin des fentes de gel sur le front nord-sud en 1975; la pente de la paroi est de 20°

1, limon argileux du Weichsélien ancien; 2, bande grise hydromorphe; 3, liseré brun; 4, limon jaune à taches grises; 5, limon gris hydromorphe; 6, limon à taches grises; K, Sol de Kesselt; K bis, Niveau de Saint-Romain

Fig. 4 - Drawing of the ice cracks of the north-south wall at Glos in 1975. The slope of the wall is 20°.

1, Early Weichselian clayey limon; 2, Hydromorphic grey band; 2-5, gley; 3, brown limon; 4, yellow limon with grey patches; 6, limon with grey patches; K, Kesselt Soil; K bis, Saint-Romain Level.

Il y a, en fait, deux générations de fentes emboîtées l'une dans l'autre. La plus ancienne qui pénètre jusque dans les loess saaliens, s'ouvre au niveau du Sol de Roumare (couches 1-2-3, fig. 4). La plus récente, moins profonde, débouche au deuxième niveau gris (Niveau de Saint-Romain).

La fente inférieure est nettement plus large et plus profonde que la fente supérieure, respectivement 1 m de large et 2 m de haut contre 0,8 m et 1,2 m. Son remplissage se comprend aisément en examinant les horizons de part et d'autre des lèvres. La figure 4 montre plus en détail les couches décrites en coupes 1 et 2. Cette nouvelle coupe a été levée en 1975 avec M. Helluin et J.C. Ozouf. Le matériel encaissant est la couche 1 (fig. 4) correspondant aux limons bruns feuilletés décolorés au sommet par hydromorphie. Cette hydromorphie est plus marquée dans la bande grise 2 (signalée aussi coupe 2, fig. 2, absente coupe 1) constituée par du loess récent et non par du limon brun feuilleté. Enfin, il subsiste des lambeaux de liseré brun légèrement humifère. Le Sol de Roumare c'est le petit sol gleyifié comportant les couches 1, 2, 3, développé sur la première bande de loess récent et sur limon brun argileux. Le remplissage se compose d'abord de la partie supérieure limoneuse du Sol de Roumare effondré dans la fente et du limon à doublets sus-jacent (première phase du Pléniglaciaire supérieur). On a bien le même mécanisme qu'à Mesnil-Esnard excepté que dans cette carrière le phénomène s'avère plus ancien : c'est le Sol de Mesnil-Esnard qui se trouve dans la fente.

Il n'est pas possible, en l'absence de structures nettes du limon argileux encaissant n° 1, de saisir la disposition des couches (rebroussement au contact de la fente, mode de dépôt du limon n° 4 dans la fente).

La fente supérieure, bien que moins large, possède un remplissage du même type :

- les bordures sont jalonnées par le limon gris n° 5 du Niveau de Saint-Romain avec parfois des traces du liseré brun qui était plus net en 1974 (fig. 2) qu'en 1975 (fig. 4)

- l'intérieur correspond à un limon à taches grises floues de la partie post Saint-Romain du Pléniglaciaire supérieur atteint par la pédogenèse holocène en dehors de la fente.

Sur la figure 4 dessinée à partir d'une paroi en pente faible (20°) les fentes semblent déformées vers la gauche ; en fait, elles sont verticales comme nous l'ont montré des observations successives et le déblaiement de la partie supérieure en front vertical mais la direction est oblique par rapport à la paroi.

On remarquera aussi, comme à Mesnil-Esnard, la présence de revêtements ferrugineux ocre sur les faces des feuilletés du limon brun situé juste sous le limon gris gleyifié. Ils témoignent d'une tendance à l'entraînement du fer dans ce sol sur pergélisol.

Il nous semble que ces fentes de contraction thermique appartiennent, comme à Mesnil-Esnard, à la catégorie des fentes à remplissage initial de glace (ice-wedges) dans un contexte très froid à pergélisol. Lors de la fonte du pergélisol la glace fond et la fente est remplie secondairement par du matériel provenant du bord supérieur des lèvres et du limon sous-jacent. De telles fentes fossiles ou actuelles ont été maintes fois décrites (par exemple Dylik *et al.*, 1967 ; Gozdzik, 1970 ; Katasonov, 1973 ; Péwé, 1962).

On peut reprendre ici aussi le schéma de Haesaerts et Van Vliet, 1973, sur l'évolution de l'ice-wedge à partir d'une fente identique à celle de Glos, étudiée en Belgique (Harmignies). Ces auteurs montrent que lors de la fonte progressive de la glace, liée à la disparition du permafrost, la dépression qui se forme à la place de la fente est remplie d'abord par du matériel provenant de la partie supérieure des lèvres. Ensuite, le limon éolien qui se dépose remblaie totalement le creux. A Glos on observe aussi que la fente a d'abord été en partie colmatée par le limon gris n° 2 et par le liseré humifère 3, puis par le limon éolien 4. Les mêmes processus ont joué pour la deuxième fente.

La présence de ce type de fentes permet donc de prouver l'existence d'un pergélisol pendant une partie du Pléniglaciaire supérieur. Cela implique une température moyenne annuelle inférieure à -5° (Péwé, 1962 ; Dylík et al., 1967).

CONCLUSIONS : LE PROBLEME DU PERGELISOL

Les coupes de Glos n'apportent pas d'éléments nouveaux concernant la stratigraphie, mais elles confirment le schéma précédemment défini. Surtout elles fournissent une nouvelle donnée à propos du problème du pergélisol en Normandie weichsélienne. Après l'étude de Mesnil-Esnard nous pensions qu'un pergélisol continu avait pu s'installer au début du Pléniglaciaire, sur le Sol de Mesnil-Esnard correspondant au sommet de la zone active. Mais à Iville dans la même position il n'y a pas d'évidence de ce pergélisol, ni à Glos (même si la stratigraphie y est incomplète le raisonnement demeure valable), ni à Roumare où pourtant le Sol de Mesnil-Esnard s'avère très développé. Evidemment la présence d'un substrat argileux (en particulier le sommet des limons bruns feuilletés) peut expliquer l'hydromorphie sans nécessiter un pergélisol. Mais cette argumentation n'est plus valable pour le Sol de Roumare, gleyifié au sommet d'un loess calcaire perméable, observé dans la station éponyme, à Mesnil-Esnard, à Iville et enfin à Glos où cette fois le réseau de fentes témoigne de la présence d'un pergélisol au début du Pléniglaciaire supérieur comme à Montmarquet (sud de la Picardie) ainsi que nous l'avons précédemment signalé et comme à Goderville (bien que l'âge de la grande fente gélifluée ne soit pas certain). Il semble donc que, **au début du Pléniglaciaire et dans la première partie du Pléniglaciaire supérieur il y ait eu un pergélisol discontinu.** Le fait que les deux coupes à grandes fentes soient situées au sommet d'interfluves étroits enserrés par de profondes vallées montre que des facteurs locaux ont joué, vraisemblablement des mouvements tourbillonnaires violents (voir Mesnil-Esnard) favorisant le refroidissement du sol.

Sans doute la lithologie, la dynamique locale constitue un autre élément important. Ainsi les fentes se développent toujours dans le "limon brun feuilleté" très argileux et non sur le loess calcaire. D'autre part elles n'existent pas véritablement sur Sol de Kesselt à langues de gélifluxion ; elles n'apparaissent qu'avec des sols peu déformés : Sol de Mesnil-Esnard et Sol de Roumare : équivalent, en moins étiré, du Sol de Kesselt.

Nous voyons donc la difficulté de généraliser à partir de quelques observations ; la position de transition de la Normandie pendant le Weichsélien nous semble donc un des enseignements de cette étude. Nous ne disposons pas assez d'études de zones actuelles de pergélisol discontinu, les régions à permafrost profond et généralisé attirant plus l'attention des quaternaristes. De ce fait il nous paraît difficile d'être plus précis quant aux pergélisols de la Normandie weichsélienne. Suite à ses recherches (1986, 1987) B. Van Vliet-Lanoë considère qu'il y a un pergélisol continu pendant le maximum du froid weichsélien en

Normandie jusqu'à la Baie du Mont-Saint-Michel (voir carte et texte dans la présentation générale : Stratigraphie, paléoclimats...).

Signalons une autre génération de fente du type soil-vein traversant le Sol éémien comme à Saint-Pierre et les grandes fentes du type "sand-wedges" de la Baie du Mont-Saint-Michel (arrêt Précey, 4ème journée).

J.P. LAUTRIDOU

T R O I S I E M E J O U R N E E

30 Mai 1987

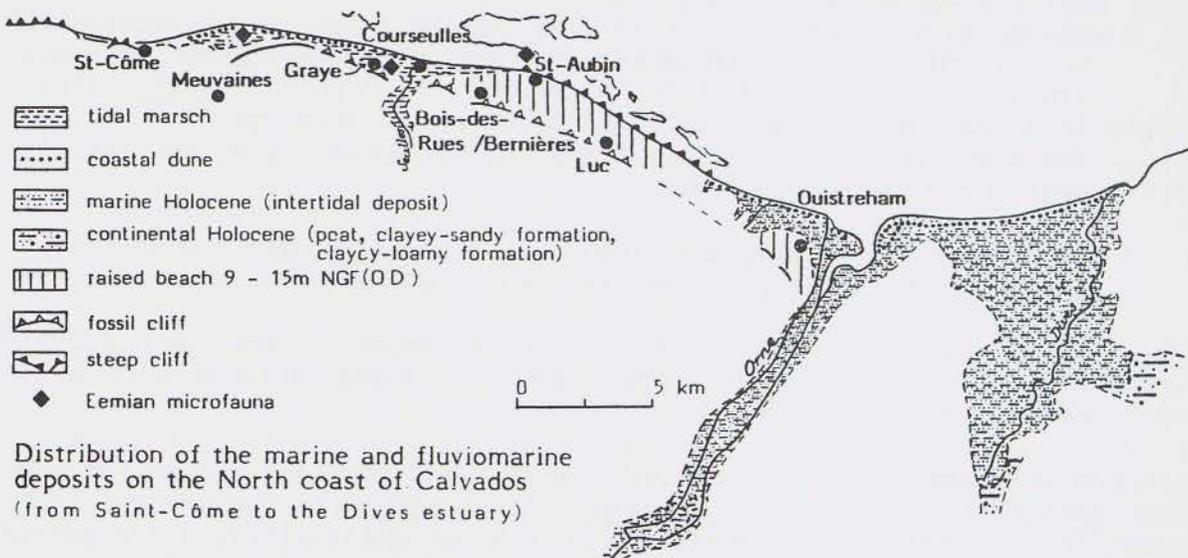
Saint-Côme - Asnelles - Luc
Goury
Port-Racine
Ecalgrain

S A I N T - C O M E - A S N E L L E S - L U C

Les dépôts marins fossilifères du Pléistocène moyen et récent
de la côte du Calvados
Données palynologiques et paléontologiques et datations par acides aminés

LES SEQUENCES MARINES QUATERNAIRES DE L'ESTUAIRE DE L'ORNE AU BESSIN-

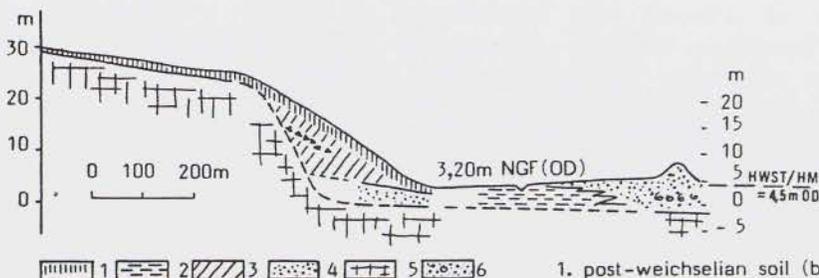
L'itinéraire suivra la côte de Lion-sur-Mer jusqu'au point de vue d'Arromanches d'où on domine la zone de St-Côme-de-Fresné-Asnelles et où se fera l'arrêt et l'exposé. Faute de coupes, on pourra néanmoins voir la situation dans le paysage actuel des sites étudiés avant Luc-sur-Mer, à la limite des communes de St-Aubin et Bernières, entre Bernières et Courseulles et enfin de Graye-sur-mer à St-Côme-de-Fresné.



- Croquis du marais de Meuvaine (St Côme, Asnelles), profil transversal à Graye-sur-Mer et répartition des dépôts marins et fluvi-marins de St Côme à Dives.

Dans cette zone, 2 plates-formes d'abrasion marine étagées entaillent le substratum bajocien et bathonien :

1) La plate-forme inférieure à l'altitude 0 à -5 m NGF visible en partie sous forme d'un platier rocheux affleurant à basse-mer ou constituant le substratum des marais maritimes actuels (cf. ci-dessous). Elle est dominée par une falaise fossile au pied de laquelle ont été découverts



Cross section at Graye-sur-mer with the fossil eemian cliff

1. post-weichselian soil (brun lessivé)
2. holocene peaty clay
3. weichselian calcareous loess
4. marine sand (Eemian, between +3m and -3m OD)
5. rock (limestone)
6. holocene sand (dune, marine sand with shells)

des sables contenant une abondante microfaune de Foraminifères et d'Ostracodes : à Graye-sur-mer (Pellerin et Dupeuble, 1970), Asnelles-St-Côme (voir plus loin) et plus à l'ouest à Grandcamp (Coutard et al., 1974 et 1979). La microfaune d'Ostracodes décrite par P. Hommeril et Weyant (INQUA 1979, excursion A 10) appartient au même niveau.

2) La seconde entre +9 m et +15 m NGF s'étend elle aussi jusqu'au pied d'une deuxième falaise fossile continue de Luc à Courseulles. Sur cette plate-forme large de 2 km est conservée une couverture de sables marins le plus souvent décarbonatés fossilisés par des loess calcaires weichséliens.

Des coupes ouvertes l'une à Bernières-Bois des Rues en 1969, les autres près du cimetière de Luc ont permis d'étudier la séquence suivante :

- à la base entre +9,5 et +13,1 m NGF à Bernières et entre +14,5 et +15,7 m NGF à Luc des sables marins encore carbonatés sont conservés et en partie cimentés. A Luc-sur-Mer on a pu ainsi redécouvrir et réétudier en la complétant la faune de Gastéropodes et Lamellibranches décrites en 1928 par E. Hue (J. Pellerin et al., 1987). Il s'agit d'une faune du Pléistocène moyen dont quelques espèces indiquent une ambiance plus froide que celle de la Manche actuelle (voir tableaux page suivante)
- un dépôt de pente complexe rubéfié et en partie cimenté à microfaune continentale froide recouvre les sables marins à Bernières seulement
- la séquence se termine par un deuxième dépôt de pente non cimenté recouvert lui-même par les loess calcaires weichséliens seuls présents à Luc.

Les premières datations par amino-acides sur deux espèces de Gastéropodes Littorina littorea et Littorina littoralis placeraient la faune de Luc dans le stade 9 (peut-être 7 ou 11), ce qui confirme l'ancienneté du dépôt. D'autres datations sont en cours à Boulder sur des Lamellibranches (Macoma balthica) et des Foraminifères.

J. PELLERIN

LES FORMATIONS MARINES ET CONTINENTALES

D'ASNELLES-SAINT-CÔME-DE-FRESNÉ

Reprenant les études ponctuelles et les premières stratigraphies de L. Guillaume (1935-1948) et de R. G. West et B.W. Sparks (1960) en ce qui concerne les dépôts marins et continentaux pré-weichséliens, et de H. Elhaï et C. Larssonneur (1960) pour les tourbes holocènes, nous avons effectué une cartographie systématique par sondages de l'ensemble qui va de St-Côme-de-Fresné à Ver-sur-Mer (fig. 1).

Par leurs caractéristiques sédimentologiques et leur position morphologique, on peut distinguer 6 grands types de formations quaternaires [II à VII], (fig. 2) sur le substratum jurassique calcaire ou marneux [I]. Ils se divisent en :

a) Formations marines [II] et tourbes préweichséliennes [III]

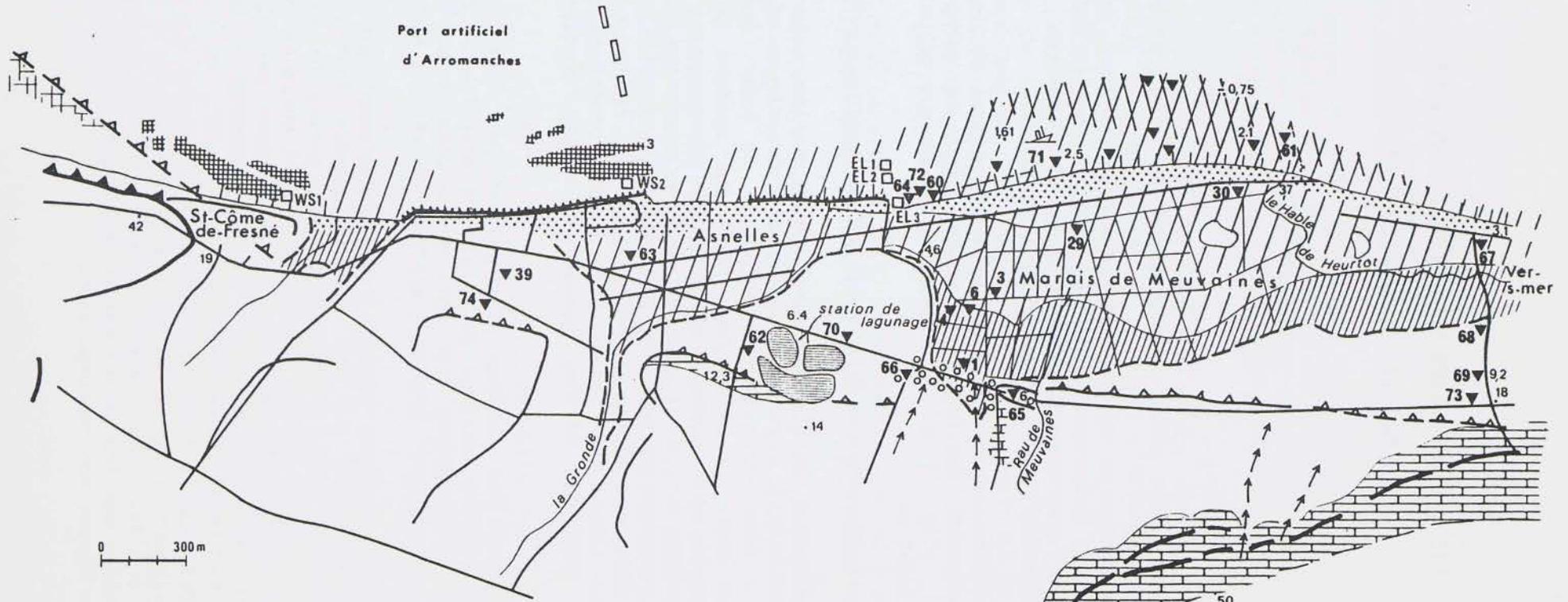
La séquence débute par des sables marins calcaires assez riches en microfaune [II] ayant les mêmes caractéristiques que ceux des plages actuelles ; leur extension est générale de Saint-Côme-de-Fresné à Ver-sur-Mer sur toute la basse plate-forme qui descend de -1 à -5 m de la falaise fossile aux rochers visibles aux très basses mers. Les sables sont recouverts à l'ouest par des tourbes anciennes [III] plus ou moins sableuses interstratifiées avec une argile carbonatée gris clair ; cette argile a été rencontrée également dans les sondages les plus à l'est ainsi qu'au niveau des basses mers ; ces formations qui présentent des passées à coquilles marines paraissent s'être déposées dans un marais maritime.

Ces formations marines ne dépassent pas l'altitude de +2 m NGF ; toutefois un cordon littoral de galets en position de fermeture du vallon du ruisseau de Meuvaines mais dont on ne connaît pas les relations avec les formations voisines atteint l'altitude de +6,50 m NGF.

Dans les sondages récents (voir emplacement sur fig. 1) des études de microfaune marine ont été systématiquement faites par P.A. Dupeuble et D. Lefebvre ; elles ne permettent pas encore de savoir si l'ensemble sableux est homogène ou non. Cependant, à part quelques exceptions (sondages 65 et 66), les échantillons des sables de base des divers sondages contiennent des foraminifères. Les espèces communes à la base du sondage 39 (fig. 3) sont retrouvées à chaque fois. Mais alors qu'à l'ouest (sondages 39 et 63) des espèces d'eau froide ont été observées (*Cassidulina reniforme*, *Elphidium albiumbilicatum*), dans les zones médianes (à partir des sondages 64, 29) et à l'est, nous n'avons pas rencontré ces espèces. Par conséquent, il est probable que les sables marins qui couvrent le bed-rock appartiennent à plusieurs nappes non contemporaines.

Figure 1 - Croquis morphologique de la région de St-Côme - Asnelles - Meuvaines - Ver-sur-mer.

1. Cote d'altitude en mètres NGF - 2. Rupture de pente - 3. Falaise vive actuelle - 4. Falaise fossile - 5. Falaise fossile (tracé supposé) - 6. Vallons secs - 7. Côte en 1983 - 8. Digue et enrochements - 9. Epis - 10. Calcaire affleurant - 11. Platier rocheux - 12. Sable dunaire actuel - 13. Sols hydromorphes non tourbeux - 14. Extension connue des tourbes holocènes de plus de 50 cm d'épaisseur - 15. Zone d'affleurement de la tourbe à troncs d'arbres (forêt d'âge Boréal-Atlantique) - 16. Cordon de galets - 17. Tourbes anciennes - 18. Sondages West et Spark - 19. Sondages Elhāi - Larsonneur - 20. Sondages de la campagne 84.



12,3	1		11		18
	2		12		19
	3		13		20
	4		14		
	5		15		
	6		16		
	7		17		
	8				
	9				
	10				

Les études palynologiques (fig. 4) montrent que les sables marins et la tourbe ancienne retrouvés surtout dans le secteur Saint-Côme-Asnelles gardent la trace d'une régression du niveau marin. D'un milieu franchement marin, on passe progressivement à un schorre qui se transforme en marais continental avec parfois circulation d'eau douce. Au cours de la régression, la rupture d'un cordon, ou une pulsation positive, est encore observée dans le secteur de Meuvaines-Ver avant l'installation d'un climat plus froid favorisant le développement d'une steppe dans un milieu plus sec.

Les séquences [II] et [III], sables marins et tourbe-argile peuvent être datées approximativement. Il semble que les sables et la tourbe soient en continuité. Les sables marins sont déjà postérieurs à l'optimum climatique d'un interglaciaire. Les arbres thermophiles sont rares. Le pin est toujours l'espèce dominante. La présence continue de Picea et, épisodique, d'Abies et de Carpinus indique un environnement fini-interglaciaire avec, au sommet de la tourbe, l'apparition des premiers froids.

Ces conclusions sont identiques à celles de R.G. West et B.W. Sparks obtenues à partir du sondage de Saint-Côme-de-Fresné dans lequel manque cependant la pulsation marine positive [IIIe] que nous avons mise en évidence avant la fin de la sédimentation tourbeuse.

b) Formations continentales [IV et V]

Les silts argilo-sableux carbonatés [IV] de couleur verdâtre en gisement sur les plages actuelles, gris, puis gris-jaunâtre en direction de la falaise fossile représentent des dépôts beaucoup plus importants et plus complexes que les quelques décimètres de "l'argile verte à Elephas primigenius" décrite à Saint-Côme par L. Guillaume (1952). En pied de falaise fossile, il se divisent en deux ensembles : à la base des sédiments de marais continental ou de fond de vallée contenant des Ostracodes d'eau douce, Limnées et Planorbes, sans gravillons ; la partie supérieure [V] est un dépôt de pente de type head à gélifracts calcaires dont certains niveaux contiennent des gastéropodes terrestres. Latéralement, particulièrement dans la zone orientale (marais de Meuvaines, Ver-sur-Mer) et dans l'axe des vallées, les formations de head passent à des formations ruisselées. L'importante matrice argileuse est probablement issue du remaniement des marnes jurassiques qui constituent l'essentiel des versants élevés encadrant la boutonnière de la vallée de la Gronde.

Ces dépôts de climat froid se terminent par la couverture de loess calcaire [Vd] du Pléniglaciaire supérieur généralisé sur la Campagne de Caen (Coutard et al., 1970) surmontant un cailloutis calcaire ayant jusqu'à 1 m d'épaisseur [Vc]. Intercalé dans la série, entre les silts argileux et les loess calcaires, les silts plus sableux [Vb] du sondage 39 riches en microfaune et microflore tempérées sont issus du remaniement d'une formation dont on n'a pas trouvé l'origine.

Les silts argilo-sableux carbonatés [IV] ne présentent pas de pollens, seules les séquences supérieures [V] des dépôts de head et des formations ruisselées associées peuvent en renfermer en séries soit continues soit discontinues. L'interprétation palynologique proposée (fig. 4) peut être dissociée de l'étude de la dynamique de mise en place des dépôts.

Dans un premier temps, surtout dans la partie orientale, il y a eu formation d'un dépôt de pente lié à de forts ruissellements entraînant ainsi par lessivage des restes de sédiments du Quaternaire ancien, ou bien d'interglaciaires ultérieurs [Va : 1,2,3,4] ce qui explique les fortes proportions d'arbres thermophiles retrouvées. Dans un deuxième temps, les ruissellements sont moins importants, le milieu est plus sec, une steppe s'installe. Parfois (surtout le long de la falaise), de gros blocs se détachent et s'étalent en pied de paroi redistribuant ainsi soit des pollens "exotiques" soit des restes de microfaune marine [silt Vb de sondage 39]. Dans un stade final [Vd] la steppe sèche est bien installée avec la progression de l'humidité aux approches du Préboréal. Dans cette hypothèse il faut admettre la présence d'une forte proportion de pollens remaniés : or il est difficile de distinguer les apports de la végétation locale des pollens remaniés qui ne présentent aucune trace d'oxydation ou de détérioration. On peut alors penser que le remaniement s'est fait sur de très courtes distances, mais l'origine du matériel n'a pas été trouvée. Cependant, l'hypothèse d'une pollution par des pollens et spores provenant des sédiments holocènes qui sont au-dessus est à exclure. En effet, on retrouve systématiquement des pollens de Picea, d'Abies et surtout de Carpinus, espèces ne pouvant pas venir des tourbes holocènes.

c) Formations holocènes [VI] et actuelles [VII]

La **série holocène [VI]** est essentiellement constituée de tourbes qui remplissent une cuvette et les axes des vallons périglaciaires de la période précédente. Ce marais aujourd'hui maritime est fermé par un cordon littoral en cours d'érosion [VII].

Dans le secteur aval de Meuvaines-Ver (fig. 2A) elle débute par un **dépôt argileux** (sondages 63, 64, 72, 60, 71) devenant de plus en plus **tourbeux [VIa]**, les spores de fougères représentant à la base plus de 80 % du total pollens et spores. Puis les proportions de pins deviennent plus importantes et dans une phase ultérieure, le noisetier commence à se développer. Cet assemblage pollinique est caractéristique de la fin du PREBOREAL. Au-dessus [VIb], des **tourbes noires** (sondages 29, 60) ou des **sables argileux** (sondages 71) présentent une végétation de Pinus (53 %) et de Corylus (20 %), bientôt suivie par l'accroissement important de Corylus (jusqu'à 60 %), le développement de Quercus et d'Ulmus et, au sommet, l'apparition de Tilia. C'est une végétation caractéristique du BOREAL.

La limite BOREAL-ATLANTIQUE est visible dans le sondage 29 : Quercus y prend de l'importance.

L'ATLANTIQUE [VIc] est présent uniquement dans le sondage 29 (**sédiment sableux**). Le chêne et le noisetier sont les espèces dominantes.

La limite ATLANTIQUE-SUBBOREAL est caractérisée (sondages 60, 3B) par la prolifération des spores de fougères et la diminution des pollens arbustifs.

Au SUBBOREAL [VIId] (sondages 60, 3B, 30, 61 et 72), dans une **argile verdâtre**, les spores monolètes de fougères, quoique toujours dominantes,

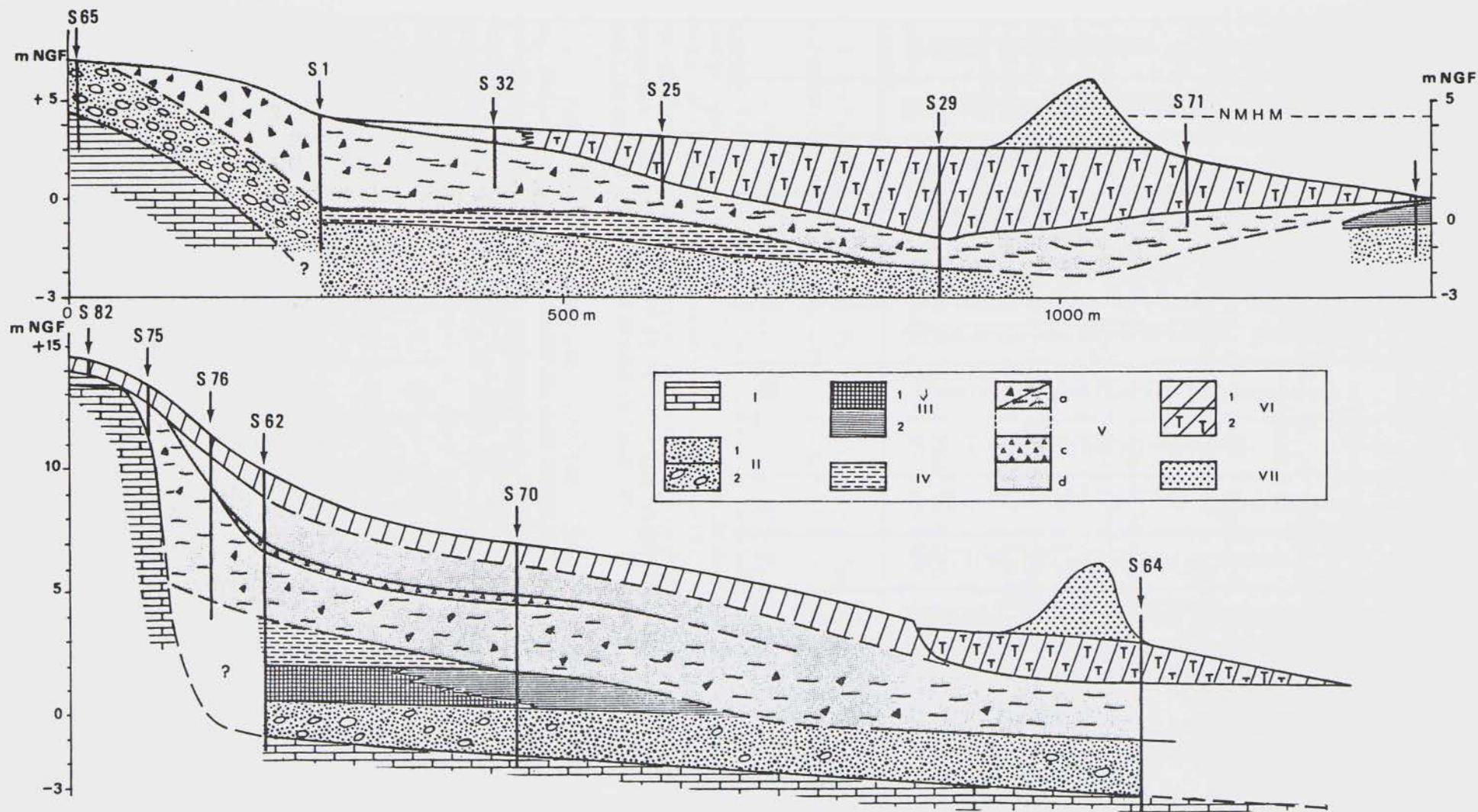


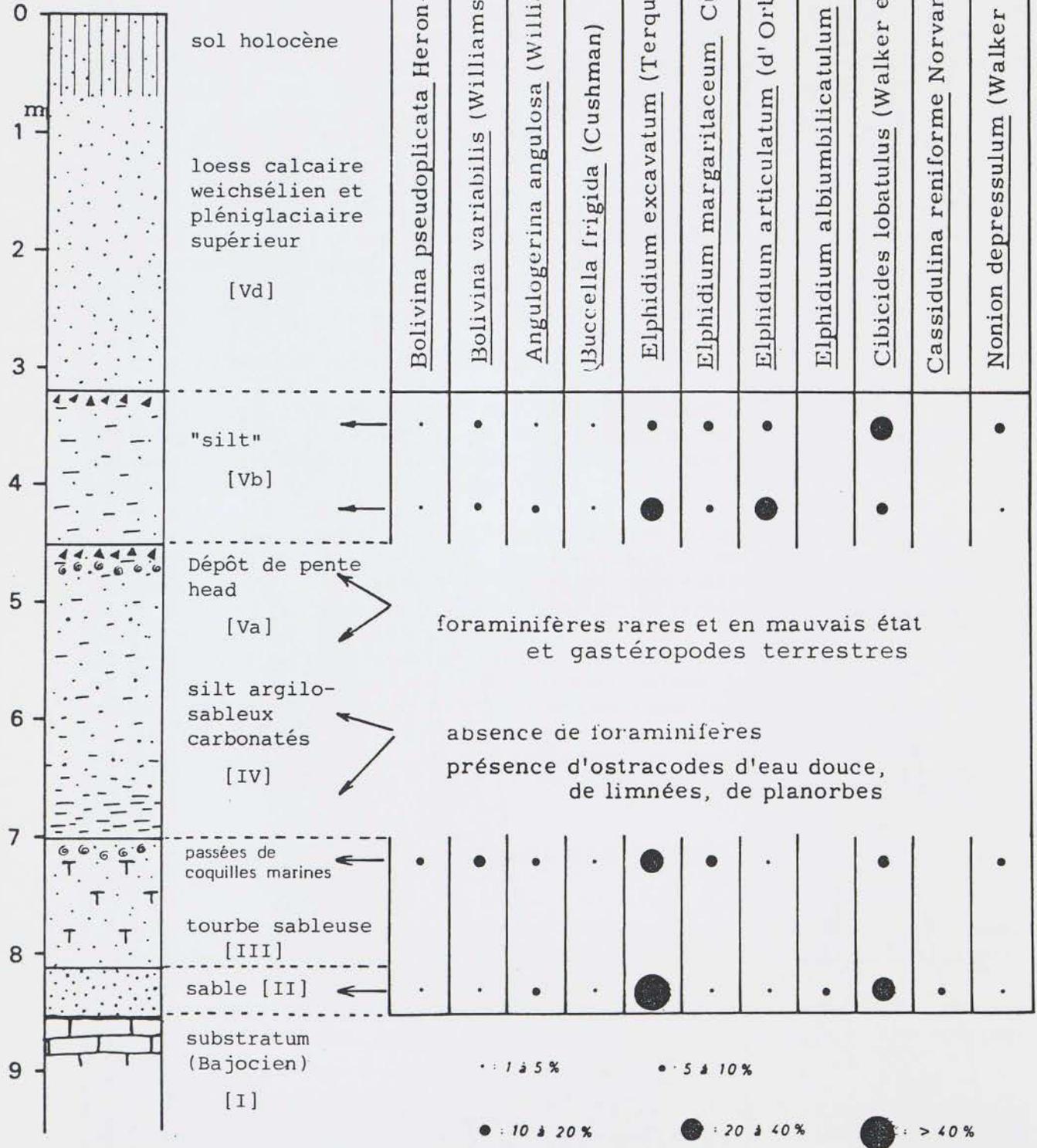
Figure 2 - Coupes synthétiques : A. à travers le marais de Meuvaines (zone est) - B. dans la zone de St-Côme - Asnelles (zone ouest).

I. Substrat jurassique - II. 1. Sables marins weichséliens ; 2. Cordon de galets ancien - III. 1. Tourbe fini-éémienne ; 2. Argile grise associée à la tourbe - IV. Silts argilo-sableux carbonatés en place, sans graviers calcaires - V. Head, formations de ruissellement et loess weichséliens : a. head proprement dit et formations de ruissellement associées, c. cailloutis de base, d. loess calcaire - VI. 1. Sol brun lessivé holocène ; 2. Tourbe holocène - VII. Dune.

ASNELLES

sondage 39

+6,70 m NGF



. : 1 à 5% • : 5 à 10%
 • : 10 à 20% • : 20 à 40% • : > 40%

Figure 3 - Sondage 39 : microfaune marine (LEFEBVRE et DUPEUBLE)

diminuent d'importance et le noisetier joue le rôle d'une espèce pionnière avant l'accroissement de l'aulne.

Le SUBATLANTIQUE [VIe] est caractérisé par le développement **tourbeux** d'un marais maritime (sondage 60) ou d'un schorre (sondage 67) avec prolifération de plantes halophiles. A ce niveau, a été trouvé un squelette entier d'un mammifère marin (cachalot ?).

Puis le marais maritime est remplacé par un marais continental avec prolifération des cypéracées (tourbe à Scirpus maritimus).

En conclusion (fig. 4), malgré quelques modifications, le schéma proposé par H. Elhaï et C. Larssonneur (1969) pour l'Holocène reste valable. Cependant, la période du Tardiglaciaire n'a pas été identifiée dans les sédiments. Eventuellement, dans le niveau [Vc], au sommet du dépôt de pente, l'assemblage pollinique Betula, Artemisia pourrait être daté du Tardiglaciaire sans que l'on ait pu retrouvé la phase climatique plus tempérée de l'Allerød.

- La sédimentation holocène commence par la formation d'une tourbière datée de la fin du Préboréal, sans transition sur le dépôt de pente sous-jacent

- L'essentiel de la tourbification se passe pendant la période boréale qui voit le développement important du Corylus (noisetier)

- Pendant l'Atlantique, il n'y a pratiquement pas de trace de sédimentation (quelques échantillons dans le sondage 29). En effet, c'est pendant cette période que la "forêt de Quintefeuille" prolifère certainement. Mais s'il existe de nombreux macrorestes, troncs d'arbres associés à de nombreux os de divers mammifères (cervidés, chevaux, loups, boeufs) prouvant son existence, il n'en reste aucun témoignage dans les spectres polliniques.

Des séquences ont été décrites (fig. 2) ; cependant en l'absence de coupes que la présence d'une nappe d'eau rend irréalisables, toute la géométrie des dépôts quaternaires découverts n'est pas encore totalement connue et l'interprétation des résultats reste délicate. Pour prendre en compte toutes les données acquises, nous proposons deux schémas stratigraphiques qui demanderont à être confrontés par des études complémentaires :

- un schéma où tout l'ensemble est éémien, soit au maximum éémien, soit à l'Eémien final

- un schéma où une partie des gisements date de l'interglaciaire intra-saalien, l'autre est éémienne.

Pour cela trois raisons peuvent être invoquées :

1) Si tous les dépôts s'intégraient dans une même série, la séquence serait la suivante :

- . une nappe de sables marins [II] dont l'association de foraminifères indique un climat froid (présence de Elphidium albiumbilicatum et de Cassidulina Reniforme) surmontée par des formations tourbeuses et argileuses déposées dans un marais maritime [III] subissent des incursions de la mer dans une ambiance climatique de la fin d'un interglaciaire (présence de Picea, Abies et Carpinus) se refroidissant progressivement avec développement d'une steppe dans un milieu plus sec. L'ensemble qui ne dépasse pas +2 m NGF a un caractère nettement régressif ;
- . il est en effet suivi par un dépôt de silt argilo-sableux carbonaté à microfaune d'eau douce [IV] en continuité apparente avec les argiles calcaires associées à la tourbe ;
- . un head [V] remaniant les silts argilo-sableux inférieurs et surmonté par les loess calcaires typiques du Pléniglaciaire supérieur du Weichsélien régional. A la base du loess, un cailloutis de gélifracsts calcaires est localement concrétionné.
- . un marais tourbeux holocène [VI].

Ainsi, associant nos résultats microfauniques et palynologiques à ceux de L. Guillaume (1952), on peut considérer qu'une séquence continentale froide classique dans la région se superpose à un ensemble marin régressif de fin d'interglaciaire. En l'absence de niveaux d'altération comme on en connaît sur les niveaux marins plus élevés à Luc et Bernières (J. Pellerin et al., 1987) un âge fini-éémien pourrait être proposé pour les sédiments marins ; ils sont surmontés d'une séquence weichsélienne. On aurait ainsi un nouvel exemple de séquence comme celle décrite à Hauteville à la même altitude par J.P. Lautridou (1985).

2) Cependant deux dépôts s'intègrent mal dans le premier schéma :

- le silt [Vb] du sondage S 39 à l'altitude de +3/+4 m NGF dont la microfaune et une partie du contenu pollinique indiquent un climat tempéré plus chaud que tous les autres dépôts décrits par ailleurs. Ce silt intercalé au milieu d'un dépôt de pente froid est manifestement remanié d'un niveau marin qu'une faune et flore placent dans l'optimum climatique d'un interglaciaire du Pléistocène moyen ou supérieur ;
- le cordon de galets des sondages 65 et 66 dont on ne connaît pas les relations avec les autres formations marines et qui repose sur le substratum calcaire à -1 m et culmine à +6,50 m NGF.

Ils peuvent être les témoins de la transgression de l'optimum éémien ; l'altitude à laquelle ils sont et l'absence d'altération du matériel étudié ne permettent pas de les vieillir. Si les sondages avaient permis de reconstituer la géométrie de tous les dépôts jusqu'en pied de falaise fossile, il est possible que l'on ait pu découvrir localement les restes en place de cet optimum et intégrer les dépôts dans la séquence. Dans ce cas tout l'ensemble démarre au milieu de l'Eémien et est suivi d'une séquence régressive importante. C'est l'hypothèse qui nous paraît la plus vraisemblable.

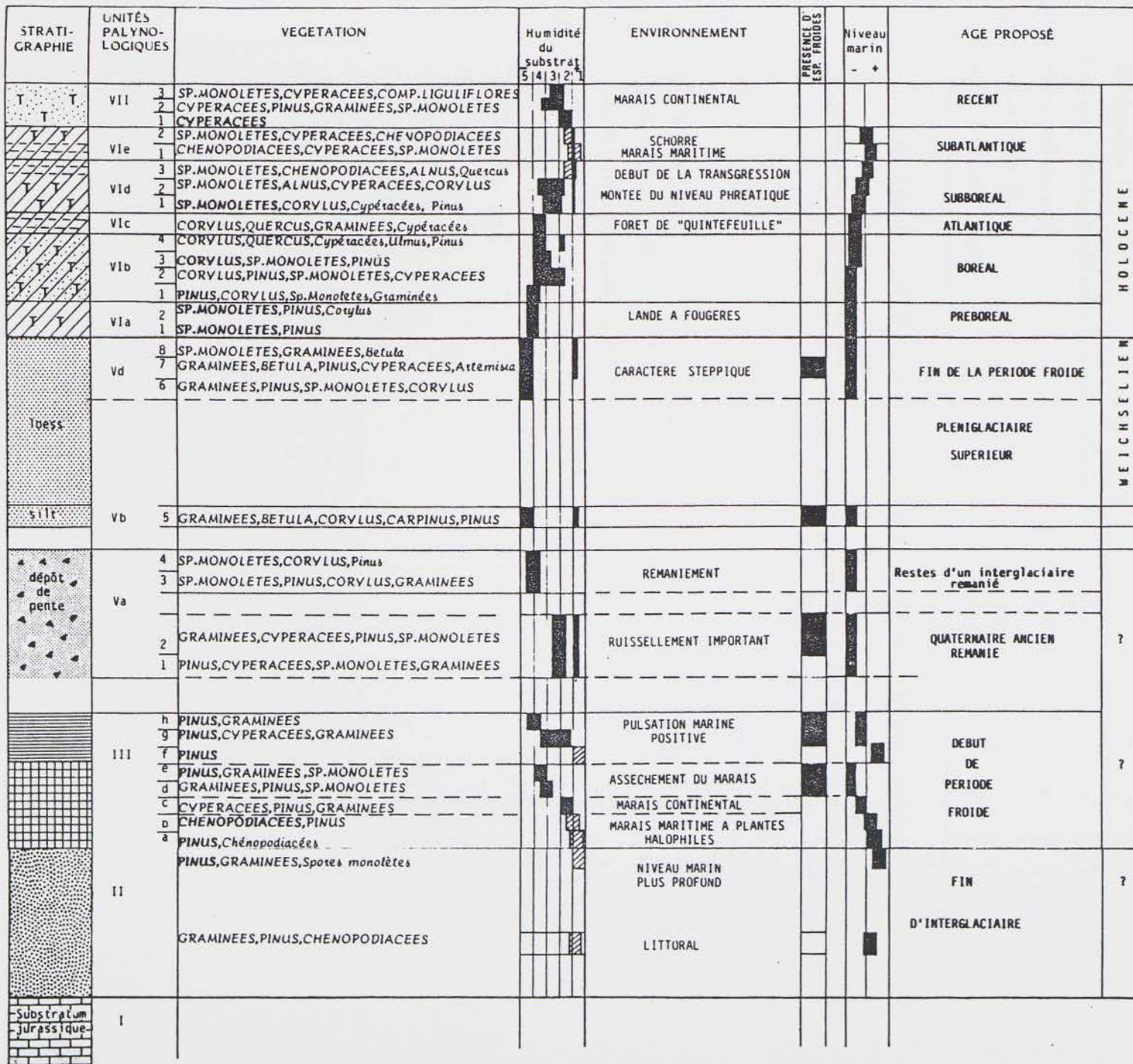


Figure 4 : Sédimentation quaternaire

(A l'intérieur de l'unité les ensembles palynologiques ne correspondent pas forcément à une succession chrono-stratigraphique progressive).

Légende de la colonne "Humidité du substrat" :

- 1 : eau douce libre (aplat noir) ou milieu marin (grisés)
- 2 : dépressions marécageuses (aplat noir) ou schorre (grisés)
- 3 : landes à Fougères
- 4 : forêts tempérées
- 5 : steppes ou prairies cultivées.

3) Enfin, si la nappe de sables de base n'est pas homogène et qu'en particulier vers l'est elle n'a pas de caractère froid, il faut envisager un autre schéma avec emboîtement de deux phases transgressives du type de celui qui est décrit à Tancarville. Dans ce cas, le gisement de sable marin frais et la tourbe de Saint-Côme pourraient appartenir à l'interglaciaire intra-saalien.

J. PELLERIN
M. CLET-PELLERIN

	FAUNE E. HUE 1928	FOSSE 1		FOSSE 2
		190-220cm	220-250cm	
<i>Dentalium vulgare</i> (Da Costa) = <i>entalis</i> L.	+		+	
<i>Patella vulgata</i> L.	+			
<i>Skenea planorbis</i> (Fabr.)	+			
<i>Lacuna</i> (<i>Epheria</i>) <i>vineta</i> (Mtg.)			+	
<i>Littorina obtusata</i> (L.)	+	+	+	+
<i>Littorina</i> (<i>Algaroda</i>) <i>littorea</i> (L.)	+	+	+	+
<i>Cingula cingillus</i> (Mtg.)	+			
<i>Cingula</i> (<i>Ceratia</i>) <i>proxima</i> (Ald.)	+			
<i>Barleeia rubra</i> (Ad.)	+			
<i>Turritella communis</i> Risso			+	
<i>Nucella lapillus</i> (L.)	+	+	+	+
<i>Trophonopsis</i> (<i>Boreotrophon</i>) <i>truncatus</i> (Ström)		+	+	
<i>Buccinum undatum</i> (L.)	+	+	+	+
<i>Hinia reticulata</i> (L.)				+
<i>Oenopota turricola</i> (Mgt)	+	+	+	

TABLEAU I : GASTEROPODES ET SCAPHOPODE DU PLEISTOCENE MOYEN
DE LUC-SUR-MER (CALVADOS)

(Ph. Brébion)

	FAUNE E. HUE 1928	FOSSE 1		FOSSE 2
		190-220cm	220-250cm	
<i>Glycymeris</i> sp.			+	
<i>Mytilus</i> (<i>M.</i>) <i>edulis</i> L.	+		+	
<i>Modiolus</i> (<i>M.</i>) <i>modiolus</i> (L.)	+			
<i>Mytilidae</i> indet.		+	+	
<i>Chlamys</i> (<i>C.</i>) <i>varia</i> (L.)			+	
<i>Chlamys</i> sp.			+	
<i>Ostreidae</i> indet.		+	+	+
<i>Acanthocardia</i> sp.		?		
<i>Cerastoderma edule</i> (L.)		+	+	
<i>Spisula</i> (<i>S.</i>) <i>subtruncata</i> s.s. (Da Costa)			?	
<i>Lutraria</i> sp.			?	
<i>Tellina</i> (<i>F.</i>) <i>tenuis</i> Da Costa	+		+	
<i>Macoma</i> (<i>M.</i>) <i>balthica</i> (L.)	+	+	+	
<i>Venerupis</i> (<i>V.</i>) <i>aurea</i> (Gmel.)			?	
<i>Mya</i> (<i>M.</i>) <i>truncata</i> L.			+	
<i>Mya</i> (<i>A.</i>) <i>arenaria</i> L.		?		
<i>Barnea</i> (<i>B.</i>) <i>candida</i> (L.)		+		

TABLEAU II : BIVALVES DU PLEISTOCENE MOYEN
DE LUC-SUR-MER (CALVADOS)

(A. Lauriat-Rage)

G O U R Y

Formations marines pléistocènes
Préhistoire de la Pointe de la Hague (exposition)

GOURY, LA POINTE DE LA HAGUE
LES PLAGES PERCHEES DU COTENTIN

Il y a de nombreuses plages fossiles dans le Cotentin, généralement azoïques, donc de datation difficile. La plus commune se situe à 1 ou 1,5 mètre au-dessus des plages actuelles : autrefois appelée Bas-Normannien, c'est la **Formation des Ilets** (site proche de Port-Racine) d'âge éémien, visible notamment à St-Germain-des-Vaux : coupe de Port-Racine. Elle est visible tout autour de Goury, le long des petites falaises actuelles correspondant au sapement par la mer de la terrasse comportant cette plage ancienne et du head-loess peu épais.

D'autres plages perchées sont visibles à une altitude de **13-14 m**, sur des replats de 9 à 14 m d'altitude NGF, avec de l'industrie préhistorique (Port-Racine, La Roche Gélétan près de Goury, sites fouillés par D. Michel) : c'est la **Formation d'Herquemoulin** visible dans le locus typicus et à Ecalgrain à une altitude identique à la plage des Ilets donc vers 6 m NGF seulement parce que tronquée par le head sus-jacent. Cette plage correspond au pénultième interglaciaire (stade isotopique 7) soit 220 000 ans environ (voir à Ecalgrain) et est corrélée avec l'Assise de Tancarville (tableau ci-joint, d'après Lautridou, 1987, bull. 33 Centre de Géomorphologie, sous presse). Des restes de plages plus anciennes sont présents au-dessus de 15 m à La Hague (associés à des replats de 15 à 20 m NGF et de 24 à 30 m NGF (et parfois plus) à l'est de Cherbourg (Val de Saire). Sans dépôt de couverture caractéristique, elles ne peuvent pas être datées précisément.

Séquence glac.-intergl.	La Hague	Seine	Altitude NGF maximum	Chronologie	stades isotopiques
Dernier Glaciaire	Formation de Port-Racine	Formation de Rouen		Weichsélien	2-4
Dernier complexe interglaciaire	Formation d'Ann-Hauteville Formation des Ilets	Formation de Grandcamp	5-6 m	Eémien s.l.	5
Glaciaire	Formation de Petit-Beaumont	Tourville E à K		Saalien Supérieur	6
Pénuitième Interglaciaire	Formation d'Herquemoulin	Assise de Tancarville (Tourville D)	13-14 m	Interglaciaire intra-saalien (Hoogeveen ?)	7
Glaciaire		Tourville C		Saalien	8
Interglaciaire		Fosse-Marm. (Tourville B)	6 à ? (10-14 m?)	Intra-saalien ? ou Holsteinien ?	9
		Tourville A			10
?	La Hague		> 15 m	Cromérien ?	

TABLEAU 1 :

Lithostratigraphie et chronostratigraphie des Formations Continentales (hors loess) et marines dans le Cotentin et en Vallée de Seine pour le Pléistocène moyen et supérieur

Le dernier complexe interglaciaire du tableau est défini au sens large, c'est-à-dire l'équivalent du stade océanique 5 avec ses 3 pics tempérés. Nous n'aborderons pas ici le problème de savoir où commence le Dernier Glaciaire (Weichsélien) : après l'optimum éémien (5e) ou après la troisième phase tempérée ou subtempérée (5a, Odderade, St-Germain ?). Cette discussion importante n'est pas terminée et n'anticipe pas sur notre opinion qui serait en faveur d'un Eémien s.s. comme dans le système chronologique nordique. Dans l'optique de cet article, la question n'est pas primordiale. Nous nous attacherons surtout aux grands ensembles et à leur intégration dans une échelle chronologique. De ce fait, nous laissons en tireté les limites entre le Dernier Interglaciaire et le Dernier Glaciaire:

GOURY - ARCHEOLOGIE

I - PALEOLITHIQUE

Même à l'échelle du seul Nord-Cotentin, GOURY n'apparaît pas comme un haut lieu de la Préhistoire aléolithique. Il permet simplement d'illustrer la proximité géographique des multiples points de trouvaille d'objets paléolithiques, essentiellement moustériens, sur les quelques 50 kilomètres de côtes du Nord-Cotentin.

Sans entrer dans le détail des gisements, très importants (PORT-RACINE - L'ERGUILLIERE), ou moyennement importants (NEZ-QUILAS et NEZ-BAYARD), qu'a fournis, sur quelques kilomètres, la côte de la commune de SAINT-GERMAIN-DES-VAUX, située à l'est et au sud-est du sémaphore du Cap de la Hague, citons les trouvailles faites en des endroits visibles depuis GOURY, c'est-à-dire dans un rayon d'environ 1 kilomètre à vol d'oiseau :

1) Autour du sémaphore du Cap de la Hague :

Trois petits lots d'une quinzaine ou d'une vingtaine de pièces chacun (G. Vilgrain, G. Fosse).

2) A GOURY même :

- . sur la plage actuelle, derrière la digue du port : un bel éclat levalloisien (G. Vilgrain)
- . derrière l'abri du canot de sauvetage : un lot d'une vingtaine d'objets (J. Fichou, B. Leblond, G. Fosse).

Ici, comme aux environs du sémaphore, la falaise littorale est très comprimée (à peine 1 m en moyenne) et le limon de couverture est à peu près absent ; les objets peuvent être rattachés au fini-Eémien et/ou au début glaciaire Weichsélien, ce qui est la position stratigraphique classique du Moustérien dans le Nord-Cotentin.

3) Dans la falaise de "La Roche", à l'ouest de GOURY :

- . Récemment, quelques pièces d'allure moustérienne, dont un fragment de beau racloir sans patine, ont été trouvées à la base du limon de couverture, au-dessus du head du Début-Glaciaire weichsélien (G. Fosse) ; il s'agit des témoins de l'occupation humaine, très sporadique, la plus tardive de la région, comme semble-t-il dans toute la France septentrionale, qui se désertifie pendant le Pléni-glaciaire.

- . Les pièces de la collection LE MOIGNE ("Maison d'Eculleville), portant sur une étiquette la mention "Les Roches", proviennent très vraisemblablement de cet endroit ; elles ont dû être rencontrées sur la plage actuelle, car elles sont très émoussées ou roulées, mais peuvent appartenir au même niveau (la plage éémienne est toujours recouverte à cet endroit par la plage actuelle).

Enfin, il convient de signaler que, dans cette falaise, a été trouvé un bel outil du Paléolithique supérieur : il s'agit d'un burin double (dièdre dans la partie distale et d'angle sur le talon) sur une lame aux bords retouchés, provenant "des cailloutis formant une petite falaise sur la plage actuelle". C'est l'une des deux seules trouvailles de cette période faites dans le Nord-Cotentin, avec l'industrie mise au jour par F. Scuvée dans l'abri sous-roche "du Renard" au ROZEL.

G. FOSSE - G. VILGRAIN

LA PREHISTOIRE RECENTE DANS LA HAGUE

MESOLITHIQUE

Un certain nombre de gisements ont été identifiés, toujours sur la côte Ouest. Il s'agit, pour l'instant, de sites de hauteur exempts de mélanges. Les occupations sont très localisées sur des petits promontoires découpés au sommet des falaises rocheuses : Le Rozel, Flamanville (sites de la Centrale - Verro 1979 - et du Déhus), Auderville (où doit se dérouler une fouille en 1987). Ces sites dominaient une basse plaine qui reliait alors certaines îles Anglo-normandes au Continent. D'autres sites sont légèrement en retrait à l'intérieur des terres : Digulleville (Le Raumarais), Le Rozel (Hameau Leroi - Audouard 1986). Seul le site de Digulleville a fait l'objet de fouilles. Celui-ci a livré notamment un très beau foyer (Verron 1981). Dans tous les cas, il s'agit d'un Mésolithique sans trapèze. Une des caractéristiques de ces industries est la très grande limitation du nombre de types d'armature. Dans un certain nombre de sites, elles sont dominées par des lamelles à bord abattu et dans une moindre mesure par les pointes. Les microlithes géométriques, lorsqu'ils sont présents, sont représentés exclusivement par des scalènes. Les segments sont absents. Le débitage est très largement orienté par la matière première. Le silex provient des cordons de galets. Il en résulte une certaine petitesse des pièces. Les nucléus sont en nombre variable selon les sites mais peuvent être abondants. La position topographique des sites et la nature du substrat cristallin font que les stratigraphies sont toujours très réduites et que les vestiges osseux manquent totalement. Une grande quantité de sites restent encore vraisemblablement à trouver tout au long des falaises mais la présence de landes rend difficiles les prospections.

NEOLITHIQUE

De très nombreuses stations ont été repérées en surface dans cette région, sur les plateaux (Auderville - Le Calenfrier) ou au pied des glacis, en microfalaise sapée par la mer (Saint-Germain-des-Vaux - Pointe de la Loge où de très gros éclats ont été débités) ou bien encore sous les tourbes littorales (Omonville, Urville-Nacqueville). Ces éléments essentiellement lithiques sont difficiles à dater avec précision. Ils pourraient se rapporter à des époques postérieures. Les haches polies, en règle générale, sont très rares.

Néolithique ancien et moyen

Les traces laissées par les premiers néolithiques sont infimes. On ne peut guère citer que les anneaux disques en pierre dure découverts jadis à Auderville (Le Calenfrier) et au Rozel (ferme de Becdoisel) (Coutil 1895). Toutefois, le courant danubien est attesté sur les îles Anglo-normandes avec les sites du Pinnacle à Jersey (Godfray et Burdo 1949)

et des Fouaillages à Guernesey (Kinnes 1982) où ont été identifiés des vestiges de la culture de Cerny. Le Néolithique moyen n'est connu que par un seul petit site habitat à Herqueville où a pu être fouillé un foyer. La poterie décorée témoigne d'influences armoricaines avec les restes d'un vase support décoré dans le style de Er Lannic (Verron 1976) et Epi-Roëssen (inédit). Il est possible que de cairns en pierre sèche soient identifiés parmi les nombreux tumuli de la région, attribués traditionnellement à l'Age du Bronze.

Néolithique final et chalcolithique

En dehors des nombreux menhirs de la Hague, il n'existe qu'une seule allée couverte à Vauville. Ce monument classé depuis 1907 a été l'objet de bien des vicissitudes. Son mobilier nous est inconnu. Un site d'habitat campaniforme a été fouillé à Digulleville sur le site de la Centrale nucléaire. Si aucun plan d'habitation n'a pu être clairement mis en évidence, un foyer a pu être étudié. La céramique appartient au style "maritime" (Letterlé, Verron 1986).

AGE DU BRONZE

Un certain nombre de dépôts d'objets métalliques ont été découverts au siècle dernier. Ces objets en sont aujourd'hui perdus pour la plupart du temps comme ceux de Nouainville, Sainte Croix-Hague, Theurtheville-Hague ou dispersés comme ceux du dépôt éponyme de Couville. Il existe une relative abondance de tumulus en terre mais la plupart ont été fouillés anciennement et sont fort mal connus. Certains d'entre eux se rattachent vraisemblablement au Tumulus armoricain de la première série (l'un d'eux sera fouillé en 1987). Au Bronze ancien se rapporte également un petit lot de vestiges recueillis à Sciotos au niveau de l'estran (Ducoeur 1983). On ne connaît que deux retranchements : Le Hague Dicke en partie et le Castel à Flamanville. Ce camp a livré tout récemment des tessons de Bronze final II, III dans le style des Champs d'Urnes et une datation de 710 ± 220 BC avait été obtenue dans un foyer exploré au sud (Edeine 1970).

AGE DU FER

C'est la période la plus mal représentée dans la Hague. On ne connaît que des documents isolés souvent peu interprétables. C'est le cas en particulier des vestiges mis au jour à Nacqueville dans la micro-falaise depuis plus d'un siècle. On y a trouvé des bracelets en lignite notamment pouvant remonter au premier âge du fer. A la période de La Tène, aucun oppidum n'a été repéré en dehors du Mont Castre à Lithaire, beaucoup plus au sud.

PROTOHISTOIRE

Le site est implanté au pied d'un glaciaire pléistocène sapé par la mer. Il était connu depuis le siècle dernier par quelques trouvailles épisodiques mais ne fait l'objet d'un suivi régulier que depuis quelques années. Les témoins de l'occupation se situent à l'intérieur d'un sol brun limono-sableux, de plus en plus sableux vers le haut du profil et développé au sommet d'un loess weichsélien. La couche archéologique est scellée par un dépôt sableux moderne. Elle présente un secteur riche et des espaces où les découvertes sont plus rares. Plusieurs éléments structurés ont été mis au jour. Certains semblent étendus comme des aires empierrées en galet (chemins ?), d'autres étaient très limités et ont pu être fouillés. Il s'agit de petites fosses étroites au remplissage très sombre évoquant des trous de poteau. Une fosse plus large, très riche en charbon, devait correspondre à une vidange de foyer. Les vestiges consistent en silex taillés assez frustes parmi lesquels les outils sont très rares (quelques grattoirs) et en tessons de poterie modelée. Celle-ci est très fragmentée, de cuisson inégale, toujours assez fortement dégraissée et sans doute de fabrication locale. La seule forme reconstituable est un pot tronconique à lèvre légèrement évasée. Les décors recueillis sont peu typiques et consistent en groupes de cannelures horizontales et verticales. Un fragment de scorie complète l'ensemble. Ce matériel semble à peu près homogène et doit appartenir au Premier Age du Fer. Tous ces indices tendent à prouver qu'il a existé à cet endroit un petit habitat situé à proximité du littoral.

G. VILGRAIN - A. CHANCEREL

P O R T - R A C I N E

Head récent, paléosols et plage interglaciaire
Industrie préhistorique



Fig. 1 -

Port-Racine - Croquis géomorphologique

1 chicot rocheux, écueil - 2 affleurement rocheux - 3 filon de roche résistante - 4 failles et cassures - 5 falaise marine dans le head - 6 plage éémienne - 7 platier rocheux actuel - 8 restes du platier rocheux éémien - 9 plage de sable - 10 head - 11 loess - 12 vallonnement périglaciaire - 13 rupture de pente convexe - 14 rupture de pente concave - 15 position des coupes.

Port-Racine : Geomorphological sketch map

1 Reefs - 2 Rock outcrops - 3 Ridges of resistant rock - 4 Shattered rock - 5 Marine cliff in head - 6 Eemian beach - 7 Modern rock platform - 8 Eemian rock platform - 9 Beach sand - 10 Head - 11 Loess - 12 Periglacial valley - 13 Convex break of slope - 14 Concave break of slope - 15 Position of sections

LES HEADS ET LES LOESS DU CYCLE RECENT EN COTENTIN

POSITION MORPHOLOGIQUE

Le versant qui s'élève au-dessus du port est constitué par un granite alcalin recoupé par des filons de dolérite et de kersantite dont plusieurs affleurent le long de la falaise actuelle.

Le head présente des aspects différents en fonction de sa position par rapport aux principaux traits de la topographie. Lorsque le dépôt a été en grande partie déblayé et que la falaise morte est proche ou bien lorsqu'on se trouve à l'aplomb des échines et des chicots rocheux, le head est grossier et prend l'aspect d'une blocaille mise en place surtout par gravité.

Par contre, à une plus grande distance de la falaise morte, l'amenuisement et le calibrage du matériel, en particulier de celui issu du granite, sont très nets. Les fragments ont souvent 2 à 3 cm de longueur et le dépôt devient fréquemment lité. De beaux exemples sont visibles dans la coupe principale étudiée (fig. 1-A) et près de la digue nord du port (D). Dans ce dernier cas, le dépôt est situé dans l'axe d'un des vallons en berceau qui modèlent le versant.

Environ cent mètres au nord du port, la grande coupe (fig. 1-A) a été dégagée. L'ensemble des dépôts de pente et des formations loessiques repose sur une plage fossile qui affleure en de nombreux endroits à la Pointe du Nez, entre le port et le fort et qui est masquée au nord-ouest du fort (C) par des dépôts périglaciaires et les cordons de galets actuels. A l'emplacement de la coupe, la plage, habituellement située 1 à 1,5 m environ au-dessus du niveau des plus hautes mers (5 à 5,2 m N.G.F.) est encastrée dans un couloir accidentant l'ancien platier et se situe dans ce cas à l'altitude des plus hautes mers.

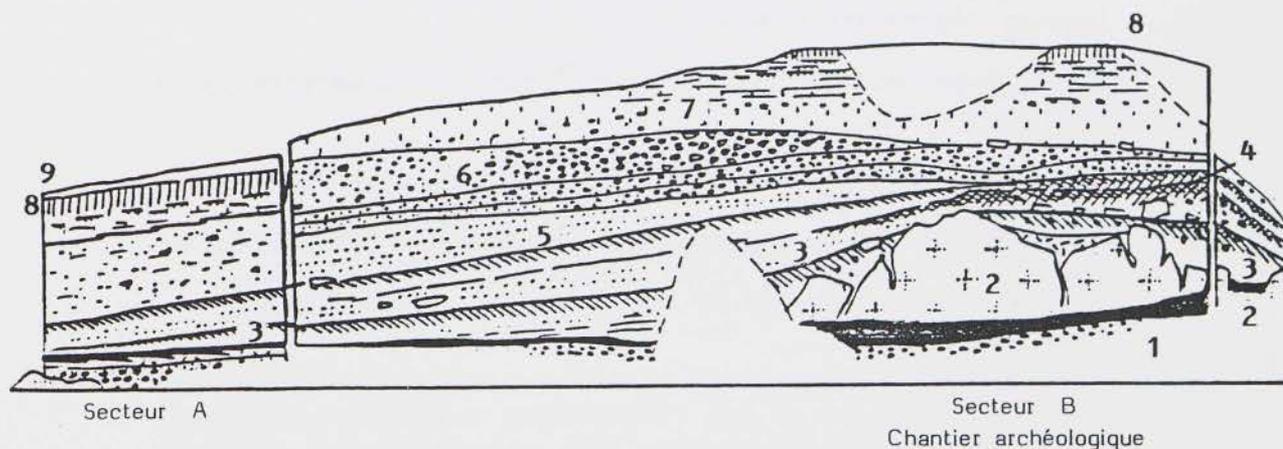


Fig. 2 - Croquis d'ensemble des coupes de Port-Racine

Fig. 2 - General section at Port-Racine (the numbers are explained in the main text description)

SECTEUR A

Description (COUTARD et al., 1979; J.P. LAUTRIDOU 1983,1985; B. VAN VLIET-LANOE et D. CLIQUET, 1984)

unité 1 : plage fossile

- a - gravier roulé en strates, inclus dans un sable grossier
- b - intercalation de lits de galets et de sable fin bien classé affecté localement par des précipitations ferrugineuses
- c - sable blanc fin très bien classé (10 YR 7/12), bien stratifié avec rare intercalation de lits de galets nombreuses figures de précipitation en bandes d'hydroxydes de fer : haut d'estran

unité 2 : head colluvial limono-humique

- a - lentille arénacée et déferrifiée dérivée de dolérite, parfois gélifractée en place ; érode le sable marin
- b - sable limoneux lité à fortes traces de gel saisonnier, soulignées par une légère illuviation argilo-ferrugineuse
- c - limon modérément sableux, gleyifié, souligné à la base par un liseré d'hydroxydes de fer (horizon placique)
- d - limon organique (10 YR 3-4/1), peu sableux, prenant de l'extension dans le secteur I et passant très localement à une tourbe ; gyttja déformé par cryoreptation

unité 3 : head arénacé fin ocre

- a - arène granitique très ferruginisée et étirée par cryoreptation, brun foncé (7,5 YR 4/4) ; horizon argilique disloqué
- b - arène sablo-limoneuse ocre ; horizon éluvial disloqué d'un sol brun modérément lessivé déformé par cryoreptation

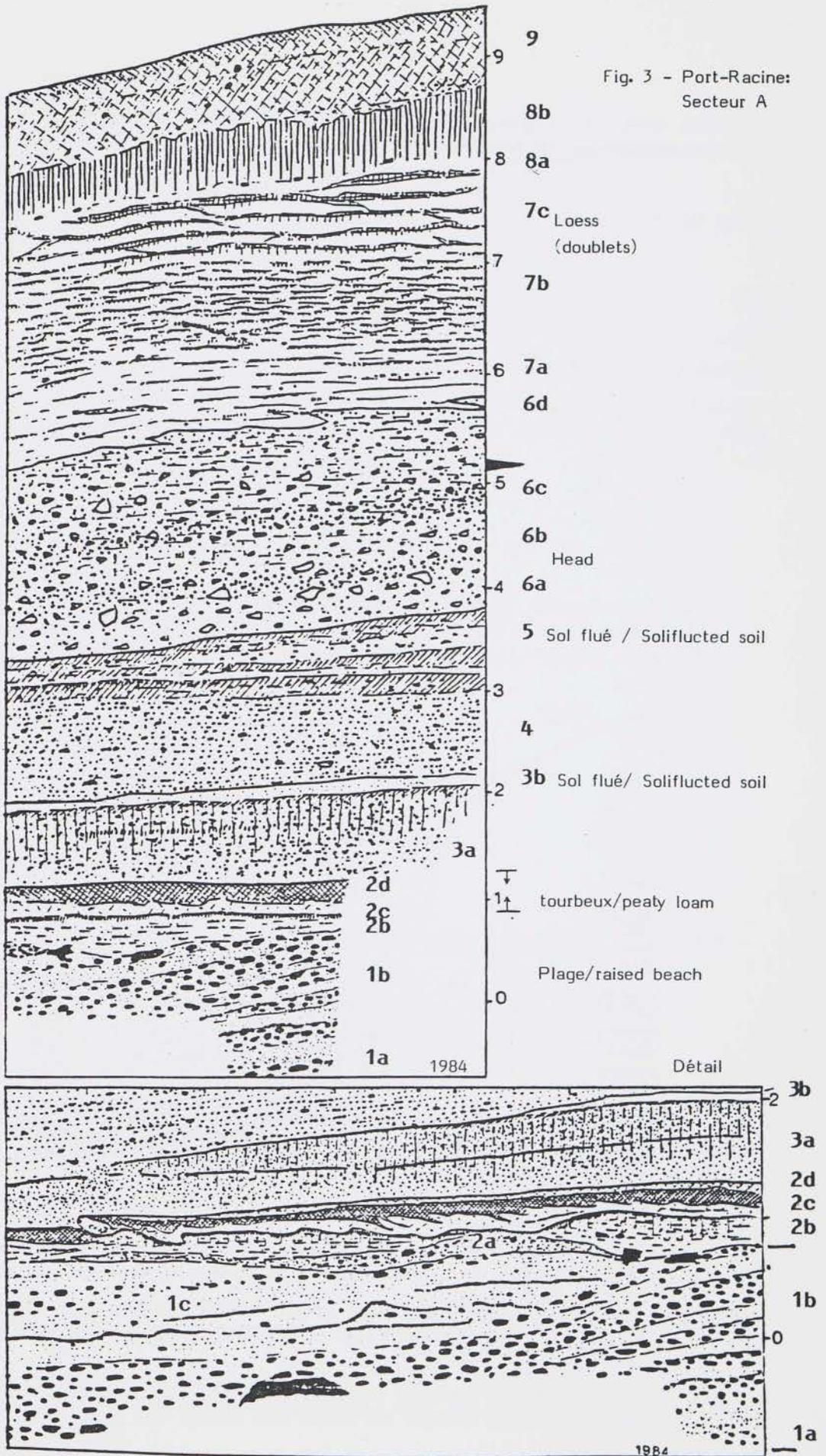
unité 4 : head fin, brun jaunâtre ; arène granitique mêlée de limons et de blocs ; gélifluée

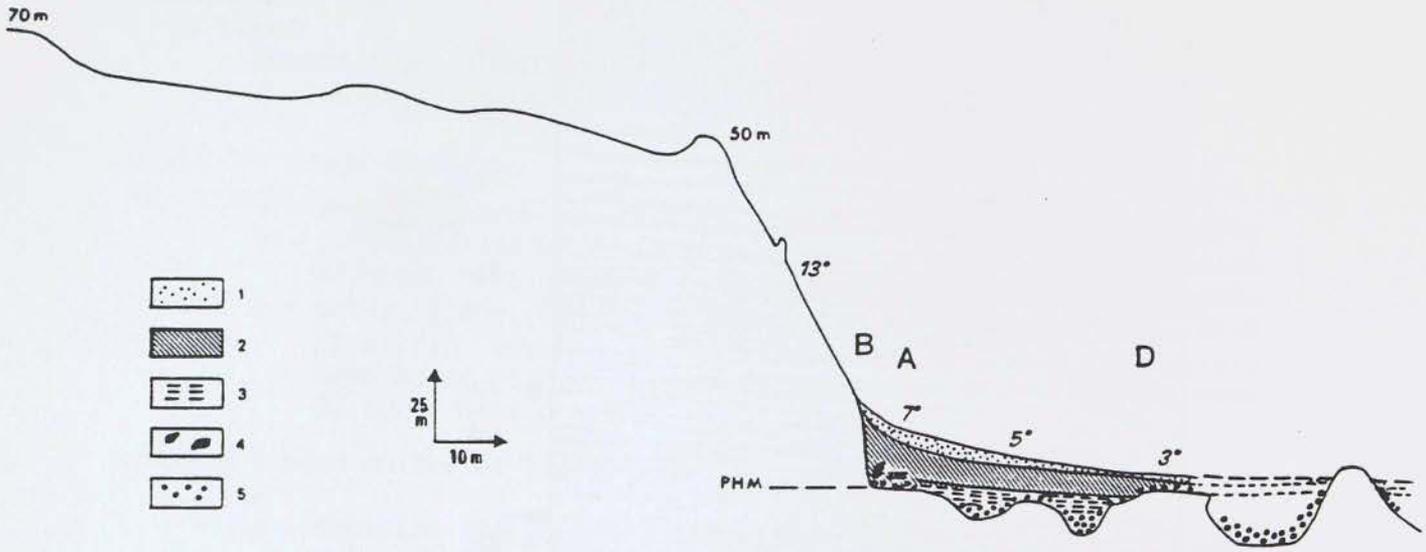
unité 5 : bandes de matériel limono-argileux brun-jaunâtre (10 YR 5/6 à 4/4 selon les lits), intégré à la base de l'unité 6 ; horizon argilique étiré par cryoreptation ; témoin d'un sol brun lessivé légèrement hydromorphe

unité 6 : complexe de heads hétérométriques à blocs et à matrice variable

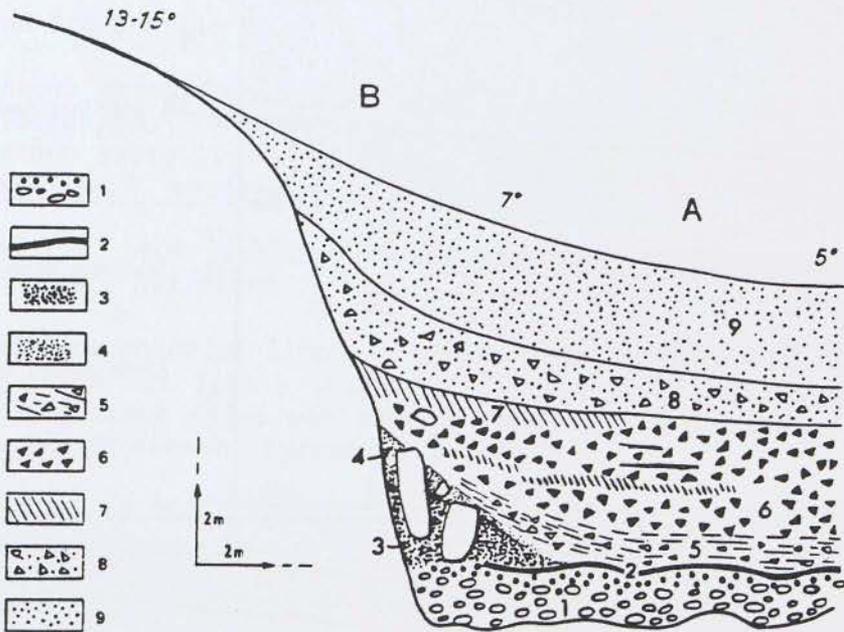
- a - matrice sableuse puis limoneuse et enfin sableuse vacuo-laire
- b - limoneuse, assez compacte et brunâtre (10 YR 4/6), avec quelques revêtements silto-argileux
- c - sableuse jaunâtre (10 YR 5/6)
- d - loessique

La structure est à dominante feuilletée, surtout au-dessous de C, là où les limons assez argileux apparemment non loessiques prédominent et présentent un gradient d'épaisseur normal à partir du sommet de l'unité pour atteindre plus de 1,5 cm dans l'unité 5





Coupe transversale / Generalised transverse section :
 1. Loess; 2. Head; 3. Peat and gley; 4. Large blocks; 5. fossil beach
 1, loess - 2, head - 3, tourbe et gley - 4, gros blocs - 5, plage ancienne



Détail du profil: 1, plage éémienne - 2, tourbe - 3, limon noir - 4, limon gris - 5, head lité - 6, head brun - 7, limon marron - 8, head jaune loessique - 9, loess
 Detail of the section : 1, Eemian beach s.l. - 2, peat - 3, black limon - 5, grey limon - 5, bedded head - 6, brown head - 7, chestnut coloured limon - 8, yellow loessic head 9, loess

Fig. 4 - Port-Racine : profil transversal du versant et détail / generalised transverse section and detail of the section near locality A.

unité 7 : loess récents

- a - loess non calcaire (10 YR 5-6/6), stratifié, avec contact basal flué ; quelques lits de granules granitiques ; petites précipitations ferrugineuses étirées
- b - limon doux, à doublets fins
- c - limon stratoïde à gros doublets ou B en bande (10 YR 4/6)

unité 8 :

- a - cailloutis discontinu
- b - horizon argilique du sol brun lessivé de surface

unité 9 : colluvions anthropiques tronquant l'unité précédente

- a - colluvions limono-organiques grisâtres à charge arénacée
- b - colluvions limono-argileuses brunes, incorporant quelques galets
- c - Ap, limon brun grisâtre humifère

Conclusions lithostratigraphiques

De bas en haut :

- plage perchée (S.l.) (1)
- colluvions organiques et tourbes (2)
- 3-4-5 heads variés et sols
- 6a-c head à gros blocs
- 6d head et loess
- 7 loess récent
- 8 sol récent
- 9 colluvions historiques

Chronostratigraphie

- 1 plage éémienne (1)
- 2-5 : complexe colluvions-heads-sols du Début Glaciaire - séquence de St-Germain
- 6 head majeur
- 6d-7 : loess récent pléniglaciaire

Pollens

Peu de pollens trouvés à Port-Racine, mais aux Ilets, près de ce gisement, des pollens ont été trouvés dans la tourbe 2 (Clet, 1983, Jones et al., sous presse) indiquant le passage interglaciaire-glaciaire.

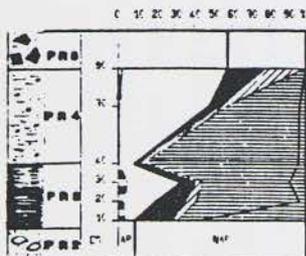
LE HEAD

Grâce à l'ensemble de coupes dont nous disposons nous pouvons élaborer un profil transversal du versant à Port-Racine.

Le premier point, sur lequel nous avons déjà insisté à propos de St-Jean-le-Thomas (Lautridou, 1985), est la position particulière

PORT RACINE COUPE III ANALYSE M.CLET 1983

TRAITEMENT INFORMATIQUE 1989 (CCUC, M.D. RIOULT)



- 1-Arbres thermophiles
- 2-Conifères
- 3-Arbres pionniers
- 4-Graminées et herbacées rudérales
- 5-Plantes halophiles
- 6-Pl. de milieu humide et aquatiques
- 7-Pteridophytes
- 8-Sphagnum

100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		100: 200: 300: 400: 500:		
ALNUS																		
MELUSUS																		
ULMUS																		
CARPINUS																		
CORYLUS																		
PINUS																		
PICEA																		
SPH. P.																		
RETULA																		
SALIX																		
1																		
GRAMINEES																		
ERICACEES																		
COMP-LIGR.-FLOR.																		
COMP-TURBULITUMES																		
ARTEMISIA																		
PLANTAGO																		
HELIANTHEMUM																		
POLYGNACEES																		
CISTOCYLLACEES																		
RUCCICA																		
RURITACEES																		
IMBELLIFERES																		
VALERIANACEES																		
SATIPIACEES																		
GERANIACEES																		
RENONCULACEES																		
ROSACEES																		
2																		
CHEMPRO-STEPIDUES																		
APRERIA IRRADIATA																		
FILIPENDULA																		
PHALICITRUM																		
DEMOYENACEES																		
CYPERACEES																		
3																		
SP. PANDULETES																		
POLYTRICHUM																		
SP. TRILETES																		
PTERIS																		
SPHAGNUM																		
4																		
SPH. POLYTRICHUM																		
SPH. ONDEUR																		

1.3	9
1.4	9
1.5	4
1.6	3
1.7	2
1.8	1

de ce dépôt qui fossilise un angle mort entre une falaise littorale et la plate-forme d'abrasion marine (ou fluviatile dans les vallées) : il y a donc eu un piège, moins complet certes que dans des dépressions karstiques ou tectoniques, mais indéniable, qui a fonctionné tant qu'il n'y a pas eu régularisation de la base du versant sapé en falaise, et élaboration d'un nouveau profil d'équilibre. Hors cette position morphologique, nous n'observons pas de head qui demeure essentiellement limité aux côtes et estuaires, à quelques gisements de vallée et à des barres rocheuses en surplomb abrupt dans le Bocage normand. Nous avons d'ailleurs insisté sur cette notion de piège dans notre définition du head de 1971.

Nous pouvons ainsi tenter de faire un bilan de la quantité de matériau géivée et déplacée pendant ce cycle de Port-Racine. La figure 4 montre que très rapidement l'épaisseur des dépôts s'amenuise en s'éloignant de la falaise protectrice : grâce à la coupe D et aux observations sur les îlots tout proches (en particulier le Nez Quilas examiné avec G. Fosse) nous considérons que chacune des couches définies dans les coupes A-B se poursuit vers l'aval en se laminant, mais sans lacune, sans érosion notable : en D comme sur les îlots il y a le loess, le head loessique, le head argilo-sableux et la couche grise ou noirâtre de base.

Si on tente d'estimer grossièrement la quantité de roche et d'altérite qui a alimenté le head, nous arrivons à un chiffre de 0,5 à 0,7 M de tranche enlevée sur versant et en bordure de plateau.

PREHISTOIRE : LE MILIEU ET L'OCCUPATION DU SITE

Au maximum de la transgression éémienne, une falaise granitique fait obstacle à l'avancée de la mer. Quelques chicots rocheux forment alors les écueils de la mer éémienne (buttes granitiques près du Fort). La plage est composée de sable et de galets de granite et de silex - source future d'approvisionnement en matière première des hommes du paléolithique moyen de Saint-Germain-des-Vaux.

Après plusieurs fluctuations du niveau marin, la régression marine s'accroît et les "paléolithiques" s'installent au pied de la falaise, vraisemblablement attirés par la mer et ses richesses.

La fréquentation du gisement semble avoir été périodique et de longue durée (2,50 m environ de couche archéologique au secteur 1). Les moustériens se sont donc installés au pied des falaises granitiques, à l'abri des vents dominants (secteurs A,B), ou plus à découvert sur l'ancien estran (secteur D), où des activités spécifiques, liées au feu, semblent avoir eu lieu.

Le gisement de St-Germain-des-Vaux - Port-Racine l'Erguillière est intéressant à divers titres :

- sur le plan chronostratigraphique (cf. supra) ;
- pour une meilleure compréhension du milieu dans lequel évoluaient les hommes du paléolithique moyen ; à la fin du complexe interglaciaire, l'anse de l'Erguillière était partiellement occupée par un petit "marais" (présence de tourbe à sphaignes), constamment alimenté en eau douce, en bordure de l'habitat principal (secteur A). Le couvert végétal - révélé par la palynologie (Clet) et la paléoanthracologie (Thiébaud) comporte, outre de nombreuses fougères, des feuillus, principalement du bouleau, et des conifères, essentiellement du pin sylvestre
- au niveau des structures d'occupation : alignement de blocs granitiques, fosse creusée dans la plage ancienne, nombreuses structures de combustion, concentration de produits de débitage ... et surtout de zones vides de tout témoin matériel qui font l'objet d'études physico-chimiques (J.L. Dumont, J. Quillard, Caen et J.P. Dupont et J. Morel, Rouen)
- et enfin par son industrie lithique. Le faciès le mieux représenté est le moustérien à encoches et denticulés. L'évolution de ce faciès est possible au secteur principal (B) où nous assistons à un appauvrissement en lames et en racloirs à mesure que la glaciation s'intensifie. De plus, une étude des techniques de débitage a été possible eu égard au grand nombre de remontages de produits lithiques effectués sur face de débitage (S. Andrieu, M. Rivière). Ces derniers contribuent à mieux appréhender l'occupation de l'espace durant le complexe du dernier interglaciaire et le début du weichsélien.

Le gisement est donc fondamental pour une meilleure connaissance du milieu, de l'homme, et enfin de l'impact de ce dernier sur son milieu au paléolithique moyen.

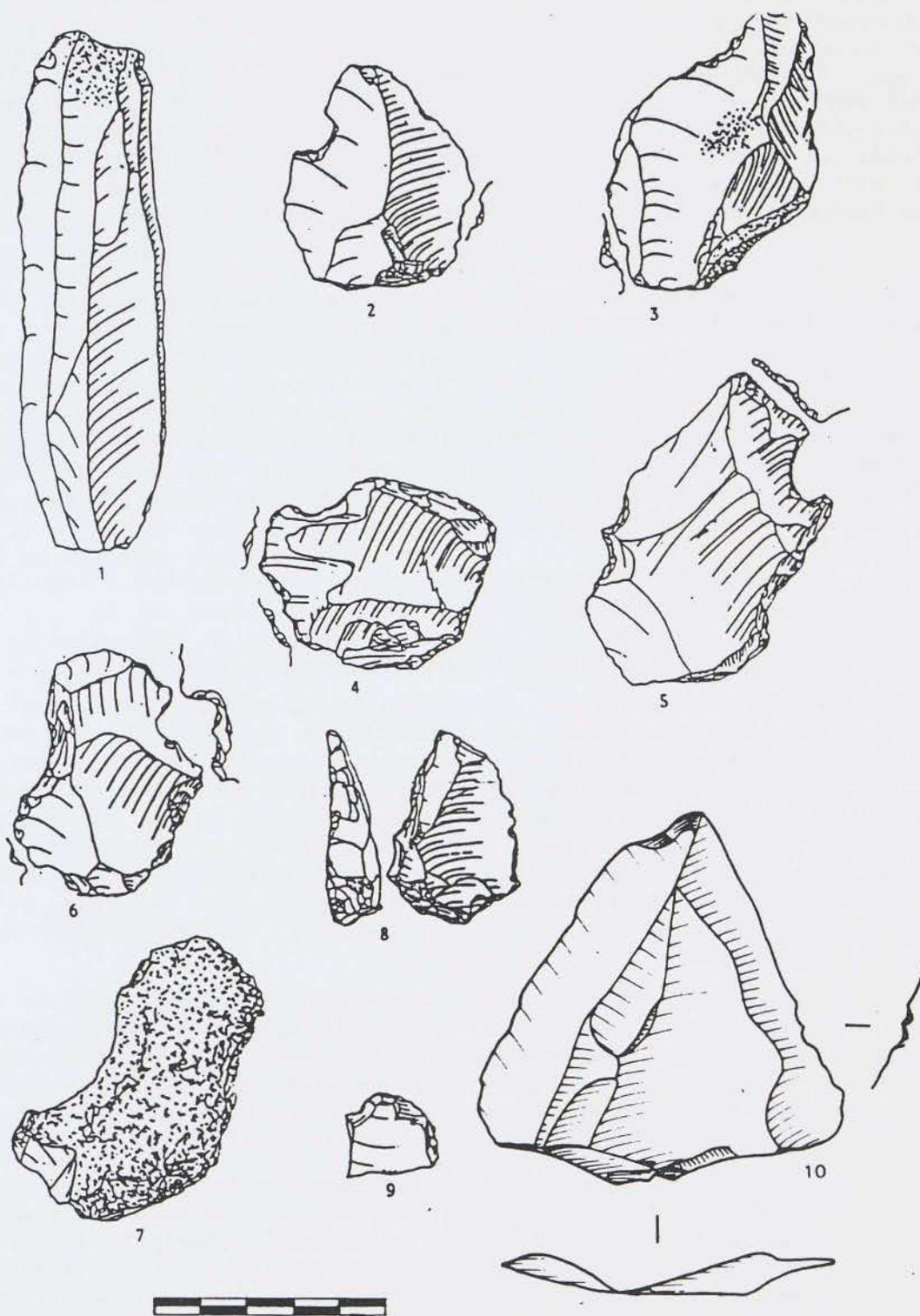


Fig. 5 : ST-Germain-des-Vaux, "Port-Racine", secteur 1, niveau à encoches : 10 : "Ecalgrain" (Manche) :
1 = lame levalloisienne ; 2-3-4 = encoches ; 5 et 6 = denticulés ; 7 = racloir concave ;
8 = couteau à dos ; 9 = grattoir ; 10 = pointe levalloisienne retouchée.

E C A L G R A I N

Plage fossile, heads anciens et récents, paléosol interglaciaire,
Données palynologiques et paléontologiques



Figure 1 -

La Baie d'Ecalgrain : croquis géomorpholo-

- I - SUBSTRATS** (roche à moins de 50 tites et gneiss (Pré-cambrien) - 2 a 3 quartzites et grès quartzitiques - 4 schistes et schistes gréseux - 5 faille.
- II - FORMES ET FORMATIONS DUES AU MODELE PERIGLACIAIRE** : 6 chicot rocheux - 7 vallonement périglaciaire - 8 formations cryoclastiques de versant (zone d'alimentation du head) - 9 head (zone d'accumulation) - 10 loess - 11 tourbe et dépôts organiques de la base du head.
- III - FORMES ET FORMATIONS MARINES** : 12 falaise vive taillée dans le head - 13 falaise vive taillée dans la roche en place - 14 restes de plage pré-éémienne - 15 platier pré-éémien - 16 platier rocheux actuel.
- IV - FORMES ET FORMATIONS HOLOCENES ET ANTHROPIQUES** : 17 colluvions holocènes - 18 dune - 19 remblai - 20 carrière - 21 rideau et talus anthropiques - 22 position de la coupe de référence.

Baie d'Ecalgrain : Geomorphological sketch map

- I - Solid geology**
 - 1 Pre-Cambrian Migmatite and gneiss - 2 Arkose and sandstone - 3 Quartzite and quartz sandstone - 4 Schist and sandy schist - 5 fault
- II Periglacial deposits and landforms**
 - 6 Rocks - 7 Periglacial valleys - 8 Periglacial slope deposits of the upper cliff - 9 Head - 10 Loess - 11 Peat and organic mud in the base of the head
- III Marine deposits and landforms.**
 - 12 Steep cliffs cut in head - 13 Steep cliffs cut in solid rock - 14 Fossil raised beach - 15 Old platform - 16 Modern rock platform
- IV Holocene landforms and deposits**
 - 17 Holocene colluvium - 18 Dunes - 19 Fill - 20 Quarries - 21 Made ground - 22 Position of section AB (see below)

GENESE DES HEADS, AGE DES HEADS ET DE LA PLAGE FOSSILE

SITUATION

Sur la côte ouest du Cotentin les heads s'avèrent plus épais que sur la côte nord : les versants sont aussi plus importants, néanmoins le rapport épaisseur de head/hauteur du versant demeure beaucoup plus fort (1/5 à 1/6 contre 1/8 à 1/10). En fait la stratigraphie devient plus complexe en particulier dans la Baie d'Ecalgrain. La structure géologique se révèle compliquée avec une grande variété de faciès ; la direction des couches est perpendiculaire au littoral.

GENESE

La mise en place de ces dépôts hétérométriques périglaciaires à matériel gélifracté est discutée. Les mesures de Watson (1970) et les études d'Elhai (1963) montrent que ce sont des dépôts de solifluxion avec des phases de ruissellement. Des expériences de gel (Lautridou, 1979) ont montré la gélivité de certains faciès et l'incapacité par le gel de fournir la fraction fine qui provient de roches altérées gélivées ou de loess ; un autre essai de gélifluxion fait à Caen (Heluin et al., 1979) d'une couche superficiellement dégélée et saturée en eau permet de comprendre la disposition des blocs. Voir aussi les études expérimentales récentes de B. Van Vliet-Lanoë et de J.P. Coutard.

Comme à Port-Racine, nous avons tenté d'estimer très grossièrement avec la même méthode le volume rocheux érodé en comptant une longueur de versant raide au-dessus du head de près de 100 mètres et de glacis bordant le plateau d'environ 250 mètres. Nous obtenons des chiffres différents de ceux de Port-Racine. Certes l'ampleur de versant est plus grande ici et la sensibilité au gel des roches apparemment plus forte en raison de leur fissuration. Il s'avère impossible de pondérer les apports purement cryoclastiques du versant et des altérites interglaciaires : les premiers sont importants comme le montrent l'examen des coupes, l'étroite relation des faciès du head et du substrat et les observations hivernales, mais, d'autre part, l'altération sur plateau dépasse souvent deux mètres en raison de la fragilité de certains grès feldspathiques (Cambrien) et des schistes ainsi que de la fissuration. Nous avons donc considéré un plan comportant le versant raide gélifracté et le glacis de bordure de plateau, soit respectivement un développement de 100 et de 250 mètres : au total 350 mètres. Un autre problème consiste à estimer le volume total de chaque head avant érosion marine ; en se fondant sur la figure 123* nous arrivons à une tranche érodée de plus de 4 mètres pour le cycle ancien et de 2 à 3 mètres pour le récent, soit nettement plus qu'à Port-Racine où la roche granitique est assez peu gélive et peu altérée : ici l'état de la roche et l'ampleur de la dénivellation ont permis une retouche sensible du versant presque régularisé (en dehors de quelques chicots) et transformé en versant de Richter.

* cf. LAUTRIDOU, 1985, p. 553

I. SECTEUR SUD

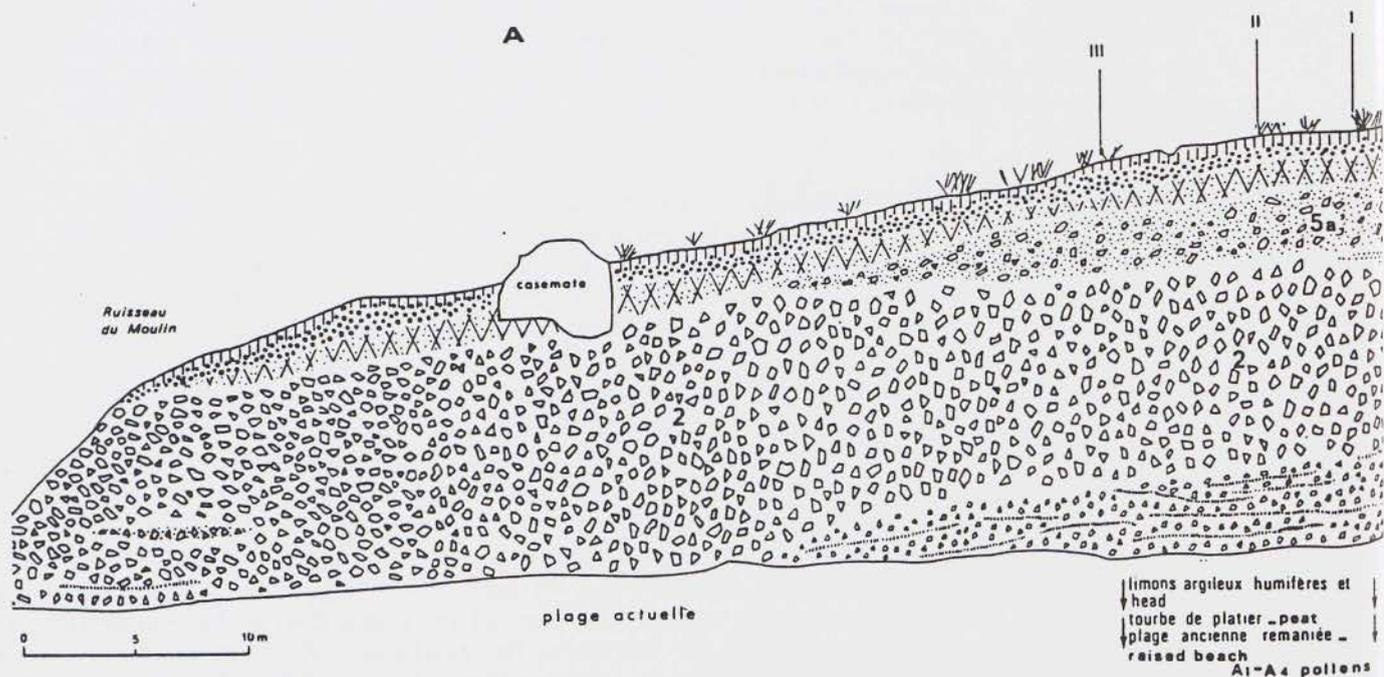
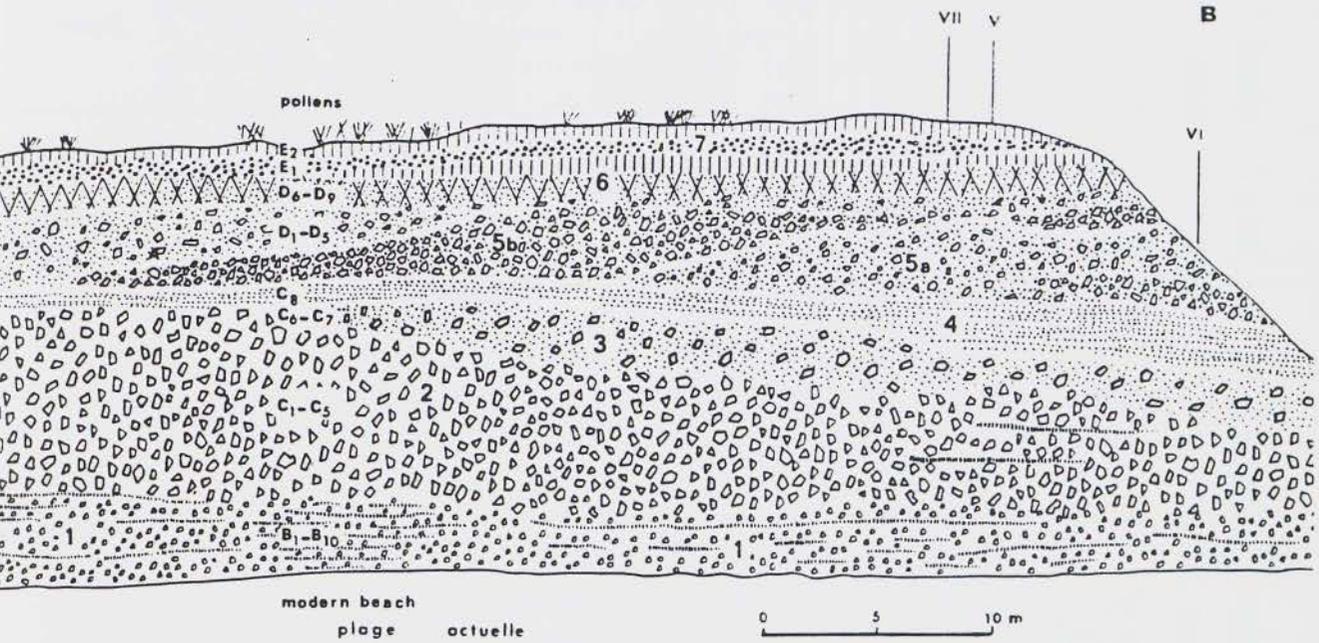


Fig. 2 - Ecalgrain : southern sector

Ecalgrain : 1 HEAD ET LIMONS HUMIFERES - head avec intercalations de limons humifères (ruissellement important) : série B (diagramme pollinique) - 2 HEAD INFÉRIEUR : série C1-5 - 3 HEAD INFÉRIEUR : head avec limon abondant dans la matrice : série C6-7 - 4 LOESS INFÉRIEUR : loess lité avec hydromorphie au sommet : série C8 - 5a HEAD SUPERIEUR : head avec limon abondant dans la matrice : série D1-5 - 5b HEAD SUPERIEUR : série D1-5 - 6 LOESS SUPERIEUR : avec restes de sol brun lessivé au sommet : série D6-9 - 7 Dune : série E1-2

I. SOUTHERN SECTOR



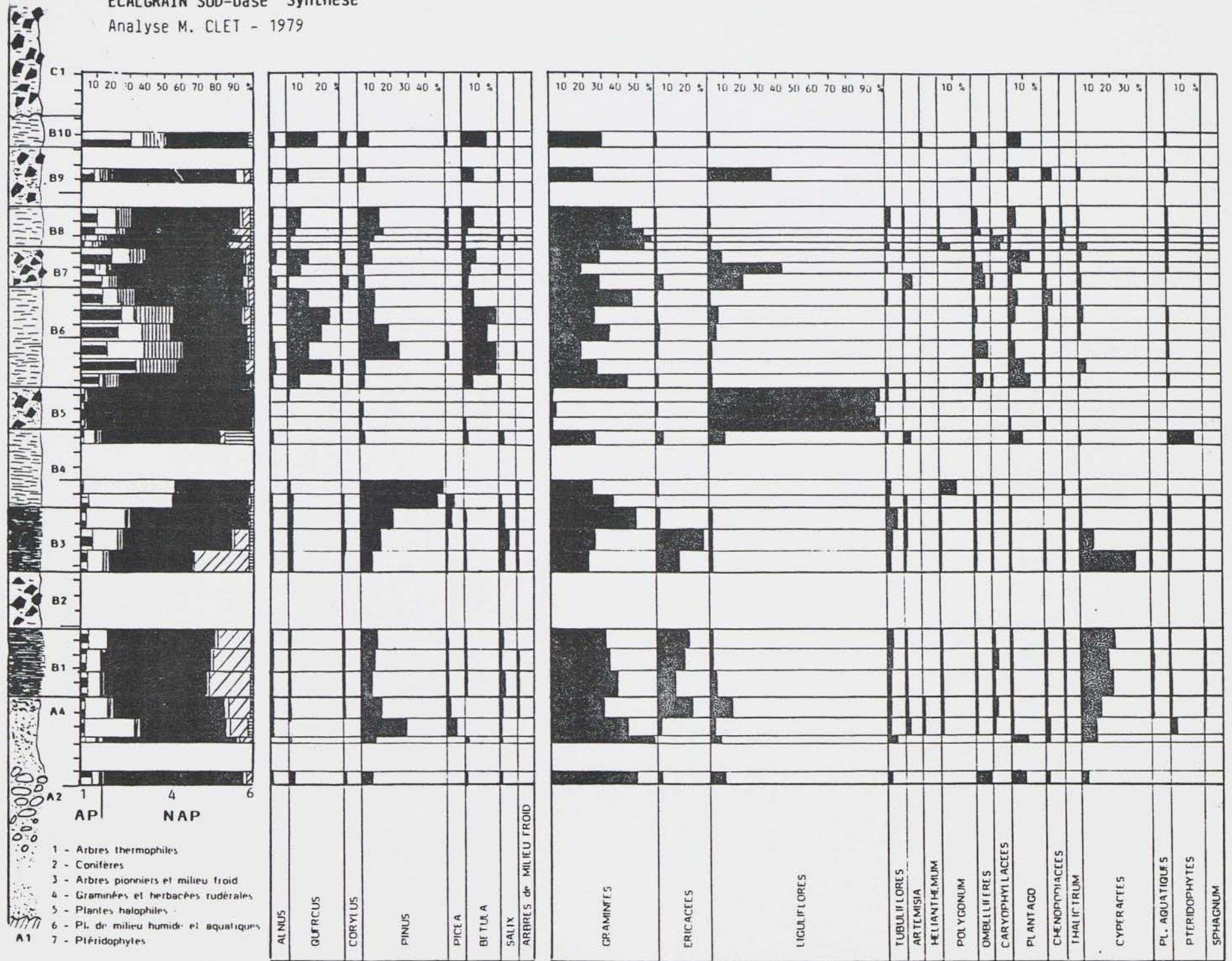
Ecalgrain

1 Head with intercalations of humic loams - Series B (pollen diagram) : HEAD AND HUMIC LOAMS - 2 LOWER HEAD C1-5 - 3 Head with a loess matrix C - 6-7 : LOWER HEAD - 4 Bedded loess with hydromorphic structures at the top C8 : LOWER LOESS - 5a Head with a loess matrix : UPPER HEAD - D1-5 - 5b Head - D1 5 : UPPER HEAD - 6 Loess with a sol brun lessivé on its top D6-9 : UPPER-LOESS - 7 Dune E1-2.

ECALGRAIN SUD-base Synthèse

Analyse M. CLET - 1979

Figure 3



STRATIGRAPHIE, AGE (J.P. COUTARD, J.P. LAUTRIDOU, J.C. OZOUF)

La stratigraphie est complexe (Coutard et al., 1979) ; de bas en haut on distingue :

- 1) une plage ancienne visible seulement au sud située au niveau des plus hautes mers
- 2) un head inférieur à intercalations de tourbe (base) et de limons argileux humifères signalés par Hommeril et al., 1962 (1)
- 3) un head 2 très grossier à matrice sablo-argileuse brun-jaune
- 4) un loess lité inférieur 4 colluvial, à débris de roche 3
- 5) un head brun 5 à matrice loessique (head supérieur)
- 6) un loess supérieur altéré en sol brun lessivé 6
- 7) une dune holocène

L'âge de cette plage et du head est discuté. Les pollens du head de base 1 (M. Clet, 1980 ; Coope et al., 1986) donnent des indications sur le milieu de marécages d'un début Glaciaire ; l'interstade défini dans une couche aurait pu correspondre à Brörup, mais en fait la séquence à horizons humifères ne ressemble pas à celle d'un début weichsélien (M. Clet, 1983 ; Lautridou, 1985). De plus, au sud nous avons retrouvé de façon continue sur une longue distance (de Vauville à Herquemoulin) la même stratigraphie (cf. Petit-Beaumont) avec cette fois un paléosol interglaciaire (Sol de Petit-Beaumont) au sommet du loess 4 inférieur (Lautridou et coll., 1982 ; Lautridou, 1985).

De nouveaux éléments stratigraphiques sont apparus à Ecalgrain Nord, cf. infra.

La datation au ^{14}C : d'abord étonnante 12600 ± 400 B.P., Gif (Delibrias et al., 1966), se rapproche davantage de la réalité : $> 44\ 500$ Birm 211

ETUDE PALYNOLOGIQUE (M. CLET)

Elle s'est avérée très importante (Clet, 1983).

D'après la stratigraphie, il a été possible de définir quatre ensembles dans la falaise sud depuis la base jusqu'au sommet.

- Ensemble A : milieu marin (plage-dune)

Comprenant un platier fossile (A1) piégeant du sable marin coquillier.

Puis on trouve au-dessus du platier une plage ancienne (A2) dans laquelle la matrice argileuse présente parfois une végétation caractéristique d'estran avec graminées, *Plantago maritima*, cypéracées, *Pinus*, ombellifères, liguliflores.

Une dune (A4) se développe par dessus, surmontée d'un alios avec graminées, *Pinus*, cypéracées, *Picea*. Phénomène régressif à la fin d'un interglaciaire.

- Ensemble B : milieu continental littoral (head et tourbes)

Milieus argilo-tourbeux humifères à la base, plus argileux au sommet dans lesquels sont intercalés des lentilles de head hétérométrique, qui s'individualisent par une végétation essentiellement composée de liguliflores (B2, B5, B7, B9). Le premier niveau tourbeux (B1) présente une végétation de graminées, cypéracées, éricales, *Pinus*. Le deuxième niveau tourbeux (B3) présente parfois une lentille de tourbe franche avec un accroissement de cypéracées (B3b) accompagnées de graminées, éricales et *Pinus*. Ce milieu devient plus argileux au sommet (B3c), les graminées et les éricales s'accroissent ainsi que les *Pinus* au profit des cypéracées.

Première période froide avec coulée de solifluxion dans un milieu tourbeux, marécageux.

Au-dessus, dans l'argile grise (B4, B6, B8, B10), s'amorce un épisode plus chaud. Après un fort accroissement des *Pinus*, *Quercus* et les arbres thermophiles ainsi que *Betula* prennent de l'extension.

Au sommet, sans doute lacune importante de la fin de la première période froide.

- Ensemble C : milieu continental (head + limon)

Premier head surmonté de limons. Quelques arbres (25 %) dans les séquences limoneuses de la base (C2) avec *Quercus* et *Betula* dominants, *Pinus*, puis prédominance des liguliflores (C3 et C5). A la base des limons ruisselés (C7, C8) nouveau développement des arbres jusqu'à 22 %: *Betula* dominant, *Quercus*, *Pinus* et *Corylus*. Au sommet des limons, les liguliflores redeviennent exclusives.

- Ensemble D (head + loess)

A la base séquence plus humide avec arbres atteignant 32 % (D1) (*Betula*, *Quercus* et *Pinus*).

Liguliflores dans le head.

Dans les loess (D6) apparition des *hippophæë* et établissement d'une steppe.

Conclusion

Les cortèges floristiques trouvés à Ecalgrain, ne sont pas caractéristiques d'un passage interglaciaire-début glaciaire donné, néanmoins, par comparaison avec l'analyse pollinique de la tourbe des Ilets (côte Nord du Cotentin) datée de la fin de l'Eémien (Eémien E6), on remarque quelques différences (absence d'*Abies* par exemple). Ceci nous permet d'attribuer un âge différent à ces deux formations. Les associations de pollens étudiées par B. Jones (Coope et al., 1986) sont identiques à celles trouvées par M. Clet.

DONNEES ANALYTIQUES

L'origine des deux limons inférieur 4 et supérieur 6 est éolienne comme le montrent les courbes granulométriques, de même que la matrice (4) du head supérieur et du sommet (3) du head inférieur (analyses M. Levant, Caen). Par contre, la matrice du head inférieur et les limons argilo-sableux gris à noirs humifères 4-5 possèdent les caractéristiques des heads de Port-Racine et des Ilets, en faciès logarithmique, et proviennent d'altérites gélivées. Le loess inférieur ne diffère pas du loess supérieur, mais comme il est remanié (par ruissellement probablement) cela peut expliquer l'absence de distinction habituelle entre limon ancien et récent.

1) Minéraux lourds

L'examen des Cortèges de minéraux lourds définis par P. Giresse (Laboratoire de Géologie, Perpignan) confirme l'opposition entre loess ancien (4) et loess récent (6) et permet de définir l'association locale : en effet des prélèvements ont été effectués au sud, au point B dans le loess supérieur récent (et dans le sol actuel développé sur ce loess), dans le head supérieur à matrice loessique, dans le loess inférieur (loess ancien) ruisselé et dans le head inférieur à matrice locale passant vers le bas au head à lentilles grises ou noires organiques.

L'évolution des stocks et de certains minéraux est identique à celle mise en évidence à La Cotte (Jersey) où le loess récent et deux loess anciens ont été examinés aussi par P. Giresse et à notre initiative (Callow et Cornford, à paraître). Les premières conclusions à tirer sont les suivantes : premièrement, le stock local (head inférieur) est caractérisé par les ubiquistes et par les épidotes, avec peu de minéraux de métamorphisme, deuxièmement, les loess diffèrent de cette association par l'abondance des minéraux de métamorphisme ainsi que de la hornblende et du grenat (mais seulement dans le limon récent), troisièmement, il y a bien l'inversion minéralogique classique entre loess ancien et récent avec une poussée de la hornblende et du grenat dans ce dernier limon, alors que l'épidote varie de façon peu significative en raison de sa présence dans le substrat.

Dans le détail, on remarque que le loess ancien subit une influence locale avec beaucoup d'épidote comme dans le head autochtone, ce qui ne surprend pas en raison de la structure ruisselée à lits sableux impliquant un apport de versant. De ce fait, les relations des associations "marines" à grenat-épidote-hornblende et ubiquistes à zircon-tourmaline-rutile perdent de leur netteté. En fait, c'est la croissance du grenat et de la hornblende qui prend toute sa valeur et qui confirme l'opposition loess récent-loess ancien. Par rapport à la Cotte (Jersey), on note une moindre proportion de grenat s'expliquant par l'altitude plus élevée et le faciès moins sableux et une plus forte proportion de minéraux de métamorphisme : il y a indéniablement dans cette zone (Cotentin, Iles anglo-normandes) une association originale caractérisée par la présence de ces minéraux en proportion plus forte qu'ailleurs.

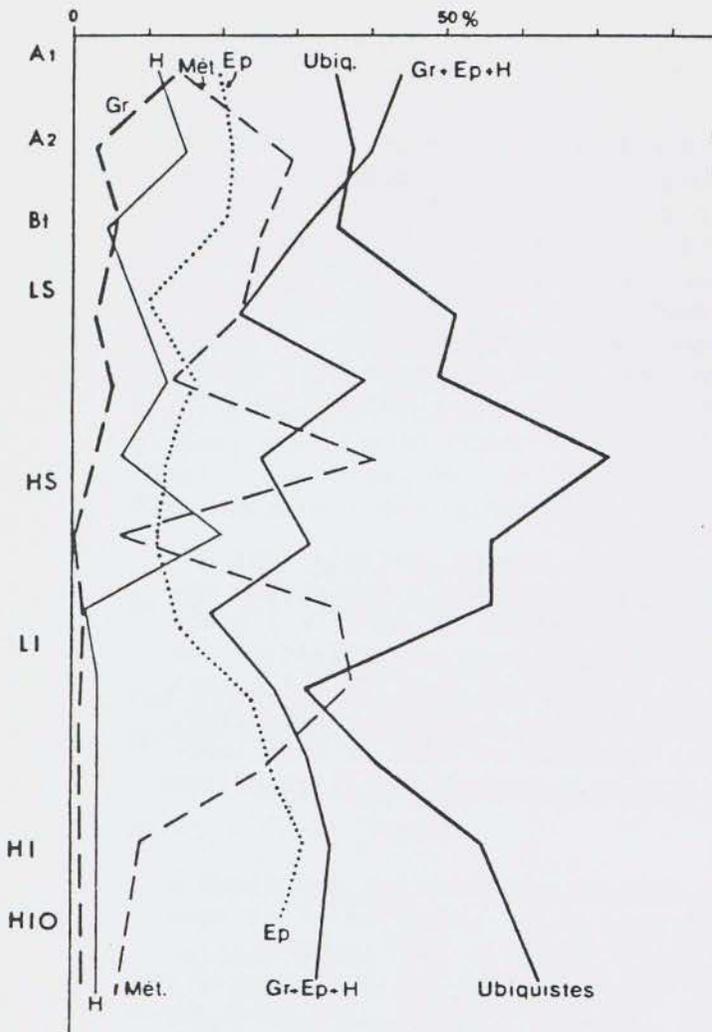


Fig. 4 - Ecalgrain : Minéraux lourds (détermination P. Giresse).

A1, A2, Bt : sol actuel
 LS : loess récent supérieur
 HS : head supérieur
 LI : loess inférieur (loess ancien)
 HI : head inférieur
 HIO: head inférieur à lentilles organiques
 Ep : épidote
 Gr : grenat
 H : hornblende
 Met: métamorphisme

Fig. 3 - Heavy mineral assemblages from Ecalgrain

A1, A2, Bt : present soil
 LS : upper younger loess
 HS : younger head
 LI : older loess
 HI : older head
 HIO: head with organic lens
 Ep : epidote
 Gr : garnet
 H : hornblende
 Met: metamorphic minerals

2) Les argiles

L'étude des argiles (M.N. Le Coustumer, Caen) montre une faible différence entre loess ancien et récent comme d'habitude. Le limon weichsélien possède le même cortège que celui de Port-Racine ; mais le loess ancien contient plus d'illite (45 à 60 %) que le limon récent (25 à 30 %) comme à La Cotte en Jersey. Le head ancien, à matrice d'altérite remaniée sur le versant, comporte beaucoup d'illite (60 %), de la kaolinite (20 %), de la chlorite (5 %), des interstratifiés à la base de smectite en faible proportion (5 %) et de chlorite (10 %) autrement dit un cortège proche de celui des loess anciens, mais avec moins de smectite. Cette association locale diffère de celle de Port-Racine, à nourrissage granitique, par le plus fort pourcentage d'illite issue des grès et des schistes et la moindre proportion d'interstratifiés chloritiques (provenant des micas altérés du granite). Mais ici aussi ces altérites ne contiennent pas un stock à kaolinite dominante comme dans les anciennes altérations rubéfiées du massif armoricain sur schistes, cornéennes, grès ou granites.

II SECTEUR NORD

STRATIGRAPHIE

Ce secteur de la baie d'Ecalgrain montre clairement la superposition des deux niveaux formant un complexe interglaciaire, de deux générations de loess et de 2 générations de head. Notons qu'à l'entrée N de la Baie, au Houpret, une seule séquence subsiste.

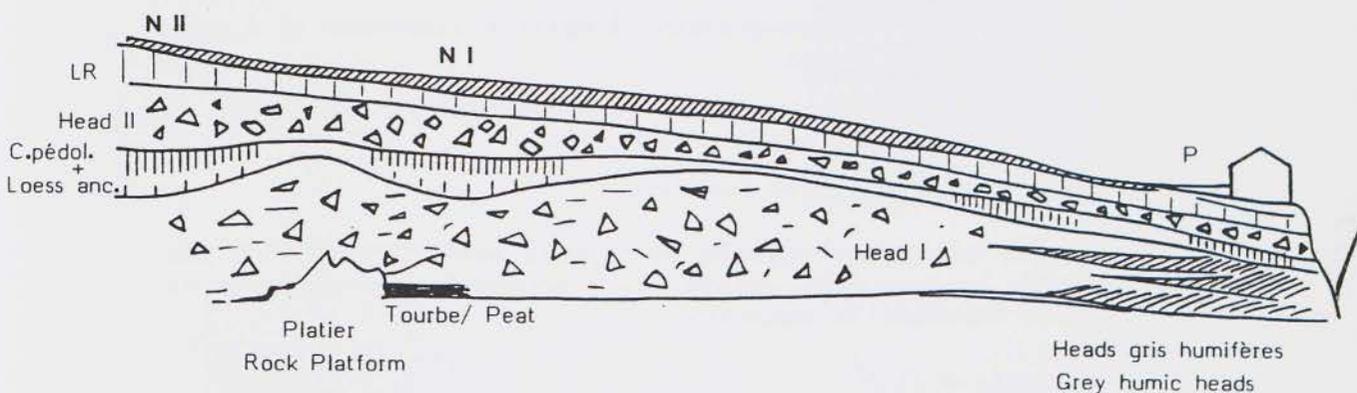


Fig 4 - Ecalgrain: schéma du secteur Nord

Fig. 4 - The section of Ecalgrain North (a full description is given in the main text)

1) Ecalgrain N I

La coupe I, située à 150 m au nord du ruisseau, présente la séquence stratigraphique suivante :

- platier A1
- tourbe (vase organique et pyriteuse), à 140 m au N du ruisseau
- argile grise caillouteuse
- heads anciens, assez argileux
- C5, head à matrice schisto-sableuse avec quelques très gros blocs
- C6, head à matrice sableuse peu schisteuse, riche en blocs et se terminant par un alignement de gros blocs
- C8, loess ancien flué, avec quelques fragments de schistes inclus, mêlé de blocs gréseux à son sommet
- D1a, horizon argilique (7,5 YR 5-4/6) avec B en bande à la base, déformé par cryoreptation (gel-dégel) - Sol brun lessivé

- D1b, horizon A2 très poudreux (10 YR 6/4) riche en bloc, disloqué par cryoreptation ; en lames, trace d'une importante hydromorphie
- D2, head à matrice argilo-limoneuse, dérivée du sol sous-jacent (7,5 YR 4/4), horizon argilique d'un petit sol brun lessivé modérément développé. Très belle structure lamellaire fine à moyenne
- D3, head schisto-gréseux oxydé, sans trace d'illuviation (7,5 YR 4/6)
- D4, head schisto-gréseux incorporant latéralement une lentille de sable dunaire argilifiée
- D5, head grossier schisto-gréseux, à matrice schisto-gréseuse fine puis plus limoneuse vers le haut
- D6, heads fins schisto-gréseux, à matrice limoneuse et à nombreuses passées lavées
- D7, heads à matrice loessique et loess récents avec reste du sol brun lessivé colmatant des vallons
- E, colluvions sableuses humifères

Dans cette coupe les apports loessiques sont caractérisés par une diminution de la teneur en illite et, l'apparition de chlorite et d'interstratifiés vermiculite-smectite.

2) Ecalgrain N II

A la base, série de heads dérivés de grès arkosique, à blocs très émoussés intercalés de limons argileux déferrifiés, à argile.

- C6, head à matrice de sablons et petites taches d'hydromorphie se terminant par un alignement de gros blocs
- C8, complexe de loess ancien flué, avec intercalation de blocs et parfois passage latéral (vers le N) aux heads limoneux
- D1, Sol brun lessivé glossique à fragipan, très bien structuré, compact à illuviation ferrique modérée
- D2a, incision et petit head à gros blocs
- D2b, limon sableux puis sable limoneux à 25 % de charge dunaire et blocs flués, reposant dans un vallon dallé de blocs. Paléosol complexe avec une phase argilique suivie d'une podzolisation hydromorphe (pas de mobilisation de l'aluminium); remobilisé par cryoreptation
- D3, limon sableux, à charge dunaire plus faible (< 10 %), flué avec blocs, puis développement d'un paléosol de type gris forestier
- D5, head à matrice sablo-limoneuse mal classée, légèrement humifère

Cet ensemble est surmonté par 5 m de dépôts.

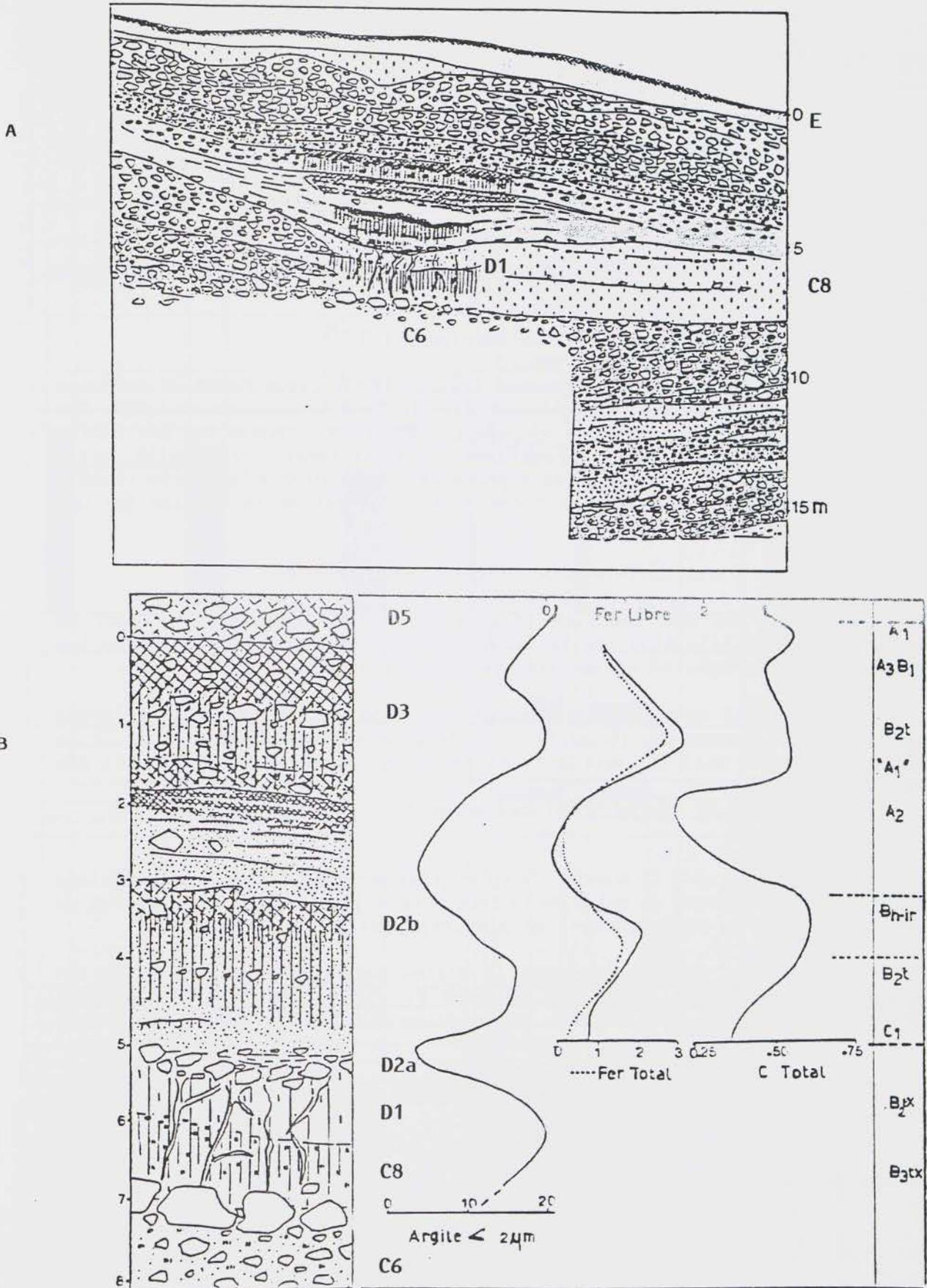


Fig. 5 - Ecalgrain : secteur N, coupe II

Fig. 5 - Ecalgrain N II : A. The section ; B. Interpretation and analyses (a full description is given in the main text)

Dans cette coupe les micas et la chlorite sont associés aux altérites de grès. Par contre les interstratifiés vermiculite-smectite sont associés aux loess.

B. VAN VLIET-LANOE, J.P. COUTARD, J.P. LAUTRIDOU et J.C. OZOUF

PALYNOLOGIE

La base du secteur nord présente une stratigraphie différente de celle du secteur sud.

L'ensemble A est beaucoup plus développé ici.

La plage ancienne A2 est présente très rarement, sous forme de quelques galets isolés dans une matrice argileuse, dans le fond de quelques couloirs. Par contre il existe un banc tourbeux A3 (environ 60 cm) qui repose sur des sables marins grossiers et qui se transforme progressivement en argile grise caillouteuse A3. Cette argile grise directement superposée à la tourbe visible sur le platier actuel est également présente à la base de la falaise sur une épaisseur supérieure à 1 m.

L'ensemble B est différent de celui de secteur sud.

Il débute par une lentille importante de head ancien sur lequel se superpose une lentille plus argileuse. On ne retrouve pas dans ce secteur les dépôts argilo-tourbeux de milieu continental littoral décrits au sud.

La tourbe A3 est caractérisée par une végétation de marais à fortes proportions de cyperacées et parfois de graminées. Ce marais est lié à la présence de la mer mais les pourcentages de pollens de chenopodiacées sont peu élevés.

Au sommet de la tourbe un niveau présente 75 % de pollens de pins.

L'argile grise A'3

En continuité avec la tourbe l'argile grise montre à sa base un assemblage pollinique peu différent de celui de la tourbe sous-jacente mais il y a moins de cyperacées, mais un accroissement de pléridophytes et de Polygonum.

Puis dans une phase ultérieure le milieu marécageux est envahi par un Polygonum (peut-être P. maritimum ou bien P. viviparum) et enfin par les chenopodiacées (après une lentille de head) ce qui indique l'existence d'un marais maritime avec un schorre important.

Ce schorre va se trouver ensuite recouvert par une importante coulée de solifluxion.

INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

-D1, Sol lessivé glossique ou Sol brun lessivé selon les coupes : Eémien s.s.

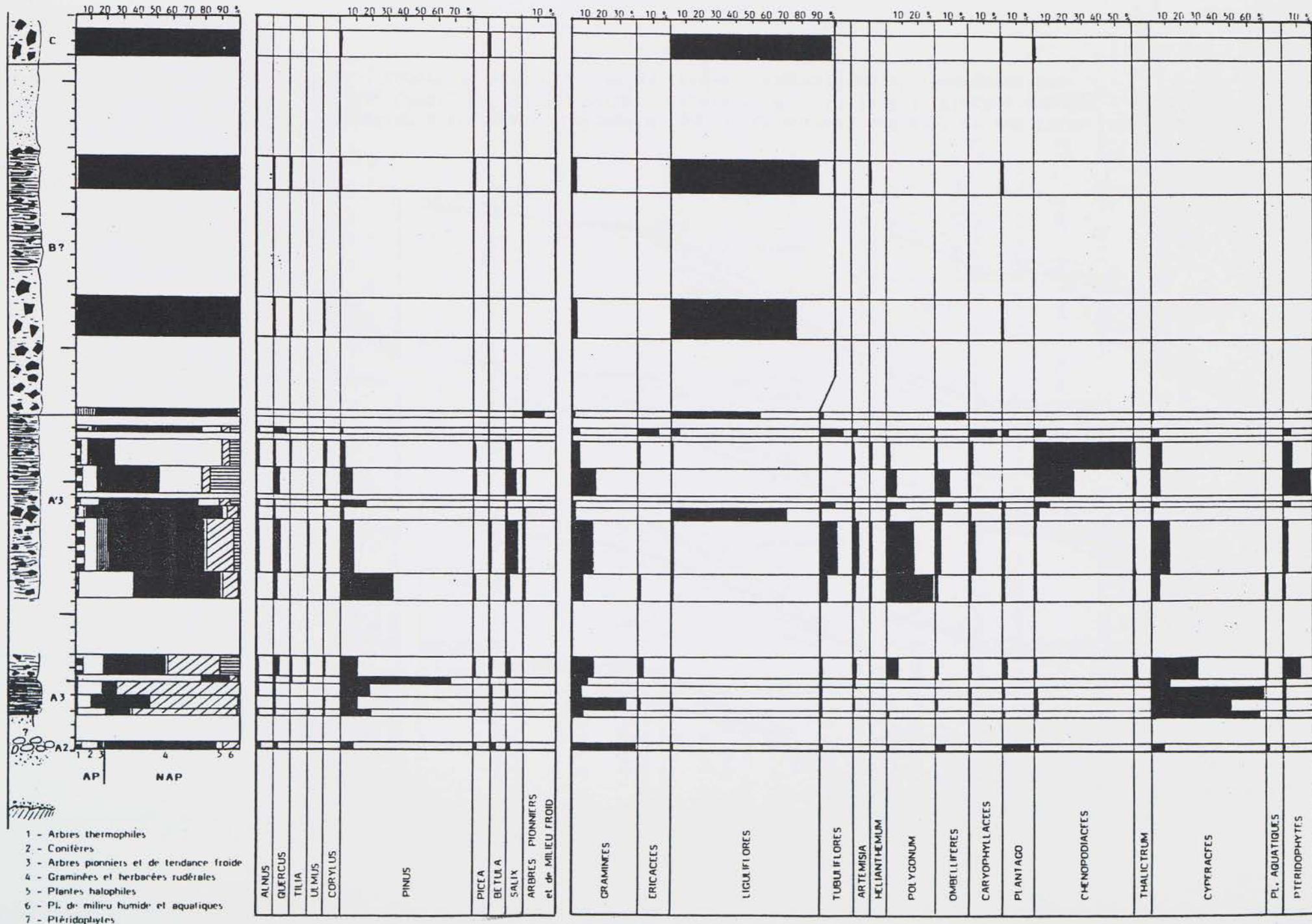


Figure 6

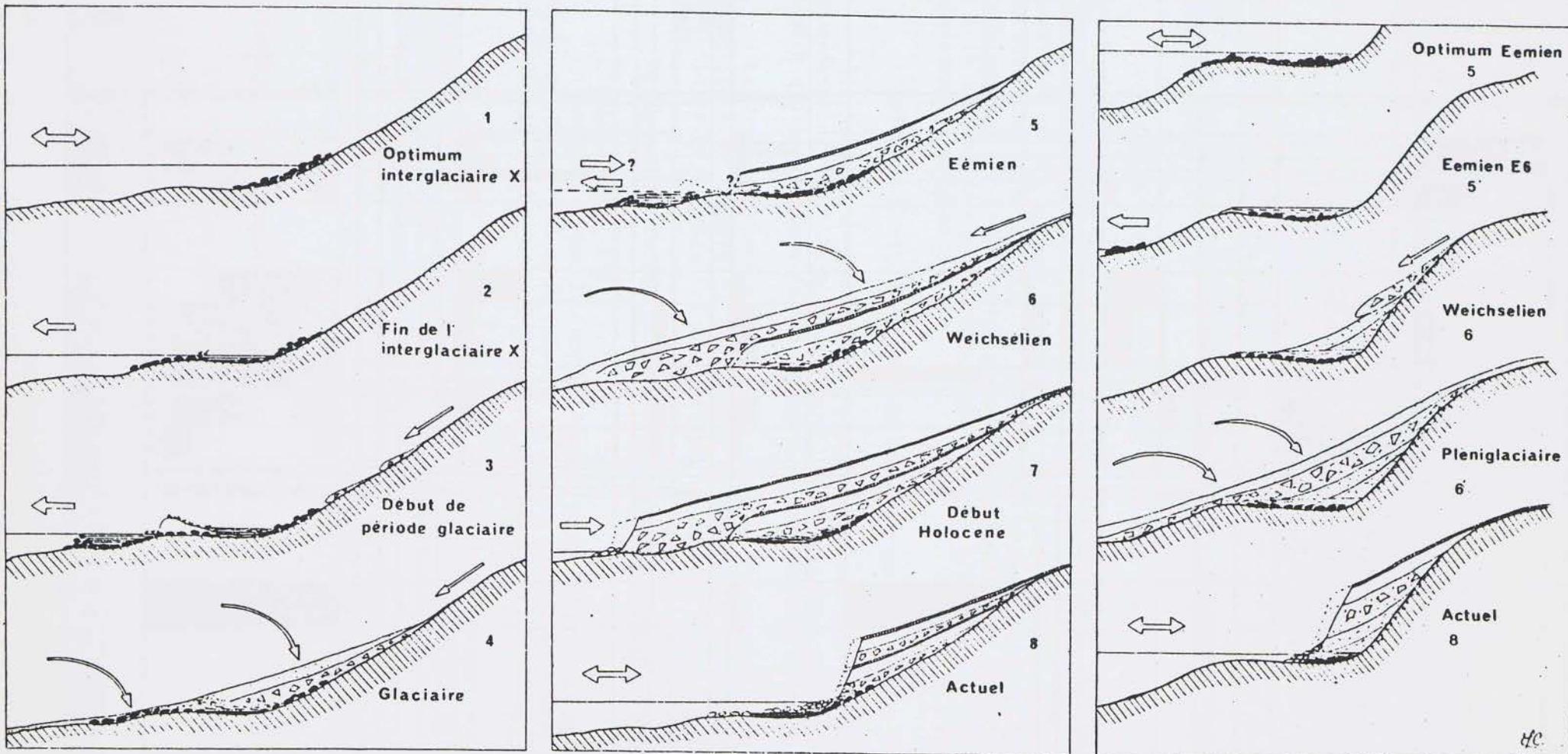


Figure 7 - Schéma de l'évolution à Ecalgrain (Colonne de gauche et colonne médiane) et aux Ilets (colonne de droite), d'après CLET, COUTARD, LANOE, LAUTRIDOU, OZOUF : dessin de M. CLET (1983). Flèches arquées : apport éolien, flèches rectilignes étroites : apport de versant, flèches larges : régressions et transgressions.

- D2b, Sol brun lessivé plus podzolisation hydromorphe attribuée par B. Van Vliet-Lanoë à St-Germ Ib et Ic ou sol brun lessivé à tendance rubéfié [cf. Petit-Beaumont (in Lautridou et al., 1982)]
- D3, Sol gris forestier : St-Germ II selon B. Van Vliet-Lanoë
- D5f, head légèrement humifère

On retrouve dans cette séquence les mêmes pédogenèses qu'à Port-Racine.

- D2b, tourbe, gyttja et podzol hydromorphe de Port-Racine (sans Bt sauf sur coupe est)
- D3, paléosol lessivé coupe IV ou gris forestier rubéfié du secteur I (chantier)

CONCLUSION

1. INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA BASE

L'ensemble A du secteur nord est contemporain de celui du secteur sud. La tourbe et l'argile grise sont toutefois chronologiquement antérieur sinon contemporains de la dune A4 comme l'on décrit G.R. Coope et al. (cf. plus loin).

La paléogéographie de la baie était différente de celle observée actuellement. Au sud la plage était plus développée et sans doute directement liée aux courants marins et peut-être à la houle venant du nord-ouest.

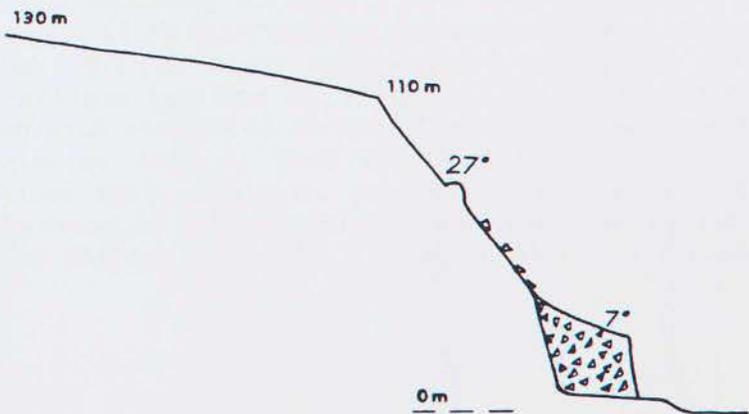
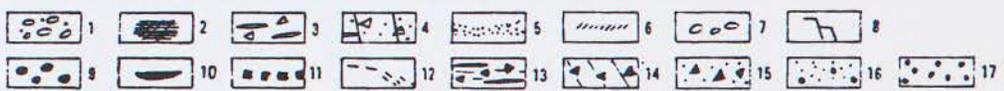
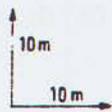
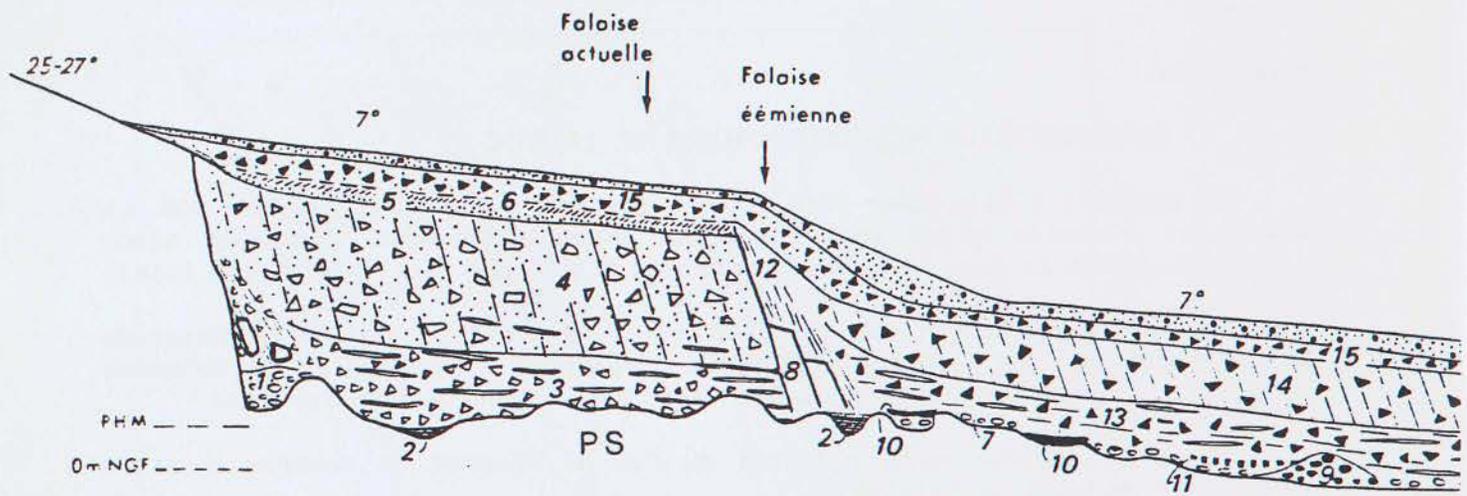
Dans le secteur nord à l'abri du cap du Houpret un schorre a pu se développer en pied de falaise.

Plus tard l'influence du ruisseau du moulin au sud est devenue importante dès la régression de la mer d'où l'accumulation de dépôts argilo-tourbeux (B1 à B10).

2. LE PROBLEME DE L'AGE DES HEADS

L'existence de cycles périglaciaires à head et loess est bien établie. Selon D. Keen (Coope et al., 1986) cet ensemble pourrait se placer dans le Weichsélien ; selon les chercheurs du Centre de Géomorphologie (Lautridou, 1985) il y a deux périodes froides donc deux heads et deux loess (anciens et récents) séparés par un complexe de Sols interglaciaires identique à celui de Port-Racine, avec en plus un sol lessivé glossique contemporain de la plage éémienne (s.s.) de cette localité. Il existe (information orale de J.P. Auffret) à quelques centaines de mètres de la côte actuelle, un sédiment argileux très semblable au sédiment sous-marin prélevé dans l'Anse de la Mandrée date de la fin Eémien. Si l'assemblage pollinique se révélait être le même on aurait la preuve de l'existence de l'Eémien vers -15 m au large. La plage sous-jacente est d'âge anté-Saalien supérieur (Formation d'Herquemoulin) et corrélée avec l'Assise de Tancarville dans l'estuaire de Seine, datée environ 200 000 B.P. (Lautridou, 1985).

E



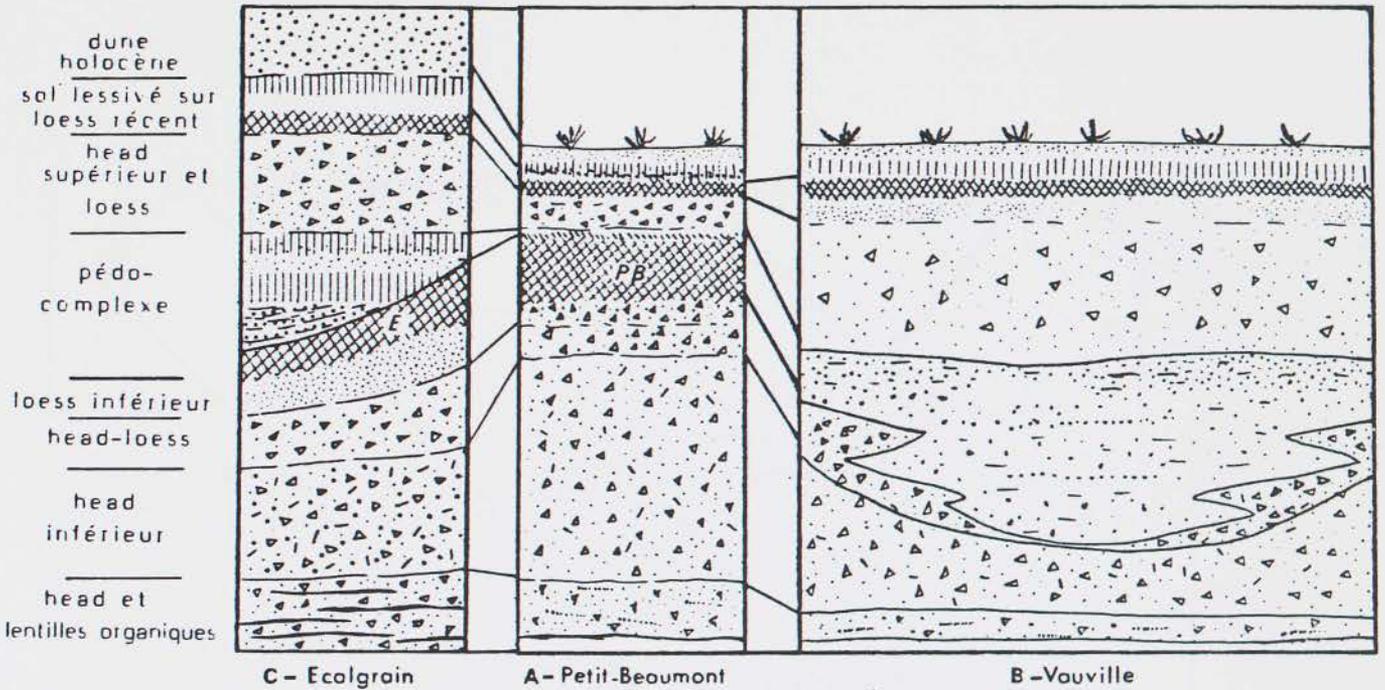


Fig. 8 - Corrélation entre coupes de head. PB Sol de Pt Beaumont - E Sol d'Ecalgrain

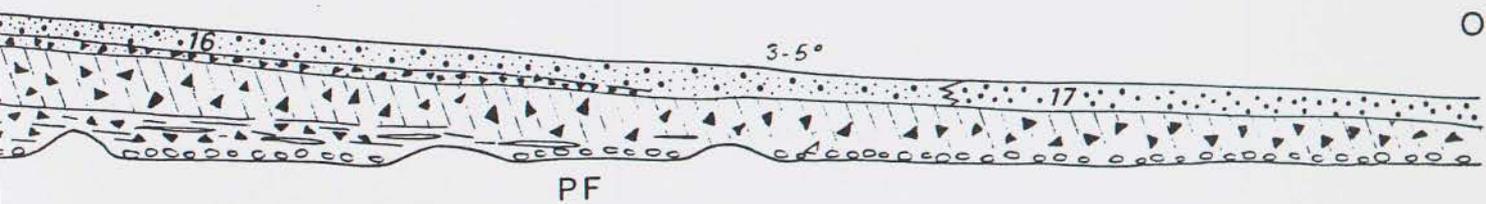


Figure 9 - Ecalgrain : profil transversal actuel du versant (bas de la figure) et reconstitution en 16 étapes aboutissant à la situation supposée à la fin du Weichsélien : relation entre les différentes formations périglaciaires recouvrant la falaise rocheuse fossile et la plate-forme marine fondamentale (P.F.) et secondaire, pré-éémienne (P.S.).
 1 plage d'Herquemoulin (Pré-Eémien) - 2 tourbe (début de régression) - 3 head et lentilles organiques - 4 head inférieur - 5 loess inférieur - 6 sol éémien - 7 galets des Ilets (Eémien) - 8 panneaux effondrés de la falaise éémienne - 9 Formation d'Hauteville (Eémien final) et tourbe (des Ilets) 10: Eémien final - tourbe 11 - 12 dépôts ruisselés et paléosols - 13 head supérieur à lentilles organiques - 14 head supérieur à matrice locale - 15 head supérieur à matrice loessique - 16-17 éolien pléniglaciaire (loess et sables de couverture)

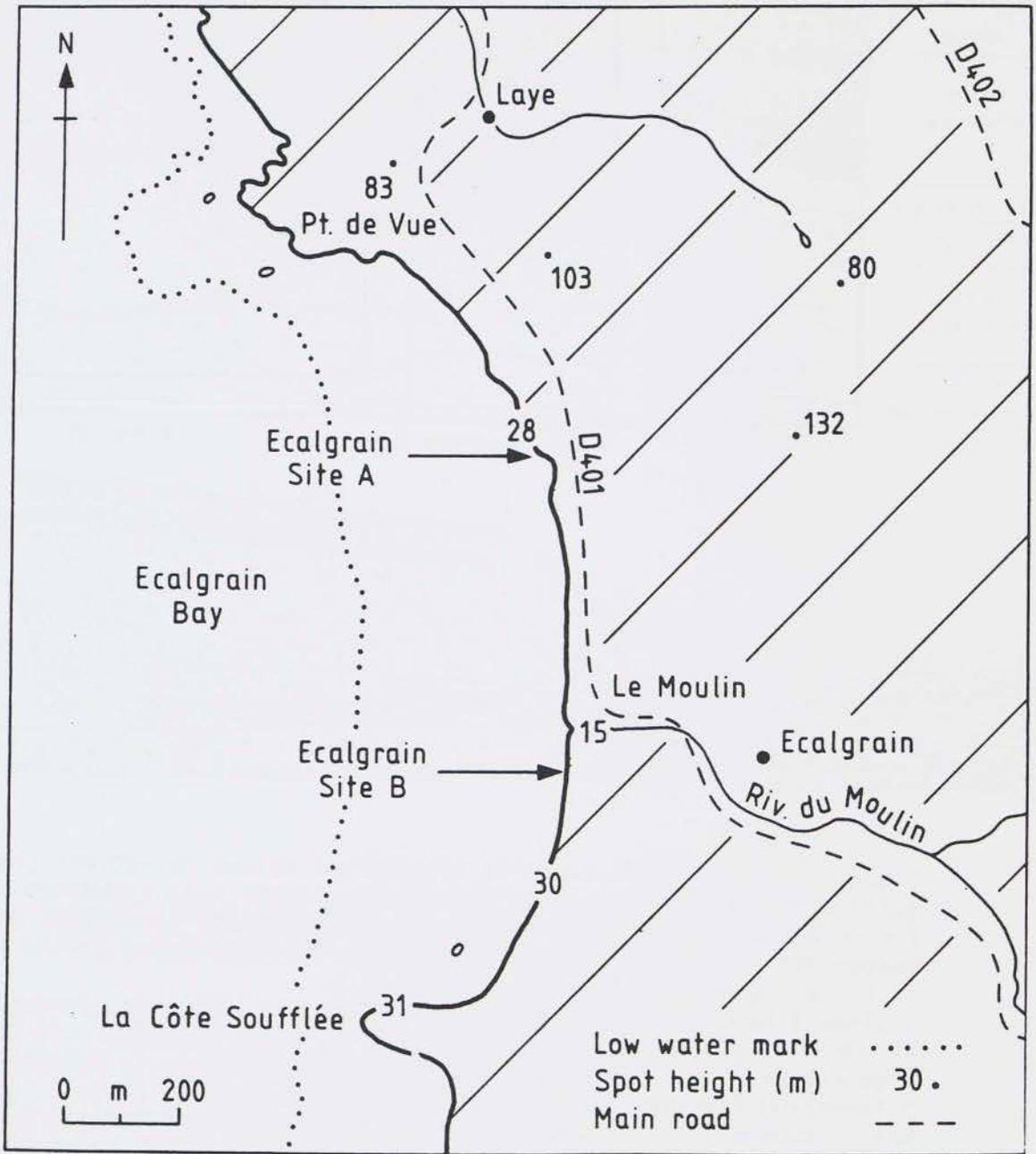


Figure 10

INSECTES, MACRORESTES ET PALYNOLOGIE

La séquence décrite a été observée sous la forme de différents profils et en deux sites (Ecalgrain Site A sur l'estran et Ecalgrain Site B dans la falaise en cours d'érosion à 500 m vers le sud (fig. 10).

I - SITE A

1. Géomorphologie et stratigraphie

Les sédiments sont composés par 0,43 m de boue détritique brun noir recouverte par 0,06 m d'argile vert olive pierreuse.

Des sables de plage oranges sont à la base de la séquence dont la partie supérieure affleure en arrière du rivage.

2. Analyses de la flore et de la faune

Les échantillons proviennent de la boue détritique et de l'argile pierreuse.

a) Pollen et spores (voir fig. 11)

b) Plantes macrofossiles

<u>Ecalgrain Site A</u>					
Samples (50 ml)	EA 1	EA 2	EA 3	EA 5	EA 8
<u>Atriplex</u> seeds	-	-	-	3	6
<u>Carex</u> (biconvex) nutlets	-	1	12	9	32
<u>Carex</u> (trigonus) nutlets	7	50	-	-	-
<u>Cirsium</u> fruit	1	-	-	-	-
<u>Eleocharis palustris</u> (L.) Roemer and Schultes, fruits	-	-	-	-	2
Gramineae caryopsis	-	-	1	-	-
<u>Hydrocotyle vulgaris</u> L. fruits	-	1	-	5	7
<u>Juncus acutifloris</u> Ehrh. or <u>articulatus</u> L. seeds	-	-	-	-	6
<u>Lythrum salicaria</u> L. seed	-	1	-	-	-
<u>Montia fontana</u> L. seeds	-	-	-	4	22

<u>Ecalgrain Site A</u>					
Samples (50 ml)	EA 1	EA 2	EA 3	EA 5	EA 8
<u>Potentilla anserina</u> L. fruits	-	-	-	-	2
<u>Prunus spinosa</u> L. fruitstone	-	-	-	-	1
<u>Ranunculus sceleratus</u> L. fruits	2	-	38	56	96
<u>Sagina</u> seed	-	-	-	-	1
<u>Salix</u> budscales	2	-	-	-	-
<u>Sonchus asper</u> (L.) Hill, fruit	-	-	-	1	-
<u>Stellaria alsine</u> Grimm, seeds	-	-	-	2	-
<u>Zannichellia palustris</u> L. fruits	-	-	-	-	1
Mosses unident. fragments	-	-	2	8	11
Furoid algae fragments	-	-	-	50	1

c) *Interprétation*

Les pollens, les spores et les macrofossiles de plantes indiquent tous que la végétation ouverte était dominante dans la zone de piégeage des sédiments du site durant le laps de temps où ce dépôt s'est effectué.

Dans l'assemblage pollinique de la biozone EA1, la flore herbacée reflète l'existence d'une végétation locale assez diversifiée. Le site était initialement une dépression formée dans le dépôt de plage sableuse ancienne surélevée où la boue détritique s'est accumulée. Il semble avoir été à proximité d'un milieu dulçaquicole et d'un marais bien développé avec des caractéristiques à la fois continentales et saumâtres ou franchement marines ; les restes d'algues fucoïdes dénotent l'existence d'une zone intertidale de milieu salé. Cependant les pourcentages de plus en plus réduits de pollens de chenopodiacées peuvent indiquer un éloignement progressif du marais salé.

Les pollens de cyperacées fortement représentés ont probablement une provenance essentiellement locale liée à un marais dominé par la présence de cyperacées comme en témoigne l'abondance des graines de Carex. Les valeurs très élevées de pollen de graminées (et un caryopse macrofossile) suggère la présence locale d'espaces d'herbeux et les pollens et les macrofossiles complémentaires d'Hydrocotyle et de Ranunculus viennent aussi probablement des terres humides voisines.

Un pourcentage assez important de pollens de Potamogeton, Epilobium labiatae, Compositae, Umbelliferae, Cruciferae et d'Armeria proviennent probablement de la végétation locale marécageuse, de même que les macrofossiles de Juncus acutifloris/articulatus, Eleocharis palustris, Montia fontana, Lythrum salicaria, Stellaria alsine, Zannichellia palustris, Atriplex, Potentilla anserina et Sonchus asper.

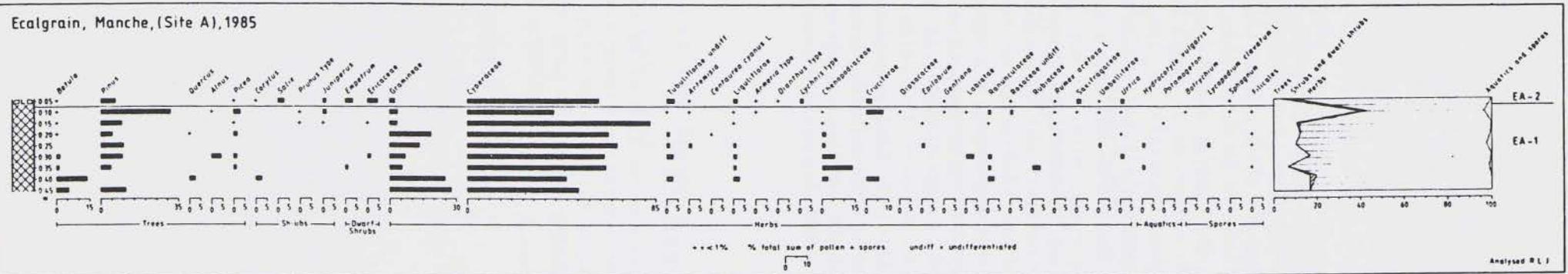


Figure 11

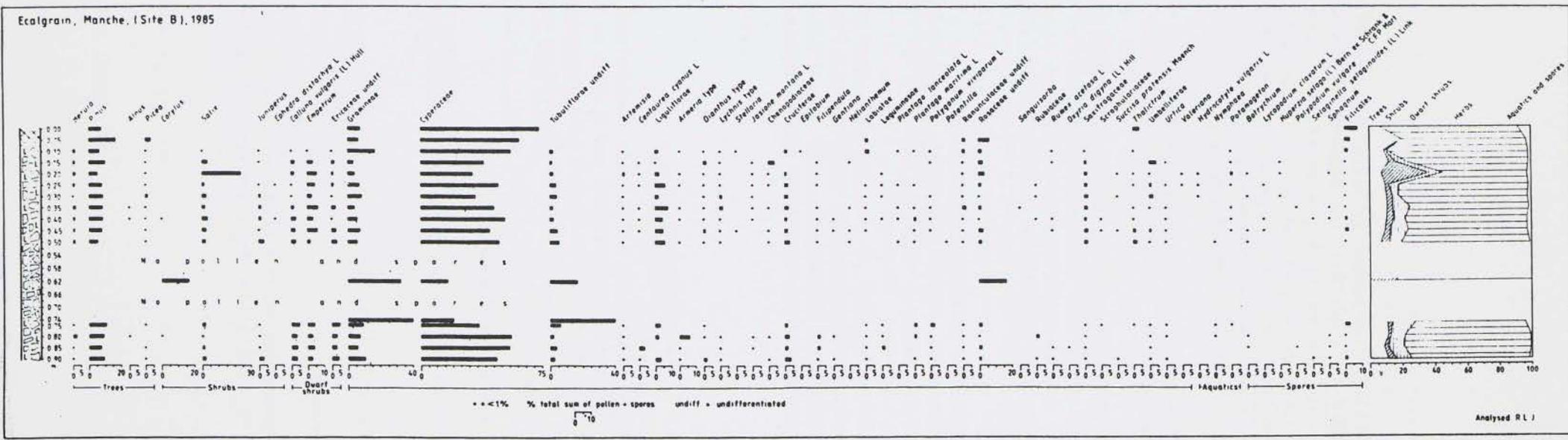


Figure 12

c) *Interprétation*

La dominance de pollens non arboréens montre l'existence d'un passage ouvert durant la période représentée par l'assemblage pollinique. Les pourcentages relativement petits de pollens de Chenopodiacees, Crucifères, Armeria et Jasione montana peuvent avoir été produits par la végétation d'un marais maritime d'un rivage d'une dune sableuse et d'un sommet de la falaise toujours existants mais ici encore plus éloignés qu'ils ne l'étaient du site d'Ecalgrain A. Ces taxons pourraient aussi avoir fait partie de communautés de plantes ouvertes de l'intérieur des terres dont certains éléments auraient été aussi halophytes.

De temps en temps, il y avait des espaces d'eau douce locaux où Potamogeton et moins souvent Nymphaea pouvaient pousser. Un marais à Phragmites contenant une variété d'autres herbes avec probablement Lychnis et Thalictrum a été aussi présent dans le voisinage.

Régionalement, des broussailles de bouleau et genévrier, une lande à bruyères à arbustes rabougris et des prairies semblent avoir poussé dans une mosaïque de végétation. Les landes contenaient Empetrum et des Ericaceae, les prairies : Helianthemum, Polygonum viviparum, Saxifragaceae et peut-être Lycopodium, Huperzia, Selaginella, Armeria et Jasione montana. Les pollens d'Ephedra distachya pourraient avoir pour origine la dune côtière et/ou la végétation continentale de prairie dans de la région du Cotentin ; des apports des deux origines sont suggérés par les autres taxons (pollens et spores).

Dans l'ensemble, les indications provenant de la flore suggèrent une végétation de la forêt mixte boréale à arctique analogue à celle trouvée dans le nord de l'Eurasie actuellement.

d) *Insectes*

Les restes d'insectes, presque entièrement des coléoptères, se trouvent inégalement par places dans les boues et argiles organiques interstratifiés dans les dépôts de head près de la base de la falaise.

<u>Ecalgrain Site B</u>		
Sample	EB 1	EB 2
<u>Carabidae</u>		
<u>Notiophilus aquaticus</u> (L.)	-	2
<u>Notiophilus</u> sp.	1	1
<u>Elaphrus cupreus</u> (Duft.)	1	1
<u>Dyschirius globosus</u> (Hbst.)	2	-
<u>Patrobus assimilis</u> Chaud.	-	2
<u>Bembidion aeneum</u> Germ.	2	-
<u>Bembidion transparens</u> Gebl.	-	2
<u>Pterostichus diligens</u> (Sturm)	-	2
<u>Pterostichus melanarius</u> (Ill.)	-	1
<u>Agonum</u> sp.	4	2

Hydrophilidae

<u>Cercyon melanocephalus</u> L.	-	1
<u>Hydrobius fuscipes</u> (L.)	-	1

Staphylinidae

<u>Micropeplus fulvus</u> Er.	1	-
<u>Olophrum assimile</u> (Pk.)	-	4
<u>Olophrum fuscum</u> (Grav.)	3	10
<u>Arpedium brachypterum</u> (Grav.) type	11	10
<u>Pycnoglypta lurida</u> Gyll	5	2
<u>Boreaphilus henningianus</u> Sahlb.	-	1
<u>Acidota crenata</u> (F.)	1	1
<u>Lesteva</u> sp.	1	-
<u>Anotylus rugosus</u> (F.)	1	-
<u>Oxytelus laqueatus</u> (Marsh.)	1	-
<u>Stenus junco</u> (Pk.)	3	-
<u>Eusesthetus bipunctatus</u> (Ljun.)	1	-
<u>Euaesthetus laeviusculus</u> Mannh.	3	-
<u>Quedius</u> sp.	-	2
<u>Tachyporus</u> sp.	-	1
<u>Gymnusa variegata</u> Kies.	-	1
<u>Alaeocharinae gen.et sp.?</u>	-	2

Scarabaeidae

<u>Aphodius</u> sp	-	1
--------------------	---	---

EB 1 EB 2

Byrrhidae

<u>Cytilus sericeus</u> (Forst.)	1	-
----------------------------------	---	---

Curculionidae

<u>Otiorhynchus arcticus</u> (F.)	-	1
<u>Otiorhynchus nodosus</u> (Müll.)	1	-
<u>Otiorhynchus proximus</u> Stierl.	-	2
<u>Otiorhynchus rugifrons</u> (Gyll.)	2	1
<u>Barynotus squamosus</u> Germ.	-	1
<u>Sitona</u> sp.	3	-

<u>Notaris acridulus</u> (L.)	2	3
<u>Notaris aethiops</u> (F.)	12	6
<u>Rhynchaenus foliorum</u> (Müll.) or or <u>flagellum</u> Er.	-	1

e) Interprétation

La faune des 2 échantillons EB1 et EB2 présente l'image d'un paysage ouvert dans lequel une riche végétation était limitée aux zones marécageuses et où une couverture végétale éparsée dominait dans les endroits plus secs. Ainsi Notiophilus aquaticus est un prédateur de Colembes vivant plutôt dans des endroits secs et arides. Dyschirius globosus vit plutôt dans les habitats très humides des paysages ouverts.

Otiorhynchus rugifrons est un charançon qui se nourrit de petites herbes variées également dans les paysages ouverts.

Les zones plus humides à couvert végétal plus dense peuvent avoir fourni des habitats à Elaphrus cupreus, Bembidion aeneum et Bembidion transparents.

Il n'y a pas de traces d'insectes de plans d'eau, mais l'abondance d'un charançon Notaris aethiops suggère une mare à Carex comme celle de Notaris acridulus qui se nourrit principalement de Glyceria aquatica et de celle de Cytilus sericeus qui se nourrit exclusivement de mousse.

Il n'y a aucune espèce dépendante des arbres dans la faune. Le très petit charançon Rhynchaenus foliorum/flagellum se nourrit de Salix mais il est fréquemment trouvé sur des espèces rabougries qui n'impliquent pas la présence d'arbres bien développés. La grande abondance de petits coléoptères staphyllins particulièrement Olophrum fuscum et Arpedium brachypterum représente une suite d'espèces prédatrices vivant principalement aux dépens des petits arthropodes du sol et de vers de terre dans les accumulations de débris de plantes en décomposition dans les endroits humides. De telles accumulations de matériel végétal pourri pourraient justifier la présence d'un seul spécimen d'Aphodius qui est le plus fréquemment trouvé dans les excréments mais qui comprend des espèces qui peuvent aussi se trouver sur la végétation en décomposition de texture semblable.

Cet assemblage implique des conditions climatiques plus froides que celles existant en Normandie de nos jours. Des espèces telles que Pycnoglypta lurida, Arpedium brachypterum et Boreaphilus henningianus sont principalement actuellement des espèces boréo-montagnardes. Le charançon Notaris aethiops a maintenant une distribution géographique semblable, ayant été trouvé en France seulement en haute altitude dans le Puy-de-Dôme à le Meyrand (1 200 m) et au Lac Chambon (880 m).

III - SYNTHÈSE

Bien que les dépôts des sites A et B ne puissent être observés nulle part en superposition, il y a une forte probabilité que les premiers soient plus anciens que les derniers qui ont été exhumés en dessous de la séquence de head.

Par exemple, les argiles pierreuses situées au-dessus de la boue détritique trouvée sur l'estran sont très semblables à celles de la base de la falaise qui s'élève en arrière de la coupe. Il y a certainement un hiatus d'érosion entre les deux sections mais les données fournies par les plantes et les insectes suggèrent que cette coupure ne couvre pas une longue durée. Si cette période d'érosion avait été prolongée, les insectes fossiles d'Ecalgrain A auraient été plus décomposés. En outre, une influence continue mais réduite de la végétation maritime et sub-maritime est suggérée dans le site B. Ceci pourrait être le corollaire logique d'un abaissement continu du niveau de la mer alors que l'environnement devenait plus froid. A cette époque, le climat était assez froid pour permettre une dynamique périglaciaire avec dépôt de pente, solifluction et formation de head.

La flore et la faune des argiles et des boues suggèrent que le climat a pu s'améliorer entre les épisodes périglaciaires indiqués par les heads. Certaines minces couches de head peuvent avoir été résultat d'événements géomorphologiques simples, très courts et bien marqués.

Ceci suggère que les changements sédimentaires floristiques et faunistiques décrits dans cette note sont attribuables à un refroidissement climatique et à un abaissement du niveau de la mer à la fin Eémien et au début du Weichsélien.

G.R. COOPE, J.H. DICKSON, R.L. JONES, D.H. KEEN

ECALGRAIN - PREHISTOIRE

ECALGRAIN appartient, pour le Préhistorien, à l'abondante liste des points de présence de témoins du Paléolithique moyen qui s'échelonnent très régulièrement tout au long de la côte rocheuse du Nord-Cotentin. Mais le site prend un relief tout particulier en raison de la dilatation exceptionnelle des coupes disponibles et du contexte géomorphologique bien connu et à l'établissement duquel de nombreux chercheurs ont collaboré.

46 pièces seulement ont été au total mises au jour, par Mme LEMOIGNE dans les années 1920 (5 marquées "Escalgrain - Petit Culerond"), et, depuis une dizaine d'années par Mme D. MICHEL (1) et par l'un de nous (GV, 40). 9 d'entr'elles ont été trouvées en position indéterminée, le plus souvent sur la plage actuelle, dans la moitié sud de l'anse (1 nucleus, 5 éclats ordinaires, 2 éclats levalloisiens atypiques, 1 éclat levalloisien typique).

L'extrême sud de l'anse, près de la "Pointe de la Côte Soufflée", a livré, in situ, des objets qui se rapportent, soit à l'Eémien (1 débris, 1 nucléus, 3 éclats ordinaires, 1 lame ordinaire, 1 éclat levalloisien atypique), soit à un niveau marin anté-éémien, comme aux environs de la coupe de référence (1 débris, 5 éclats, dont l'un comporte un racloir latéral simple droit, 1 éclat levalloisien typique).

La trouvaille la plus intéressante a été faite aux environs de la coupe de référence, un peu au sud du débouché du ruisseau du Moulin. Il s'agit de :

- 1 petit élément
- 2 débris
- 3 nucléus
- 11 éclats ordinaires, dont 1 en grès quartzite
- 1 éclat levalloisien atypique
- 5 éclats levalloisiens typiques dont 3 discrètement retouchés ou utilisés ; la pièce la plus remarquable est un bel éclat triangulaire (ou pointe levalloisienne).

Certaines de ces pièces comportent des plages d'oxydes ferro-manganiques ; toutes proviennent des sables rouges oxydés et indurés de la plage ancienne située au niveau des plus hautes mers actuelles et d'âge anté-Saalien supérieur.

Si des gisements, souvent remarquables, d'âge également anté-éémien ont été identifiés dans le Val-de-Saire et sur la côte Nord de la Hague (cf. notice générale sur la Préhistoire normande), ECALGRAIN fournit la seule trouvaille se rapportant, sur la côte Ouest de la Hague, à des périodes anté-éémiennes.

La partie Nord de l'anse, qui a fourni la clé de l'énigme géomorphologique (paléosol éémien), n'a actuellement livré aucun objet.

Gérard FOSSE - Gérard VILGRAIN

Q U A T R I E M E J O U R N E E

31 Mai 1987

Saint-Sauveur-de-Pierrepont
Hauteville - Gouville
Genêts
Précey
Mont-Saint-Michel

S A I N T - S A U V E U R - D E - P I E R R E P O N T

Pliocène et Pléistocène inférieur marins du Seuil du Cotentin :
Données palynologiques et paléontologiques
Stratigraphie

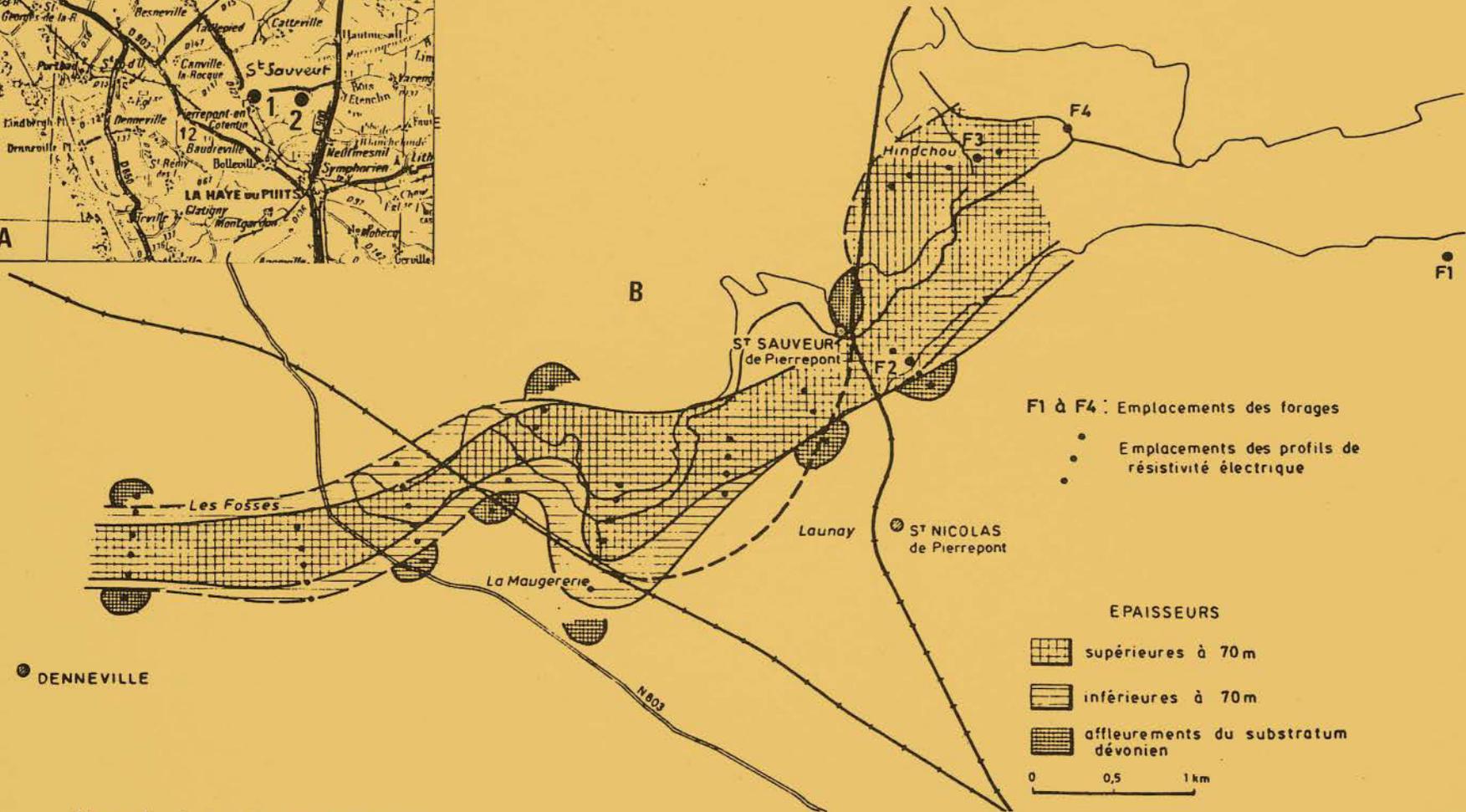
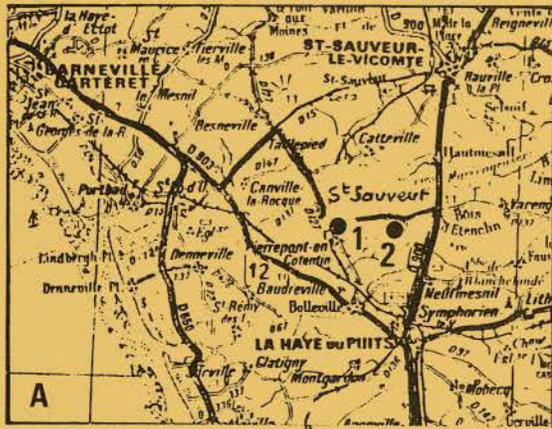


Figure 1 : A. Localisation des coupes
 B. Le Sillon de Saint-Sauveur-de-Pierrepont (sondages d'exploration géologique)

Dans le trajet qui reliera Carteret à la baie du Mont Saint-Michel, un bref détour permet de visualiser l'un des sites où fut découverte une épaisse succession de sables, cailloutis et faluns coquilliers appartenant à la tranche de temps au cours de laquelle s'inscrit le choc climatique qui modifie la sédimentologie et la composition des faunes et des flores, marquant l'instauration des temps quaternaires en Normandie.

Cet événement a été révélé par les forages de prospection d'eau, eux-même précédés de sondages d'exploration géologique, qui eurent le mérite de mettre en évidence des épaisseurs insoupçonnées, mais qui ne furent pas -à de rares exceptions près- forés jusqu'au substrat paléozoïque car leur objectif était la prospection de ressources géologiques dans une région deshéritée sous cet angle, **la région de Saint-Sauveur-le-Vicomte et de La Haye-du-Puits** : le manque de ressources en eau est la cause première de l'absence de stations balnéaires dans cette partie de la côte du Cotentin.

A l'heure actuelle, **onze formations géologiques néogènes et pléistocènes ont été identifiées**, une dans le Miocène moyen, six dans le Pliocène et quatre dans le Pléistocène (1). D'autres formations seront peut-être découvertes plus tard : il faut rappeler que c'est au 50e forage que fut reconnue la formation dite **SELSOUF**, du nom du site de sa découverte, formation caractérisée par des coquilles dont l'existence avait été signalée antérieurement, mais à l'état de coquilles remaniées, dans un cordon littoral holocène dans le **Havre de Blainville**, à 37 km à vol d'oiseau du site où l'on vient de la retrouver in situ pour la première fois.

Dans le tableau stratigraphique qui replace les formations dans leur ordre de superposition, l'une d'elles n'a jamais été identifiée en forage : c'est la formation dite de **GOURBESVILLE** par référence à un terme historiquement enregistré, mais géologiquement imprécis auquel il est proposé de substituer le terme de **formation de Cricqueville-en-Bessin**, du nom de la commune où elle a été trouvée en place, et où l'étude sédimentologique du milieu reste possible.

Aucun affleurement n'existe, à l'exception de lambeaux de Sables de Saint-Vigor, dont l'âge quaternaire découle de leur superposition au Pléistocène marin caché sous les tourbes des marais du Cotentin.

L'étroitesse des lanières de Plio-pléistocène marin et leur accollement contre les coteaux en roches paléozoïques ne peuvent pas être expliqués par une disposition paléogéographique : l'hypothèse de rias -et a fortiori de fjords- ne peut pas être soutenue. Certaines failles dépassent 100 mètres de rejet dans la région de Marchésieux et du Bosq d'Aubigny.

(1) La coupure retenue dans ce partage correspond à l'évènement climatique responsable des changements intervenus dans les faunes. C'est la **coupure normande**, qui ne correspond pas à la coupure néerlandaise calée sur le Prétiglien.

La coupure normande correspond à la limite entre le Tiglien B et le Tiglien C.

NEOGENE ET PLEISTOCENE DU COTENTIN							
		FORMATIONS	FACIES	EPAISSEURS			
				traversées	estimées		
PLEISTOCENE	6	DEUX - JUMEAUX	Galets et sables	12 à 15	20		
	5	SAINT VIGOR	Sables jaunes	55	60		
	4	4	GRAND MARAIS	Graves	16	20	
		3	SAINT SAUVEUR de PIERREPONT	Sables gris avec cailloutis	50	60	
PLIOCENE	2	2	ABBAYE de BOHON	Faluns	21	25	
	1	1	Le BOSQ d'AUBIGNY	Argiles noires	100	120	
	3	3	CRICQUEVILLE en B. (= GOURBESVILLE)	Cailloutis phosphatés	1 à 2	5	
	2	3	La BRUMANNERIE	Faluns	25	30	
		2	2	SEL SOUEF	à	16,5	20
		1	1	SAINT GEORGES de BOHON	térébratules	23	30
MIOCENE moyen	1	1	BLEHOU	Faluns à bryozoaires	80	100	
				TOTAL	400	490	

Figure 2 : Tableau stratigraphique

FORAGE de la VALLEE de la DOUVE

Entreprise CINQUIN

Novembre 1983

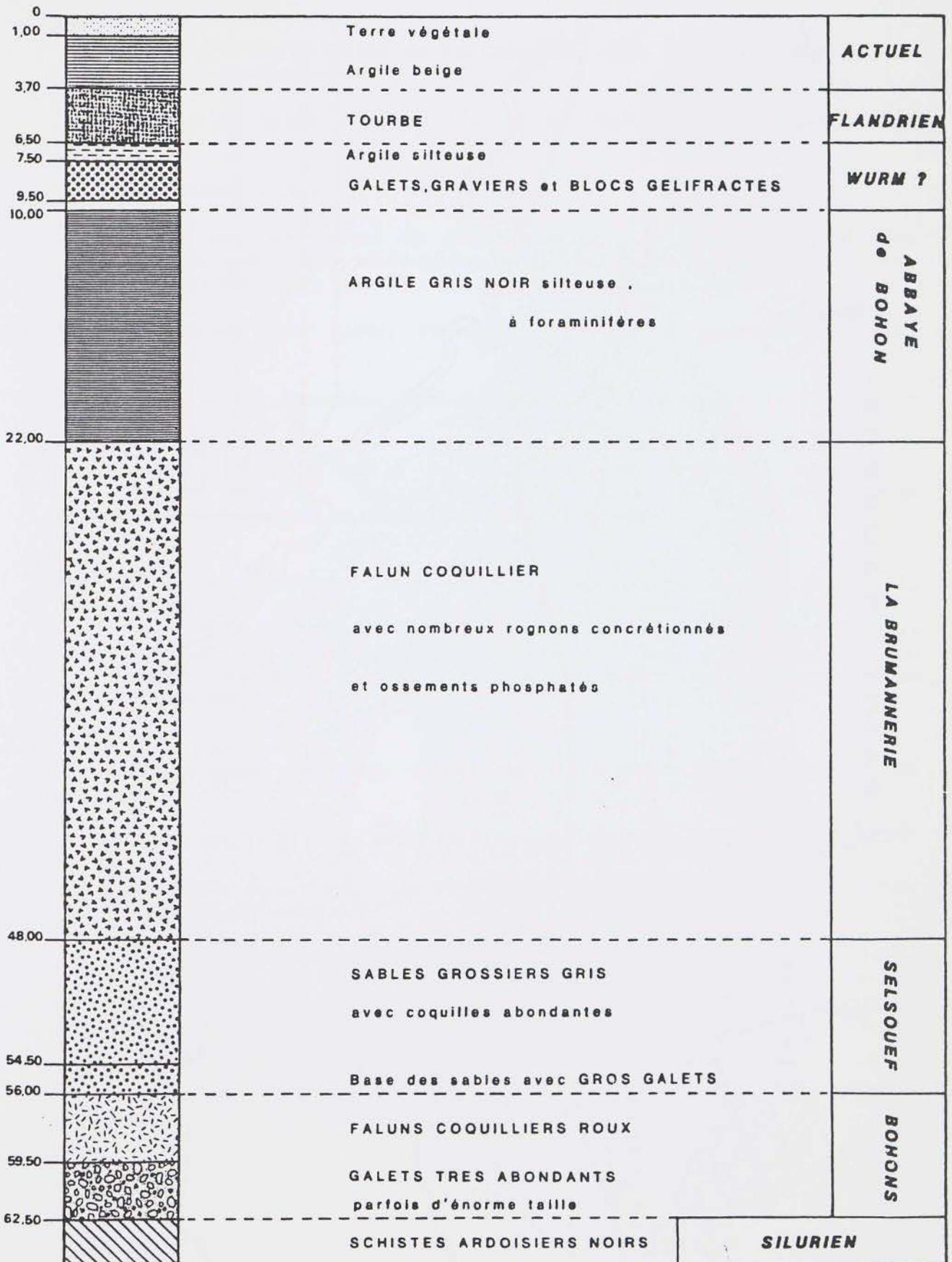
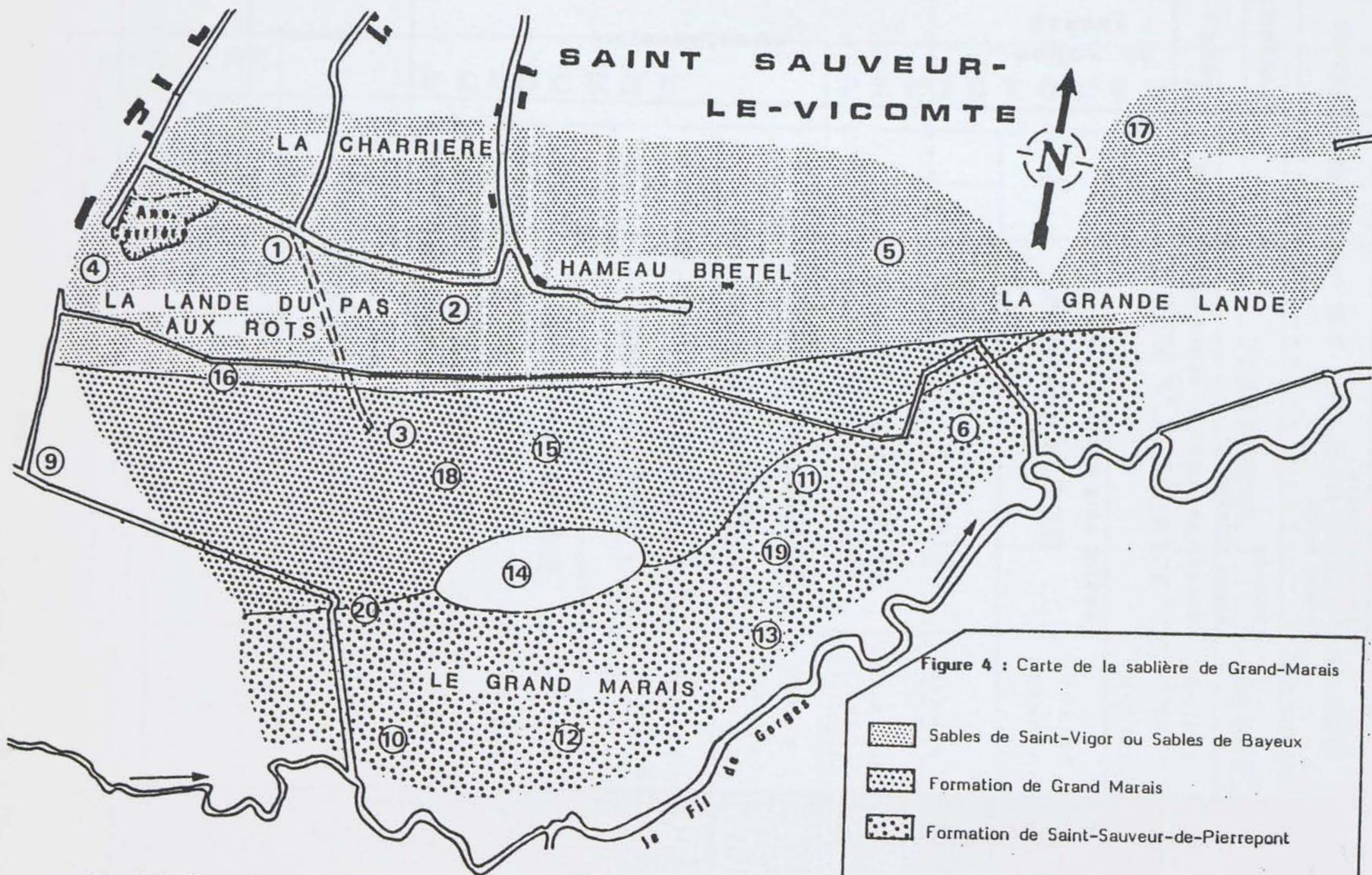


Figure 3



VARENGUEBECQ

Figure 4 : Carte de la sablière de Grand-Marais

-  Sables de Saint-Vigor ou Sables de Bayeux
-  Formation de Grand Marais
-  Formation de Saint-Sauveur-de-Pierrepont

ARRETS

Premier arrêt :

- . Forage d'exploitation de La Chaussée, près de l'église de Saint-Sauveur-de-Pierrepont
- . Forage en grand diamètre réalisé en 1967, mis en production en 1970
- . Profondeur : 26 m
- . Arrêt sur des dalles de grès dévoniens. Il ne s'agit peut-être pas du substratum paléozoïque, mais de grands pans de roches anciennes emballées dans les graviers et cailloutis
- . Macrofaune très riche, appartenant au Ludhamien (base du Pléistocène)
- . Type de la formation de Saint-Sauveur-de-Pierrepont (= Tiglien C)
- . A proximité, un autre forage (lieu-dit La Cour) a traversé une autre formation, celle du Bosq d'Aubigny (Pliocène terminal = Tiglien A et B). Des cailloutis de forte taille se développent dans la formation de Saint-Sauveur-de-Pierrepont.

Nota : le sens d'écoulement du réseau hydrographique du système des marais est orienté d'ouest en est avec exutoire dans la baie des Veys : il y a eu inversion car l'alimentation sédimentaire se faisait dans le sens contraire, avec la mer à l'ouest. L'exhaussement du cambro-dévonien de Carteret-Port-Bail est postérieur à l'accumulation sédimentaire.

Deuxième arrêt : panorama depuis le terre-plain de la carrière de Doville :

- . A gauche, le site de Saint-Sauveur-de-Pierrepont
- . A droite de la route La Haye-du-Puits à Saint-Sauveur-le-Vicomte, la butte de Selsouef
- . Au-delà, sous les pylones de la ligne haute tension de Flamanville, le site de la future sablière du Grand-Marais, où 700 mètres de sondage ont reconnu, sur plus de 60 m d'épaisseur, l'existence de trois formations différentes, toutes trois marines et appartenant au Pléistocène.

Le programme d'extraction prévoit un dragage dans l'eau : les mélanges de faunes seront inévitables.

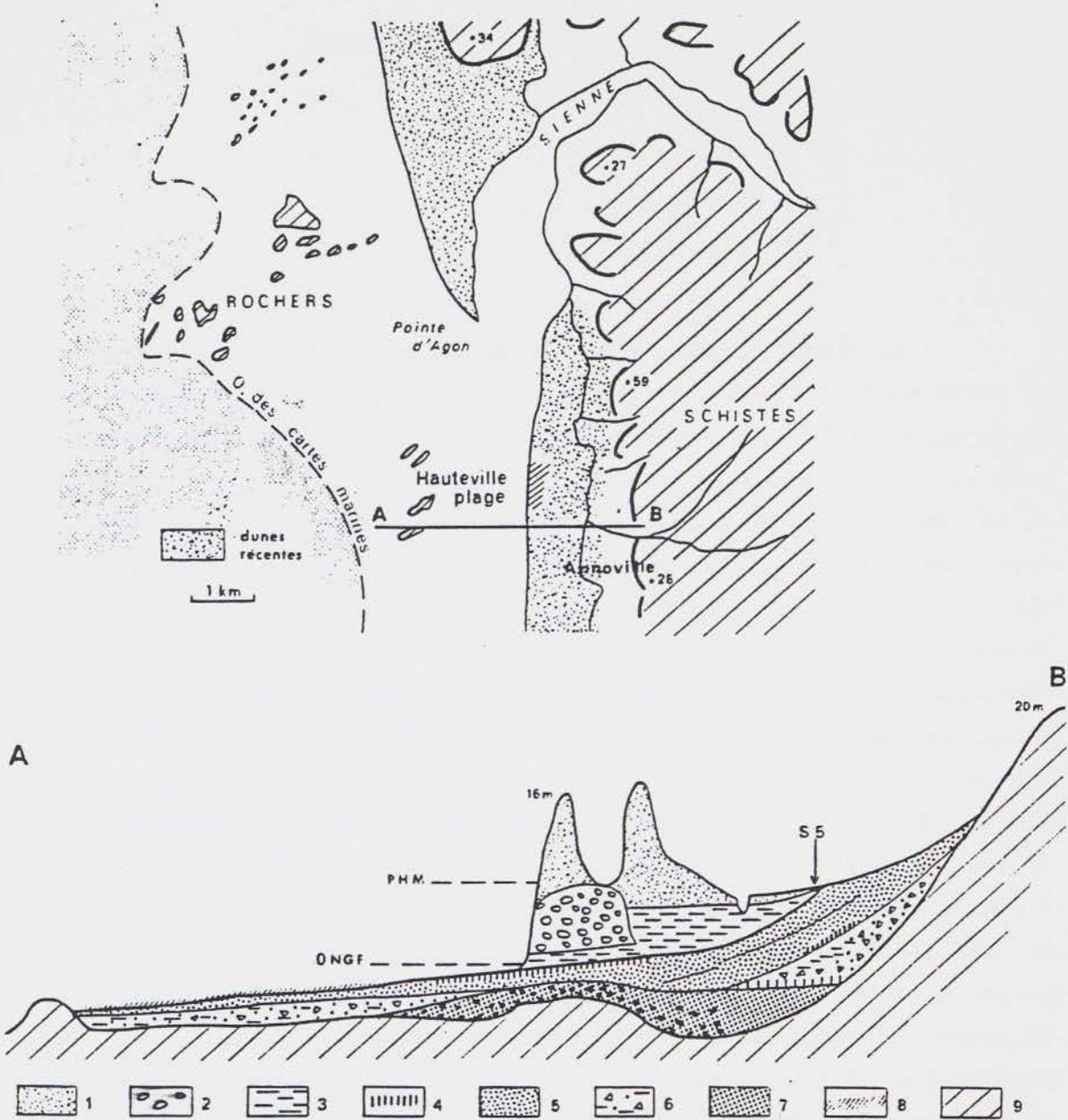
H A U T E V I L L E - G O U V I L L E

Eémien et Flandrien
Erosion récente du littoral

1. HAUTEVILLE: Flandrien, Weichsélien, Eémien,
Faune waltonienne

1) Le Flandrien dans le cadre de la sédimentation quaternaire du golfe normand-breton : le profil montre l'épaisseur des formations quaternaires grâce aux observations sur le littoral et aux sondages nombreux effectués par le B.R.G.M. (Service Carte Géologique Orléans) et par le C.E.T.E. de Rouen (Laboratoire de l'Equipement). De bas en haut nous distinguons : les dépôts marins de l'Eémien final (horizon 7), la séquence weichsélienne (head du Weichsélien ancien : couche 6, et sables 5 de couverture pléniglaciaires) et enfin le Flandrien. Le Flandrien commence par une tourbe (couche 4) à intercalations saumâtres et à alios : la tourbe d'Hauteville qui affleure sur le littoral au pied du cordon dunaire au niveau moyen des mers (Om N.G.F.) : c'est une tourbe sableuse atlantique, contenant des pollens (Giresse et Lautridou, 1973 ; Clet [à paraître]) datée $6\ 500 \pm 130$ B.P. Au-dessus de cette tourbe nous observons des silts et argiles saumâtres (argile de Lingreville) déposés derrière le cordon littoral dans ce qu'on appelle un "havre" dans le Cotentin. Le sommet de cette argile de Lingreville est datée, dans ce havre, à Lingreville (J.P.L.), au Sud d'Hauteville, du Dunkerquien I grâce au 14 C et à l'archéologie (Prigent *et al.*, 1981). Au-dessus de cette formation les dunes comprennent, à la base, une plaine dunaire avec une tourbe du Dunkerquien III (J.P.L.) à Lingreville (*ibid*) et des dunes récentes avec un double cordon : le plus ancien date du XVIIIème siècle (maison de douanier sur ce cordon à Blainville) et le plus récent au-dessus du cordon de galets recule actuellement d'environ 30 à 50 cm par an. Le cordon de galets à été ouvert vers 4 000 B.P. puis refermé, et réouvert au même endroit (Lingreville) au Dunkerquien III (J.P.L., M.C.) sans être à nouveau refermé (*ibid*).

2) L'Eémien : sous la séquence weichsélienne nous avons trouvé un dépôt, très étendu de Carolles à Blainville, de sables



Hauteville - Coupe AB à travers les formations du littoral d'Hauteville, et croquis de situation.

1 dunes récentes - 2 cordon de sables et galets - 3 argile-silt saumâtres flandriens - 4 tourbe sableuse atlantique - 5 sables éoliens pléniglaciaires - 6 formations graveleuses ou sablo-argileuses du Weichsélien ancien - 7 sable marin interglaciaire éémien - 8 dépôt actuel - 9 substrat rocheux.

P.H.M. Niveau des plus hautes mers

Hauteville : Cross-section AB and sketch map

1 younger dunes - 2 sand and shingles barrier - 3 flandrian brackish silt-clay - 4 atlantic sandy peat - 5 Aeolian pleniglacial Cover sand - 6 Early Glacial gravels and sandy clays - 7 Eemian marine sand - 8 modern sediment - 9 bed-rock. P.H.M. : H.W.S.T.

O N.G.F. : mean sea level

fins, parfois tourbeux et de galets marins. Leur altitude ne dépasse pas Om N.G.F. Ils reposent sur une plate-forme d'abrasion marine qui comporte à Blainville-Gouville (Nord d'Hauteville et de la rivière Sienne) un crag miocène helvétique (**Hommeril**, 1964) et des coquilles de faune waltonienne remaniée. C'est la plate-forme fondamentale de Normandie. La datation (Éémien final) est basée sur la stratigraphie : présence sur les sables marins d'une séquence weichsélienne systématique sur tout le littoral (head et deux sables de couverture), et sur la flore fini-interglaciaire (**M.C.**).

Le sondage S5 permet de décrire 2 m de sable fin à lits humifères ou tourbeux avec quelques niveaux à galets marins : au sommet une argile brunâtre, souvent tourbeuse ailleurs, termine le dépôt, avant la mise en place du head du Weichsélien ancien.

La faune (**P. Brebion**, Paris) est pauvre et banale excepté à Coudeville (Nord de Granville) : les formes littorales et saumâtres prédominent, les individus sont petits. Une influence nordique est probable : présence de *Tectonatica affinis* (Gm.) et de *Oenopota turricala* (Mtg.) (probable). La microfaune de foraminifères (**J.P. Margerel**, Nantes) est elle aussi banale ; toutefois nous signalons *Rosalina* aff. *granulosa* MARG. inconnue actuellement dans nos régions et trouvée aussi dans l'Ipswichien à Bacon Hole (SPRINGER, WHITTAKER). Les ostracodes (**M. Weyant**, Caen) sont ceux de la faune boréale (province celtique).

. **Conclusion** : Le dépôt marin fossile (Formation d'Annville) date d'après la flore et la stratigraphie de l'Éémien final (phase E6b). Sa faune et microfaune marines assez pauvres, à petites espèces, indique des températures sans doute un peu plus fraîches que l'actuelle : cela correspond vraisemblablement à la faune à *Modiola modiolus* de Saint-Côme probablement éémienne (final) aussi. Les sables et galets d'Annville sont allés plus loin que le Flandrien, et ont presque totalement érodé la plage de l'optimum éémien (plage de Port-Racine, plage de Hacqueville au Sud de Granville). De plus, il n'y a pas à l'arrière du cordon éémien de sédimentation saumâtre silteuse et argileuse (du type argile de Lingreville), mais des sables fins à tendance organique (sondage S5). Le niveau de la mer, à la fin de l'Éémien, ne dépassait pas Om N.G.F.

3) **La faune waltonienne de Blainville** : Au Nord d'Hauteville et de la vallée de la Sienne on retrouve les mêmes formations et la même plate-forme. Dans le cordon de galets flandrien des coquilles ont été signalées par **Chavan et Coatmen** (1943) et réétudiées par **Brebion** en 1970 : faune à *Glycimeris collosea*, *Trivia sphaericulata* (LMK) et à *Buccinum undatum* L., waltonienne, à formes méridionales, antérieure à la faune des marnes tigliennes à *Nassa* du Bosq d'Aubigny. Elles ne sont pas *in situ* (**Elhai**, 1963 ; **Lautridou**, 1980), et dérivent d'un crag en situation analogue à celui décrit par **Hommeril** tout à côté (Gouville) d'âge helvétien (Miocène). En dépit d'observations et de sondages depuis 15 ans nous n'avons pas retrouvé ce crag.

J.P.L.

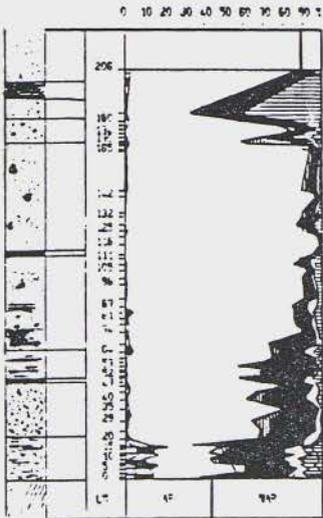
4) **La palynologie** : le sondage S5

Le sondage d'Hauteville étudié, traverse la formation d'Annoville. Il présente une végétation essentiellement composée de *Pinus*. Le milieu formé de sables fins, d'argiles et de tourbes représente de faibles oscillations du niveau marin formant ainsi un schorre (niveaux 16, 13, 9), une slikke (15, 14, 12, 10) soit un niveau sableux marin plus profond (11). Le niveau marin s'abaissant au sommet, le milieu devient plus continental avec sans doute la formation d'une dune : la tendance générale est en régression.

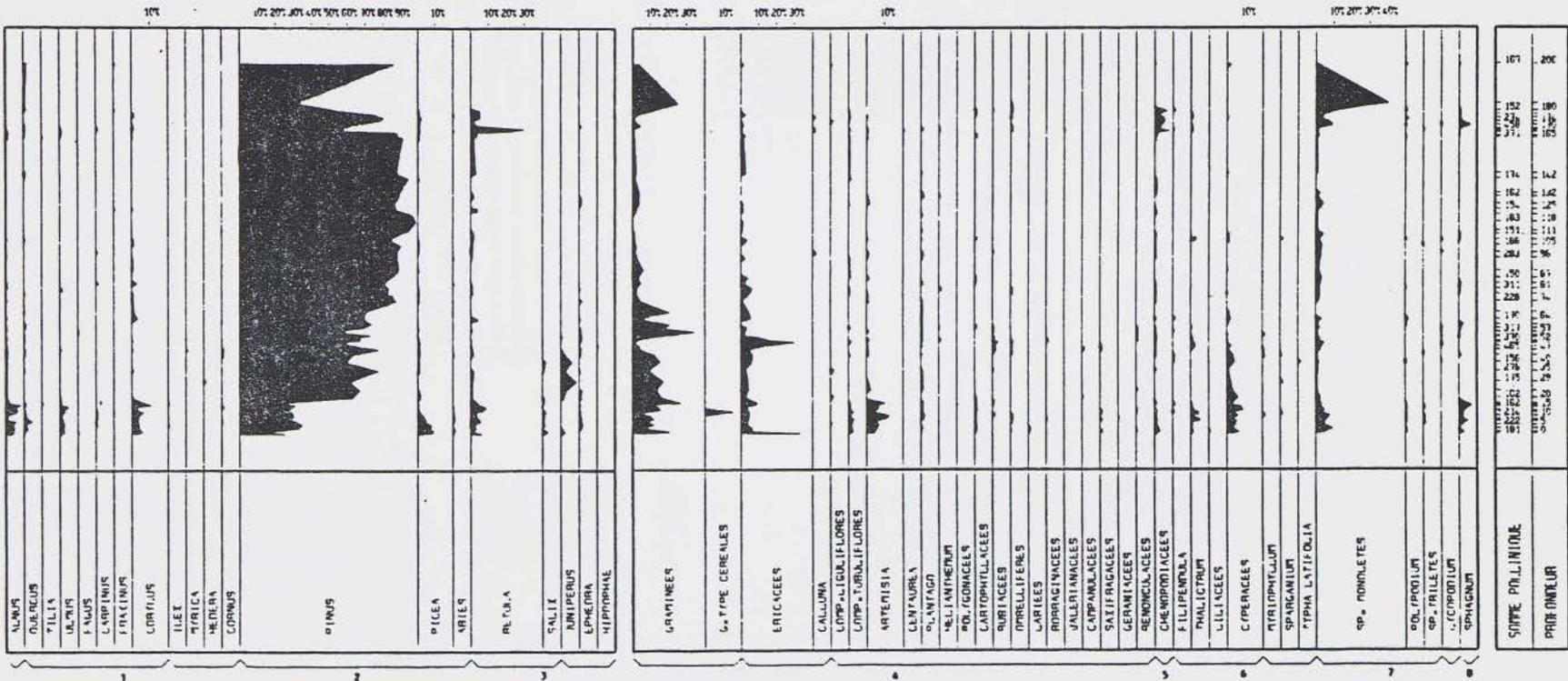
La base du sondage (16) indique un milieu boisé composé de *Pinus* et arbres thermophiles (*Corylus*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus* en courbes continues, et *Carpinus* plus épisodique), de *Picea* qui régressent depuis la base jusqu'au sommet et d'*Abiès* qui est présent en courbe continue. Ce niveau est équivalent du niveau E6b (Eémien final de **W.H. Zagwijn** en Hollande).

Puis au-dessus (niveaux 15 et 14) *Pinus* encore accompagné de graminées et de *Calluna* prend de l'importance (65,8 %).

Puis au-dessus (niveaux 15 et 14) *Pinus* devient presque la seule espèce avec 82, 86 et 91,8 % du total. Mais le milieu marin devenant plus profond il semble qu'il y ait une surreprésentation de cette espèce.

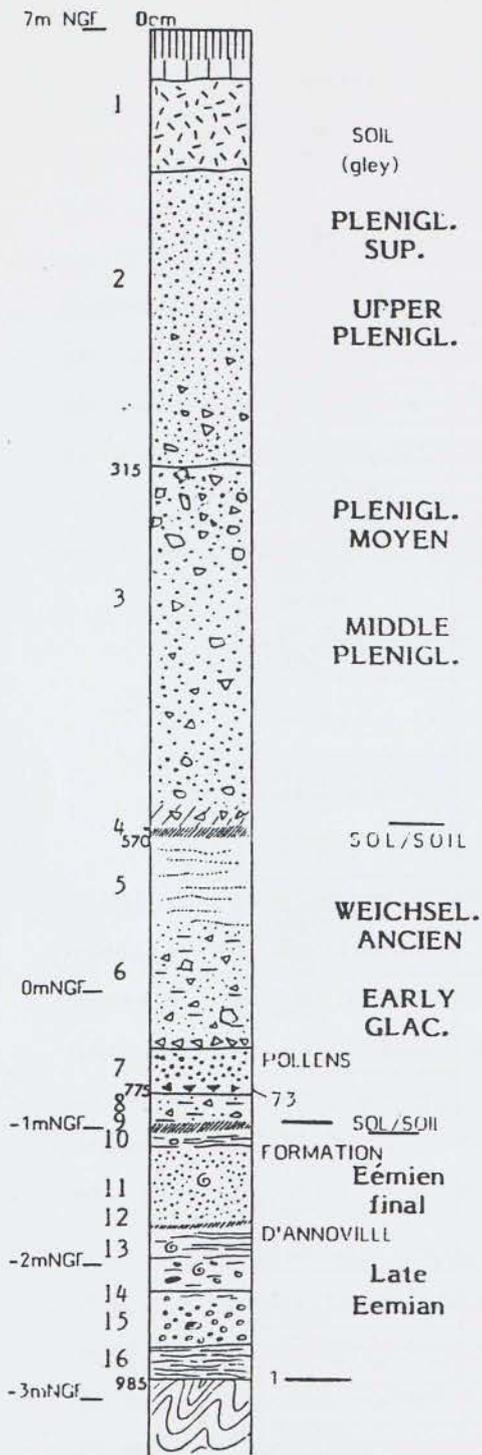


- 1-Arbres thermophiles
- 2-Conifères
- 3-Arbres pionniers
- 4-Graminées et herbacées rudérales
- 5-Plantes halophiles
- 6-Pl. de milieu humide et aquatiques
- 7-Périodophytes
- 8-Sphagnum

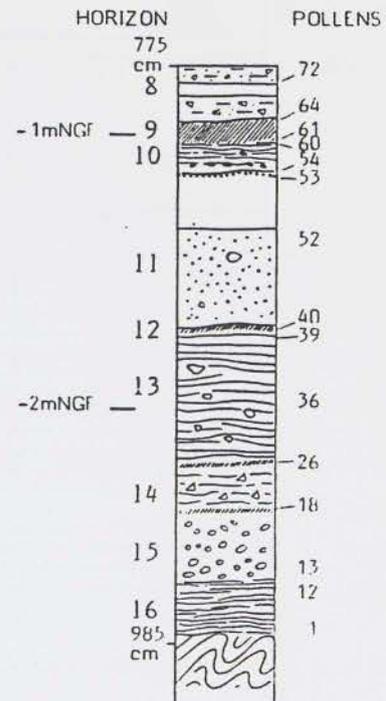


SIÈGE POLLINIQUE
 PROXIMAL





Détail de la Formation d'Annoville



- 1) Recent gley soil
- 2) Cover sands with fine (1 cm) schist debris
- 3) Cover sands and angular pebbles of schist and quartz (1-4 cm)
- 4) Coarse clayey brown sand with schist debris
- 5) Fine sand interbedded (1-2 mm) with brown clay and schist debris
- 6) Grey-green clayey sand with schist debris (1 cm) except at base (2 to 6 cm) : head
- 7) Fine grey sand, pebbly at base
- 8) Green clayey sand with fine (1 cm) schist debris
- 9) Brownish clay
- 10) Beds of brown sand and grey clay with marine pebbles
- 11) Fine grey micaceous marine sand with molluscan debris
- 12) Bedded peat
- 13) Interbedded grey sand and brown/black silt with marine pebbles
- 14) As 13 but becoming more peaty
- 15) Marine sand gravel, pebbles below 3 cm in size
- 16) Inter bedded fine black sand and silty grey/green clay

Hauteville : Stratigraphie du sondage S 5

Hauteville : Stratigraphy of the boring S 5

Au-dessus (10 et 9) *Pinus* diminue et est accompagné de *Betula* qui atteint jusqu'à 30 % à un niveau, le milieu redevient littoral avec formation d'un schorre ; le climat devient plus frais.

La séquence 8 voit l'augmentation brutale des spores de Fougères de type monolètes (sans doute dunes)(cette séquence ressemble à une tourbe sur le platier de Petit Beaumont). Au niveau 7, *Pinus* reprend de fortes valeurs.

Toute la formation d'Annoville décrite dans le sondage S5 d'Hauteville présente une végétation de type post-tempéré avec des arbres à caractères boréaux (*Pinus, Betula, Picea*) représentant ici la phase ultime de l'interglaciaire éémien passant progressivement à une zone préglaciaire (7), transition avec le Weichsélien inférieur.

M.C.

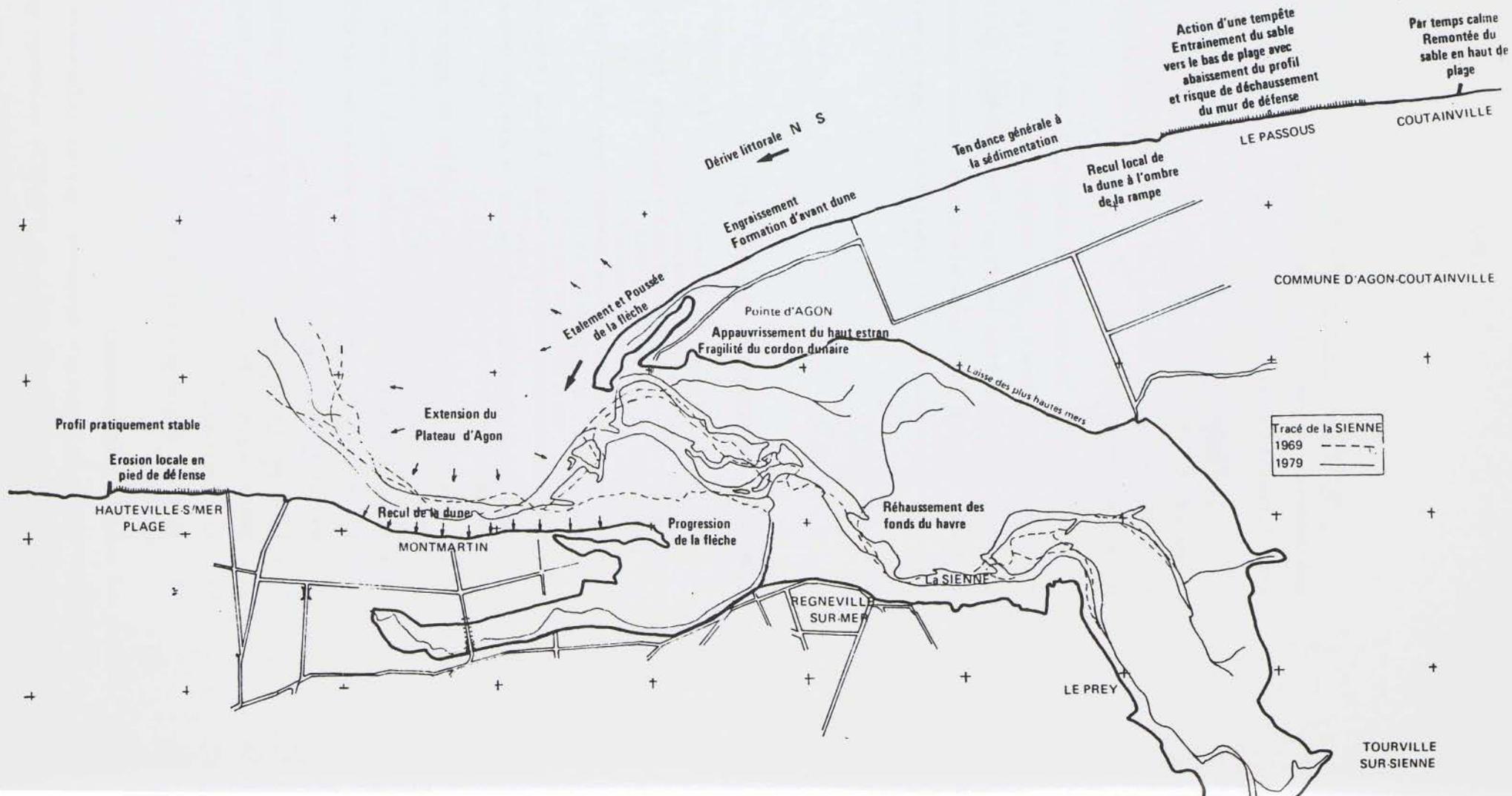
ANNOVILLE - HAUTEVILLE : sondage S5

- 1 : sol actuel (gley)
- 2 : sables de couverture avec quelques petits débris de schiste (1 cm)
- 3 : sables de couverture et cailloux anguleux de schistes et de quartz (1 à 4 cm)
- 4 : sable grossier, argileux, brun, à débris de schistes
- 5 : sable à lits fins (1-2 mm) d'argile brune et des débris de schiste
- 6 : sable argileux gris-vert à débris de schistes (1 cm) sauf à la base (2 à 6 cm) : head
- 7 : sable fin gris ; quelques cailloux à la base
- 8 : sable argileux vert à petits débris de schistes (1 cm)
- 9 : argile brunâtre
- 10 : lits de sable brun et d'argile grise, quelques graviers marins
- 11 : sable marin, fin gris, micacé à débris de mollusques
- 12 : lit tourbeux
- 13 : lits de sable gris et de silt bruns ou noirs ; quelques graviers marins
- 14 : idem plus tourbeux
- 15 : sable et graviers émoussés, marins inférieurs à 3 cm
- 16 : lits de sable fin noir et d'argile silteuse gris-vert

Schéma général de l'évolution des fonds en baie de Sienne

Période 1970-1980

0 1250 m



II. LES PHENOMENES D'EROSION LITTORALE DE LA PARTIE SUD DU HAVRE DE REGNEVILLE

D'une manière plus intense que dans les sept autres havres de la côte occidentale du Cotentin, l'activité hydrosédimentaire du complexe estuarien du havre de Regnéville est remarquable. En effet, le modelé du paysage supra et intertidal est directement soumis à l'action conjuguée des houles et des courants de vidange et de remplissage du havre. Les vitesses d'évolution des formes traduisent d'importantes dépenses énergétiques transmises par ces processus dynamiques. Ainsi, la Pointe d'Agon -principale flèche sédimentaire- a progressé d'environ 500 mètres depuis 140 ans sous l'action des courants d'obliquité dûs aux houles. Par contre, le littoral sud du havre englobant les communes de Regnéville, Montmartin et Hauteville-sur-mer subit une érosion intense qui parfois revêt un caractère catastrophique, compte tenu de la densité de l'occupation humaine (fig. 1).

Ce phénomène n'est cependant pas nouveau ; certaines légendes parlent de cataclysme quant à la destruction des terres qui reliaient Jersey et l'archipel de Chausey au continent vers le 8ème siècle. En fait, ces légendes sont fondées sur une amplification considérable des dégradations consécutives à quelques tempêtes particulièrement violentes au cours du moyen-âge.

Les formations holocènes, précisément datées (tourbes, vases...), témoignant d'une évolution régressive de la ligne de rivage et retrouvées en particulier à Montmartin et Hauteville-sur-Mer permettent d'affirmer d'une part, la rapide remontée du niveau marin jusque vers 6500 BP, puis d'autre part, un net ralentissement avant d'atteindre quasiment le niveau actuel des mers il y a environ 2000 ans. La réalité scientifique contredit donc activement les propos légendaires relatant une submersion et une disparition brutale de plusieurs kilomètres-carrés de terres.

Cependant, l'érosion des côtes actuelles se poursuit avec des intensités différentielles indépendamment de la lente remontée du niveau moyen des mers. En effet, l'homme, dans certaines régions, perturbe l'équilibre dynamique du système littoral, et contribue bien souvent à accélérer irrémédiablement le phénomène de transgression.

L'érosion littorale au sud du havre de Regnéville est de longue date partiellement due à des actions anthropiques. L'état actuel du littoral de Hauteville-sur-Mer ne peut être séparé du secteur de Montmartin plus au nord et de tout le complexe estuarien, du fait des interrelations sédimentaires entre les zones.

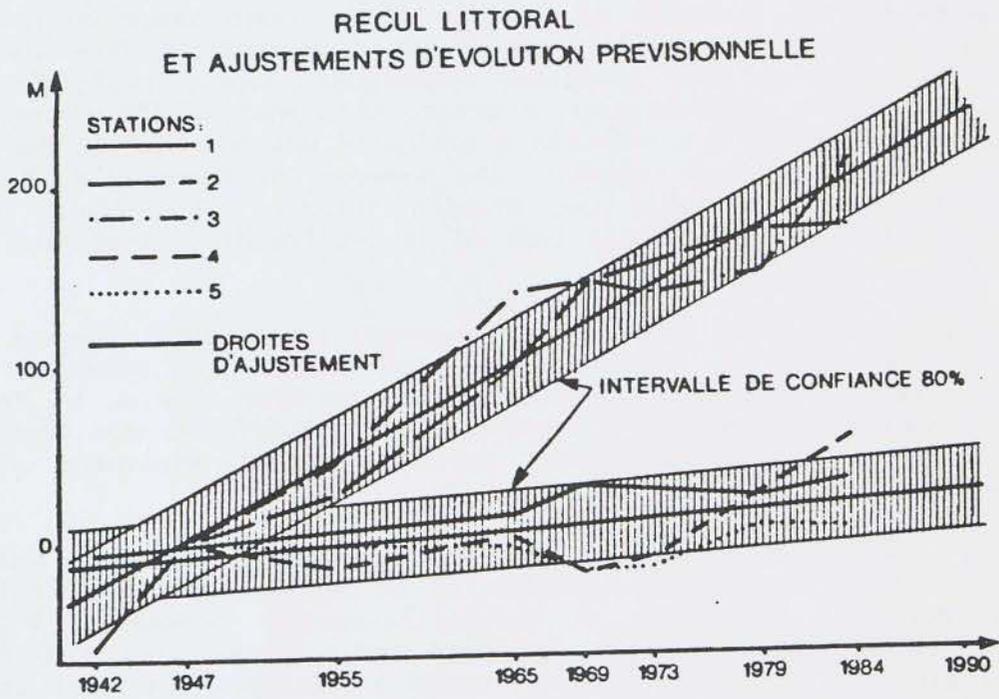


Figure 2

Ainsi, la construction d'ouvrages de déviation du chenal de la rivière Sienne à la fin du 19^{ème} siècle a abouti indirectement à la destruction de la pointe de Regnéville représentant près de 32 hectares de terres. Mais c'est surtout l'extraction du banc de Montmartin situé plus au sud qui a permis à l'ultime méandre de la Sienne de venir divaguer en direction de la commune de Hauteville provoquant, d'une part, un recul très important de la ligne de rivage et d'autre part, engendrant une déstabilisation de la plage devant et au sud de cette même commune. L'appel des matériaux provoquant un abaissement de l'altitude de la plage a favorisé l'action des agents hydrodynamiques, notamment des houles. Les pertes sédimentaires ont ensuite été reprises par les courants de remplissage du havre participant à son exhaussement, et par les courants de vidange, contribuant à la progradation de l'éventail deltaïque.

Par ailleurs, afin de défendre les habitations menacées, une digue fut construite. Mais la réflexion de la houle sur l'ouvrage a provoqué un nouvel amaigrissement de la plage favorisant l'augmentation de l'énergie des houles à la côte, la déstabilisation de la plage, et par conséquent, la déperdition quasi définitive des sédiments.

Concrètement, il a été possible de mesurer le recul du littoral au nord de Hauteville-sur-Mer, et ainsi, de préciser les taux d'érosion. Dans un premier temps, l'analyse des diverses missions aériennes a montré que le recul en fonction du temps suivait une progression linéaire. Cependant, deux tendances se dégagent (fig. 2) :

- l'une correspond à un rythme d'érosion de 53 mètres pour 10 années, ceci sur environ 400 mètres de côte correspondant à la proximité maximale de la Sienne,
- l'autre correspond à un rythme plus faible, de 7 mètres pour 10 années, probablement lié à des facteurs géologiques généraux et d'échelle au minimum régionale, ainsi qu'à des dégradations directes des dunes dues à l'homme.

Depuis 1984, une série de vingt repères permettent de suivre le recul littoral grâce à des mesures mensuelles. L'évolution différentielle de cette côte semble se renforcer, avec un léger déplacement vers la station balnéaire de Hauteville de la zone d'érosion maximale en relation avec la divagation de la Sienne. Ces observations récentes montrent que le recul littoral correspond à des périodes de conjonction de fortes marées associées à des dépressions météorologiques. Il n'est pas rare de voir pendant une tempête de 2 ou 3 jours, l'érosion dépasser 10 mètres. Depuis le mois de septembre 1984, certains secteurs du littoral de Montmartin-sur-Mer ont reculé de plus de 40 mètres.

L'énergie des agents hydrodynamiques a bien souvent été renforcée à l'approche de la côte du fait des modifications d'origine anthropique en bordure de l'espace intertidal. De ce fait, l'érosion littorale a été accélérée par rapport à ce qu'elle pourrait être avec comme unique cause des facteurs géologiques. L'exemple du littoral sud du havre de Regnéville est l'image de nombreuses situations aujourd'hui nécessitant des interventions de défense urgentes.

F. LEVOY*

* CREGEPE, Université de Caen
EPHE, Laboratoire de géomorphologie littorale, Dinard

G E N E T S

Sables éoliens pléniglaciaires et tardiglaciaires
Origine des sables et des loess

I. GENETS : SABLES EOLIENS WEICHSELIENS ET PALEOSOLS DE GENETS

SITUATION

Dans la petite vallée de La Lerre deux carrières (Cahut et Daniel) exploitent des sables fins gris-blancs d'origine principalement éolienne remplissant la vallée et des sables jaunâtres en dunes parallèles à un ancien tracé de la rivière.

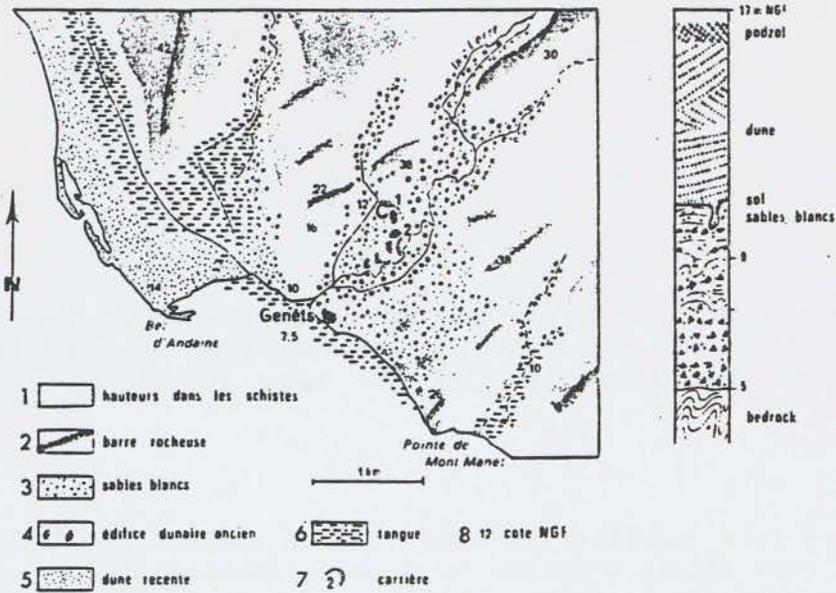
STRATIGRAPHIE

Au-dessus du bed-rock (schistes précambriens) on observe (sondages) entre 6 m et 5 m NGF, des débris anguleux ou à peine émoussés (alluvions de La Lerre), puis des sables gris-blancs à lits de débris schisteux (1 à 5 cm) nombreux à la base, plus rares au sommet. Ces sables blancs à lits sableux horizontaux sont recouverts par un petit horizon humifère (Sol de Genets) puis par des sables jaunâtres dunaires légèrement colorés par la pédogenèse postweichsélienne (sol podzolique).

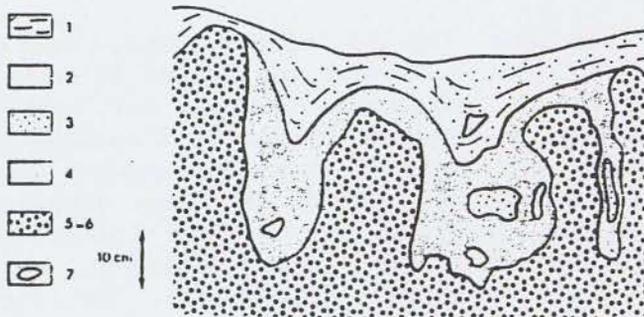
Les sables blancs fins (médiane 150-250 micromètres), éolisés passent latéralement aux loess weichséliens : ce sont les **Sables de couverture pléniglaciaires** de la Formation du Coutançais continus sur tout le littoral de la côte Ouest du Cotentin, à minéraux lourds de l'association marine (épidote-amphibole, et grenat qui apparaît dans les sables alors qu'il diminue fortement dans les limons). Au sommet le limon organique à débris de charbon de bois, reposant sur un horizon blanchi (bleached), ressemble au Sol d'Usselo tardiglaciaire. Les deux datations ^{14}C ($8\ 890 \pm 160$ BP et $4\ 380 \pm 110$ BP Gif) semblent discutables. La flore (MC) à 80-85 % de NAP (Spores monolètes, cypéracées) et à arbres (pins, genévriers) est de type tardiglaciaire, comme celle de Vildé-Bidon à l'ouest datée de $10\ 950 \pm 230$ BP, Gif, selon **M.T. Morzadec** (1974) ; toutefois il n'y a pas le spectre pollinique de l'interstade d'Alleröd (Sol d'Usselo). En 1975 le sol se dédoublait en deux sols conservés dans des drops (cryoturbations ou plutôt poches formées par une couche limoneuse pénétrant dans une couche sableuse.

CONCLUSION

Les dunes tardiglaciaires (à début Holocène) sont exceptionnelles en Normandie. Comme en Belgique-Hollande elles correspondent à des dunes suivant le cours des rivières qui ne sont plus anastomosées (braided) comme durant le Pléniglaciaire, mais en chenaux.



Croquis de situation des dunes de Genêts et coupe dans les sables



Poches au sommet des sables pléniglaciaires piégeant les Sols de Genêts : structure en gouttes - 1 sable gris à bandes brunes - 2 limon sableux gris - 3 sables gris noir avec 1 % de matière organique : Sol I - 4 limon noir organique (4 %) : Sol II, 5 argile grise et alios - 6 sables pléniglaciaires

Figure 1

II. LOESS ET SABLES DE COUVERTURE ; LEUR ORIGINE

Les loess sont surtout épais entre Granville et le Sud d'Avranches (voir fig. 3), mais ils se retrouvent loin à l'intérieur des terres vers Domfront et St-Hilaire : en fait il y a une couverture loessique plus ou moins épaisse continue sur tout le Bocage Normand. Par contre, les zones de grande épaisseur sont très localisées ici comme ailleurs dans toute la Normandie, et leur source d'alimentation est donc elle aussi très circonscrite (voir suite).

Le faciès des loess est de type limons à doublets perdant de leur netteté dans les zones de faible épaisseur limoneuse. L'épidote et l'amphibole sont abondantes. La kaolinite est prédominante avec vermiculite, illite, un peu de smectite et la chlorite minéral cardinal des loess récents comme en Haute-Normandie à Jersey et en Bretagne. Le passage des Sables de couverture aux loess s'effectue progressivement. Les Sables épais sur la "plate-forme fondamentale" au pied des versants schisteux deviennent sporadiques sur le continent puis limoneux vers 50-60 mètres, pour laisser la place aux loess à 60 mètres (fig. 2).

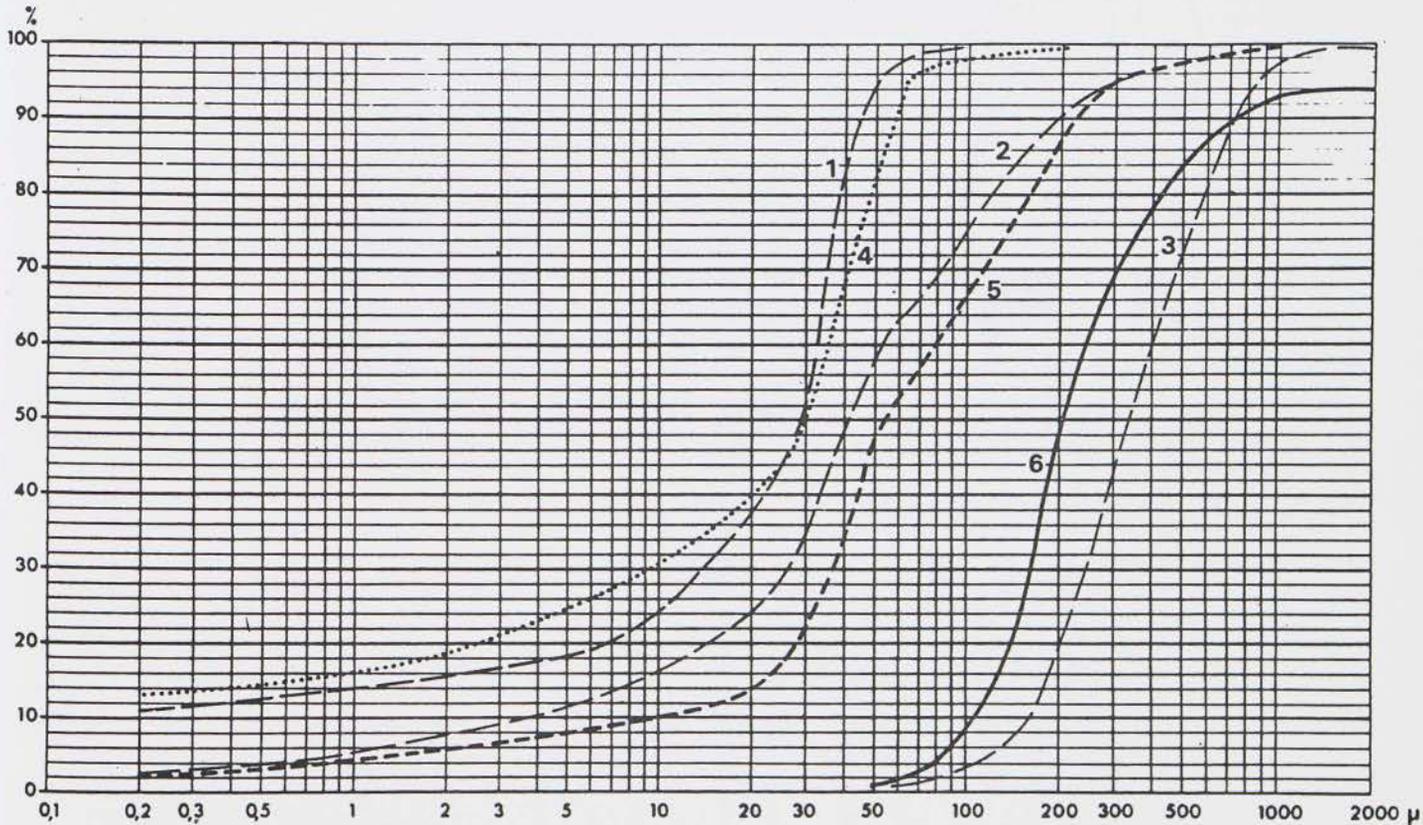


Fig. 2 : Evolution granulométrique des Sables de couverture (Genets n°3, Granville n°6) aux limons sableux de transition (Bacilly n°2, Yquelon n°5) puis aux loess (Le Repos n°4, Le Luot n°1).

-  Sables éoliens épais >4m
-  Sables éoliens peu épais
-  Loess épais > 4m
-  Loess peu épais 2 à 4m
-  Estuaire actuel
-  Sable littoral actuel
-  Estuaire fossile
-  Sable nourricier fossile
- (O) O des cartes marines
-  vents ayant déplacé les sables
-  vents ayant apporté les limons
- A - Avranches
- G - Granville
- MSM - Mont-Saint-Michel
- P - Pontorson
- SH - Saint-Hilaire du Harc.

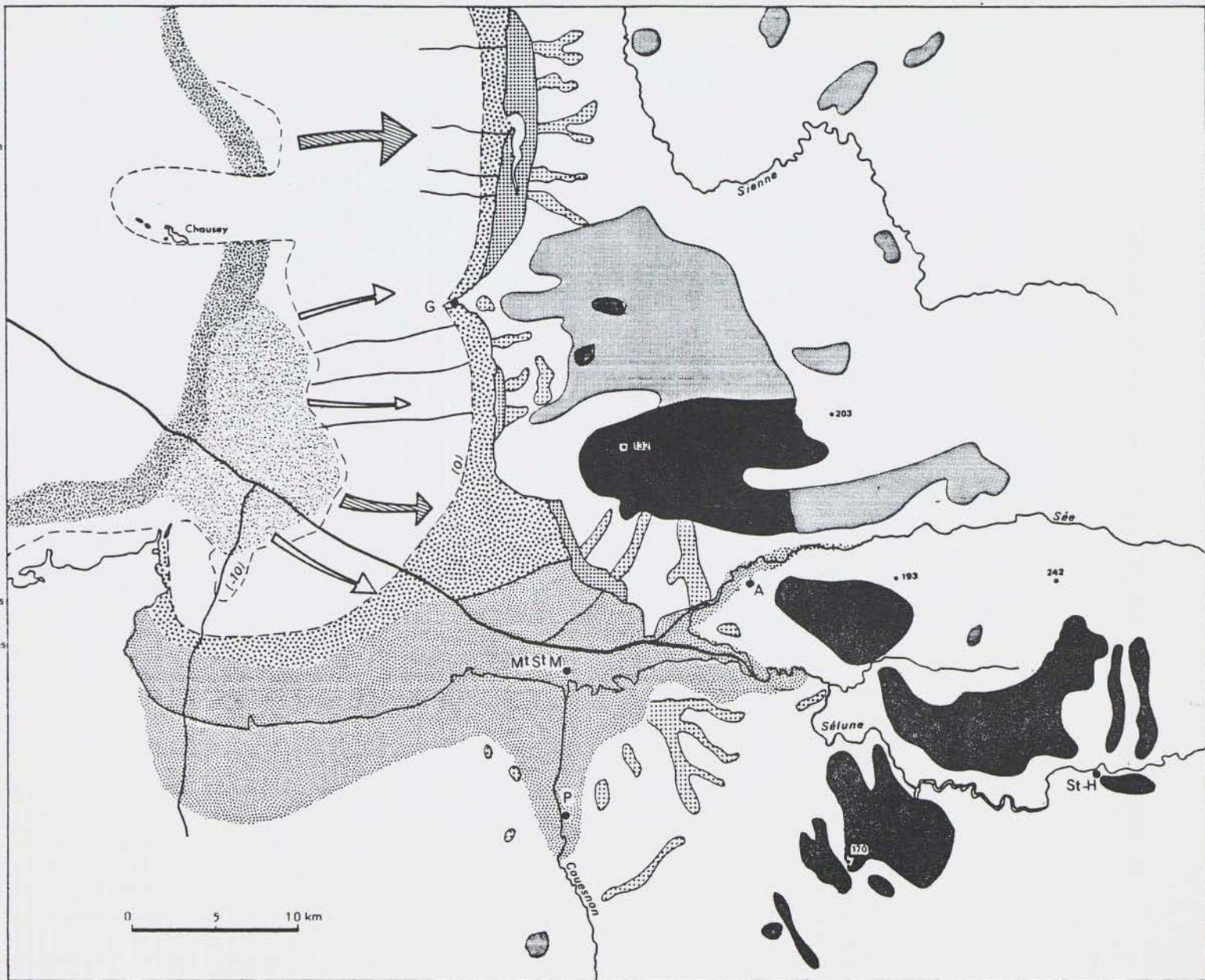


Figure 3 - Carte simplifiée des loess et sables éoliens du Bocage normand et de leur zone d'alimentation pendant le Weichsélien.
Dessin : M. LAVOLLE.

La cartographie détaillée des loess, en particulier de la zone des limons épais, permet de circonscrire une province d'alimentation (paléobaie) d'extension limitée pour les loess, plus étendue pour les sables (fig. 3) à une cote de -12 à -15 m environ, comme pour les paléo-estuaire de l'Orne et de la Seine (sources des loess de Caen et de Haute-Normandie).

J.P. LAUTRIDOU

P R E C E Y

Fentes de gel (sand-wedges) et galets éolisés

*PRECEY : Fentes de gel (sand-wedges) et
galets éoliens*

La hauteur des fentes de Précey et de Sevron est parfois supérieure à trois mètres et leur largeur, lorsqu'elles débouchent à la surface, proche du mètre pour les plus importantes, mais certaines ne dépassent pas deux mètres de haut et 20 centimètres de large. Elles dessinent un réseau polygonal difficile à observer en surface en raison de l'altération superficielle du schiste (reprise par les labours : horizon Ap), qui atteint, sur les interfluves, 10 à 30 centimètres de profondeur, et aussi parce que la partie supérieure des fentes a été déformée, gélifluée. Cependant, grâce aux observations sur les parois, selon différentes directions, on peut affirmer que la maillage atteint trois mètres.

Les fentes se développent à travers les séries schisto-gréseuses du Briovérien, redressées à la verticale et fissurées. Au sommet par contre les buttes en forme de lanières, les bancs massifs de grauwackes, dominant. Outre les vingt premiers centimètres pédogénisés (sable et limon) la partie supérieure a subi une altération, soit sous forme de gélivation qui réduit les bancs silteux et schisteux en plaquettes de 1 à 4 cm, soit sous l'aspect d'une argilisation parfois intense et rubéfiée, sans doute ancienne, qui sera évoquée ultérieurement : des poches profondes de plusieurs mètres demeurent certaines fois visibles, surtout entre Pontaubault et Avranches, mais le plus souvent il ne reste que des témoins discontinus de 0,5 à 1,5 mètres d'épaisseur.

L'étude du contact sables-schistes ne donne pas beaucoup de renseignements, l'existence d'éventuels rebroussements étant difficile à cerner dans ce substrat rocheux. Il y a cependant quelques apophyses qui pénètrent dans les schistes (fig. 1)

Le matériel de remplissage des fentes correspond aux sables éoliens weichséliens : il en possède les caractéristiques granulométriques (bon classement, médiane à 230 - 250 micromètres) et minéralogiques (tableau 29). De plus nous avons déjà signalé la présence de sables éoliens dans cette région, en quantité moins abondante cependant qu'au Nord de Granville. Les placages restent surtout localisés dans les bas de versants et dans les vallées, mais dans les moindres dépressions du schiste on les retrouve en position d'interfluve ou de haut de pente : ainsi dans la déviation de Pontaubault entaillant profondément le Briovérien, sur le versant ouest de la Sélune, on peut observer des têtes de vallon remblayées parfois sur trois mètres de haut par des sables alternant avec des lits de petits cailloux (schiste et quartz).

Dans le sable de remplissage nous observons des petites fentes, parfois irrégulières, comblées par des petits éléments schisteux (de moins de 2 centimètres), et par des cailloux de quartz en position verticale. On constate, de haut en bas, un classement assez sensible :

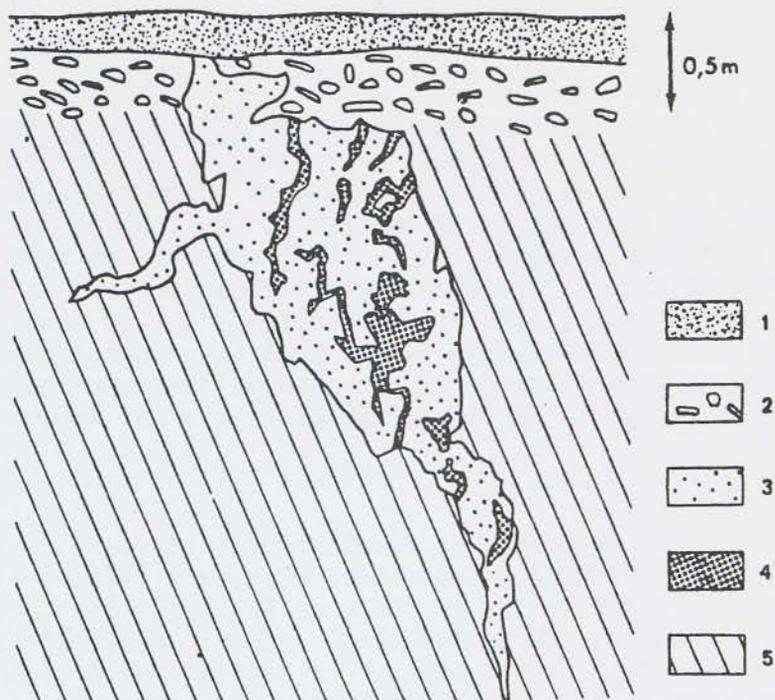


Figure 1 Sand-wedge de Précey

- 1 altération post-weichsélienne
- 2 schiste gélivé en plaquettes et géliflué
- 3 sable éolien de remplissage
- 4 remplissage grossier dans les petites fentes : schiste, quartz, sables
- 5 schiste-grauwacke briovérien-

La pente du talus est de 60° et la paroi recoupe obliquement le côté du polygone.

les plaquettes schisteuses sont un peu plus petites et plus étroites vers le bas (de 2 cm de long sur 0,5 de large on passe à 1 cm sur 0,3) et les quartz (de 1 à 3 centimètres) restent localisés dans la partie supérieure. Il y a aussi un gradient granulométrique dans les sables : plus grossiers vers le haut (médiane : 280 micromètres), ils s'affinent à la base (médiane : 240 micromètres).

Les cailloux de quartz et les sables sont éolisés. Ces derniers possèdent beaucoup de grains subémoussés mats (76 % entre 0,63 et 0,8 millimètre) et des ronds mats (10 % dans la même fraction).

Cette éolisation notable demeure cependant inférieure dans l'ensemble à celle d'autres sables pléniglaciaires. Les cailloux de quartz possèdent les caractéristiques des galets éolisés,

établies par CAILLEUX et rappelées dans un récent article (1973) : état de surface paraissant brillant au soleil, avec aplanissement et très fine ponctuation donnant un aspect mat (nous ajouterons un toucher très doux), des arêtes nettes, mais non coupantes en ligne droite ou légèrement arquées, faces planes ou un peu ondulées, cupules allongées dans le sens du vent. Les quartz proviennent d'un pavage, d'une "stone line" située au sommet des schistes et constituée par des cailloux de 1 à 4 cm, mais parfois plus (jusque 10 cm). Ceux-ci, parfois rares, peuvent s'accumuler sur 5 à 10 cm d'épaisseur à proximité des filonnets de quartz dont ils proviennent, et dans quelques poches. L'éolisation des galets est loin d'être systématique et elle demeure le plus souvent peu poussée : rareté des cupules et des faces formant des dièdres ou des dreikanter. Il reste souvent le toucher, l'aspect brillant et l'arête légèrement sinueuse (planche photo 10). Ce pavage éolien forme la base des sables éoliens pléniglaciaires supérieurs car on les localise toujours dans cette position, en bas de versant où les sables sont plus épais, et dans les poches. Malheureusement le rapport pavage-fente s'avère délicat à préciser. En effet le mètre supérieur de la fente a été étiré, géliflué sur une distance faible (en général moins d'un mètre), mais suffisante pour perturber l'ouverture et sceller pratiquement le remplissage par ces plaquettes gélivées de schiste qui, nous l'avons dit, caractérisent le sommet du Briovérien. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle la découverte de ces fentes demeure soumise au creusement d'excavations profondes, les fissures étant en général dissimulées par cette gélifluxion dans les affleurements superficiels. Toutefois la présence de petits quartz éolisés dans le remplissage grossier nous incite à penser que la fente est contemporaine du pavage.

Pour interpréter les fentes il y a maintenant une littérature abondante sur les "frost wedges", mais on ne peut pas considérer que les classifications rencontrent l'accord général. Cependant un effort est fait actuellement pour établir une typologie : citons en particulier DYLIK, 1972, DYLIK et MAARLEVELD, 1967, PISSART, 1970, PEWE, 1959, ROMANOVSKIJ, 1973, JOURNAUX et DRESCH, 1972. Il nous semble que les fentes étudiées correspondent à une catégorie bien définie : "les sand wedges", fentes à remplissage primaire de sable, définies dans l'Antarctique par PEWE (1959) ou de sable et de glace (PISSART, 1968). Ces fentes se caractérisent par une absence de litage vertical ou par une orientation floue (bien que selon ROMANOVSKIJ il y ait litage), par un classement des éléments de haut en bas, les plus grossiers restant en haut, bloqués par l'étroitesse de la fissure annuelle de gel, et par une éolisation du matériel (GOZDZYK, 1973). Nous retrouvons ces trois données dans les fentes de Précey. La genèse de cette structure est liée à un climat sec, à refroidissements brutaux provoquant la formation de fentes de contraction thermique qui sont remplies par des sables éoliens et par quelques cailloux provenant du bord de la fissure. Celle-ci rejoue chaque année et s'élargit ainsi continuellement : en général elle s'ouvre au même endroit, cependant la fente décrite près de Sevron (fig. 1) comporte plusieurs fissures remplies de petits éléments schisteux. Remarquons d'ailleurs que l'étude du remplissage se trouve compliquée par le fait que nous n'observons pas une paroi verticale, mais un talus en pente assez forte (60°) donnant une vue oblique des sand-wedges ; de plus les côtés du polygone sont recoupés en biais par la tranchée de route.

Le point le plus délicat concerne l'intensité du gel impliquant le développement d'une telle fente. A la différence des "ice veins" à remplissage de glace et des "soil veins" à remplissage minéral, les sand-wedges n'impliquent pas la présence d'un permafrost ; notons cependant que des discussions subsistent quant aux soil-veins (avec ou sans permafrost). Des sand-wedges sont décrites dans des régions sans pergélisol, (citons WASHBURN et al., 1963, par exemple), la dernière note à ce sujet provenant de Finlande où SEPPALA, 1975, définit des fentes de 0,7 mètre de profondeur dans des sables éoliens, sous climat froid à température annuelle moyenne de - 1,5 degré centigrade et 400 mm de précipitations, l'auteur insistant sur l'importance de la présence d'une table d'eau très proche de la surface au printemps et en automne. Cependant les très grandes fentes de sable se forment en présence de pergélisol (PEWE, PISSART). Ici il nous semble que le pergélisol existait pendant la formation des sand-wedges. En effet ces fentes sont très longues : PISSART (1970) considère que dans le cas d'une profondeur de plus de deux mètres il faut envisager un remplissage de sable et de glace avec permafrost. De plus elles ne se développent pas dans des sables, mais dans des schistes et grauwackes durs ; certes les fentes de gel ont exploité des fissures et des altérations, mais dans l'ensemble la roche sur les interfluves est compacte, une fois passés les deux premiers mètres (et souvent moins). Si la présence de glace à très fort coefficient linéaire de dilatation thermique ($51 \cdot 10^{-6}$) facilite la rétraction d'un milieu encaissant sableux, il n'en va pas de même avec les schistes et grès non poreux (coefficient de dilatation thermique d'un grès : $10 \cdot 10^{-6}$, d'après VALENTA, 1948) qui ne possèdent que l'eau des diaclases. Il faut envisager aussi la présence de glace dans le remplissage comme l'observe PISSART (1968) dans l'île Prince Patrick. Le gel de l'eau (bloquée par le pergélisol), associée aux sables de la fente, provoque des pressions très importantes (voir chapitre sur les expériences de gel) en automne ; de plus en hiver le mélange glace-sable se contractant fortement grâce à la glace, il peut se constituer une fissure étroite dans le remplissage sableux. Le premier processus (gel de l'eau) suppose un dégel estival profond, la zone active correspondant pratiquement à la hauteur de la fente.

Par conséquent, sans posséder la preuve indiscutable de la présence d'un pergélisol, comme avec les ice wedges, nous considérons que ces fentes importantes à remplissage primitif (selon l'expression de DYLIK, 1972) de sable et de glace n'ont pu se former qu'en présence de permafrost dont le développement peut s'expliquer par plusieurs facteurs : la rareté de la végétation (les sables éoliens ne pouvant se fixer sur les interfluves), et la violence des vents dans les couloirs entre les lanières schisteuses et sur les buttes, la région étant encore très ventée et ayant gardé longtemps de nombreux moulins. Ces vents ont favorisé le refroidissement brutal (BROCHU, 1975) du schiste, dépourvu de formation superficielle et non protégé par la végétation.

Quant à l'âge des fentes, apparemment le problème de datation s'avère peu soluble en l'absence de stratigraphie. Toutefois grâce aux études sur les loess et sur les sables éoliens, il existe des éléments d'interprétation. Le remplissage est contemporain des sables du Pléni-glaciaire supérieur (ou du moins d'une partie de ces sables) qui constitue l'essentiel des dépôts, excepté dans les zones de grande épaisseur

(Hauteville, Genêts). On peut considérer que le pavage, sous les sables, date du début du Pléniglaciaire supérieur et qu'il paraît donc contemporain du cailloutis situé quelquefois à la base du loess supérieur à doublets lorsque la topographie est favorable (pied d'un versant en pente assez forte) : ce cailloutis est associé au Sol de Kesselt comportant parfois des fines (et très rarement des grandes) fentes de gel déformées, ainsi que le lit de cailloux, par les langues de gélifluxion (chapitre sur le Sol de Kesselt). La succession des événements, définie dans les dépôts loessiques, peut s'appliquer ici : après l'érosion et la formation du glacis de Kesselt des fentes de gel s'ouvrent et un pavage jalonne le glacis alors que commence la phase froide et sèche avec dépôt de sable dans les dépressions et éolisation des cailloux sur les interfluves. Une phase de gélifluxion déforme la surface du Sol de Kesselt avant la paralysie morphologique liée à l'augmentation de l'aridité qui provoque la sédimentation des sables éoliens dans les zones abritées. Nous corrélons ainsi les langues de Kesselt dans les loess avec l'épisode de déformation des fentes dans la région des sables. Il n'est cependant pas impossible que cette succession se soit reproduite un peu plus tard lors de la formation du Niveau de Saint-Romain qui possède aussi des fentes déformées. Avec la deuxième hypothèse le pavage de Précey serait l'équivalent des "graviers de Beuningen" étudiés en Hollande par VAN DER HAMMEN *et al.*, (1971) dans la vallée de la Dinkel : ce "désert pavement" des "Beuningen gravel beds", associé souvent à des sables, sépare les "Older Coversand I" des "Older Coversand II" du Pléniglaciaire supérieur, ces derniers étant plus réguliers et plus homogènes que les premiers. De grandes fentes de gel aboutissent à ce niveau. Toutes ces caractéristiques font penser au niveau de Saint-Romain (voir chapitre sur les loess). On ne peut pas cependant raisonner plus loin ; les fentes et le "désert pavement" correspondent au Sol de Kesselt ou au Niveau de Saint-Romain, ou plus vraisemblablement nécessitent un laps de temps long, (sous conditions froides et sèches) qui a commencé avec le niveau de Kesselt et se termine avec celui de Saint-Romain dans les zones à faible apport éolien et à couverture végétale très ouverte.

L'extension des fentes et des galets éolisés est assez importante. Entre Pontaubault et Pontorson il semble que les fentes s'étendent de façon assez continue, non seulement sur les interfluves, mais aussi sur les versants. Cependant de Pontaubault à Avranches on ne retrouve pas toujours ces structures. Par contre au Nord de l'estuaire de la Sienne elles réapparaissent au niveau du village de Blainville où les talus élevés de la route touristique permettent des observations vers 15 à 30 mètres d'altitude. Plus au Sud, le long de cette même route sur schiste moins disséqué et sur la diorite les fentes n'apparaissent pas, mais les parois, dans l'ensemble moins élevées, ne favorisent pas un examen complet ; quelques poches de un mètre de profondeur, de un à deux mètres de large et contenant du sable éolien sont visibles avec un pavage de quartz. A Coutainville, plus à l'Ouest, dans la carrière de corneenne il existe quelques fentes aussi. Par conséquent le réseau de sand-wedges n'est pas continu, mais s'avère largement étendu dans la zone schisteuse entourant le littoral de la Baie, surtout dans la bordure maritime disséquée en lanières.

Le pavage de quartz éolisés est beaucoup plus étendu, mais il faut des filonnets de quartz à proximité pour que cette "stone line" se révèle. L'éolisation des petits cailloux demeure assez rare excepté dans la zone de Genêts à Avranches (Vains) et d'Avranches à Pontorson, où la grosseur des sables éoliens et leur éolisation confirment l'intensité des vents dans cette région.

J.P.L.

M O N T - S A I N T - M I C H E L

Pléistocène, Holocène
Modèle de sédimentation actuelle

1. LA BAIE DU MONT SAINT-MICHEL : *Pléistocène et Flandrien*

CADRE GEOGRAPHIQUE

La Baie est entourée par les hauteurs des massifs granitiques précambriens (massif de Carolles, Avranches, Saint-Broladre) à plus de 80 m N.G.F. et par les collines dans les schistes précambriens modelées en glacis tertiaires érodés au Quaternaire. Le fond de la Baie, sous le Flandrien et le Pléistocène, dérive de la plateforme marine miocène qui ne dépasse pas -3 m N.G.F. dégradée par les rivières (Sée, Sélune, Couesnon, Biez Jean) en glacis (voir carte à 10 000 B.P.).

LE PLEISTOCENE

A part quelques lambeaux de terrasses anciennes et de heads saaliens (Saint-Jean-le-Thomas) l'essentiel des dépôts date du Weichsélien : sables de couvertures, loess (limons à doublets, voir carte à 10 000 B.P.), head, graviers et sables, limons de marécage (tardiglaciaires). Il ne reste pratiquement pas de plage éémienne, très étendue au Nord de Carolles vers Granville-Hauteville.

LES ETAPES DE LA TRANSGRESSION FLANDRIENNE

- Carte à 10 000 B.P. : A la fin du Weichsélien le fond de la baie est couvert de sables de couverture weichséliens épais au Nord-Est (Genets) peu épais et discontinus au Sud-Est passant sur les hauteurs aux loess. Les grandes rivières ont transporté des alluvions grossières, mais les plus petites incapables de suivre la régression weichsélienne balaient les glacis et s'étalent dessus remaniant les Sables de couverture. Excepté au Nord-Est les glacis ont une couverture maigre de galets éolisés, de gélifracsts et de sables éoliens (qui remplissent quelques sand-wedges à l'Est de Pontorson). Au Tardiglaciaire la sédimentation est plus fine dans les petites

vallées de l'Ouest (Morzadec, 1974) occupées par des marécages d'eau douce jusqu'à 8 200 B.P. environ. A l'Est des dunes suivant les cours des rivières qui ne sont plus anastomosées (voir à Genêts).

- Carte à 7 500 B.P. : Transgression très rapide. La mer atteint le fond de la baie dès le Boréal vers 8 000 B.P. dans la partie Ouest où le bed-rock est plus bas qu'à l'Est. Vers 7 500 les sables marins à Cardium ont presque les contours du maximum de l'extension flandrienne à l'Ouest (Morzadec, 1974-1975), alors qu'ils en sont encore loin à l'Est. Au Nord-Est formation d'un cordons littoral reprenant les Sables de couverture. Ce cordon constitue le prolongement au Sud de la Grande barrière littorale de la côte Ouest du Cotentin. A l'arrière un "havre" (Genets - Saint-Jean) commence à se former avec des sédiments saumâtres (schorre) et la tourbification du sol podzologique développé sur les sables de couverture. Début de formation du schorre à l'Ouest aussi.

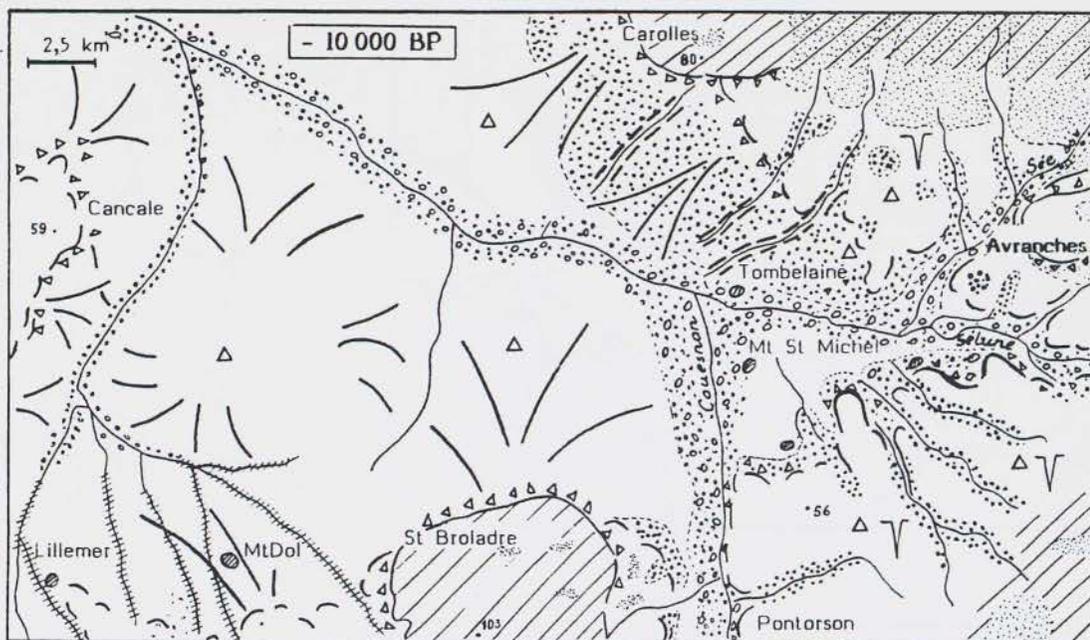
- 6 500 B.P. : Début du ralentissement de la transgression. Le colmatage de la Baie commence. La tangue (voir définition page 94) se dépose. Au Nord-Est recul du cordon littoral (de Saint-Jean à Tombelaine et développement de tourbes (tourbe de Hauteville) dans le havre et dans les vallées (Giresse *et al.*, 1973). A l'Ouest le schorre à hydrobies s'étend vers le Nord. Vers 6 500-6 000 B.P. le niveau marin est inférieur de 6-7 m à l'actuel.

- 6 000 B.P. : De nouveau la mer envahit complètement la Baie.

- 5 500 B.P. : Continuation du colmatage de la Baie : développement de marais littoral à Cypéracées vers le Mont Dol et de schorres à l'Ouest, à l'Est et dans le havre de Saint-Jean à Genets.

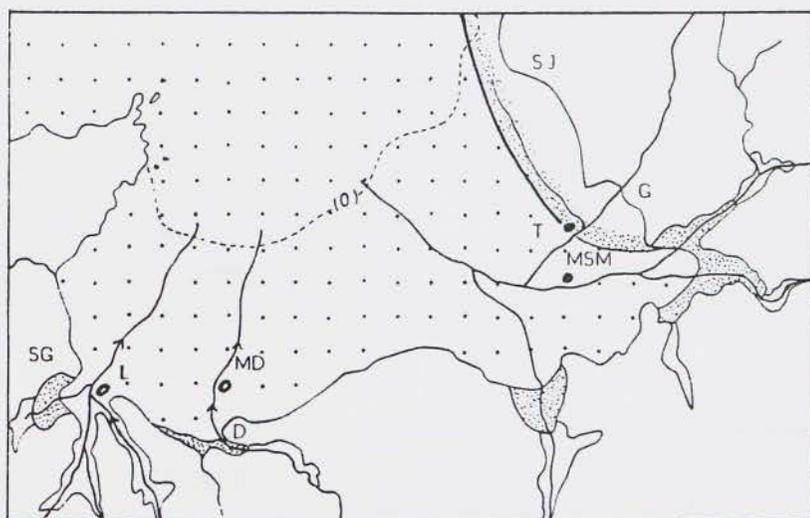
- 4 500 B.P. : Entre 5 500 et 4 500 B.P. importante phase transgressive avec un haut niveau de la mer (3 m sous le niveau actuel). A la fin de cette phase développement de tourbe en particulier dans le havre de Saint-Jean (Clet *et al.*, 1981) au Sud-Est du Mont-Saint-Michel et à l'Ouest (Saint-Guinoux) derrière un petit cordon littoral ; puis rupture du cordon de Saint-Jean comme au Nord de Carolles (Lingreville) (Prigent *et al.*, 1981).

- 3 500 B.P. : Ralentissement ou arrêt de la transgression. Grand développement de tourbes et de schorres. Le cordon de Saint-Jean à nouveau régularisé (fermeture de la brèche) continue de reculer.

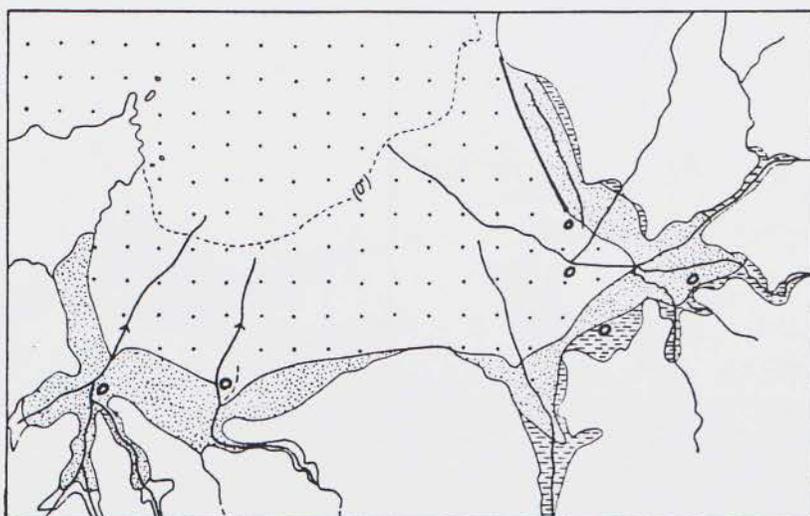


- 1 [Symbol: Dotted pattern]
- 2 [Symbol: Stippled pattern]
- 3 [Symbol: Fine dotted pattern]
- 4 [Symbol: Wavy lines]
- 5 [Symbol: Four small triangles in a row]
- 6 [Symbol: Diagonal hatching]
- 7 [Symbol: Triangle]
- 8 [Symbol: Inverted triangle]
- 9 [Symbol: Curved line]
- 10 [Symbol: Horizontal hatching]
- 11 [Symbol: Vertical hatching]
- 12 [Symbol: Number 12]

La Baie à 10 000 B.P. - 1 : graviers alluviaux - 2 : sables de couverture - 3 : loess - 4 : limon tardiglaciaire - 5 : head - 6 : dune tardiglaciaire - 7 : éolisation - 8 : sand-wedges - 9 : rupture de pente - 10 : plateaux - 11 : glacis - 12 : altitude



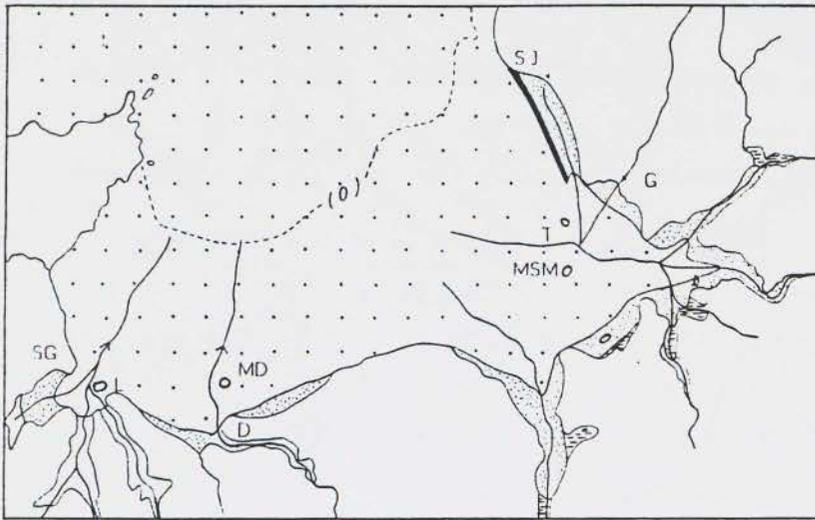
7500 BP



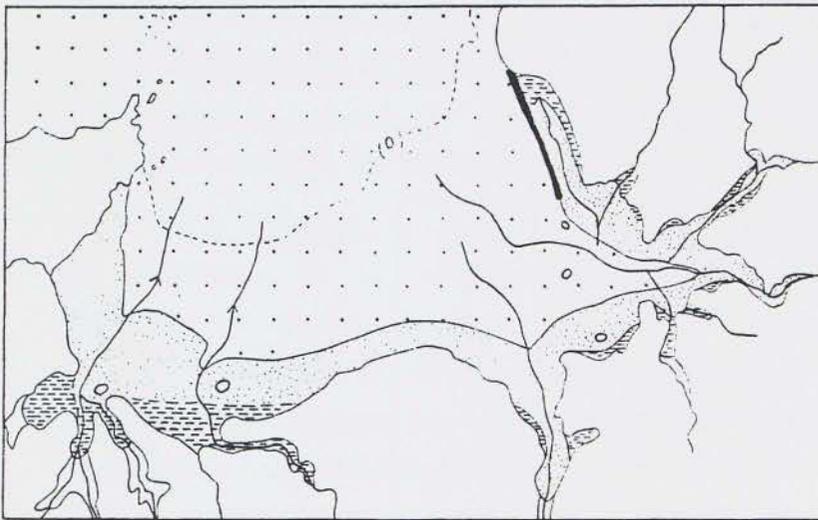
6500 BP

- The stages of the flandrian transgression in the Mont-Saint-Michel Bay.

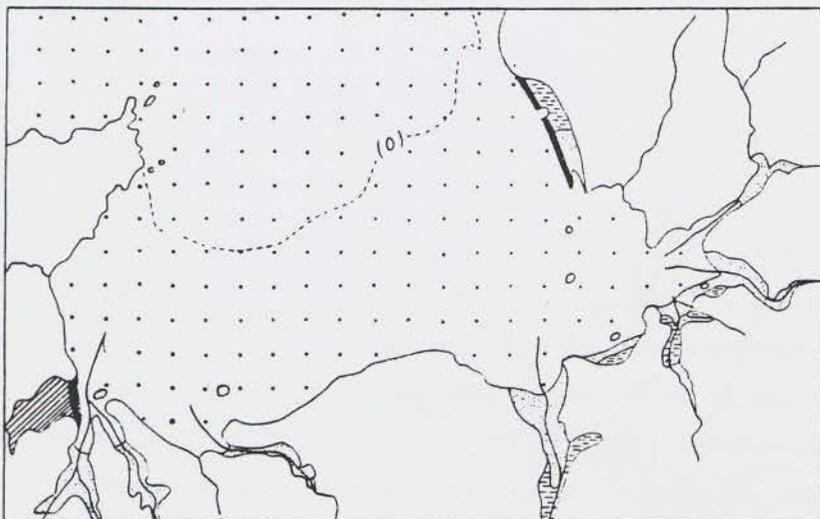
- Les étapes de la transgression flandrienne dans la Baie du Mont-Saint-Michel.



6000 BP

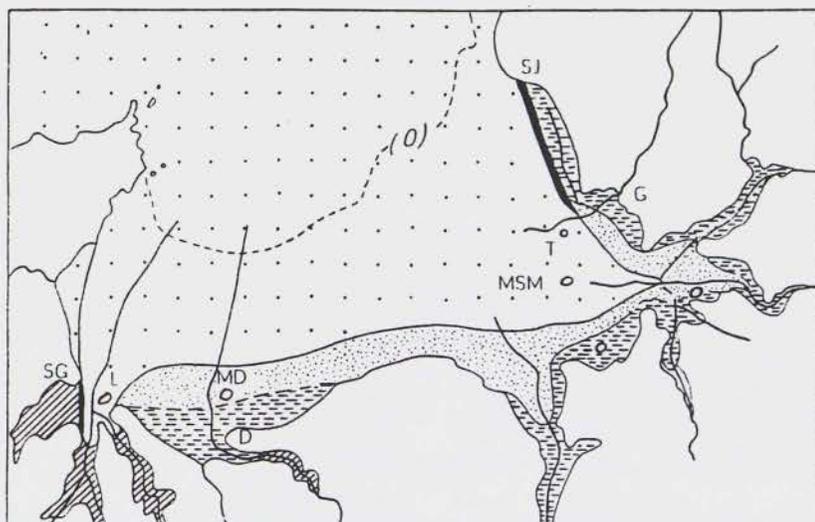


5500 BP



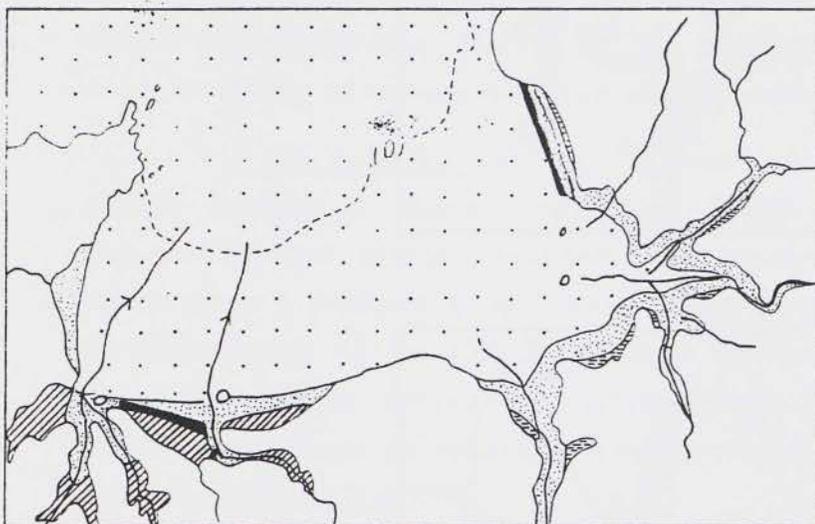
4500 BP

S.J. : St Jean le Thomas - G : Genêts - T : Tombelaine - MSM Mt Saint-Michel-
MD Mont Dol - D : Dol - S.G. Saint Guinoux - L : Lillemer.



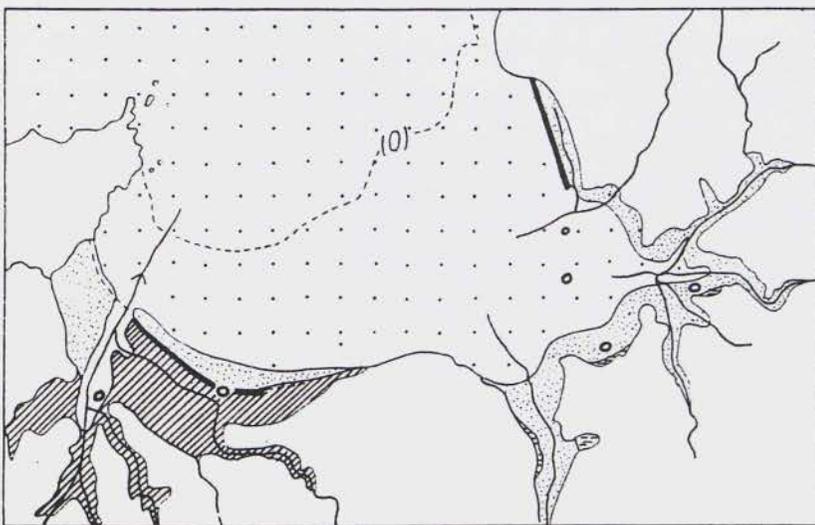
4200 - 3500 BP

- The stages of the flandrian transgression in the Mont-Saint-Michel Bay : 1 marine sands and silty sands
2 schorre - 3 tidal marsh : silt, clay, peat, and sandy peat on the Cover sands (podzolic soil becoming peaty with the rising of the flandrian sea) - 4 peat bog - 5 coastal barrier.

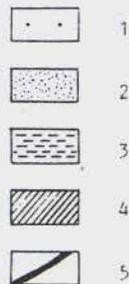


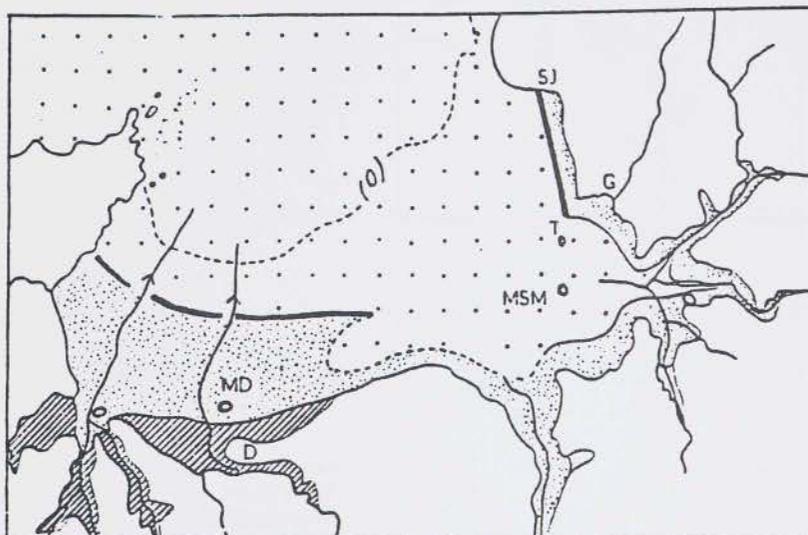
3200 - 3000 BP

- Les étapes de la transgression flandrienne dans la Baie du Mont-Saint-Michel : 1 Sables et sables silteux marins, 2 schorre, 3 marais littoral à cypéracées, limon, argile, tourbe, tourbe sableuse sur Sables de couverture (sol podzolique transformé en tourbe par la montée des eaux flandriennes), 4 Tourbière (sans influence marine), 5 niveau moyen de la mer, 6 cordon littoral.



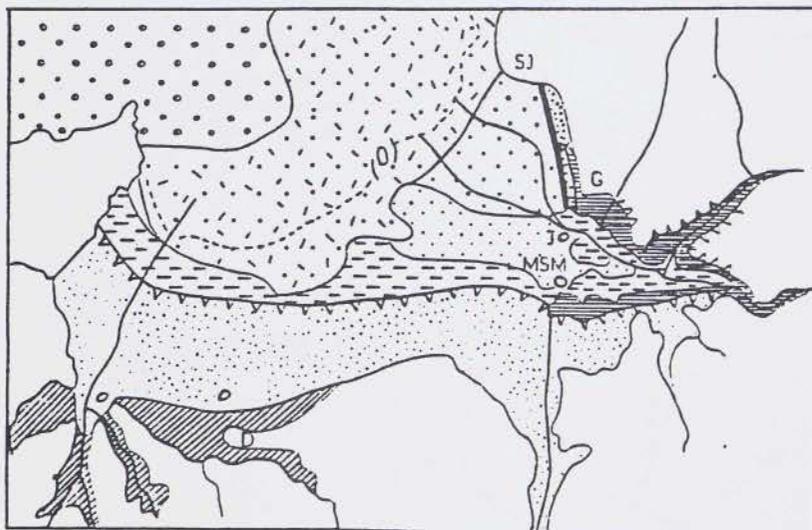
2300 BP





2000 BP

Key p. 271 légende p. 271



1300 AD - 1982 AD

	1		6
	2		7
	3		8
	4		9
	5		10

Key

1 Gravel - 2 Biogenic sands and gravels - 3 Siliceous Sands - 4 Biogenic fine sands - 5 Muddy sands - 6 Sandy muds and muds - 7 White marsh (tangue) - 8 Black marsh (peat) - 9 Sand dune - 10 embankment.

Sédimentation actuelle : d'après Larssonneur, 1973, 1975

1 Graviers et cailloutis - 2 Sables et graviers zoogènes - 3 Sables siliceux - 4 Sables - 5 Sables péliques - 6 Pérites sableuses, pérites - 7 Marais blanc (tangue) - 8 Marais noir (tourbe) - 9 Sable dunaire - 10 digues

- 3 000 B.P. : Pulsation transgressive (3 200 B.P.) qui voit la formation d'un cordons littoral, au Sud-Ouest du Mont Dol et mise en place de tourbières (marais noir).

- 2 300 B.P. : Formation d'un second cordon près du Mont Dol à l'Ouest avec marais lacustre entre les deux cordons. La rivière Guioult (Dol) est détournée de ce fait vers l'Ouest.

- 2 000 B.P. : Fin de la transgression du Dunkerquien I qui pénètre le plus profondément dans les havres et vallées et recouvre la tourbe à l'Ouest ; les sédiments de schorre s'étendent et atteignent l'altitude des plus hautes mers actuelles (dans les vallées et havres). Le processus de transformation du sol podzolique sur Sables de couverture en tourbe et alios se poursuit en liaison avec la montée du niveau des eaux pendant tout le Flandrien.

- 1 300 A.D. à 1 982 A.D. : Dans les havres (Saint-Jean) une plaine dunaire à niveaux tourbeux (époque romaine, VIème siècle A.D. ? XIIIème siècle) recouvre une bonne partie des tangues du Dunkerquien I (Prigent *et al.*, 1981) empêchant les transgressions du Dunkerquien II et III de pénétrer profondément. A l'Ouest formation du cordon actuel. Au XIIIème siècle forte poussée sur les cordons littoraux au Nord-Est avec couverture définitive de brèches (au Nord de Carolles).

Au Sud et à l'Ouest il n'y a aucune trace de tourbe et de la légendaire forêt de Scissy du VIIIème siècle même dans les zones les plus abritées. A partir du XIIIème siècle ? des digues consolidant un cordon littoral protègent la partie Ouest (digue de la Duchesse Anne) puis plus tardivement l'Est avec création de polders. La sédimentation actuelle se poursuit au rythme d'un million de m³ par an provoquant le remblaiement de la Baie, sédimentation accélérée par l'homme (canalisation du Couesnon, route insubmersible du Mont-Saint-Michel). Le sédiment le plus typique s'appelle la "tangue" grise, litée, sablo-pélagique (15 à 75 %) de particules < 50 microns), très calcaire (40 à 50 %), d'origine essentiellement marine. La sédimentation devient de plus en plus grossière vers le large (Larsonneur, 1973-1975).

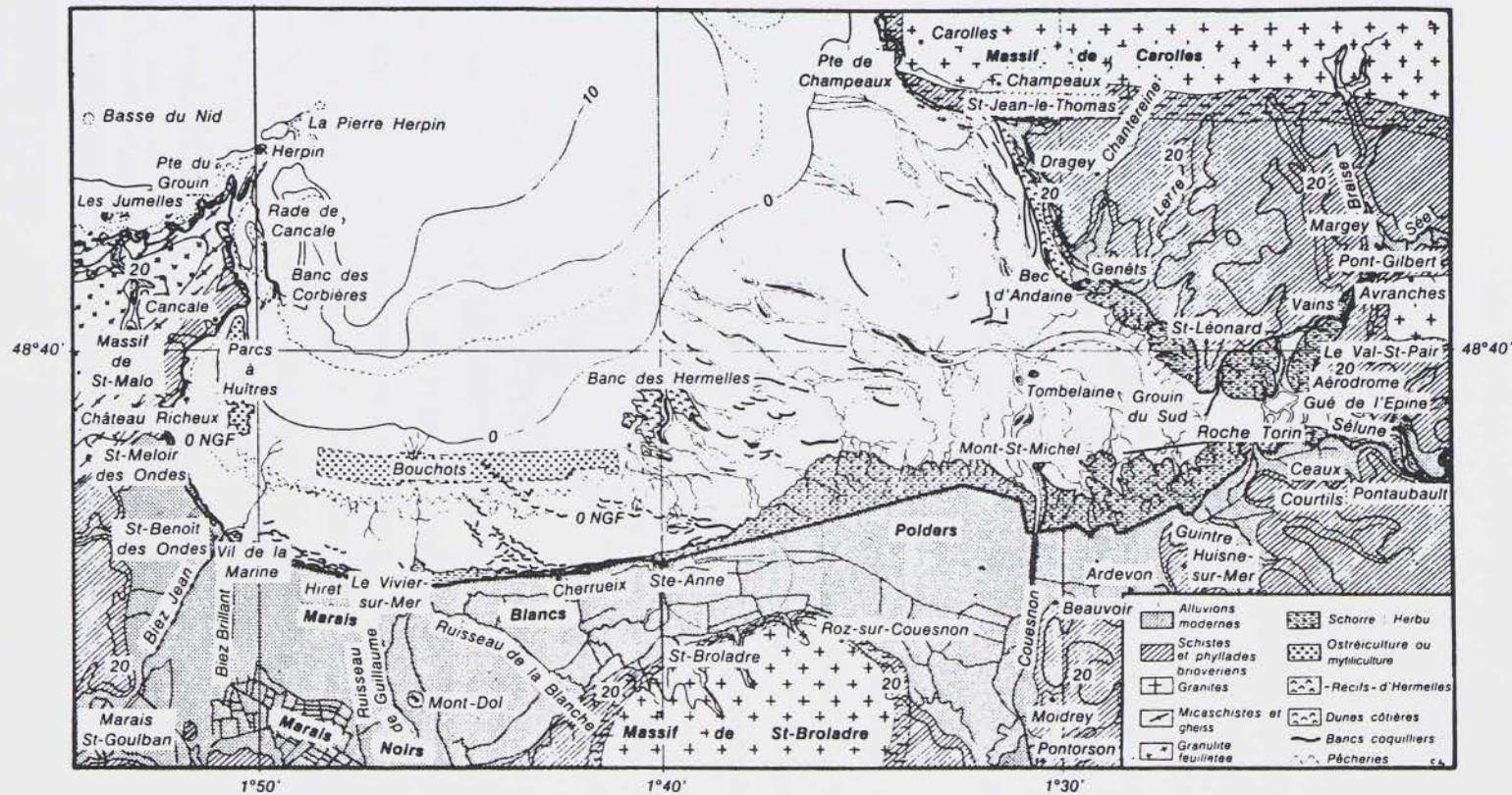


Fig. 1. — Cadre géologique et morphologique de la baie.

Extrait de " Modèle de sédimentation littorale actuelle en zone tempérée. La façade maritime française de l'Atlantique à la Manche " par André KLINGEBIEL et Claude LARSONNEUR, Bull de l'Inst. Géol. Bas. d'Aquit., Bordeaux, 1980, n° 27, p. 113 - 164. Excursion 130A du 26è Congr. Géol. Inter., Paris 1980.

II. LA BAIE DU MONT SAINT MICHEL :

un modèle de sédimentation en zone tempérée.

M. Claude LARSONNEUR

Professeur

Laboratoire de Géologie marine

Université de Caen

La baie du Mont-Saint-Michel occupe le fond du golfe normand-breton dans l'angle formé par la Bretagne et le Cotentin. Dominée à l'Est par l'élégante silhouette du Mont-Saint-Michel, la baie se caractérise par un estran démesurément large, couvrant environ 250 km², prolongé vers l'intérieur de zones conquises et aménagées par l'Homme : Marais de Dol, Polders du Mont-Saint-Michel (fig. 1). L'amplitude de la marée est exceptionnelle, dépassant 15 m en vives eaux.

Le climat de la région est tempéré océanique. Les températures sont modérées et peu contrastées : moyennes mensuelles comprises entre 2 et 20° C ; les pluies sont fréquentes et assez régulièrement réparties (600 à 800 mm par an). Les vents dominants soufflent dans le secteur SW et NW. Trois rivières principales se jettent dans la baie : la Sée et la Sélune à l'Est, le Couesnon au pied du Mont ; leur débit est faible, de l'ordre de 20 m³/s en moyenne. Des ruisseaux de moindre importance débouchent également dans la baie, notamment à l'Ouest.

1 - Histoire de la baie : évolution flandrienne et interventions humaines

La configuration actuelle de la baie ne représente qu'un stade de son évolution postglaciaire marquée par l'accumulation d'un prisme sédimentaire adossé aux premiers reliefs de l'arrière-pays.

Le socle briovérien est recouvert de dépôts continentaux würmiens : coulées limoneuses emballant des cailloutis, boues organiques lacustres, alluvions fluviales. La transgression flandrienne se fait sentir dans les marais de Dol à partir de 8200 B.P. ; en avant se dépose une argile tourbeuse saumâtre équivalente du « Lower peat » des marais hollandais (fig. 2). A la fin du Boréal et durant l'Atlantique, des sédiments intertidaux se mettent en place, d'abord des sables, puis des sablons et des tangues. A partir de la fin de l'Atlantique, les oscillations du niveau marin amènent une sédimentation alternante de tourbes et de sédiments sablo-silto-argileux. Trois lentilles de tourbe ont été reconnues, datées respectivement d'environ 5500 B.P., 3900 B.P et 2300 B.P. Au cours du Subatlantique, la dernière pulsation marine abandonne des tangues dans la région devenue aujourd'hui le « Marais blanc de Dol ». Vers l'intérieur, la zone non submergée à cette époque et alors protégée d'un cordon littoral correspond au « Marais noir ».

La morphologie actuelle de la baie est fortement marquée par les interventions humaines. Dès le XI^e siècle, le cordon littoral protégeant le Marais de Dol fut consolidé, une digue fut ensuite construite puis on s'attacha au dénoisement des marais en canalisant les rivières et en implantant un important réseau de drainage. Les travaux furent en majeure partie exécutés entre 1850 et 1950. Durant le même temps, suite au colmatage de la baie, les concessions accordées aux abords du Mont permirent la conquête progressive de polders par canalisations et endiguements successifs. Au cours des dernières années, les interventions humaines ont principalement porté sur le domaine inférieur de l'estran avec l'installation de parcs à huîtres et de bouchots à moules tandis que l'on recherchait les moyens de sauvegarder l'environnement maritime du Mont-Saint-Michel fortement menacé d'ensablement.

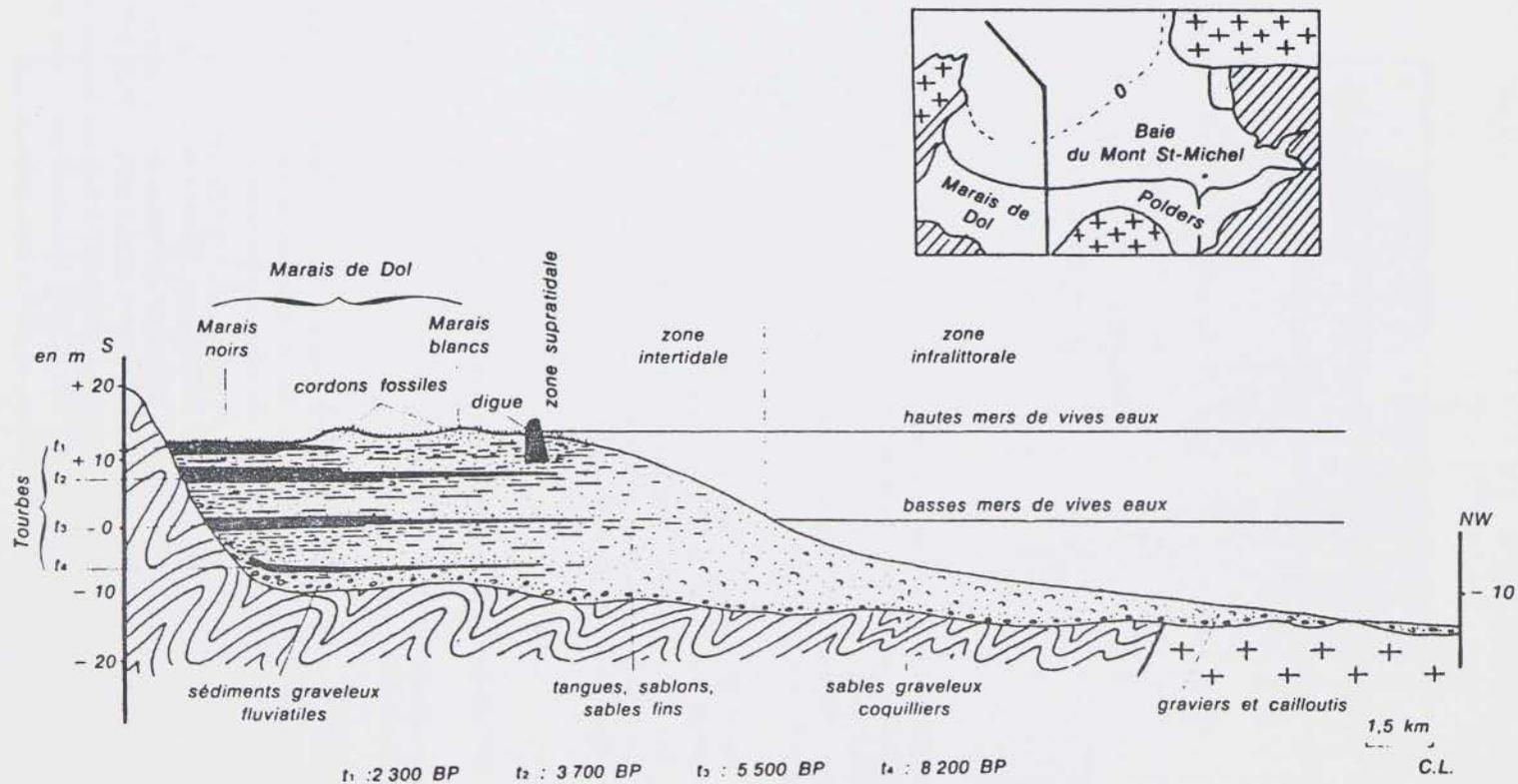
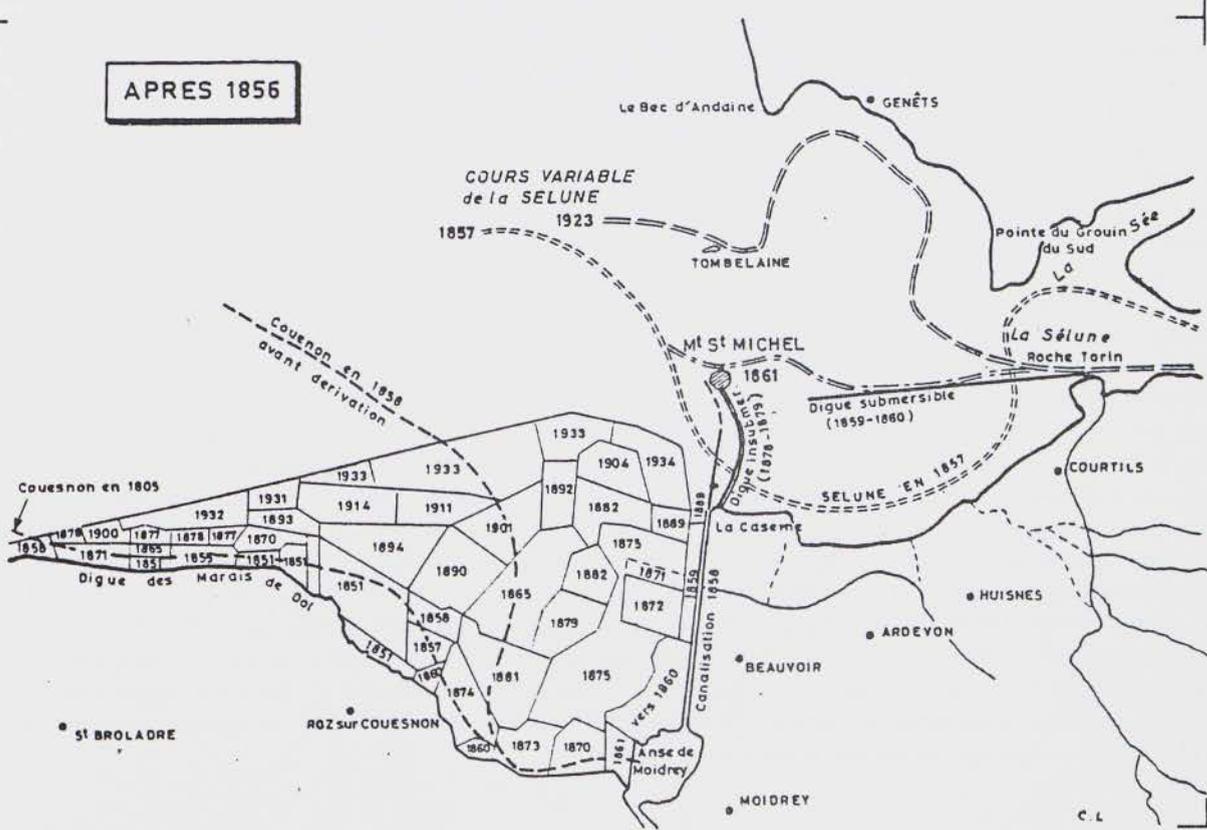
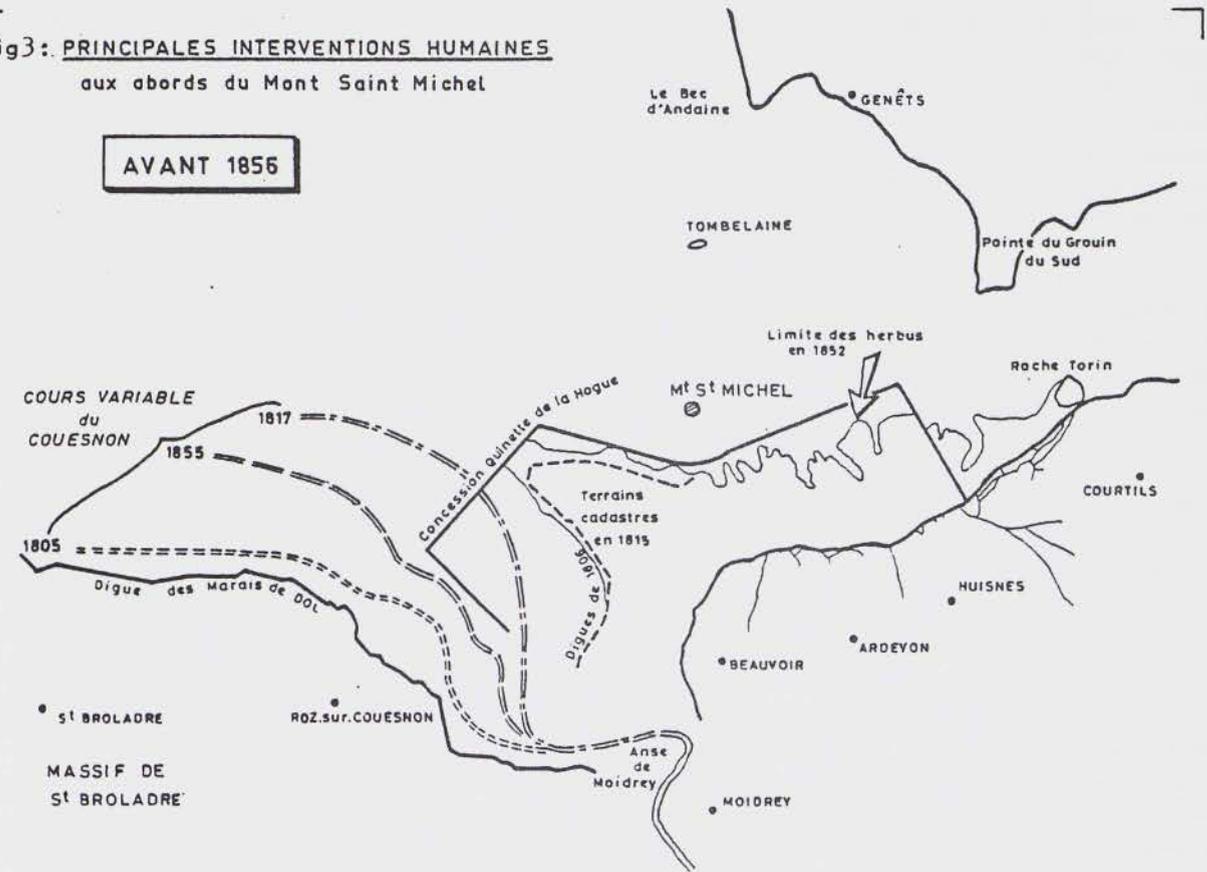


Fig. 2 — Coupe schématique du prisme sédimentaire holocène.

Fig3: PRINCIPALES INTERVENTIONS HUMAINES
aux abords du Mont Saint Michel



2 - Caractères hydrologiques et hydrodynamiques

La température des eaux de la baie du Mont-Saint-Michel varie en moyenne entre 7° C (février) et 18° C (août). La salinité, légèrement plus élevée en été, oscille entre 33 et 35 ‰. La turbidité est forte ; une nappe d'eaux troubles se déplace avec le flux et le reflux depuis le haut-estran jusqu'au niveau de l'isobathe - 3 m environ. Au-delà, la transparence reste faible de telle sorte que les algues photophiles disparaissent en dessous d'une vingtaine de mètres. La marée semi-diurne se caractérise par son exceptionnelle amplitude, dépassant 15 m en vives eaux. Cette particularité résulte de la géométrie côtière avec la presqu'île du Cotentin qui se dresse comme une digue devant l'onde de marée venue de l'Atlantique. Il se forme une onde stationnaire dont l'amplitude est double de celle de l'onde progressive passant au N du Cotentin.

A l'entrée de la baie, en vives eaux, les courants de marée ont une vitesse de l'ordre de 1 m/s. Il s'agit dans l'ensemble de courants alternatifs s'affaiblissant vers l'intérieur de la baie sauf dans les rivières où ils sont chenalisés. Au flot, les vitesses sont comprises entre 0,3 et 0,7 m/s sur les grèves tandis qu'elles peuvent atteindre 2,5 m/s dans les chenaux de la Sélune et du Couesnon. Le jusant se caractérise par des vitesses légèrement plus faibles mais sa durée est plus longue que celle du flot.

Nichée au fond du golfe normand-breton, la baie subit principalement l'influence des vents locaux, notamment des vents de secteur NW venant du large. Les houles sont surtout efficaces sur le littoral sableux du Cotentin au N du bec d'Andaine. Plus au Sud, l'énergie des vagues est en grande partie absorbée par frottement sur le fond. Au Sud-Ouest, près de Cancale, seules les houles de secteur E à NE exercent une action.

3 - Nature et répartition des sédiments (fig. 4)

Les sédiments de la baie s'affinent progressivement du large vers la côte sous l'influence décroissante des courants de marée. Aux dépôts caillouteux des abords du Grouin de Cancale succèdent des sédiments graveleux (entre - 15 m et 0), des sables (bas et moyen estran) puis des sablons se chargeant peu à peu en particules inférieures à 0,05 mm (pélites) à l'approche du rivage. Les dépôts les plus fins se rencontrent sur le haut-estran principalement dans les zones abritées, au Sud de Cancale notamment. La distribution des dépôts est en outre contrôlée par les rivières qui déterminent autant de chenaux de marée. De l'axe du lit vers les berges, au fur et à mesure que l'altitude s'accroît, les sédiments deviennent de plus en plus fins. Au Nord du Bec d'Andaine, l'action dominante des houles se traduit par d'immenses plages sableuses bordées de dunes.

Ce schéma d'ensemble est localement perturbé par des bancs de sable grossier qui progressent peu à peu vers le rivage où ils constituent d'énormes langues coquillières s'avancant sur l'herbu (côte sud). De plus, au large de Cherruix, un bioherme à hermelles (*Sabellaria alveolata*) accompagné d'un banc de sable coquillier forme un énorme brise-lame à l'abri duquel se décantent les suspensions. Les hermelles forment aussi de petites constructions sur le platier rocheux au Sud de Carolles.

Les sédiments renferment une importante fraction carbonatée uniquement faite de débris d'organismes marins. Les sables graveleux du domaine infralittoral sont les plus riches (60 à 85 %). Partant de là, les teneurs s'abaissent progressivement, d'une part vers le large (gravier et cailloutis), d'autre part vers les parties supérieures de l'estran où les dépôts fins, sablo-silto-argileux, contiennent de 40 à 50 % de calcaire. La calcite généralement dominante est accompagnée d'aragonite (5 à 25 %) et de calcite magnésienne surtout abondante dans la partie orientale de la baie (20 à 60 %) où les sédiments se caractérisent également par des teneurs relativement élevées en strontium et en magnésium. La fraction lithoclastique présente des spectres minéralogiques indiquant un triage et des apports marins. Ainsi, les sables sont-ils riches en grenats venus du large. Quant à la hornblende, de provenance identique, elle se concentre dans les sédiments fins du fond de la baie en raison de sa flottabilité plus grande. Des apports locaux existent néanmoins ; ils résultent notamment du remaniement de limons quaternaires et sont alors caractérisés par le zircon. L'illite et la kaolinite sont les minéraux cardinaux des cortèges argileux (80 %) qui, à l'échelle du golfe normand-breton, sont très homogènes. Ils sont accompagnés de chlorite et d'interstratifiés : illite-chlorite, illite-vermiculite principalement. Suite aux apports variés et au brassage des suspensions à l'échelle régionale, il n'y a pas de lien direct entre les cortèges argileux des dépôts marins et ceux des formations continentales locales.

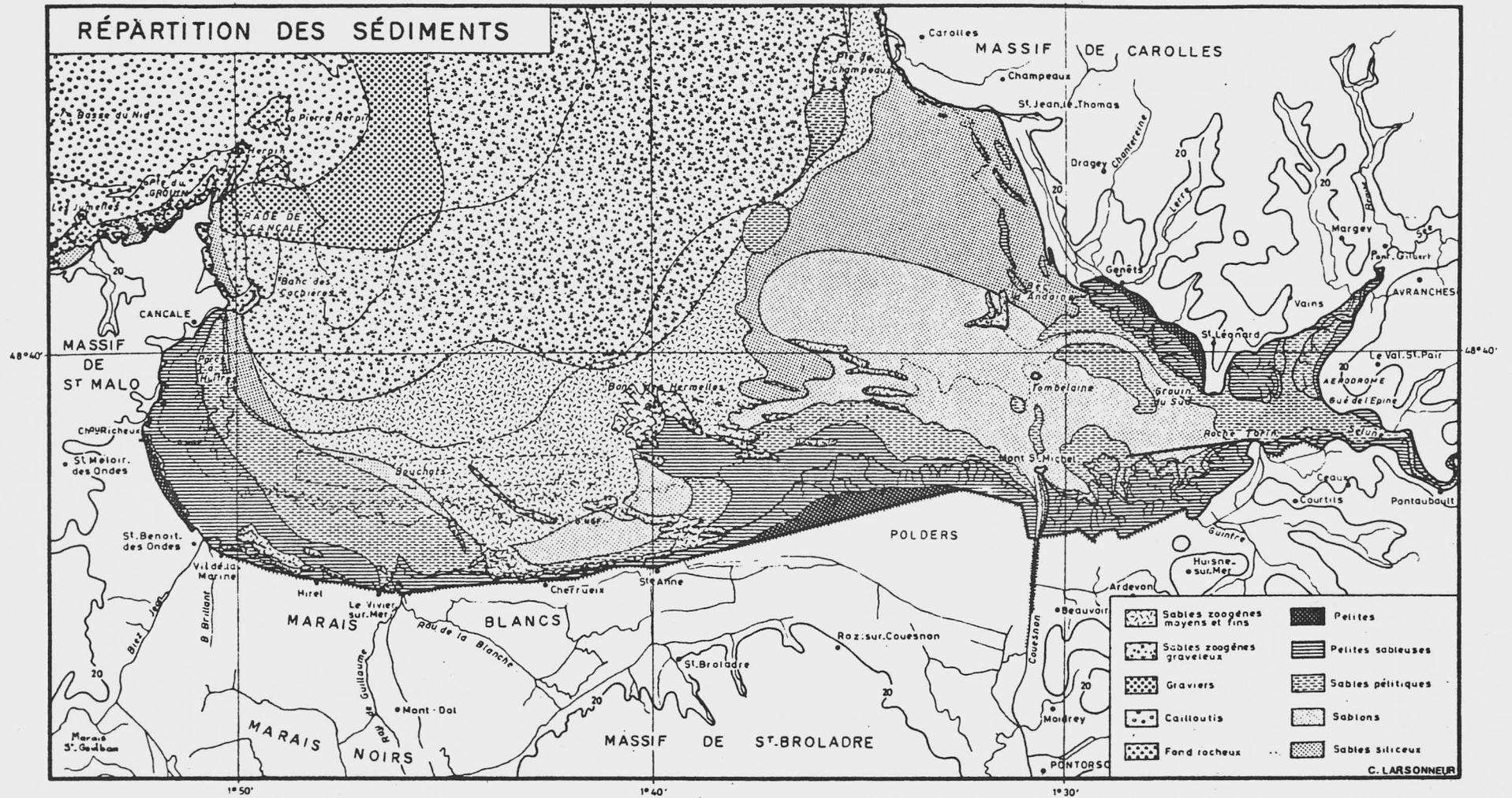


Fig. 4 - Répartition des sédiments

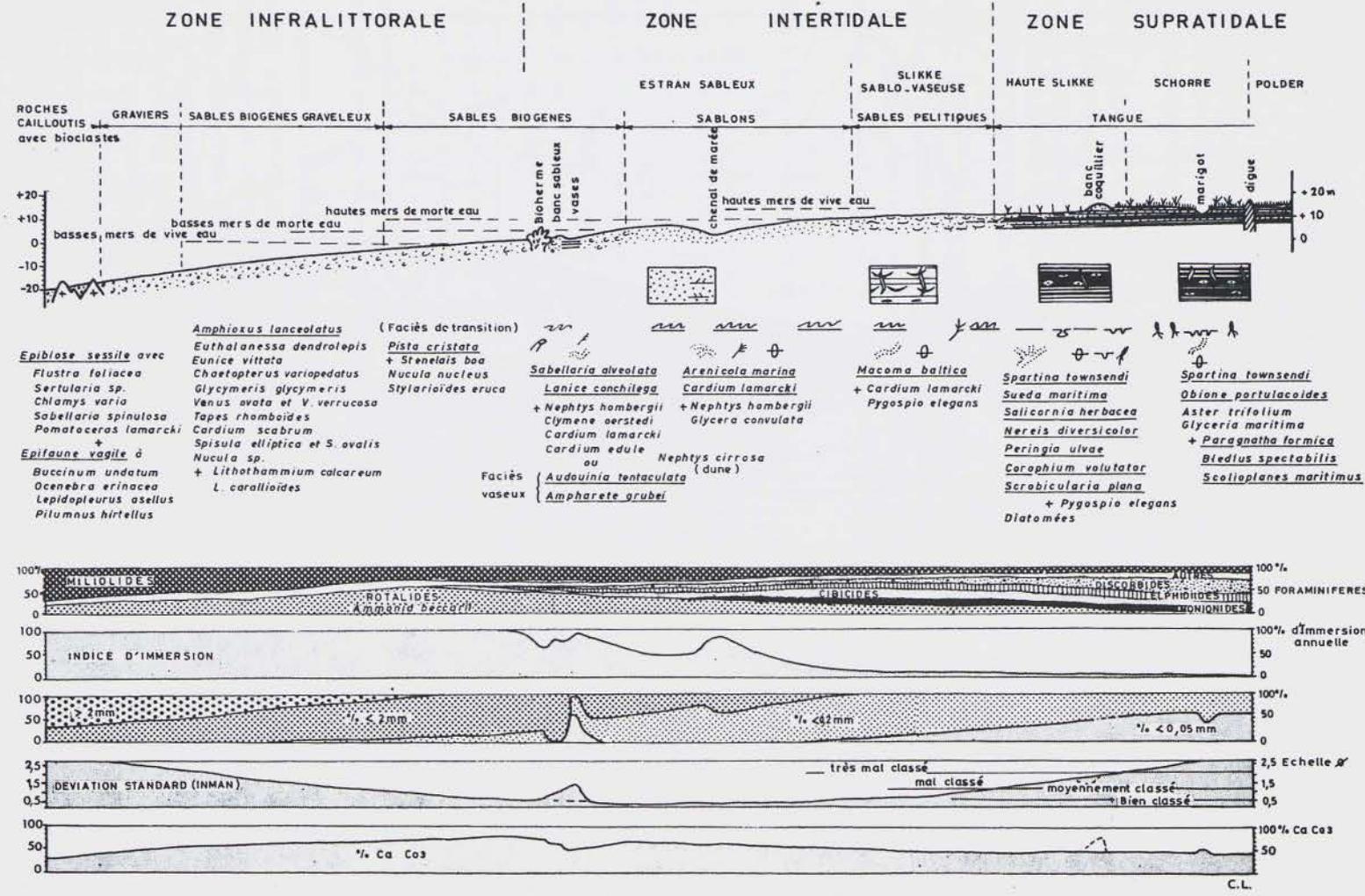


Figure 5

4 - Principaux environnements sédimentaires

La distribution graduelle des dépôts engendre une série d'environnements sédimentaires dont les termes s'enchaînent régulièrement depuis la côte vers le large, soit de la zone supratidale au domaine infralittoral. La figure 5 illustre la *séquence-type* définissant les principaux paramètres qui caractérisent les faciès successifs.

4a - La zone supratidale

Située dans la baie au-dessus de + 12 m, cette zone correspond au schorre (ou herbu) et à la haute slikke. Elle est recouverte par 30 % des marées environ (marées supérieures au coefficient 85) et colonisée par des plantes halophiles dont la densité croît vers le schorre (*Spartina townsendi*, *Salicornia herbacea*, *Sueda maritima*, *Obione portulacoides* notamment). La faune est pauvre. La tange est le dépôt caractéristique de cette zone montrant en outre d'énormes bancs coquilliers accumulés par les tempêtes. Le matériel de ces bancs, entièrement allochtone (mollusques essentiellement), provient des étages médio et infralittoraux. Les coquilles aplaties présentent parfois une disposition verticale acquise en milieu turbulent.

La tange est un sédiment détritique, particulier au golfe normand-breton, gris, lité, sablo-silto-argileux (15 à 75 % de particules inférieures à 0,05 mm), riche en calcaire (40 à 50 %), d'autant plus fin que sa position est élevée. C'est un dépôt semi-perméable peu cohérent et thixotropique d'où la formation de lises. Il présente fréquemment une structure laminaire avec alternance de lits grossiers et de lits fins millimétriques. Les lits grossiers, plus clairs, riches en sablons, se caractérisent par un granoclassement vertical qui aboutit au lit fin, sombre et homogène. Une discontinuité sépare le lit fin du lit grossier sus-jacent. Les tangues fines présentent également des structures lenticulaires et les tangues grossières des structures en flammèches (flaser-bedding), tandis qu'au niveau du schorre s'observent des coupes perturbées par la végétation et localement des structures de charge. C'est un sédiment très favorable à la formation de multiples figures de surface, mécaniques et biologiques, et à leur conservation. Il constitue un matériel de choix pour l'étude des figures et structures sédimentaires. La tange fut intensément exploitée jadis comme amendement sur les sols siliceux de la région.

4b - La zone intertidale

C'est l'essentiel de la zone de balancement des marées avec ses vastes grèves sableuses à sablonneuses passant progressivement aux tangues dans la partie supérieure de l'estran. On distingue successivement :

- *La slikke sablo-vaseuse*. C'est la zone recouverte par 30 à 60 % des marées et située entre + 10,5 et + 12 m. Les dépôts qualifiés de tangueux contiennent de 5 à 15 % de particules fines mélangées aux sablons ou concentrées en lits minces, discontinus, donnant alors des structures du type «flaser-bedding». Ils sont principalement peuplés de *Macoma baltica*, *Cardium lamarck*, *Corophium volutator* et sont affectés de rides de faible amplitude, linguoïdes surtout. De petits volcans de boue résultant du drainage par puits verticaux s'y observent localement, de même que des «sand-domes», des «curls» ou diverses formes sculptées par le vent en mortes eaux.

- *L'estran sablonneux*. Il occupe la partie moyenne des grèves couvrant de vastes surfaces dans la zone estuarienne de la baie, aux abords de Tombelaine et du Mont-Saint-Michel. Le sablon est un sédiment fin (médiane inférieur à 0,2 mm), meuble à l'état sec, non lité, bien trié, contenant environ 50 % de calcaire. Il est peuplé d'*Arenicola marina* et de *Cardium lamarcki* principalement. En surface, à marée basse, il présente des champs de rides très variés, spécialement sur le bord des chenaux où la forte teneur en eau le rend thixotropique. Les célèbres sables mouvants de la baie du Mont-Saint-Michel sont aussi bien des tangues que des sablons, voire des sables biogènes.

- *L'estran sableux*. C'est la partie inférieure de l'estran où la turbulence croissante du milieu se traduit par une élévation du grain moyen des dépôts à dominante organogène (60 à 70 % de calcaire). *Arenicola marina* et *Lanice conchilega*, en pleulements serrés, caractérisent cette zone montrant comme la précédente une grande diversité de figures mécaniques. Localement, le matériel coquillier s'y concentre en bancs allongés soumis à la dynamique des houles. A ce niveau, au Nord de la Chapelle - Ste Anne, prend place le *banc des hermelles*, bioherme construit par des *Sabellaria alveolata*, annélides polychètes sédentaires aux tubes arénacés jointifs. Les hermelles s'installent sur un substrat sableux fixé par les lanices (*Lanice conchilega*), elles forment des blocs de 0,5 à 1 m de haut couvrant environ 4 km². L'établissement et le développement de cette formation récifale, l'une des plus importantes d'Europe, semblent dus au régime

hydrodynamique qui règne dans cette partie de la baie. Le banc des hermelles, situé à plus de 4 km de la côte, n'est accessible qu'en marées de vives eaux. On prendra plus aisément contact avec ce type de construction en visitant le platier rocheux de Carolles où se développent quelques buissons à *Sabellaria alveolata*.

4c - La zone infralittorale

Au voisinage des basses mers les sables biogènes fins à moyens sont relayés par des sables biogènes graveleux (plus de 15 % de particules supérieures à 2mm) largement répartis en domaine subtidal. Au-delà, viennent les dépôts graveleux puis caillouteux laissant çà et là affleurer le substrat rocheux. Les fonds sablo-graveleux sont abondamment peuplés de bivalves, des lithothamniées s'y développent localement. Une épifaune abondante vit sur les sédiments grossiers.

Remarque

La zone située au voisinage des basses mers est caractérisée aujourd'hui par le développement important de l'ostréiculture et de la mytiliculture. De création récente, la mytiliculture est devenue la première activité de la baie avec une production de l'ordre de 5000 tonnes par an, soit 10 % de la production française.

4d - Autres environnements sédimentaires

A l'Est, aux abords du bec d'Andaine, s'observe le passage des tangues du domaine estuarien aux plages sableuses bordées de dunes qui se développent plus au Nord. Ce lieu de rencontre entre une zone où dominent les courants de marée et un domaine où les houles sont prépondérantes présente des placages de tange mis en place dans des dépressions de la plage ce qui donne naissance à des dépôts stratifiés variés.

A l'Ouest, au Sud de Cancale, la faible turbulence des eaux engendre une sédimentation vaseuse répartie sur la majeure partie de l'estran. Les dépôts fins à très fins, gorgés d'eau, non lités, sont sillonnés de larges chenaux (1m de large) perpendiculaires à la côte. Ils sont abondamment peuplés de *Néréis diversicolor* et de *Scrobicularia plana* donnant de multiples traces superficielles en rosette.

5 - Bilan sédimentaire

L'origine marine du matériel sédimentaire, la progression récente des polders et des herbues soulignent la tendance générale au colmatage de la baie amorcée au début du Flandrien.

Différentes méthodes ont permis d'évaluer les apports annuels. En premier lieu l'estimation du volume de sédiments accumulés depuis 8000 ans conduit à un chiffre de 1 million 250 000 m³ par an en moyenne, répartis sur l'ensemble de la baie. On aboutit à une valeur comparable en évaluant la masse des dépôts accumulés au niveau des polders, de part et d'autre du Couesnon, depuis sa canalisation (1857). Des études hydrologiques réalisées dans la petite baie c'est-à-dire dans la zone estuarienne située à l'Est d'une ligne bec d'Andaine-Chapelle Ste Anne, montrent que chaque marée apporte environ 2000 m³ de sédiments. Cet apport représente environ 3 % du matériel transporté en suspension, il se traduit par un bilan annuel de 1 million 500 000 m³. La comparaison de levés topographiques récents conduit enfin à des résultats similaires pour la petite baie, soit un million de m³ par an ce qui se traduit par des exhaussements atteignant localement 1 à 3 m en 15 ans. Toutes les méthodes d'estimation utilisées indiquent donc un bilan sédimentaire positif, de l'ordre de 1 million de m³ réparti dans une zone plus ou moins grande. En ne considérant que la petite baie où les évaluations précises concernent une période récente, le volume d'apports considéré représente une épaisseur annuelle de près de 2 cm. En réalité, les dépôts sont très inégalement répartis se localisant principalement sur le haut des grèves où le taux de sédimentation peut atteindre 5 à 10 cm par mois, soit 1 m par an !. Ces valeurs sont confirmées par les observations faites à partir de niveaux repères affectés par le gel en précisant que la vitesse de dépôt diminue au fur et à mesure que le sol s'élève. Les divagations des rivières engendrent des érosions parfois spectaculaires mais elles ne compensent pas les apports. Devant ces résultats on constate qu'anciennement, le volume annuel des extractions de tange qui atteignait dans la petite baie 500 000 à 600 000 m³ contribuait largement à l'équilibre sédimentaire du milieu.

6 - L'insularité du Mont

Les sédiments apportés au fil des marées se concentrent tout particulièrement au Sud-Est de la baie, aux abords du Mont-Saint-Michel dont ils menacent aujourd'hui l'insularité. Dans ces parages, les travaux de canalisation et d'endigage ont favorisé les atterrissements, les herbues progressent de part et d'autre du Mont, dans un mouvement de tenaille risquant de se fermer au Nord, en direction de Tombelaine.

Suite à d'importantes études en nature, des recherches sur modèle réduit ont été entreprises au Laboratoire Central d'Hydraulique de France (Maisons-Alfort). Les travaux ont duré plus d'un an permettant de tester plusieurs aménagements en les projetant dans l'avenir. Si à long terme l'ensablement de la baie paraît inéluctable, il est possible, à moyen terme, d'améliorer l'environnement maritime du Mont-Saint-Michel en favorisant les processus d'érosion. Les principales mesures envisagées sont les suivantes :

- Aménagement du barrage du Couesnon en rétablissant d'importants volumes oscillants dans la rivière et en mettant en place un système de chasse au jusant.
- Construction d'un ou deux bassins réservoirs à l'Est du Mont pour réaliser des chasses au jusant en vue de dégager les abords.
- Coupure partielle de la digue-route afin de favoriser l'érosion autour du Mont ; un autre accès devrait être construit.
- Coupure partielle de la digue de Roche Touin, à l'Est, pour permettre la divagation de la Sélune vers le Sud et entraîner des érosions.

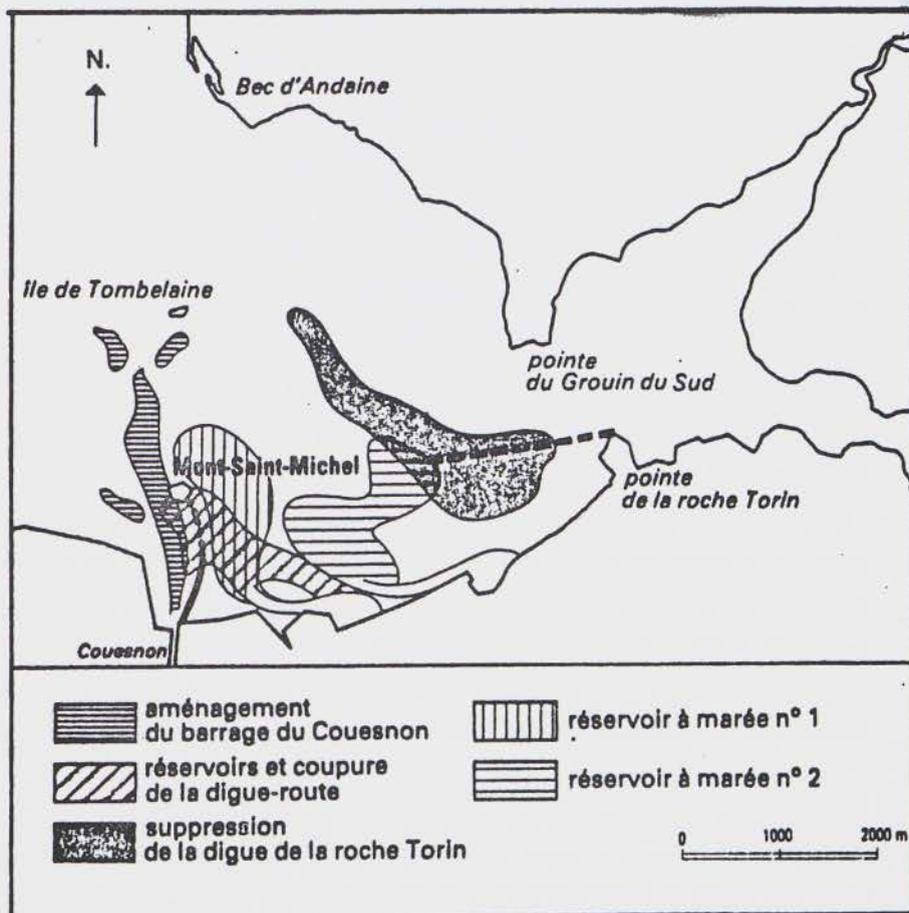


Fig. 6 .- Actions érosives des différents aménagements prévus aux abords du Mont Saint-Michel (C. Migniot)

Nous ignorons la suite qui sera donnée à ces projets onéreux ; ce que le modèle réduit nous enseigne c'est qu'en 1991 les herbues auront considérablement progressé suite à des atterrissements de l'ordre de 15 millions de m³ dans la petite baie. Le Mont-Saint-Michel ne sera plus entouré d'eau que par 8 % des marées, aujourd'hui il l'est encore par 30 % des marées et les travaux envisagés permettraient d'atteindre 60 à 70 %.

L'étude de la baie peut être réalisée aux sites suivants :

- Mont Dol : Vue d'ensemble de la baie - Aperçu historique
- La Larronnière : Environnements sédimentaires : séquence-type.
- Château-Richeux : Faciès vaseux du SW de la baie
- Le Mont-Saint-Michel : Vue d'ensemble sur la partie estuarienne de la baie ou petite baie
- Le Grouin du Sud - Gué de l'Épine : La tange et le sablon : figures et structures sédimentaires
- Le Bec d'Andaine : Zone de transition entre le milieu estuarien et les plages sableuses du Nord : figures et structures sédimentaires
- Carolles : Platier rocheux et constructions à hermelles.

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

- BAJARD J. (1966).- Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la baie du Mont-St-Michel. Rev. Géog. phys. et Géol. dyn., Paris N.S., vol. VIII (1), p. 39-121.
- GIRESSÉ P. (1969).- Essai de sédimentologie comparée des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. Thèse Caen, 730 p., 192 fig. ronéot.
- LANG J, LUCAS G. et MATHIEU R. (1973).- Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-St-Michel. Rev. des Sc. de la Terre, Nancy, t. XVIII, n^o 1, p. 19-78 ;
- LARSONNEUR C. (1973).- Tidal deposits, Mont St Michel bay, France. R. Ginsburg - Ed., Springer - Verlag. New-York, p. 21-30 ;
- LARSONNEUR C. et DORE F. (1975).- Normandie : baie du Mont-St-Michel et Massif Armoricaïn 9^o Cong. inter. Sédim. ; Nice 1975, Excursion n^o 1, 128 p.
- LARSONNEUR C., VASLET V., AUFFRET J.P. (1978).- Carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/500.000^o. BRGM. Ed. Orléans, sous presse.
- MATHIEU K. (1966).- Contribution à l'étude du domaine benthique de la baie du Mont-St-Michel. Thèse Paris, 287 p. ronéot.
- MORZADEC M.J. (1974).- Variations de la ligne de rivage armoricaïn au quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, 17, 208 p.
- PHILIPPONNEAU M. (1956).- La baie de Mont-St-Michel : étude de morphologie littorale. Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, t. 11, p. 1-125.
- LABORATOIRE CENTRAL D'HYDRAULIQUE DE FRANCE (1971-1977).- La baie du Mont-St-Michel : études sédimentologiques et hydrologiques - Rapports inédits. Maison Alfort.

Cette synthèse correspond au film couleurs, 16 mm, présenté et réalisé par C. Larsonneur. Il s'agit d'une production du Service du Film de Recherche Scientifique, 96 Bd Raspail, Paris, qui en assure également la diffusion près des Universités et des organismes de recherche.

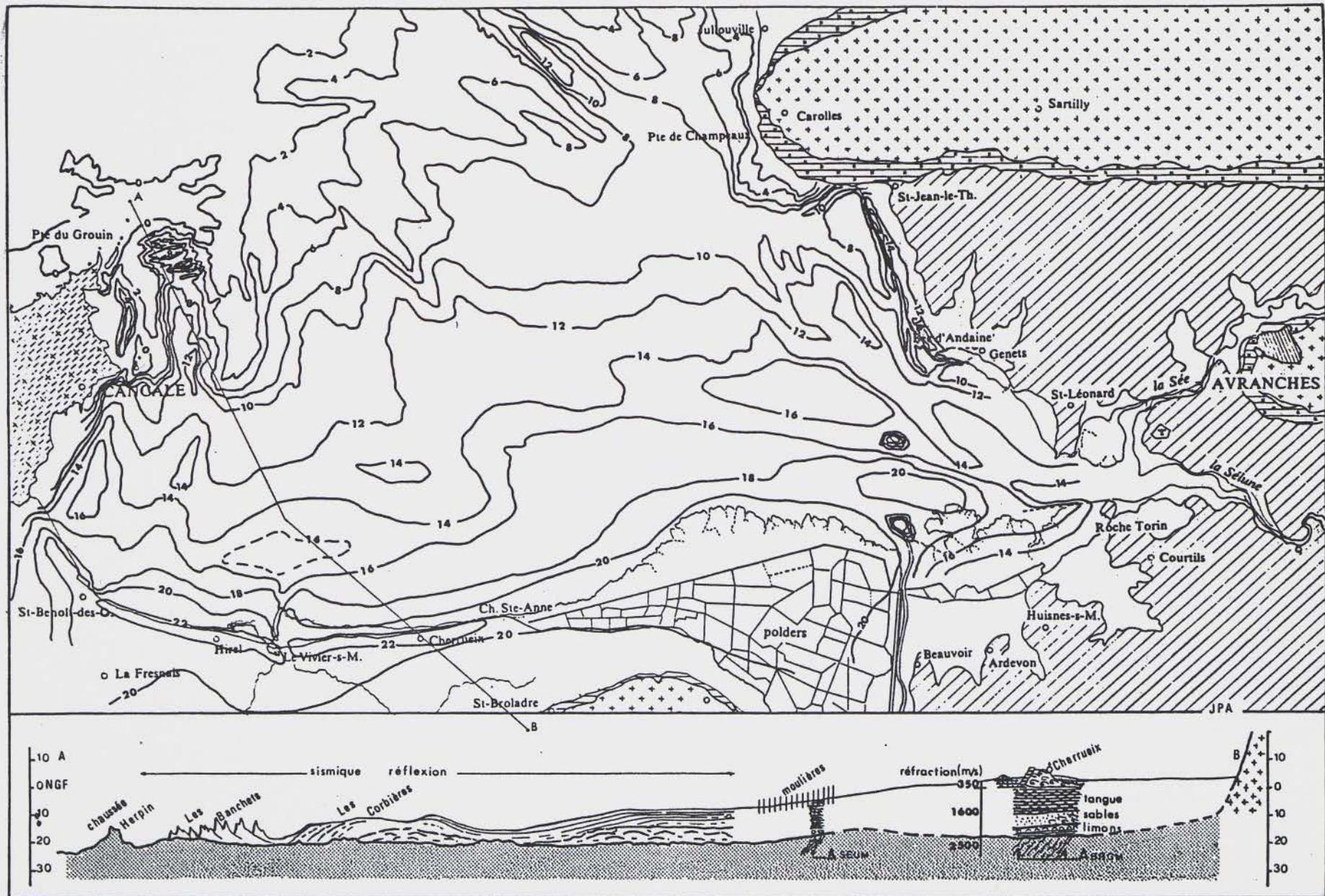


Figure 7 - Carte des courbes isopaques des sédiments de la Baie du Mont Saint-Michel (d'après J.P. Auffret)

BIBLIOGRAPHIE

ALDUC D., AUFFRET J.P., CARPENTIER G., LAUTRIDOU J.P., LEFEBVRE D. et PORCHER M., 1979 - Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche orientale. Bull. A.G.B.P., vol. 16, n° 2, p. 27-34

ANKETELL J.M., CEGLA J. and DZULYNSKI S., 1970 - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ann. Soc. Geol. Pologne, Krakow, vol. 40, n° 1, p. 3-30

AZAM A., 1932 - Les limons de Basse-Normandie. Revue géographique, T. XI, Fasc. I, 95 p.

BALESCU S., 1986 - La minéralogie des loess du Nord de la France et la position stratigraphique des paléosols intraloessiques. N° spécial Bull. Ass. Fr. Etude Quat., 22e Congrès Préhistorique de France (Lille, Septembre 1984) : chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest (in press)

BALESCU S., DUPUIS Ch. and QUINIF Y., 1986 - Paleogeographical and stratigraphical inferences from thermoluminescence properties of Saalian and Weichselian loesses of Northwestern Europe : "Ancient TL", vol. 4, n° 1, p. 16-23 (Angleterre)

BALESCU S., DUPUIS ch. et QUINIF Y., 1986 - La thermoluminescence du quartz : un marqueur stratigraphique des loess saaliens et weichséliens du N.W. de l'Europe. C.R. Acad. Sci. (Paris), T. 302, série II, n° 12, p. 779-784

BALESCU S. and HAESAERTS P., 1984 - The Sangatte raised beach and the age of the opening of the Strait of Dover. Geol. en Mijnbouw, 63, p. 355-362

BEDEN M. et DESCOMBES J.C., 1982 - La faune mammalogique de Tourville-la-Rivière. In "Quaternary Excursion in Normandy", livret-guide de l'excursion en Normandie de l'I.G.C.P. 24, Quaternary glaciations in the northern hemisphere. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, 26 additif 1, p. 143-147

BIGOT A., 1886 - Récentes découvertes d'objets préhistoriques aux environs de Caen. Bull. Soc. Linn. Normandie, 3e série, vol. 10, p. 183-187

BIGOT A., 1894 - Sur le Quaternaire des environs de Caen. Bull. Soc. Normande d'Etudes préhistoriques, T. II, p. 58-64

BIGOT B. et MONNIER J.L. - Stratigraphie et sédimentologie des loess récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude des coupes de Sables-d'Orles-Pins et de Port-Lazo (Côtes-du-Nord). Bull. Ass. fr. Et. Quat. (in press)

BIQUAND D. et LAUTRIDOU J.P., 1979 - Détermination de la polarité magnétique des loess et sables pléistocènes de Haute-Normandie : premiers résultats. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 1-2, p. 75-81

BORDES F., 1954 - Les limons quaternaires du bassin de la Seine. Stratigraphie et archéologie paléolithique. Archives Institut Paléontologie humaine, mém. 26, Paris, Masson, 472 p.

BORDES F., 1963 - Les loess de Goderville (Seine-Martime) et la stratigraphie du Quaternaire récent. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), 5, p. 443-445

BOURDIER F., 1969 - Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris, 21, p. 169-220

BOURDIER F. et LAUTRIDOU J.P., 1974 - Quaternaire et Paléolithique des Bassins de la Somme et de la Basse-Seine. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 101-277

BREBION Ph., BUGÉ E., FILY G., LAURIAT A., MARGEREL J.P. et PAREYN C., 1974 - Le Quaternaire ancien de St-Nicolas-de-Pierrepont et de St-Sauveur-de-Pierrepont (Manche). Bull. Soc. Linn. Normandie, n° 104, p. 70-106

CALLOW P. and CORNFORD J. - La Cotte de St-Brelade, Jersey : Excavations, by C.B.M. McBurney. Geobooks, Norwich (in press)

CARPENTIER G., 1981 - Le gisement paléontologique de Tourville-la-Rivière. Premières approches. Bull. Soc. Et. Préhist. et Sci. Nat., Muséum d'Elbeuf, p. 77-86

CARPENTIER G. et HUAULT M.F., 1984 - Analyse pollinique d'un coprolithe de hyène trouvé dans les formations alluviales saaliennes de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime). Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29, p. 49-55

CARPENTIER G. et LAUTRIDOU J.P., 1984 - Tourville, la basse terrasse de la Seine. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., n° 26, p. 31-34

CHANCEREL A., 1985 - Le Val de Seine d'Elbeuf à Caudebec-en-Caux. Evolution morphologique. Thèse 3ème cycle, Paris VII, 316 p.

CHANCEREL A., 1986 - Le système des nappes alluviales de la Seine en aval de Rouen. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 31, (Travaux Groupe Seine 2), p. 73-82

CHANCEREL A., 1986 - Les poches en chaudron dans la basse vallée de la Seine : un état de la question. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 31 (Travaux Groupe Seine, 2) p. 83-104

CHAVAN A. et COATMEN J., 1943 - Etude paléontologique et stratigraphique du havre de Blainville-sur-Mer (Manche). Bull. Soc. Géol. France, vol. 5, n° 13, p. 159-176

CHEDEVILLE P.J., 1895 - Recherches préhistoriques et géologiques sur la station paléolithique et le dépôt quaternaire ou pléistocène de St-Pierre-lès-Elbeuf. Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Elbeuf, 14ème année, p. 62-89

CLET M., 1980 - La séquence wurmienne dans les heads du Nord Cotentin (Manche). Mém. Muséum Hist. Nat., Paris, B, n° 27, p. 108-122

CLET M., 1984 - Le Pléistocène inférieur en Normandie : description d'un sondage, Le Bosq d'Aubigny (Manche). Rev. Paléobiologie, vol. spéc., p. 41-53

CLET-PELLERIN M., 1983 - Le Plio-Pléistocène en Normandie. Apports de la palynologie. Thèse 3ème cycle, mention Géologie, Caen, 135 p.

CLET M., HUAULT M.F., LARSONNEUR Cl. et PELLERIN J., 1976 - La basse vallée de l'Orne, le remblaiement périglaciaire et post-glaciaire, l'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation. Bull. Soc. Linn. Normandie, vol. 105, p.23-44.

CLET M., LAUTRIDOU J.P. et DELIBRIAS G., 1981 - Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la Baie du Mont-St-Michel. Bull. Soc. Linn. Normandie, vol. 109, p. 3-20

CLET M., COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P., LEBRET P., OZOUF J.C. et VAN VLIET-LANOË B., 1986 - Les oscillations climatiques en Normandie entre 125 000 BP et le maximum glaciaire. Bull. Ass. fr. Et. Quat. (in press)

COOPE G.R., DICKSON J.H., JONES R.L. and KEEN D.H., 1986 - Late Pleistocene paleoenvironments of the Channel Islands and Lower Normandy. Bull. Ass. fr. Et. Quat. (in press)

COOPE G.R., DICKSON J.H., JONES R.L. and KEEN D.M., 1986 - The Late Pleistocene Flora and Fauna of the Cotentin Peninsula, Normandy. Phil. Trans. R. Soc. London, sers B (in press)

COOPE G.R., JONES R.L. and KEEN D.H., 1980 - The paleoecology and age of peat at Fliquet Bay, Jersey, Channel Islands. J. Biogeogr., 7, p. 187-195

COOPE G.R., JONES R.L., KEEN D.H. and WATON P.V., 1985 - The flora and fauna of Late Pleistocene deposits in St-Aubin's Bay, Jersey, Channel Islands. Proc. Geol. Assoc. London, 96 (4), p. 315-321

COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C. et PELLERIN J., 1970 - Les loess de la Campagne de Caen. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 8, 30 p.

COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C., PELLERIN J. et CLET M., 1979 - Dynamique et stratigraphie des heads de La Hague (Basse-Normandie). Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 24, p. 131-158

COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P. et PELLERIN J., 1969 - Les types de limon et leur répartition dans la Campagne de Caen. Mém. h.s. Soc. Géol. Fr., n° 5, p. 57-62

COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C. et PELLERIN J., 1981 - Le Quaternaire marin et continental du Cap Lévi et de ses abords (Fermanville, Manche). Bull. Soc. Linn. Normandie, vol. 108, p. 7-22

COUTARD J.P. et LAUTRIDOU J.P., 1974 - Le Quaternaire de Grandcamp (Calvados). Loess et plages marines normanniennes. Un problème de datation. Bull. Soc. Linn. Normandie, vol. 104 (1973-1974), p. 136-144

COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P., LEFEBVRE D. et CLET M., 1979 - Les bas-niveaux marins éémien et pré-éémien de Grandcamp-les-Bains. Bull. Soc. Linn. Normandie, vol. 107, p. 11-20

COUTIL *et al.*, 1983 - Résumé des recherches préhistoriques en Normandie. Départements de l'Eure et de la Seine-Inférieure. Période paléolithique. Bull. Soc. Norm. Et. Préhist., 1, p. 34-140

DANGEARD L., 1936 - Sur la définition d'un étage normannien. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 164-166

DAVIES K.H., 1983 - Amino-acid analyses of Pleistocene Mollusca from the Gower Peninsula. Nature, n° 302, p. 137-139

DAVIES K.H. and KEEN D.H., 1985 - The age of Pleistocene marine deposits at Portland, Dorset. Proc. Geol. Ass. London, 96 (3), p. 217-225

DESCOMBES J.C., 1980 - La première faune rissienne de la basse vallée de la Seine. Implications biostratigraphiques et paléoécologiques. Thèse géologie, Poitiers, 206 p.

DESCOMBES J.C., 1983 - Etude paléontologique du gisement pléistocène moyen de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime, France). Bull. Ass. fr. Et. Quat., 4, p. 161-169

DEWOLF Y., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P. et VAZART M., 1982 - Les loess d'Iville (Eure). Faciès régional de transition entre deux provinces loessiques majeures du Bassin de Paris. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 159-172

DEWOLF Y. et LAUTRIDOU J.P., 1973 - Révision de la coupe de St-Prest (Eure-et-Loir). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 2, p. 55-57

DUPEUPLE P.A., KNUDSEN K.L. et LEFEBVRE D., 1984 - Les renseignements fournis par les foraminifères des terrasses de la Basse-Seine. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29, p. 85-98

ELHAI H., 1963 - La Normandie entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique. Thèse Lettres Paris. Imp. Bière, Bordeaux, 624 p.

ELHAI H. et LARSONNEUR C., 1969 - Dépôts tardiglaciaires et post-glaciaires sur la côte du Calvados. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 2, p. 93-104

FOSSE G., 1980 - Elément récents sur le Paléolithique de Haute-Normandie. In Préhistoire de Normandie, Caen, C.R.D.P., p. 83-91

FOSSE G., 1980 - Le Paléolithique supérieur de Haute-Normandie. Bull. Soc. Normande Etudes préhistoriques et historiques, Rouen, vol. 44, n° 4, p. 23-33

FOSSE G., 1982 - Position stratigraphique et paléoenvironnement du Paléolithique ancien et moyen de Normandie. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 2-3, p. 83-92

FOSSE G., 1984 - Etat des connaissances sur le Paléolithique de la Basse-Seine. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29, p. 121-132

FOSSE G. et LECHEVALIER C., 1979 - Le gisement moustérien d'Epouville (Seine-Maritime) : premiers résultats de deux campagnes de fouilles. Bull. Soc. Préhist. France, Paris, vol. 76, n° 9, p. 269-278

GAQUEREL C., 1983 (1984) - Les formations alluviales de Cléon et Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime) : sédimentation et interprétation dans le cadre quaternaire de la Basse Seine. Thèse 3ème cycle, Rouen, 286 p.

GAQUEREL C., 1984 - Tourville-Cléon : une formation alluviale saalienne complexe. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29 (travaux Groupe Seine, 1), p. 37-49

GERMAIN L., 1907 - Sur quelques mollusques quaternaires de St-Pierre-lès-Elbeuf. Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Elbeuf, 26e année, p. 66-91

GERMAIN L., 1908 - Note complémentaire sur quelques mollusques quaternaires terrestres et fluviatiles de St-Pierre-lès-Elbeuf, 27e année, p. 137-154

GIRESSSE P. et LAUTRIDOU J.P., 1973 - Les formations quaternaires du littoral du golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 2, p. 89-101

GOLBERG P. and FEDOROFF N., 1982 - Comparative micromorphology of two pleistocene paleosols. Catena, 9 (3-4), p. 227-251

GRAINDOR M.J., 1948 - Les limons quaternaires aux environs de Rouen. Annales Agronomiques, Paris, n° 6, p. 2-28

GRAINDOR M.J., 1964 - Le Quaternaire marin de Normandie. Bull. Soc. Géol. Normandie, 54, p. 1-15

GUILLAUME L., 1923 - Sur la présence de gastropodes fossiles dans le loess de Normandie. Bull. Soc. Linn. de Normandie, 7e série, vol. 6, p. 56

HAESAERTS P. et VAN VLIET B., 1973 - Evolution d'un permafrost fossile dans les limons du dernier glaciaire à Harmignies (Belgique). Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3, p. 151-164

HALLEGOUET B. et VAN VLIET-LANOE B., 1986 - Les oscillations climatiques entre 125 000 et la maximum glaciaire d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). Bull. Ass. fr. Et. Quat., (in press)

HELLUIN M., COUTARD J.P., HELLUIN-QUINEJURE E. et OZOUF J.C., 1979 - Vérification expérimentale d'une hypothèse de mise en mouvement de blocs sur une pente soumise à des alternances gel-dégel. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 24, p. 165-176

HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P. et OZOUF J.C., 1977 - Loess et fentes de gel de la briqueterie de Glos près de Lisieux (Calvados). Bull. Soc. Linn. Normandie, 105, p. 45-56

HOMMERIL P. et LARSONNEUR C., 1962 - Observations sur les dépôts quaternaires de la Baie d'Ecalgrain (Manche). Présence d'une tourbe préwurmienne. C.R. Somm. Soc. Géol. France, p. 75-77

HOMMERIL P., MARTIN P. et PUISSEGUR J.J., 1974 - Les nappes alluviales de la Seine à Cléon et leurs intercalations saumâtres. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 202-211

HUAULT M.F., 1977 - L'estuaire de la Seine et la vallée de la Lézarde durant les 8 000 dernières années : évolution de la végétation et variations du niveau marin d'après l'analyse pollinique. Bull. Ass. Géol. Bassin de Paris, 14, 4, p. 35-42

HUAULT M.F., 1977 - L'évolution de la flore quaternaire en Normandie d'après les données palynologiques. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 109-118

HUAULT M.F., 1977 - Géochronologie du Quaternaire récent. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 203

HUAULT M.F. et LARSONNEUR C., 1972 - La baie des Veys et les marais de Carentan : histoire post-glaciaire. Bull. Ass. Géol. Bassin de Paris, n° 33, p. 6-10

HUAULT M.F., 1984 - Palynologie, diatomées. Annexe dans : Lebret P., Masson B. et coll. Le site pléistocène de Tancarville..., 1 p.

HUAULT M.F. et LEFEBVRE D., 1974 - Le post-glaciaire de la Basse Seine : sédiments et chronostratigraphie. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 253-256

HUAULT M.F. et LEFEBVRE D., 1983 - Un dépôt holocène exceptionnel dans la basse vallée de la Seine : la diatomite de La Mailleraye-sur-Seine (France). Bull. Ass. fr. Et. Quat., 4, p. 171-181

HUAULT M.F., LEFEBVRE D., HOMMERIL P., GUYADER J., GIRESSSE P. et LARSONNEUR C., 1974 - L'évolution de la vallée de la Seine depuis la dernière glaciation. Mém. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, Bordeaux, 7, p. 313-319

JAMAGNE M., LAUTRIDOU J.P. et SOMME J., 1981 - Préliminaire à une synthèse sur les variations sédimentologiques des loess de la France du Nord-Ouest dans leur cadre stratigraphique et paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, 23, 2, p. 143-147

JOURNAUX A., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P. and PELLERIN J., 1965 - Distribution, source and age of the loess on the plain of Caen, Normandy, France. In Periglacial volume from Troy L. Péwé, Tempe (USA), p. 303-321

JUVIGNE E. et SEMMEL A., 1981 - Un tuff semblable à l'Eltviller-tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique). Eizs. u. Gegenw., 31, p. 83-90

KEEN D.H., 1978a - A paleolithic flint flake from Noirmont Point. Annu. Bull. Soc. Jersiaise, 22, p. 205-208

KEEN D.H., 1978b - The pleistocene deposits of the Channel Islands. Rep. Inst. Géol. Sci., 78, 26, 14 p.

KEEN D.H., 1980 - Raised beaches and shore platforms in the Channel Islands. Brighton Poly. Geogr. Soc. Mag., 7, p. 10-18

KEEN D.H., 1982 - Late Pleistocene land Mollusca in the Channel Islands. J. Conch., London, 31, p. 57-61

KEEN D.H., 1986 - A cold climate molluscan fauna from Portelet, St-Brelade. Ann. Bull. Soc. Jersiaise (in press)

KEEN D.H., HARMON R.S. and ANDREWS J.T., 1981 - U. Series and amino-acid dates from Jersey. Nature, 289, p. 162-164

KUNTZ G. et LAUTRIDOU J.P., 1974 - Contribution à l'étude du Pléistocène et du passage Pliocène-Quaternaire dans les dépôts de la forêt de La Londe, près de Rouen. Corrélations possibles avec divers gisements de Haute-Normandie. Bull. Ass. Géol. Bassin Paris, 16, 3, p. 93-126

KUNTZ G., LAUTRIDOU J.P., CAVELIER C. et CLET M., 1979 - Le Plio-Quaternaire de Haute-Normandie. Bull. Ass. Géol. Bassin Paris, 16, 3, p. 93-126

LARSONNEUR C., 1971 - Manche centrale et baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse géologie, Caen, 394 p.

LAUTRIDOU J.P., 1968a - Les formations superficielles de St-Romain : leur contribution à l'étude morphologique de la région. Thèse 3ème cycle, Caen, 1965. Publ. Fac. Lettres, 200 p.

LAUTRIDOU J.P., 1968b - Les loess de St-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux). Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 2, p. 43-62

LAUTRIDOU J.P., 1970 - Gélivité de la craie de Tancarville ; le head de l'estuaire de la Seine. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 6, p. 45-66

LAUTRIDOU J.P., 1971 - Le comportement au gel des grès et des roches métamorphiques de l'Avranchin ; le head de St-Jean-le-Thomas. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 10, p. 43-62

LAUTRIDOU J.P., 1974 - La séquence loessique séquanienne du Würm à St-Pierre-lès-Elbeuf. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 242-243

LAUTRIDOU J.P., 1977a - Loess et sables de la Basse-Seine : lithostratigraphie et chronostratigraphie. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 81-91

LAUTRIDOU J.P., 1977b - Essai de synthèse sur le Pléistocène de l'estuaire de la Seine. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, p. 205-208

LAUTRIDOU J.P., 1979 - Origine et signification paléoclimatique du matériel des heads (Ecalgrain, Herquemoulin). Les leçons d'une expérience de gélifraction. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 24, p. 157-163

LAUTRIDOU J.P., 1980a - Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. Colloque Probl. Stratigr. Quat., France et pays limitrophes, Dijon, 1978. Suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quat., N.S., n° 1, p. 180-189

LAUTRIDOU J.P., 1981 - Lithostratigraphie et chronostratigraphie des loess de Haute-Normandie. In Studies on loess, Pecs edit., Acta Geol. Acad. Sci., Hungaricae 1979, 22, 1-4, p. 125-132

LAUTRIDOU J.P. (dir.), 1982 - The Quaternary of Normandy. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 27, 88 p.

LAUTRIDOU J.P. (dir.), 1983 - Le Quaternaire de Normandie : version française "The Quaternary of Normandy". Départ. de Géologie, U.E.R. des Sciences de Rouen edit., 160 p.

LAUTRIDOU J.P., 1985 - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Doctorat d'Etat, Caen, 907 p. (2 vol.), Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen edit.

LAUTRIDOU J.P. et DUPEUBLE P.A., 1965 - Découverte d'un dépôt attribuable au Normannien dans l'estuaire de la Seine au pied du Pont de Tancarville (Seine-Maritime), C.R. Acad. Sci., T. 261, p. 4166-4167

LAUTRIDOU J.P. et DUPEUBLE P.A., 1967 - Les formations würmiennes de la Pointe de Tancarville. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 2, p. 113-130

LAUTRIDOU J.P. et GIRESSÉ P., 1981 - Genèse et signification paléoclimatique des limons à doublets. Biuletyn Peryglacjalny, Lodz, 28, p. 149-161

LAUTRIDOU J.P., LEFEBVRE D., LECOLLE F., CARPENTIER G., DESCOMBES J.C., GAQUEREL C. et HUAULT M.F. (Groupe Seine), 1984 - Les terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf. Corrélation avec celles de la région de Mantes. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 1-2-3, p. 27-32

LAUTRIDOU J.P., MARTIN P. et PUISSEGUR J.J., 1974 - Les nappes alluviales de la Seine à Cléon et leurs intercalations saumâtres. Bull. Ass. fr. Quat., 3-4, p. 202-211

LAUTRIDOU J.P., MASSON M., PAEPE R., PUISSEGUR J.J. et VERRON G., 1974 - Loess, nappes alluviales et tuf de St-Pierre-lès-Elbeuf, près de Rouen ; les terrasses de la Seine de Muids à Caudebec. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 193-210

LAUTRIDOU J.P., MONNIER J.L., MORZADEC-KERFOURN M.T., SOMME J. et TUFFREAU A., 1984 - Les subdivisions du Pléistocène de la France septentrionale : stratigraphie et paléolithique. In Glaciations quaternaires dans l'Hémisphère Nord. Rapport n° 9, Progr. int. Corrélation géol., 73-1-24, sess., Paris, sept. 1982, p. 148-170

LAUTRIDOU J.P. et PUISSEGUIER J.J., 1977 - Les faunes des dépôts quaternaires de l'estuaire. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 119-128

LAUTRIDOU J.P. et SOMME J., 1974 - Les loess et les provinces climato-sédimentaires au Pléistocène inférieur dans le Nord-Ouest de la France. Essai de corrélation entre le Nord et la Normandie. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 237-241

LAUTRIDOU J.P. et SOMME J., 1976 - The loess of the Late Pleistocene in North-Western France. Correlations between North and Normandy. I.G.C.P. Project 73-1-24, Quat. Glac. North Hemisp., Report 3, Bellingham ess., USA, Sibrava ed., p. 343-350

LAUTRIDOU J.P. et SOMME J., 1981 - L'extension des niveaux repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest. Biuletyn Periglacialny, Lodz, n° 28, p. 179-185

LAUTRIDOU J.P. et VERRON G., 1970 - Paléosols et loess de St-Pierre-lès-Elbeuf. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 2, p. 145-165

LAUTRIDOU J.P., VERRON G. et FOSSE G., 1974 - Les loess de Goderville (Seine-Maritime) : stratigraphie et industries préhistoriques. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 34, p. 244-250

LEBRET P., 1984 - La bordure nord de la province normande. Evolution quaternaire, sédimentation loessique et tectonique récente. Thèse 3ème cycle, Géologie, Rouen, 195 p.

LEBRET P., 1986 - Variations de la sédimentation loessique entre Bray et Somme au cours du dernier cycle froid du Weichsélien. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 31, p. 105-114

LEBRET P., DUMONT J.L., GAQUEREL C., HUAULT M.F., LAUTRIDOU J.P., LE COUSTOMER M.N., LEFEBVRE D., LEVANT M., MASSON B., PUISSEGUIER J.J. et VAN VLIET-LANOË B., 1984 - Tancarville : la liaison Pléistocène moyen - Pléistocène supérieur en Basse-Seine. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29, p. 63-84

LEBRET P., MASSON B. et coll., 1984 - Le site pléistocène de Tancarville (Seine-Maritime) : rapport sur le sondage effectué en avril-mai 1983 ; inédit, 68 p.

LECHEVALIER C., 1973 - Nouvelles données sur l'évolution morphologique de la région havraise : les formations pré-wurmiennes de la Place Thiers (Le Havre). Bull. Soc. Géol. Normandie, 1971-1972, 61, p. 129-139

LECHEVALIER C., 1975 - Observation d'un niveau marin voisin de +10 m NGF (+ 15 C.M.) à l'embouchure de la Seine. Bull. Soc. Géol. Normandie, 62, 2, p. 95-98

LECHEVALIER C. et FOSSE G., 1977 - Les gisements paléolithiques du Havre et de sa région. Bull. Soc. Géol. Normandie, 44, 4, p. 133-150

LECOLLE F., 1980 - Le Pléistocène moyen et supérieur alluvial de la vallée de la Seine à Mantes et dans le méandre de Moisson (Yvelines). Méthodologie. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3, p. 117-128

LECOLLE F., 1981 - Le Pléistocène moyen et supérieur alluvial de la vallée de la Seine au sud du Vexin et les industries préhistoriques associées. Lab. Préhist. Mus. Nat. Hist. Nat., mém. 9, Paris, 182 p.

- LECOLLE F., 1982 - The alluvial model of the middle Seine in the mantaise région. Doc. compl. Livret-guide exc. QRA. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 26, 3 p. ronéot.
- LECOLLE F., 1982 - Le Paléolithique inférieur et moyen des alluvions de la Seine au sud du Vexin. Contexte paléoclimatique. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 10-11, p. 123-124
- LECOLLE F., 1984 - Phases érosives et cycles sédimentaires : les alluvions de la Seine au sud du Vexin. Bull. Ass. fr. Et. Quat. (AFEQ), 1-2-3, p. 33-36
- LECOLLE F., 1986 - Les alluvions pléistocènes du méandre des Andelys (Tosny, Bernières, Eure) : conservation exceptionnelle d'un niveau fluviatile interglaciaire et évolution particulière d'un méandre pendant les deux derniers cycles glaciaires. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 31 (Travaux Groupe Seine 2), p. 21-39
- LEFEBVRE D., 1974 - Le cailloutis würmien de fond de vallée, en Basse-Seine. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 3-4, p. 251-252
- LEFEBVRE D., 1977a - Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 67-72
- LEFEBVRE D., 1977b - Les alluvions holocènes de Basse-Seine. *Ibid*, p. 73-74
- LEFEBVRE D., CARPENTIER G. et EVRARD H., 1986 - Les terrasses de la Seine, de Pont-de-l'Arche à Elbeuf. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 31 (Travaux Groupe Seine 2), p. 41-71
- McBURNEY C.B.M. and CALLOW P., 1971 - The Cambridge excavations at La Cotte de St-Brelade, Jersey ; a preliminary Report. Proc. Prehist. Soc., 38, p. 167-207
- MARGEREL J.P., 1970 - Les foraminifères des marnes à Nassa prismatica du Bosq d'Aubigny. Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 79, 2, p. 133-156
- MARTIN P., 1970 - Etude des alluvions pléistocènes de la Seine dans le méandre de Cléon (Seine-Maritime). D.E.S. Rouen, Géologie, 78 p. inédit.
- MASSON B. et LEBRET P., 1984 - L'Homme du Paléolithique moyen à Tancarville. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29 (Travaux Groupe Seine 1), p. 99-101
- MERCIER J., 1933 - Observations sur les gisements d'Elephas primigenius Blum en Basse-Normandie. Bull. Soc. Linn. de Normandie, 8e s., vol. 6, p. 6-11
- MONNIER J.L., 1973 - Contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la région de St-Brieuc. Stratigraphie et sédimentologie des limons, des plages et des sols anciens. Thèse 3ème cycle, trav. Lab. Anthropologie, Rennes, 260 p.
- MONNIER J.L., 1980 - Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Thèse d'Etat, trav. Lab. Anthropologie, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.L., 1982 - Le gisement paléolithique supérieur de Plasenn-al-Lomm, Ile de Bréhat (Côtes-du-Nord). Gallia Préhistoire, 25, 1, p. 131-165
- MONNIER J.L., 1985 - Données nouvelles sur le gisement paléolithique moyen de Piégu (Pléneuf-Val-André, Côtes-du-Nord). Rev. Archéol. Ouest, 2, p. 7-21

MONNIER J.L., 1986 - Le gisement paléolithique moyen de Nantois (Pléneuf, Côtes-du-Nord). Bull. Soc. Préhist. Fr. (in press)

MONNIER J.L. et BIGOT B. - Stratigraphie des dépôts pléistocènes du Nord de la Bretagne (France). Les formations de Port-Morvan et de La Haute-Ville. Bull. Ass. fr. Et. Quat., (in press)

MONNIER J.L. et JUMEL G., 1981 - Le Paléolithique supérieur de la cote 42 à St-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine). Stratigraphie et industrie. Bull. Soc. Préhist. fr., 78, p. 317-328

MONNIER J.L. et LE CLOIREC R., 1985 - Le gisement paléolithique inférieur de la Pointe-de-St-Colomban, Carnac, Morbihan. Gallia Préhistoire, 28, 1, p. 6-36

MONNIER J.L. et VAN VLIET-LANOE B., 1986 - Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la Baie de St-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. Bull. Ass. fr. Et. Quat. (à paraître)

MORZADEC M.T., 1974 - Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique de dépôts organiques littoraux. Mém. Soc. Minéral. Bretagne, 17, 208 p.

MORZADEC-KERFOURN M.T., 1975 - Evolution paléogéographique du Marais de Dol-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine) durant le Flandrien. Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 7, 1, p. 49-51

MOURANT A.E., 1935 - The Pleistocene deposits of Jersey. Ann. Bull. Soc. Jersiaise, 12, p. 489-496

PAEPE R. and VAN HOORNE R., 1967 - The stratigraphy and paleobotany of the Pleistocene, in Belgium. Mem. Carte Géol. Belgique, 8, 96 p.

PAEPE R. et ZAGWIJN W.H., 1972 - Possibilités de corrélation des dépôts weichséliens de la Belgique et des Pays-Bas. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 1, p. 59-69

PAREYN C., 1980 - Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin et le Bessin (Manche et Calvados). Bull. Soc. Géol. Fr., 22, 4, p. 695-701

PELLERIN J., 1968 - La Campagne de Caen : plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Etude géomorphologique. Thèse 3ème cycle. Géogr., Caen, 343 p.

PELLERIN J., 1977 - Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins de la côte du Calvados. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 75-80

PELLERIN J., 1984 - Relation entre les deux phases majeures du Weichsélien de l'Orne et les séquences de versant. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 1-2-3, p. 41-43

PELLERIN J., COUTARD J.P., HELLUIN M. et OZOUF J.C., 1970 - Dépôts pliocènes et quaternaires d'Hérouville-St-Clair près de Caen (Calvados). Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 7, 36 p.

PELLERIN J. et DUPEUBLE P.A., 1979 - Le bas niveau marin éémien de Graye-sur-Mer (Calvados). Bull. Soc. Linn. Normandie, 107, p. 21-26

PORCHER M., 1975 - Lithostratigraphie et caractéristiques géotechniques des alluvions fluviales holocènes de la basse vallée de la Seine. Thèse C.N.A.M., Paris, 270 p.

PORCHER M., 1977 - Lithostratigraphie des alluvions fluviales holocènes de la basse vallée de la Seine. Bull. Soc. Géol. Normandie, 64, 4, p. 181-201

PORCHER M., 1981 - Etude géologique et géotechnique des alluvions fluviales holocènes de la basse vallée de la Seine à Tourville-la-Rivière et Anneville-sur-Seine. Thèse Doctorat Géol. Ingén., Paris, 150 p.

PRIGENT D., VISET L., MORZADEC-KERFOURN M.T. and LAUTRIDOU J.P., 1981 - Human occupation of submerged coast of the Massif Armoricaïn and post glacial sea level changes. Symp. Quat. Land. sea migration of submerged coast lines. La Jolla (Californie), oct. 1981. Public Academic Press

PUISSEGUR J.J., 1982 - Faunes malacologiques pléistocènes de Normandie, 10 p. (additif à "The Quaternary of Normandy" par J.P. Lautridou, dir.)

ROUSSEAU D.D., 1986 - Application de la méthode d'analyse factorielle des correspondances aux malacofaunes de Tourville (Saalien). Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 31 (Travaux Groupe Seine 2), p. 5-20

SHOTTON F.W. et WILLIAMS R.E.G., 1971 - Baie d'Ecalgrain. Radiocarbon, 13, 2, p. 141-156

SOMME J., PAEPE R. et LAUTRIDOU J.P., 1980 - Principes, méthodes et système de la stratigraphie du quaternaire dans le Nord-Ouest de la France et de la Belgique. In Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 1, p. 148-162

STREMME H.E., 1985 - Altersbestimmung und Paläoböden in der Quartärstratigraphie. Bull. Ass. fr. Et. Quat., 2-3, p. 159-166

VALLIN L., 1983 - Fouille d'un gisement paléolithique riche en faune à Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime). Bull. Soc. normande Histoire et Archéol., p. 36-41

VALLIN L., 1984 - Le gisement pléistocène moyen de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime). Préhistoire et paléontologie. Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S., Caen, n° 29, p. 57-63

VAN VLIET-LANOE B., 1985 - Frost effects in soils. In Boardman J. edit., soils and landscape evolution. Wiley & Sons, 38 p.

VAN VLIET-LANOE B., 1986 - Le pédocomplexe du dernier interglaciaire de 125 000 à 75 000 ans. Variations de faciès et signification paléoclimatique du Sud de la Pologne à l'Ouest de la Bretagne. Bull. Ass. fr. Et. Quat. (in press)

VAN VLIET-LANOE B., COUTARD J.P. and PISSART A., 1984 - Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments : a comparison of active, fossil and experimental data. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 9, p. 553-565

WATSON E. and WATSON S., 1970 - The coastal periglacial deposits of the Cotentin peninsula. Inst. Brit. Géogr. Trans. Paper, 49, p. 125-144

WEST R.G. and SPARKS B.W., 1960 - Coastal interglacial deposits of the English Channel. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, B*, 243, p. 95-133

WINTLE A.G., SHACKLETON N.J. and LAUTRIDOU J.P., 1984 - Thermoluminescence dating of periods of loess deposition and soil formation in Normandy. *Nature*, vol. 310, n° 5977, p. 491-493

ADDITIF

AUFFRET J.P. et LARSONNEUR C., 1977 - Paléovallées et banc sableux entre estuaire de la Seine et le Nord Cotentin. *Bull. Soc. Geol. Norm. Journées Lennier*, 64, 4, p. 21-33

CHEDEVILLE P.J., 1893 - Note sur les limons des environs de Rouen-Saint-Pierre-lès-Elbeuf, canton de Caudebec-lès-Elbeuf. *Bull. Soc. Norm. Et. Préhist.*, tome I, pp. 126-138

COOPE G.R., DICSKON J.H., JONES R.L. and KEEN D.H., 1986 - Late Pleistocene palaeoenvironments of the Channel Islands and Lower Normandy. *AFEQ Bulletin* 1/2, 110 - 114

COOPE G.R., DICKSON J.H., JONES R.L. and KEEN D.H., 1987 - The flora and fauna of Late Pleistocene deposits on the Cotentin Peninsula, Normandy. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, 315 (in press)

FOSSE G., CLIQUET D., VILGRAIN G., 1986 - Le Moustérien du Nord-Cotentin (département de la Manche) : premiers résultats de trois fouilles en cours. Actes du Colloque international organisé à l'Université des Sciences et Techniques de Lille par Alain Tuffreau et Jean Sommé dans le cadre du 22e Congrès Préhistorique de France (Lille-Mons, 2-7 septembre 1984). Supplément au *Bull. AFEQ*, pp. 141-155

GROUPE SEINE, 1984 - Nouveaux résultats des recherches sur le Quaternaire de la Vallée de la Seine, Travaux du Groupe Seine, *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 29, 132 p.

LECHEVALIER C., 1966 - Les dépôts quaternaires de la vallée de la Lézarde ; Contribution à l'étude morphologique du Caux occidental, DES, Rouen, Institut de Géographie, 162 p. 50 pl. 7 h.t., (ronéot.)

LECHEVALIER C., 1969 - Les limons quaternaires d'Epouville. Actes du colloque sur les limons - Mémoire hors-série de la Société Géologique de France, n° 5, pp. 107-111, 1 fig.

LECHEVALIER C., 1974 - Présentation du chantier de recherches quaternaires d'Epouville, *Norois*, n° 84, pp. 607-612, 2 fig.

LECHEVALIER C., 1975 - Plateau, vallées et littoral du Caux occidental - Etude morphologique. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris X, 265 p. 97 pl., 1 Atlas photo

LECHEVALIER C., FOSSE G., 1975 - Le gisement quaternaire d'Epouville : Caractéristiques générales et premiers résultats des fouilles menées en 1975. Rev. des Soc. Sav. de Hte-Norm., n° 77, pp. 5-34

LECOLLE F., 1984 - Les formations alluviales quaternaires de la Seine entre Paris et Rouen. Bull. Centre Géomorphologie CNRS. Caen, n° 29, p. 19-36

LECOLLE F., 1987 - Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. Thèse de Doctorat d'Etat. Paris. 701 p.

VASLET D., LARSONNEUR C. et AUFFRET J.P., 1978 - Carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/500.000e et notice BRGM, édit. BRGM, Orléans

VERRON G., 1976 - Nord-Ouest de la France (Bassin de la Seine, Bassin de la Somme et Nord). Livret-guide de l'excursion A10, 9ème Congrès Union Intern. Sc. Préhist. et Protohist., Nice, 242 pp.

ADDITIF

RESULTATS PRELIMINAIRES D'AMINOCHRONOLOGIE: MOYENNE ET BASSE VALLEE DE LA SEINE

Occhietti S., Pichet P. et Rheault I.

GEOTOP, UQAM, C.P.8888 A, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8

L'absence de datation absolue au delà de la limite du ^{14}C reste la principale restriction pour établir définitivement la chronostratigraphie du Quaternaire de la Normandie et de la vallée moyenne de la Seine. La méthode de datation par les acides aminés est l'une des méthodes de géochronologie actuellement disponibles pour répondre à ce problème. Parmi les paramètres mesurables, le taux d'épimérisation alloisoleucine/isoleucine qui augmente avec l'âge et le rapport de concentration molaire thréonine/acide glutamique qui diminue avec l'âge seront les principaux critères de mesure du temps retenus dans cette étude.

LIMITES DE L'ECHANTILLONNAGE DISPONIBLE

Les conditions idéales pour établir une bonne aminochronologie régionale sont les suivantes:

- a) échantillonnage de la même espèce ou des mêmes espèces sur la série stratigraphique régionale,
- b) homogénéité de l'histoire thermique de la région ou

connaissance des différences thermiques entre les sites de la région,

c) contexte géologique identique pour tous les échantillons; si possible, sédiments encaissants de même perméabilité, même exposition et même drainage,

d) connaissance des taux de racémisation des principaux acides aminés de chaque espèce fossile en fonction de la température et étalonnage d'autres paramètres.

L'échantillonnage à notre disposition pour cette première série de mesures ne remplit que très partiellement ces conditions.

a) L'échantillonnage comprend sept espèces différentes et des espèces et fragments non identifiés. La quantité d'échantillon était parfois réduite au point de ne permettre qu'une seule mesure, celle des acides aminés totaux. De plus, l'échantillonnage analysé n'est pas homogène. Dans certains cas, par exemple Trichia hispida, l'échantillon était ...composé de plusieurs petites coquilles traitées ensemble. Dans ces conditions, la valeur mesurée est une moyenne significative. Dans d'autres cas, l'échantillon mesuré était composé d'un seul spécimen, par exemple de Bulimus tentaculatus. La valeur mesurée est alors seulement significative du spécimen ou de la partie du spécimen traitée, comme cela fut déjà été démontré (Pichet et al. 1987). Dans le cas de spécimen unique, c'est la moyenne des valeurs de plusieurs spécimens qui serait comparable à la mesure des

échantillons à plusieurs petites coquilles. Par exemple, dans cette étape préliminaire, les écarts entre les valeurs des spécimens de Bulimus tentaculatus d'unités différentes peuvent ne pas être directement significatifs. Enfin, pour des unités mises en corrélation stratigraphique, les taux d'épimérisation allo/ile des acides aminés totaux varient du simple au double selon que l'on analyse la coquille ou l'opercule de Bulimus t., tandis que les concentrations en acides aminés par mg de coquille varient d'un ordre de grandeur (tab. 1).

b) L'homogénéité thermique de l'ensemble de la région est posée a priori.

c) Les propriétés, l'épaisseur et la porosité des sédiments encaissants sont très variables et les conditions de drainage extrêmement différentes d'un site à l'autre.

d) Les taux de dégradation et de racémisation des espèces de coquilles continentales disponibles ne sont pas connus. Des travaux actuellement en cours sur l'aminochronologie des coquilles du site d'Achenheim seront les seuls éléments de comparaison disponibles.

En conclusion, dans l'état actuel des connaissances, la comparaison des résultats obtenus d'un site à l'autre est rendue difficile par le trop grand nombre de variables. Cette étape préliminaire permet toutefois de cerner les problèmes de datation et de poser les premiers jalons d'un étalonnage régional.

MODE OPERATOIRE DE LA CHROMATOGRAPHIE EN PHASE LIQUIDE AU GEOTOP

Les coquilles sont nettoyées mécaniquement et un fragment d'environ 120 mg est prélevé. Ce fragment est nettoyé par dissolution du tiers dans HCl 2M. On en prélève environ 50 mg que l'on dissout dans une quantité équivalente de HCl auquel on ajoute une quantité connue de norleucine D/L. Une partie de la solution ainsi obtenue sera analysée directement et donnera les quantités d'acides aminés libres (LIB). Une autre partie est soumise à une hydrolyse pendant 22 heures en présence de HCl 6M à 110°C, ce qui nous donne la quantité d'acides aminés totaux (TOT - acides aminés combinés en protéines et peptides plus acides aminés libres). Les deux fractions sont évaporées sous vide, reprises par un volume connu de HCl 0.01 M et analysées. L'analyse est faite par chromatographie liquide à haute performance. L'appareil utilisé est un chromatographe Model 2000 de St. John Associates, muni d'une colonne de 15 cm de long et de 2.4 mm de diamètre à résine échangeuse d'ions Nucleosil 5 SA (diamètre des billes: 5µ). La détection est faite par la mesure de la fluorescence du dérivé o-phthaldialdéhyde. La mesure des surfaces des pics du chromatogramme d'acides aminés est faite par un intégrateur Hewlett Packard modèle 3390A et confirmée par analyse sur microordinateur Commodore C-64. Les valeurs rapportées sont les concentrations, en picomole/mg de coquille, des différents

acides aminés, à l'exception de l'arginine, l'histidine et la lysine. Ces valeurs sont calculées en utilisant des facteurs de correction établis d'après les résultats obtenus avec les solutions étalon. Comme à concentration égale l'activité fluorescente du dérivé de l'alloisoleucine est inférieure à celle du dérivé de l'isoleucine, un facteur de correction (propre à l'appareillage du laboratoire et de l'ordre de 0,8) est constamment vérifié expérimentalement et utilisé dans les calculs. La norleucine D/L est utilisée comme étalon interne. La limite de détection dans les conditions d'opération est de 1 picomole/mg de coquille. La fidélité des mesures du rapport allo/ile est meilleure que 1% de la valeur mesurée et dans tous les cas inférieure à la variabilité entre les coquilles de la même espèce d'un même site.

Les données retenues (tab.1 et tab.2) représentent des paramètres de l'état de dégradation de la matière organique contenue dans les coquilles fossiles. L'estimation de l'âge est fondée sur la valeur et la cohérence de ces mesures et sur l'analyse du contexte géologique des fossiles.

INTERPRETATION DES RESULTATS PRELIMINAIRES

VALLEE MOYENNE DE LA SEINE

Les échantillons, soumis par F. Lécalle, proviennent des sites de Mantes, Guernes, Freneuse et Tosny (tab.1) dont le contexte stratigraphique est maintenant bien défini (Lécalle, 1987)(fig.1).

Les valeurs mesurées sur les échantillons à plusieurs petites coquilles de Vallonia costata (fig.2) sont très proches pour les unités A et B et indiquent un écart significatif pour l'unité C. Ceci s'applique aux valeurs des taux allo/ile (TOT) et au rapport thr/glu(TOT). L'unité C est nettement plus ancienne que la séquence continue B-A.

Les coquilles de Trichia hispida donnent des valeurs aux unités A et B qui se chevauchent partiellement, tandis que celles de C restent clairement plus anciennes(fig.2).

Les mesures obtenues sur Bulimus tentaculatus portent sur un seul spécimen par unité. En tenant compte de cette réserve, les taux d'épimérisation allo/ile (TOT) semblent progresser de façon presque régulière d'une unité à l'autre: de 0,25-0,22, dans l'unité A la plus récente, à 0,36-0,27-0,36 dans l'unité B et 0,42 dans l'unité C. Les fortes variations à l'intérieur des unités A et B limitent pour l'instant la portée de ces résultats(fig.2). Les rapports de concentration molaire entre la thréonine et l'acide glutamique, qui diminuent avec le temps, sont

parfaitement conformes à la disposition stratigraphique. Ils baissent de 0,30 pour l'unité A à 0,20 pour l'unité C dans le cas des acides aminés totaux (fig.2).

Les opercules de Bulimus tentaculatus sont constitués de carbonate très dense et contiennent une forte concentration d'acides aminés. Si l'on prend en compte les conclusions lithostratigraphiques de Lécolle (1987) où Guernes 4 a un âge du même ordre de grandeur que celui de Mantes C2, les opercules indiquent un taux d'épimérisation deux fois plus faible que celui des coquilles et un taux de dégradation thr/glu plus lent de 75%. Leur taux allo/ile (LIB et TOT) sont conformes à la position lithostratigraphique proposée par Lécolle: Tosny est nettement plus ancien (TOT- 0,25) que Guernes 4 (TOT- 0,21) et Freneuse 2-5 (TOT- 0,20). Les rapports thr/glu (TOT) confirment, de façon moins tranchée, ces résultats.

Les coquilles de Cepae nemoralis proviennent seulement de l'unité Guernes 9. Deux des échantillons (UQA-500 et UQA-501) montrent une dégradation très avancée des fossiles et sont par conséquent inutilisables. L'unité Guernes 9 peut être comparée aux unités des principaux sites de la basse vallée de la Seine analysées plus loin: les valeurs de Cepae nemoralis (fig.3) sont situées entre celles du pont de Tancarville et de St Pierre les Elbeuf, ce qui confirme indirectement l'ancienneté apparente de l'unité Guernes 9 par rapport à Mantes C et Freneuse 2-5.

Quelques conclusions préliminaires sur

l'aminochronologie de la vallée moyenne de la Seine peuvent être proposées:

1) La série d'unités A, B, C de Mantes se serait mise en place dans un laps de temps bref à l'échelle du Quaternaire supérieur, sans hiatus chronologique entre la fin de l'unité B et le début de l'unité A. Les valeurs très proches fournies par les espèces Vallonia costata, Pupilla muscorum, Succinea oblonga et Cochlicopa lubrica confirment cette conclusion. Un hiatus significatif sépare la fin de l'unité C du début de l'unité B. Sa durée peut être soit de l'ordre de 20% de l'âge de l'unité C soit plus longue dans le cas où un épisode très froid sépare les deux événements.

2) D'après les résultats obtenus sur les opercules de Bulimus sp., les valeurs de Tosny 1 s'écartent de façon significative des valeurs de Guernes 4 et Freneuse 2-5. Tosny 1 serait plus vieux de 20% de son âge que les autres unités, si les conditions thermiques sont égales.

3) Une corrélation lithostratigraphique entre les unités C2 de Mantes-Guernes 1-4 (fig.1) et Freneuse 2-5 est proposée par Lécolle (1987) sur la base de critères lithologiques, stratigraphiques et paléontologiques. Si l'on retient cette corrélation, Tosny 1 est plus ancien que la série A, B, C de Mantes. Il n'est pas possible, faute d'espèce commune, de comparer directement l'aminochronologie des sites de Tosny 1 et de Guernes 1-9, ni la séquence de Mantes avec les principales unités de

Normandie: Tancarville, Tourville, St Pierre les Elbeuf et Vernon.

4) Les valeurs d'aminochronologie des espèces Vallonia costata, Succinea oblonga et Trichia hispida de Mantes peuvent être comparées à celles du site d'Achenheim en Alsace (Heim et al, 1982; Lautridou et al, 1985; Sommé et al, 1986) en tenant compte des différences du contexte géologique. La moyenne annuelle des températures est plus faible à Achenheim que dans la vallée moyenne de la Seine. Les dépôts encaissants à Achenheim sont des loess très carbonatés et beaucoup moins poreux que les sédiments fluviaux de Mantes. Ils sont plus favorables à la conservation des coquilles fossiles. Par conséquent, à Achenheim (travaux en cours de Pichet, Occhiotti, Puisségur et al), la vitesse de dégradation et de racémisation des acides aminés est nettement moins grande qu'à Mantes. Ceci est confirmé, entre autres espèces, par Trichia hispida (fig. 4): a) Les valeurs des coquilles du loess récent d'Achenheim attribué au Weichsélien sensu stricto sont beaucoup plus faibles que les valeurs minimales de Mantes; par exemple, les taux allo/ile (TOT) varient entre 0,06 et 0,09 à Achenheim tandis que la valeur minimale à Mantes est 0,22 (UQA-276); b) Les valeurs maximales de Mantes A,B,C, attribuées à un laps de temps court, s'étalent jusqu'aux valeurs anciennes du loess Canari d'Achenheim attribué à la fin de l'Elstérien, immédiatement avant l'Interglaciaire Holsteinien. Par

simple coïncidence, les valeurs allo/ile de Trichia hispida des unités d'Achenheim attribuées à des phases froides de l'Eémien sensu lato (phase isotopique océanique 5) sont du même ordre de grandeur que les valeurs moyennes des unités A et B de Mantes.

5) L'ensemble des conclusions antérieures permet de proposer que les unités A et B de Mantes soient postérieures à l'optimum thermique du dernier interglaciaire (phase isotopique 5e) et se situent ou bien dans l'un des épisodes froids de l'Eémien sensu lato ou bien, plus vraisemblablement, dans l'épisode froid du Weichsélien inférieur sensu stricto (phase isotopique océanique 4). Les unités C de Mantes, 4 de Guernes et 2-5 de Freneuse précèdent de peu les unités A et B. Selon les données d'aminochronologie actuellement disponibles, elles peuvent être chacune placée dans l'un des épisodes froids qui succèdent à l'optimum climatique Eémien sensu stricto.

BASSE VALLEE DE LA SEINE ET NORMANDIE

Les échantillons de coquilles (tab.2) ont été fournis par M. Clet, J.J. Puisségur et F. Lécolle ou prélevés sur le terrain par S. Occhietti et J.P. Lautridou.

L'espèce Cepeae nemoralis provient des tufs de St Pierre les Elbeuf, Vernon et Bernouville et de l'unité alluviale 9 de Guernes (fig.3). Les coquilles du tuf de

Bernouville datent de l'Holocène; l'âge du tuf devra être mesuré par d'autres méthodes, pour vérifier que le tuf n'a pas été colonisé par cette espèce longtemps après sa construction, comme semble-t-il à Reviers. Les valeurs obtenues sur Cepeae n. montrent une dégradation et une épimérisation beaucoup plus avancées à Vernon qu'à St Pierre les Elbeuf: les taux allo/ile (TOT et LIB) sont plus forts, les rapports thr/glu montrent un abaissement significatif et les teneurs en acides aminés diminuent presque de moitié (fig.3). Ces résultats sont en contradiction avec l'interprétation stratigraphique provisoire actuellement acceptée dans laquelle les deux unités seraient de même âge et dateraient de l'avant dernier Interglaciaire Holsteinien. Un âge aminochronologique holsteinien est très plausible pour le tuf de Vernon. Le tuf de St Pierre les Elbeuf ouvre un problème que des mesures ultérieures permettront de préciser.

La comparaison des résultats des sites de Tancarville (dune éémienne et coupe sous le pont) et de Tourville avec les sites précédents ne peut actuellement être réalisée sur des bases comparables. L'âge relatif plus ancien de l'unité sous le pont de Tancarville ne fait aucun doute (fig.3). Les autres unités seront l'objet de travaux ultérieurs.

CONCLUSION

Les mesures d'aminochronologie appliquées à la vallée moyenne et basse de la Seine portent, dans l'état actuel ds travaux, sur un échantillonnage très hétérogène, facteur limitant à des calculs de chronologie absolue. Lorsque les espèces et les quantités de fossiles sont suffisantes, une corrélation satisfaisante entre la série lithostratigraphique et l'aminochronologie relative est observée, notamment à Mantes. Ceci démontre le potentiel de la méthode dans la région.

LEGENDES

Tableau 1: Données sur les acides aminés de sites de la vallée moyenne de la Seine: Ma-Mantes, G-Guernes, F-Freneuse, T-Tosny. Le signe * indique des échantillons composés de plusieurs opercules de Bulimus tentaculatus. Les lettres de la colonne #diag. réfèrent aux échantillons de la figure 1.

Tableau 2: Données sur les acides aminés de quelques sites de Normandie (voir fig.3).

Figure 1: Lithostratigraphie de quelques sites de la vallée moyenne de la Seine et position des échantillons de coquilles analysés, d'après Lécalle (1987)(MA-Mantes, G-Guernes

Figure 2: Variations des taux allo/ile des acides aminés totaux en fonction de différentes espèces de coquilles et de différents horizons stratigraphiques de la région de Mantes. Les valeurs varient peu entre l'unité inférieure C2 et l'unité supérieure Alm: la séquence de Mantes est brève dans le temps.

Figure 3: Variations des taux allo/ile et thr/glu des

acides aminés totaux de différents sites de Normandie et de la vallée moyenne de la Seine. Les valeurs de Cepea nemoralis sont précédées par une flèche. Les autres valeurs ne sont pas directement comparables dans l'état actuel des recherches.

Figure 4: Comparaison des taux d'épimérisation allo/ile (acides aminés totaux et libres) de l'espèce Trichia hispida échantillonnée dans la vallée moyenne de la Seine et à Achenheim, Alsace. Les lettres A,B,C réfèrent aux unités de Mantes. Les noms associés aux mesures du site d'Achenheim renvoient aux unités identifiées par Sommé et al. (1986).

Tab. 1

Site	Niveau	#UQA	Espèce analysée	#diag.	Allo/Ile		Thr/Glu		Concentrations des acides aminés (pmole/mg)		Libres Totaux			
					Lib	Tot	Lib	Tot	Lib	Tot	Allo Ile	Thr Glu	Conc.	
MA1	A1 ^m	256	Bulimus tent.	A	,351	,253	,530	,298	766	1174	1,38	1,78	0,65	
			Cochlicopa l.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		263	Pupilla musc.	B	-	,251	-	,333	-	1743	-	-	-	
			Succinea obl.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		253	Trichia hisp.	C	,282	,297	,377	,285	758	1105	0,95	1,32	0,69	
	265	Vallonia cos.	D	-	,231	-	,322	-	1351	-	-	-		
A1 ^l		255	Bulimus tent.	E	-	,216	-	,289	-	1179	-	-	-	
			Cochlicopa l.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		275	Pupilla musc.	F	-	,258	-	,286	-	2086	-	-	-	
			Succinea obl.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		276	Trichia hisp.	G	-	,217	-	,316	-	1156	-	-	-	
	250	Vallonia cos.	H	-	,226	-	,303	-	1411	-	-	-		
B1	a ^s	272	Bulimus tent.	I	,372	,360	,483	,267	700	1038	1,03	1,80	0,67	
		269	Cochlicopa l.	J	,275	,233	,414	,306	1155	1540	1,17	1,35	0,75	
			Pupilla musc.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		268	Succinea obl.	K	,513	,380	,426	,219	1193	1604	1,35	1,94	0,74	
		266	Trichia hisp.	L	,390	,272	,475	,276	888	1309	1,43	1,72	0,68	
	252	Vallonia cos.	M	,349	,255	-	,282	852	1585	1,37	-	0,56		
B1	a ^m	261	Bulimus tent.	N	,408	,274	,418	,262	694	1018	1,48	1,59	0,68	
		257	Cochlicopa l.	O	,253	,237	,493	,283	1063	1491	1,06	1,74	0,71	
			Pupilla musc.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		260	Succinea obl.	P	,521	,315	,371	,220	967	1442	1,65	1,68	0,67	
		264	Trichia hisp.	Q	,391	,346	,304	,279	777	1172	1,13	1,08	0,66	
	262	Vallonia cos.	R	,366	,251	,531	,299	688	1200	1,46	1,77	0,74		
B1	a ^l	259	Bulimus tent.	S	,398	,360	,403	,215	680	974	1,10	1,87	0,70	
		254	Cochlicopa l.	T	,230	,251	,401	,336	1055	1394	0,91	1,19	0,76	
			Pupilla musc.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		267	Succinea obl.	U	-	,296	-	,223	-	1451	-	-	-	
		258	Trichia hisp.	V	,370	,294	,372	,216	641	1044	1,25	1,72	0,61	
	251	Vallonia cos.	W	,379	,236	,484	,313	756	1376	1,60	1,54	0,55		
C2		271	Bulimus tent.	X	,385	,417	,350	,196	644	990	0,92	1,78	0,65	
			Cochlicopa l.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		273	Pupilla musc.	Y	-	,319	-	,279	-	2059	-	-	-	
			Succinea obl.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		274	Trichia hisp.	Z	,530	,391	,368	,242	713	1073	1,35	1,52	0,66	
	270	Vallonia cos.	a	-	,318	-	,276	-	1218	-	-	-		
G1	4	245	Bulimus tent*	y	,291	,213	1,11	,344	6191	9454	1,36	3,20	0,65	
		9a1	249	Cepeae nemor.	c	,319	,385	,551	,250	718	907	0,82	2,20	0,79
			5034	Cepeae nemor.	e	,000	,000	,000	,000	88	163	-	-	0,54
			5032	cepeae nemor.	f	,839	,733	,000	,024	56	163	-	-	0,34
F2	5a	501	Bulimus tent*	z	,238	,195	1,45	,265	5378	7698	1,22	5,46	0,70	
		502	Pisidium sp.	b	,323	,256	,723	,339	835	904	1,26	2,13	0,70	
TO1	B3	500	Bulimus tent*	x	,316	,254	1,35	,248	5993	8873	1,24	5,44	0,68	
TUF Vernon		240	frag.de coq.	d	,385	,428	,313	,205	811	992	0,89	1,52	0,82	

UQA	ALLO/ILE		THR/GLU		CONCENTRATIONS DES ACIDES AMINES			SITE	NATURE DU MATERIEL	SEDIMENT ENCAISSANT
	Libres	Totaux	Libres	Totaux	(pmole/mg)		(rapport Libres/Totaux)			
302	0.000	0.057	0.598	0.403	1006	1952	-	Reviere	coquille (non ident.)	
241	0.000	0.046	-	0.424	-	2686	-	Reviere	gastéropode	
239	0.307	0.259	0.518	0.294	1102	1430	0.77	Tourville	coquille (non ident.)	sable silteux
242	0.417	0.399	0.000	0.237	660	1021	0.65	Tancarville (pont)	coquille (non ident.)	argile
246	0.301	0.231	0.569	0.315	942	1377	0.68	Tancarville (dune)	fragments de coquilles (non ident.)	sable
244	0.362	0.331	-	0.249	-	914	-	St-Pierre-les-Elbeuf	débris de coquilles	tuf
238	0.354	0.263	0.357	0.283	1095	1609	0.68	St-Pierre-les-Elbeuf	<u>Cepeae hortensis</u>	tuf
290	0.476	0.502	0.283	0.213	718	901	0.80	Vernon	<u>Cepeae hortensis</u>	tuf
240	0.385	0.428	0.313	0.205	811	992	0.82	Vernon	fragments de coquilles (non ident.)	tuf
291	0.000	0.042	0.730	0.281	822	2339	0.35	Bernouville	<u>Cepeae hortensis</u>	tuf

Tab.2

Corrélations climatostratigraphiques proposées.	Lithostratigraphie partielle des sites échantillonnés	Désignation des échantillons
<p>Nappes.</p> <p>WEICHSELIEN Début Glaciaire.</p> <p>Eémien</p> <p>SAALIEN</p> <p>à</p> <p>XI</p> <p>Holsteinien</p> <p>ELSTERIEN XII à XVI</p>	<p>MA 1</p> <p>s</p> <p>Alm</p> <p>i</p> <p>A2</p> <p>s</p> <p>Blam</p> <p>i</p> <p>B1b</p> <p>B1c</p> <p>B2</p> <p>B3</p> <p>B4</p> <p>C1</p> <p>C2</p> <p>D1</p> <p>G 1</p> <p>4</p> <p>5</p> <p>6</p> <p>7</p> <p>8</p> <p>9a</p> <p>9b</p> <p>Tuf de Vernon</p>	<p>A B C D</p> <p>E F G H</p> <p>I J K L M</p> <p>N O P Q R</p> <p>S T U V W</p> <p>X Y Z a</p> <p>y</p> <p>c e f</p> <p>d</p>

Fig.1

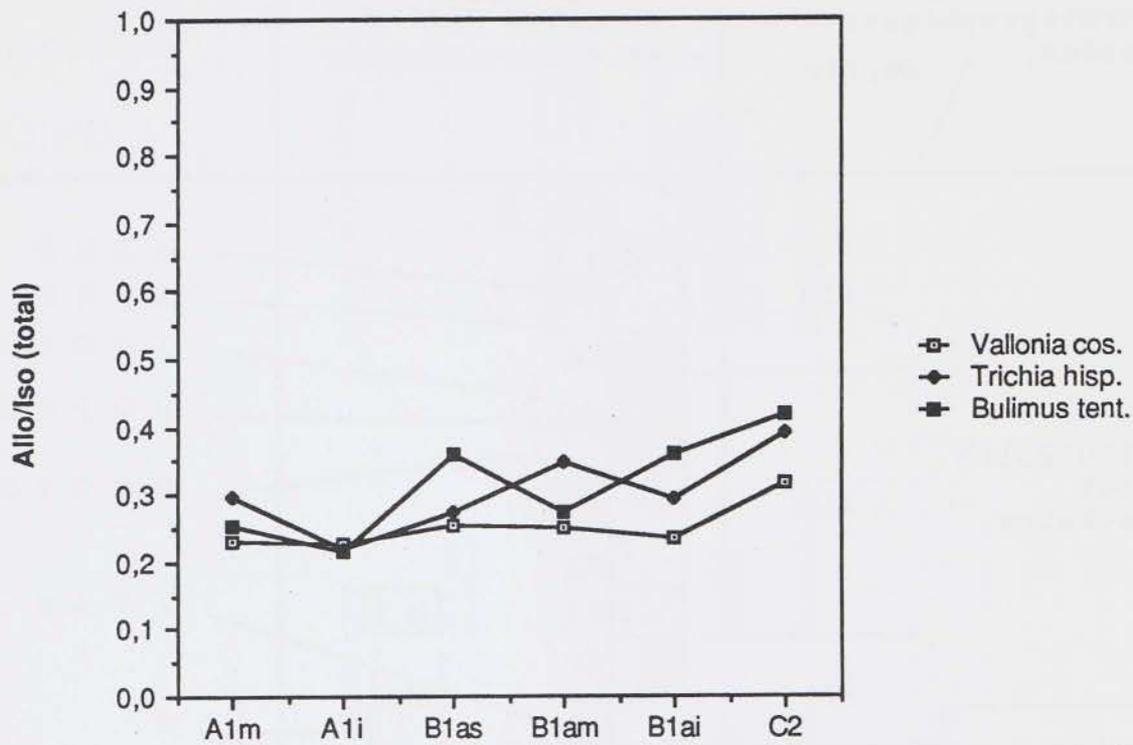


Fig. 2 : Niveaux stratigraphiques (Mantes)

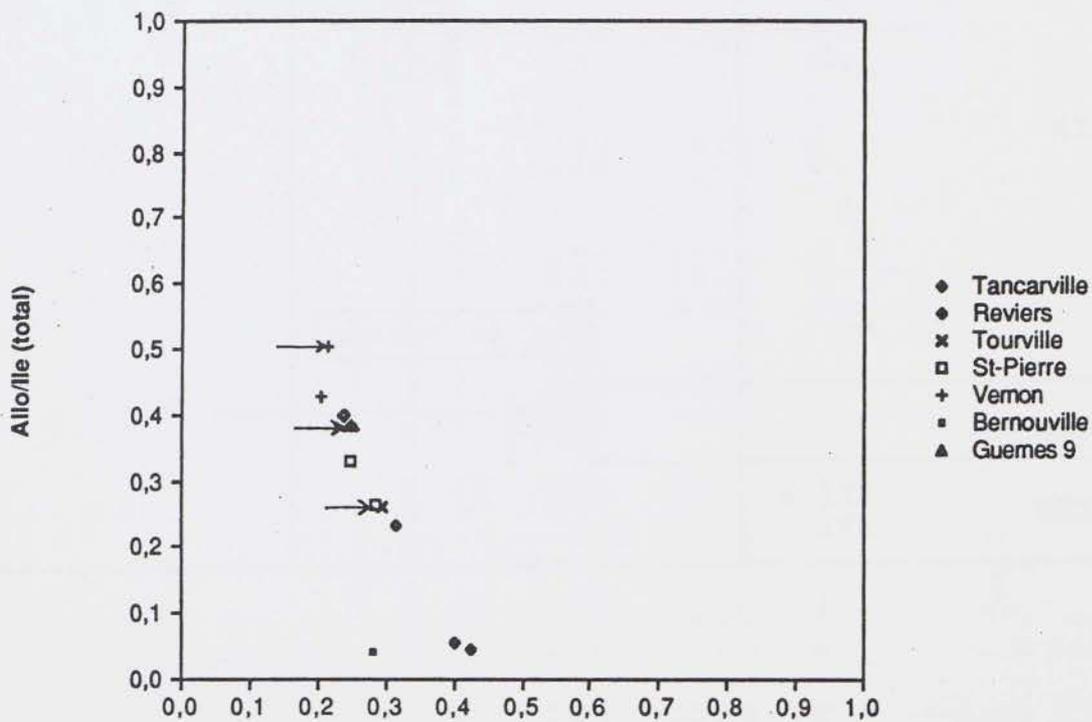


Fig. 3 : Thr/Glu (total)

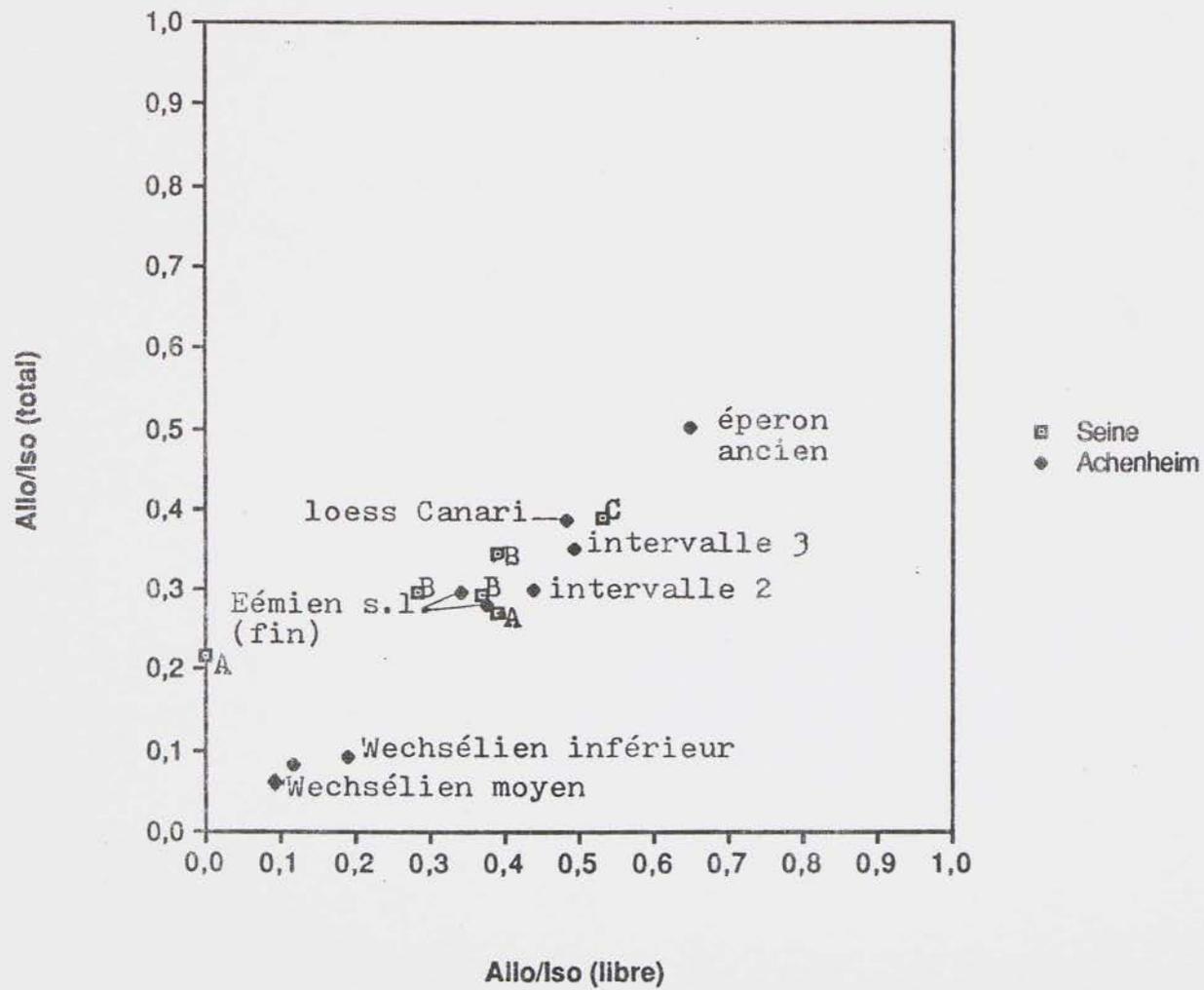


Fig. 4

