

50377
1989
202

50377
1989
202

THESE

N° d'ordre 4516

Présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE
FLANDRES-ARTOIS

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

Par

Pierre ANTOINE

LES TERRASSES QUATERNAIRES DU BASSIN DE LA
SOMME:

ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE.
CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DU
PALEOENVIRONNEMENT DES GISEMENTS
PALEOLITHIQUES.



Soutenu le : 17 Novembre 1989 devant la commission d'examen :

Président : M. R. Lhénaff Professeur à l'Université des Sciences et
Techniques Lille Flandres-Artois.

Rapporteur : M. J. Sommé Professeur à l'Université des Sciences et
Techniques de Lille Flandres-Artois.

Examineurs : M. J. Chavaillon Directeur de Recherche au C.N.R.S.
M. J.P. Lautridou Directeur de Recherche au C.N.R.S.
M. A.V. Munaut Professeur à l'Université Catholique de
Louvain.
M. A. Tuffreau Chargé de Recherche au C.N.R.S



Mots clés : Somme, Quaternaire, Terrasses fluviatiles, Loess, Paléolithique, Paléoenvironnement. Lithostratigraphie, Chrono- stratigraphie.

Résumé :

Depuis leur origine, les recherches sur les terrasses et le Quaternaire de la vallée de la Somme se sont le plus souvent limitées aux sites classiques (Saint-Acheul, Montières ou Abbeville), probablement en raison de l'importance de ces derniers dans la naissance et le développement des recherches sur la Préhistoire.

Le but de ce travail est de proposer un cadre géologique et géomorphologique plus large, dans lequel s'intègrent à la fois les nombreuses données anciennes et les résultats des fouilles récentes.

Dans cette optique, l'étude est basée sur une diversification des travaux de terrain (sondages de prospection, réavivages de coupes...), qui permettent d'apporter à la fois de nouvelles données stratigraphiques détaillées et une vision synthétique des différents aspects de la géologie du système de terrasses (géométrie des nappes alluviales, cartographie, coupes synthétiques détaillées, profils en long, stratigraphie et dynamique).

La démarche repose sur une étude de la géométrie du système de terrasses qui aboutit à la définition d'un système de 9 nappes alluviales étagées et de son domaine de validité par rapport à l'ensemble de la vallée. Dans ce cadre précis peut ensuite s'intégrer une étude des différentes séquences alluviales, qui permet d'interpréter chaque nappe comme le bilan morpho-sédimentaire d'un cycle climatique glaciaire-interglaciaire. Cette interprétation est ensuite confirmée par la confrontation avec les bilans pédo-sédimentaires des séquences de couverture (loess-paléosols).

La synthèse de l'ensemble des résultats propose une approche de la formation du système de terrasses et une première hypothèse d'interprétation chronostratigraphique. Le système de terrasses de la Somme apparaît alors comme un modèle de réponse aux variations climatiques Quaternaires depuis environ 800 000 BP.

A l'intérieur de ce système, l'étude détaillée de certains gisements particulièrement intéressants apporte de nouveaux résultats sur le paléoenvironnement des sites paléolithiques de la Somme et amène à souligner leur importance.



KEY-WORDS : SOMME, QUATERNARY, FLUVIAL TERRACES, LOESS, PALEOLITHIC, PALEOENVIRONMENT, LITHOSTRATIGRAPHY, CHRONOSTRATIGRAPHY.

ABSTRACT :

Since their origin, the researches concerning the terraces and the Quaternary period of the Somme valley have been most of the time restricted to the well-known sites (Saint-Acheul, Montières, Abbeville), probably because of their importance in the birth and development of the prehistoric research.

The aim of this work is to propose a larger geological and geomorphological frame, gathering both numerous ancient data and recent excavations results.

In this perspective, this document is mainly based on a diversification of fieldworks (prospection digging and drilling, cleaning of cuttings). This work results at the same time in new detailed stratigraphic data and in a synthetic view of the different aspects of the terraces system geology (geometry and cartography of alluvial units, detailed synthetic profiles, longitudinal profiles, stratigraphy and dynamic).

The reflexion work is based on the terraces system geometry study, which results in a nine-stepped alluvial units system and its range of validity regarding to the whole valley.

In this precise frame, it is possible to integrate a study of each alluvial sequence, which permits to interpretate each alluvial unit as the morpho-sedimentary consequence of a glacial-interglacial climatic cycle. This hypothesis is then confirmed with the pedo-sedimentary balance of the cover deposits sequences (loess-paleosoils).

The work results synthesis proposes an approach of the terraces system building and a first chronostratigraphic interpretation hypothesis.

The Somme valley terraces system then appears as an answering model to the Quaternary climatic variations since 800 000 BP.

Inside this system, the detailed study of some particular interesting sites gives new data about the paleoenvironment of the Somme valley paleolithic sites, and also leads to underline their importance.

Avant d'aborder cette étude, je tiens à remercier tout particulièrement :

-Monsieur le professeur J. Sommé, directeur de cette thèse, et A. Tuffreau, chargé de recherche au C.N.R.S, pour leurs nombreux conseils, le soutien et la confiance qu'ils m'ont toujours accordés.

-Ainsi que J. Claude Blanchet, Directeur des Antiquités Préhistoriques de Picardie et D. Rambaud, ingénieur de la Direction Régionale de l'Industrie et de la Recherche de Picardie, pour leurs initiatives lors de l'élaboration du projet de prospection et au cours de sa réalisation.

Ma gratitude s'adresse également :

-A Monsieur J. P. Lautridou, directeur du Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen et l'ensemble de ses collaborateurs qui m'ont accueilli chaleureusement, et particulièrement à Madame le Dr. B. Van Vliet Lanoë qui m'a initié à la technique et aux interprétations micromorphologiques.

-A Monsieur le professeur A. V. Munaut avec qui j'ai souvent pu avoir des discussions très enrichissantes sur le terrain et lors de réunions scientifiques.

-A J. P. Fagnart, archéologue départemental, et T. Ducrocq pour leur aide sur le terrain et les nombreux échanges concernant nos travaux respectifs.

-A Madame N. Cunat qui a effectué les analyses granulométriques au laboratoire de Géomorphologie de l'Université de Lille.

-Aux nombreux amis ou membres de ma famille qui ont souvent contribué aux travaux de terrain et à la mise en forme de ce travail.

-Enfin, à Monsieur le Directeur du B.R.G.M. de la Somme et à Monsieur Lefebvre de la D.D.E. qui m'ont aimablement procuré les documents cartographiques et les études géotechniques nécessaires à certains aspects de cette étude.



SOMMAIRE

INTRODUCTION. P. 1

PREMIERE PARTIE : Généralités.

CHAPITRE I-HISTORIQUE DES RECHERCHES, ETAT DES TRAVAUX ET DES CONCEPTIONS RECENTS. P. 5

CHAPITRE II-CADRE GEOMORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL. P.21

II.1-GEOLOGIE ET STRUCTURE DES FORMATIONS ANTE-QUATERNAIRES. P.21

II.2-GEOLOGIE, GEOMORPHOLOGIE ET CHRONOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS QUATERNAIRES. P.25

II.2.a-Sédimentologie et origine des dépôts loessiques. P.27

II.2.b-Le cadre chronostratigraphique de l'Europe du Nord-Ouest. P.31

II.2.c-Lithostratigraphie, répartition spatiale et cadre chronostratigraphique des dépôts loessiques. P.39

CHAPITRE III-PRESENTATION DE L'ETUDE: BUTS, METHODOLOGIE ET LIMITES. P.51

DEUXIEME PARTIE:
ETUDE DES TERRASSES DU BASSIN DE LA SOMME

CHAPITRE I- GEOMETRIE DES NAPPES ALLUVIALES ET EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA VALLEE. P.57

I.1-GEOMETRIE DE LA NAPPE DE FOND.	P.58
<u>I.1.a-Le Profil en long.</u>	P.59
<u>I.1.b-Les profils transverses.</u>	P.64
I.2-GEOMETRIE DES NAPPES ALLUVIALES DES TERRASSES	
<u>I.2.a-Méthodologie et valeur de la répartition altimétrique.</u>	P.68
<u>I.2.b-Répartition altimétrique et extension des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme et de la basse vallée de l'Avre.</u>	P.71
<u>I.2.c-Géométrie des nappes alluviales de la basse vallée de la Somme (secteurs de Boismont et de Saint-Valéry sur Somme)</u>	P.87
<u>I.2.d-Morphologie transversale des nappes alluviales, cartographie et évolution de la vallée.</u>	P.97
I.3-ETUDE DES RAPPORTS ENTRE LA TECTONIQUE ET LES TERRASSES.	P.113
I.4-CONCLUSION.	P.119
CHAPITRE II-<u>PRESENTATION DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES DETAILLEES : levés et descriptions des profils.</u>	P.121
II.1-BASSE VALLEE DE L'AVRE ET AMONT D'AMIENS.	
-CAGNY, carrière de la Chaîne d'Or	P.125
-CAGNY, carrière de la Garenne et du Cimetière	P.127-141
-CAGNY, carrière de l'Epinette	P.145
-SAINT-ACHEUL, carrière Bultel et Tellier	P.149
-SOURDON	P.159
-BOVES	P.165
-SAINT-SAUFLIEU	P.169
-SAINS-EN-AMIENOIS	P.175
II.2-MOYENNE VALLEE DE LA SOMME ENTRE AMIENS ET ABBEVILLE.	P.179
-MONTIERES, ferme de Grâce.	P.179
-MONTIERES, carrière de la Vierge.	P.181

-MONTIERES, carrière Boutmy-Muchembled.	P.185
-SAINT-SAUVEUR (sondages,1988).	P.189
-LONGPRE-LES-CORPS-SAINTS, carrière Descamps.	P.193
-CROUY.	P.197
-MAREUIL-CAUBERT.	P.201
-AILLY-SUR-SOMME.	P.205

II.3-MOYENNE VALLEE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR D'ABBEVILLE ET BASSE SOMME. P.209

-ABBEVILLE, carrière Carpentier.	P.209
-ABBEVILLE-Menchecourt.	P.213
-MAUTORT-CAMBRON.	P.217
-BOISMONT, carrière du Chemin des Salines.	P.229

CHAPITRE III-LA SEDIMENTATION ALLUVIALE ET LE PALEOENVIRONNEMENT DES GISEMENTS PALEOLITHIQUES EN PLACE. P.233

III.1-LA SEQUENCE DE LA PLAINE ALLUVIALE ACTUELLE (WEICHSELIEN ET HOLOCENE). P.233

III.1.a- <u>Structure et sédimentologie des graviers de la Nappe de fond.</u>	P.233
-------------------------------------------------------------------------------	-------

III.1.b- <u>Stratigraphie des dépôts fins (sables et limons; tourbes et tufs).</u>	P.235
------------------------------------------------------------------------------------	-------

III.2-LES SEQUENCES ALLUVIALES DES TERRASSES ET LE PALEOENVIRONNEMENT DES GISEMENTS PALEOLITHIQUES EN PLACE. P.247

III.2.a- <u>Structure et sédimentologie des dépôts grossiers des nappes alluviales.</u>	P.247
-----------------------------------------------------------------------------------------	-------

III.2.b- <u>Etude des séquences alluviales des terrasses.</u>	P.251
---------------------------------------------------------------	-------

-MONTIERES, ferme de Grâce.	P.253
-ABBEVILLE, carrière Carpentier.	P.261
-CAGNY, carrière de la Garenne.	P.266
-CAGNY, carrière du Cimetière.	P.277
-CAGNY, carrière de l'Épinette.	P.285

-LONGPRE-LES-CORPS-SAINTS, carrière Descamps.	P. 291
-ABBEVILLE, Menchecourt.	P. 298
-MONTIERES, carrière Boutmy.	P. 303
-SAINT-SAUVEUR.	P. 309
<u>III.2.c-Synthèse des conditions de mise en place et de la signification climatique des dépôts des séquences alluviales.</u>	P. 313
<u>CHAPITRE IV-ETUDE DE LA COUVERTURE LIMONEUSE.</u>	P.321
<u>IV.1-LE PLEISTOCENE SUPERIEUR:la séquence du bassin de la Somme.</u>	P.321
<u>IV.1.a-Lithostratigraphie.</u>	P.323
<u>IV.1.b-Evolution pédosédimentaire et chronostratigraphie.</u>	P.323
<u>IV.1.c-La sédimentation tardiglaciaire et début holocène : relations avec la séquence de fond de vallée.</u>	P.337
<u>IV.1.d-Conclusion.</u>	P.341
<u>IV.2-LES SEQUENCES DU PLEISTOCENE ANCIEN ET MOYEN.</u>	P.343
<u>IV.2.a-Le Pléistocène inférieur.</u>	P.343
<u>IV.2.b-Le Pléistocène moyen.</u>	P.343
-Cagny-la Garenne.	P.343
-Mautort (Abbeville-Ouest).	P.349
-Mareuil-Caubert.	P.352
-Menchecourt (Abbeville-Ouest).	P.353
<u>IV.2.c-Conclusion.</u>	P.354

-TROISIEME PARTIE: SYNTHESE DES RESULTATS.

**CHAPITRE I-MISE EN EVIDENCE D'UN SYSTEME MORPHO-
SEDIMENTAIRE CYCLIQUE ET HYPOTHESE SUR LA
FORMATION DES TERRASSES** P.361

**CHAPITRE II-POSITION DES GISEMENTS PALEOLITHIQUES
DANS CE SYSTEME, ENVIRONNEMENT MORPHOLOGIQUE ET
GEOLOGIQUE.** P.381

**II.1-ENVIRONNEMENT MORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE ET
CLIMATIQUE.** P.381

**II.1.a-Localisation des différents secteurs
d'intérêt archéologique.** P.381

II.1.b-Les gisements paléolithiques en place. P.383

II.2-CONCLUSIONS ET COMPARAISONS. P.387

**CHAPITRE III-SYSTEME STRATIGRAPHIQUE GENERAL,
COMPARAISONS ET INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRA-
PHIQUE.** P.391

III.1-SYSTEME LITHOSTRATIGRAPHIQUE GENERAL. P.391

**III.2-COMPARAISONS AVEC LES SYSTEMES DE TERRASSES
DES REGIONS LIMITOPHES.** P.395

**III.2.a-Comparaison avec d'autres systèmes de
la France du Nord-Ouest : Normandie (Seine) et
Nord.** P.395

**III.2.b-Comparaison avec quelques exemples de
systèmes de terrasses de l'Europe du Nord-Ouest:
vallées de la Haine (bassin supérieure de l'Escaut), de
la Maas et du Rhin (moyenne vallée).** P.399

III.3-INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE. P.405

CONCLUSION. P.417

LISTE DES ANNEXES.

1-TABLEAU SYNTHETIQUE DES DONNEES ALTIMETRIQUES SUR LA NAPPE DE FOND DE VALLEE.

2-PROFIL EN LONG DE LA NAPPE DE FOND.

3-COUPES TRANSVERSALES DE LA VALLEE ACTUELLE.

4-SYNTHESE DES DONNEES ALTIMETRIQUES SUR LES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA SOMME.

5-PROFIL EN LONG DES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA SOMME.

6-COUCPE DETAILLEE DU SYSTEME DES TERRASSES DE LA SOMME A MONTIERES.

7-EXEMPLES DE COUPES TRANSVERSALES SCHEMATIQUES (vallée de l'Avre et vallée de la Somme en amont d'Amiens).

8-EXEMPLES DE CARTOGRAPHIE DES NAPPES ALLUVIALES. AU 25 000ème.

9-FICHES DE SONDAGE (Numérotation par 8ème de carte au 50 000ème).

-Fiche type.

-Légende.

-Moreuil N°3/4/8

-Amiens N°5/6/7/8

-Hallencourt N°2/3/4

10-DONNEES GRANULOMETRIQUES (graviers des nappes alluviales).

Liste des figures :

- Fig. 1-**Les terrasses de la Somme, d'après J. Prestwitch, 1864. P.6
- Fig. 2-**Stratigraphie du terrain quaternaire du Nord de la France, de J. Ladrière, 1890, d'après J. Sommé et A. Tuffreau, 1978. P.6
- Fig. 3-**Coupe détaillée des carrières Bultel et Tellier de Saint-Acheul, d'après V. Commont, 1913. P.8
- Fig. 4-**Coupe du Quaternaire de la vallée de la Somme, 2^e terrasse (St-Acheul) et basse terrasse (Montières) combinées, d'après V. Commont, 1912. P.8
- Fig. 5-**Coupe de la vallée de la Somme à Montières, d'après V. Commont, 1909. P.10
- Fig. 6-**Profils longitudinaux des terrasses de la Somme, d'après V. Commont, 1911. P.10
- Fig. 7-**Coupe de la vallée de la Somme, d'après H. Breuil, 1934. P.12
- Fig. 8-**Illustration schématique de la notion de cycle climato-sédimentaire, d'après F. Bourdier, 1969. P.12
- Fig. 9-**Coupe théorique générale du Quaternaire de la région d'Amiens et localisation des différents profils pris en compte, d'après F. Bourdier, 1974. P.14
- Fig. 10-**Evolution des conceptions concernant les moyenne et basse terrasses de la Somme et leurs industries lithiques, d'après A. Tuffreau et al., 1982. P.16
- Fig. 11-**Evolution des conceptions concernant les nappes alluviales de la région d'Amiens, d'après P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986. P.16
- Fig. 12-**Essai de corrélation de la séquence de la Somme et des autres séquences régionales avec le sondage océanique V28-238, d'après P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986. P.18

- Fig. 13-**Morphologie et traits structuraux majeurs du bassin de la Somme. P. 20
- Fig. 14-**Stratigraphie du Crétacé supérieur de la Somme, d'après C. Monciardini. P. 22
- Fig. 15-**Schéma structural du bassin de la Somme et des régions limitrophes, établi d'après la structure du toit des Dièves turoniennes, d'après D. D'Arcy et J. C. Roux, 1971. P. 22
- Fig. 16-**Géologie et structure de la basse Somme, d'après N. Beun et P. Broquet, 1980. P. 24
- Fig. 17-**Délimitation des blocs et sous blocs tectoniques dans le N.W de l'Europe, d'après J. P. Colbeaux et al., 1980. P. 24
- Fig. 18-**Granulométrie des loess, paléosols, loess sableux et formations limoneuses litées; comparaison avec les sables tertiaires, d'après, J.P. Lautridou et al., 1984. P. 26
- Fig. 19-**Courbes granulométriques typiques de sédiments éoliens périglaciaires, d'après M. Jamagne et al., 1981. P. 26
- Fig. 20-**Structure originelle du loess : observation au MEB de la structure d'un loess calcaire du Weichsélien supérieur (Harmignies Belgique), d'après S. Balescu, 1988. P. 28
- Fig. 21-**Origine des loess : essai de cartographie des loess du Pléistocène moyen et de leurs aires d'alimentation, d'après J. P. Lautridou, 1985. P. 28
- Fig. 22-**Subdivisions climatiques et stratigraphiques du Pléistocène des Pays-Bas, d'après W. H. Zagwijn, 1985. P. 30
- Fig. 23-**Extension des principaux fronts morainiques dans le Nord-Ouest de l'Europe, d'après Liedtke, 1975 et West 1977, in P. Haesaerts, 1984. P. 32

Fig. 24-Représentation schématique de la stratigraphie des tillites saaliennes du Nord de l'Europe: E-W (Pays-Bas- Pologne) et N-S (Danemarck-Westphalie), d'après Ehlers et al., 1984. P. 32

Fig. 25 (A)-Courbe climatique de l'Eltérien au Saalien, d'après W. H. Zagwijn, 1973; **(B)**-Subdivisions palynologiques de l'Elstérien supérieur au Saalien inférieur du Nord des Pays-Bas, d'après W. H. Zagwijn, 1973. P. 34

Fig. 26-Tableau stratigraphique du Quaternaire de la France du Nord-Ouest et de la Belgique, d'après J.P. Lautridou, J.L. Monnier, M.T. Morzadec-Kerfourn, J. Sommé, et A. Tuffreau, 1982 (in Lautridou et al., 1986) P. 36

Fig. 27-Corrélations de l'Holsteinien, du Wacken et du Treene avec les stades et sous-stades isotopiques du sondage M13519, en fonction des datations ESR et U/Th, d'après M. Sarntheim et H. Streeme, 1986. P. 38

Fig. 28-Cartographie des formations éoliennes du pléistocène récent de l'Europe du Nord-Ouest, d'après Catt et al., in J.P. Lautridou, 1985. P. 40

Fig. 29-Lithostratigraphie et corrélations des principales séquences du Pléistocène moyen de la France septentrionale, d'après J.P. Lautridou et al., 1985. P. 42

Fig. 30-Achenheim : stratigraphie, courbe climatique, et corrélations avec les stades océaniques, d'après J.P. Lautridou et al., 1986. P. 42

Fig. 31-Corrélations entre les Formations continentales et littorales de France septentrionale et les sédiments des sondages océaniques profonds, d'après J.P. Lautridou et al., 1986. P. 43

Fig. 32-Tableau corrélatif des séquences loessiques saaliennes du Nord-Ouest de l'Europe basé sur les données de la stratigraphie TL.
-Corrélation avec les gisements pré-éemiens et l'enregistrement de la composition isotopique d'un sondage océanique. P. 43

- Fig. 33**-Répartition des faciès du Pléistocène supérieur au sein de la zonation climato-sédimentaire du Nord-Ouest de la France, d'après J.P. Lautridou et J. Sommé, 1974. P.45
- Fig. 34**-Les unités lithostratigraphiques du Pléistocène supérieur de la Belgique au Bassin Parisien et interprétation chronostratigraphique, d'après J.P. Lautridou et J. Sommé, 1974. P.46
- Fig. 35**-Tableau des unités Lithostratigraphiques du Pléistocène récent en Belgique et dans le Nord de la France, d'après R. Paepe et J. Sommé, 1970. P.46
- Fig. 36**-Séquence stratigraphique synthétique du Pléistocène supérieur de Moyenne Belgique, d'après P. Haesaerts, 1984. P.48
- Fig. 37**-Séquence et courbe climatique de l'Eemien à la fin du Weichsélien pour la Normandie et la Belgique d'après les données pédostratigraphiques et cryopédologiques, d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987. P.48
- Fig. 38**-Localisation des différents secteurs de vallée, localités repères et position des transects de la vallée actuelle (fig. 99 à 45). P.56
- Fig. 39**-Coupe de la vallée actuelle de la Somme au niveau de lamotte Brebières (modifié d'après un document du C.E.T.E) P.63
- Fig. 40**-Coupes de la vallée de la Somme entre Montières et argoeuves, modifiées d'après un document C.E.T.E/B.R.G.M. P.65
- Fig. 41**-Coupes de la vallées de la Selle, modifiées d'après un document C.E.T.E/B.R.G.M. P.67
- Fig.42**-Géométrie des nappes alluviales de la basse vallée de l'Avre (Moreuil et Longueau). P.72
- Fig. 43**-Géométrie des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme (entre Longueau et Crouy-Saint-Pierre). P.76
- Fig. 44**-Géométrie des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme (entre Crouy-Saint-Pierre et Pont-Rémy). P.78

- Fig. 45**-Géométrie des nappes alluviales de la Somme (aval de la moyenne vallée et basse vallée entre Coquerel et Port-le-Grand). P. 80
- Fig. 46**-Dénominations et altitudes relatives des nappes alluviales du bassin de la Somme : systèmes d'Amiens et d'Abbeville. P. 85
- Fig. 47**-Transect du versant Sud de la vallée de la Somme à hauteur du Chemin des Salines à Boismont, d'après C. Dupuis et al., 1977. P. 88
- Fig. 48**-Cartographie des Formations quaternaires de la Basse Somme, d'après R. Agache et al., 1963. P. 88
- Fig. 49**-Cartographie des nappes alluviales de la Basse-Somme, d'après C. Dupuis et al., 1977. P. 90
- Fig. 50**-Géométrie des nappes alluviales de la Basse-Somme de l'Estuaire (Le-Hourdel) à Mautort (Essentiellement d'après les données altimétriques de C. Dupuis et al., 1977 et V. Commont, 1910, 1911). P. 92
- Fig. 51**-Relations géométriques entre les nappes alluviales de la Basse-Somme et celles de la partie aval de la moyenne vallée (secteur d'Abbeville). P. 94
- Fig. 52**-Profils longitudinaux des nappes alluviales de la Seine entre Rouen et les fosses de la Manche, d'après D. Alduc et al., 1979. P. 95
- Fig. 53**-Coupe détaillée du système de terrasses de la Somme à Montières. P. 96
- Fig. 54**-Coupe type schématique d'une nappe alluviale de la Somme, illustrant les différentes caractéristiques du bed-rock et de la nappe en fonction de la position par rapport aux différentes parties de la terrasse. P. 100
- Fig. 55**-Cartographie des nappes alluviales de la Somme : Secteur de référence de Montières-Renancourt. P. 103

- Fig. 56**-Exemple d'évolution morphologique de la vallée de la Somme (paléotracés), d'après la cartographie des nappes alluviales (fig. 55). **P.105**
- Fig. 57**-Première approche des mécanismes d'individualisation et de préservation d'une nappe alluviale étagée illustrant le rôle de l'érosion latérale. **P.109**
- Fig. 58**-Comparaisons de nivellements : carte isocine épurée, discontinuités de vitesses, d'après J. Fourniguet, 1987. **P.113**
- Fig. 59**-Carte des déformations actuelles pour le Nord-Est de la France, d'après J. Fourniguet, 1987. **P.114**
- Fig. 60**-Répartition géographique des profils étudiés dans le bassin de la Somme. **P.122**
- Fig. 61**-Cagny carrière de la Chaîne d'Or : levé du sondage 1987. **P.124**
- Fig. 62** -Localisation et cadre morphologique des profils de Cagny-Cimetière et Cagny-la Garenne.
-Localisation du secteur fouillé et des sondages dans la carrière de la Garenne. **P.126**
- Fig. 63**-Cagny-la Garenne : levé général des dépôts de couverture, d'après M. Léger et al., 1975 (inédit). **P.128**
- Fig. 64** -Cagny-la Garenne : levé stratigraphique des dépôts de couverture, d'après P. Haesaerts,1986.
-Position du secteur fouillé et des sondages dans la nappe alluviale. **P.130**
- Fig. 65**-Cagny-la Garenne : micromorphologie, localisation des échantillons et corrélations avec Cagny-l'Épinette, modifié d'après B. Van Vliet-Lanoë,1989. **P.131**
- Fig. 66**-Cagny-la Garenne : levé détaillé du sondage S1 et de l'extrémité Est du secteur fouillé. **P.133**
- Fig. 67**-Coupe générale de la nappe alluviale de Cagny-la Garenne (nappe V), relations avec les dépôts de versant dans la partie SW. **P.137**

- Fig. 68-Cagny-la-Garenne** : levé général du sondage S2 et du passage entre les dépôts du sommet de nappe alluviale et la couverture. P.138
- Fig. 69-Cagny-la Garenne, sondage S3** : détail des unités 3 (dépôts de versant lités) et 5 (graviers fluviatiles à lentilles sablo-limoneuses litées). P.139
- Fig. 70-Cagny-Cimetière** : localisation des profils., d'après A. Tuffreau, 1987. P.140
- Fig. 71-Cagny-Cimetière** : levé de la coupe A, d'après A. Tuffreau, 1987. P.142
- Fig. 72-Cagny-Cimetière** : levé des coupes C et E. P.143
- Fig. 73-Cagny-l'EpINETTE** : plan des fouilles (1981 à 1985) et localisation des sondages, d'après A. Tuffreau, 1987. P.144
- Fig. 74-Cagny-l'EpINETTE** : coupe stratigraphique à la limite des travées D et E, d'après A. Tuffreau, 1987. P.146
- Fig. 75- Cagny-l'EpINETTE** : levé des sondages S1 (A) et S2 (B), d'après A. Tuffreau, 1987. P.147
- Fig. 76-Saint-Acheul carrière Bultel et Tellier** : localisation des sondages, d'après A. Tuffreau et J.P. Fagnart, 1986/1987. P.149
- Fig. 77-Saint-Acheul-Bultel et Tellier** : levé du sondage S1, d'après A. Tuffreau et J.P. Fagnart, 1986/1987. P.150
- Fig. 78-Saint-Acheul-Bultel et Tellier** : levé des sondages S2 (A) et S3 (B), d'après A. Tuffreau et J.P. Fagnart, 1986/1987. P.152
- Fig. 79-Saint-Acheul Bultel et Tellier** : détail de la paroi Ouest-Est du sondage S1. P.154
- Fig. 80-Saint-Acheul-Bultel et Tellier S1** : levé détaillé, lithologie, pédologie et corrélation avec S1, d'après P. Antoine, 1988. P. 156
- Fig. 81-Sourdon** : localisation de la briqueterie. P. 158

Fig. 82-Sourdon L1 : levé détaillé, lithologie, pédologie et lithostratigraphie.	P.161
Fig. 83-Sourdon L2 : levé détaillé.	P.163
Fig. 84-Boves : localisation et cadre morphologique.	P.164
Fig. 85-Boves : levé détaillé, lithologie et pédologie.	P.166
Fig. 86-Saint-Sauflieu : localisation et cadre morphologique des profils.	P.168
Fig. 87-Saint-Sauflieu : levé détaillé, lithologie, pédologie et lithostratigraphie du profil L1.	P.170
Fig. 88-Sains-en-Amiénois : localisation et cadre morphologique, d'après J. P. Fagnart et J. Fournier, 1982.	P.175
Fig. 89-Levé du sondage de Sains-en-Amiénois.	P.176
Fig. 90-Montières ferme de Grâce : localisation des anciennes carrières (Masure et Jourdain) et des sondages (A); Coupe synthétique du bord externe de la terrasse de Grâce (B), d'après Bourdier et al., 1974.	P.178
Fig. 91-Montières ferme de Grâce : levé partiel de la sablière Jourdain, d'après J.P. Lautridou et J. Sommé, 1975 (inédit).	P.178
Fig. 92-Montières-carrière de la Vierge : localisation et levé des sondages SI et SII, d'après A. Tuffreau, 1987.	P.180
Fig. 93-Montières-carrière de la Vierge : levé du sondage S IV, d'après A. Tuffreau, 1987.	P.182
Fig. 94-Montières carrière Boutmy-Muchembled : levé général, lithologie, pédologie et phénomènes périglaciaires.	P.184
Fig. 95-Montières carrière Boutmy-Muchembled : levé partiel , détail des couches 4 à 7.	P.187
Fig. 96-Saint-Sauveur : localisation des sondages et du trait de coupe, cartographie des nappes alluviales.	P.188

- Fig. 97-Saint-Sauveur** : logs et corrélations des sondages S1 , S2 et S3. P.190
- Fig. 98-Saint-Sauveur** : coupe synthétique de la terrasse et du bord externe de la nappe de fond de vallée. P.191
- Fig. 99-Longpré-les-Corps-Saints** : (A)-Position de la coupe dans la carrière; (B)-Localisation du levé récent (1989 : fig 100) par rapport au levé général de la paroi NW-SE, modifié d'après un document de J. Sommé et A. Tuffreau, 1979. P.192
- Fig. 100-Longpré-les-Corps-Saints** : levé partiel détaillé de la paroi NW-SE. P.194
- Fig. 101-Crouy** : localisation et cadre morphologique. P.196
- Fig.102-Crouy** : levé partiel de la paroi NW-SE. P.198
- Fig.103-Crouy** : levé partiel, lithologie, pédologie et lithostratigraphie de la paroi SW-NE. P.200
- Fig. 104-Mareuil-Caubert** : levé de la paroi de la fouille, d'après A. Tuffreau, 1987. P.202
- Fig. 105-Ailly-sur-Somme** : localisation et cadre morphologique. P.204
- Fig. 106-Ailly-sur-Somme** : levé d'ensemble du profil L1 et position du levé partiel L2. P.206
- Fig. 107-Ailly-sur-Somme** : levé partiel L2. P.207
- Fig.108-Localisation et cadre morphologique des profils et des gisements paléolithiques du secteur d'Abbeville.** P.208
- Fig. 109-Abbeville-carrière Carpentier** : levé détaillé. P.210
- Fig. 110-Menchecourt** : levé du sondage S1. P.214
- Fig. 111-Mautort-Cambron** : localisation et altitude N.G.F. des sondages (sept. 88). P.216

- Fig. 112-Mautort sondage S6 : levé détaillé et pédologie. P.218**
- Fig. 113-Mautort sondage S7 : levé général et localisation du levé partiel. P.220**
- Fig. 114-Mautort-sondage S7 : levé partiel. P.223**
- Fig. 115-Mautort-sondage S2 : levé général. P. 224**
- Fig.116-Mautort-sondage S2 : levé partiel détaillé. P. 226**
- Fig. 117-Boismont-carrière du Chemin des Salines : levé du profil principal, d'après P. Haesaerts, 1977. P.228**
- Fig.118-Boismont-carrière du Chemin des Salines : levé partiel ("Pot de Terre", n° 2), d'après P. Haesaerts, 1977. P. 228**
- Fig.119-Boismont-carrière du Chemin des Salines : séquence lithostratigraphique synthétique, d'après P. Haesaerts, 1977. P.230**
- Fig. 120-Coupe schématique de la séquence de fond de vallée de l'Avre d'après les observations effectuées dans la gravière de Thennes-Berteaucourt. P.236**
- Fig. 121-Représentation synthétique de la géométrie et de la stratigraphie des dépôts de fond de vallée; relations avec le bas de versant (d'après les coupes de Thennes, Etouvie, La Chaussée-Tirancourt, Crouy, Longpré-les-Corps-Saints et Bourdon). P.238**
- Fig. 122-Dépôts de fond de vallée : séquence alluviale synthétique (moyenne vallée de la Somme et basse vallée de l'Avre). P.240**
- Fig. 123-Coupes schématiques des dépôts de fond de vallée de la Somme, d'après F. Bourdier, 1969. P.242**
- Fig. 124-Coupe synthétique du talweg actuel de la Basse Somme de Pont-Rémy à l'estuaire, d'après R. Agache et al., 1963. P.242**
- Fig. 125-Coupe du bord externe de la vallée de la Somme à Mautort (redessinée d'après un document de l'étude géotechnique du C.E.T.E.). P.244**

- Fig. 126**-Stratigraphie et palynologie du sondage de Rue 3 (Basse Somme), d'après M. Ters et al., 1980. P.245
- Fig. 127**-Coupe synthétique du bord externe de la terrasse d'Argoeuves. P.246
- Fig. 128**-Bloc diagramme : essai de représentation de la morphologie du chenal de la Somme et de ses rapports avec les affluents lors de la mise en place des graviers d'une nappe alluviale donnée. P.250
- Fig. 129**-Séquence alluviale de la Nappe de Grâce : données synthétiques, d'après F. Bourdier et al., 1974. P.252
- Fig. 130**-Séquence alluviale de la Nappe de Grâce : représentation et données synthétiques, d'après J. Sommé, 1989. P.254
- Fig. 131**-Montières ferme de Grâce : résultats de l'analyse palynologique, d'après A.V. Munaut, 1974. P.256
- Fig. 132**-Faune malacologique de la carrière Jourdain-ferme de Grâce, d'après J.J. Puisségur, 1974. P.256
- Fig. 133**-Montières ferme de Grâce : molaires de rongeurs de la séquence de Grâce, d'après J. Chaline, (1974). P.258
- Fig. 134**-Montières ferme de Grâce : Industrie lithique récoltée au sommet des graviers, d'après F. Bourdier et al., 1974. P.258
- Fig. 135**-Séquence alluviale de la Nappe de Grâce : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (milieu, contextes dynamique et climatique) P.260
- Fig. 136**-Coupe de la carrière Carpentier à Abbeville, d'après V. Commont, 1910. P.261
- Fig. 137**-Palynologie (Palynozones) des sédiments fluviatiles de la carrière Carpentier (couches 4A à 5A fig. 109), d'après A. V. Munaut, 1989. P.263
- Fig. 138**-Séquence alluviale de la Nappe de la carrière Carpentier : représentation synthétique de l'évolution climato- sédimentaire. P.265

- Fig. 139**-Cagny-la Garenne : représentation synthétique de la géométrie des unités du bord externe de la terrasse et des rapports avec le versant. P.267
- Fig. 140**-Cagny-la Garenne : granulométrie (triangle des textures) des sédiments meubles de la séquence alluviale en position externe. P.271
- Fig. 141**-Cagny-la Garenne : Industrie lithique du cailloutis de la nappe alluviale, d'après A. Tuffreau, 1987. P.273
- Fig. 142**-Séquence alluviale de la Nappe de la Garenne : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.275
- Fig. 143**-Cagny-Cimetière : diagrammes palynologiques et palynozones des dépôts fluviatiles fins, d'après A.V. Munaut, 1988. P.279
- Fig. 144**-Cagny-Cimetière : industrie lithique de la couche K (cailloutis), d'après A. Tuffreau, 1987. P.281
- Fig. 145**-Séquence alluviale de la Nappe de la Garenne à Cagny-Cimetière : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.284
- Fig. 146**-Cagny l'Epinette : diagramme palynologique des sédiments fluviatiles fins, d'après A. V. Munaut, 1989. P.286
- Fig. 147**-Cagny-l'Epinette : industrie lithique des limons fluviatiles de fin de séquence (couches I, J et H, cf. fig. 74 et 75), d'après A. Tuffreau, 1987. P.289
- Fig. 148**-Nappe alluviale de l'Epinette : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.290
- Fig. 149**-Coupe synthétique de la basse terrasse de Longpré-les-Corps-Saints, d'après F. Bourdier et al., 1974. P.292
- Fig. 150**-Longpré-les-Corps-Saints : données synthétiques, d'après J. Sommé et al., 1984. P.292

- Fig. 151**-Longpré-les-Corps-Saints : diagrammes palynologiques et palynozones, d'après A. V. Munaut, 1988. P.294
- Fig. 152**-Nappe alluviale de Longpré-les-Corps-Saints : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.297
- Fig. 153**-Nappe alluviale de Menchecourt : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.301
- Fig. 154**-Nappe alluviale de Montières : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.306
- Fig. 155**-Nappe alluviale de Saint-Sauveur : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire. P.308
- Fig. 156**-Diagramme palynologique (A) et palynozones (B) du "sol gris de Saint-Sauveur" (couche 5 des figures 97 et 98), d'après A.V. Munaut, 1974 (A) et 1988 (B). P.310
- Fig. 157**-Essai de représentation synthétique des données sur les séquences alluviales des terrasses de la Somme, d'après l'ensemble des observations. P.318
- Fig. 158**-Localisations des principales séquences loessiques du Pléistocène supérieur. P.322
- Fig. 159**-Lithostratigraphie du Pléistocène supérieur du bassin de la Somme en position de plateau, d'après une photo. de la séquence de Sourdon. P.324
- Fig. 160**-Coupe synthétique de la vallée sèche de Saint-Saufieu illustrant la géométrie des unités du Pléistocène supérieur en fonction de la morphologie. P.327
- Fig. 161**-Tableau lithostratigraphique du Pléistocène supérieur du bassin de la Somme, d'après P. Antoine, 1986, 1988. P.330
- Fig. 162**-Sourdon : chronologie et fonctionnement des différents types de fentes de gel. P.332
- Fig. 163**-Séquence synthétique du Pléistocène supérieur du bassin de la Somme. P.340

- Fig. 164**-Courbes granulométriques des sédiments de la séquence de Cagny-la Garenne, d'après P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986. P. 345
- Fig. 165**-Coupe synthétique de la terrasse de Mautort (nappes de Mautort et de Cambron), d'après les sondages : S6, S7, S5, S4 et S2. P. 348
- Fig. 166**-Coupe 1 de Saint-Pierre-les Elbeuf, d'après J.P. Lautridou, 1985. P. 355
- Fig. 167**-Lithostratigraphie des séquences du pléistocène moyen du bassin de la Somme, corrélations avec les séquences de référence d'Elbeuf et d'Achenheim. P. 357
- Fig. 168**-Les séquences de référence du bassin de la Somme : positions relatives et corrélation à l'échelle de chaque cycle. P.368
- Fig.169**-Coupe synthétique des nappes de Montières (II), d'Etouvie (I) et de séquence de fond de vallée, illustrant l'évolution morpho-sédimentaire cyclique et ses rapports avec les différentes phases climatiques. P.370
- Fig.170**-Coupe générale de la terrasse de Saint-Sauveur (nappe I) : rapports géométriques entre la séquence alluviale (2 et 3) et la séquence de versant (4/5/6); interprétation climatique et chronostratigraphique. P.371
- Fig.171**-Erosion des rives concaves en liaison avec le développement d'un thermo-karst, d'après G. Petts and I. Foster, 1985. P.372
- Fig. 172 (A)**-Représentation schématique des différents types de chenaux, d'après Miall, 1977, in M. Morissawa, 1985. **(B)**-Processus de développement des barres graveleuses dans un chenal en tresses "braided channel", d'après Leopold and Wolman, in M. Morissawa, 1985. P.374
- Fig.173**-Illustration expérimentale de l'importance de la charge solide grossière dans le déclenchement de l'incision du bed-rock par abrasion, d'après Schepherd, 1972, in S.A. Shumm et al., 1987. P.376

- Fig. 174**-Représentation schématique du phénomène de pavage du lit qui implique l'arrêt de l'érosion verticale, d'après J. Allard et B. Latteux, 1988. **P.378**
- Fig. 175**-Formation des terrasses de la Somme : essai de représentation de l'évolution morpho-sédimentaire cyclique et de ses relations avec les différentes phases climatiques. **P.380**
- Fig.176**-Répartition des différents secteurs d'intérêt archéologique par rapport à une coupe schématique d'une terrasse de la Somme. **P.38**
- Fig.177**-Cagny-la Garenne : coupe schématique illustrant la paléogéographie du site au moment des premières occupations humaines. **P.385**
- Fig.178**-Coupe des nappes de Mesvin , de Petit-Spiennes et de la carrière Hélin; localisation du gisement paléolithique de Mesvin IV, modifié d'après P. Haesaerts, 1978. **P.388**
- Fig. 179**-Système lithostratigraphique synthétique des dépôts Quaternaires du bassin de la Somme (nappes et couverture). **P.392**
- Fig.180**-Profils longitudinaux des nappes alluviales de la vallée de la Seine, d'après A. Chancerel, 1986. **P. 394**
- Fig.181**-Basse terrasse de Tourville : position par rapport à la nappe de fond de vallée et coupe détaillée, d'après J.P. Lautridou, 1985. **P. 394**
- Fig. 182-(A)** : Les nappes alluviales de la Seine au Sud du Vexin et **(B)** : le déroulement théorique d'un cycle alluvial, d'après F. Lecolle, 1984. **P. 396**
- Fig.183**-Biache-Saint-Vaast : coupe semi schématique du versant de la Scarpe, d'après J. Sommé (in A. Tuffreau et J. Sommé, 1988). **P. 398**
- Fig. 184**-Biache-Saint-Vaast : Lithostratigraphie synthétique, calcimétrie et granulométrie, d'après J. Sommé, (in A.Tuffreau et J. Sommé, 1988). **P. 398**

Fig. 185-Disposition des nappes alluviales de la vallée de la Haine aux environs de Mons, d'après P. Haesaerts, 1986. **P. 400**

Fig.186-(A) : Coupe synthétique schématique du système de terrasses de la partie aval du Rhin moyen et **(B)** : Lithostratigraphie des différentes séquences de terrasses et données géochronologiques, d'après E. Bibus, in K. Fuchs et al., 1983. **P. 402**

Fig. 187-Kärlich : séquence synthétique et corrélation avec le sondage océanique V28-238, d'après K. Brunnacker, 1986. **P. 404**

Fig. 188-Courbe généralisée des paléotempératures océaniques avec quelques dates et évènements faunistiques importants, d'après Morlay et Hays°, 1981; Mankinen et Dalrymple°, 1979. **P. 407**

Fig.189-Courbe isotopique standard avec identification des différents pics, d'après Pisias et al., 1984. **P. 407**

Fig.190-Représentation synthétique schématique de la géométrie et de la stratigraphie du système de terrasses de la Somme; hypothèse de corrélation avec les subdivisions de l'échelle isotopique. **P. 409**

Fig. 191-Hypothèse de corrélation des séquences des nappes alluviales du bassin de la Somme avec la courbe généralisée des paléotempératures et la stratigraphie de l'Europe du Nord-Ouest. **P. 413**

Fig.192-Répartition des faunes du Pléistocène moyen de Belgique au sein de la biozonation des mammifères post-villafranchiens, d'après J.M. Cordy, 1984. **P. 414**

Liste des photographies :

- Photo.1**-Coupe d'une nappe alluviale ancienne altérée (bord interne de la nappe VI : Boves). **P.98**
- Photo. 2**-détail du contact en poches entre le bord interne de la Nappe de Mautort et son substratum crayeux altéré (dissolution, cryoturbation). **P.98**
- Photo. 3**-Cagny-la Garenne : système de failles provoquant l'affaissement de la couverture limoneuse avec formation d'un petit "graben" au droit des poches d'altération des graviers. **P.116**
- Photo. 4**-Détail de la photo. 3 : système de failles à rejeu centimétrique dans la base des dépôts de couverture. **P.116**
- Photo. 5**-Carrière du Mont-Pillard (Basse-Somme) : système de failles à rejeu décimétrique affectant une nappe alluviale ancienne et les dépôts tertiaires sous-jacents. **P.118**
- Photo. 6**-Carrière d'Argoeuves : lentilles de sable et limon lités à stratifications obliques discordantes. **P.248**
- Photo. 7**-Carrière d'Argoeuves : détail de la photo. 6. **P.248**
- Photo. 8**-Cagny-la Garenne : Géométrie des unités discordantes 5 et 6 au niveau du sondage S1 et à la limite Est de la fouille. **P.269**
- Photo. 9**-Cagny-la Garenne : unités 5 (unité supérieure de la nappe alluviale) et 4 ("sables verts") dans le sondage S2. **P.269**
- Photo. 10**-Séquence alluviale de Cagny-Cimetière : sommet des graviers K, et niveaux fluviatiles fins I, J et H, d'après A. Tuffreau 1980. **P.278**
- Photo. 11**-Séquence alluviale de Longpré-les-Corps-Saints : unités 6 , 7 et 8 du levé 1989. **P.291**
- Photo. 12**-Menhecourt sondage S1 : couches fluvio-marines 5B et 5C . **P.299**

Photo. 13-Bourdon (nappe IV) : détail de la structure des dépôts de fin de séquence (fluvio-marin ?). **P.302**

Photo. 14-Séquence alluviale de la Nappe de Montières (carrière Boutmy-Muchembled). **P.304**

Photo. 15-Saint-Sauveur : nucléus, éclats et fragment de faune provenant du limon fluvial 6. **P.312**

Photo. 16-La séquence intermédiaire dans la carrière de Crouy (couverture de la nappe II en bordure de la vallée actuelle). **P.338**

INTRODUCTION

Ce travail s'inscrit dans le cadre du renouveau actuel des recherches sur le Quaternaire et la Préhistoire de la vallée de la Somme, que l'on doit à A. Tuffreau et J. Sommé. Il a été entrepris à la suite d'une première approche du Quaternaire de cette région, lors d'un travail de DEA sur la stratigraphie des loess récents, soutenu en 1986.

Probablement en raison de sa qualité de région Type pour la Préhistoire, attestée par l'importance et le nombre des travaux publiés, les recherches anciennes sur le Quaternaire du bassin de la Somme ont été essentiellement liées aux sites classiques de Saint-Acheul, Montières ou Abbeville. Si ces nombreux travaux ont permis de connaître en détail la stratigraphie de ces coupes de référence, il est néanmoins apparu récemment de plus en plus nécessaire d'intégrer ces connaissances, ainsi que celles résultant des fouilles modernes, dans un cadre géologique plus large, à l'échelle de l'ensemble du système de terrasses.

Dans cette optique l'étude est essentiellement basée sur une diversification des travaux de terrain, localement complétés par la micro-morphologie, et elle intègre les travaux anciens ainsi que l'ensemble des données bioclimatiques actuellement disponibles.

Le travail de terrain a été mené en parallèle avec une opération de prospection des gisements de graviers et des sites paléolithiques associés, qui a permis d'effectuer de nombreux sondages et réavivages de coupes à l'origine de l'essentiel des données nouvelles. Par ailleurs, les observations concernant le paléoenvironnement sont basées sur les résultats des fouilles menées depuis dix ans dans la Somme, par A. Tuffreau et son équipe.

Les trois directions principales de cette étude du système de terrasses du bassin de la Somme sont les suivantes :

-Définition de la géométrie et de la répartition spatiale du système de nappes alluviales (cartographie), et tout particulièrement des termes les plus anciens encore très mal connus.

-Etude détaillée des séquences alluviales, interprétation dynamique et climatique des dépôts ; paléoenvironnement des gisements paléolithiques en place.

-Etude de la couverture limoneuse, lithostratigraphie et corréla-

tions avec les régions limitrophes.

C'est la synthèse de l'ensemble de ces données qui va permettre de proposer un cadre lithostratigraphique précis, une interprétation de la formation du système de terrasses et de ses rapports avec les variations climatiques quaternaires et le contexte structural, et enfin de discuter les hypothèses d'interprétation chronostratigraphique.

PREMIERE PARTIE

Première partie : GENERALITES

CHAPITRE I-HISTORIQUE DES RECHERCHES, ETAT DES TRAVAUX ET CONCEPTIONS RECENTS.

Plus qu'un historique des recherches sur le Quaternaire et la Préhistoire de la vallée de la Somme, qui d'ailleurs ont déjà fait l'objet de nombreuses études détaillées (Bourdier, 1969, 1984; Bourdier et Lautridou, 1974b, Sommé et Tuffreau, 1978; Tuffreau, 1987), cette partie est destinée à retracer les grandes lignes de l'évolution des conceptions sur la géologie, l'âge et la formation des terrasses, afin de mettre en évidence les lacunes et les problèmes qui persistent.

-L'origine des recherches et les conceptions anciennes.

L'origine des recherches sur les dépôts quaternaires de la vallée de la Somme est intimement liée à celle de la Préhistoire. A la suite des pionniers comme Laurent Traullé et Casimir Picard (1806-1841) qui les premiers découvrirent des outils dans les tourbières, puis identifièrent les outils en silex, J. Boucher de Perthes (1788-1868), en continuant l'oeuvre de C. Picard, montra l'évidence de la présence, dans les alluvions anciennes, d'outils en silex taillés par l'homme en association avec des restes d'animaux fossiles. Il publia ses conceptions dans le premier tome de son ouvrage sur les Antiquités celtiques et antédiluviennes, qui souleva de nombreuses critiques.

Cependant ce n'est qu'ultérieurement, à la suite d'une supercherie involontaire (découverte de la mâchoire humaine de Moulin Quignon fabriquée par les ouvriers des carrières), qu'il put imposer définitivement ses conceptions sur la haute antiquité de l'Homme. La Somme suscita dès lors un grand intérêt de la part des géologues.

C'est au Docteur Rigollot, disciple de Boucher de Perthes, que l'on doit les premières fouilles véritablement scientifiques, menées en collaboration avec le géologue Buteux qui effectua les premières descriptions stratigraphiques des alluvions de la moyenne terrasse d'Amiens et de Saint-Acheul.

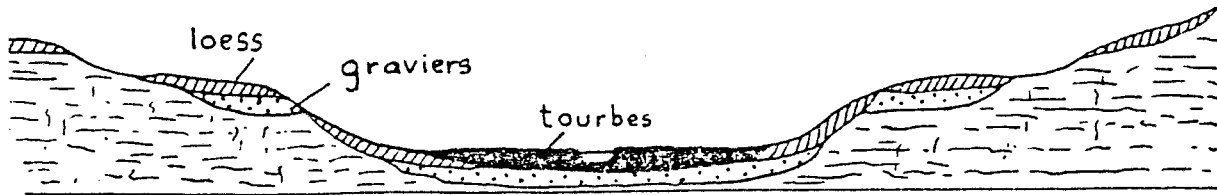


Fig. 1-Les terrasses de la Somme, d'après J. Prestwitch, 1864.

Assises	Unités stratigraphiques	Plateau de la Sambre	Entre Escaut et Sambre	Entre Escaut et Somme
Supér. (a)	Limon supérieur brun-rougeâtre	Feuilleté au N	Très pur	
	Ergeron : limon jaune d'ocre fin	Doux, calcaire, ou non, à veinules (parfois sableuses)		calcaire. lits de granules de craie
	Gravier supérieur (souvent simple lit de très petits éclats de silex + galets tertiaires + parfois industries moustériennes.	Rare et discontinu		
Moyenne (b)	Limon gris cendré ou blanchâtre avec manganèse ou avec Succinées	Presque continu		
	Limon fendillé (fragments schistoïdes colorés par ocre brun-rougeâtre)	Partout		
	Limon doux jaunâtre avec points noirs	Partout		
Moyenne (b)	Limon panaché argileux grisâtre avec veines jaunes, très sableux à la base : souvent nombreuses concrétions ferrugineuses filiformes	Bien développé		Rare
	Gravier moyen (galets tertiaires et silex, <i>E. primigenius</i> remanié)			
Intér. (c)	Limon noirâtre tourbeux ou tourbe avec Succinées	fréquent	Rare	
	Glaise gris verdâtre ou bleue, argileuse ou sablo-argileuse + éclats de silex	Couche presque continue texture argilo-sableuse		Lambeaux isolés texture sableuse
	Sable grossier argileux verdâtre avec quelques éclats de silex	Discontinu		
	Diluvium = gravier intérieur = sable grossier et blocs (<i>E. primigenius</i> , <i>R. tichorinus</i> , <i>Equus</i>)			

Fig. 2-Stratigraphie du terrain quaternaire du Nord de la France, de J. Ladrière, 1890, d'après J. Sommé et A. Tuffreau, 1978.

Un peu plus tard, les fouilles précises menées dans les alluvions anciennes de Saint-Acheul par J. Prestwitch, puis A. Gaudri en 1859, permirent de démontrer définitivement la présence d'outils en silex taillés par l'homme dans les graviers des terrasses de la Somme, et d'imposer les idées de Boucher de Perthes. Les niveaux de Saint-Acheul devinrent le gisement type de l'Acheuléen créé par G. de Mortillet en 1872.

A la suite des descriptions stratigraphiques de Buteux sur les graviers de Saint-Acheul, la première vue d'ensemble concernant les terrasses de la Somme est due à J. Prestwitch, qui distingue alors nettement le palier d'incision de la terrasse, les graviers et la couverture de loess (fig.1). Ultérieurement N. de Mercey montre la présence d'un très haut niveau d'alluvions, et suggère que la vallée s'est creusée à partir de ce niveau, par stades successifs matérialisés par la moyenne et la basse nappe alluviale.

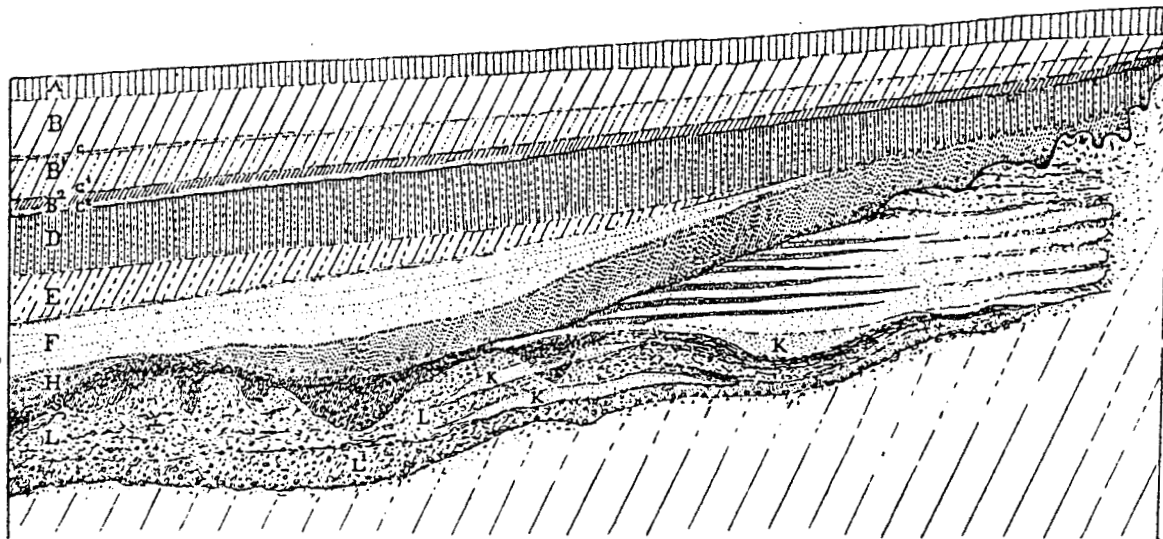
C'est à J. Ladrière (1890) que l'on doit par contre le premier système lithostratigraphique détaillé des limons quaternaires du Nord de la France. (fig. 2). D'après de nombreuses coupes du Hainaut, il a divisé les dépôts quaternaires en trois assises en tenant compte des variations latérales de faciès des unités (Ladrière, 1890). Bien qu'essentiellement axé sur le Nord, le système de Ladrière est néanmoins applicable dans le bassin de la Somme où les épaisseurs des dépôts sont plus faibles, et va servir de base aux travaux exemplaires de V. Commont (1866-1918).

En effet, ce n'est qu'avec les recherches de ce dernier que l'on voit apparaître la première étude stratigraphique détaillée de l'ensemble du système de terrasses de la Somme, à la fois sous l'aspect géométrique, stratigraphique (fig. 3), dynamique et préhistorique. Il publia ses travaux dans de nombreuses notes descriptives et mémoires de synthèse comme notamment "Saint-Acheul et Montières. Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire" (1909a) ou "Les Hommes contemporains du renne dans la vallée de la Somme"(1913a).

V. Commont (1910a, 1911b) distingua quatre niveaux de terrasses en fonction de leur altitude relative par rapport au "lit inférieur", correspondant au creusement maximum du talweg actuel : basse terrasse de 10 m; 2^e terrasse ou terrasse de 30m ; 3^e terrasse ou terrasse de 40m (subdivisée en deux nappes) et 4^e terrasse ou terrasse de 55m.

Par des nivellements extrêmement précis, il fut le premier à établir le profil longitudinal de la base de ces terrasses étagées et à montrer qu'il était subparallèle au dernier stade d'incision de la vallée (fig. 6). C'est cette démarche qui lui permit de comprendre la disparition de la basse terrasse en aval de Longpré-les-Corps-Saints sous le colmatage de tourbes de la vallée actuelle.

Du point de vue stratigraphique il montra que chaque nappe alluviale était constituée par la succession de graviers puis de dépôts fins



Hauteurs _____ 5m.
 Longueurs _____ 10m.

Coupe des carrières Bultel (à droite) et Tellier (à gauche) S.-O. — N.-E., le sol est à l'alt. 55 - 53 m.

Fig. 3-Coupe détaillée des carrières Bultel et Tellier de Saint-Acheul, d'après V. Commont, 1913.

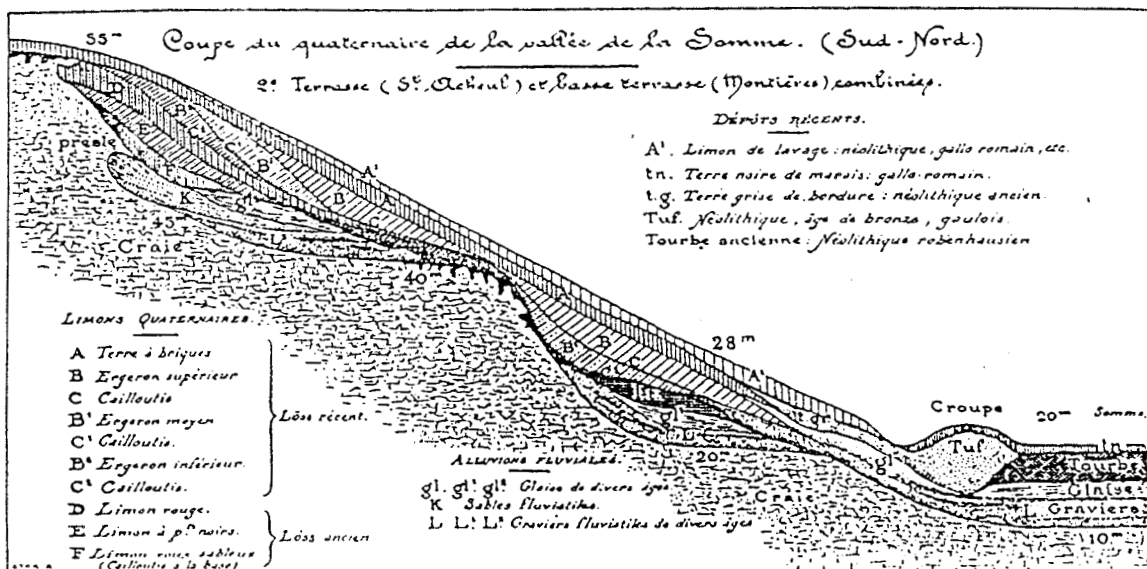


Fig. 4-Coupe du Quaternaire de la vallée de la Somme, 2è terrasse (St-Acheul) et basse terrasse (Montières) combinées, d'après V. Commont, 1912.

calcaires, établit des coupes très complètes du système de terrasses (fig. 4 et 5), et comprit les rapports avec les nappes alluviales et les apports latéraux, avant que les mécanismes de la solifluxion ne fussent connus.

Enfin, il établit une stratigraphie détaillée des loess du dernier glaciaire ou "Ergeron" (Commont, 1909a, 1912b) qui, tout en se basant sur le travail de J. Ladrière, le modifiait en montrant que le "limon gris" appartenait aux limons récents. Cependant l'interprétation chronostratigraphique, dans le cadre du système alpin de Penk et Bruckner où les périodes glaciaires correspondaient uniquement aux phases d'avancée des glaciers (Tuffreau et al., 1982a) l'amena à des interprétations en contradiction avec ses observations.

La simplification due à l'application du schéma de corrélation glaciaire poussa V. Commont à attribuer la formation de la basse terrasse au Würm (1913a), alors qu'il avait noté la présence du limon fendillé dans sa couverture (Commont, 1909a, 1913b), et la terrasse de 30 m au Riss. Selon ce schéma, les limons anciens, compris entre les avancées glaciaires marquées par les cailloutis de ces deux terrasses, étaient alors considérés comme interglaciaires.

Malgré les incohérences de cette interprétation tardive, l'oeuvre de V. Commont, fondée sur une observation méticuleuse reste essentielle en raison de la qualité et de la précision des descriptions et des nivellements, qu'il est facile de constater actuellement. Malheureusement ses travaux seront ensuite souvent repris d'une manière synthétique sans qu'il soit tenu compte des observations détaillées.

C'est après la disparition de V. Commont que L. de Lamothe, développant la théorie eustatique de Depéret, essaya de l'appliquer aux terrasses de la Somme, en contradiction totale avec les observations de V. Commont. En effet d'après cette théorie les terrasses représentent des hauts niveaux marins interglaciaires dont l'étagement est dû à une baisse constante de la surface des océans. Elle implique en outre l'équidistance universelle des nappes alluviales et l'absence totale de mouvements du sol.

Les études sur les terrasses de la Somme et leurs industries seront ensuite reprises par H. Breuil qui applique la théorie de Lamothe et Depéret et attribue les nappes de graviers à des périodes interglaciaires, sans tenir compte des observations de V. Commont qui avaient montré l'interstratification des graviers avec des coulées de solifluxion, témoignant de leur origine glaciaire.

Reprenant néanmoins les observations de ce dernier, H. Breuil, en collaboration avec son ami L. Koslowsky (1931-1934), essaie de replacer les industries paléolithiques dans un cadre chronostratigraphique précis. Il distingue quatre terrasses (fig. 7) et subdivise la basse terrasse en deux nappes distinctes (terrasses de 10 et de 5m).

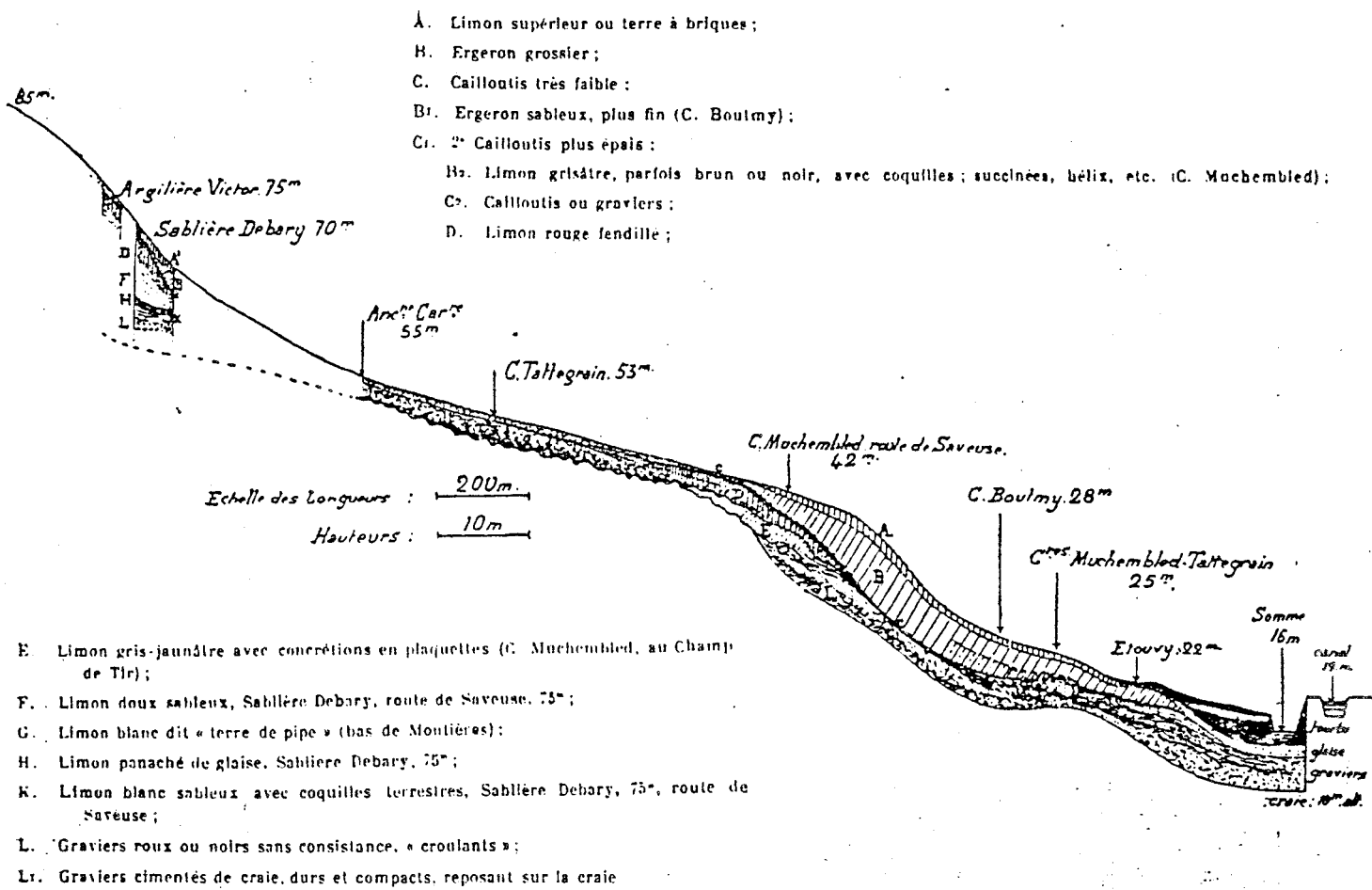


Fig. 5-Coupe de la vallée de la Somme à Montières, d'après V. Commont, 1909.

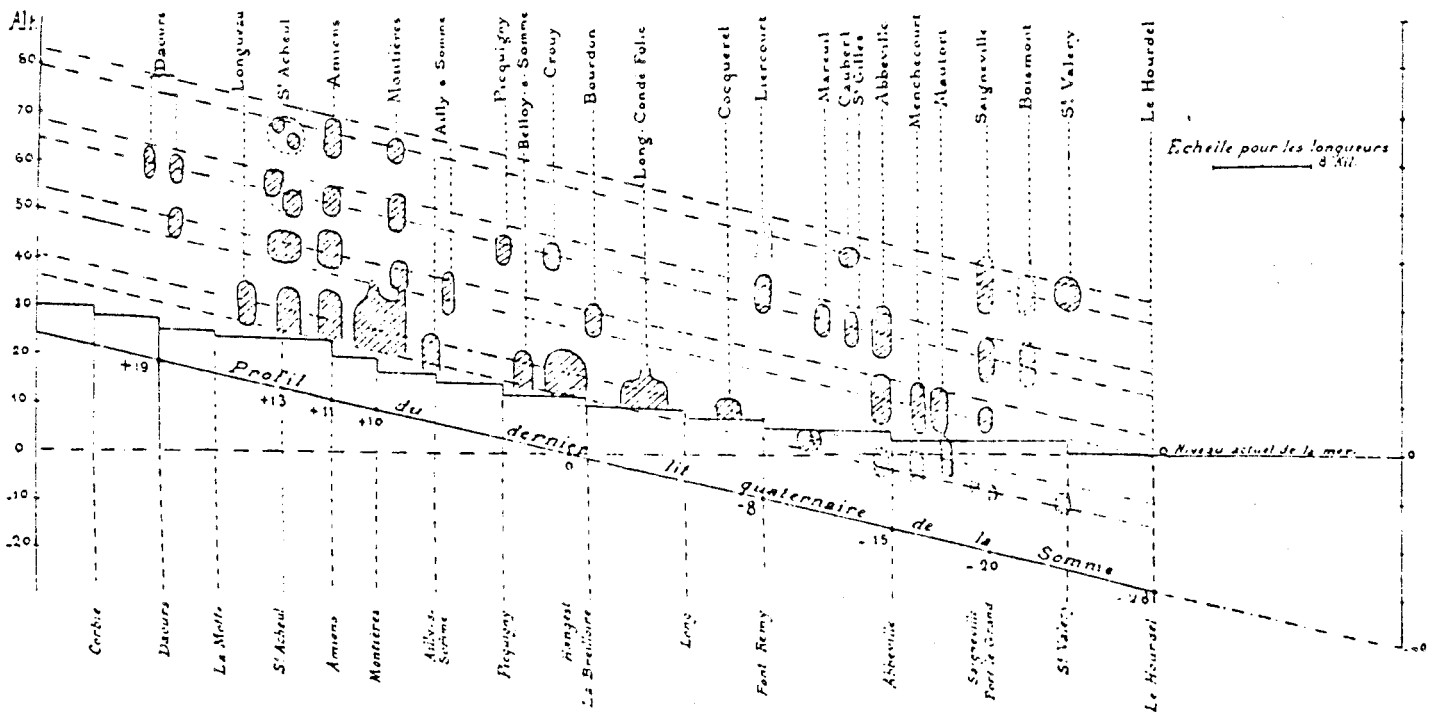


Fig. 6-Profiles longitudinaux des terrasses de la Somme, d'après V. Commont, 1911.

Sous l'influence des travaux de Gripp, il introduit la notion de solifluxion, mais poussé par le désir de retrouver dans la Somme les 11 phases froides mises en évidence en Allemagne par Soergel, il applique d'une manière systématique le schéma selon lequel chaque coulée de solifluxion correspond à une période glaciaire, séparée de la suivante par des graviers qui sont donc de climat interglaciaire.

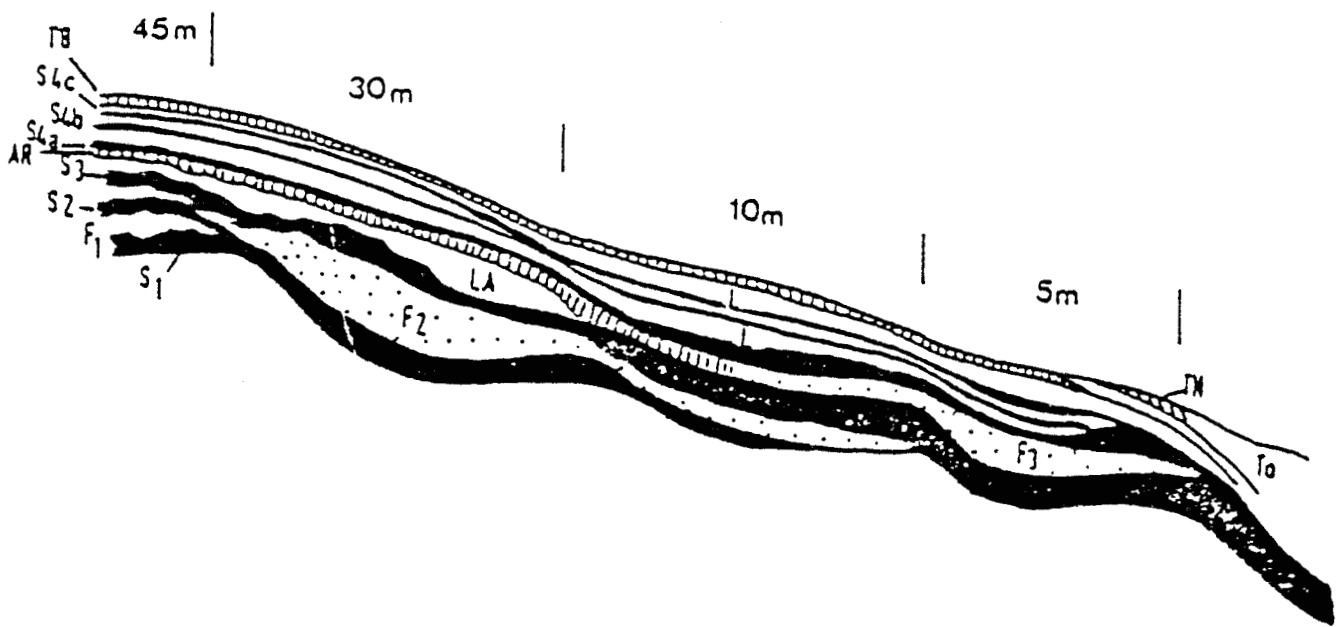
Ces considérations l'amènent à proposer une interprétation très complexe du mécanisme de mise en place des différentes terrasses, mêlant les idées opposées de Commont et de Lamothe, ce qui notamment lui fait attribuer le cailloutis de la haute terrasse au Günz-Mindel, et au Mindel-Riss l'ensemble des cailloutis supérieurs de la haute terrasse, des graviers inférieurs de la moyenne terrasse et du bord interne de la basse terrasse.

Une nouvelle interprétation des terrasses de la Somme sera ensuite proposée, dès la fin de la deuxième guerre mondiale, par F. Bourdier (1910-1985) qui appliqua la notion extrêmement différente et nouvelle de cycle climato-sédimentaire (fig. 8), qu'il avait établie dès 1938 d'après ses observations en Charente (Bourdier, 1938).

Cette interprétation lui permit de démontrer et d'imposer définitivement la notion de nappe alluviale périglaciaire dans le bassin de la Somme. Parallèlement, il fut le premier à souligner l'importance des mouvements tectoniques (soulèvement du continent) sur la formation des terrasses de la Somme (Bourdier, 1974a; Bourdier et Lautridou, 1974a) et à souligner le rôle de réservoir de la craie. Sous climat tempéré, l'infiltration des eaux de pluie dans cette roche poreuse supprime le ruissellement et régularise les rivières, dont la dynamique et la sédimentation sont alors extrêmement faibles (1974a).

Alors que les recherches de F. Bourdier étaient déjà avancées, F. Bordes, dans le cadre de sa thèse sur les limons quaternaires du Bassin Parisien (1954), s'intéressa aux terrasses de la Somme. Influencé par R. Vaufrey et J. Piveteau, partisans d'une "chronologie courte", il critiqua les conceptions de Breuil en soulignant ses erreurs et attribua notamment la basse terrasse de 5m au Würm, celle de 10m à la fin du Riss et au Riss/Würm et la moyenne terrasse au début du Riss.

Cependant, F. Bourdier continue ses travaux et apporte une vision synthétique sur la stratigraphie, la dynamique de l'ensemble des terrasses (fig. 9) et la succession de leurs industries par son "Etude comparée des dépôts quaternaires de la Seine et de la Somme" (1969). Dans cet ouvrage il démontre l'ancienneté du système de terrasses, qu'il fait remonter au Günz avec la formation de la nappe alluviale de la très haute terrasse de Grâce ainsi que celle de la moyenne terrasse de Cagny-la Garenne qu'il attribue à une phase glaciaire du Mindel, le Mindel II, selon une



45, 30, ...: les différentes terrasses; S : les solifluxions successives; F : dépôts fluviatiles; L.A : loess anciens; A.R : argile rouge; T.B. : terre à briques; TO : tourbes ; TN : terre noire.

Fig. 7-Coupe de la vallée de la Somme, d'après H. Breuil, 1934.

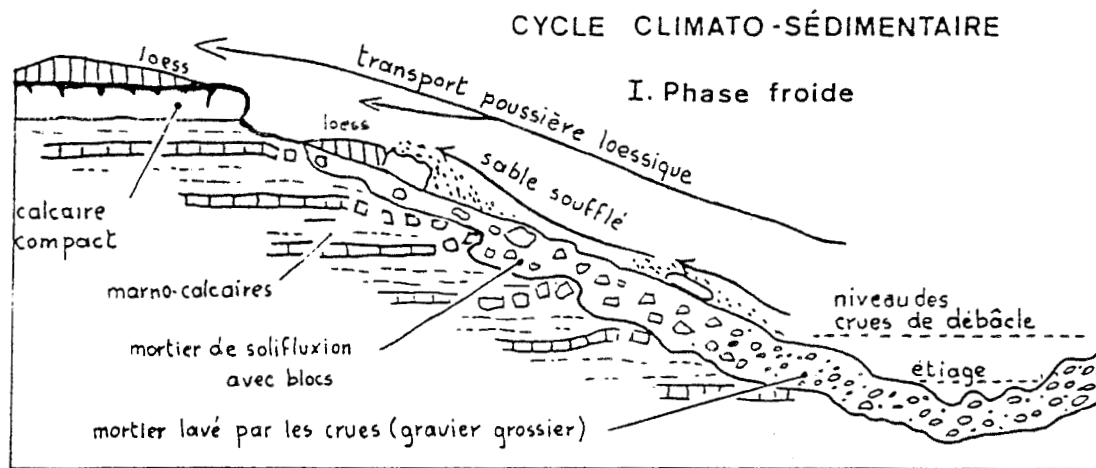


Fig.9

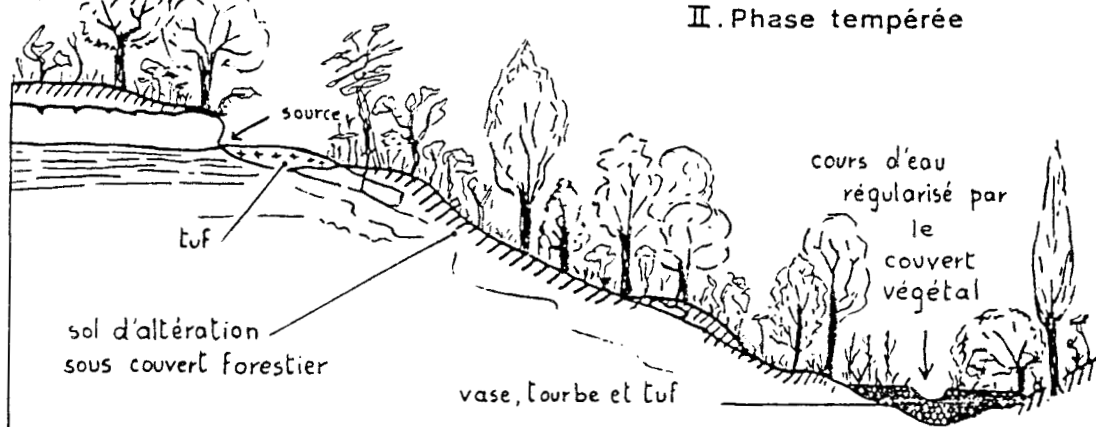


Fig. 8-Illustration schématique de la notion de cycle climato-sédimentaire, d'après F. Bourdier, 1969.

interprétation qu'il avait d'ailleurs déjà pressentie plusieurs années auparavant (Bourdier, 1958, 1954).

C'est par l'étude de la couverture limoneuse et surtout des paléosols qu'il aboutit à ces interprétations et comprend l'ancienneté du système de terrasses. En effet, il observe que les loess anciens de Cagny sont séparés par plusieurs paléosols qu'il attribue à des interstades du Riss. De même, il interprète l'argile brune qui surmonte la "presle" de Cagny-la-Garenne "l'argile chocolat", comme le résultat d'un interglaciaire particulièrement important, le Mindel-Riss, contrairement à F. Bordes (1954) qui y voyait une argile à silex remaniée. Cet interglaciaire qui sépare les loess anciens de la nappe alluviale est en outre responsable de l'altération en poche au sommet de la nappe alluviale.

En 1974 il publie avec J. P. Lautridou un deuxième ouvrage fondamental : Quaternaire et Paléolithique des bassins de la Somme et de la Seine, qui par son aspect pluridisciplinaire (stratigraphie, dynamique, palynologie, malacologie, micromammifères, paléomagnétisme) préfigure les études actuelles.

Cette approche, tout en reprenant les résultats précédents, a permis de montrer en particulier la polarité magnétique négative de la nappe de Grâce et la complexité de l'interprétation climatique des dépôts fluviatiles fins de la moyenne terrasse ("interstade de Cagny") . Il faut aussi citer sa synthèse sur le Quaternaire de la basse Somme, menée en collaboration avec R. Agache et R. Petit (1963), et qui en raison du peu de travaux récents dans ce secteur restera longtemps une référence.

Enfin, si les travaux de F. Bourdier et de ses collaborateurs constituent encore une base pour les recherches actuelles, la représentation toujours très schématique des profils étudiés, ainsi que le mélange d'interprétations et de descriptions (stratigraphie, palynologie, malacologie...) pose malheureusement des problèmes pour replacer ces données dans le cadre d'un travail récent.

-Les travaux et les conceptions récentes

A la suite des travaux de F. Bourdier et al., les recherches sur le Quaternaire et le Paléolithique du Bassin de la Somme ne reprisent véritablement qu'à partir de 1977, à l'initiative de A. Tuffreau qui entama un programme de révision des gisements de la Somme (1977-1989).

A la même époque, il faut signaler une étude des nappes alluviales de la basse Somme entreprise par C. Dupuis et P. Haesaerts (Dupuis et al., 1977) dans laquelle on trouve une première approche cartographique, et une étude des influences marines dans les nappes de Saint-Valéry sur Somme., ainsi que les interventions ponctuelles de J. de Heinzelin et P.

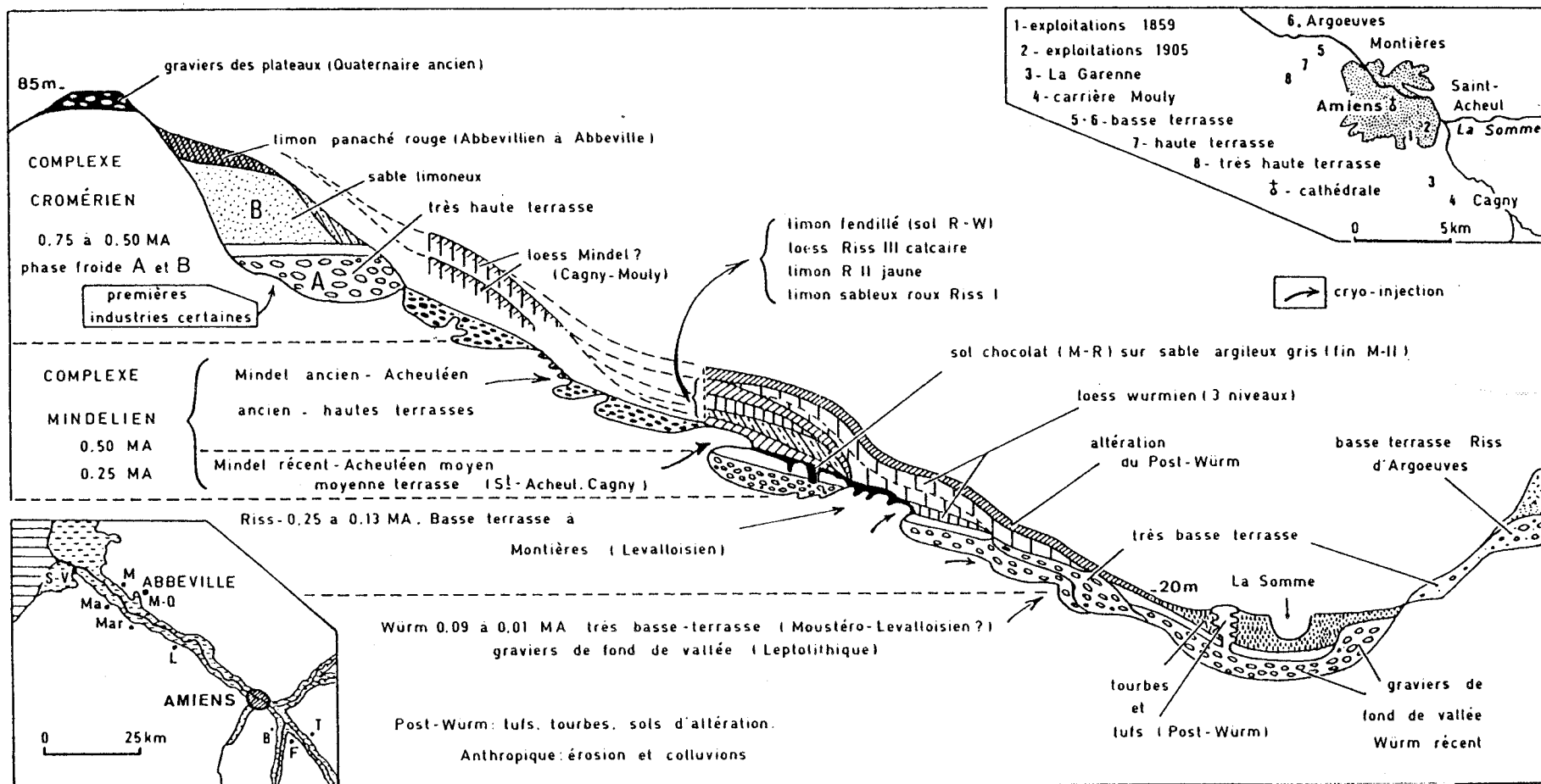


Fig. 9-Coupe théorique générale du Quaternaire de la région d'Amiens et localisation des différents profils pris en compte, d'après F. Bourdier, 1974.

Haesaerts dans le secteur de Boismont (Devismes et al., 1977).

Les nombreuses fouilles et sondages menés par A. Tuffreau (Montières-la Vierge, Cagny-Cimetière, Mareuil Caubert, Saint-Acheul rue M. Berthelot, et carrière Bultel et Tellier, Cagny l'Épinette et la Garenne) ont donné lieu à des études pluridisciplinaires, qui apportent des données de plus en plus nombreuses à l'étude du paléoenvironnement des gisements en place et à l'interprétation climatique des dépôts.

Dans le cadre de ce renouveau de l'étude des terrasses de la Somme, A. Tuffreau et J. Sommé, en collaboration avec A. V. Munaut et J.J. Puisségur entreprirent une révision des différentes stratigraphies des basses terrasses du Nord de la France et de la Somme (fig. 10) qui permit de démontrer l'ancienneté de son creusement, antérieur à deux cycles interglaciaire-glaciaire et d'établir des corrélations avec le Nord (Tuffreau et al., 1982a). De même, l'étude de la basse terrasse de Longpré-les-Corps-Saints confirme ces travaux et amène J. Sommé et al. (1984) à souligner le rôle du contrôle climatique dans la formation des dépôts de terrasse et à attribuer la phase d'incision au début du Pléniglaciaire.

Plus récemment, P. Haesaerts et ses collaborateurs ont entrepris une étude détaillée (stratigraphie, micromorphologie et minéraux lourds) des dépôts de couverture des gisements de Cagny (Haesaerts et al., 1984), puis une synthèse sur l'ensemble des terrasses de la Somme et de l'Avre dans la région d'Amiens (Haesaerts et Dupuis, 1986). Ce dernier travail basé essentiellement sur les résultats obtenus à Cagny la Garenne et sur les données anciennes issues des travaux de V. Commont a conduit P. Haesaerts à proposer une lithostratigraphie des nappes alluviales de la Somme (fig.11), ainsi que des corrélations avec la Belgique, la stratigraphie de l'Europe du Nord Ouest et les enregistrements océaniques (fig. 12). Ces travaux confirment l'ancienneté de la nappe de la Garenne et réactualisent la notion de cycle climato-sédimentaire.

Récemment, S. Balescu (1986, 1988), dans le cadre d'une étude des loess saaliens de l'Europe du Nord-Ouest a apporté des données décisives sur la position relative des diverses unités, leur corrélation avec la stratigraphie de l'Europe du Nord-Ouest et les enregistrements océaniques, en utilisant la stratigraphie TL.

Avant de terminer cet historique il faut signaler les travaux de terrain menés dans le secteur de Mautort en septembre 1988, en collaboration avec A. Tuffreau et J. P. Fagnart, lors des premiers travaux de la rocade d'Abbeville. Plusieurs sondages profonds ont en effet débouché sur des résultats très importants concernant la structure des nappes alluviales et la stratigraphie de la couverture, intégrés à cette thèse et en partie publiés dans le livret guide (Antoine, 1989d) du colloque L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe, organisé en juin 1989 à Saint-Riquier par A. Tuffreau.

	Commont 1907	Commont 1912	Commont 1913	Breuil 1932 1954	Bordes 1959 1968	Bourdier 1967 1969 1974
Moyenne terrasse ou 2 ^e de Commont (30m)			Riss Chelléen	1ère moitié Mindel-Riss Acheuléen II Acheuléen III	Début Riss Acheuléen moyen	Mindel II Acheuléen moyen Pre-Lézallosien
Couverture de la moyenne terrasse			Q.M. Acheuléen inf. Acheuléen sup.	Riss Acheuléen IV Acheuléen V	Riss I Acheuléen moyen Riss II Riss III Acheuléen supérieur	Riss I Acheuléen sup. Riss II Riss III Lézallosien
Creusement de la basse terrasse (10m)				Mindel	Riss	Riss
Basse terrasse de 10m	Quaternaire moyen de Ladière	(Riss) fin Riss-Wurm	Wurm Chelléen évolué Moustérien Claustral	bord externe M-R. Acheuléen I-II Acheuléen III Riss Acheuléen VI Acheuléen VII Lézallosien IV R-W	Riss R-W Acheuléen sup ?	Acheuléen supérieur ou Post-Acheuléen Riss Lézallosien
Couverture de la basse terrasse de 10m	Quaternaire sup. de Ladière	Wurm	Wurm Moustérien inf. Post-Glaciaire Moustérien sup. Aurignacien	Lézallosien V Wurm Lézallosien VI Lézallosien VII Aurignacien	Wurm Moustérien	Riss III R-W Wurm
Creusement de la basse terrasse (5m)				Riss	Début Wurm	Riss
Basse terrasse de 5m				Riss Lézallosien L-II	Wurm I Moustérien ?	R-W ? Wurm Moustérien-Lézallosien
Couverture de la basse terrasse de 5m	Quaternaire sup	Post-Glaciaire	Post-Glaciaire Aurignacien Holocène	Wurm Aurignacien	Wurm II Wurm III Post-Glaciaire	Wurm Post-Glaciaire

Fig. 10-Evolution des conceptions concernant les moyenne et basse terrasses de la Somme et leurs industries lithiques, d'après A. Tuffreau et al., 1982.

	Commont 1910	Breuil 1934	Bourdier 1969	Tuffreau et al., 1982	Haesaerts et Dupuis
Graviers de fond de vallée	Graviers de fond de vallée	Graviers de fond de vallée	Graviers de fond de vallée	Fond de vallée	Graviers de fond de vallée
1 ^e terrasse ou basse terrasse de 10m	Basse terrasse de 5m	Très basse terrasse	Basse terrasse de 5m	Basse terrasse de 5m	Etouvie (5m) Montières (10m) Argoeuves (15m)
2 ^e terrasse ou moyenne terrasse de 30m	Moyenne terrasse de 30m	Moyenne terrasse	Moyennes terrasses	III L'Épinette (21m) II La Garenne (27m)	
3 ^e terrasse ou haute terrasse de 40m	Haute terrasse de 45m			I Fréville (35m)	
	35m				
	40m	Hauts niveaux	Hauts terrasses		Complexe 41m
	45m				Intermédiaire 45m
	48m				48m
4 ^e terrasse ou très haute terrasse de 55m		Très hautes terrasses			Ferme de Grâce (54m)

Fig. 11-Evolution des conceptions concernant les nappes alluviales de la région d'Amiens, d'après P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986.

Enfin, dans le cadre de la préparation de ce colloque et de l'opération de prospection des gisements de graviers, l'occasion m'a été donnée de reprendre la description, le levé et l'étude de coupes anciennement connues comme celle de la carrière Carpentier à Abbeville, de Longpré-Les-Corps-Saints ou encore de Montières "Boutmy- Muchembled".

-Conclusion :

Ce bref historique sur les travaux et les conceptions concernant les terrasses de la Somme, s'il permet de souligner la masse des travaux et le caractère parfois extrêmement contradictoire des théories successives, nous amène parallèlement à mettre en évidence un certain nombre de problèmes et de lacunes qui justifient ce travail et sont à l'origine des orientations choisies (cf. première partie, chap III) :

-Mis à part les travaux menés en liaison avec les fouilles modernes et la révision de coupes types, les approches sont souvent basées sur la réinterprétation des données anciennes essentiellement dues aux travaux de V. Commont et manquent de support cartographique.

-Malgré la synthèse récente de P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), la connaissance de la géométrie d'ensemble des nappes est encore limitée et nécessite de nouvelles investigations sur le terrain, surtout en ce qui concerne les hautes terrasses ou "complexe intermédiaire".

-La connaissance de la géométrie et de la géologie de la nappe de fond de vallée n'a jusqu'à maintenant que très peu attiré l'attention des divers chercheurs, alors qu'elle semble fondamentale à la fois comme point de repère pour l'étude géométrique et comme référence pour l'interprétation des séquences alluviales des terrasses.

-L'interprétation climatique des séquences alluviales et surtout des dépôts fluviatiles fins pose encore de nombreux problèmes (interglaciaire, interstade, désaccords entre la palynologie et la malacologie...)

-La lithostratigraphie des loess anciens basée sur quelques coupes type demande à être étayée par des observations plus nombreuses.

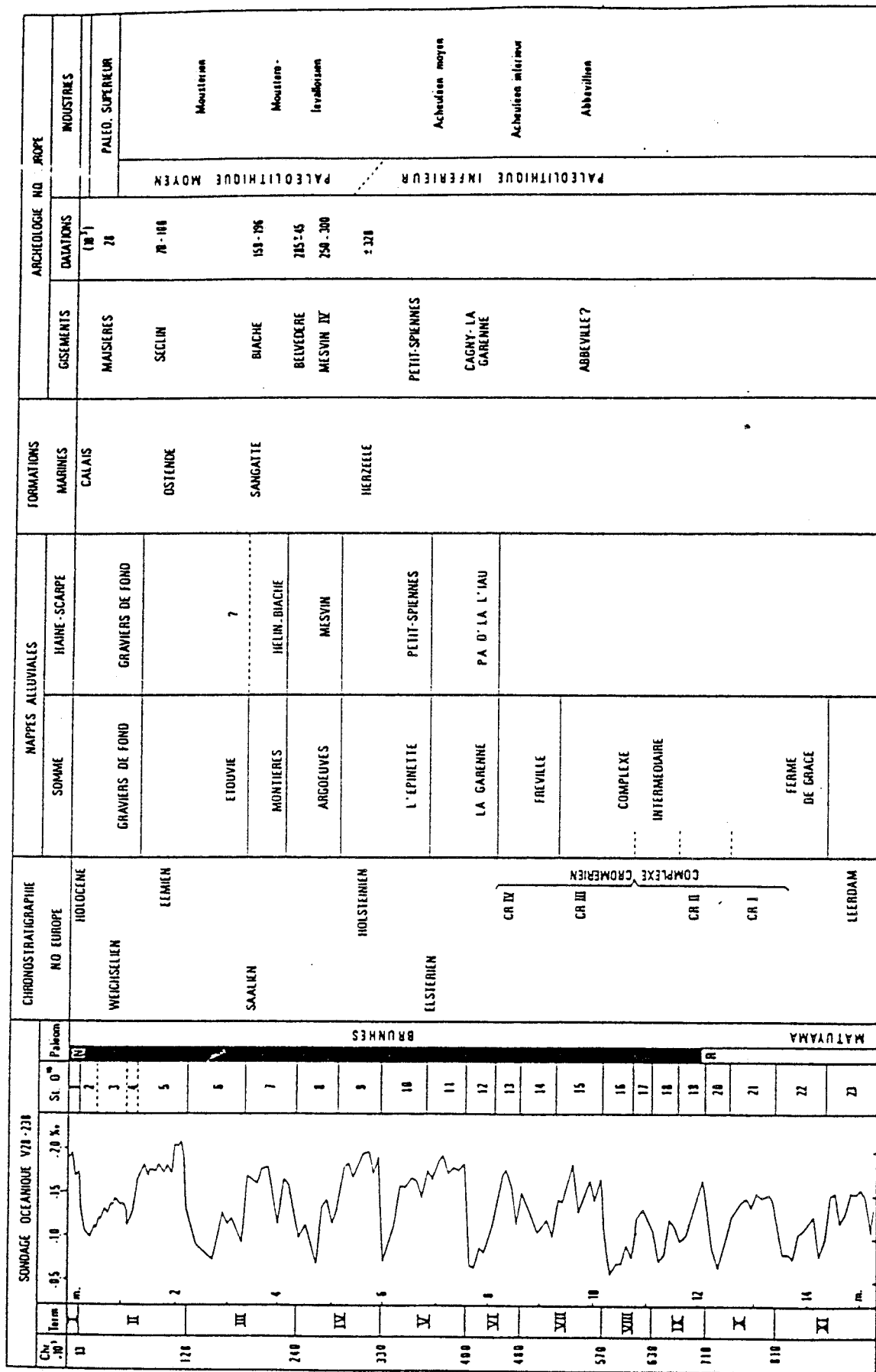
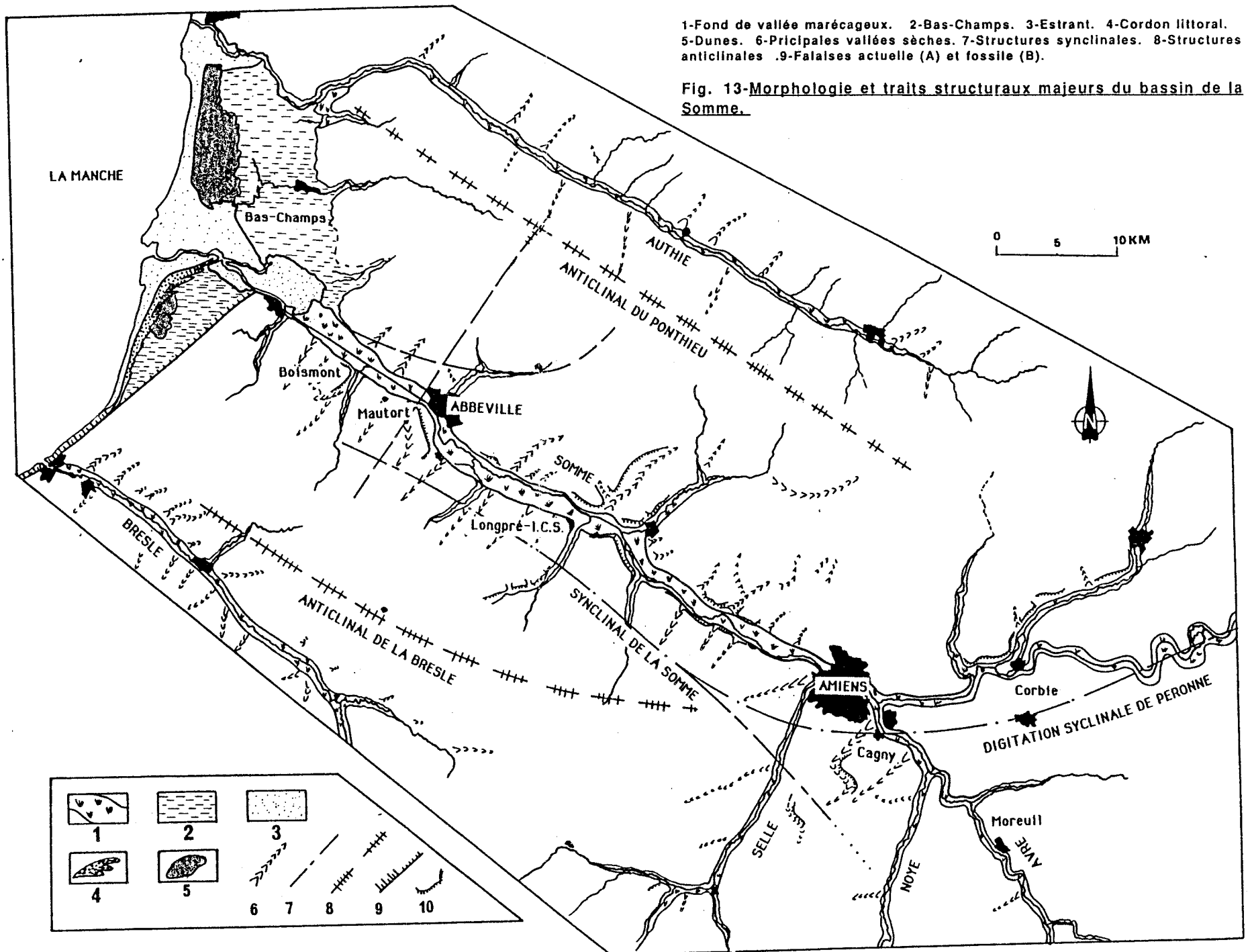


Fig. 12-Essai de corrélation de la séquence de la Somme et des autres séquences régionales avec le sondage océanique V28-238, d'après P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986.

-Enfin l'étude des mécanismes d'individualisation et de préservation des terrasses et de leurs rapports avec les variations climatiques et le contexte tectonique se doit d'être abordée plus en détail.



CHAPITRE II-CADRE GEOMORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.

II.1-GEOLOGIE ET STRUCTURE DES FORMATIONS ANTE-QUATERNAIRES

La région étudiée se limite à la vallée de la Somme et à ses principaux affluents qui constituent un bassin hydrographique de faible superficie : le bassin de la Somme (fig.13).

Dans ce bassin, à l'exception de quelques témoins tertiaires isolés dans le NE ou de matériaux épars (blocs de grès) les dépôts anté-quaternaires affleurants sont uniquement représentés par la craie du Crétacé supérieur. C'est cette roche, dans l'ensemble très homogène et présentant une grande porosité, qui fait l'homogénéité et l'originalité du secteur étudié.

-Stratigraphie et structure de la craie

Etant donné son caractère extrêmement homogène, la stratigraphie de la craie est difficile à établir et n'a pas fait l'objet d'études très détaillées; les grandes lignes sont résumées dans la figure 14, où les subdivisions sont essentiellement basées sur la micropaléontologie (foraminifères).

Le substrat dans lequel s'est effectué le creusement de la Somme et de ses affluents varie en fonction de la localisation du secteur étudié. Dans le secteur amont, l'ensemble de la vallée est incisé essentiellement dans la craie blanche tendre à silex relativement peu abondants : Santonien (C5) et localement Campagnien (C6).

Dans le secteur d'Amiens et de la basse vallée de l'Avre, le substrat est surtout représenté par la craie plus grise et beaucoup plus riche en silex du Coniacien (C4). Cependant, dès la sortie Ouest d'Amiens, le Turonien supérieur (C3c) apparaît dans les phases finales du creusement, à la base de la nappe la plus ancienne du complexe de la basse terrasse. Par contre plus en aval, c'est essentiellement le Turonien supérieur qui affleure au flanc des vallées.

Du point de vue hydrogéologique, la craie est un matériau très particulier, possédant une très grande porosité de fissure due à sa fracturation (perméabilité de fissure). Par contre sa porosité d'interstice est trop fine pour permettre la rétention d'eau. La nappe de la craie, qui atteint 20 à 30 m d'épaisseur, est limitée à sa base par le toit des Dièves

turonniennes (craie marneuse compacte).

Sa surface piézométrique, qui suit grossièrement la surface topographique, s'abaisse vers l'axe des vallées humides où elle alimente une nappe plus limitée, située dans les graviers de fond, sous les alluvions fines et la tourbe.

Comme l'avait déjà souligné F. Bourdier (1974a), à la suite de Belgrand, le rôle de réservoir de la craie pendant les périodes tempérées humides à couvert forestier est très important. Sa prise en compte est essentielle pour l'étude de la réponse du cours d'eau aux variations climatiques. En effet en dehors de l'augmentation des précipitations, c'est surtout leur piègeage en surface par le gel du sol, puis leur libération brutale lors des dégels qui permet d'augmenter la dynamique du cours d'eau. Par contre lors des périodes tempérées et sous couvert forestier, les précipitations sont absorbées rapidement par la nappe de la craie et ne peuvent influencer le débit du cours d'eau qui est faible et très régulier. Les eaux se chargent fortement en carbonates en circulant dans la nappe et alimentent la formation des tufs dans les vallées (Commont, 1910c).

Comme sa lithostratigraphie, en raison d'une apparente homogénéité, la structure détaillée de la craie est encore mal connue. Cependant le trait majeur de la structure est représenté par le synclinal de la Somme, bien visible sur le schéma structural (fig. 15) établi d'après les cotes du toit des Dièves turonniennes (D'Arcy et Roux, 1971).

De direction "armoricaine" NW-SE dans la partie aval et moyenne de la vallée, cette structure (III), se scinde en deux digitations aux environs d'Amiens : la digitation synclinale de Péronne d'orientation Est-Ouest (I) et une petite digitation NW-SE mal connue (II).

Si l'on compare ces structures au tracé du cours de la Somme, on remarque que ce dernier est parallèle au synclinal, mais décalé d'environ 5km, au sud de son axe. Ce décalage est attribué actuellement à une faille ou flexure se situant sur le bord sud de la vallée (faille de la Somme: 1) correspondant à un accident profond à rejeu épi crétacé.

Par contre dans sa partie amont, la Somme suit grossièrement la direction de la digitation synclinale de Péronne qui provoque un changement de direction assez net de son cours vers l'Est.

Le schéma structural (fig. 15) suggère l'existence d'autres structures, plus petites, encore en partie hypothétiques, subperpendiculaires au flanc sud de l'anticlinal du Ponthieu qui se termine sur la rive droite de la vallée (IVa). On remarque qu'elles correspondent assez nettement au tracé des vallées secondaires. Un axe anticlinal plus important, parallèle à ces structures (SSW-NNE) et passant légèrement à l'Ouest d'Abbeville sépare la moyenne vallée du secteur aval où l'on note un affaissement progressif du toit des dièves, guidé par le synclinal de la Somme et un petit synclinal annexe passant par Saint-Riquier.

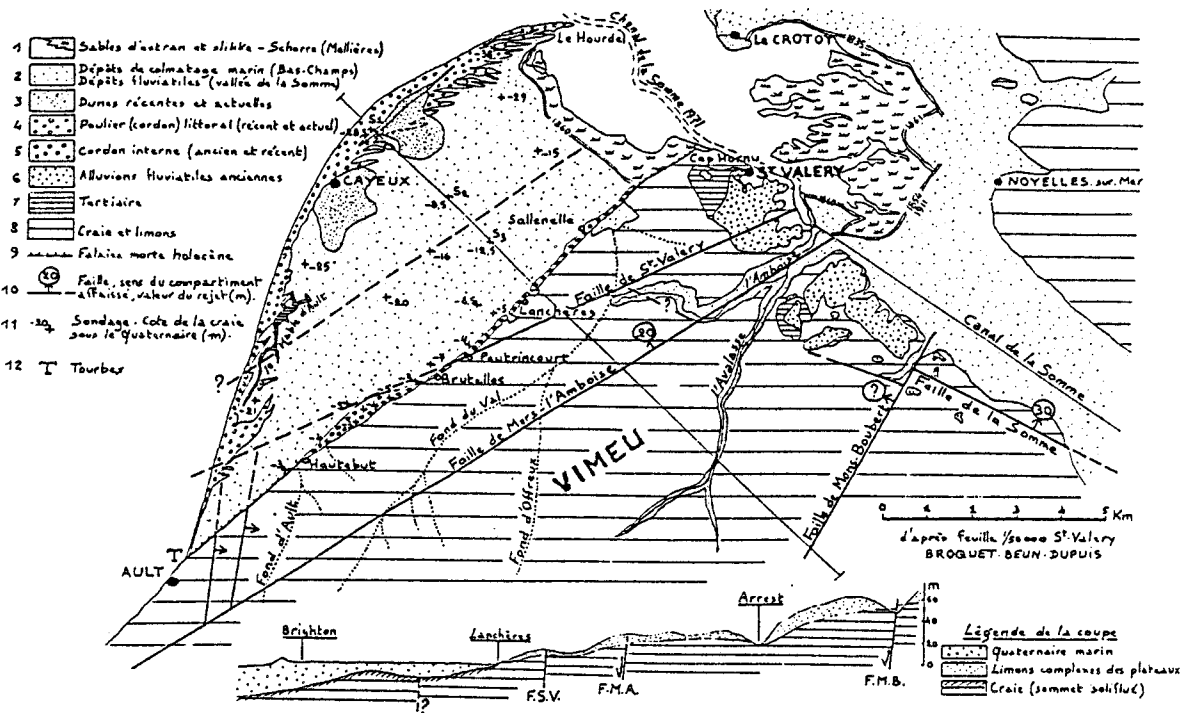


Fig. 16-Géologie et structure de la basse Somme, d'après N. Beun et P. Broquet, 1980.

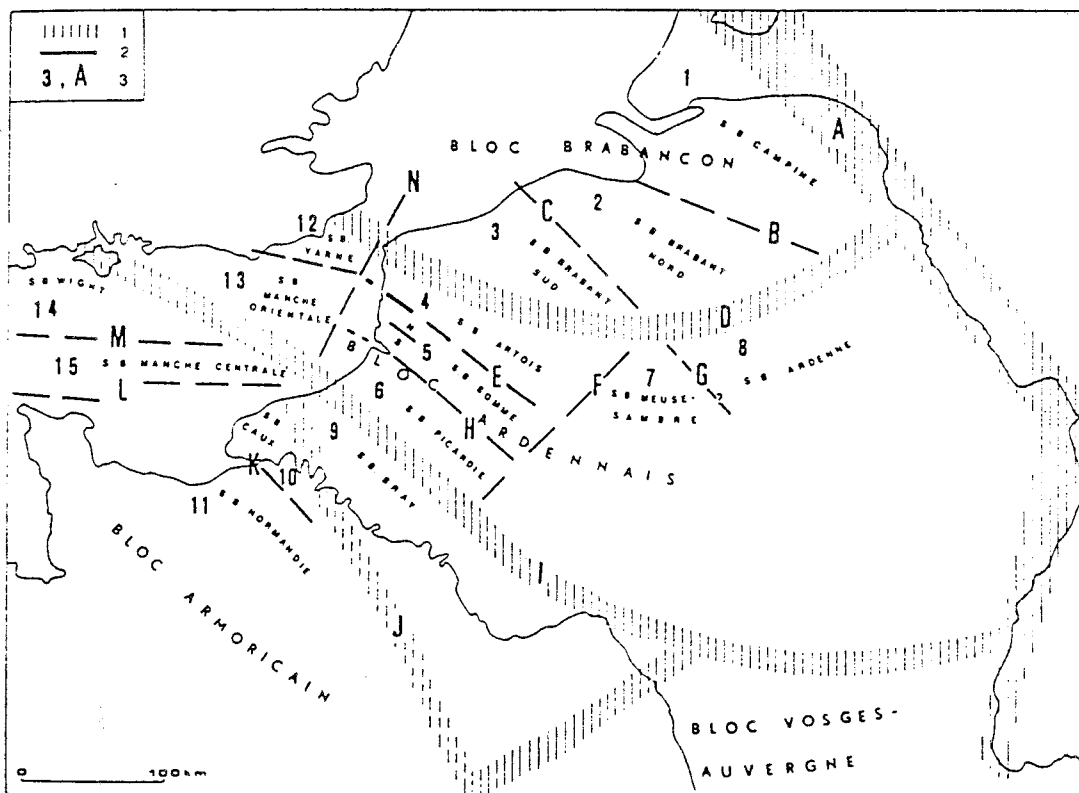


Fig. 17-Délimitation des blocs et sous blocs tectoniques dans le N.W de l'Europe, d'après J. P. Colbeaux et al., 1980.

Dans le secteur de la basse Somme, qui a fait l'objet d'études particulières (Broquet, 1976, Beun et Broquet, 1980), des failles avec rejeu répétitif depuis le Crétacé et localement quaternaires ont été mises en évidence (fig. 16). Elles permettent d'interpréter la formation des Bas-Champs par un effondrement vers le NW et semblent influencer la répartition des terrasses (Dupuis et al., 1977).

D'une manière générale, dans la Somme, l'influence de la structure de la craie apparaît donc déterminante dans la localisation des cours d'eau, de la même façon que dans d'autres régions à substrat crayeux comme le Pays de Caux en Normandie (Lebret, 1984).

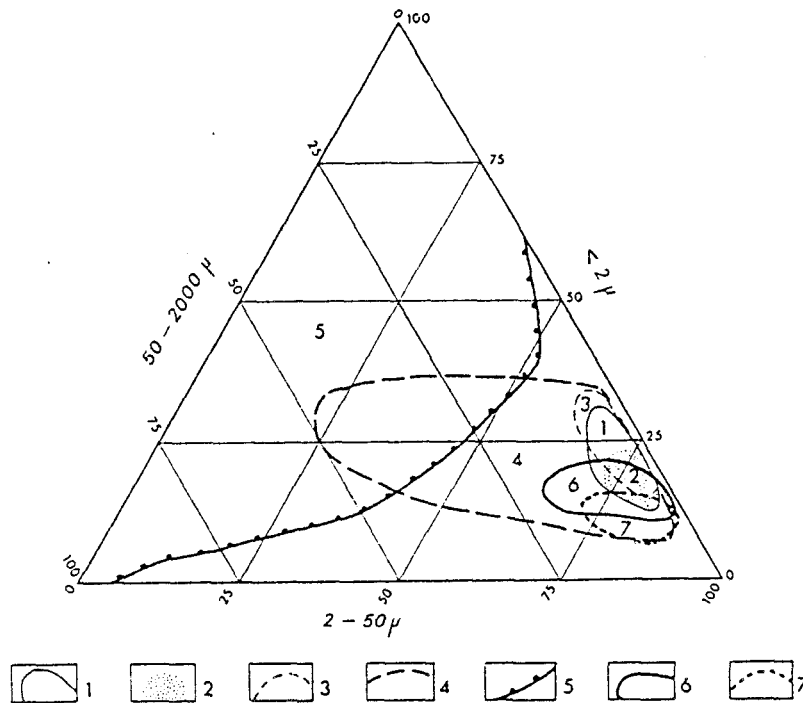
Les travaux de J. P. Colbaux et al., (1977, 1980) permettent de replacer le bassin de la Somme dans un cadre structural à l'échelle de la tectonique de l'Europe Nord occidentale (fig. 17).

A la suite de la synthèse de nombreux arguments tectoniques, paléogéographiques et géomorphologiques, ils montrent l'importance des structures transverses (N à N30) qui, associées aux structures de direction armoricaine, délimitent des blocs et sous-blocs tectoniques. Dans ce schéma, le bassin de la Somme est partagé entre les sous-blocs Somme et Picardie, séparés par la zone faillée de la Somme, et appartenant au grand bloc ardennais.

Cette démarche aboutit en outre à mettre en évidence l'origine tectonique du Pas-de-Calais dont l'ouverture est attestée dès le Cromérien (Sommé et al., 1978). Enfin, la prise en compte des données sur l'évolution continentale et littorale montre que, dans les limites de précision de la méthode, l'accentuation de l'érosion continentale et l'établissement de rivages proches de l'actuel sont contemporains d'un phénomène affectant l'ensemble de la bordure NW du Bassin Parisien. Ce mouvement de surrection a été récemment confirmé par une étude sur les comparaisons de nivellements (Fourniguet, 1987). Les rapports entre la tectonique et le système de terrasses de la Somme feront l'objet d'une étude particulière dans le chapitre I.3 de la deuxième partie de ce travail.

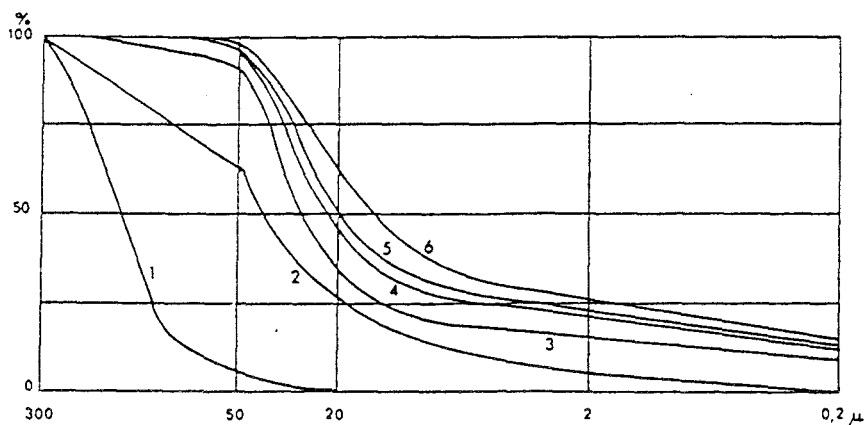
II.2-GEOLOGIE, GEOMORPHOLOGIE ET CHRONOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS QUATERNAIRES.

Dans le bassin de la Somme, outre le système de terrasses qui fait l'objet de cette thèse et ne sera donc pas abordé ici, les dépôts quaternaires continentaux ou formations superficielles sont représentés par les dépôts limoneux et loessiques entrecoupés de paléosols, "l'argile à silex", et localement par des dépôts de pente ou des colluvions.



- 1-Loess typique et paléosols (Nord, Picardie, Soissonais).
- 2-Faciès calcaire du loess 1.
- 3-Loess typique et paléosols (Hainaut, Ardennes, Thiérache, Brie).
- 4-Formations limoneuses litées et loess sableux.
- 5-Limite granulométrique des formations tertiaires du Nord.
- 6-Limons à doublets de Normandie.
- 7-Loess calcaire typique de Normandie.

Fig.18-Granulométrie des loess, paléosols, loess sableux et formations limoneuses litées; comparaison avec les sables tertiaires, d'après, J.P. Lautridou et al., 1984.



- 1-Sable de couverture. 2-Loess et sable. 3-Limon à doublets du pays de Caux.
- 4-Loess du Soissonais. 5-Loess du Nord. 6-Limon de Brie.

Fig. 19-Courbes granulométriques typiques de sédiments éoliens périglaciaires, d'après M. Jamagne et al., 1981.

L'argile à silex s'intercale régulièrement entre la craie et les premiers dépôts limoneux sous la forme d'une couche peu épaisse dont la géométrie très irrégulière est liée à la présence de nombreuses poches. Les problèmes concernant sa formation et son âge, qui ont déjà été abordés en détail par J. Sommé (1975), ne seront pas évoqués ici étant donné que ce dépôt n'entre pas dans la stratigraphie des unités de couverture des terrasses. De même, les formations de versants et colluvions au sens large, représentées par des dépôts récents limono-crayeux à silex épars (historiques), et des dépôts de pente soliflués plus ou moins calcaires ou riches en silex suivant l'exposition et le contexte géomorphologique, ne présentent d'intérêt pour l'étude du Quaternaire que dans les rares cas où elles sont en liaison stratigraphique avec les séquences des terrasses.

C'est donc essentiellement les qui, en raison de leur extension et de leur organisation en séquences contenant de nombreux horizons repères (Paléosols, glacis d'érosion et phénomènes périglaciaires), permettent d'établir un cadre lithostratigraphique précis, puis d'envisager une interprétation chronostratigraphique par corrélation avec les régions limitrophes. Ces dépôts et les paléosols qui les subdivisent sont à la base de la connaissance de l'évolution quaternaire et entrent pour une grande part dans la datation relative du système de terrasses

II.2.a-Sédimentologie et origine des dépôts loessiques.

La granulométrie et la définition des loess et dépôts associés de la France du Nord-Ouest a fait l'objet de nombreux travaux spécialisés (Sommé 1969, 1975, Jamagne et al., 1981, Lautridou et al., 1984b), qui posent parfois des problèmes de définition dont il serait long de faire l'historique.

Néanmoins, ils peuvent se définir dans un sens large comme des "sédiments limoneux mis en place dans des conditions d'environnement périglaciaires où interviennent des processus d'érosion-sédimentation dominés par l'agent éolien, sans qu'il soit exclusif, et des processus biologiques spécifiques (loessification de Lozek) " (Jamagne, Lautridou et Sommé, 1981).

Les loess font partie d'un ensemble plus vaste de sédiments éoliens (fig. 18) auquel appartiennent aussi les sables de couverture et les dépôts sablo-limoneux de transition; la répartition géographique de ces différents faciès résulte de la zonation éolienne périglaciaire (Paepe et Sommé, 1970).

L'origine éolienne des loess se traduit par leur indépendance vis-à-vis du substrat et leur homogénéité de faciès sur de grandes distances,

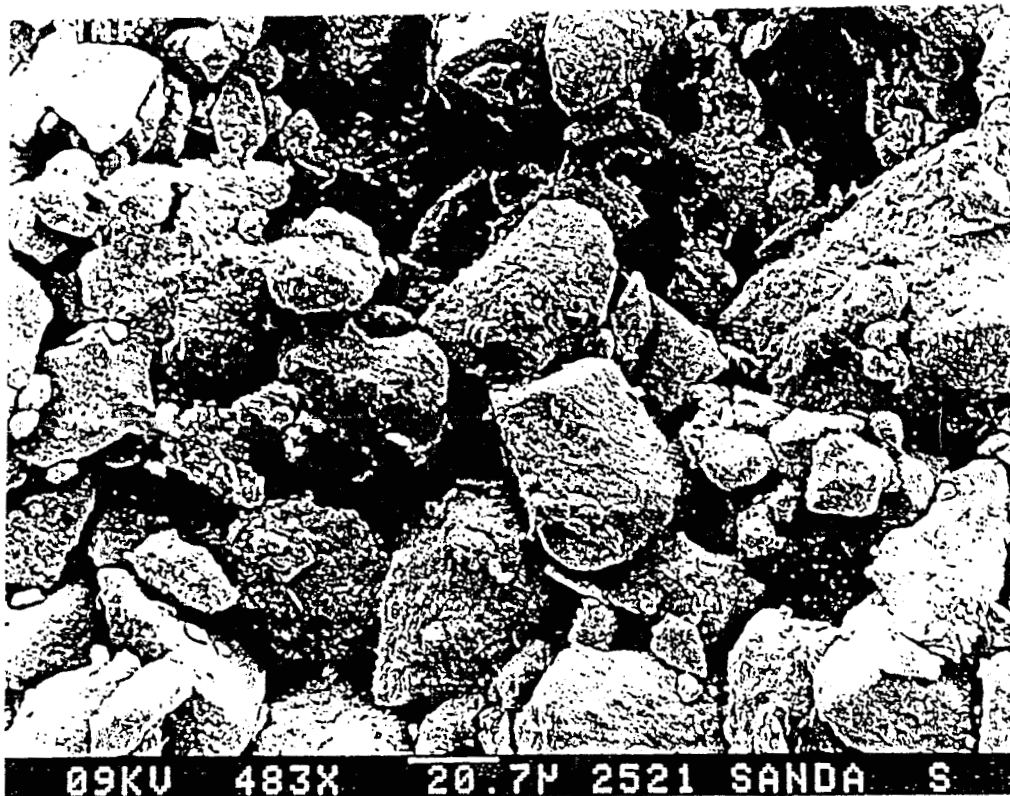


Fig. 20-Structure originelle du loess : observation au MEB de la structure d'un loess calcaire du Weichsélien supérieur (Harmignies Belgique), d'après S. Balescu, 1988.

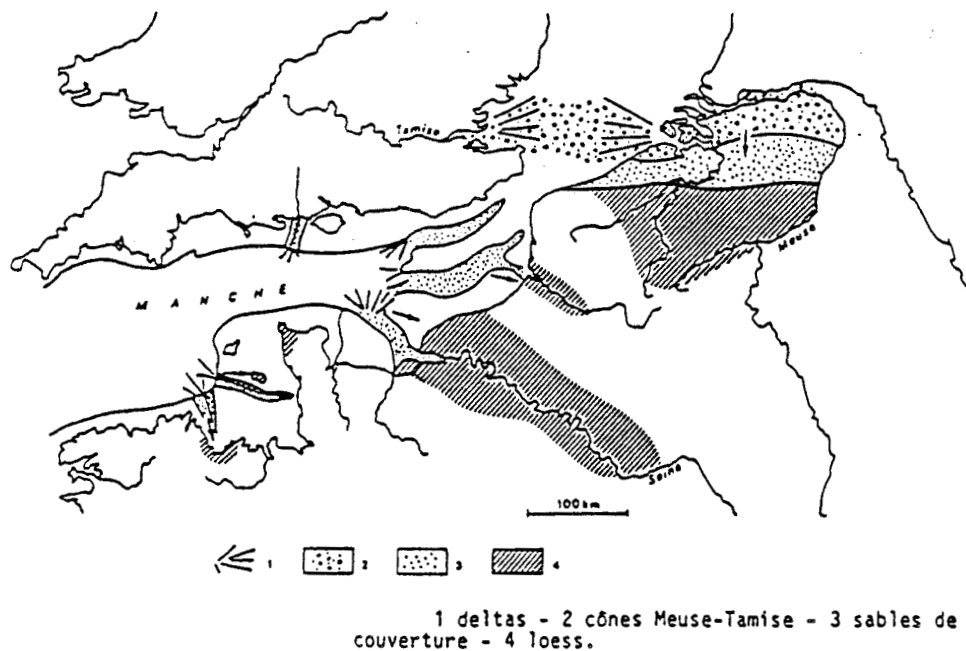


Fig. 21-Origine des loess : essai de cartographie des loess du Pléistocène moyen et de leurs aires d'alimentation, d'après J. P. Lauthridou, 1985.

ce qui n'exclut pas pour autant une diminution progressive de la médiane au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la province d'alimentation.

Du point de vue granulométrique, d'après J.P. Lautridou (1985), les loess typiques se distinguent par la prédominance de la fraction 10-50 μ , une courbe cumulative sigmoïde très redressée et dissymétrique (branche supérieure limitée en raison de la faible représentation des sables), et une médiane de 25 à 30 μ (fig. 19).

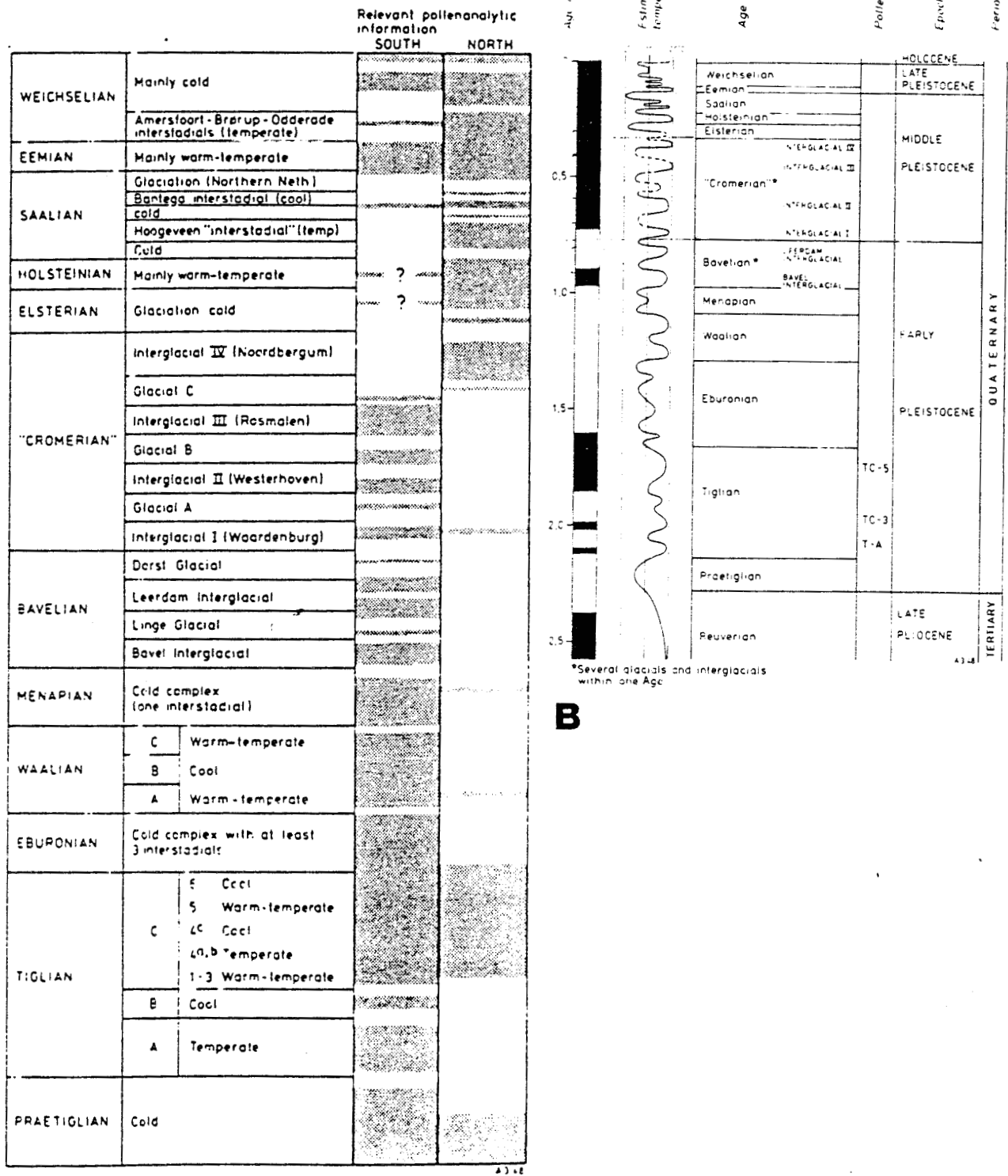
Sous l'aspect microstructural (Balescu, 1988), les loess ("typiques") se caractérisent par une structure isotrope ouverte et métastable dans laquelle les grains silteux sont disposés de manière aléatoire (fig. 20). Les particules argileuses (<2 μ) se répartissent sous la forme de ponts d'argile, de revêtements argileux sur les grains ou encore d'agrégats argileux arrondis de taille équivalente à celle des grains silteux.

Cette structure originelle, témoignant des conditions de dépôt, peut être altérée par des processus post-dépositionnels tels que la compaction, la décalcification, la cimentation par des carbonates ou de la silice, la migration ou l'illuviation d'argile, ou enfin les remaniements (ruissellement, gélifluxion). Ces derniers phénomènes qui provoquent des changements importants de la structure sédimentaire peuvent être mis en évidence par les observations suivantes :

- Hydrocompaction
- Litage et incorporation de sable, granoclassement, surfaces d'érosion
- Destruction des agrégats et des ponts argileux, dispersion des argiles et des silts fins.

Outre ces caractéristiques sédimentologiques et structurales, les loess se définissent par un contenu malacologique et palynologique indiquant des conditions de dépôt périglaciaires.

D'après les travaux récents de J. P. Lautridou (1985), leur origine est à rechercher dans la déflation éolienne qui s'exerçait alors à la surface des paléo-estuaire émergés de la Seine et de la Somme et des larges plaines alluviales à chenaux anastomosés des vallées périglaciaires. D'après J. P. Lautridou (1985), en Normandie, lors du dernier glaciaire weichsélien, la déflation se serait effectuée sur de grands estuaire situés seulement à 20 ou 30 m en dessous du niveau actuel ; par contre durant le Saalien, les assemblages de minéraux lourds sont proches de ceux des alluvions régionales, ce qui semble indiquer un décalage vers l'Ouest des paléo-estuaire (fig. 21).



A

B

Fig. 22-Subdivisions climatiques et stratigraphiques du Pléistocène des Pays-Bas, d'après W. H. Zagwijn, 1985.

Dans le bassin de la Somme, la sédimentation loessique s'inscrit dans le même cadre paléogéographique; cependant il semble que l'alimentation allochtone soit plus tardive dans cette région où elle n'apparaît véritablement qu'avec le dernier loess saalien (Balescu, 1988).

II.2.b-Le cadre chronostratigraphique de l'Europe du Nord-Ouest

La stratigraphie climatique des Pays Bas (fig. 22), est basée sur une approche palynologique (Zagwijn, 1960-1983) dans un cadre lithostratigraphique défini d'après des dépôts marins et continentaux (fluviate, lacustre et moraines); le cadre chronologique est fixé par le paléomagnétisme et les datations C14 pour la fin de la séquence.

Aux Pays-Bas, le Pléistocène débute avec la péjoration climatique du Prétiglien, vers 2,4 MA, qui se caractérise par la mise en place pour la première fois d'une végétation steppique froide (Zagwijn, 1974).

Le Pléistocène inférieur (2,4 à 0,7 MA), bien documenté dans les dépôts de la zone subsidente prolongeant le graben du Rhin (400 m ep.), comprend, outre le Prétiglien, une succession complexe d'oscillations froides et tempérées au cours desquelles il est possible de suivre l'extinction progressive des espèces "tertiaires" ou exotiques et le maintien exclusif des thermophiles actuels. Cette évolution s'intègre dans quatre grandes phases (biozones) en moyenne plus tempérées ou plus froides (Tiglien/Eburonien et Waalien/Ménapien), et se termine avec le Bavélien qui comprend deux cycles cette fois attribuables à des successions de type interglaciaire-glaciaire (Bavel interglacial/Linge glacial et Leerdam interglacial/Dorst glacial).

La limite avec le Pléistocène moyen se place à la base du premier interglaciaire du "Complexe cromérien" (Cr. I), elle est donc antérieure à la limite paléomagnétique Brunhes/Matuyama (0,73 MA) reconnue dans le glaciaire Cromérien A (Zagwijn, 1974). Récemment R. G. Johnson (1982) a proposé un âge plus ancien : 0,79 MA pour la limite Brunhes/Matuyama, qui dans des sondages océaniques profonds est située dans le stade isotopique 19.

En Europe du Nord-Ouest, le Cromérien qui comprend quatre cycles interglaciaire-glaciaire est surtout caractérisé par l'incision progressive du réseau hydrographique et la formation des terrasses. La deuxième partie du Pléistocène moyen (env. 370 à 128 000 BP), se différencie par une extension très marquée des inlandsis successifs, attestée par les moraines de L'Elster, de la Saale et de la Warthe (fig. 23).

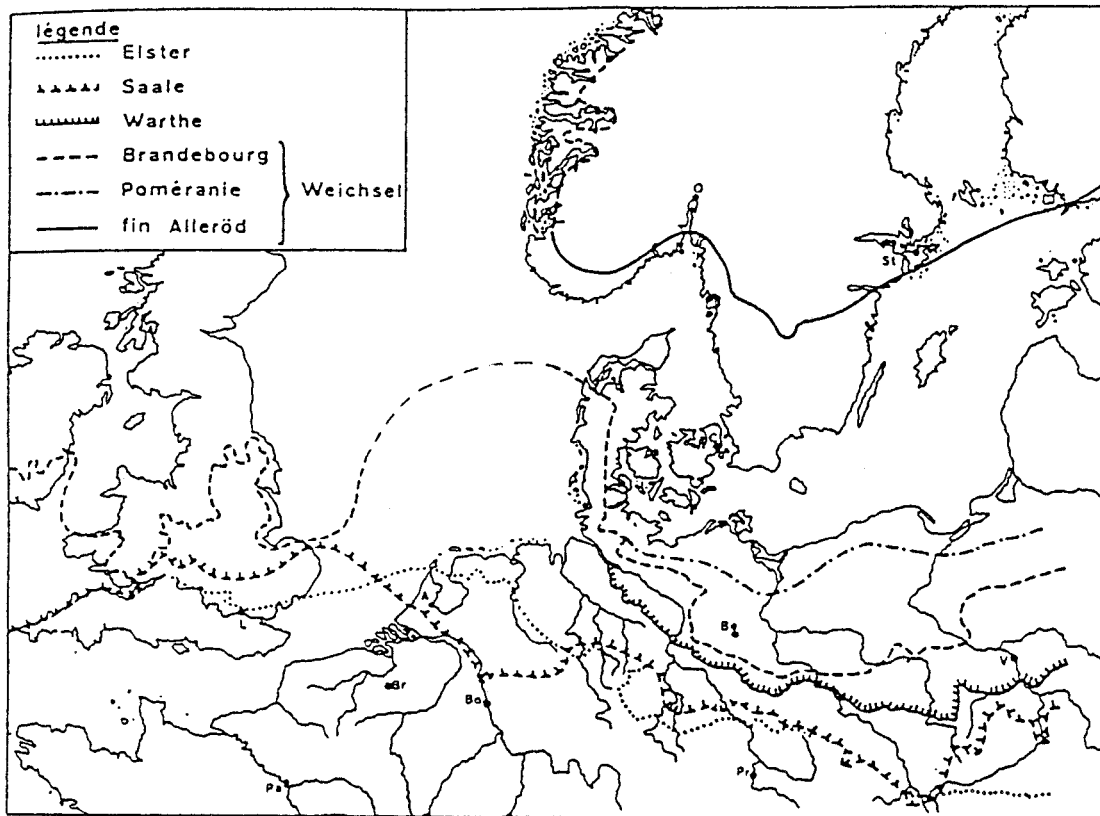


Fig. 23-Extension des principaux fronts morainiques dans le Nord-Ouest de l'Europe, d'après Liedtke, 1975 et West 1977, in P. Haesaerts, 1984.

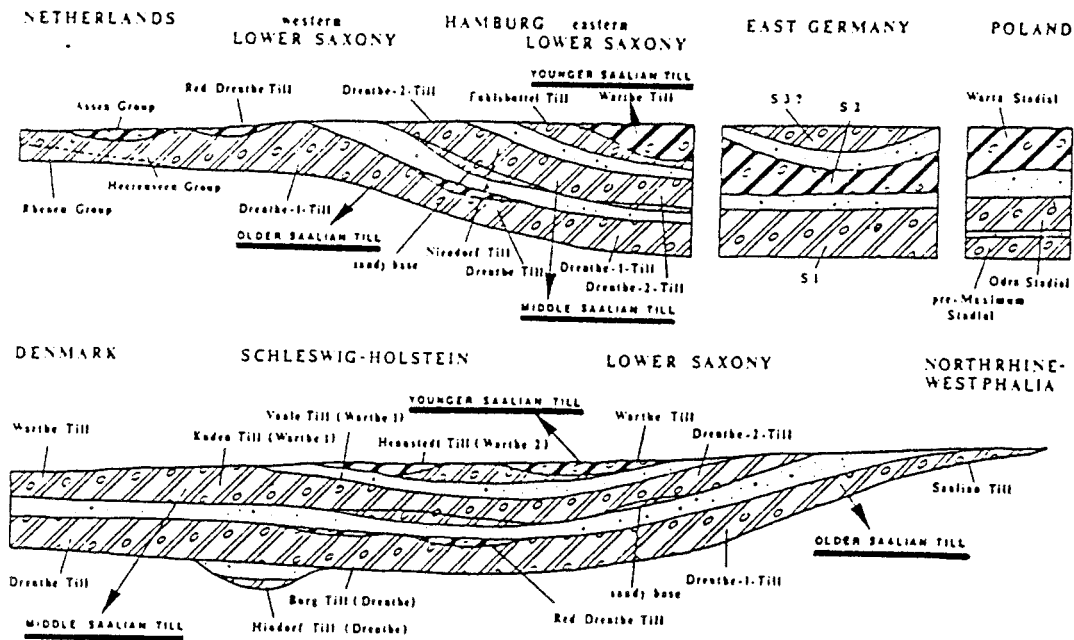


Fig. 24-Représentation schématique de la stratigraphie des tillites saaliennes du Nord de l'Europe: E-W (Pays-Bas-Pologne) et N-S (Danemarck-Westphalie), d'après Ehlers et al., 1984.

Aux Pays-Bas, entre les dépôts glacio-lacustres de l'Eltérien et les moraines saaliennes, on trouve la Formation de Sterksel où a été défini l'intrerglacière holsteinien (Zagwijn, 1973). C'est au cours du Saalien que l'on observe ensuite l'extension maximale des glaciers et la généralisation de la sédimentation loessique.

La chronostratigraphie de cette période relativement complexe est encore délicate à établir et sujette à controverses.

D'après le schéma de Ehlers (Ehlers, 1983; Ehlers et al., 1984), le "Complexe Saalien" comprend quatre phases dont les trois principales sont matérialisées par trois générations de tillites (fig. 24). Les trois phases du Saalien ancien, moyen et supérieur sont attribuées aux stades de la Drenthe et de la Warthe. L'existence d'une phase de réchauffement (interglacière de Treene) est encore délicate à situer dans ce schéma du Saalien.

Seule la partie inférieure (Début Saalien) est bien documentée aux Pays-Bas, où W. H. Zagwijn y définit une succession de trois stades séparés par deux interstades, l'ensemble étant antérieur à l'extension maximum des moraines du Saalien ancien (fig. 25) :

- Stade 1 : première péjoration climatique ou Début Saalien, avec permafrost, coins de glace et désert pavement.

- Interstade de Hoogeveen : caractérisé par la présence de nombreux arbres tempérés qui pourrait lui conférer une valeur interglacière (Zagwijn, 1974, Munaut, 1984), et selon W.H. Zagwijn (1986) en faire un équivalent du Wacken (Dannemark) et du Dömnitz (Allemagne de l'Est).

- Stade 2 : deuxième péjoration climatique attestée par un paysage ouvert avec permafrost.

- Stade 3 : Interstade de Bantega, nettement moins tempéré que le précédent.

- Stade 4 : nouvelle péjoration climatique très marquée, contemporaine de l'extension de la calotte glaciaire (Drenthe).

En ce qui concerne les corrélations entre la chronostratigraphie du pléistocène moyen récent et les enregistrements océaniques (Shackleton et Opdyke, 1973, 1976), plusieurs hypothèses sont envisageables. La discussion est encore ouverte en raison de l'existence d'un désaccord sur le nombre de phases tempérées comprises entre l'Holsteinien et l'Eemien, et de problèmes de leur hiérarchisation. Cependant la corrélation de l'holsteinien avec le stade 9 est généralement admise (cf. fig. 31 et 32). Les diverses interprétations sont basées sur la stratigraphie séquentielle, les corrélations avec les hauts niveaux marins interglaciaires et les données géochronologique.

Dans le système stratigraphique du Quaternaire de la France septentrionale et de la Belgique (fig. 26), basé sur la Lithostratigraphie

(Sommé et al., 1980; Lautridou et al., 1986a), le Pléistocène moyen récent continental est bien documenté par la formation de Saint-Pierre-les-Elbeuf qui comporte quatre cycles loessiques terminés par quatre paléosols de type brun lessivés à lessivés (Elbeuf I à IV). Le plus récent (Elbeuf I) est attribué à l'interglaciaire Eemien et le plus ancien (Elbeuf IV) à l'Holsteinien (Lautridou, 1985; Lautridou et al., 1986a).

Les deux interglaciaires "intra saaliens", matérialisés par les sols Elbeuf II et III compris entre l'Holsteinien et l'Eemien, sont attestés en domaine estuarien par les dépôts fluvio-marins de la Formation de Tourville (Tourville B et D). De même l'interglaciaire Eemien est présent dans la vallée de la Seine sous la forme des sédiments marins et dunaires de Tancarville (Lautridou et al., 1983; Leuret et al., 1984).

Dans le Nord, le Pléistocène moyen marin est représenté par la formation d'Herzeele (Paepe et Sommé, 1975) qui comporte trois unités marines superposées dont les deux dernières (Herzeele II et III) possèdent un contenu palynologique attribuable à l'Holsteinien (Sommé et al., 1978). L'unité III a été datée d'environ 320 000 BP par ESR et U/Th (Streeme, 1985). Ces observations sont très importantes car elles montrent qu'à la fin du complexe Cromérien, le littoral était établi dans une configuration proche de l'actuel, impliquant l'existence du Pas-de-Calais (Paepe et Sommé, 1975; Sommé, 1977; Sommé et al., 1978). L'interglaciaire holsteinien et les hauts niveaux marins postérieurs s'inscrivent dès lors dans la même paléogéographie qui rend difficile leur distinction.

Etant donné le caractère atypique de la couverture limoneuse des dépôts marins d'Herzeele, la corrélation avec la séquence continentale de Saint-Pierre est délicate. Néanmoins elle est envisageable par l'intermédiaire des niveaux estuariens de Tourville dont le plus récent (Tourville D corrélié avec Elbeuf II) a été daté d'environ 200 000 BP par ESR (Streeme, 1985). D'après ces résultats, l'unité supérieure d'Herzeele attribuée au stade isotopique 9 sur la base des datations est corréliée avec l'interglaciaire directement antérieur : Tourville B-Elbeuf III (Lautridou et al., 1986b). Dans cette nouvelle interprétation (fig. 31) le sol Elbeuf IV est attribuable à un interglaciaire antérieur à l'Holsteinien.

Par contre pour H. E. Streeme (Sarnheim et Streeme, 1986), qui se base sur des arguments stratigraphiques et surtout géochronologiques (distinction de deux groupes d'âges par ESR et U/Th dans les formations attribuées à l'Holsteinien : env 300/320 et 370/400 000 BP), l'interglaciaire holsteinien serait corrélable avec le stade 11 (fig. 27). Il serait séparé de l'Eemien par deux phases tempérées, représentées par les interglaciaires de Wacken et de Treene, dès lors corrélables avec les stades 9 et 7. Selon ce schéma seule l'unité II de la Formation d'Herzeele serait corrélable avec l'Holsteinien et le stade 11, l'unité III datée de

CHRONOSTRATIGRAPHIE		LITHOSTRATIGRAPHIE				EOLIE PERIGLACIAIRE		FLUVIATILE		PEDOSTRATIGRAPHIE		PALEO MAGNE TISME
Serie	Etages	M A R I N E S T U A R I E N		L A G U N A I R E L A C U S T R E		E O L I E N P E R I G L A C I A I R E		F L U V I A T I L E		P E D O S T R A T I G R A P H I E		
		N O R D	N O R M A N D I E	B R E T A G N E		N O R D	N O R M A N D I E	B R E T A G N E	N O R D	N O R M.	N O R D N O R M.	B R E T.
HOLOCENE	Flandrien	F. des Flandres		F. du Mont-Saint-Michel								
P L E I S T O C E N E	weichselien											
	Eemien	FORMATION d'OSTENDE	FORMATION d'ANNOVILLE	FORMATION de GUILLEN LA HAUTEVILLE	Digue Tret-Rouz 3	FORMATION de ST-PIERRE LES-ELBEUF	FORMATION de ST-ROMAIN	F. de PORT MORVAN				
P L E I S T O C E N E	Saalien		Tancarville		Tret-Rouz 2	FORMATION du HAINAUT						
	Holsteinien		Fosse marmittaine									
	Elsterien	FORMATION d'HERZEELE	St Aubin	FORMATION de LANGUEUX	Tret-Rouz 1							
	IV C											
P L E I S T O C E N E	Cromerien B											
	III A											
	II A											
P L E I S T O C E N E	Menapien											
	Waalien											
	Eburonien											
	Tiglien											
	Pretiglien											
P L I O C E N E	Reuverien											

Fig. 26-Tableau stratigraphique du Quaternaire de la France du Nord-Ouest et de la Belgique, d'après J.P. Lautridou, J.L. Monnier, M.T. Morzadec-Kerfourn, J. Sommé, et A. Tuffreau, 1982 (in Lautridou et al., 1986)

320 000 BP, à contenu palynologie semblable III serait attribuable à l'interglaciaire postérieur (Wacken) corrélé avec le stade 9.

Cette interprétation est semblable à celle de G. J. Kukla (1977) basée sur l'étude des séquences loessiques et les systèmes de terrasses de l'Europe Centrale.

Ce bref aperçu du cadre chronostratigraphique et chronologique du Pléistocène moyen nous amène à souligner les problèmes de corrélation entre les différents schémas et donc la difficulté de s'y référer pour interpréter les séquences de la Somme pour lesquelles nous disposons de très peu de points de repère chronologiques.

Cette remarque montre la nécessité de la définition d'un cadre lithostratigraphique détaillé préalablement à toute interprétation chronostratigraphique, et justifie le fait que cette dernière ne soit proposée que dans la phase finale de l'étude, à titre d'hypothèse (3^e partie chap.III.3).

Le cadre chronostratigraphique du Pléistocène supérieur est par contre beaucoup mieux défini. Il a fait l'objet de nombreux travaux stratigraphiques, les données sont nombreuses et la corrélation des différentes séquences régionales avec la courbe isotopique (stades 5 à 2) ne pose plus de problèmes majeurs.

L'Eemien, actuellement corrélé avec le sous-stade 5e des enregistrements océaniques, a été défini aux Pays-Bas dans des dépôts marins par la palynologie et sa position stratigraphique (Zagwijn, 1961); il est représenté en Belgique par les dépôts marins de la Formation d'Ostende (Paepe et al., 1981). Le Weichsélien est subdivisé en quatre phases : le Début glaciaire, et les Pléniglaciaires inférieur, moyen et supérieur.

Le Début Glaciaire est caractérisé par une succession d'interstades boisés (Amersfoort, Brørup et Odderade) et de péjorations climatiques de plus en plus marquées. Pour cette période complexe, des corrélations détaillées ont été tentées avec les sous-stades 5a à 5d des sondages océaniques (Woillard et Mook, 1982; Van Vliet-Lanoë, 1986,1987) par l'intermédiaire de la séquence particulièrement développée de la Grande Pile dans les Vosges (Woillard, 1975).

Le Pléniglaciaire inférieur se caractérise ensuite par une péjoration climatique très nette aux environs de 75 000 BP qui, dans les séquences continentales se traduit essentiellement par des processus d'érosion; elle est corrélée avec le stade isotopique 4.

Le Pléniglaciaire moyen, dans l'ensemble corrélable avec le stade isotopique 3, débute par un interstade peu marqué (Moershoofd) vers 45 000 BP, puis se caractérise par un contexte humide et modérément froid entrecoupé par deux améliorations climatiques de rang interstadiaire Hengelo et Denekamp.

La fin de ce dernier interstade, daté d'environ 29-30 000 BP marque la limite conventionnelle avec le Pléniglaciaire supérieur, beaucoup plus froid et sec et corrélé avec le stade isotopique 2.

Enfin, le Tardiglaciaire, contemporain de la déglaciation progressive du domaine nordique, débute conventionnellement vers ± 13 000 BP. avec l'oscillation de Bölling. Il se caractérise ensuite par la succession de deux courtes péjorations climatiques (Dryass II et III), séparées par l'oscillation d'Alleröd, et se termine vers 10 000 BP avec le début de l'interglaciaire Holocène.

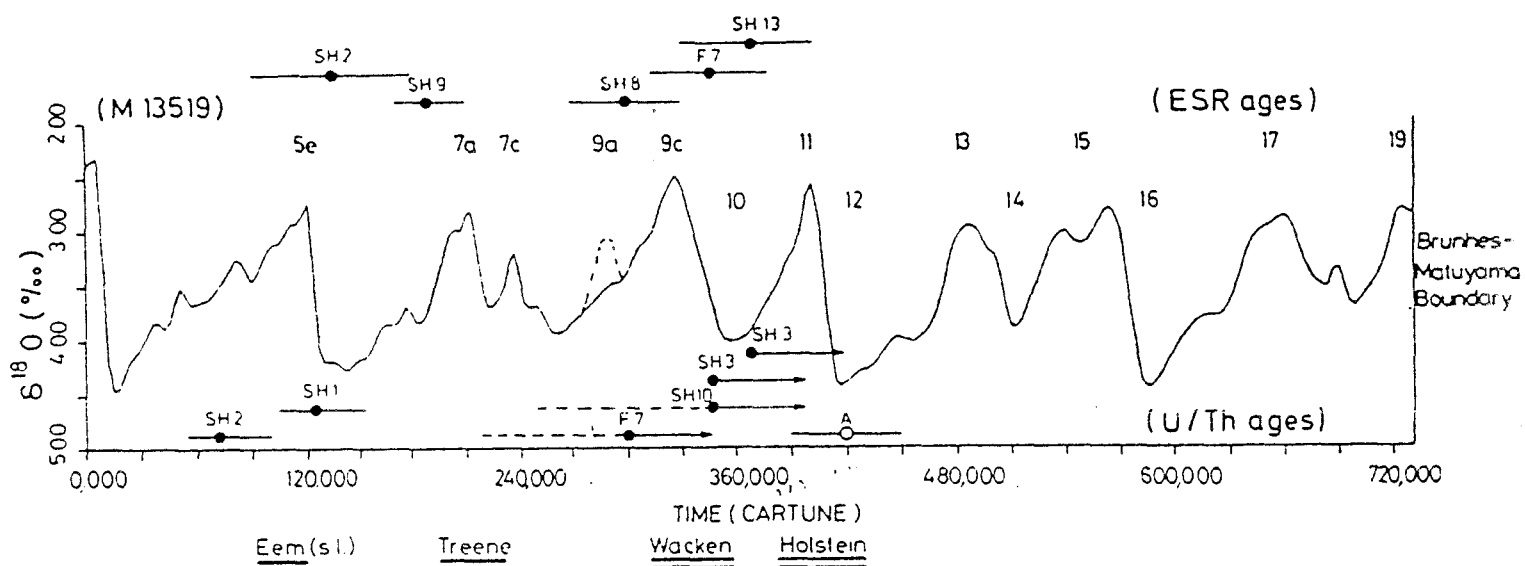


Fig. 27-Corrélations de l'Holsteinien, du Wacken et du Treene avec les stades et sous-stades isotopiques du sondage M13519, en fonction des datations ESR et U/Th, d'après M. Sarntheim et H. Streeme, 1986. (SH : échantillons datés)

II.2.c-Lithostratigraphie, répartition spatiale et cadre chronostratigraphique des dépôts loessiques.

Cette partie va nous permettre de replacer les dépôts de couverture, qui représentent une partie importante de l'étude des terrasses du bassin de la Somme, dans le cadre stratigraphique de l'Europe du Nord-Ouest en évoquant les différentes interprétations actuelles.

-Pléistocène inférieur :

Excepté la Formation du Roumois (cf. fig. 26), représentée par des dépôts fluvio-lacustres montrant l'apparition des premières fentes de gel et contenant des paléosols rubéfiés (Lautridou, 1980, 1985, Lautridou et al., 1982), et celle regroupant les "Graviers des plateaux" antérieurs à l'incision du système de terrasses, le Pléistocène inférieur, qui représente plus de la moitié du Quaternaire, n'a laissé que peu de traces dans le Nord de la France et la Normandie.

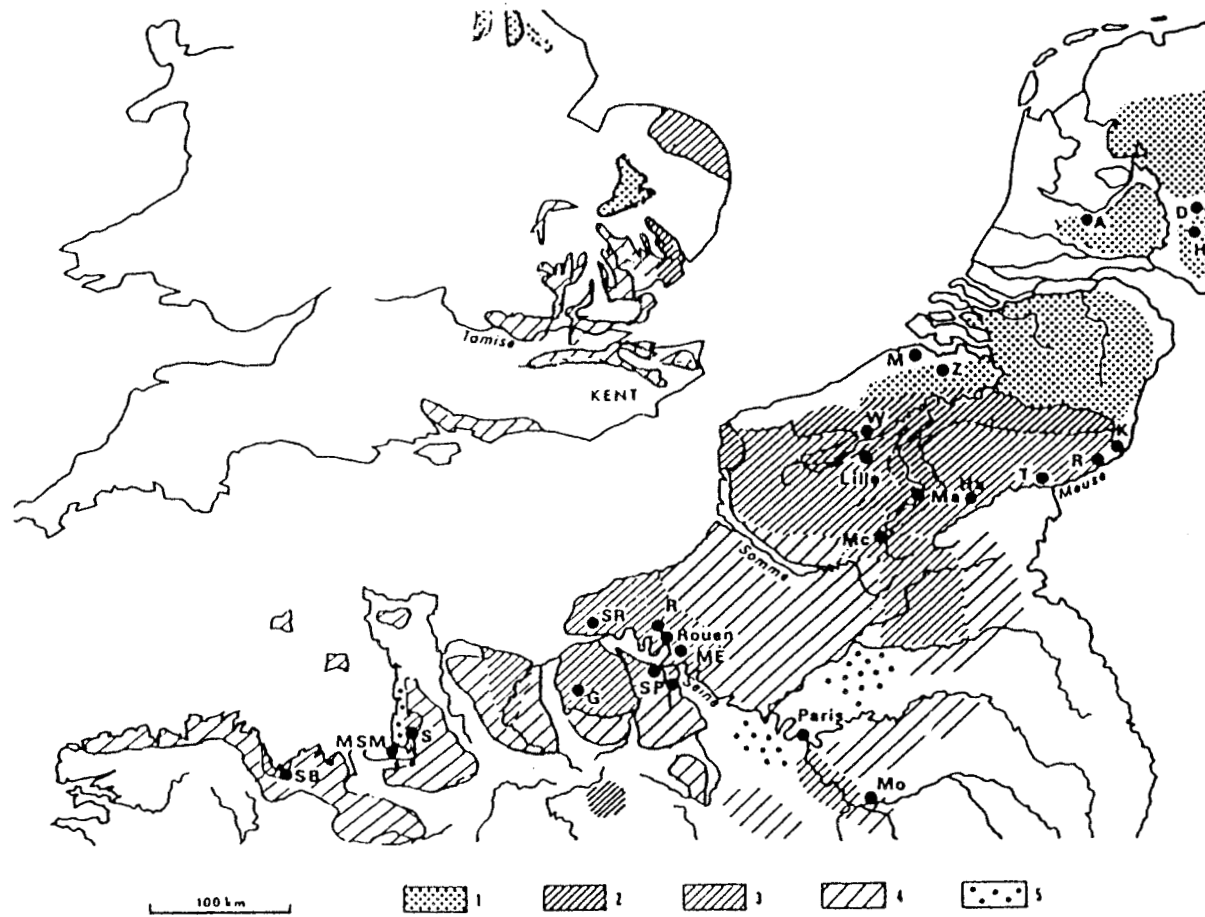
Dans cette dernière région les premiers dépôts éoliens, représentés par les loess sableux de la Formation de Saint-Prest (Lautridou, 1985) sont déjà attribués au début du Pléistocène moyen (Lautridou et al., 1983). De même, dans la Somme, le "loess" de Grâce (Bourdier, 1969; Bourdier et al., 1974a; Sommé, 1989), repose sur une nappe alluviale qui, bien qu'antérieure à la limite paléomagnétique Brunhes/Matuyama, est déjà attribuable au début du Pléistocène moyen en raison du changement paléogéographique qu'elle implique (Lautridou et al., 1983, 1986a).

-Pléistocène moyen :

Contrairement au Pléistocène supérieur dont les dépôts sont dans l'ensemble très bien préservés, la stratigraphie des loess du Pléistocène moyen et leur interprétation dans le cadre chronostratigraphique de l'Europe du NW sont beaucoup plus difficiles à établir pour les raisons suivantes :

-Excepté le dernier loess saalien, les dépôts sont discontinus, lacunaires, et présentent peu d'horizons repères.

-Seules quelques rares séquences piégées par des configurations morphologiques favorables permettent d'observer la superposition de



1 - Sables de couverture - 2 Zone sablo-limoneuse de transition - 3 loess de plus de 4 m d'épaisseur - 4 loess de moins de 4 m - 5 Sables éoliens de la Baie du Mont St Michel et du centre du Bassin Parisien

Fig. 28-Cartographie des formations éoliennes du pléistocène récent de l'Europe du Nord-Ouest, d'après Catt et al., in J.P. Lautridou, 1985.

plusieurs cycles.

-Il subsiste encore des problèmes dans la définition des différentes phases du Saalien et leur corrélation avec les enregistrements océaniques.

-Peu de données géochronologiques sont disponibles (limite de la thermoluminescence)

Les dépôts loessiques du pléistocène moyen sont connus par quelques séquences de référence notamment: Saint-Pierre les Elbeuf et Saint-Romain en Normandie (Lautridou, 1985), ou Achenheim en Alsace (Heim et al., 1982, Lautridou et al., 1985; Sommé et al. 1986b). D'une manière générale ces séquences montrent une succession de trois à quatre cycles sédimentaires loess/paléosol antérieurs à celui attribuable au bilan Weichsélien/Holocène (fig. 29). Les corrélations lithostratigraphiques avec les séquences du Bassin de la Somme seront envisagées lors de la conclusion du chapitre consacré à l'étude de la couverture limoneuse des terrasses (2^e partie, chap. IV.2.b).

L'interprétation chronostratigraphique de ces séquences et leur corrélation avec la succession de stades des enregistrements océaniques profonds est encore sujette à controverses. Outre les problèmes de cadre chronostratigraphique de référence évoqués précédemment, les divergences sont essentiellement dues aux différences dans l'interprétation climatique des paléosols qui intervient dans la comparaison avec l'évolution climatique déduite des sondages océaniques :

Pour J. P. Lautridou et al. (1986b), les deux paléosols antérieurs à celui du dernier interglaciaire représentent deux interglaciaires nettement différents qui, par l'intermédiaire d'une corrélation avec les unités marines (Herzeele) ou fluviomarines (Tourville B et D), sont respectivement attribués aux stades isotopiques 7 et 9. Le loess ancien inférieur est dès lors corrélié avec le stade 10 et l'Elstérien (fig. 30 et 31).

Une autre interprétation a été proposée par P. Haesaerts (1984a et b) et S. Balescu (1988) ; elle est basée sur des données pédosédimentaires géochronologiques et les résultats de la thermoluminescence relative (fig. 32). Selon ce schéma, les deux sols (Elbeuf II et III) seraient attribuables à une seule amélioration climatique complexe, de rang interglaciaire ("interglaciaire intrasaalien"), correspondant à deux phases tempérées, séparées par une péjoration climatique de courte durée responsable de la mise en place d'un dépôt loessique "colluvié" (dédoublément des sols). Ces deux améliorations climatiques seraient équivalentes aux interstades

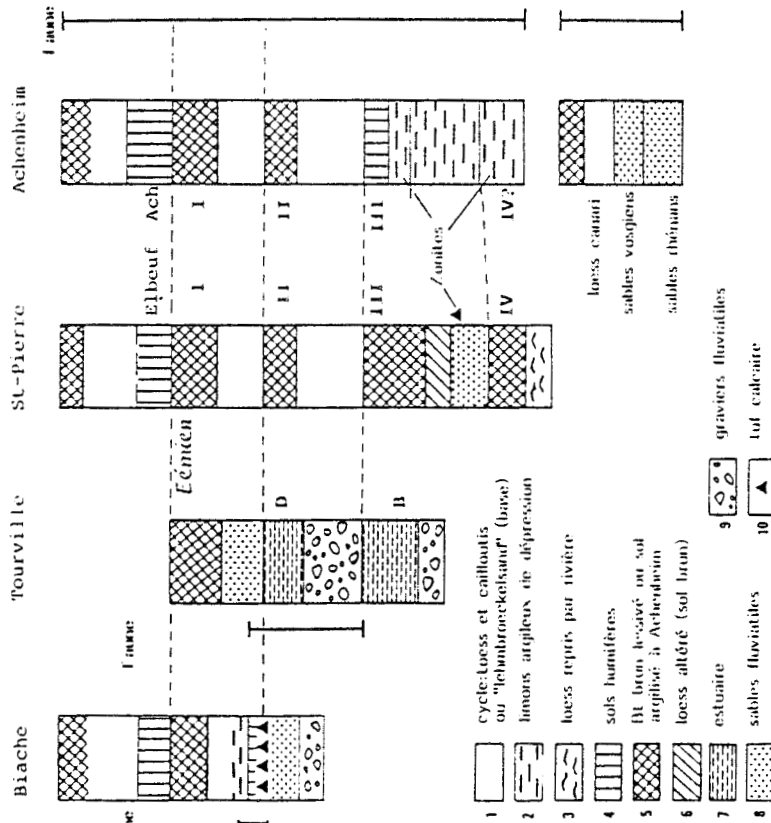


Fig. 29-Lithostratigraphie et corrélations des principales séquences du Pléistocène moyen de la France septentrionale, d'après J.P. Lautridou et al., 1985.

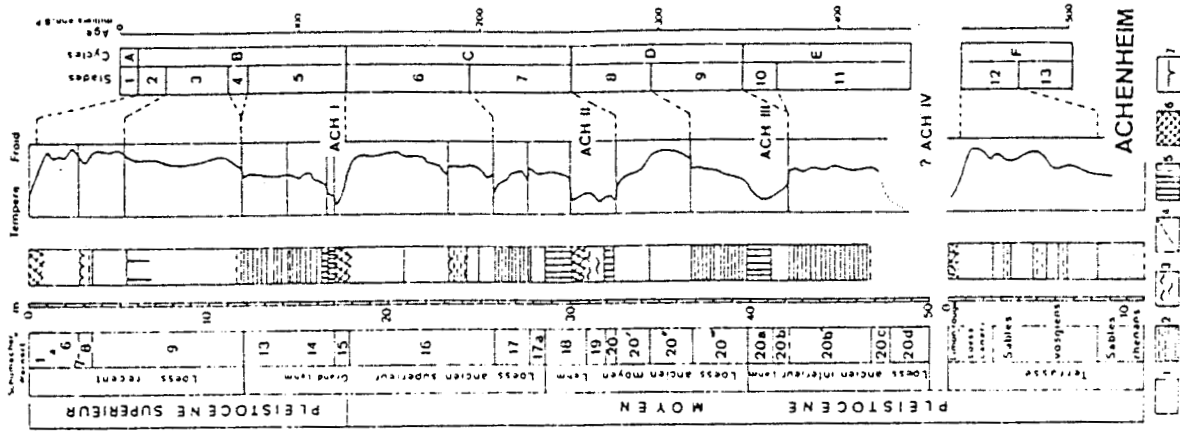
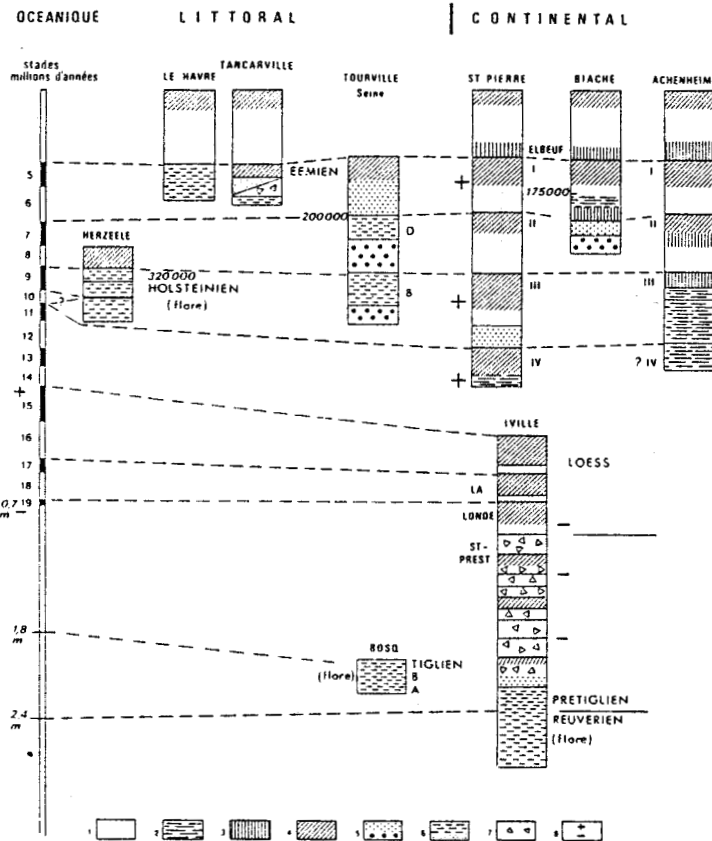


Fig. 30-Achenheim : stratigraphie, courbe climatique, et corrélations avec les stades océaniques, d'après J.P. Lautridou et al., 1986.



1-Loess. 2-Loess de dépression 3-Sols humifères variés 4-Sols bruns lessivés à lessivés. 5-Formations fluviatiles. 6-Formations marines interglaciaires à dominante sableuse ou silteuse. 7-Dépôts de pente périglaciaires 8-Paléomagnétisme.

Fig. 31-Corrélations entre les Formations continentales et littorales de France septentrionale et les sédiments des sondages océaniques profonds, d'après J.P. Lautridou et al., 1986.

Chr 10 ³ ans	Stades δ18O	Gisements estuariens marins	Gisements fluviatiles	Gisement intra-loessique	Séquences loessiques					Phases climatiques
					BIAC	CAG	ELB	STR	ARI	
120	5				Rocourt	Rocourt	ELB I	St Romain	Rocourt	INTERGLAC. EEMIEN
	6				LAs	LAs	LAs ELB II	LAs	LAs LAm	SAALIEN SUP.
	7a	▲ Tancarville (200000 BP)	▲ Biache (175000 BP) ▲ Rhenen			SV	ELB II		▲ Kachib	INTERGLAC. INTRASAALIEN
	7b		▲ Neveloren (125000 BP)				LAm ELB III			
	7c		▲ Mesvin (175000 BP)	▲ Ariendorf			LAm ELB III			
240	8					LAI	ELB IV	LAm	LAm LAm	SAALIEN INF.
	9	▲ Herzele (320000 BP)				ARG	ELB IV		▲ Ariendorf	INTERGLAC. HOLSTEINIEN
	10					PR				
400	11					SV				
	12				MT	MT			MT	

[] sol lessivé
 [] sédiment humifère
 [] loess
 [] colluvion
 [] préle crayeux
 [] argile brune
 [] sable ou gravier fluviatile
 ▲ gisement froid
 ▲ gisement tempéré
 ▲ Arvicola terrestris
 ⊕ Arvicola cantiana-terrestris
 MT moyenne terrasse
 LAs loess ancien sup.
 LAm loess ancien moy.
 LAI loess ancien inf.

Fig. 32 - Tableau corrélatif des séquences loessiques saaliennes du Nord-Ouest de l'Europe basé sur les données de la stratigraphie TL.
- Corrélation avec les gisements pré-éemiens et l'enregistrement de la composition isotopique d'un sondage océanique.

d'Hoogéven et de Bantéga, postérieurs au Début Saalien dans la stratigraphie des Pays-Bas, et corrélables avec les sous-stades 7c et 7a des enregistrements océaniques. Selon cette interprétation, les premiers loess attribuables au Saalien (loess anciens inférieurs) sont contemporains du stade isotopique 8 (Balescu, 1988).

La discussion de ces deux interprétations, qui dépasse le cadre de ce chapitre de présentation, sera néanmoins abordée à la suite de l'exposé sur les séquences loessiques du pléistocène moyen de la Somme, puis de l'interprétation chronostratigraphique finale.

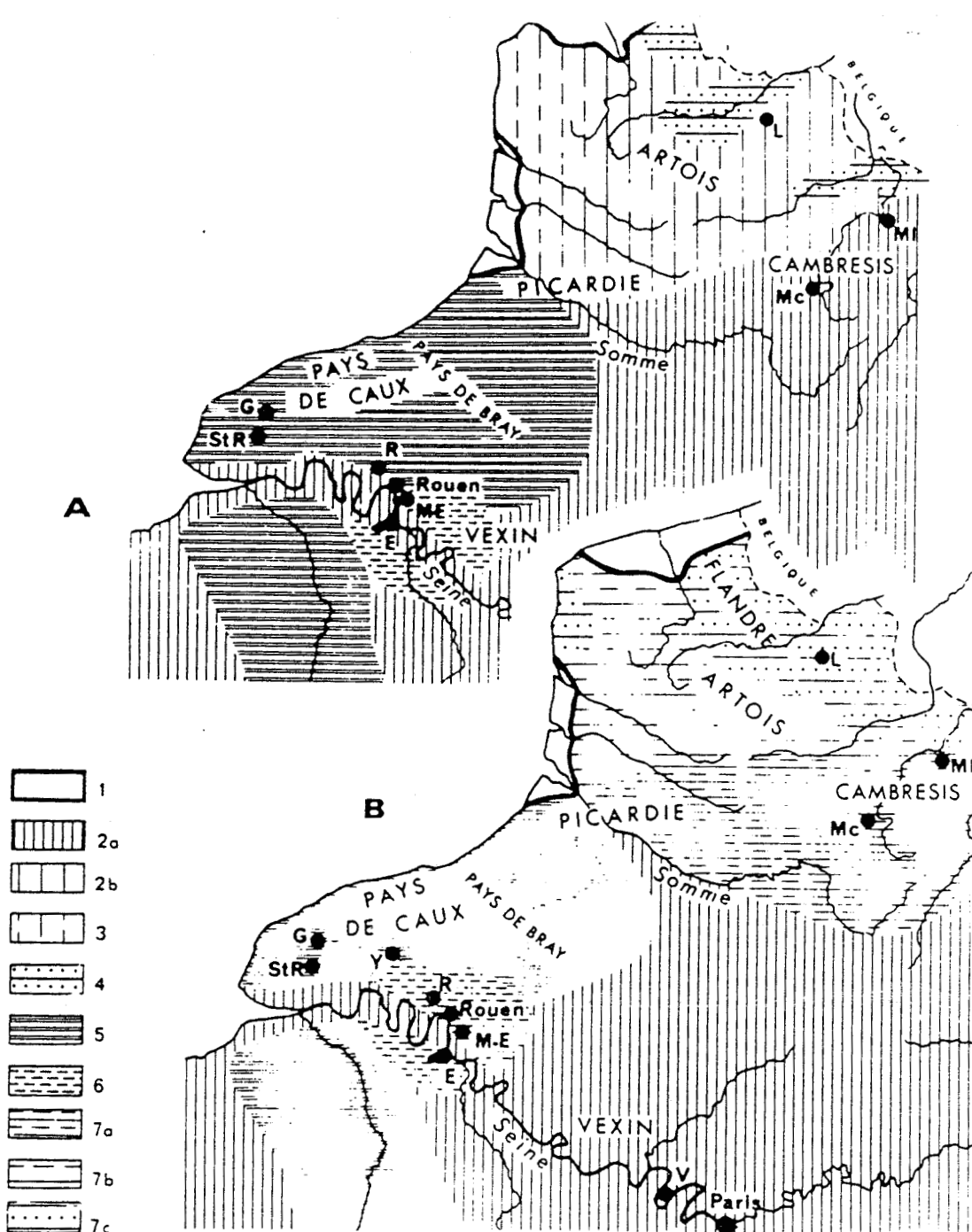
-Pléistocène supérieur :

L'extension des dépôts weichséliens en Europe du Nord-Ouest a permis à R. Paepe et J. Sommé (1970), puis à J.P. Lautridou et J. Sommé (1974) d'établir une zonation climato-sédimentaire du Sud de la Belgique à la Normandie, d'après les variations de faciès et d'épaisseur des différentes unités (fig. 33).

Dans ce cadre, le bassin de la Somme s'inscrit à la limite entre le prolongement méridional (province picarde) de la zone limoneuse du Nord de la France et les provinces normande occidentale et séquanienne de Normandie (Lautridou, 1985). Les faciès de loess calcaires sont essentiellement présents dans la vallée de la Somme et dans la partie Sud-Ouest du Bassin où ils sont proches de ceux de la province séquanienne; les faciès de limons à doublets, typiques de la province normande, sont représentés sur le plateau au sud de la rive gauche, mais peuvent localement apparaître au sommet des séquences de la rive gauche dans le secteur aval, notamment à Mautort (Antoine, 1989d).

Du point de vue stratigraphique, la reconnaissance d'horizons repères (Horizons périglaciaires, pédologiques et glacis d'érosion) et de faciès "diagnostics" (Formations litées à microfentes) présents sur la longue distance, associés à cette zonation, a permis d'établir une corrélation de proche en proche entre les différentes séquences lithostratigraphiques régionales et de proposer une interprétation chronostratigraphique se référant au système des Pays-Bas (Paepe et Zagwijn, 1968, 1972; Paepe et Sommé, 1970; Lautridou et Sommé, 1974).

Les grandes lignes de la stratigraphie et de l'évolution climato-sédimentaire du Pléistocène supérieur en Normandie, dans le Nord et en



A-Formations de couverture (Pléniglaciaire supérieur).
B-Formations sous-jacentes (Pléniglaciaire moyen et Glaciaire ancien).
 1-Holocène marin.
 2a-Loess typique calcaire 2b-Loess typique calcaire reposant localement sur un loess lité.
 3-Loess faiblement lité.
 4-Limon sableux ou sable et limon lités.
 5-Limon à doublets.
 6-Limon à doublets superposés à un loess typique.
 7a-Formations limoneuses litées reposant sur le pédocomplexe Rocourt/Warneton. 7b-Formations limoneuses litées reposant sur le complexe de sables et limons. 7c-Formations limono-sableuses litées reposant sur le complexe de sables et limons (dominante sableuse).

Fig. 33-Répartition des faciès du Pléistocène supérieur au sein de la zonation climato-sédimentaire du Nord-Ouest de la France, d'après J.P. Lautridou et J. Sommé, 1974.

CHRONO STRATIGRAPHIE	INTERSTADES	BASSIN PARISIEN		NORD DE LA FRANCE			BELGIQUE		Dat. C. 14 B. P.
		LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS		LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS			LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS		
		Phénomènes périgl.	Phénomènes périgl.	ZONE LIMONEUSE ORIENTALE	ZONE LIMONEUSE OCCIDENTALE	ZONE DE TRANSITION	ZONE SABLEUSE	Phénomènes périgl.	
TARDI GLACIAIRE	ALLERD BÖLLING	?	?	?	?	SABLES DE COUVERTURE RECENTS	SOL	11740	
PLENI-GLACIAIRE SUPERIEUR	V	LIMON A DOUBLETS	LIMON A DOUBLETS OU LOESS TYPIQUE	LOESS DE COUVERTURE		SABLES DE COUVERTURE ET LIMON		12300	
		LIMON A DOUBLETS	LOESS TYPIQUE	Cailloutis fin et grandes fentes de gel					
		Cailloutis et petites fentes	Cailloutis	LIMON DE COUVERTURE <i>taohesé</i>	SABLES ET LIMON DE COUVERTURE	SABLES DE COUVERTURE			
PLENI-GLACIAIRE MOYEN	DEKENAMP	NIVEAU DE KESSELT	NIVEAU CRYOTURBE	HORIZON PEDOLOGIQUE CRYOTURBE (NIVEAU DE KESSELT)				28200	
	HENGELO	LIMON A DOUBLETS	LOESS	LOESS	FORMATIONS LIMONEUSES LITEES	FORMATIONS LIMONO-SABLEUSES LITEES	FORMATIONS LIMONO-SABLEUSES LITEES	22400	
		SOL DE ROUMARE	LOESS TYPIQUE OU LIMON A DOUBLETS	OXIDE	LOESS LITE BRUNATRE	SOL DE ZELZATE	SABLES DE COUVERTURE		
		SOL HYDROMORPHE	Cailloutis et grandes fentes de gel	Cailloutis ou Gélifluxion	Cailloutis et grandes fentes de gel				
PLENIGLAC. INFERIEUR	MOERSHOOFD	Cailloutis et grandes fentes de gel	Cailloutis ou Gélifluxion	Cailloutis et grandes fentes de gel			45600		
GLACIAIRE ANCIEN	ODDERADE BRURUP	LIMON ARGILEUX	HORIZON HUMIFERE TACHETE	SOL DE WARMETON		SABLES ET LIMONS	LIMONS ET SABLES GROSSIERS		
	AMERSFOORT	Cailloutis	HORIZON HUMIFERE COLLUVIONS	LIMON	SABLES ET LIMONS		LIMONS ET SABLES GROSSIERS		
INTERGLACIAIRE EEMEN		SOL DE SAINT-ROMAIN	SOL D'ELBEUF	SOL DE ROCOURT	SOL DE ROCOURT OU LIMONS, ARGILE, TOURBE ET CRAVIEPS				

Fig. 34- Les unités lithostratigraphiques du Pléistocène supérieur de la Belgique au Bassin Parisien et interprétation chronostratigraphique, d'après J.P. Lautridou et J. Sommé, 1974.

CHRONO STRATIGRAPHIE	INTERSTADES	BELGIQUE				Phénomènes périgl.	Datations C. 14	NORD DE LA FRANCE			
		LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS						LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS			
		ZONE LOESSIQUE	ZONE DE TRANSITION	ZONE DES SABLES DE COUVERTURE				ZONE LOESSIQUE	ZONE LOESSIQUE OCCIDENTALE	ZONE DE TRANSITION	
(HOLOCENE)											
TARDI GLACIAIRE	ALLERD	?	SABLES DE COUVERTURE RECENTS 2			V	11.740	?	SABLES DE COUVERTURE RECENTS		
	DOLLAND		SABLES DE COUVERTURE RECENTS 1								
PLENI-GLACIAIRE SUPERIEUR	V	LIMON DE COUVERTURE	SABLES DE COUVERTURE 2			V	12.300	LOESS DE COUVERTURE 2	SABLES ET LIMONS DE COUVERTURE 2		
		Cailloutis 3 et grandes fentes de gel	Cailloutis fin et grandes fentes de gel								
		LIMON DE COUVERTURE	SABLES DE COUVERTURE 1	SABLES DE COUVERTURE 1	SABLES DE COUVERTURE 1			LOESS DE COUVERTURE 1	SABLES ET LIMONS DE COUVERTURE 1		
PLENI-GLACIAIRE MOYEN	DEKENAMP	HORIZON PEDOLOGIQUE CRYOTURBE		SOL DE ZELZATE ET TOURBE		V	28.200	HORIZON PEDOLOGIQUE CRYOTURBE			
	HENGELO	LOESS	FORMATIONS LIMONEUSES	SABLES DE COUVERTURE	LOESS LITE			FORMATIONS LIMONO-SABLEUSES LITEES			
	MOERSHOOFD	FORMATIONS LIMONEUSES	LOESS	TOURBEUSES	FORMATIONS LIMONEUSES LITEES			FORMATIONS LIMONO-SABLEUSES LITEES			
PLENI-GLACIAIRE INFERIEUR	V	Cailloutis 1 et petites fentes de gel				V	45.600	Cailloutis	Cailloutis et petites fentes de gel		
		LIMONS	LIMONS ET SABLES GROSSIERS	LIMONS ET SABLES GROSSIERS	LIMONS			SABLES ET LIMONS			
DEBUT GLACIAIRE	BRURUP	LIMONS	LIMONS ET SABLES GROSSIERS	LIMONS ET SABLES GROSSIERS	V		LIMON	SABLES ET LIMONS			
	AMERSFOORT	SABLES ET GRAVIERS	SABLES ET GRAVIERS	SABLES ET GRAVIERS			SABLES ET GRAVIERS				
INTERGLACIAIRE EEMEN		SOL DE ROUMARE	SOL DE ROCOURT	TOURBE ET GRAVIERS	V		SOL DE ROCOURT	LIMONS	LIMONS	LIMONS	

Fig. 35- Tableau des unités Lithostratigraphiques du Pléistocène récent en Belgique et dans le Nord de la France, d'après R. Paepé et J. Sommé, 1970.

Belgique peuvent se résumer par la succession des unités suivantes (fig. 34 et 35) :

-Un horizon Bt de sol brun lessivé tronqué et dégradé par hydromorphie, développé sur les loess saaliens, et corrélable avec le sol de Rocourt (Gullentops, 1954), attribué à l'interglaciaire Eemien.

-Un complexe de sols humifères, un horizon humifère, ou des limons argileux soliflués (Normandie), corrélables avec le complexe de sols de Warneton" (Paepe et Vanhoorme, 1967; Leroi-Gourhan et al., 1978) qui représente le bilan pédo-sédimentaire du Début Glaciaire weichsélien, corrélable avec les sous stades isotopiques 5a à 5d.

Des bilans localement plus développés ont été décrits à Seclin dans le Nord (Leroi-Gourhan, et al., 1978; Tuffreau et al., 1985), à Harmignies dans le Bassin de la Haine (Haesaerts et Van Vliet 1974, Haesaerts, 1980, 1984b) ou à Saint-Saulfieu dans la Somme (Antoine, 1988, 1989a).

-Un glaciaire d'érosion majeur (Désert Pavement¹ de R. Paepe), associé à une première génération de grandes fentes de gel (Lautridou et Sommé, 1981), qui résulte de la péjoration climatique attribuable au Pléniglaciaire inférieur. (75-45 000 BP), corrélé avec le stade isotopique 4.

-Une première génération loessique caractérisée, quels que soient les faciès, par une structure finement litée et de multiples petites fentes syngénétiques Formations limoneuses, limono-sableuses, ou limono-tourbeuses litées (Sommé, 1969), corrélables avec les Peaty loam formations de Belgique (Paepe, 1967) et les Loamy Beds and Peat des Pays-Bas (Van der Ammen et al., 1967) qui représentent le Pléniglaciaire moyen (45 à 27-28 000 BP).

Cette phase globalement froide et humide, où prédominent les processus nivéo-éoliens, est entrecoupée par plusieurs niveaux hydromorphes grisâtres (Nassboden) corrélés avec les interstades de Moershoofd, Hengelo (Lautridou et Sommé, 1974).

Elle se termine par un Horizon cryoturbé associé à un deuxième glaciaire d'érosion (Désert Pavement 2), qui matérialisent la coupure morpho-sédimentaire majeure du Weichsélien : Horizon pédologique pédologique cryoturbé de R. Paepe et J. Sommé, "Niveau de Kesselt" (Lautridou, 1976) , Horizon à langues de Nagelbeek (Haesaerts et al., 1981).

La datation de ce niveau, tout d'abord corrélé avec Stalfried B et

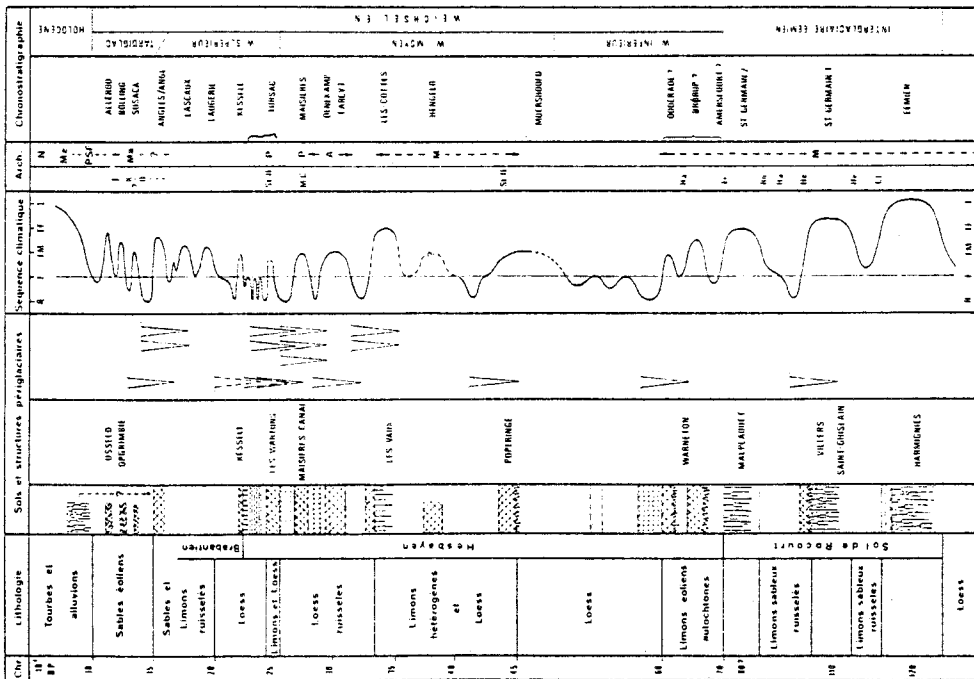


Fig. 36-Séquence stratigraphique synthétique du Pléistocène supérieur de Moyenne Belgique, d'après P. Haesaerts, 1984.

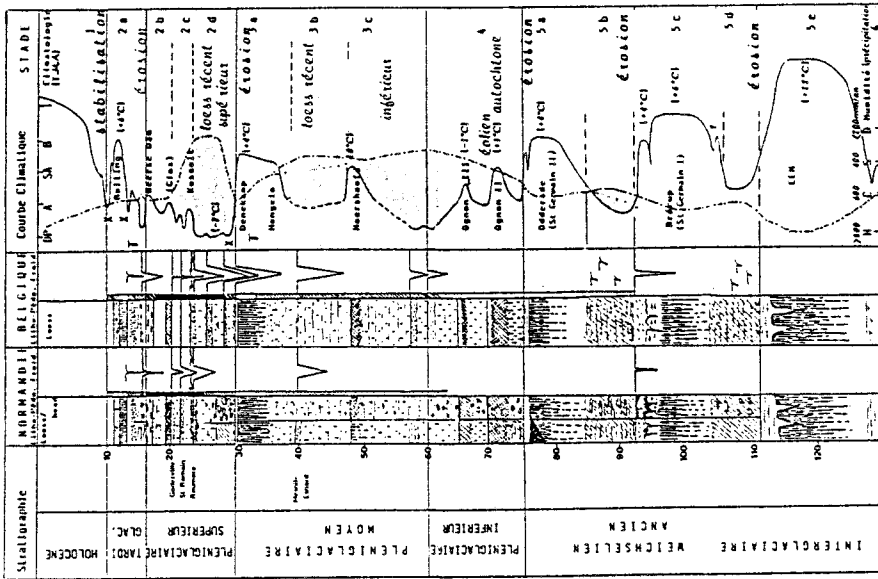


Fig. 37-Séquence et courbe climatique de l'Eemien à la fin du Weichsélien pour la Normandie et la Belgique d'après les données pédostratigraphiques et cryopédologiques, d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987.

l'interstade de Denekamp (Bastin, 1971, Lautridou et Sommé, 1974) a posé des problèmes en raison d'une confusion avec le Sol de Kesselt représenté par un horizon illuvié plus ancien corréléable avec le sol des Vaux et daté d'environ 34 000 BP (Haesaerts et al., 1981).

Les datations obtenues en Belgique indiquent en effet un âge nettement plus récent, de l'ordre de 22 000 BP par le C14 (Haesaerts et al., 1981), et très récemment de l'ordre de 15 000 BP par la thermoluminescence (Juvigné et Wintle, 1988).

- Le Pléniglaciaire supérieur, qui correspond à la phase la plus froide et la plus sèche du Weichsélien corrélée avec le stade isotopique 2, est représenté par une unité d'épaisseur très constante, sous un faciès de loess calcaire typique dans le Nord de la France (Loess de Couverture), ou de limons à doublets dans la province normande.

Dans le Nord, ce Loess de Couverture est constitué par deux unités séparées par le troisième glacis d'érosion majeur de la séquence (Désert Pavement 3) et un niveau de grandes fentes de gel. En raison de l'absence fréquente de l'unité inférieure, ces grandes fentes s'ouvrent souvent directement à la surface de l'horizon à langues.

- Enfin, dans les plaines du Nord de la France et de la Normandie, la sédimentation loessique se termine avec le début du Tardiglaciaire vers 13 000 BP (Lautridou et Sommé, 1974). D'après les travaux de B. Van Vliet-Lanoë, c'est essentiellement pendant cette période que se serait formé l'horizon Bt du sol de surface (Van Vliet et Langhor, 1981, Van Vliet-Lanoë, 1987).

Outre le problème de l'horizon à langues, les travaux de P. Haesaerts (1984b, 1985) sur les séquences de Moyenne Belgique tendent à montrer l'existence d'une première génération loessique inégalement représentée, entre 60 et 45 000 BP, et à situer la phase de sédimentation loessique du Pléniglaciaire ou Weichsélien supérieur entre 25 et 20 000 BP (fig. 36).

Enfin, d'après la synthèse des données pédostratigraphiques et cryopédologiques issues de l'étude de nombreuses coupes du Nord-Ouest de la France et de la Belgique, B. Van Vliet-Lanoë (1987) a proposé une séquence stratigraphique du Pléistocène supérieur dans l'ensemble assez proche de celle de P. Haesaerts. Dans ce schéma, les deux interstades majeurs du pédocomplexe du Weichsélien ancien sont mis en corrélation avec les épisodes Saint Germain I et II de la séquence de la Grande Pile et les sous stades isotopiques 5c et 5a; les deux sols isohumiques froids sus-jacents (sols de prairie arctique), développés sur limon éolien autochtone,

sont corrélés avec les oscillations Ognon I et II et attribués au stade 4 (fig. 37).

Dans le bassin de la Somme, situé à l'intersection de plusieurs provinces climato-sédimentaires, la stratigraphie des loess récents a fait l'objet d'une étude spécifique (Antoine, 1986, 1988) qui a permis de définir un système lithostratigraphique détaillé, d'effectuer des corrélations avec les régions limitrophes, mais aussi de mettre en évidence un certain nombre de différences avec la succession précédemment décrite. Ces résultats feront l'objet d'une partie du chapitre consacré à l'étude de la couverture limoneuse.

CHAPITRE III-PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE: BUTS, MÉTHODOLOGIE ET LIMITES.

Le but de ce travail est de fournir une vision synthétique, reposant sur une base descriptive détaillée, des divers aspects de la géologie et de l'évolution géomorphologique des terrasses du bassin de la Somme, ainsi que de préciser le cadre stratigraphique et le paléoenvironnement des gisements paléolithiques.

En effet, comme nous l'avons vu précédemment, malgré les synthèses récentes (Bourdier et al., 1974; Tuffreau et al., 1982b; Haesaerts et Dupuis, 1986), l'évolution des connaissances sur les terrasses de la Somme est limitée par le manque de données nouvelles permettant d'intégrer les sites ou secteurs "classiques", déjà étudiés en détail, dans un cadre géologique plus large.

Dans cette optique, cette étude est basée sur le plus grand nombre possible de données de terrain; celles-ci sont essentiellement de deux types:

- Les données altimétriques et stratigraphiques ponctuelles, obtenues grâce aux nombreux sondages (env. 250 : mototarière, pelle mécanique et tarière lourde) effectués dans le cadre de l'opération de prospection (cf. logs de sondage, annexe 9).

- Les données stratigraphiques et bioclimatiques détaillées, résultant du réavivage et de l'étude de coupes anciennes (levés et descriptions détaillées : deuxième partie chap. II), des fouilles récentes, ou des séries de sondages profonds (7/8m) effectués préalablement aux grands travaux d'aménagement (ex. Mautort).

La synthèse de l'ensemble de ces observations est matérialisée par des documents cartographiques, des profils en long, des coupes transversales et des levés stratigraphiques détaillés.

La démarche adoptée passe tout d'abord par une étude de la géométrie du Bed-rock du dernier stade d'incision de la vallée (Nappe de fond), qui constitue le point de repère fondamental pour l'étude de la répartition altimétrique et de la géométrie des nappes alluviales des terrasses. La distinction des nappes alluviales par des toponymes locaux selon la méthode lithostratigraphique, déjà préconisée par P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), permet de proposer des successions locales pour les

différents secteurs de la vallée, et d'éviter les attributions chronologiques prématurées, liées aux notions de hautes, moyennes et basses terrasses.

Après avoir défini cette structure d'ensemble et les limites des corrélations géométriques dans le bassin, il est possible d'étudier les séquences des nappes alluviales, pour lesquelles on dispose actuellement de nombreuses données bioclimatiques, puis de les comparer, afin d'aborder la dynamique de mise en place des nappes et ses rapports avec l'évolution climatique quaternaire.

Enfin l'étude des séquences de couverture est destinée à proposer un système lithostratigraphique général, fondamental pour les corrélations entre les différents profils et ceux des régions limitrophes, ainsi que pour l'approche chronostratigraphique du système de nappes alluviales qu'elles fossilisent. Par comparaison avec la géométrie (position relative) et les résultats de l'étude des séquences alluviales, elle permet d'aborder l'interprétation générale de la formation du système de terrasses.

La synthèse de ces trois approches va permettre d'aborder les points suivants :

- Mécanismes de formation et d'individualisation des terrasses, rapport avec les variations climatiques quaternaires et le cadre tectonique,

- Paléoenvironnement et position des gisements paléolithiques dans le système de terrasses.

- Cadre lithostratigraphique précis et comparaisons avec les régions limitrophes.

- Proposition d'une interprétation chronostratigraphique.

Le plan de cette étude est guidé par cette démarche que caractérise la volonté de distinguer nettement l'étude de la géométrie du bed-rock des nappes, représentant l'architecture du système (chap. I), de l'étude de leurs séquences sédimentaires (chap III et IV), avant de proposer une interprétation génétique et chronostratigraphique générale dans le cadre de la troisième partie (Synthèse).

Pour des raisons de commodité, l'ensemble des descriptions détaillées nécessaires à la fois à l'étude des séquences alluviales et à celle des séquences de couverture représentées par deux chapitres différents ont été regroupées dans un chapitre spécifique (chap. II). Dans

cette partie, la différenciation entre l'observation et l'interprétation se traduit du point de vue de la représentation graphique par la juxtaposition d'un levé détaillé à l'échelle avec des colonnes résumant sous forme de symboles les interprétations lithologiques, pédologiques, les phénomènes périglaciaires et la succession lithostratigraphique locale.

Pour la couverture loessique, c'est la corrélation de proche en proche de ces successions locales, basée sur la reconnaissance et l'étude en fonction de la morphologie des horizons repères (horizons périglaciaires, paléosols) et des faciès "diagnostics" qui est à la base du système lithostratigraphique.

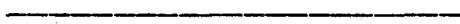
Enfin, les limites de ce travail sont les suivantes :

-Celle des travaux de terrain : c'est ainsi que le secteur de la basse Somme, qui n'a pas pu faire l'objet d'investigations nouvelles, sera étudié d'après les données des synthèses de Bourdier et de P. Haesaerts. De même, dans certains secteurs particulièrement intéressants comme Montières ou Saint-Acheul, les observations sont devenues impossibles en raison de l'urbanisation.

-Le fait que les résultats de nombreuses analyses palynologiques et malacologiques récentes ne soient pas encore disponibles pour l'interprétation paléoclimatique des séquences alluviales.

-Le manque de connaissances sur le prolongement de la vallée de la Somme sous la Manche, qui limite le tracé des profils en long vers l'aval, ainsi que l'étude des rapports avec le contexte structural.

-Cependant, la limite la plus importante dans le progrès de l'interprétation des terrasses de la Somme apparaît due au très faible nombre de données géochronologiques actuellement disponibles.



DEUXIEME PARTIE

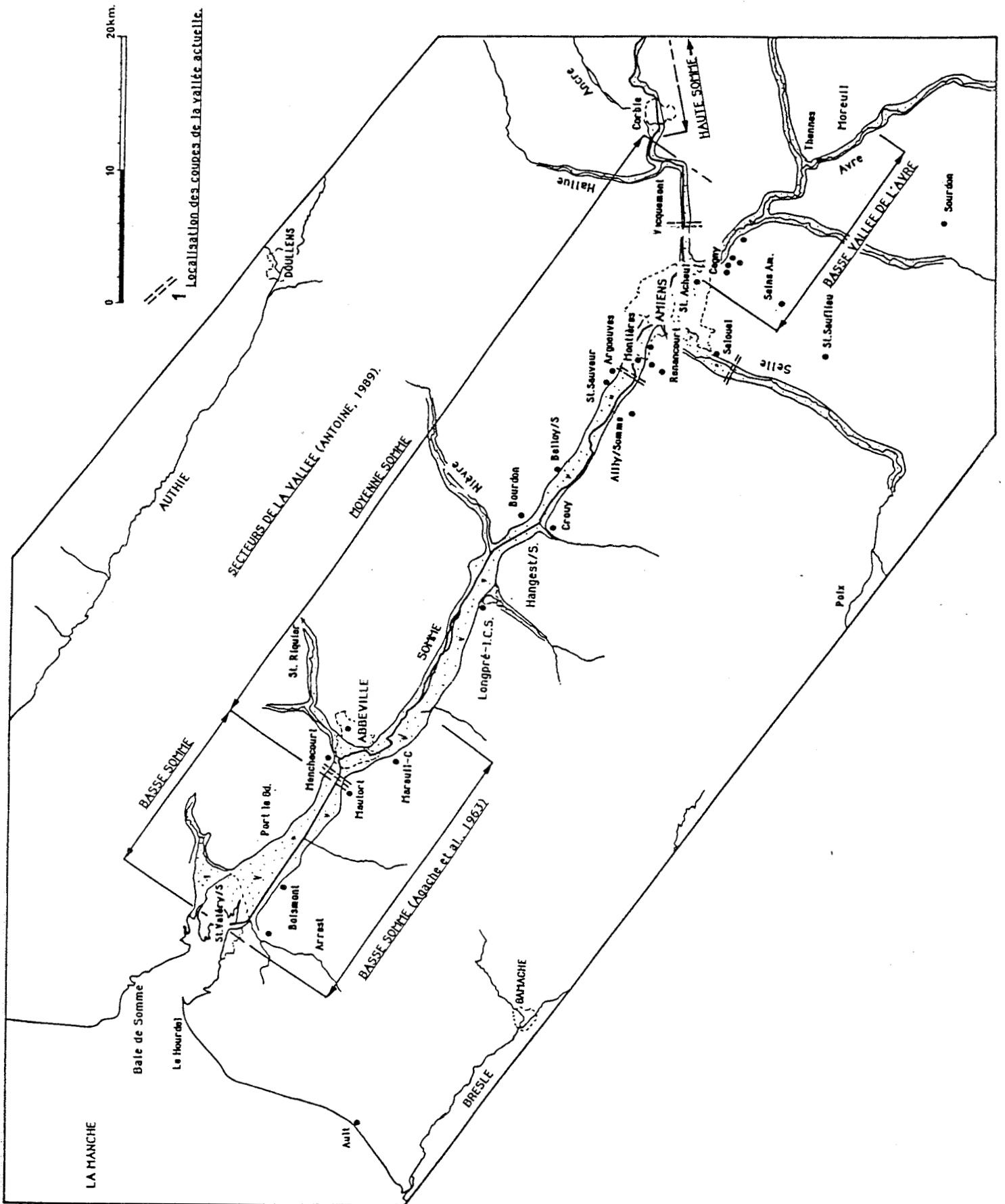


Fig. 38-Localisation des différents secteurs de vallée, localités repères et position des transects de la vallée actuelle (fig. 99 à 45).

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DETAILLEE DES TERRASSES DU BASSIN DE LA SOMME

CHAPITRE I-GEOMETRIE DES NAPPES ALLUVIALES ET EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE DE LA VALLEE.

Ce chapitre a pour but de synthétiser les nombreux résultats concernant l'aspect géométrique de l'étude des terrasses du bassin de la Somme. Il se divise en deux parties, consacrées respectivement à la Nappe de fond de vallée et aux différentes nappes alluviales constituant le système des terrasses étagées.

Depuis les travaux les plus anciens, il a toujours été distingué trois secteurs dans la vallée de la Somme : la Haute, la Moyenne et la Basse Somme. La Haute Somme étant très pauvre en terrasses anciennes, seuls les deux derniers secteurs ont attiré l'attention des chercheurs, et en particulier celui de la moyenne vallée où se trouvent la majorité des sites classiques anciennement connus (Cagny, Saint-Acheul et Montières). La Basse Somme n'a par contre été étudiée d'une manière synthétique que plus tardivement (Agache et al., 1963; Dupuis et al., 1977).

Avant d'entamer l'étude détaillée de la Nappe de fond de vallée et des terrasses de ces trois secteurs, on peut les caractériser rapidement par les observations suivantes :

- Le secteur de la Haute Somme, peu connu, où les terrasses sont très rares : de la source jusqu'à environ 20 km en amont d'Amiens (Corbie).

- Le secteur de la Moyenne Somme et de la basse vallée de l'Avre où les terrasses anciennes sont nombreuses et en grande partie étudiées en raison du grand nombre de sites classiques qu'elles contiennent : de Corbie à l'Est d'Abbeville (env. 60 km).

- Le secteur de la Basse Somme, habituellement défini par un colmatage très important du fond de vallée contenant des dépôts fluvio-marins et, du point de vue des terrasses, par un système de nappes étagées essentiellement représentées sur la rive gauche et dont les termes les plus récents sont recouverts par ce colmatage : de l'estuaire

(Le Hourdel) aux environs d'Abbeville (env. 25 km).

L'étude de la géométrie du bed-rock de la Nappe de fond de vallée, puis de celui des différentes nappes alluviales du système de terrasses pléistocènes va permettre :

- de définir en détail le profil en long de la Nappe de fond afin de posséder une référence altimétrique précise pour la distinction géométrique des nappes anciennes;

- d'étudier la répartition verticale et l'extension des nappes déjà définies en intégrant les récentes données de sondage, et de définir de nouvelles nappes et des successions locales (systèmes);

- de proposer des nouveaux critères de distinction entre les différents secteurs de la vallée, et d'établir, dans la mesure du possible, des corrélations entre ces secteurs;

- enfin, d'étudier l'évolution de la géométrie des différents cours de la Somme et d'aborder le problème de la formation du système de terrasses.

I.1-GEOMETRIE DE LA NAPPE DE FOND DE VALLEE.

Excepté pour V. Commont, qui le premier a mis en évidence l'inclinaison du dernier lit du fleuve et étudié le remplissage récent (Commont, 1910a, 1911b), l'étude de la Nappe de fond de vallée n'avait jusqu'à maintenant pas suscité un grand intérêt de la part des géologues travaillant sur les terrasses de la Somme. Ceci pouvait s'expliquer par le fait que ces dépôts n'étaient accessibles que par un nombre de sondages relativement limité. Depuis une dizaine d'années, la prospection systématique des fonds de vallée (sondages du B.R.G.M. et du C.E.T.E.), l'existence de nombreuses exploitations de graviers et, récemment, le développement des grands travaux routiers ont multiplié les points d'observation.

Dans ce travail, il m'est apparu intéressant d'essayer de les regrouper et de les synthétiser sous la forme de profils longitudinaux et transversaux, avant d'aborder l'étude des terrasses du Pléistocène moyen.

En effet, l'abondance des données de sondage permet de connaître d'une manière relativement précise la morphologie et l'inclinaison du bed-rock correspondant à la dernière incision de la Somme. Ces observations pourront ensuite être comparées à celles, plus discontinues, issues de l'étude sur les nappes alluviales anciennes.

L'étude de la morphologie de la surface d'érosion de la base du dernier lit de la Somme et de la partie aval de l'Avre est basée sur deux types de profils :

- le profil longitudinal, obtenu d'après le report des cotes d'environ 80 sondages le long de l'axe de la vallée (essentiellement d'après le rapport d'étude B.R.G.M.-C.E.T.E., 1975, annexe 1)

- les profils transversaux, extraits des études géologiques préliminaires aux ouvrages de franchissement des vallées (autoroute A1, rocades Est et Ouest d'Amiens, 1980, 1984 et rocade d'Abbeville, 1988).

1.1.a-Le profil en long (fig. 38, annexes 1 et 2).

Le tracé de ce profil, dont la validité semble bonne étant donné le nombre des données prises en compte (annexe 1) et le contrôle effectué par la confrontation des résultats de plusieurs types de sondages (pénétrömètre et carottier), amène à formuler trois remarques :

Tout d'abord, il apparaît que le contact de base entre la Nappe de fond et son substratum crayeux n'est pas linéaire, et montre une succession de paliers (n°1 à 6, annexe 2), dont la pente est de 0,3 à 0,4 m/km, séparés par des zones de rupture de pente de 4 à 5 km, où l'inclinaison double (0,9 à 1 m/km). Ces paliers, au nombre de six sur 90 km, provoquent à chaque fois un décalage de 2 à 3,5 m par rapport à un profil moyen. Le plus long et le plus régulier s'étend sur 20 km, de part et d'autre d'Amiens, de Saint-Sauveur à Vecquemont et présente une inclinaison moyenne de 0,4 à 0,45 m/km.

Ensuite, on remarque que de l'amont vers l'aval, l'ensemble de ces petits paliers se répartissent dans trois grands secteurs d'inclinaison moyenne décroissante, limités par des points d'inflexion (A, B et C, annexe 1). Le premier, reconnu sur 45 km en amont d'Amiens, possède l'inclinaison

la plus faible : 0,33 à 0,35 m/km. On observe ensuite sur environ 60 km, de Corbie à l'Ouest d'Abbeville (Mautort), un secteur donnant une moyenne de 0,54 m/km ; la dernière portion de la vallée, jusqu'à l'estuaire révèle enfin une inclinaison beaucoup plus forte, légèrement supérieure à 1 m/km (de Mautort au Hourdel).

Ce dernier secteur ne montre qu'un seul palier bien exprimé (0,3 m/km), compris entre deux ruptures de pente (1,3 m/km).

Enfin, il faut noter que la basse vallée de l'Avre étudiée sur 20 km possède un profil de base dont l'altitude est toujours en moyenne plus élevée de 2 à 4 m par rapport à celle de la Somme, pour la même distance par rapport à la confluence. La rencontre avec la Somme se fait par l'intermédiaire d'une zone de rupture de pente assez marquée (1 m/km entre Longueau et Fouencamps), qui permet la jonction avec le palier inférieur de l'Avre (0,33 m/km).

D'une manière générale, on observe donc un système de petits paliers toujours du même type, qui s'inscrivent dans trois grands secteurs caractérisés par une pente moyenne du bed-rock de plus en plus forte vers l'aval. La rupture la plus importante se place entre la partie moyenne et la partie aval où l'inclinaison est double.

La mise en évidence de cette double morphologie amène à s'interroger sur son origine. En ce qui concerne les nombreux petits paliers séparés par des ruptures de pente, trois facteurs semblent a priori à envisager :

- les variations lithologiques de la craie,
- le rôle des vallées secondaires (affluents et vallées sèches),
- le contexte structural.

Contrairement au cas des vallées de la Seine-Maritime, où certaines ruptures de pente sont très nettement en rapport avec le passage de la limite Cénomaniens-Turonien moyen (Lebret, 1984), l'ensemble du dernier lit de la Somme et de l'Avre est incisé dans la craie (Sénonien à Turonien supérieur) qui ne montre pas de contrastes lithologiques bien marqués. Le bed-rock de la vallée de la Somme en amont d'Amiens est constitué par la craie du Sénonien inférieur (Coniacien), puis en aval par celle du Turonien supérieur et moyen. D'après la lithostratigraphie de la craie (cf. fig. 14), il n'existe qu'une seule variation notable de dureté, située au niveau du passage Turonien supérieur-Coniacien basal. Cet horizon de transition se caractérise par une craie grise indurée et parfois dolomitisée; son épaisseur est de l'ordre de 20 m.

Seule la rupture de pente à l'Ouest de Saint-Sauveur semble coïncider avec le passage entre ce niveau induré et la craie beaucoup plus

tendre du reste du Turonien. Par contre, plus en amont, le passage du sommet de ce banc à la base du Coniacien ne provoque pas de rupture observable.

Actuellement, il serait aléatoire d'aller plus loin dans cette direction, étant donné la faible connaissance de la lithostratigraphie de détail de la craie. En effet, il est possible qu'il existe localement des indurations de quelques mètres, non cartographiées et qui auraient pu favoriser la formation des petits paliers.

En ce qui concerne le rôle des vallées adjacentes, on remarque, par exemple que l'augmentation de pente de la vallée de l'Avre se fait à proximité de la confluence avec la Somme. Ce phénomène semble se répéter au niveau des confluences entre la vallée principale et les vallées de la Nièvre et du Landon (Flixecourt-Hangest sur Somme), où l'on observe une accentuation très nette de la pente du bed-rock. Cependant, la rencontre avec la vallée de la Selle n'entraîne pas de variations notables dans le profil de la Somme, alors que des vallées sèches moins importantes comme celles de Mouflers ou de Saint-Sauveur coïncident avec une zone de rupture de pente.

Le phénomène classique d'augmentation de la pente en rapport avec une confluence n'est pas systématique; en effet le cours principal peut localement faire face à l'augmentation de charge par une augmentation de la vitesse, sans augmentation de pente (Jauzein, 1971).

Du point de vue structural, il est assez intéressant de comparer le profil en long et le tracé des vallées adjacentes avec les directions structurales déduites du toit des dièves du Turonien (D'Arcy et Roux, 1971 : cf. fig. 15). On remarque dans l'ensemble une bonne correspondance entre le tracé de certaines failles ou flexures (NE-SO), celui de plusieurs vallées, et la position des secteurs dont la pente du bed-rock est plus forte. Cette convergence est indépendante de l'importance des vallées et s'observe aussi bien dans le cas d'affluents comme de l'Ancre à Vecquemont, de la Nièvre à Flixecourt, que dans celui de vallées sèches comme celle de Mouflers ou de l'Ouest de Saint-Sauveur.

Enfin, dans la partie aval, on note que la convergence est très nette entre la direction des failles, le tracé de la partie inférieure de la vallée de l'Amboise, et la rupture de pente à l'Ouest du palier n°1 (annexe 2).

Ces observations coïncident avec celles faites par P. Le Bret (1984) dans la Seine-Maritime et la partie Sud de la Somme, où il a pu démontrer une liaison étroite entre les directions de fracturation de la craie (N30 à N50) et celles du réseau de vallées secondaires les plus développées.

Ces remarques, importantes pour l'interprétation du réseau de vallées secondaires, ne permettent pas actuellement d'interpréter les ruptures de pente du bed-rock. En effet, pour pouvoir démontrer l'influence de la fracturation dans la formation de ces structures, il faudrait pouvoir la mettre en évidence indépendamment du réseau secondaire, et des perturbations qu'il est susceptible de provoquer sur le profil de la vallée principale.

L'interprétation de la succession de paliers observée dans le profil en long, est donc encore très délicate, car elle peut suivant les endroits être liée à un ou plusieurs des facteurs précédemment cités (lithologie, confluences, tectonique), et dont l'étude détaillée sort du cadre de ce travail. D'après les données disponibles, il semble que pour la partie moyenne de la vallée de la Somme, le facteur prépondérant soit les confluences avec les vallées secondaires. Par contre, dans la partie aval, où il a été démontré l'existence de plusieurs fractures importantes sub-perpendiculaires à la Somme, affectant localement des dépôts quaternaires (failles de Saint-Valéry, et de Mers-Amboise : Broquet, 1976 ; Beun et Broquet, 1980), il est plus probable que la tectonique ait pu jouer un rôle en provoquant un affaissement local du bed-rock.

La mise en évidence, dans la vallée de la Somme, de trois grands secteurs montrant des inclinaisons croissantes vers l'aval est par contre plus probablement à relier à des paramètres généraux d'évolution du profil : variations de la vitesse et des apports, position relative par rapport aux influences marines.

Un phénomène semblable a été décrit dans la vallée de la Seine, où l'on observe une nette opposition entre le secteur amont qui possède une pente de 0,2 m/km et le secteur aval où elle est comprise entre 0,3 et 0,5 m/km, la zone de rupture de pente correspondant au "knick-point" (Lautridou et al., 1984a).

D'après ces auteurs, le secteur aval à inclinaison plus forte est soumis aux variations eustatiques du niveau marin, alors qu'en amont seuls les facteurs hydriques et climatiques ont joué. On remarque que les valeurs d'inclinaison sont tout à fait comparables à celles obtenues pour les parties supérieures et moyennes de la vallée de la Somme. Par contre, le secteur aval entre l'Ouest d'Abbeville et l'estuaire actuel donne une valeur nettement supérieure (1 m/km), beaucoup plus proche de celle calculée pour la basse vallée de l'Orne entre Caen et sa confluence avec la paléovallée sous-marine de la Seine (Clet-Pellerin et al., 1977).

Néanmoins dans ce secteur de la Basse Somme, la présence de

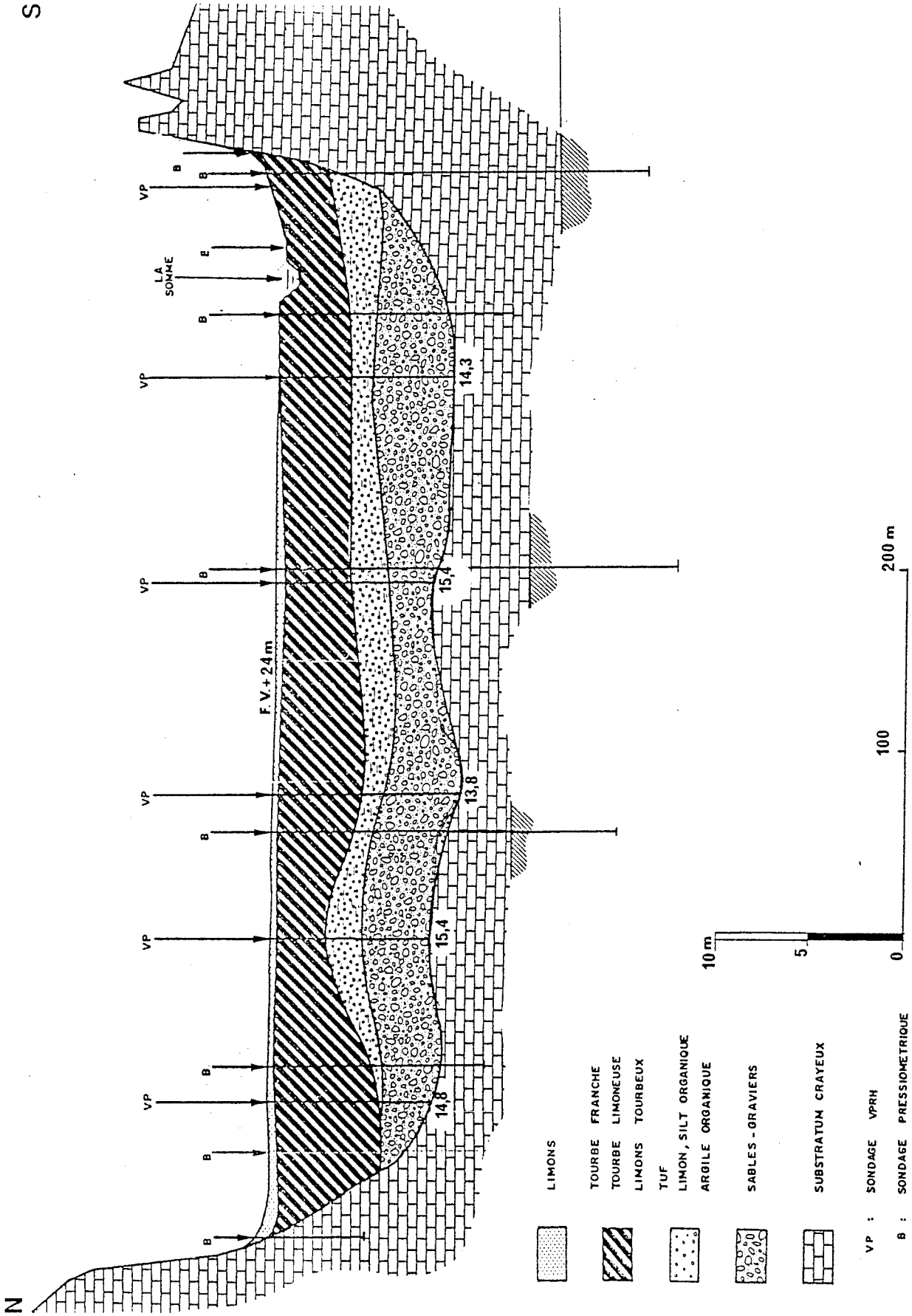


Fig. 39-Coupe de la vallée actuelle de la Somme au niveau de lamotte-Brebières (modifié d'après un document du C.E.T.E)

failles avec rejeux verticaux importants affectant les dépôts crétacés, tertiaires et localement quaternaires, oblige à prendre en compte l'éventualité d'un affaissement du bed-rock vers le Nord-Ouest. Il est très possible que ces phénomènes soient à l'origine de l'approfondissement important des cotes du substrat crayeux observé entre le débouché de la vallée de l'Amboise et les sondages du Hourdel. La connaissance de la vallée sous-marine de la Somme permettrait de tracer le prolongement du profil de la Basse Somme, de comparer les pentes, et de discuter cette hypothèse.

I.1.b-Les profils transverses (annexe 3, fig. 38 et 39 à 41).

Ces coupes issues des études géologiques effectuées avant l'implantation d'ouvrages de franchissement des vallées sont intéressantes, car elles nous renseignent d'une manière relativement précise sur la morphologie du modelé correspondant à la dernière phase de creusement des vallées.

D'après ces documents, il est possible de distinguer deux types de profils : les profils symétriques à fond plat légèrement ondulé (fig. 39 et 40), et les profils asymétriques où le creusement maximum se localise sur un bord de la vallée (fig. 41).

La coupe de la vallée de la Somme au niveau Lamotte-Brebière montre un exemple de profil symétrique trapézoïdal à fond plat (fig. 39); les ondulations y sont peu marquées (1,6 m/200 m) et les variations des cotes de la craie relativement faibles ($\pm 0,8$ m par rapport à la moyenne de 5 sondages). Ce type de morphologie du fond de vallée semble se localiser dans les portions rectilignes de la vallée.

Ces ondulations sont probablement à relier avec l'existence d'un réseau de chenaux contemporains du creusement du bed-rock et du dépôt des graviers. Pourtant, il n'existe pas de surcreusements très marqués, du type de ceux qui ont été mis en évidence dans la vallée de l'Orne (Clet-Pellerin et al., 1977). Dans la Somme, leur faible développement vertical est à relier à la faible résistance mécanique de la craie qui a provoqué l'atténuation de ces structures.

Le deuxième type de morphologie se traduit par une forme asymétrique, dans laquelle le creusement maximum se localise à proximité du versant le plus abrupt de la vallée (ex. : vallée de la Selle, fig. 41).

Dans la vallée de la Somme, au niveau d'Etouvie, on remarque que le profil le plus asymétrique se place aussi dans la partie incurvée vers le Nord de la Nappe de fond alors que le profil symétrique correspond à une portion

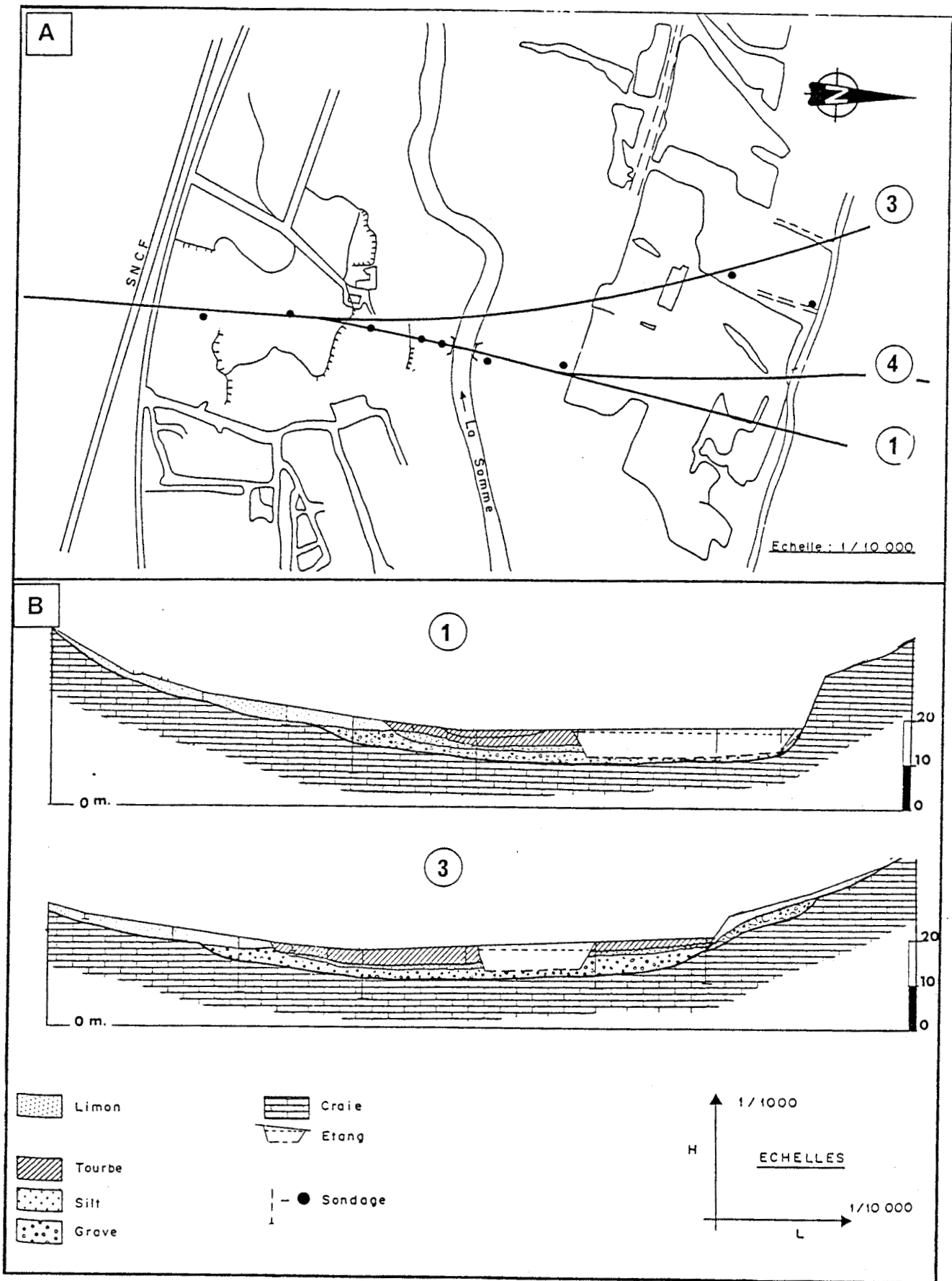


Fig. 40-Coupes de la vallée de la Somme entre Montières et argoeuvres, modifiées d'après un document C.E.T.E/B.R.G.M.

plus rectiligne de son tracé (fig. 40.B.1). D'une manière générale, l'étude de ce type de profils montre que l'approfondissement maximum se localise au niveau des secteurs où l'érosion latérale est la plus forte et que l'asymétrie qui en résulte ne présente pas d'orientation préférentielle.

Les résultats de la première partie de ce chapitre, consacrée à la géométrie longitudinale et transversale du dernier stade d'incision de la vallée de la Somme, sont importants pour l'étude des terrasses à plusieurs points de vue :

-La valeur du décalage altimétrique entre la cote de la base de chaque nappe alluviale ancienne et celle du substratum de la Nappe de fond pourra être connue d'une manière précise, d'après un profil continu, quelle que soit la position des points d'observation par rapport à la vallée.

-Les observations sur la géométrie du contact d'érosion de la base des terrasses, sur leur répartition (cartographie) et leur inclinaison vers l'aval pourront être comparées avec ces données sur le dernier stade d'incision de la vallée, afin d'essayer de comprendre son évolution morphologique.

-Enfin, le tracé du profil en long du dernier lit de la Somme et la prise en compte des caractéristiques générales de la Nappe de fond amènent à distinguer, dans l'ensemble de la vallée, trois grands secteurs possédant une pente croissante vers l'aval (fig. 38 et annexe 2):

- secteur de la Haute Somme : faible inclinaison du bed-rock (0,3 m/km), nappe de Fond généralement peu épaisse et discontinue, localement sableuse (de la source à Corbie);

- secteur de la Moyenne Somme : inclinaison moyenne plus forte (0,5 m/km), Nappe de fond toujours grossière, continue et épaisse (de Corbie à Mautort);

- secteur de la Basse Somme : inclinaison moyenne vers l'aval nettement plus forte (1m/km), Nappe de fond grossière, continue et très épaisse (de Mautort à l'estuaire).

Cette démarche aboutit à décaler assez nettement vers l'Ouest la limite entre les secteurs de la Moyenne et de la Basse Somme, par rapport à la coupure classique basée essentiellement sur des considérations géographiques, ainsi que sur l'épaisseur des sédiments du remplissage postérieur aux graviers de fond (tourbes et tufs), et la présence de dépôts marins ou fluvio-marins. Cette distinction, essentiellement basée sur une approche géométrique, sera par la suite enrichie par l'étude des

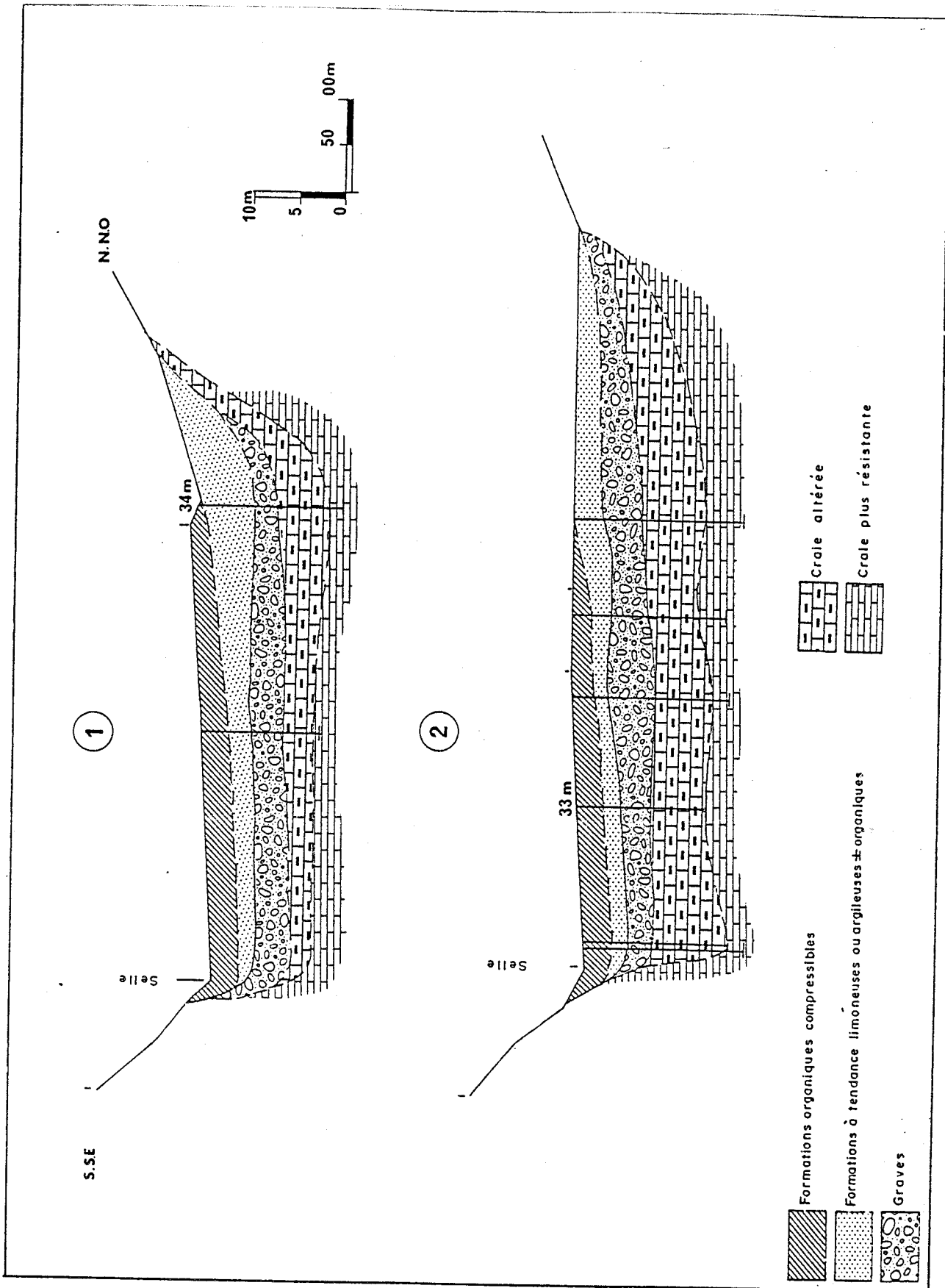


Fig. 41-Coupes de la vallées de la Selle, modifiées d'après un document C.E.T.E/B.R.G.M.

caractéristiques sédimentologiques des dépôts de fond de vallée (chap. III.2.a). Néanmoins, elle représente déjà une première étape dans la distinction de tronçons de vallée homogènes, à l'intérieur desquels le suivi de proche en proche de l'extension des différentes nappes alluviales des terrasses pléistocènes et leur corrélation semble cohérent.

Enfin, il serait intéressant de posséder des données de sondage sur le prolongement de la dernière vallée de la Somme sous la Manche, afin de pouvoir établir ses caractéristiques jusqu'au paléo-estuaire actuellement submergé, comme cela a été fait pour la vallée de la Seine (Alduc et al., 1979; Auffret, 1987). Ces recherches ont en effet permis de démontrer que les graviers de fond de la Seine se prolongeaient sous la Manche dans la paléovallée, sans rupture de pente notable (Alduc et al., 1979 : cf. fig. 52).

I.2-GEOMETRIE DES NAPPES ALLUVIALES DES TERRASSES.

Cette partie du travail a été abordée avant l'étude des séquences alluviales et de leur couverture limoneuse, afin d'aboutir à une vision spatiale la plus complète possible de la répartition altitudinale des nappes, dont la valeur sera ensuite discutée, et la cohérence confrontée aux données de la stratigraphie, des faunes, et des occupations paléolithiques.

Cette première approche est très importante car elle va fournir une structure d'ensemble et des limites géographiques, indispensables à la corrélation géométrique des terrasses, ainsi qu'à l'approche dynamique, paléoclimatique et chronostratigraphique du système.

I.2.a-Méthodologie et valeur de la répartition altimétrique.

L'étude de la géométrie des terrasses a été menée selon deux axes :

- L'axe vertical, illustré par les **coupes perpendiculaires à la vallée**, établies d'après le maximum de sondages, d'observations en carrières et de données anciennes. Sur les 250 sondages récents, seuls ceux qui ont traversé l'ensemble des dépôts et donné une cote précise de la

craie en place, ont été rassemblés dans l'annexe 9.

- L'axe horizontal, matérialisé par la **représentation cartographique des nappes alluviales**, basée sur la comparaison des cotes des différents paliers d'érosion, par rapport au profil de référence du bed-rock de la Nappe de fond établi précédemment.

Ces deux directions peuvent se résumer par des profils en long, obtenus en reportant l'altitude N.G.F. de la base des différentes nappes alluviales en fonction de la distance calculée, par rapport à un point de repère situé au niveau de l'estuaire actuel (Le Hourdel), en suivant l'axe de la vallée (fig. 42 à 45 et annexe 5).

Les cotes de base des nappes ont été obtenues pour chaque sondage ou affleurement par un nivellement basé sur les points cotés des cartes I.G.N. En ce qui concerne leur validité, il faut signaler que les points cotés de la carte I.G.N. au 25 000ème habituellement utilisés (Haesaerts et Dupuis, 1986) ne correspondent pas toujours à des valeurs très précises. En effet, le fait d'avoir pu disposer pour le secteur de Montières-Renancourt de feuilles détaillées au 5 000 ème et au 2 000 ème a fait apparaître localement des décalages pouvant aller jusqu'à 3 m par rapport au 25 000 ème. L'ensemble des altitudes de ce secteur fondamental a donc été basé sur le 2 000 ème, dont la précision est de l'ordre de $\pm 0,3$ m (communication orale, experts géomètres).

Comme l'ont suggéré P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), les nombreuses données anciennes issues des travaux de V. Commont basés sur le nivellement Bourdalouë (1857 à 1862) n'ont été utilisées qu'après avoir été majorées de 0,8 m afin d'être exprimées en N.G.F. Pour chaque nappe, l'ensemble des cotes a été reporté, les profils retenus passant par la moyenne de celles-ci (parties externes, moyennes et internes). Dans la mesure du possible, les tracés ont été confrontés à des coupes transversales des terrasses.

En observant ces profils en long, on remarque que l'ensemble des cotes (160 pour la moyenne vallée) se répartit toujours d'une manière non aléatoire, sous la forme de profils sub-parallèles à celui de la Nappe de fond et qui seuls permettent de rendre compte de l'ensemble des données; seules quelques valeurs isolées s'en éloignent de plus de 2 m.

Il est possible que ces différences soient dues au problème, soulevé précédemment, de la valeur de certains points de référence de nivellement et à la position des mesures par rapport aux parties internes et externes des terrasses (cf. coupes transversales). Le plus ou moins grand paral-

lélisme entre ces profils en long et celui de la Nappe de fond sera discuté après la description de la géométrie de chaque nappe.

Cette partie de l'étude amène à distinguer d'une manière certaine **9 nappes alluviales**, régulièrement étagées entre la nappe de fond de la vallée actuelle et les Gravieres des Plateaux (I à IX) ; une dixième, préservée localement aux environs de Cagny (Nappe de la Chaîne d'Or), nécessite un complément d'étude avant d'être intégrée au système.

Comme l'ont préconisé plusieurs auteurs pour les vallées de la Somme et de la Seine (Haesaerts et Dupuis, 1986; Lefebvre et al., 1986), dans ce type d'étude, il est préférable de distinguer chaque nappe par le nom de la localité où elle a été reconnue (méthode lithostratigraphique). En effet, dans la première démarche essentiellement géométrique, cette méthode permet d'éviter les connotations chronologiques arbitraires qui ont été progressivement liées aux appellations basse, moyenne, et haute terrasses. Il en est de même du point de vue morphologique; on remarque en effet que la limite entre les hautes et moyennes terrasses a été placée à différents endroits suivant les auteurs (cf. fig. 10 et 11).

La désignation par un toponyme devient nettement indispensable dans les cas où deux nappes alluviales distinctes sont recouvertes par une couverture limoneuse en glacis continu et ne suggère qu'une seule terrasse (ex. : nappes inférieure et supérieure de Mautort, fig. 165). Elle représente enfin la première étape pour l'étude d'un secteur particulier de la vallée avant que des corrélations ne soient tentées (ex. : secteur de la Basse Somme).

Les appellations des nappes de la moyenne vallée de la Somme et de la basse vallée de l'Avre, déjà couramment employées, ont donc été réutilisées. Deux termes nouveaux ont cependant été introduits pour caractériser les nappes récemment mises en évidence sur le versant de Montières (Nappes de Saveuse et de Renancourt).

En ce qui concerne le secteur d'Abbeville entre Mautort et Pont-Rémy qui, d'après l'étude de la Nappe de fond, correspond à la transition entre la moyenne et la basse vallée, une première corrélation est proposée dans la description de la géométrie longitudinale des nappes du secteur d'Amiens et de leur prolongement vers l'aval. Néanmoins, des toponymes locaux sont proposés afin de garder un système ouvert, permettant de prendre en compte de nouvelles données et de ménager plusieurs possibilités de corrélation avec l'amont (fig. 46).

I.2.b-Répartition altimétrique et extension des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme et de la basse vallée de l'Avre. (fig. 38 et 42 à 46)

Les références altitudinales notées "A.,1987" à "A.,1989" correspondent aux travaux récents, le détail des sondages et les cotes N.G.F. du bed-rock sont regroupés dans les annexes 4 à 9.

-Nappe d'Etouvie (nappe I : 5 à 7 m) :

Anciennement reconnue en bordure du marais à l'Ouest d'Amiens, dans le secteur de Montières-Etouvie, et considérée comme le bord interne de la basse terrasse (+16,8/+17,5 : Commont, 1913a), elle a ensuite été individualisée sous le terme très basse terrasse par H. Breuil et L. Koslowsky (1931-1934).

Cette nappe alluviale correspond à l'avant-dernier stade d'incision de la vallée. Il est cependant difficile de mettre en évidence la rupture avec le palier sus-jacent de la nappe de Montières. D'après les observations anciennes dans le secteur d'Etouvie, il existerait un emboîtement entre ces deux nappes (Breuil, 1934); malheureusement l'urbanisation actuelle empêche toute nouvelle observation à cet endroit. Cependant, le fait que cette nappe soit seule représentée à Vecquemont et à Saint-Sauveur montre bien qu'elle constitue un stade de creusement matérialisé par un palier d'érosion bien distinct de celui de la nappe de 10-12 m.

En amont d'Amiens, elle a été observée à Saint-Acheul (+18 : Commont, 1910a), à Vecquemont (+ 23/+24 : A.,1988) et à Thennes (+28 : Breuil, 1934). En aval, elle est très bien représentée presque en continu le long de la rive droite, de Saint-Sauveur (+15 : Bourdier et al.,1974d; +16/+17 : A.,1988) à Belloy sur Somme (+11,5 : Commont, 1910a), en passant par La Chaussée-Tirancourt.

Cette première nappe disparaît ensuite sous les tourbes de la vallée actuelle, son tracé suivant régulièrement celui de la Nappe de fond. Plus en aval, dans le secteur d'Abbeville, les données de sondage ont permis de repérer une nappe dans la même position par rapport au creusement maximum et qui a été dénommée **Nappe de Port-le Grand** (-4,9 Coquerelle, -5 Pont-Rémy, -13,5 Port-le Grand : B.R.G.M; -5 Abbeville : Commont,1910a; -4,2 Menchecourt : Commont,1910a).

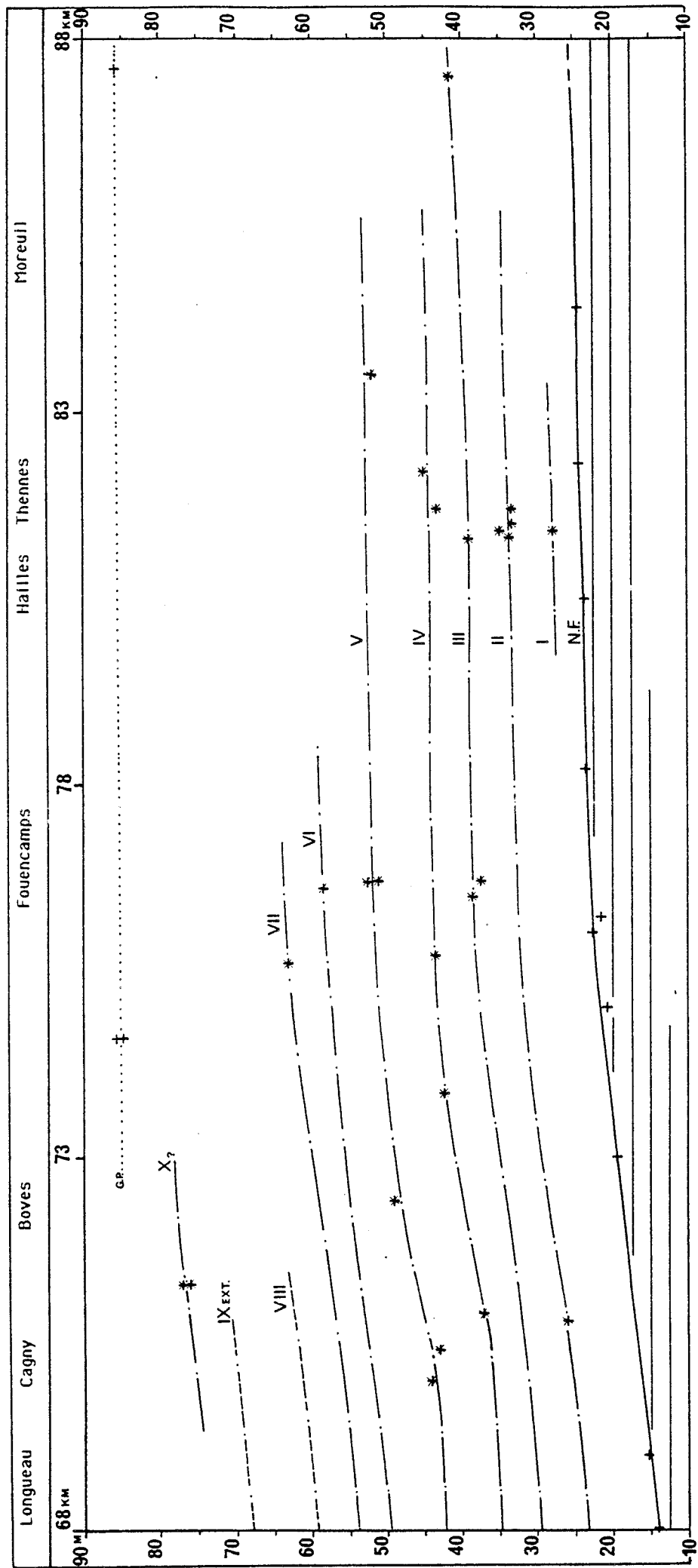


Fig.42-Géométrie des nappes alluviales de la basse vallée de l'Avre (Moreuil et Longueau).

-Nappe de Montières (nappe II : 10 à 12 m) :

La Nappe de Montières correspond à la basse terrasse classique (terrasse de 10 m : Commont, 1910a, 1911b). Elle est extrêmement bien développée à la sortie Ouest d'Amiens. Malgré la forte urbanisation de ce secteur, il existe encore un point d'observation dans l'ancienne carrière "Boutmy-Muchembied", où des sondages récents ont permis d'observer à nouveau l'ensemble des graviers fluviatiles et de mesurer précisément l'altitude de leur contact avec la craie (+21,3/+21 : A., 1988).

En amont, elle a été décrite à Amiens entre +22 et +23 m (Commont, 1909-1911), puis essentiellement dans la vallée de l'Avre à Cagny (+26 : Bourdier et al., 1974b). Elle a pu ensuite être suivie à Boves (+33 : A. 1987), Hailles (+33,5 : A. 1988) et Thennes (+33 : Haesaerts et Dupuis, 1986; +33/+35 : A., 1988). En aval, elle se prolonge dans le secteur de Crouy-Saint-Pierre (+13 : A., 1988), de Bourdon (+12,5 : A., 1988 ; +10,5 Haesaerts et Dupuis 1886), et apparemment au niveau de Condé-Folie (+11,5 : Haesaerts et Dupuis, 1986; ±11 et +12 : A., 1989) et Longpré-les-Corps-Saints (+10 : Commont, 1910a; +11,5 : A., 1989). Comme l'avait très tôt noté V. Commont, cette nappe disparaît ensuite sous le colmatage récent de la vallée, aux environs de Coquerel (10 à 12 km en amont d'Abbeville).

En fait, dans ce secteur, compte tenu du profil détaillé du bed-rock, du faible nombre de points d'observation et de leur relative dispersion, l'attribution des graviers de Longpré et de Condé-Folie à la Nappe de Montières ou à la Nappe d'Argoeuves directement sus-jacente reste assez délicate (fig. 44). Pour P. Haesaerts et C. Dupuis ces niveaux feraient partie du prolongement de la Nappe d'Argoeuves. Cette hypothèse paraît très vraisemblable étant donné que l'altitude relative de la partie externe de cette nappe est proche de 15 m.

En ce qui concerne la nappe inférieure du secteur de Mautort (**Nappe de Cambron** : Tuffreau et coll., 1988), qui plonge sous le marais et dont la base a été repérée entre +1 et +2 m N.G.F. dans les sondages de reconnaissance de la rocade Ouest d'Abbeville, le décalage moyen avec la Nappe de fond est plus proche de celui de la nappe III, les valeurs extrêmes étant de 12,5 et 15 m.

-Nappe d'Argoeuves (nappe III : 13,5 à 15 m) :

La Nappe d'Argoeuves, dont l'altimétrie précise a été mesurée récemment par P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), avait tout d'abord été signalée par F. Bourdier (1969, Bourdier et al., 1974c) qui l'avait assimilée

à la basse terrasse classique de Montières (nappe II). Les nivellements récents effectués dans les carrières à l'Ouest d'Argoeuves ont confirmé les valeurs obtenues par P. Haesaerts et C. Dupuis (+24/+24,7 : A.,1988). En tenant compte de la différence d'altitude de la Nappe de fond entre Argoeuves et la carrière Boutmy (+0,8 m), le décalage entre la nappe II et la nappe III au niveau de Montières serait donc d'environ 4 m.

Contrairement à ce que l'on pouvait penser, cette nappe est observable à de nombreux endroits, et localement elle est nettement séparée de la nappe II par un talus crayeux de 4 à 5 m. Ces remarques confirment son intérêt et son individualité dans le système des terrasses. La Nappe d'Argoeuves se suit en effet en amont d'Amiens, dans la vallée de la Somme, à Saint-Acheul (+28 : Commont, 1910a), puis au niveau de Vecquemont (+33/+33,5 : A.,1988), où elle surplombe la nappe I. Dans la vallée de l'Avre, on peut l'observer à Fouencamps (+37,5/+38 : A.,1988, +39 : Haesaerts et Dupuis, 1986), et à Hailles (+39,2 : A.,1988).

Elle avait été mentionnée à Cagny (Haesaerts et al.,1984), mais à cet endroit, de nouveaux travaux montrent que les graviers observés correspondent en fait à des matériaux remaniés de la nappe sus-jacente (Nappe de l'Epinette).

Dans la vallée de la Somme, en aval d'Amiens, les sondages montrent qu'elle existe bien à Bourdon où sa base a été atteinte aux environs de 15m au-dessus du creusement maximum du fond de vallée (+ 17/+18 : A., 1988). Elle y est séparée de la nappe II par un talus crayeux très net de 4,5 m. Vers l'aval, elle est très vraisemblablement représentée à Mautort, où, comme il a été signalé précédemment, le décalage moyen entre les cotes de la nappe inférieure et celles de la Nappe de fond (13 à 15 m) est plus proche de celui observé pour la nappe III. Avant d'avoir affiné les corrélations, le terme **Nappe de Cambron** sera utilisé pour ce secteur.

De nouveaux sondages sur la célèbre terrasse de **Menchecourt** ont permis de connaître précisément la position des niveaux fluvio-marins et de la nappe alluviale sous-jacente (Antoine, 1989d). Ces résultats montrent clairement que les graviers de Menchecourt reposent sur la craie à la même altitude relative que ceux de la nappe de Cambron (+2 à +2,5 m N.G.F., soit 14 à 15 m au dessus du bed-rock du fond de vallée).

Contrairement aux conclusions de V. Commont (1910a, 1910c), puis de F. Bourdier (1969, 1974b), ces nouvelles observations montrent que les couches fluvio-marines de Menchecourt ne sont pas corrélables avec les "sables verts" reposant sur la nappe plus ancienne de Mautort (IV). Les graviers fluviatiles de Menchecourt appartiennent donc à la nappe la plus ancienne du complexe de la basse terrasse (Nappe de Cambron, du secteur d'Abbeville).

-Nappe de l'Epinette (nappe IV : 20 à 22 m) :

Cette nappe alluviale a d'abord été mise en évidence par les fouilles d'A. Tuffreau qui l'a interprétée comme étant le terme inférieur du complexe de la moyenne terrasse, M.T. III (Tuffreau et al., 1982b). Elle a ensuite été nettement individualisée sous le terme de nappe de l'Epinette (+36/+38 m à Cagny), reconnue en amont à Thennes (+45 : Haesaerts et Dupuis, 1986), et mise en corrélation en aval avec la base des cailloutis de la carrière Muchembled à Montières (+33 : Commont, 1909a, 1910a).

Dans ce travail, il a été possible de l'observer dans la vallée de l'Avre, dans la même position, à l'Est de Fouencamps (+43,5 : A., 1988), et de contrôler sa position à Montières par un sondage à proximité de la carrière Muchembled (+33,5 : A., 1988). Plus en aval, elle a été observée à Ailly-sur-Somme (+29 : Briquet, 1930), à Condé-Folie (+ 20,5 et +19 : Haesaerts et Dupuis, 1986 ; +21 et +22 : A., 1989).

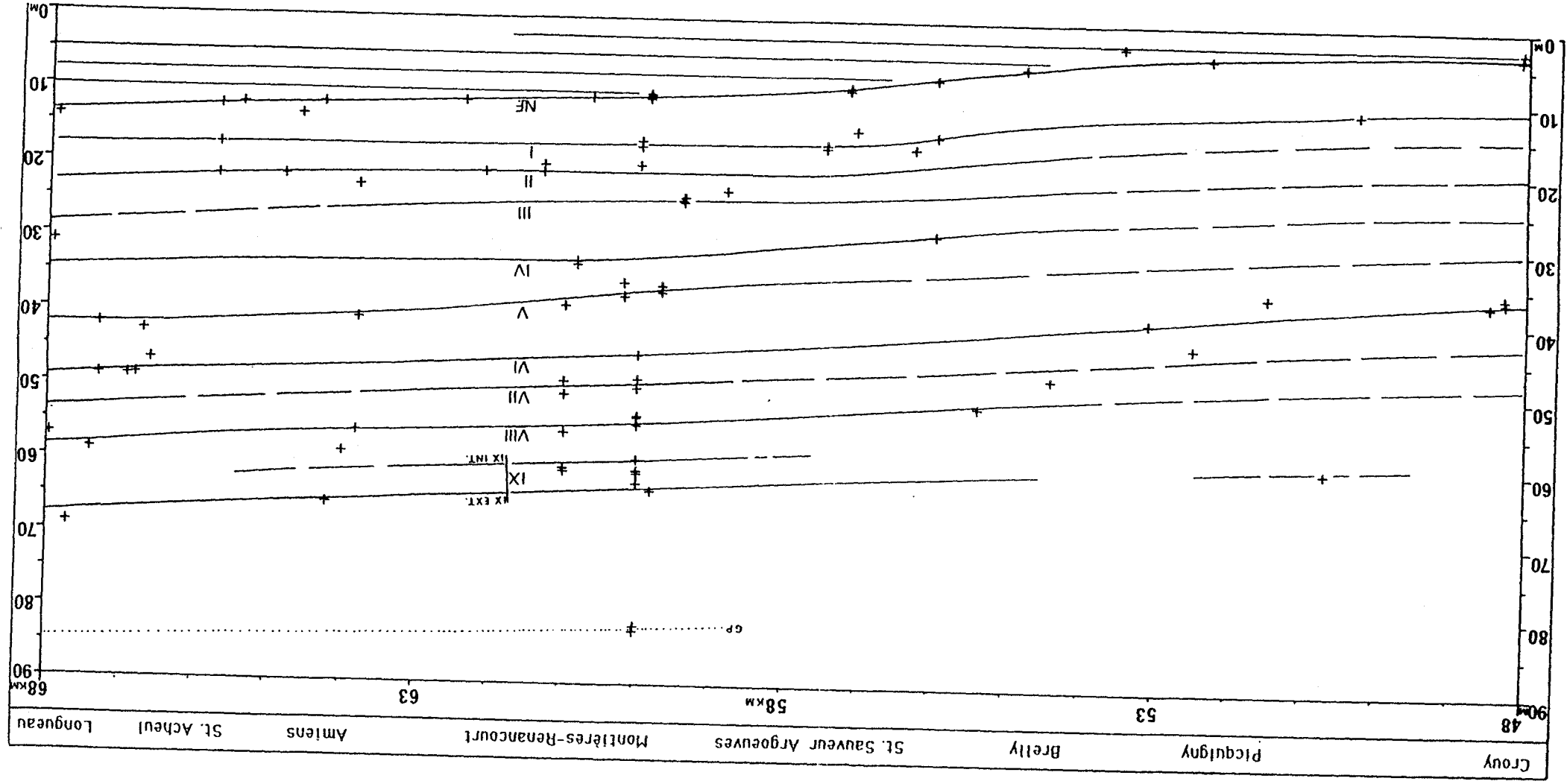
Dans le secteur de Bourdon, la cote de base du niveau supérieur (+25 : A., 1988) semble s'inscrire dans le prolongement de la même nappe plutôt que dans celui de la Nappe de la Garenne comme l'ont pensé P. Haesaerts et Ch. Dupuis (1986).

Enfin, aux environs d'Abbeville, les sondages récents dans le secteur de Mautort (Tuffreau et coll. , sept. 1988) ont permis d'observer en détail une nappe qui n'était jusqu'à maintenant connue que par les travaux de V. Commont (1910a et b). Son altitude est de +8 à +9 m N.G.F., ce qui correspond à une altitude relative de 20 à 21 m, tout à fait cohérente avec celle de la Nappe de l'Epinette mesurée plus en amont. On remarque qu'une nappe a été signalée à Abbeville dans la même position (banc de l'Hôpital et rue Millevoye, +7,5 : Commont, 1910b). Cependant, dans l'immédiat, les points d'observation intermédiaires sont encore trop peu nombreux pour confirmer cette extension de la Nappe de l'Epinette, et le terme **Nappe de Mautort** (Tuffreau et coll., sept. 1988) sera utilisé pour désigner cette nappe du secteur d'Abbeville.

-Nappe de la Garenne (nappe V : 27 à 29 m) :

Cette nappe alluviale, décrite dans les anciennes exploitations de Cagny (carrières de la Garenne et du Cimetière), correspond à la moyenne terrasse classique définie par V. Commont à Saint-Acheul (1909a,c,d), puis individualisée comme terme moyen du complexe de la moyenne terrasse par

Fig. 43-Géométrie des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme (entre Longueau et Crouy-Saint-Pierre).



A. Tuffreau et al., (1982b).

Dans la vallée de l'Avre, elle a pu être reconnue à l'Ouest de Boves (+49 : A.,1988), à Fouencamps (+52 : A.,1988), et à l'Est de Castel (+52 : A.,1988). En amont d'Amiens, on la retrouve aux environs de Vecquemont (+47,5/+48 : A.,1988) et de Daours (+49 : Commont, 1910a).

En aval, son prolongement est très bien documenté à Saint-Acheul et Amiens (+41/+44 : Commont, 1908-1910), puis à Montières au niveau de la carrière de la Vierge (+38 : Haesaerts et Dupuis, 1986 ; +36 : Tuffreau, sond., 1977). Dans le même secteur, des sondages récents ont rencontré son prolongement vers l'Ouest, à la même altitude (+36/+37 : A.,1988). Plus en aval, on peut la suivre d'une manière discontinue à Crouy-Saint-Pierre (+30/+28,5 : A.,1988), puis à Condé-Folie (+27 : Briquet, 1930).

En direction d'Abbeville, le manque de points d'observation oblige à rester prudent : d'après les données actuelles, il ne semble pas que cette nappe soit conservée dans ce secteur de la vallée.

-Nappe de Fréville (nappe VI : 35 m) :

La Nappe de Fréville est représentée par les graviers fluviaux préservés à 35 m au-dessus du creusement maximum de la vallée à Saint-Acheul (carrière Fréville aux environs du cimetière Saint-Acheul : Commont, 1909b,1911a).

Elle a tout d'abord été interprétée comme haute terrasse par H. Breuil (1934), puis rapportée à la partie supérieure du complexe de la moyenne terrasse (M.T. III) par A. Tuffreau et al. (1982b). Cette nappe a pu être reconnue par sondage dans la vallée de l'Avre à Fouencamps (nappe supérieure de Fouencamps, +58 : A.,1988). Dans la vallée de la Somme, on la retrouve à +55 m à Daours (Haesaerts et Dupuis, 1986), elle se prolonge ensuite entre +47 et +49 m au niveau de Saint-Acheul (Commont, 1909-1910; Tuffreau 1981).

Des sondages ont permis récemment de la mettre en évidence à Montières (+45,5 : A.,1988), où elle est séparée de la nappe IV de la carrière Muchembled par un talus crayeux d'une quinzaine de mètres (annexe 6).

Vers l'aval, on l'observe, avec le même décalage par rapport à la Nappe de fond, à Picquigny (+40 : Haesaerts et Dupuis, 1986), puis à Crouy (+36/+37 : Haesaerts et Dupuis, 1986; +36,7 : B.R.G.M.). Les données manquent ensuite sur 20 km, puis l'on observe à nouveau, aux environs de Mareuil-Caubert, une nappe reposant sur la craie à une altitude relative semblable (32 à 33 m). Ce niveau a été décrit vers +22/+23 à l'Est de

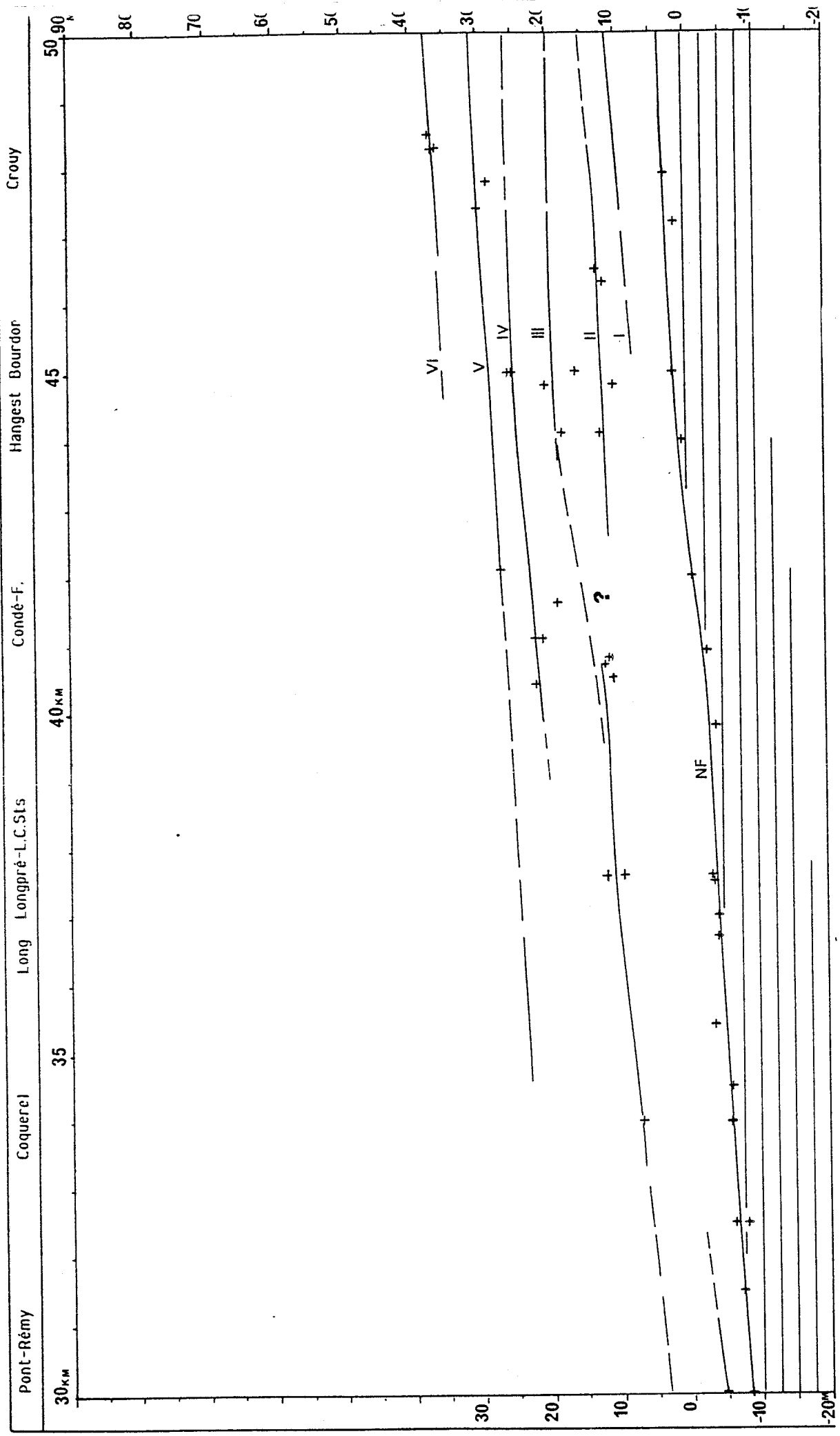


Fig. 44-Géométrie des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme (entre Crouy-Saint-Pierre et Pont-Rémy).

Mareuil par V. Commont (1910b), et plus récemment à Mareuil-Caubert par A. Tuffreau (+20/+21 : Tuffreau, 1987 : sond. 1981).

Comme l'ont déjà souligné P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), on remarque que la base des graviers fluviaux des gisements célèbres du faubourg Saint-Gilles, du stade et du Champ-de-Mars à Abbeville s'inscrivent directement dans le prolongement de cette nappe visible à Mareuil-Caubert.

Avant de posséder d'autres points d'observation entre Abbeville et Crouy, qui permettraient d'étudier précisément l'extension en aval de la Nappe de Fréville, la dénomination **Nappe de Mareuil** pourra être utilisée pour caractériser les dépôts fluviaux préservés à une altitude relative d'environ 35 m dans le secteur d'Abbeville.

-Nappes de Renancourt et de Saveuse (nappes VII et VIII : 40 et 45 m) :

Dans les secteurs de Montières et de Renancourt, la nature et la géométrie des dépôts qui s'étendent sur environ 800 m entre la Nappe de Grâce (50/52 m) et la nappe de la carrière Muchembled (nappe IV, route de Saveuse : Commont, 1909a,c et d), étaient jusqu'à maintenant mal connues et souvent représentées d'une manière très schématique (Commont, 1909a, et c; Bourdier, 1969).

Récemment une série de sondages ont permis de mettre en évidence deux nappes alluviales distinctes entre la Nappe de Grâce et la Nappe de Fréville. Ces deux unités ont été retrouvées dans la même position sur le versant de Renancourt. La reconnaissance de ces nappes est très importante car elle a permis de tracer des coupes détaillées du versant de Montières où l'enregistrement des terrasses est le plus complet de tout le bassin de la Somme (nappes I,II,IV,V,VI,VII,VIII et IX, cf. annexe 6 et fig 53). Ces données ont servi de base pour le tracé du profil en long des affleurements des nappes anciennes qui récemment avaient été rassemblées dans un "Complexe Intermédiaire", comprenant trois niveaux, de géométrie incertaine, dans la synthèse de P. Haesaerts et C. Dupuis (1986).

Le fait que la quasi totalité des cotes se rassemblent autour de deux profils passant par les nappes de Saveuse et de Renancourt, et qu'en coupe, ces deux nappes soient nettement séparées par une rupture de pente de 4 à 5 m, du même ordre de grandeur que celle qui les isole des nappes de Grâce et de Fréville, confirme leur individualité et leur valeur dans le système du bassin de la Somme (fig. 46 et annexe 6).

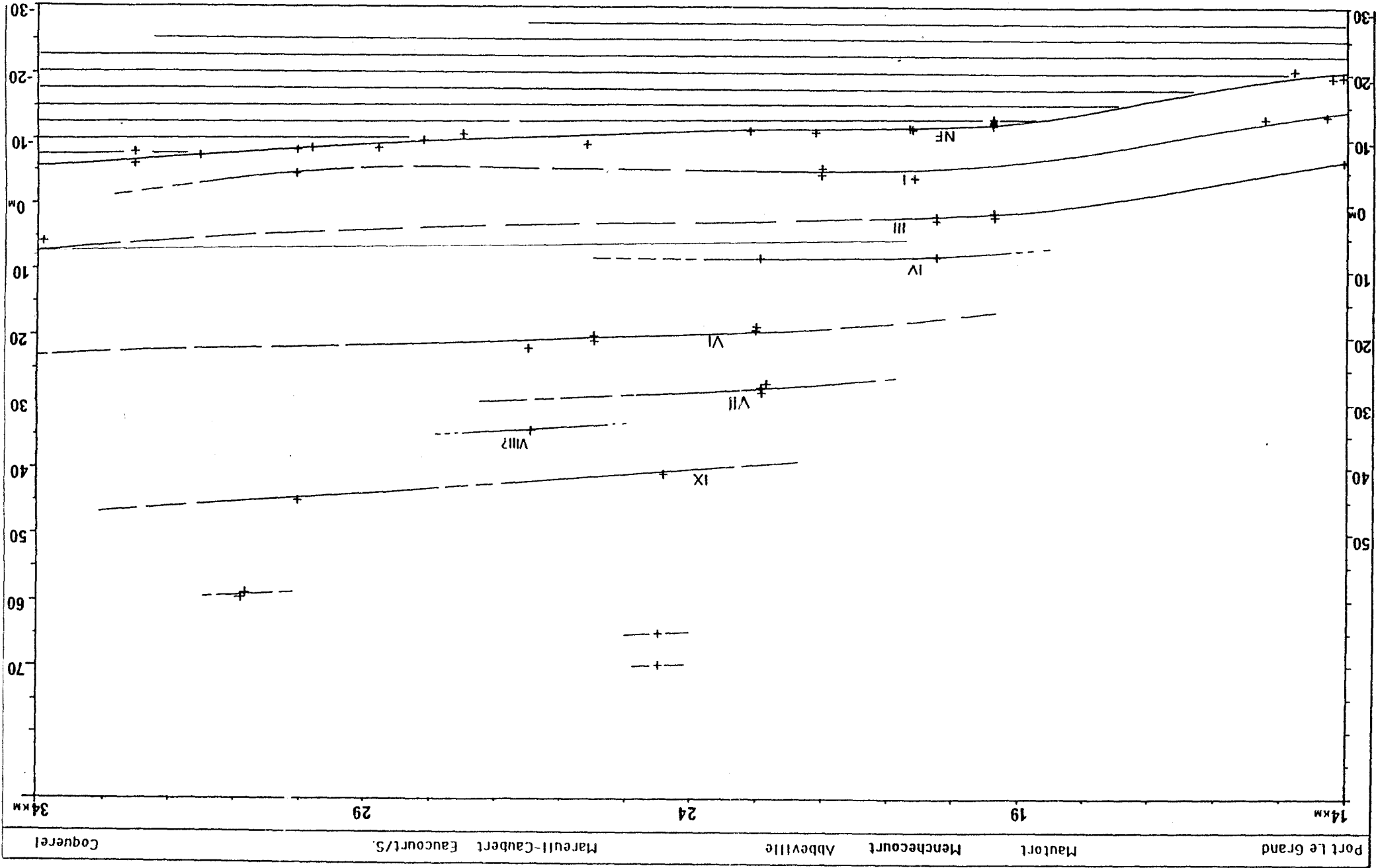


Fig. 45-Géométrie des nappes alluviales de la Somme (aval de la moyenne vallée et basse vallée entre Coquerel et Port-le-Grand).

-Nappe de Renancourt (nappe VII : 40 m) :

Individualisée à Montières puis à Renancourt, elle repose sur la craie entre +48,5 et +50 m N.G.F. à Montières et à 51 m à Renancourt, soit 40 m au-dessus du creusement maximum du fond de vallée à cet endroit. Sur le versant de Montières, elle a été repérée en trois points; les cotes de +50 m correspondent à son bord externe où la partie inférieure des graviers est encore en place et non altérée. Les cotes inférieures de 1 à 1,5 m correspondent au bord interne altéré et soliflué qui montre un contact en poches avec la craie (annexe 6).

Cette nappe correspond à la partie inférieure des hautes terrasses de Bourdier (1969), de A. Tuffreau et al. (1982b), des hauts niveaux de H. Breuil (1934), du complexe intermédiaire de P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), ainsi qu'à la base de la terrasse de 40 m de V. Commont (1909-1910).

En dehors du secteur de Montières-Renancourt, elle se retrouve dans la vallée de l'Avre à 41 m au dessus du bed-rock du lit actuel à l'Est de Boves (+63 : A., 1988), et dans celle de la Somme, en amont d'Amiens au Nord de Daours (+59 : Haesaerts et Dupuis, 1986). Vers l'aval, les points d'observation sont plus rares, son profil semble se poursuivre sur la rive gauche de la Somme par les affleurements de Breilly et de Picquigny (+48,5/+43,5 : Haesaerts et Dupuis, 1986).

De nouvelles prospections seront nécessaires dans ce secteur, où il est probable de retrouver d'autres affleurements de cette nappe, et éventuellement de différencier, dans les données bibliographiques, les cotes des bords externe et interne qui, pour ces dépôts anciens, montrent des variations non négligeables.

A Abbeville, on note que l'ensemble des célèbres dépôts alluviaux de la Porte-du-Bois (carrières Carpentier, Léon, et du Moulin-Quignon) se trouvent dans la même position par rapport au creusement maximum de la Somme (moy. +28,5 : Commont, 1910a et b ; +27 : nivellement de la carrière Carpentier : A., 1989), soit une altitude relative de 39 à 40,5 m.

Il est possible que cette nappe, très importante par le contenu paléontologique de la "marne blanche" qui la recouvre (carrière Carpentier), soit équivalente à la Nappe de Renancourt du secteur d'Amiens (40 m). Néanmoins, en l'absence d'observations nouvelles sur 30 km, entre Abbeville et Picquigny, il semble préférable d'utiliser le toponyme local de **Nappe de la Carrière Carpentier.**

-Nappe de Saveuse (nappe VIII : 45 m) :

Comme dans le cas précédent, la Nappe de Saveuse a été définie récemment à la suite d'une série de sondages sur le versant de Montières, à proximité de la route de Saveuse, puis à l'Est de Renancourt. Les graviers en place peu altérés sont de faible épaisseur et se localisent exclusivement dans un secteur limité au bord externe de la terrasse. Ils reposent sur la craie à une altitude relative de 45 m (+55 m N.G.F. : A.,1988) , et sont recouverts par une couche épaisse de graviers fortement altérés, puis par un épais cailloutis soliflué alimenté par le démantèlement de la Nappe de Grâce.

En direction du bord interne, la partie non altérée disparaît rapidement, et l'ensemble des graviers à matrice argileuse repose sur la craie par l'intermédiaire de nombreuses poches d'altitude moyenne plus faible (53,5 à 54 : A.,1988). Comme dans le cas précédent, cette nappe a été retrouvée dans la même position sur le versant de Renancourt (+56 à +56,5 : A.,1988). Son prolongement est ensuite essentiellement documenté dans la vallée de la Somme à Amiens et Saint-Acheul (+56 Bd. de Strasbourg et +59 rue Mortillet : Commont, 1910a, 1909a), puis en amont, entre +61 et +64 m N.G.F. aux environs de Lamotte-Brebière (B.R.G.M., 1975 ; Haesaerts et Dupuis, 1986).

Vers l'aval son profil passe par l'Est de Breilly (+52 : Haesaerts et Dupuis, 1986). En raison du manque d'affleurement, il est ensuite très difficile de la suivre plus en aval, seuls les graviers supérieurs de Mareuil-Caubert, près d'Abbeville, se situent à la même altitude relative (+34,5 : A.,1989), soit environ 45 m au-dessus du creusement maximum.

-Nappe de Grâce (nappe IX : 50 à 52 m) :

Elle correspond à la très haute terrasse de F. Bourdier (1969-1974), au palier le plus élevé des hauts niveaux (Breuil, 1934) et du complexe de

la haute terrasse (Tuffreau et al., 1982b). C'est à F. Bourdier que l'on doit les premières coupes synthétiques du bord externe de cette terrasse (1969, Bourdier et al., 1974a).

Les sondages récents ont permis de la reconnaître sur environ 800 m, selon un axe Ouest-Est, de relever son contact avec le substratum crayeux et d'étudier la géométrie d'ensemble des différentes unités litho-stratigraphiques. Les cotes obtenues sont de l'ordre de +30 m N.G.F. dans sa partie interne et moyenne (+59,5/+61/+61,5 : A., 1988), soit une altitude relative de 50 à 51 m. Seul un sondage très proche du bord externe a donné une altitude plus élevée (+63,5/+64 : A., 1988), semblable à celle obtenue anciennement dans la sablière Masure (Bourdier et al., 1974a).

Cette nappe repose donc sur un palier d'érosion unique, très faiblement incliné, sauf dans sa partie la plus externe, où elle s'élève progressivement à l'approche du talus crayeux d'environ 20 m, qui la sépare des Gravieres des Plateaux reposant sur la craie à +83/+84 (annexe 6). De la même manière que pour les nappes de Renancourt et de Saveuse, les graviers de la Ferme-de-Grâce se prolongent vers le Sud à une altitude relative comparable, de l'autre côté de la vallée sèche de Grâce (vallée du Champ-de-Tir) au sommet du versant de Renancourt (+61 : A., 1988; +61 : B.R.G.M., 1975).

L'extension de la Nappe de Grâce dans la vallée de la Somme est peu documentée; cependant, comme l'ont remarqué P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), elle semble se rattacher aux cailloutis du boulevard Chateaudun et de la route de Cottenchy à Amiens (+66/+69 : Commont, 1908, 1910a) et de Saint-Pierre à Gouy à 60 m. D'une manière plus détaillée, on remarque cependant que le profil joignant ces trois affleurements passe à Montières au niveau de la partie la plus externe de cette nappe.

Dans le secteur d'Abbeville, seuls deux affleurements semblent se situer dans le prolongement de la Nappe de Grâce : les cailloutis fluviaux du Bois d'Eronnelle (+45 : Agache et al., 1963), et de l'église de Caubert (+41 : Commont, 1910b); reposant respectivement à 51 et 53 m au-dessus du dernier lit de la Somme.

De la même façon que pour les nappes plus récentes, la pauvreté en affleurements intermédiaires entre Amiens et Abbeville justifie l'utilisation d'une appellation locale pour le secteur d'Abbeville, comme par exemple **Nappe de Caubert**.

-Graviers ou Nappe de la Chaîne d'Or (nappe X? : 59 à 60 m) :

La carrière de la Chaîne d'Or à Cagny a été décrite par F. Bourdier (Bourdier et al., 1974b), qui y avait observé une coupe de trois mètres montrant à la base des sables jaunes lités surmontés d'une couche de sable et de galets grisâtres, d'un sol rouge et d'un cailloutis sableux de surface.

La rareté des dépôts anciens nous a poussés récemment à reprendre l'exploration de cette ancienne carrière (Antoine et Fagnart, sond. 1987). Les sondages effectués dans la partie la plus élevée (+80) n'ont pas permis de retrouver exactement la même succession d'unités que celle qu'avait décrite F. Bourdier. Par contre, une coupe dégagée sur 3,5 m de hauteur a révélé sur un mètre de profondeur (fig. 61), des graviers grossiers usés à matrice sableuse peu altérée, manifestement fluviatiles, recouverts par une succession d'unités très proche de celle observée par F. Bourdier (sables jaunes lités, paléosol marmorisé et cailloutis de surface).

Il est possible de penser qu'ils correspondent à un lambeau d'une nappe alluviale très ancienne, dont seule la partie la plus externe a été préservée. Cette hypothèse demande cependant à être vérifiée par des sondages plus profonds jusqu'à la craie qui n'a, pour l'instant, pas été atteinte.

Avant de posséder une cote précise de la base de ces dépôts, il est délicat de vouloir étudier leur extension. On peut cependant remarquer que des graviers ont été signalés à une altitude relative comparable dans la vallée de la Somme, près d'Abbeville au Bois d'Eronnelle (env. +55 : Agache et al., 1963).

Enfin il faut noter qu'il existe en amont d'Abbeville, à Liercourt (Bois des Proies), une nappe de graviers et de sables non altérés, typiquement fluviatiles, de 2 à 3 m d'épaisseur, qui repose sur la craie à une altitude relative beaucoup plus élevée, comparable à celle des graviers argileux du Bois de Montières. Cette nappe, qui n'affleure que dans sa partie interne a été reconnue par plusieurs sondages qui ont montré qu'elle reposait sur la craie à une altitude relative de 65 à 68 m (+59/+59,9 : A., 1989), avec une inclinaison moyenne vers la vallée plus sensible que celle des nappes plus récentes.

Ces observations sont intéressantes, car elles montrent que les graviers anciens très élevés de la vallée de la Somme correspondent déjà à des dépôts fluviatiles périglaciaires, apparemment déjà structurés en nappes alluviales.

1: SYSTEME D'AMIENS**2: SYSTEME D'ABBEVILLE**

	Alt. rel.	Toponyme	Alt. rel.	Toponyme
I	5-6 m	-Nappe d'Etouvie	5-6 m	-Nappe de Port le Grand
II	10-12 m	-Nappe de Montières	?	
III	14-15 m	-Nappe d'Argoeuves	14-15 m	-Nappe de Cambron (Cambron-Menhecourt)
IV	20-21m	-Nappe de l'Epinette	20-21 m	-Nappe de Mautort
V	27-29 m	-Nappe de la Garenne	?	
VI	35 m	-Nappe de Fréville	33-35 m	-Nappe de Mareuil
VII	40 m	-Nappe de Renancourt	39-40 m	-Nappe de la carrière Carpentier
VIII	45 m	-Nappe de Saveuse	44-45 m	-Mareuil-Caubert niveau supérieur ?
IX	50-52 m	-Nappe de Grâce	51-52 m	-Nappe de Caubert
X	59- 60 m	-Nappe de la Chaîne d'Or?		

Fig. 46-Dénominations et altitudes relatives des nappes alluviales du bassin de la Somme : systèmes d'Amiens et d'Abbeville.



I.2.c-Géométrie des nappes alluviales de la basse vallée de la Somme (secteurs de Boismont et de Saint-Valéry-sur-Somme).

Contrairement à la partie moyenne de la vallée précédemment étudiée, le secteur de la Basse Somme n'a pas fait l'objet de nouveaux travaux de terrain. Cette partie est donc basée sur les résultats des travaux synthétiques de C. Dupuis et P. Haesaerts (1977) concernant l'altimétrie et la cartographie des nappes alluviales de la Basse Somme (fig. 47 et 49), associés aux données altimétriques des publications de V. Commont (1910a, 1911b) et à la synthèse de R. Agache, F. Bourdier et R. Petit (1963 : fig. 48).

Dans leur étude sur la géométrie des nappes alluviales de la Basse Somme, Ch. Dupuis et P. Haesaerts ont été amenés à distinguer deux secteurs (Saint-Valéry et Boismont), en raison de la présence d'un hiatus d'observation et de failles importantes au niveau de la vallée de l'Amboise (Broquet, 1976).

-Secteur de Saint-Valéry :

L'ensemble alluvial de Saint-Valéry est représenté par un minimum de deux nappes emboîtées, limitées au Nord-Ouest par la butte tertiaire du Mont de la Chapelle et au Sud-Est par la vallée de l'Amboise. Ces deux nappes, dénommées Nappe de Bois Cassin et Nappe de Croix l'Abbé, reposent respectivement à + 30 m et +24 m sur le substrat tertiaire (Thanétien).

Les caractéristiques des sédiments de la Formation de Croix l'Abbé (forte proportion de silex aux arêtes écrasées, abondance de sable et d'argile, stratifications obliques à forte inclinaison), ont amené les auteurs à y voir le résultat du remaniement partiel par les vagues, sous climat froid, de graviers fluviaux (dépôt d'estuaire).

Cette interprétation est compatible avec celle formulée anciennement par H. Breuil (1955). Enfin, d'après V. Commont (1910a, 1911b), il existe dans ce secteur une nappe de graviers plus récente reposant sur la craie sous l'estuaire actuel entre -7 et -10 m N.G.F.

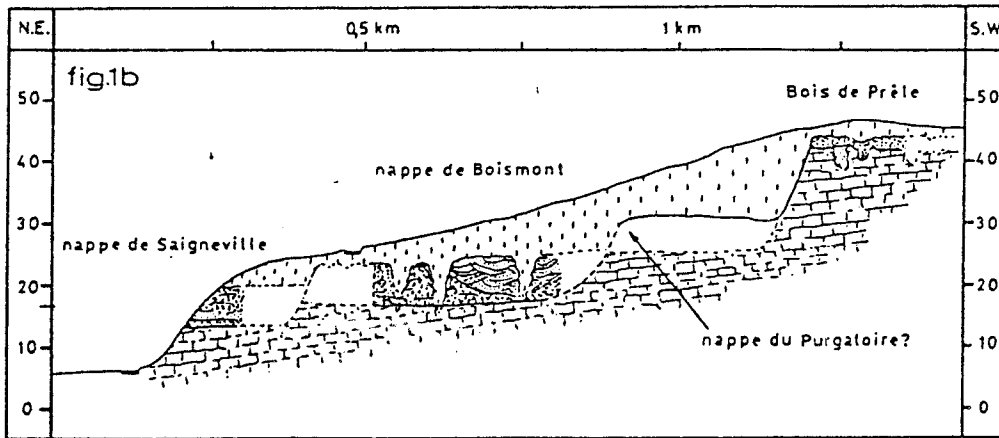


Fig. 47-Transect du versant Sud de la vallée de la Somme à hauteur du Chemin des Salines à Boismont, d'après C. Dupuis et al., 1977.

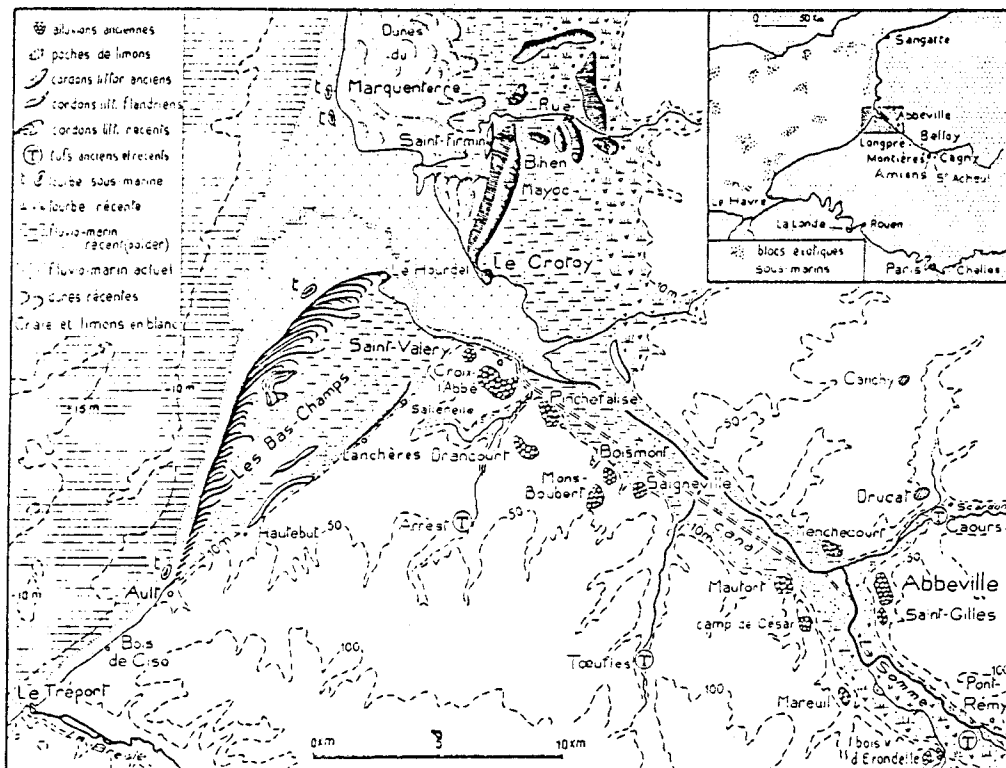


Fig. 48-Cartographie des Formations quaternaires de la Basse Somme, d'après R. Agache et al., 1963.

-Secteur de Boismont-Pinchefalise :

Dans ce secteur, l'étude cartographique et altimétrique permet de distinguer cinq groupes d'alluvions, dont certains correspondent à des nappes alluviales nettement distinctes :

- Alluvions du Mont Pillard et de la Ferme des Bruyères, reposant sur les sables tertiaires à 47 et 40 m d'altitude.

- Alluvions du Bois de Prêle, du Bois de Bretel et du Bois des Quatorze, reposant sur les sables tertiaires conservés dans des poches, respectivement à 42, 38, et 35 m d'altitude.

- La Nappe du Purgatoire, qui regroupe les cailloutis reposant sur la craie entre 20 et 30 m d'altitude de Pinchefalise à Saigneville. Ces alluvions avaient été signalées anciennement par V. Commont à 31 m dans cette dernière localité (1910a).

- La Nappe de Boismont, très bien étudiée dans la carrière du Chemin des Salines où sa base repose sur la craie à 16 m; elle s'étend en direction de Pinchefalise en formant un replat très net.

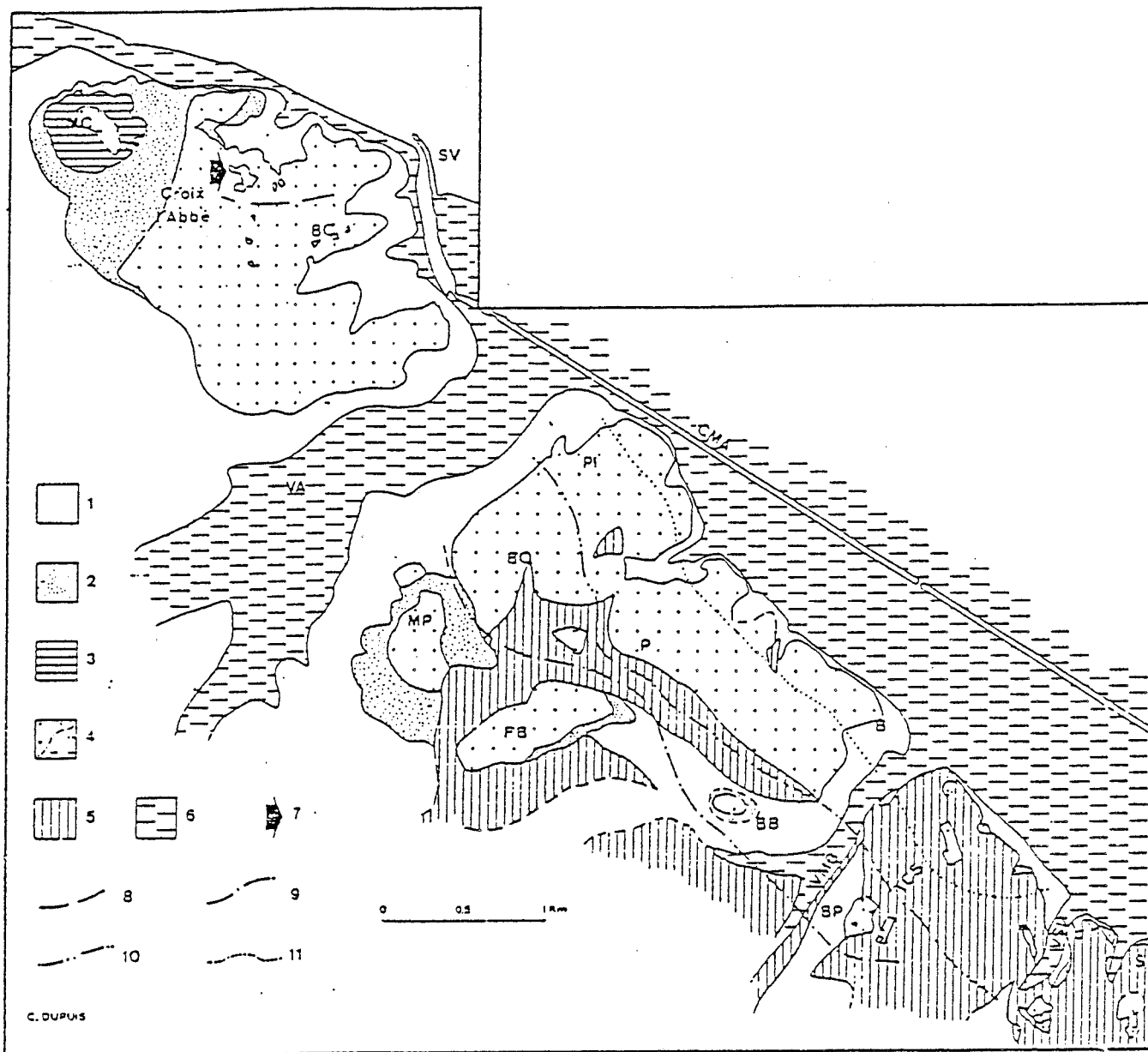
- La Nappe de Saigneville, qui a été repérée à l'Ouest de cette localité où elle repose sur la craie à 13m d'altitude.

Dans le secteur de Saigneville, V. Commont avait signalé deux niveaux de graviers reposant sur la craie à 7 et 17 m (1910a); le premier n'a pas été retrouvé par C. Dupuis et P. Haesaerts, par contre le deuxième pourrait correspondre au prolongement de la Nappe de Boismont.

Cette approche géométrique conduit C. Dupuis et P. Haesaerts à formuler deux remarques importantes concernant l'évolution de la vallée :

-Les hautes et très hautes nappes alluviales des secteurs de Saint-Valéry et de Boismont sont exclusivement représentées sur la rive gauche, selon une disposition indiquant une migration vers le Nord des cours successifs de la Somme.

-La répartition géographique des nappes de Saint-Valéry suggère une orientation vers le Nord de l'estuaire de la Somme au Pléistocène inférieur.



1 : Crétacé supérieur; 2 : Thanétien; 3 : Sparnacien; 4 : nappes alluviales (points doubles : graviers résiduels); 5 : recouvrements limoneux continus (à l'exclusion des poches et "pots de terre"; 6 : Holocène; 7 : localisation de la carrière où est décrite la formation de Croix l'Abbé; 8 : limite probable de la formation de Croix l'Abbé; 9 : limite sud du groupe des lambeaux alluviaux des Bois des Quatorze et de Prêle; 10 : limite sud de la nappe du Purgatoire; 11 : limite sud de la nappe de Boismont. MC : Mont de la Chapelle; SV : Saint-Valéry-sur-Somme; BC : Bois Cassin; VA : Vallée de l'Amboise; CMA : canal maritime d'Abbeville; Pi : Pinchefalaise; BO : Bois des Quatorze; MP : Mont Pillard; FB : Ferme des Bruyères; P : Purgatoire; B : Boismont; BB : Bois de Bretel; VMB : Vallée de Mons-Boubert; BP : Bois de Prêle; TCS : Transect du Chemin des Salines; VSV : Vallée de Saint-Valéry; S : Saigneville.

Fig. 49-Cartographie des nappes alluviales de la Basse-Somme, d'après C. Dupuis et al., 1977.

-Etude des profils longitudinaux et comparaison avec les nappes alluviales du secteur d'Abbeville (fig. 50 et 51):

Si l'on étudie le profil en long des nappes alluviales précédemment décrites, en le comparant au tracé du bed-rock de la Nappe de fond et des nappes du système d'Abbeville, il est possible de formuler trois observations :

-Tout d'abord, d'après les données de C. Dupuis et P. Haesaerts, il est assez net que l'inclinaison moyenne de la base des nappes alluviales de Saint-Valéry et de Boismont est beaucoup plus forte (2 m/km) que celle de la Nappe de fond à cet endroit (moy. 1 m/km). Cette observation caractérise ce secteur et confirme son individualité.

-Ensuite, on remarque que cette pente importante semble s'atténuer fortement au niveau de la Nappe de Boismont. En effet, si l'on considère que celle-ci se prolonge vers Saigneville par les graviers repérés à 17 m d'altitude par V. Commont (1910a), l'inclinaison vers l'aval est beaucoup plus faible (0,6 m/km) et devient compatible avec celle du bed-rock de la Nappe de fond.

-Enfin, dans les secteurs de Saigneville et de Port-le-Grand le tracé des deux nappes les plus récentes, enfouies sous les dépôts de la vallée actuelle, suit précisément celui de la Nappe de fond. De même, les graviers situés sous l'estuaire de la Somme à Saint-Valéry et attribués à la basse terrasse par V. Commont se trouvent dans le prolongement de la nappe de Cambron. Malgré un faible nombre de points d'observation, on peut penser que l'accentuation de la pente du bed-rock des nappes alluviales entre Mautort et le Hourdel remonte au minimum à l'incision de la nappe III.

Ces remarques confirment l'individualité du système des terrasses de la Basse Somme, ou plus exactement celle des nappes alluviales les plus élevées des secteurs de Saint-Valéry et de Boismont. En effet, l'inclinaison importante du profil des nappes de Bois-Cassin, de Croix-l'Abbé, du Bois de Prêle et du Purgatoire empêche leur corrélation sur base géométrique avec celles du reste de la vallée de la Somme.

De plus, entre Saint-Valéry et Boismont, l'éventualité d'un jeu quaternaire de la faille de Mers-Amboise associé à un hiatus d'observation rend très délicates les corrélations entre ces deux secteurs de référence

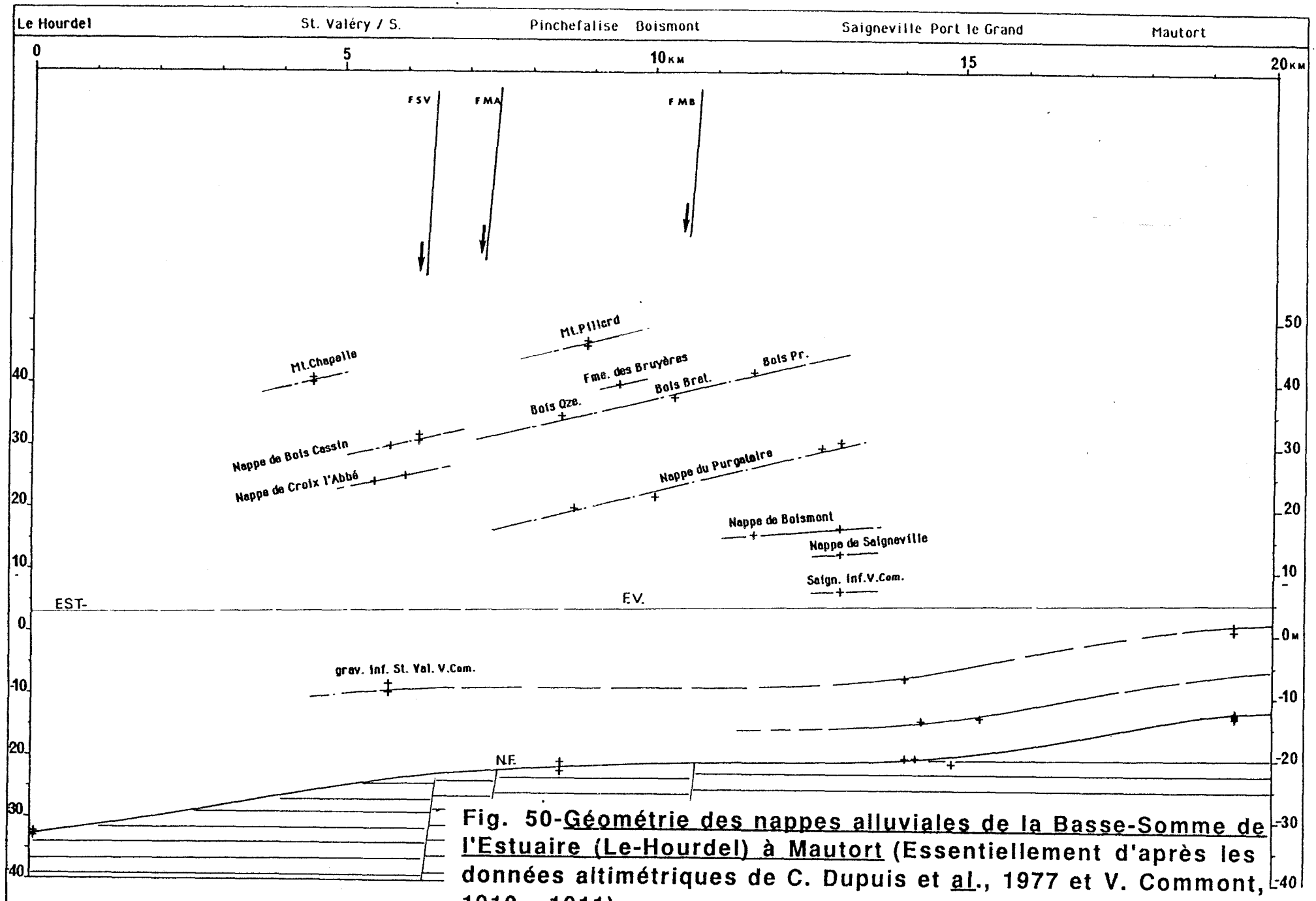


Fig. 50-Géométrie des nappes alluviales de la Basse-Somme de l'Estuaire (Le-Hourdel) à Mautort (Essentiellement d'après les données altimétriques de C. Dupuis et al., 1977 et V. Commont, 1910, 1911).

pour la Basse Somme (Dupuis et Haesaerts, 1977). Par contre, pour les nappes plus récentes, la corrélation semble possible avec les niveaux inférieurs du reste de la vallée de la Somme (nappes de Port-le-Grand et de Cambron, fig. 51).

En ce qui concerne les nappes de Boismont et de Saigneville, leur inclinaison nettement plus faible, compatible avec celle de la Nappe de Fond, permet d'envisager une mise en parallèle avec le système d'Abbeville. D'après la comparaison des altitudes relatives de la base des graviers, on remarque une bonne correspondance entre la Nappe de Saigneville (32,5 m) et la Nappe de Mareuil (33-34 m). Par contre, la Nappe de Boismont (36 m) possède une altitude relative légèrement plus faible que celle des graviers de la carrière Carpentier à Abbeville (38-39 m). Pour C. Dupuis et P. Haesaerts (1977), la "marne blanche" d'Abbeville, surmontant les graviers de la carrière Carpentier, occuperait une position intermédiaire entre les nappes de Boismont et de Saigneville.

Enfin on observe que les graviers signalés à Saigneville à +7 m par V. Commont ne possèdent pas d'équivalent dans le système d'Abbeville. Leur altitude relative (26-27 m) pourrait en faire un niveau intermédiaire entre les nappes de Mautort et de Mareuil mais les affleurements manquent encore.

Dans l'état actuel des connaissances et sans données nouvelles, le secteur de la Basse Somme, entre Saint-Valéry et Boismont, apparaît donc, du point de vue géométrique, comme un domaine très particulier où les nappes alluviales anciennes ne sont pas corrélables avec celles du reste de la vallée. Seules les nappes les plus récentes s'inscrivent dans la même géométrie que les niveaux du système d'Abbeville (nappes de Boismont et de Saigneville et nappes plus récentes, reconnues par sondage sous le colmatage du fond de vallée).

Ces remarques montrent qu'il est intervenu, à un moment donné, un changement important dans le profil du fleuve. L'origine de ce changement, qui est, au plus récent, directement antérieur à l'incision de la nappe de Boismont, est logiquement à rechercher dans l'évolution structurale régionale caractérisée par les sous-blocs Somme, Picardie et Manche orientale (Colbeaux et al., 1980).

Dans cette optique, il apparaît très intéressant d'étudier le prolongement de la vallée de la Somme sous la Manche d'après les données des campagnes de prospection géophysique, comme cela a été fait pour la vallée de la Seine (fig. 52 : Alduc et al., 1979). Un premier tracé, limité à la Nappe de fond, est actuellement en cours de réalisation, avec la collaboration de J.P. Auffret du Laboratoire de Géologie Marine de l'Université de Caen.

Malgré ces problèmes de corrélation géométrique, les nappes alluviales de la Basse Somme sont importantes pour l'étude des rapports entre la répartition des terrasses et l'évolution du cadre morpho-tectonique, celle des interactions entre les domaines fluviaux et marins, ainsi que pour les industries paléolithiques anciennes qu'elles recèlent.

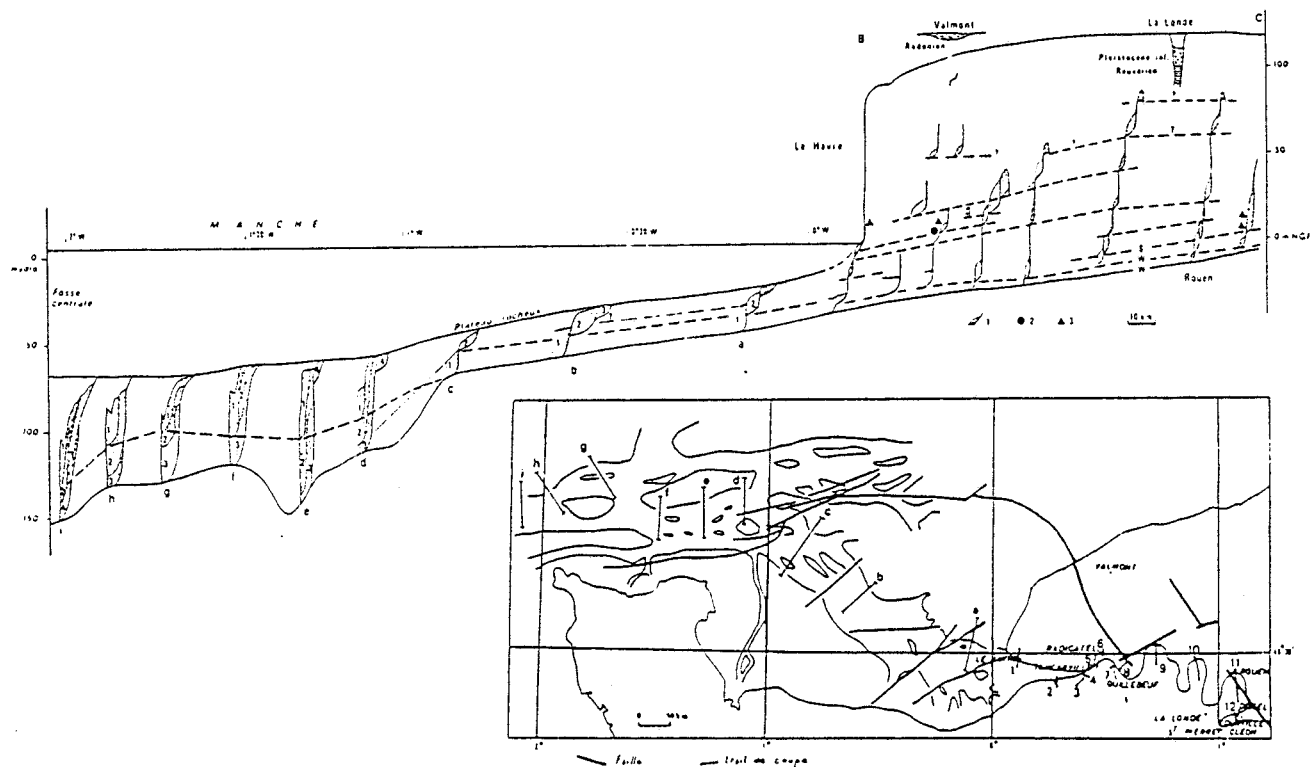


Fig. 52-Profils longitudinaux des nappes alluviales de la Seine entre Rouen et les fosses de la Manche, d'après D. Alduc et al., 1979.

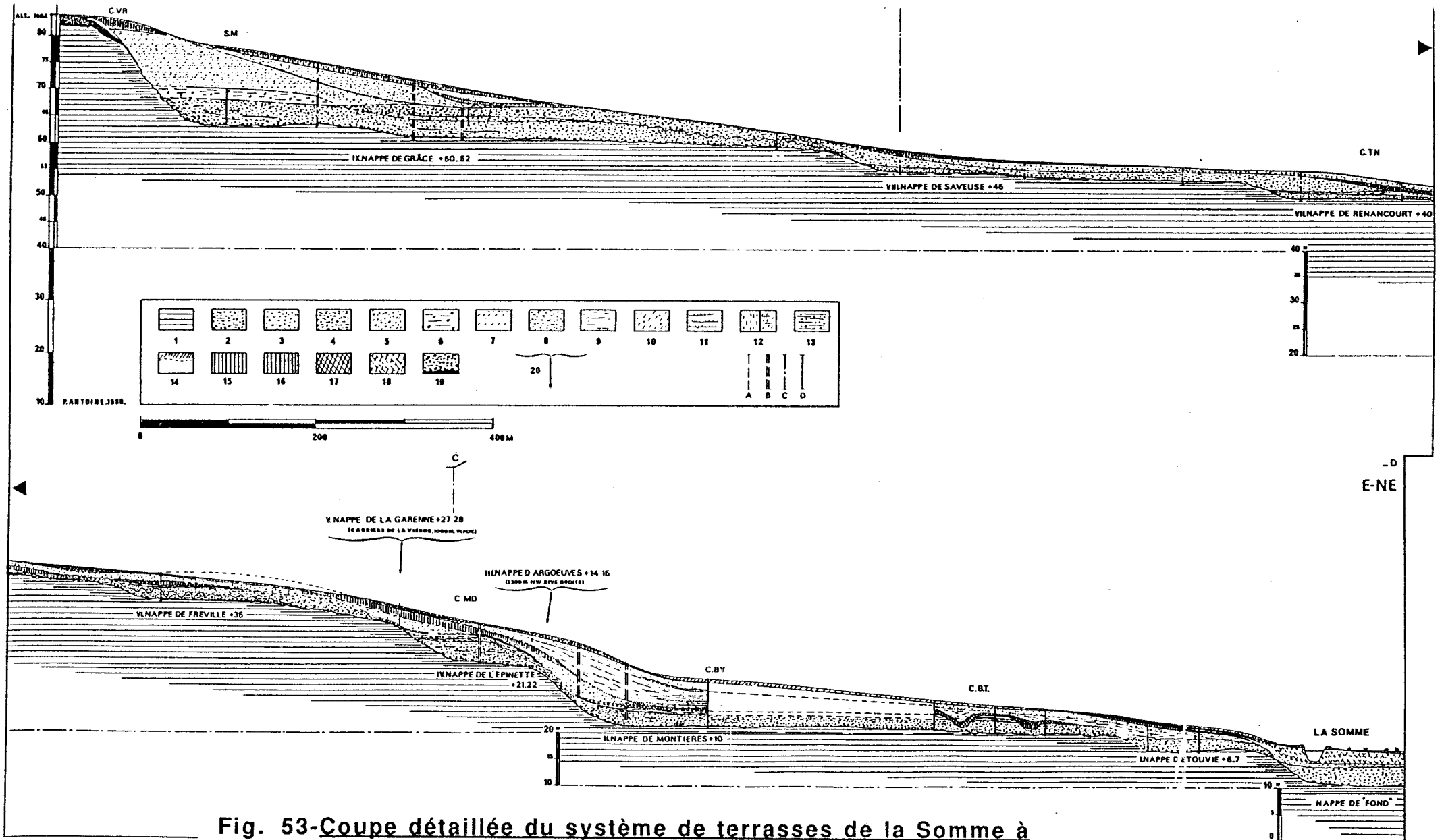


Fig. 53-Coupe détaillée du système de terrasses de la Somme à Montières. (légende détaillée : cf. annexe 6).

I.2.d.-Morphologie transversale des nappes alluviales, cartographie et évolution de la vallée.

-Coupes transversales :

Dans les secteurs les mieux documentés, le report des données de sondage, des observations en carrières, et des données anciennes essentiellement issues des travaux de V. Commont permet de tracer des coupes détaillées des systèmes de terrasses, perpendiculaires à l'axe de la vallée (fig. 53, annexe 6).

Outre leur importance pour l'étude de la stratigraphie et de l'environnement des gisements paléolithiques, ces coupes nous renseignent sur la géométrie du bed-rock du système de nappes alluviales.

D'une manière générale, si l'on excepte la partie la plus externe, proche du talus crayeux, où la pente est très nette (2 à 3 %, Cagny-la Garenne, cf. fig. 67), et le bord interne altéré, l'inclinaison moyenne vers l'axe de la vallée de la base des nappes alluviales des terrasses est très faible. La morphologie des différentes portions de paléolithes que l'on peut déduire des transects est très proche de celle du bed-rock de la Nappe de fond. On est en présence de reliques de vallées à fond plat affectées par des surcreusements locaux de faible ampleur (1 à 2 m), formant des ondulations peu marquées.

Ces structures ont été remarquées à la base de la Nappe de Montières par V. Commont (1909a) qui a décrit des "ravinements" d'environ 2 m à la surface de la craie sous la basse terrasse. Actuellement, en raison de l'abandon des exploitations, il est difficile d'observer la base des graviers sur de grandes distances. Seule la carrière d'Argoeuves a permis d'étudier une coupe sur environ 100m, dans laquelle on note un surcreusement en position externe auquel se superpose une concavité très nette du sommet des graviers (cf. fig. 127). La même structure a été mise en évidence à la suite d'une série de sondages dans la terrasse de Saint-Sauveur (fig. 98).

Ces exemples montrent que les ondulations du bed-rock sont bien en rapport avec la présence de chenaux. Leur structure et la dynamique de mise en place des nappes alluviales seront envisagées plus en détail dans le chapitre suivant.

L'étude de la morphologie du bed-rock est cependant plus délicate quand la couverture limoneuse est peu épaisse, ce qui est souvent le cas

Photo. 2-détail du contact en poches entre le bord interne de la Nappe de Mautort et son substratum crayeux altéré (dissolution, cryoturbation).

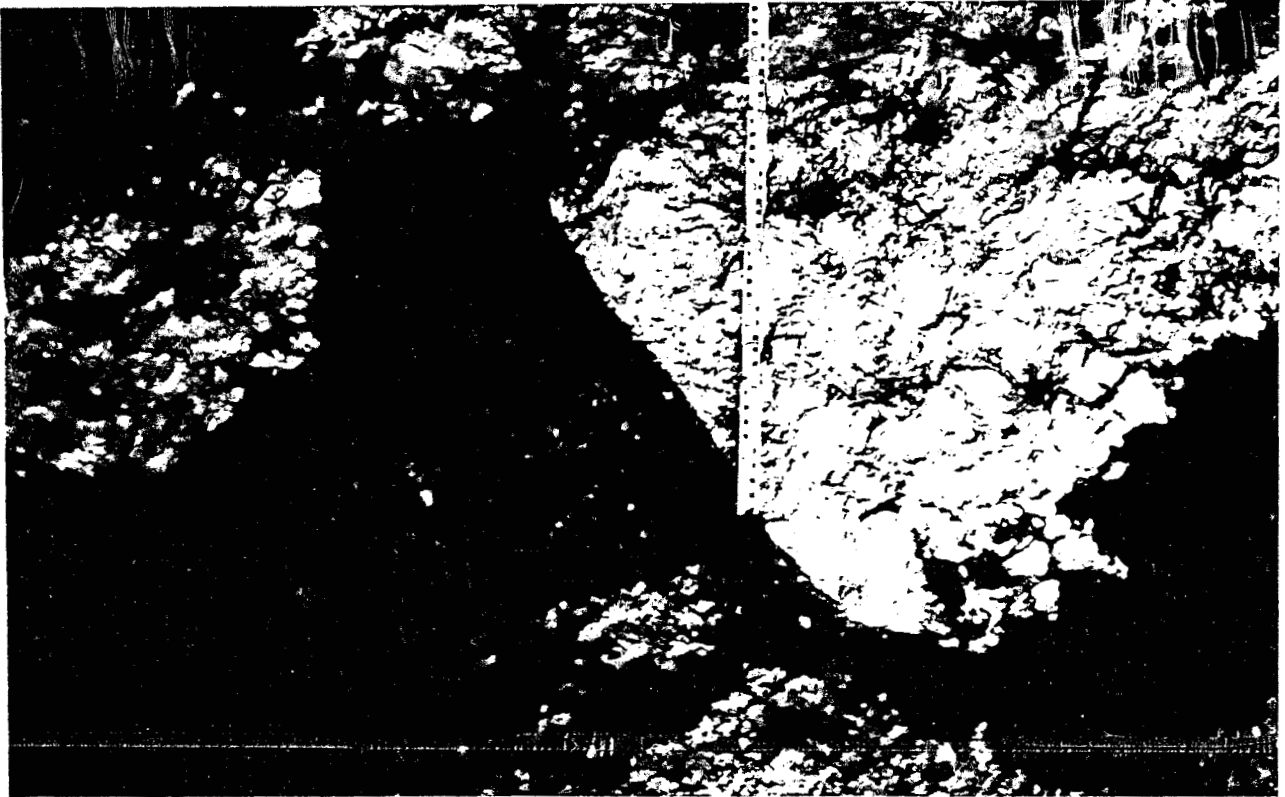
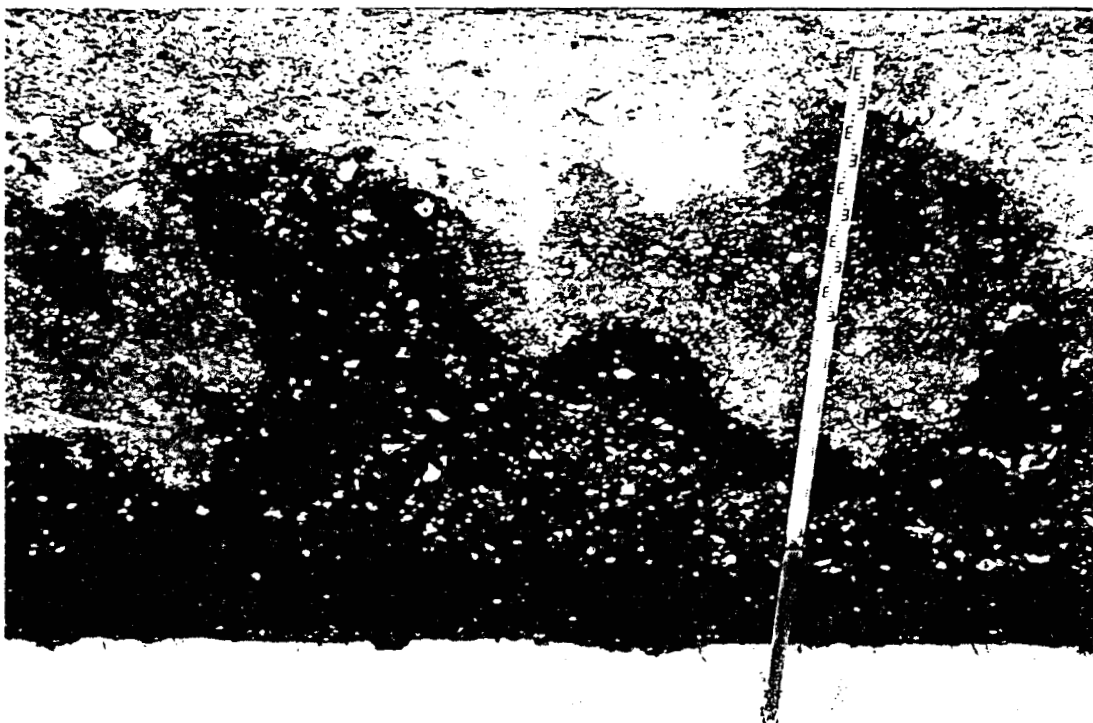


Photo. 1-Coupe d'une nappe alluviale ancienne altérée (bord interne de la nappe VI : Boves).



pour les nappes anciennes ayant subi des phénomènes d'altération (décalcification, illuviation), et de cryoturbation. D'une manière générale, d'après l'ensemble des sondages, des observations en carrière, en fouille, et des données anciennes, on peut distinguer trois parties pour chaque terrasse en fonction des caractéristiques de la nappe et de son substrat (fig. 54) :

- bord externe : nappe peu ou pas altérée, bed-rock non altéré;
- partie moyenne : nappe altérée en surface, bed-rock peu ou pas altéré;
- bord interne : nappe fortement altérée, plus ou moins solifluée et cryoturbée, surface du bed-rock affectée par des poches (dissolution et cryoturbation).

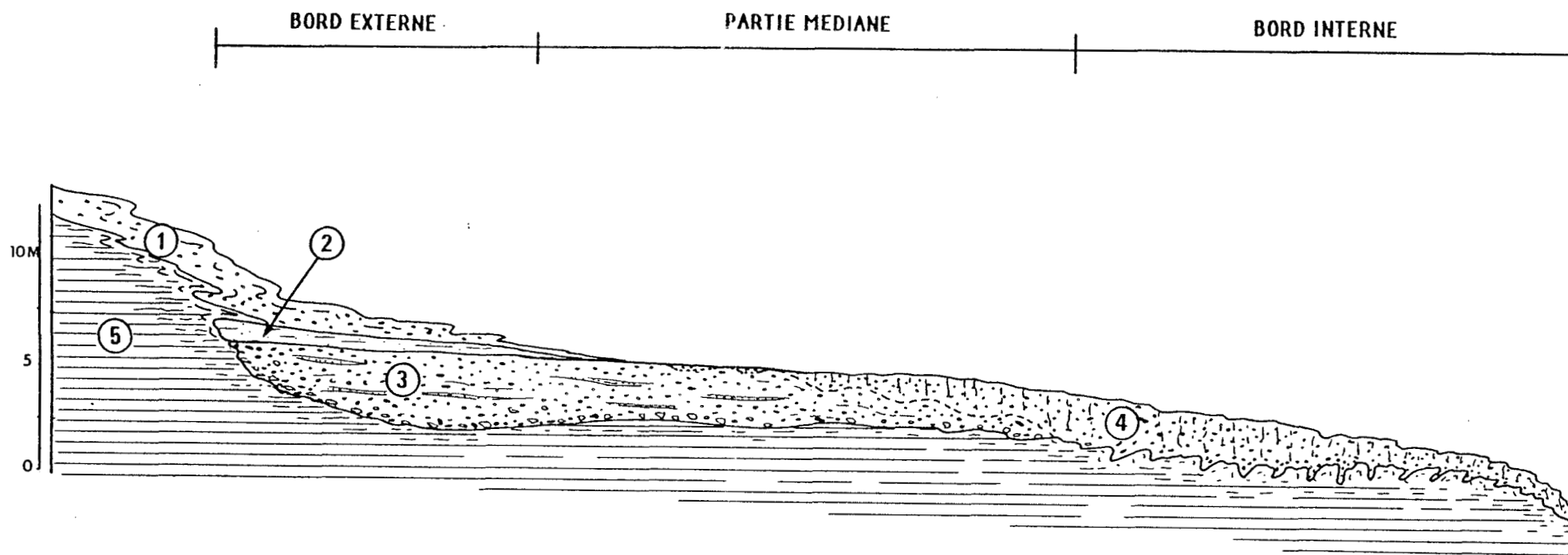


Cette distinction est importante en ce qui concerne la valeur des relevés altimétriques. On constate en effet que seules les cotes obtenues dans les parties externes et moyennes sont représentatives, celles de la partie interne étant en moyenne inférieures d'1 à 2 m en raison de la décalcification et d'un début de fluage de la craie (fig. 54 , photo. 1 et 2).

Les coupes établies d'après de nombreux points d'observation, comme celle du versant de Montières, nous permettent de rendre compte, d'une manière détaillée et sans discontinuité, de l'étagement relativement régulier d'un grand nombre de nappes (fig. 53, annexe 6). Elles constituent des unités morphosédimentaires, dans l'ensemble bien individualisées, qu'il faut distinguer des cailloutis soliflués d'inclinaison plus forte et de géométrie quelconque.

Ces graviers sans structures fluviales, parfois très épais (2 à 3 m), sont alimentés par le démantèlement du bord interne d'une nappe et peuvent soit se connecter au bord externe de la nappe suivante (reprise des mêmes matériaux dans une nappe plus récente), soit la recouvrir en partie ou s'intercaler dans sa couverture (coupes des carrières de la Vierge et de Mareuil-Caubert : fig. 93 et 104). Ce phénomène, anciennement dénommé ravinement par V. Commont (1909a), est assez fréquent à Saint-Acheul et surtout à Montières, où les ruptures de pente séparant les différentes terrasses sont recouvertes par ces dépôts soliflués localement très épais (fig. 53 et annexe 6). Il est possible que l'emboîtement décrit par H. Breuil (1934) entre les nappes I et II à Etouvie soit à relier à ce phénomène.

Dans le cas des nappes les plus anciennes, ces graviers soliflués provoquent une régularisation de la morphologie de terrasse qui se traduit par la formation d'un glacis continu. Pour ces niveaux anciens, seuls des sondages rapprochés permettent de mettre en évidence une succession de



1-Cailloutis soliflué issu du démantèlement du bord externe d'une nappe alluviale plus ancienne. 2-Limon ou sable fluvialite fin. 3-Graviers stratifiés non altérés, à éléments calcaires, lentilles fines et matrice sablo-calcaire (localement en partie lessivée). 4-Graviers décalcifiés et altérés, à matrice argilo-sableuse et base en poches. 5-Substratum crayeux, en partie soliflué au niveau du talus crayeux du bord externe "presle", altéré et cryoturbé dans la partie interne.

Fig. 54-Coupe type schématique d'une nappe alluviale de la Somme, illustrant les différentes caractéristiques du bed-rock et de la nappe en fonction de la position par rapport aux différentes parties de la terrasse.

terrasses étagées.

D'après l'ensemble des observations, le système de terrasses de la Somme, compris entre la Nappe de fond de vallée et les Graviers des Plateaux, apparaît donc comme formé d'une succession de **9 nappes alluviales étagées, sub-parallèles au talweg actuel et présentant une pente transversale très faible.**

Les décalages séparant les nappes sont relativement réguliers et le plus souvent de l'ordre de 5 m. Il est cependant possible de distinguer trois ensembles, caractérisés par des décalages successifs extrêmement proches (4,5 à 5 m), séparés par des ruptures de pente plus accentuées de l'ordre de 7 à 8 m. Ces décalages plus importants se placent entre les nappes d'Argoeuves et de l'Épinette, ainsi qu'entre les nappes de la Garenne et de Fréville. On remarque qu'ils coïncident avec les anciennes coupures traditionnelles entre les basses, les moyennes et les hautes terrasses (Commont, 1910-1913 ; Breuil, 1934 ; Bourdier, 1969).

Par contre, le décalage altimétrique entre les nappes II et III est en moyenne plus faible (env. 4 m); la distinction de ces deux nappes dans les profils longitudinaux est donc plus difficile, elle ne peut être envisagée que dans les secteurs où les points d'observation sont assez rapprochés.

La comparaison détaillée entre le profil longitudinal des différentes nappes des terrasses et celui du bed-rock du fond de vallée dans le secteur d'Amiens montre enfin que seules les nappes les plus récentes semblent suivre les mêmes paliers que la Nappe de fond (I, II et III), les dépôts plus anciens se caractérisant en premier lieu par des profils plus rectilignes. Cette remarque est cependant à nuancer car pour les nappes anciennes les données sont beaucoup moins nombreuses. Néanmoins il est possible que ce changement corresponde au début de l'érosion de la craie du Turonien supérieur, qui apparaît pour la première fois sous la Nappe d'Argoeuves.

-Cartographie et évolution de la vallée (fig. 55 et 56) :

Les documents cartographiques obtenus d'après l'ensemble des travaux de terrain récents et les données bibliographiques, fournissent une synthèse donnant une vision spatiale de ce système de terrasses étagées, complémentaire des coupes perpendiculaires à la vallée (fig. 55 et annexe 8).

Cette approche est intéressante pour étudier l'évolution morphologique de la vallée le mécanisme de formation et de préservation des terrasses, ainsi que pour illustrer et contrôler les profils en long. Enfin elle représente la base de l'étude de l'environnement morphologique des gisements paléolithiques.

Le secteur compris entre Saint-Sauveur et Montières-Renancourt peut être pris comme exemple pour illustrer l'évolution morphologique de la vallée de la Somme. D'après la cartographie des différentes nappes alluviales (25 000 ème et 5 000 ème), il est possible de tracer les limites externes de 9 nappes alluviales et de mettre en évidence les différentes directions de déplacement de la vallée depuis l'incision de la nappe de Grâce jusqu'à celle du talweg actuel (fig. 56).

Dans ce secteur, cette démarche aboutit à montrer que l'évolution des différents cours de la Somme s'est traduite par un déplacement vers l'Est très important (3 km) de la confluence avec la Selle, associé à une migration vers le Nord du méandre de Montières-Etouvie.

D'une manière plus détaillée, on remarque que le déplacement de cette confluence, qui a généré des terrasses en "croissant", est surtout très marqué pour les dépôts antérieurs à la Nappe de Fréville. Postérieurement, l'angle de jonction Somme-Selle se ferme de plus en plus, et les nappes alluviales s'allongent selon l'axe de ces deux vallées.

Enfin, d'après le tracé de la Nappe de Montières, on peut penser qu'à ce moment le talweg était sub-rectiligne à cet endroit, l'accentuation des courbures se faisant ensuite avec la nappe d'Etouvie, puis avec la Nappe de fond qui s'inscrit dans la phase ultime de cette évolution.

Dans le secteur de Saint-Sauveur, la conservation des nappes I et III s'intègre bien dans un schéma d'évolution vers le Sud d'une convexité peu importante du fond de vallée. On peut donc mettre en évidence deux grandes périodes d'évolution (fig. 56) :

1-Déplacement de la confluence Somme-Selle vers l'Est, associé à la fermeture progressive de l'angle de cette structure (nappes IX à IV). Le cours de la Somme a ensuite tendance à devenir plus rectiligne (nappes II et III).

2-Evolution vers le Nord du méandre de Montières (nappes I et N.F.) et vers le Sud de la convexité de Saint-Sauveur (nappe I et N.F.).

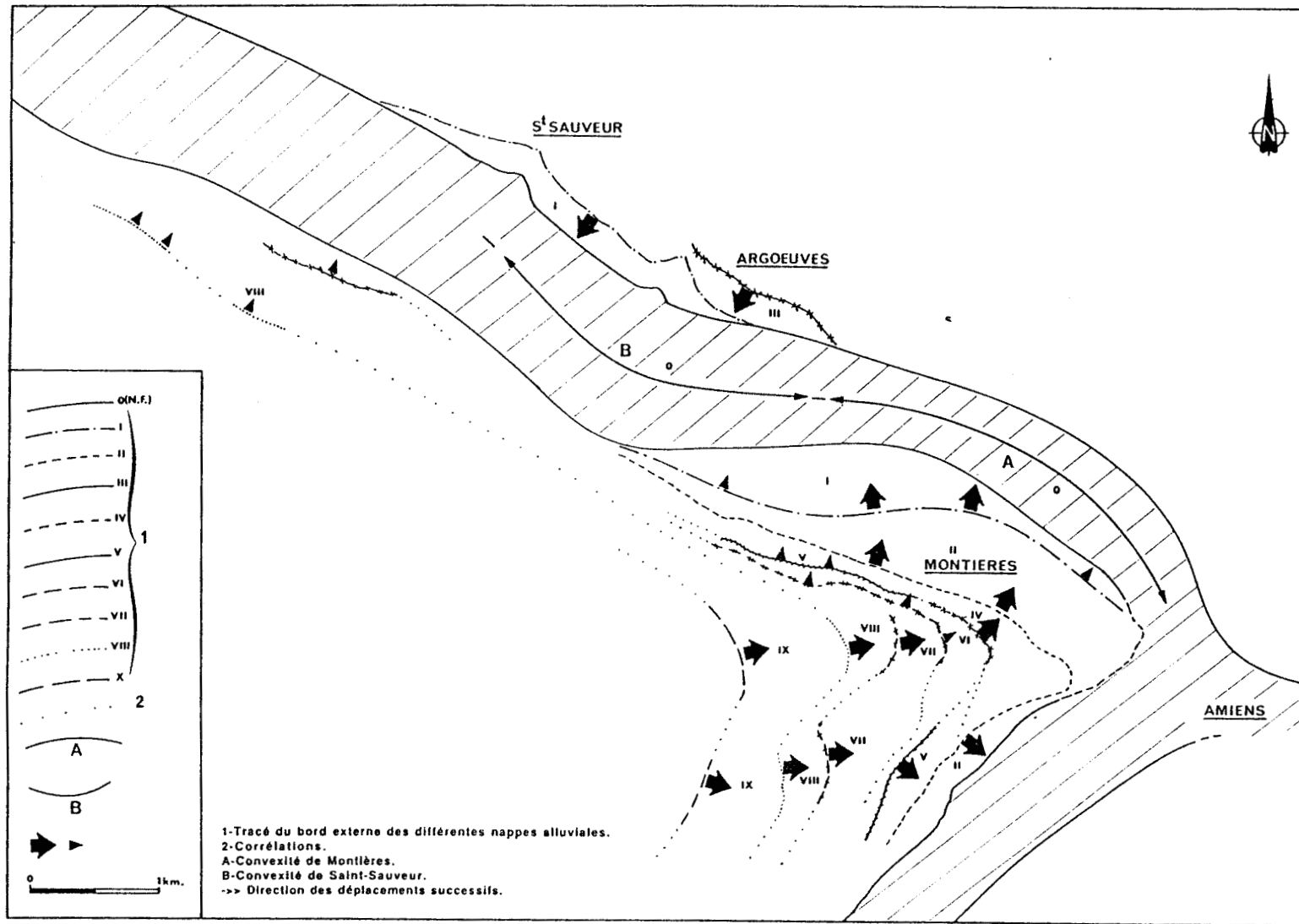


Fig. 56-Exemple d'évolution morphologique de la vallée de la Somme (paléotracés), d'après la cartographie des nappes alluviales (fig. 55).

Si l'on fait la synthèse de cet exemple d'évolution horizontale et de la représentation en coupe du même système de terrasses, il apparaît évident que le rôle de l'érosion latérale est fondamental dans le mécanisme de formation et surtout de préservation des nappes alluviales étagées.

En effet, pour que l'individualisation d'une nouvelle nappe puisse s'effectuer tout en préservant une partie des dépôts fluviatiles précédents sous la forme d'une terrasse étagée, il est nécessaire que la phase d'incision verticale soit précédée par un déplacement du lit associé à une érosion latérale plus ou moins importante.

La géométrie abrupte des ruptures de pente séparant les nappes alluviales confirme la différenciation de ces deux types d'érosion et l'antériorité de la majeure partie de l'érosion latérale par rapport à l'incision (fig. 53). La valeur de ce déplacement, déduit des distances entre les bords externes de deux nappes successives, peut atteindre 500 à 700 m pour les nappes de Saveuse et de Renancourt.

Ces mouvements sont le résultat du déplacement discontinu vers l'Est de la confluence Somme-Selle dont le bilan global dans cette direction a été de l'ordre de 3 km. Pour la nappe d'Etouvie et les graviers de fond de vallée, on obtient 400 à 500 m en liaison avec un déplacement de la vallée vers le Nord. L'érosion latérale qui implique ces déplacements est difficile à quantifier, mais la préservation d'un minimum de largeur du talweg fait qu'elle ne peut pas être de beaucoup inférieure à la valeur du déplacement.

Par contre, la combinaison de l'érosion verticale et de l'absence de déplacement latéral permet d'expliquer la présence d'abrupts crayeux de 20 à 30 m du type de ceux que l'on peut observer sur les rives concaves de la Somme, à la sortie Ouest d'Amiens sur la rive droite, et plus en aval, à l'Est d'Ailly-sur-Somme sur la rive gauche.

Dans le profil de Montières, le long de la route de Saveuse, l'absence des nappes de la Garenne et d'Argoeuves se traduit par des talus crayeux de 12 à 13 m. Ces ruptures de pente, environ deux fois plus importantes que celles qui séparent habituellement deux nappes successives traduisent donc vraisemblablement une stabilité ou une inversion temporaire de la direction de déplacement du fond de vallée au moment de l'érosion verticale.

Ces observations amènent à relativiser l'importance donnée à la rupture de pente séparant le complexe de la basse terrasse de la partie inférieure de la moyenne terrasse à Montières (Tuffreau et al., 1982b). En effet, cette morphologie abrupte apparaît liée, à cet endroit, à l'absence d'une nappe intermédiaire en position équivalente de celle d'Argoeuves, préservée sur la rive opposée.

On note cependant que la stabilité latérale temporaire de la vallée, qui provoque ces surcreusements plus importants, peut être très localisée. C'est le cas par exemple pour la Nappe de la Garenne qui a été préservée au niveau de la carrière de la Vierge, alors qu'à 1 km plus à l'Est on ne retrouve que la Nappe de l'Epinette (carrière Muchembled), séparée de la nappe sus-jacente par un talus crayeux de 12 m.

Avant d'aborder l'étude du contenu et de la stratigraphie des nappes et de leur couverture limoneuse, cette approche essentiellement géométrique pose déjà le problème fondamental des mécanismes, des causes du creusement vertical et de l'érosion latérale responsables de la formation du système de terrasses étagées de la Somme.

A la suite de F. Bourdier qui le premier proposa les notions de nappes alluviales périglaciaires et de cycle climato-sédimentaire (1938), les graviers des terrasses de la Somme ont toujours été attribués aux phases froides. L'observation de la structure et de la sédimentologie de ces dépôts confirme cette interprétation (chap. III.a). C'est donc dans un environnement de type périglaciaire que se sont formés ces larges fonds de vallée de forme trapézoïdale décrits précédemment par les coupes du talweg actuel, et dont on retrouve des reliques plus ou moins bien conservées sous forme de terrasses étagées.

La place de l'incision par rapport au déroulement des cycles interglaciaire-glaciaire de l'évolution chronoclimatique quaternaire sera envisagée ultérieurement, à la suite de l'étude des séquences fluviales des terrasses, du fond de vallée et des dépôts de couverture (3ème partie, chap. I).

En ce qui concerne l'érosion latérale, dont on a vu précédemment qu'elle était d'abord antérieure, puis probablement en partie contemporaine de l'incision verticale (chenaux de rive concave), il est possible que son déclenchement soit à relier à la reprise de l'érosion généralisée des versants et à une accentuation importante de la dynamique fluviale (fig. 57). Cet afflux de dépôts de versant est commandé par le déclenchement des phénomènes de gélifraction sur les parois crayeuses, de solifluxion et de ruissellement sur les versants à couverture limoneuse.

Le rétrécissement temporaire de la vallée provoqué par cette forte accumulation de matériaux antérieure ou contemporaine de l'augmentation de la dynamique fluviale a pu jouer un rôle dans le déplacement du lit et la reprise de l'érosion latérale.

En outre, ces premiers dépôts de versant, piégés par la morphologie de la jonction versant limoneux-plaine alluviale, ont vraisemblablement favorisé la préservation des sédiments meubles du fond de vallée en

position très externe, dans la future terrasse.

En rapport avec cette augmentation importante de la charge, et des débits très variés liés à une péjoration climatique, il faut envisager une géométrie en chenaux anastomosés (Jauzein, 1971). Nous verrons plus tard que les structures sédimentaires de certaines nappes témoignent de ce type de dynamique (chap. III.2.a).

Dans certains sites, on observe que la transition entre les sédiments fluviatiles et les dépôts de versant se fait d'une manière progressive (Cagny-Cimetière : Tuffreau, 1987; Argoeuves : Bourdier et al., 1974c). Ces observations semblent montrer que la reprise de l'érosion des versants, qui se traduit par un afflux de sédiments dans la plaine alluviale, est contemporaine du déplacement latéral du cours d'eau. Un phénomène semblable a été décrit d'après l'étude de la séquence de Biache- Saint-Vaast où l'on observe un déplacement important de la Scarpe sous l'effet des apports de versants (Sommé, 1984, Sommé et al., 1984).

Dans le processus de formation des terrasses, il faut ensuite faire intervenir une phase d'érosion verticale très nette (incision) qui aboutit à l'individualisation d'un nouveau fond de vallée (fig. 57). D'après l'étude des coupes les plus complètes on a pu mettre en évidence que ce processus a fonctionné d'une manière répétitive au minimum 10 fois, si l'on compte le creusement du bed-rock de la vallée actuelle, avec une intensité en moyenne très proche .

Il est donc logique de penser que le déclenchement de l'incision a été provoqué à chaque fois par la ou les mêmes causes. Quelle peut être l'origine de ce phénomène apparemment répétitif qui a provoqué un enfoncement discontinu de la vallée dont le bilan est d'environ 70 m ?

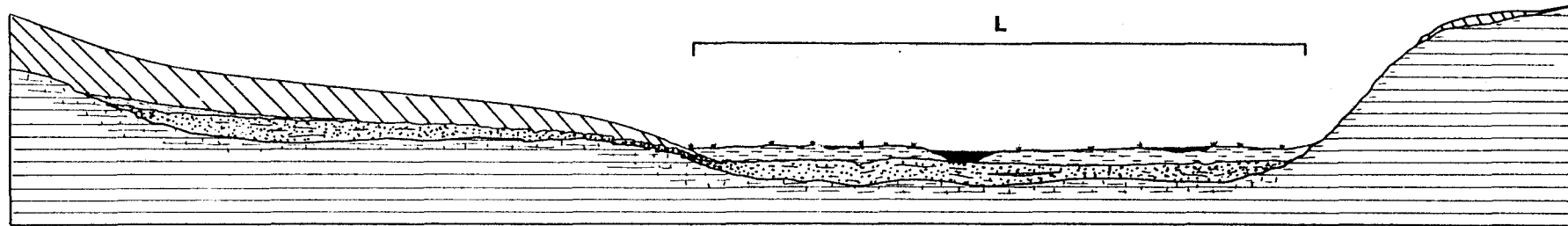
Contrairement à l'érosion latérale qu'il est possible d'interpréter comme une conséquence d'un envahissement de la plaine alluviale par les dépôts de versant, antérieur ou contemporain de l'augmentation de la dynamique fluviatile, la phase de creusement qui lui succède est plus difficile à interpréter uniquement d'après l'étude de la géométrie des nappes. Cependant, le bilan de chaque phase d'incision entre la surface d'une plaine alluviale donnée et le bed-rock de la nappe suivante, estimé d'après les valeurs moyennes du décalage altimétrique entre les différentes nappes et l'épaisseur des dépôts fluviatiles, est en moyenne de 9 à 12 m;.

Outre la remobilisation de l'ensemble des dépôts de la séquence alluviale, cette valeur implique l'érosion d'un volume très important de matériau du substrat crayeux (env. 3 à 4 millions de m³ par km de vallée), qui ne peut s'interpréter que dans le cadre d'une augmentation très marquée de la dynamique fluviatile.

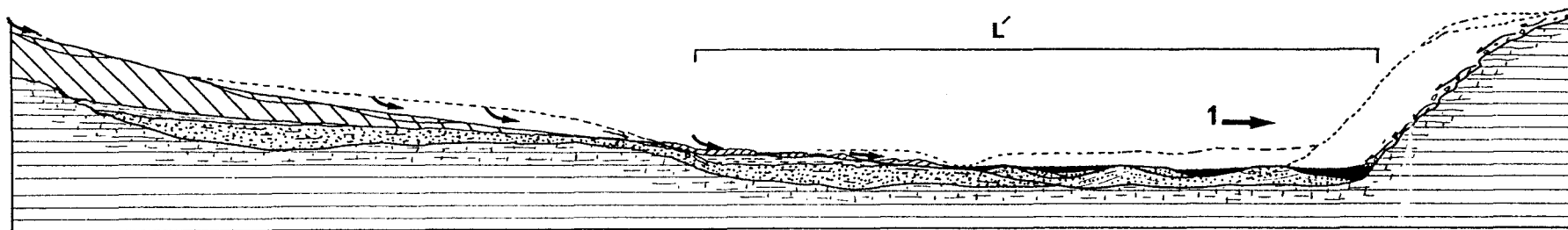
(A)

0.S0

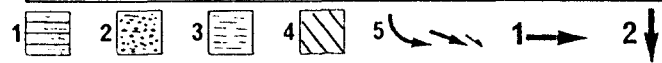
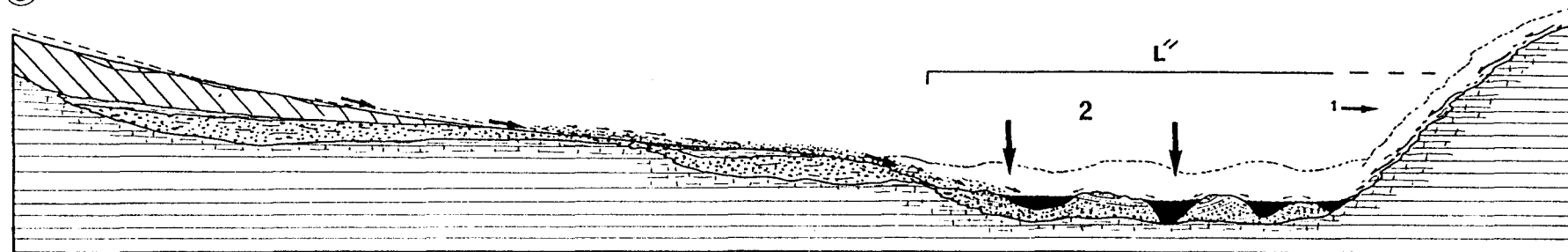
ENE



(B)



(C)



1-Substratum crayeux. 2-Graviers fluviatiles. 3-Limens fluviatiles de fin de séquence. 4-Couverture limoneuse (non détaillée). 5-Dynamique de versant (gélifluxion, solifluxion, ruissellement). 1- Déplacement du lit et érosion latérale. 2- Érosion verticale (incision).

Fig. 57- Première approche des mécanismes d'individualisation et de préservation d'une nappe alluviale étagée illustrant le rôle de l'érosion latérale.

A titre d'hypothèse, il est possible d'envisager ces processus dans un contexte climatique contrasté de type Début Glaciaire, où les précipitations abondantes, bloquées en surface par le gel du sol, sont libérées de manière brutale pendant les épisodes de dégel, augmentant ainsi fortement et temporairement la compétence du cours d'eau.

Etant donné que l'incision se manifeste du point de vue paléogéographique par le passage d'un environnement de plaine alluviale stabilisée à un environnement de versant, ce sont les résultats de l'étude des conditions climatiques et dynamiques de ce changement au sein des séquences des terrasses qui apporteront les éléments nécessaires à la discussion sur la position de l'incision par rapport aux cycles interglaciaire-glaciaire.

Par contre, il est plus délicat d'interpréter l'influence de la baisse du niveau marin sur l'érosion verticale et de définir son domaine d'influence par rapport à l'ensemble de la vallée; celui-ci est d'ailleurs en général considéré comme limité à la partie la plus aval, à proximité immédiate de l'embouchure (Macar, 1974).

Pourtant, dans la moyenne vallée de la Seine, J.P. Lautridou et al. (1984a) attribuent la phase d'érosion verticale principale à l'augmentation de la pente en liaison avec la baisse du niveau marin en début de phase froide. Dans le secteur moyen de la Somme, on observe que l'inclinaison du bed-rock des nappes (0,54 m/km) est comparable à celle du secteur aval de la Seine et qu'il existe aussi des dépôts fluvio-marins recouvrant les graviers d'une des nappes de la partie aval (Menchecourt). Ces remarques pourraient amener à penser que dans ce secteur les phases d'incision séparant les nappes auraient pu être influencées par les variations du niveau marin.

Quoi qu'il en soit, la connaissance du profil du prolongement de la vallée sous la Manche n'est pas encore assez bien nette pour pouvoir étudier les relations longitudinales avec le secteur aval submergé qui, comme dans le cas de la Seine, représente une proportion importante de la vallée, constituant le véritable secteur aval en période de bas niveau marin. Il serait donc prématuré de vouloir rechercher l'influence de la baisse du niveau de base sur l'érosion verticale dans la moyenne vallée. De plus, cette influence paraît très peu probable étant donné l'homogénéité de ce secteur (inclinaison des nappes et décalages altimétriques) et son extension, sans rupture notable, sur une distance importante vers l'amont (70 km). En effet on n'observe pas de changement dans le profil et la répartition des nappes dans la partie aval de la moyenne vallée où les influences marines sont pourtant attestées par le

haut niveau de Menchecourt.

Par contre, Il est possible que l'augmentation importante de l'inclinaison de la Nappe de fond et des nappes I et III en aval de Mautort soit en rapport avec l'influence de la baisse du niveau marin sur l'érosion verticale. Mais les connaissances sur le secteur de la Basse Somme sont encore trop ponctuelles pour étayer cette hypothèse.

Cette première approche des mécanismes d'individualisation des nappes alluviales du système de terrasses de la Somme ne peut être pour l'instant poussée plus en avant par cette étude uniquement géométrique. Néanmoins, elle sera complétée, dans le chapitre I de la synthèse par les données issues de l'étude des séquences sédimentaires des terrasses.

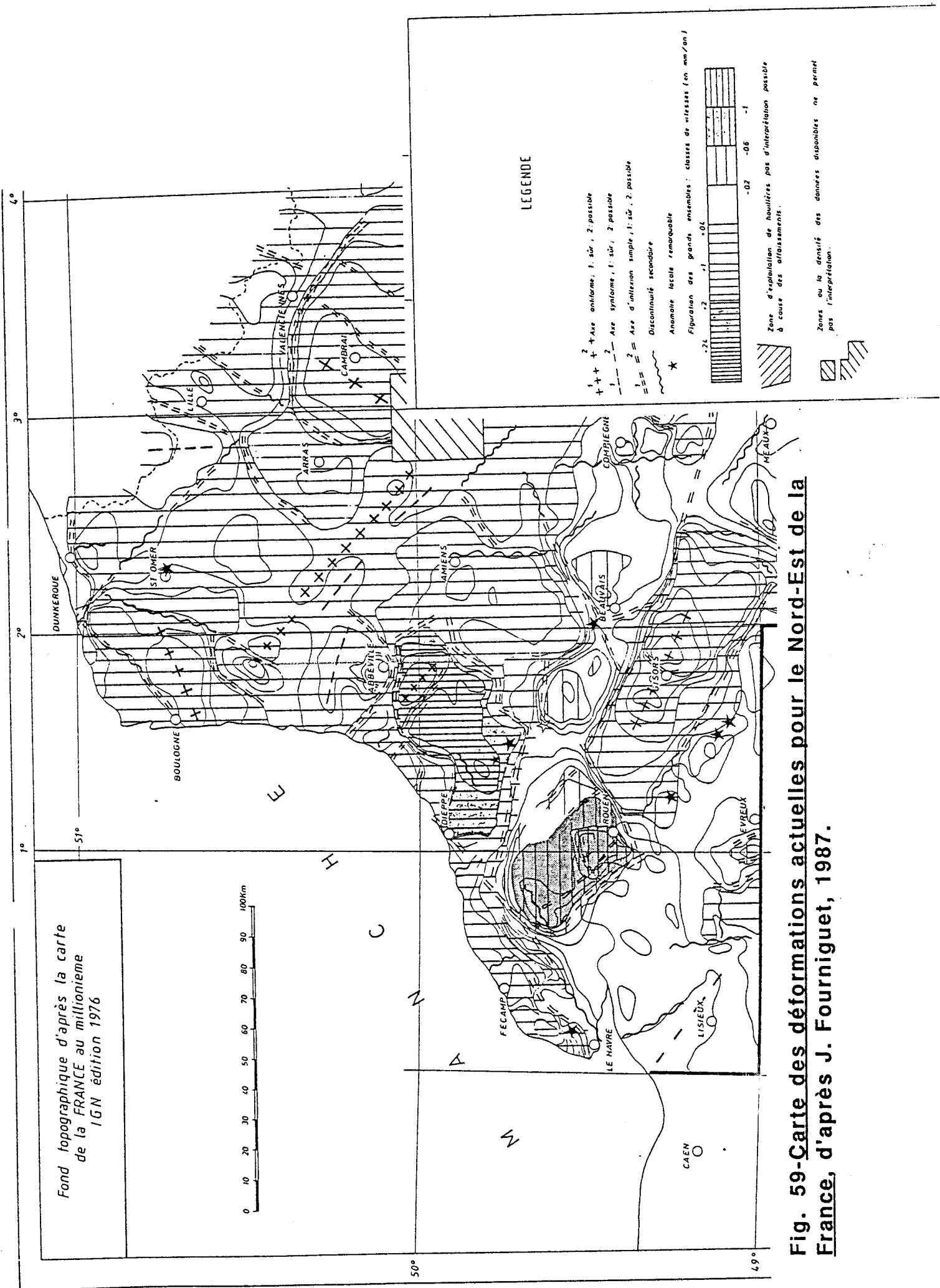


Fig. 59- Carte des déformations actuelles pour le Nord-Est de la France, d'après J. Fourniguet, 1987.

En ce qui concerne la Somme, les résultats de cette étude montrent que la majeure partie de la moyenne vallée se trouve dans un secteur homogène où les vitesses de soulèvement sont comprises entre 1 et 2 mm/an (fig. 58 et 59). Ces observations concordent avec l'homogénéité du système des terrasses de la moyenne Somme que l'on a pu mettre en évidence par l'approche géométrique.

En effet, dans ce segment de la vallée, l'étude des profils en long et des coupes détaillées n'a pas permis de mettre en évidence des discontinuités attribuables à la tectonique. Il en est de même sur le terrain où les fractures souvent observées dans les séquences sont attribuables dans leur grande majorité à un affaissement des dépôts. Ces structures sont en rapport avec des phénomènes de dissolution du substrat ou de la nappe ou de fluage des dépôts, qui provoquent l'apparition d'un système de petites failles sub-rectilignes à rejeu vertical centimétrique à décimétrique, délimitant localement des "petits grabens".

C'est le cas par exemple à Cagny-la Garenne où l'on observe des zones d'affaissement de la base de la couverture délimitées par des failles, au droit des poches d'altération de la nappe alluviale (photo. 3 et 4). Ce phénomène est encore plus marqué dans le secteur de Boismont (carrière du Mont Pillard), qui montre des puits de dissolution de la craie pouvant atteindre 10 m de profondeur et dans lesquels l'ensemble des dépôts tertiaires et quaternaires s'est effondré progressivement en liaison avec un système de failles en gradins à rejeu décimétrique (photo. 5). Des structures comparables ont été observées à Boismont, où elles affectent la base de la couverture limoneuse et la nappe alluviale (Devisme et al., 1977 ; cf. fig. 118).

Seul le système de failles qui recoupe l'ensemble des dépôts et l'induration (brèche) du sommet de la nappe de Cagny-l'Épinette pouvaient avoir une origine tectonique. Cependant, l'impossibilité d'observer leur prolongement dans le substrat crayeux ne permet pas de le prouver. De plus, dans la Somme, il n'a été observé aucune fracture à rejeu horizontal dans les dépôts de terrasses.

Contrairement au cas d'autres vallées du Nord de la France, comme celle la Scarpe, où une tectonique récente a été nettement démontrée (Colbeaux et al., 1981, 1988), dans la moyenne vallée de la Somme, le système de terrasses ne semblent donc pas avoir été affecté par des déformations néotectoniques.

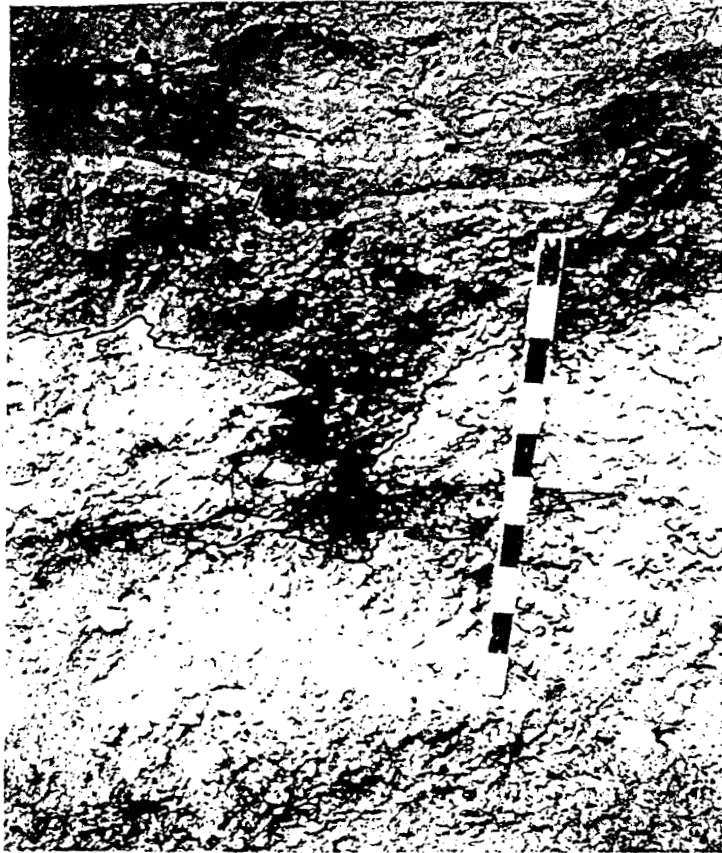


Photo. 3-Cagny-la Garenne : système de failles provoquant l'affaissement de la couverture limoneuse avec formation d'un petit "graben" au droit des poches d'altération des graviers.

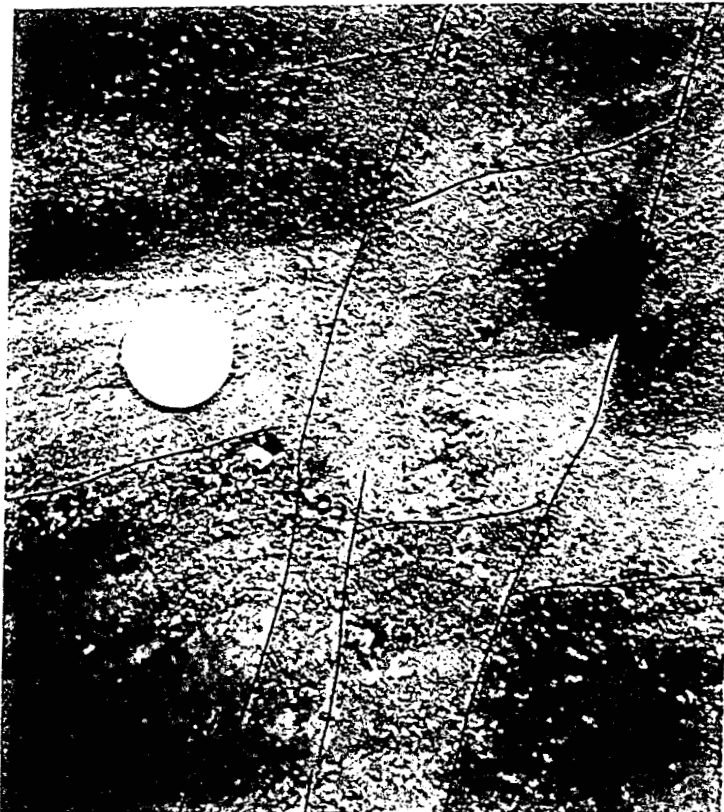


Photo. 4-Détail de la photo. 3 : système de failles à rejeu centimétrique dans la base des dépôts de couverture.

Dans la moyenne vallée, la localisation des accumulations de nappes alluviales et la migration du cours (sans orientation préférentielle) que l'on a pu mettre en évidence par la cartographie, sont plus vraisemblablement liés à des facteurs dynamiques tels que l'augmentation importante des apports sédimentaires au niveau des confluences entre la vallée principale et le réseau adjacent (ex. : Montières- Renancourt, Fouencamps, Daours, etc.).

Par contre, dans le secteur aval, les résultats de la comparaison des nivellements indiquent que la vitesse de surrection du bord Sud de la vallée est nettement plus élevée que celle de la partie Nord (fig. 58). Il est très probable que ce mouvement relatif soit à l'origine de la migration vers le Nord du cours de la Somme, qui se traduit sur le terrain par une accumulation importante de terrasses anciennes, exclusivement localisée sur la rive gauche. De même, à la suite de l'étude de la géométrie des terrasses et de la Nappe de fond du secteur de la Basse Somme, il est apparu que l'on ne pouvait pas négliger l'impact de la tectonique dans cette zone où des failles importantes affectent les dépôts secondaires, tertiaires et localement quaternaires (Beun et Broquet, 1980).

Enfin, si l'influence de ces structures est localement nettement soulignée par les problèmes de corrélation entre les nappes les plus élevées des secteurs de Saint-Valéry et de Boismont (Dupuis et al., 1977), il est plus délicat d'appréhender leurs répercussions éventuelles à plus grande échelle sur les différences d'inclinaison entre les nappes anciennes de la basse et de la moyenne vallée de la Somme.

La connaissance du prolongement de la vallée sous-marine de la Somme apparaît donc de plus en plus nécessaire afin d'aborder ces problèmes dans un cadre plus large, en liaison avec les travaux récents sur la tectonique de blocs du Nord-Ouest de l'Europe, et l'ouverture du Pas-de-Calais (Colbeaux et al., 1980).

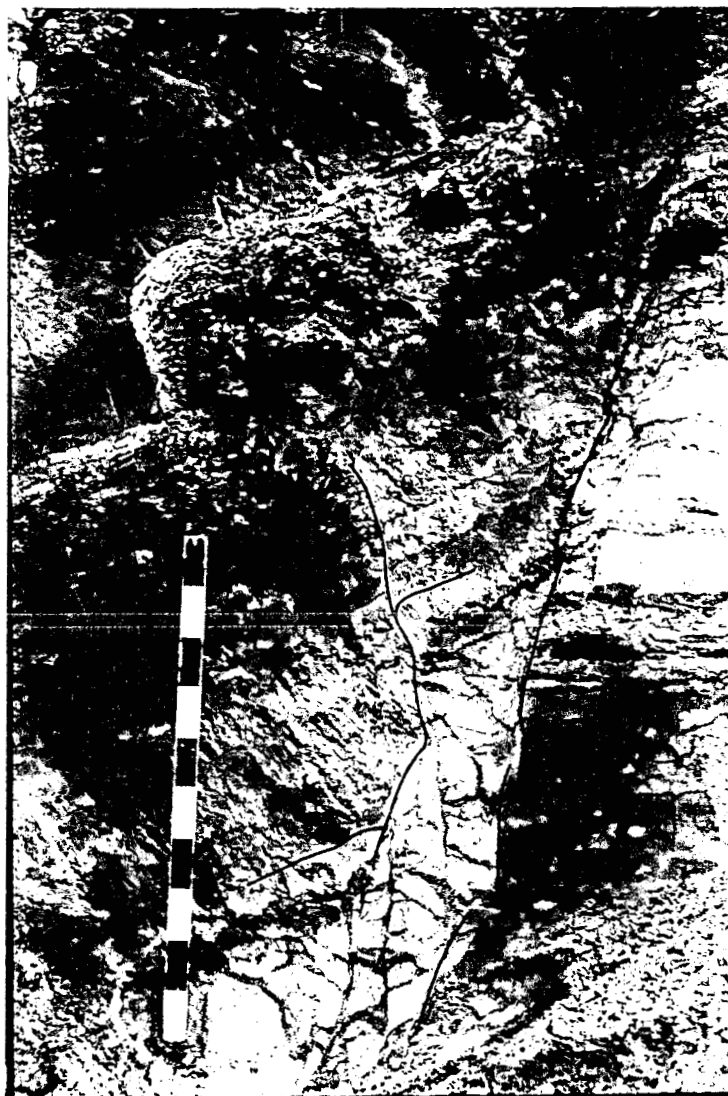


Photo. 5-Carrière du Mont-Pillard (Basse-Somme) : système de failles à rejeu décimétrique affectant une nappe alluviale ancienne et les dépôts tertiaires sous-jacents.

I.4-CONCLUSION.

Cette première partie de l'étude a été axée sur la définition de la géométrie d'ensemble (longitudinale et transversale) de la succession de nappes alluviales des terrasses du bassin de la Somme.

Elle représente une étape fondamentale qui débouche sur un cadre précis dans lequel va pouvoir s'inscrire l'étude des séquences alluviales, de leur couverture et de l'environnement des gisements paléolithiques. Les résultats nouveaux se répartissent comme suit :

1-La connaissance détaillée de la morphologie du bed-rock de la nappe de fond de vallée constitue une référence précise (profil longitudinal), indispensable au repérage altitudinal des différentes nappes alluviales des terrasses et à l'étude de leur géométrie.

Les coupes de la vallée actuelle permettent ensuite une première approche de la morphologie transversale du dernier stade d'incision de la vallée et donc des conditions hydrodynamiques de mise en place de la Nappe de fond.

Enfin, elle aboutit à proposer un premier découpage de la vallée, basé sur la mise en évidence de trois secteurs d'inclinaison croissante vers l'aval.

2-La synthèse des nouveaux travaux de terrain et des données anciennes débouche sur une meilleure connaissance de la répartition altimétrique et de l'extension des nappes déjà distinguées (Haesaerts et Dupuis, 1986), et surtout sur l'individualisation de deux nouvelles unités nettement distinctes entre les nappes de Grâce et de Fréville : nappes de Saveuse 40 m. et de Renancourt 45 m.

Cette partie du travail conduit à la mise en évidence d'un système cohérent de 9 nappes alluviales étagées, antérieures à la Nappe de fond, à une généralisation de la conception de nappes étagées qui n'était pas a priori évidente pour les dépôts les plus anciens, et montre le caractère extrêmement répétitif du système de terrasses de la moyenne vallée de la Somme.

Elle a permis de définir deux successions de nappes alluviales basées sur les secteurs de référence d'Amiens et d'Abbeville, et de les mettre en parallèle en raison de la faible influence de la néo-tectonique dans ce secteur de la vallée (env. 70 km)

Elle confirme enfin la différenciation de trois grands secteurs, précédemment établie d'après la Nappe de fond et qui permet ainsi de délimiter des domaines homogènes dans lesquels sont possibles les corrélations géométriques.

3-Par la confrontation de coupes détaillées et des représentations cartographiques, cette première partie de l'étude permet d'envisager les rapports entre la disposition des terrasses et l'évolution du cours de la Somme (paléotracés). Cette démarche enrichit la réflexion sur les mécanismes de formation et de préservation des terrasses de la Somme, et rend possible une comparaison avec la Nappe de fond de vallée et les schémas proposés pour d'autres vallées du Nord de la France (Seine). Elle représente enfin un cadre pour l'étude du paléoenvironnement des gisements paléolithiques.

CHAPITRE II-PRESENTATION DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES DETAILLEES : levés et descriptions des profils.

Ce chapitre a pour but de regrouper l'ensemble des données de terrain qui constituent la base des chapitres suivants, consacrés à l'étude des séquences fluviales, de la couverture limoneuse, et de l'environnement des gisements paléolithiques des terrasses de la Somme. Il regroupe l'ensemble des levés et des descriptions récentes et intègre des documents relatifs aux coupes déjà décrites (ex : Cagny-la Garenne, Cagny-l'Épinette).

Afin de faciliter leur repérage, les différents profils ont été regroupés dans quatre grands ensembles en fonction de leur position géographique par rapport aux différents segments de la vallée (de l'amont vers l'aval : fig. 60). Chaque ensemble contient plusieurs secteurs dans lesquels les profils sont présentés par ancienneté décroissante d'après leur position relative dans le système des terrasses. Les coupes utilisées exclusivement pour l'étude du Pléistocène supérieur non fluviale sont placées à la fin de chaque ensemble (LR).

II.1-BASSE VALLEE DE L'AVRE ET AMONT D'AMIENS :

- CAGNY, carrière de la Chaîne d'Or.
- CAGNY, carrière de la Garenne; CAGNY carrière du Cimetière.
- CAGNY, carrière de l'Épinette

- SAINT-ACHEUL, carrière Bultel et Tellier.

- SOURDON; BOVES; SAINT-SAUFLIEU; SAINS-en-AMIENOIS (LR).

II.2-MOYENNE VALLEE DE LA SOMME ENTRE AMIENS ET ABBEVILLE :

- MONTIERES, ferme de Grâce.
- MONTIERES, carrière de la Vierge.
- MONTIERES, carrière Boutmy-Muchembled.

- SAINT-SAUVEUR (sondages 1988).

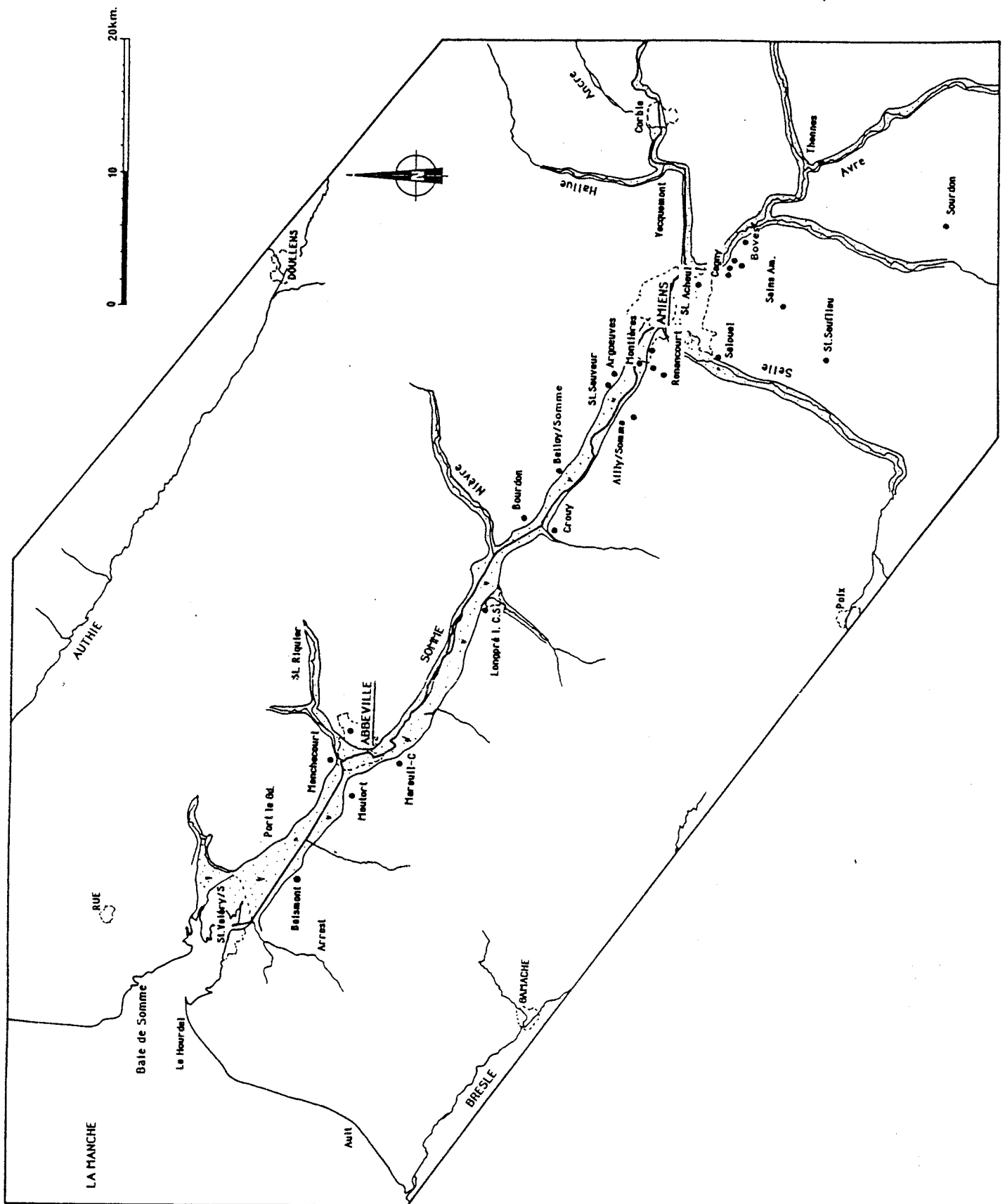


Fig. 60 - Répartition géographique des profils étudiés dans le bassin de la Somme.

- LONGPRE-LES-CORPS-SAINTS, carrière Descamps.**
- CROUY.**
- MAREUIL-CAUBERT.**

-AILLY SUR SOMME (LR).

II.3-MOYENNE VALLEE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR D'ABBEVILLE ET BASSE SOMME :

- ABBEVILLE, carrière Carpentier.**
- MENCHECOURT (sondages 1989).**
- MAUTORT-CAMBRON (sondages 1988).**

-BOISMONT, carrière du Chemin des Salines (LR).

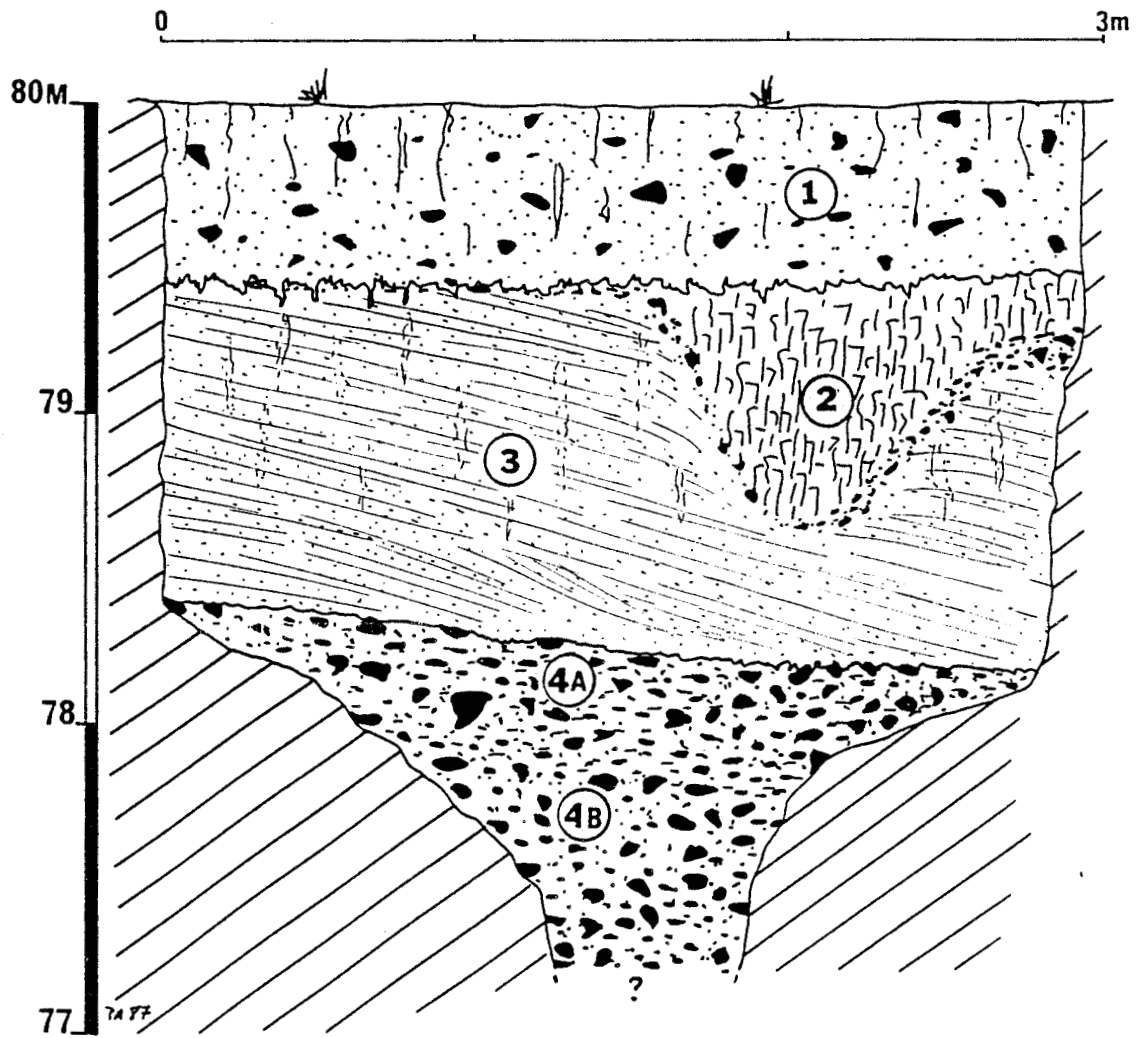


Fig. 61-Cagny carrière de la Chaîne d'Or : levé du sondage 1987.

II.1-BASSE VALLEE DE L'AVRE ET AMONT D'AMIENS.

-CAGNY, carrière de la Chaîne d'Or.

Le profil ci-dessous a été relevé dans la sablière de la Chaîne d'Or, anciennement signalée par F. Bourdier (Bourdier et al, 1974b) et qui se situe sur la rive gauche de l'Avre, à la limite du plateau et de la vallée, à 80 m N.G.F. Un réavivage de l'ancien front de taille a permis d'observer des graviers typiquement fluviatiles et leur couverture sableuse, surmontés par un paléosol marmorisé. L'altitude relative de ces graviers pourrait en faire un niveau intermédiaire entre la Nappe de Grâce et les graviers du Bois de Montières.

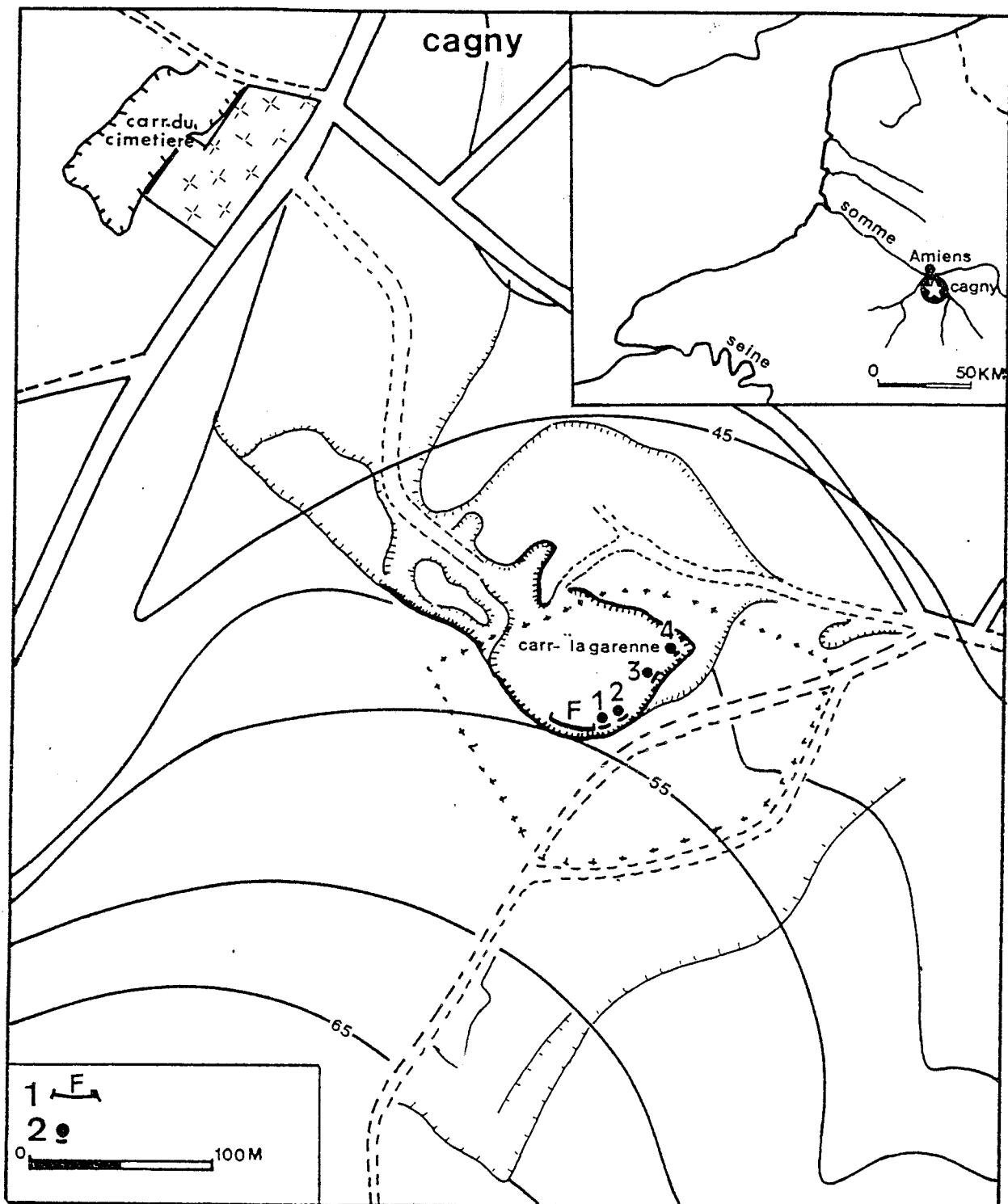
- Description du profil (fig. 61).

1 - Sable gris-brun à nombreux silex émoussés (0,6 m), le contact avec le sable 2 est fortement bioturbé (horizon Ap).

2 - Limon argileux marmorisé très compact (0-0,8 m), à traces de déferrification subverticales et structure prismatique centimétrique.

3 - Sable compact oxydé jaune à jaune-orangé, finement lité (1-1,1 m), avec nombreuses traces de déferrification en forme de racines.

4 - Cailloutis de silex hétérométriques émoussés (>1 m), à matrice sablo-argileuse abondante dans la partie supérieure **4A**, devenant sableuse et moins compacte vers la base **4B**. Le contact avec la craie en place n'a pu être observé, mais d'après l'altitude du fond de la carrière il est probable que l'épaisseur totale du cailloutis 4 soit d'environ 2 m.



1-Secteur fouillé 2-Sondages dans la nappe alluviale

Fig. 62 -Localisation et cadre morphologique des profils de Cagny-Cimetière et Cagny-la Garenne.

-Localisation du secteur fouillé et des sondages dans la carrière de la Garenne.

-CAGNY, carrière de la GARENNE

Les célèbres coupes de Cagny-la Garenne, connues depuis les travaux de F. Bourdier (Bourdier, 1969; Bourdier et al., 1974b) ont fait l'objet d'études stratigraphiques et micromorphologiques récentes essentiellement axées sur la séquence de couverture : J. Sommé et al., 1975 (inédit); P. Haesaerts et al., 1984, P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986; B. Van Vliet-Lanoë, 1989.

Dans ce travail, l'accent a surtout été mis sur la stratigraphie de la nappe alluviale (Antoine, 1989f) et de ses relations avec le versant qui ont pu être étudiées en détail lors des fouilles et des sondages (fig. 62), menés en collaboration avec A. Tuffreau (1986 à 1988).

- Description des profils :

- Stratigraphie des dépôts de couverture, d'après A. Tuffreau, 1987; J. Sommé, 1989 : fig. 63; P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986 : fig. 64; micromorphologie d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1989 : fig. 65.

1 - Terre végétale (ép. 0,20 à 0,30 m).

2 - Limon brun jaunâtre à structure prismatique et à revêtements argileux (ép. 1,20 m : horizon Bt du sol récent)

3 - Limon brun brunâtre non calcaire (unité LR de P. Haesaerts : ép. 0.40 à 0.60 m).

4 - Limon brun grisâtre humifère (unité LRH : ép. 0.30 à 0.40 m).

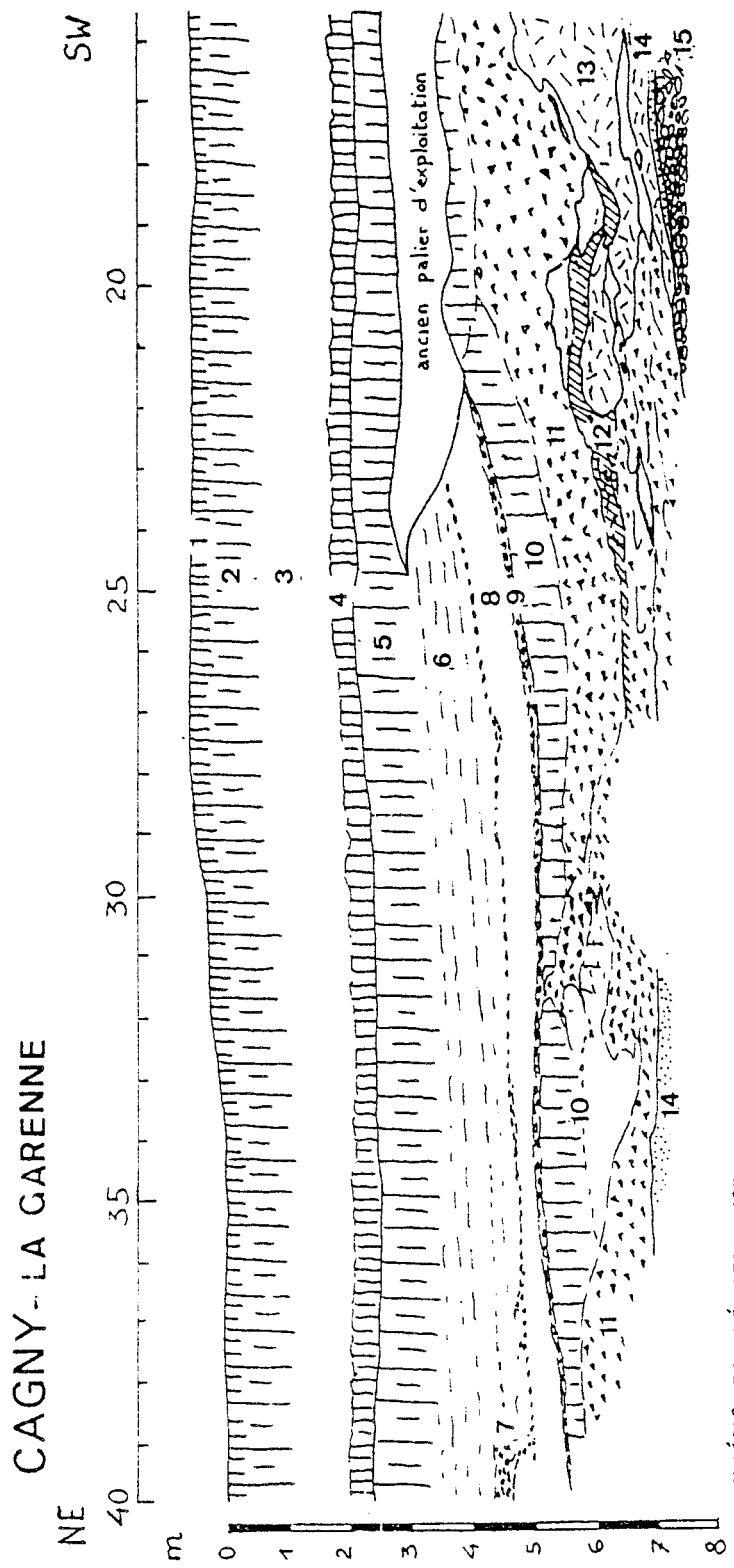
Micromorphologie : trois horizons distincts :

- A1 : sol de prairie arctique très bioturbé et légèrement illuvié.

- A'1 : sol de prairie arctique typique, à structure poreuse, modérément bioturbé.

- A"1 : sol gris forestier fortement bioturbé à structure prismatique, développé dans un dépôt colluvial caillouteux remaniant des éléments du Bt sous-jacent.

5 - Limon brun rougeâtre (unité F), fendillé, à structure prismatique, présentant des revêtements argileux (horizon Bt : ép. 0,90 à 1,20 m).



M. LÉGER, J. SOMNÉ, M. TERS, 1975

Fig. 63-Cagny-la Garenne : levé général des dépôts de couverture, d'après M. Léger et al., 1975 (inédit), légende détaillée dans le texte.

Micromorphologie : deux horizons distincts :

- B^{''}t, à structure polyédrique angulaire fine, encore légèrement humifère, bioturbé par des lombrics : horizon illuvial complexe avec trois illuviations successives : jaune-brune, argilo-humique principale, jaune tardive.

- B^{'''}t : horizon illuvial très complexe avec au moins trois illuviations successives (argilo-humique tardive locale, illuviation jaune brunâtre sur traces de ségrégation de glace, très grosse illuviation brun-rougeâtre, restes locaux d'une illuviation brun jaune intégrée au fond matriciel), l'ensemble est fortement cryoturbé par un gel saisonnier profond.

6- Limon jaune brunâtre (unité LAC), subdivisé par de nombreux lits de granules de craie, faune malacologique à Pupilla alpicola (ép. 0,80 à 1,00 m).

Micromorphologie : dépôt colluvial arctique à subarctique (traces de feuilles) remaniant des éléments de l'argile à silex et de la craie altérée, affecté par deux phases de recarbonatation en rapport avec le pédocomplexe sus-jacent.

7- Cailloutis de silex gélifractés et granules de craie (ép. quelques cm à 0,30 m vers le S-E).

8- Limon sableux (LAS), brun jaunâtre, non calcaire (ép. 0,30 à 0,90 m).

Micromorphologie: limon faiblement calcaire à granules de craie altérés, légèrement humifère et présentant une organisation de sol de prairie arctique.

9- Cailloutis de silex gélivés et de galets ovoïdes tertiaires, se dédoublant localement avec des interstratifications de limons sableux sous-jacents (ép. max. : 0,30 m).

10 et 11- Complexe de limons sableux et de sables limoneux (unité SL1 à SL4), séparés par de grandes lentilles de cailloutis cryoturbés à matrice argileuse brunâtre déversées vers le N-E (unités **GSL1 à GSL3**). La couche 10 se caractérise par une structure d'horizon Bt (**SL2 et SL3**), dont l'illuviation pénètre profondément le sable limoneux sous-jacent (**SL1**)

Micromorphologie : (**SL1 et SL2**) sol lessivé très pigmenté (7,5 YR 4/6) en raison de l'acidolyse des grains de glauconie du sable

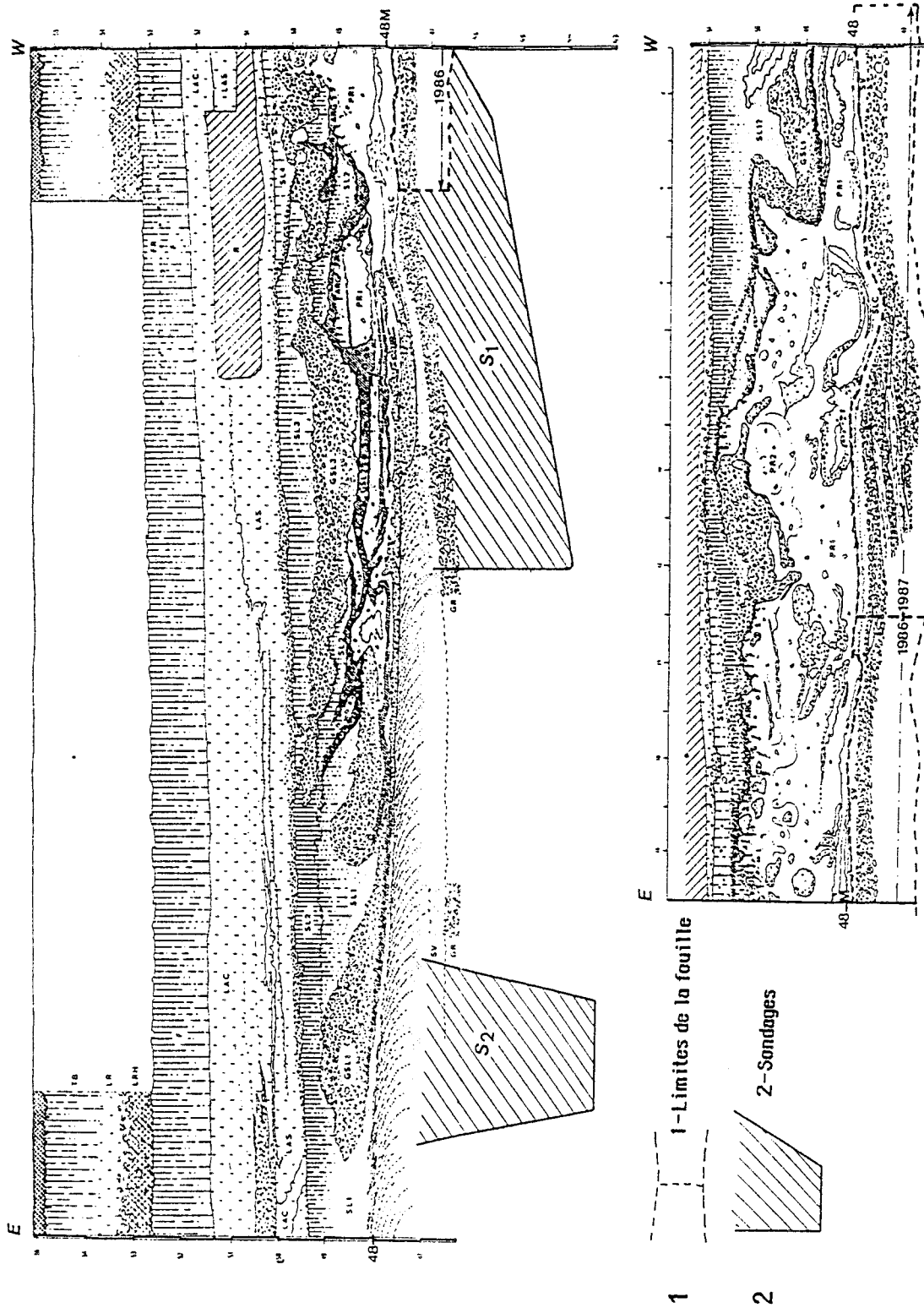


Fig. 64 -Cagny-la Garenne : levé stratigraphique des dépôts de couverture, d'après P. Haesaerts, 1986 (légende détaillée dans le texte); position du secteur fouillé et des sondages dans la nappe alluviale.

cagny

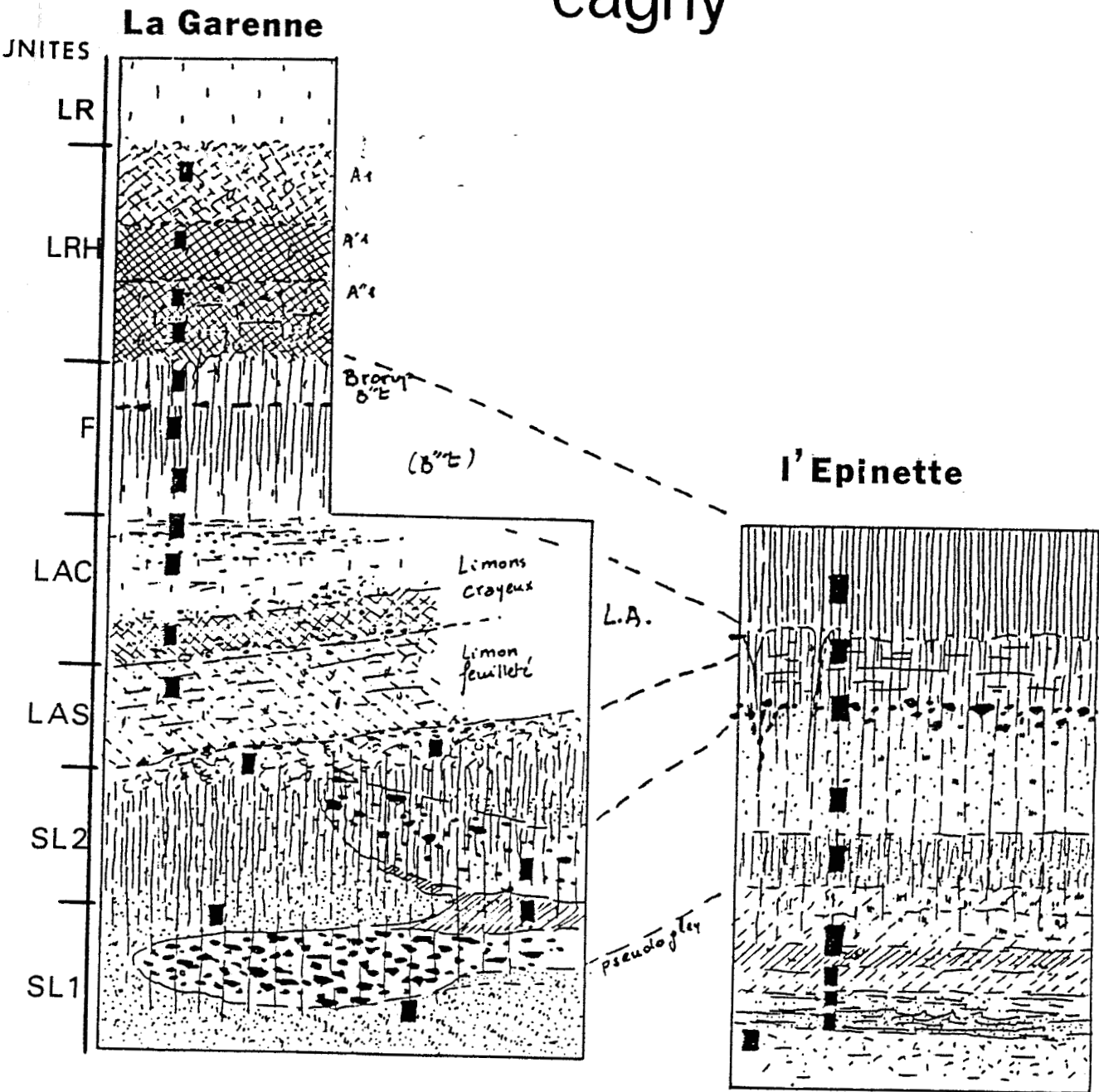


Fig. 65-Cagny-la Garenne : micromorphologie, localisation des échantillons et corrélations avec Cagny-l'Epinette, modifié d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1989.

limoneux, à illuviation d'argile fine jaune puis brun-jaune. Cet horizon est ensuite tronqué par gélifluxion en présence d'un gel saisonnier profond, puis retouché par une légère illuviation jaune.

Dans un travail précédent, B. Van Vliet-Lanoë (in Haesaerts et al., 1984) avait reconnu dans l'ensemble SL1 à SL4 (pédocomplexe de Cagny) une succession de trois sols lessivés d'intensité décroissante dont seuls les deux premiers ont une extension notable :

- 1 - Sol lessivé brun rouge à structure prismatique fine très bien exprimé, enregistré en SL2 et affectant les niveaux sous-jacents SL1 et SV.
- 2 - Sol lessivé, moins bien exprimé affectant SL3 et se superposant à la première pédogénèse dans les secteurs où le limon sableux SL3 n'est pas représenté.
- 3 - Sol brun lessivé dégradé, représenté localement en SL4, correspondant à une phase d'altération de fin de cycle interglaciaire.

Ce complexe, dont l'épaisseur maximale peut atteindre près de 2 m, repose sur une coulée de craie solifluée (N°13, PR), alimentée par le démantèlement du talus crayeux de la terrasse, bien développée dans la partie N-W de la coupe (ép. max. 2 m). Ce dépôt crayeux est recouvert, et localement pénétré sur plus d'un mètre d'épaisseur, par une argile brune compacte, attribuable à une importante pédogénèse décalcifiante de type "terra fusca" (N°12, ARG).

-Stratigraphie de la nappe alluviale (fig. 66 à 69) :

-Rappel de la base des dépôts de couverture (fig: 66) :

- 1 - Limon sableux brun jaune (SLC)
- 2 - cailloutis de silex émoussés à matrice argileuse (GSL 1)
- 3 - coulée crayeuse solifluée ("presle" PR)

-Dépôts de la nappe alluviale dans le sondage S1 et à la limite Est de la fouille (fig. 66) :

4 - (SV fouille, ép. 0,1-1,2 m): c'est dans la partie est du sondage S1 que l'on observe l'ensemble des subdivisions de l'unité des "sables verts", car au niveau de la fouille, la mise en place de la coulée crayeuse en a érodé les horizons supérieurs 4B et 4C.

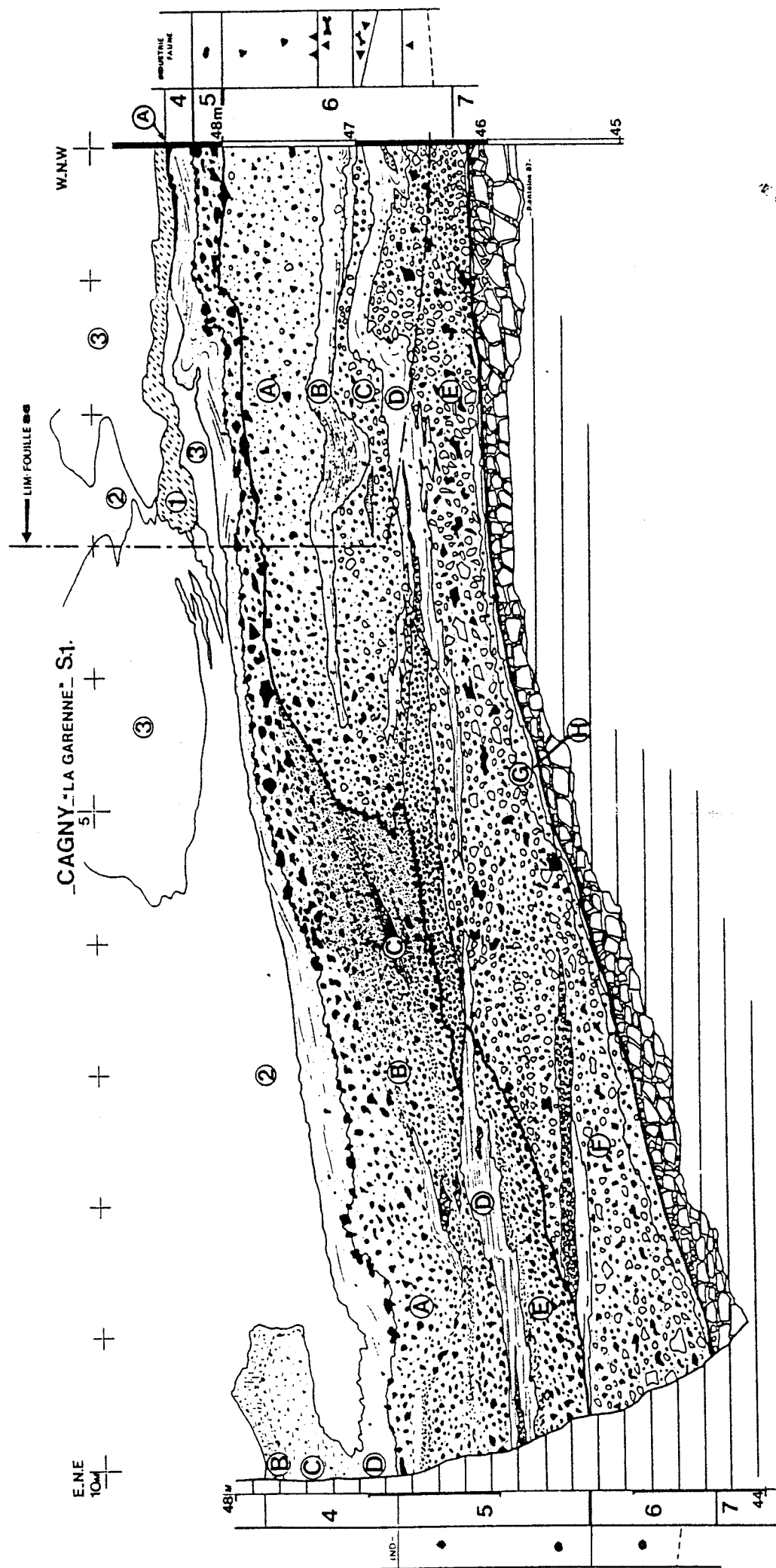


Fig. 66-Cagny-la Garenne : levé détaillé du sondage S1 et de l'extrémité Est du secteur fouillé (légende détaillée dans le texte).

4 A - Petit niveau sablo-argileux (ép. 1 à 4 cm) gris-vert, compact, d'aspect gleyifié, lenticulaire, localement préservé au niveau de la fouille, au sommet des "sables verts" non altérés 4D.

4 B - Horizons d'altération brunâtre (10 YR 4/4), compacte, non calcaire, avec nombreuses taches d'oxydation et concrétions ferromanganiques abondantes.

4 C - Horizon grisâtre non calcaire à taches d'oxydation orangées éparses, quelques concrétions ferromanganiques, la limite avec 4A est localement renforcée par un cailloutis diffus de petits silex. C'est dans cet horizon que l'on observe des traces d'oxydation subverticales fauchées dans le sens de la pente, elles soulignent de nombreuses petites failles en rapport avec le tassement des sédiments grossiers sous-jacents (dissolution).

4 D - Horizon non altéré gris-vert (5 Y 7/3) non calcaire, par endroits on peut y observer quelques litages fins et réguliers soulignés par de petits débris de coquilles de mollusques préservés de la décalcification. Les "sables verts" montrent une structure polyédrique due à la ségrégation de glace, surtout très nette dans les horizons supérieurs où elle est soulignée par des revêtements d'oxydes de fer.

5 - (CXV. fouille) Cailloutis non calcaire, peu épais au niveau de la fouille (0,1-0,3 m), se caractérise par une forte hétérométrie, la présence de gros blocs de silex aux arêtes émoussées de silex géolifracés émoussés et de nombreux galets englobés dans une abondante matrice de "sable vert". Les gros blocs se localisent préférentiellement au contact avec le n° 6. Dans le sondages S1, cette unité s'épaissit rapidement (2 à 3 m), on y distingue alors des niveaux de cailloutis moins grossiers, régulièrement stratifiés, très riches en galets tertiaires souvent fracturés (5B-5E). Par endroits, la matrice a disparu à la suite d'un lessivage postérieur à la sédimentation, qui a laissé un revêtement calcaire friable sur les graviers. Dans la partie médiane, on voit apparaître plusieurs petites lentilles de graviers à éléments calcaires semblables à ceux de l'ensemble n° 6. Vers la base, on observe une lentille de sable et limons finement lités (5D).

6 - Ensemble de cailloutis de silex (ép. 1-2 m), plus ou moins riche en éléments crayeux, à matrice sableuse ou sablo-limoneuse calcaire,

entrecoupé par des lentilles de sables ou de limons calcaires (il représente l'essentiel des dépôts fouillés)

6A-(CXB. fouille, ép.0,6-0,8 m) Cailloutis sans structure constitué par des silex aux arêtes usées, à patine blanche ou bleutée, des silex géolifracés peu usés et des éléments crayeux émoussés, contenus dans une matrice à nombreux granules de craie.

6B-(LG fouille, ép.0,2-0,4 m) Limon sableux grisâtre (2.5 Y 8/2 à 7/4) calcaire, compact, contenant de petits éléments crayeux à la base. Localement, on observe une inflexion de la base de ce niveau, associée à l'apparition de stratifications matérialisées par des graviers fins. Ces structures sont en rapport avec l'existence de petits chenaux fluviaux à la surface du n° 6C. Une zone oxydée rouge-orangée de quelques centimètres jalonne le contact entre le n°6B et le n° 6C (L.J. fouille).

6C-(CA et CC fouille, ép. 0,2-0,8 m) Cailloutis sans structure, beaucoup plus riche en éléments crayeux (localement presque exclusivement crayeux : CC fouille 1986), les silex sont du même type qu'en 6B, mais la proportion de galets tertiaires est plus faible. La matrice plus abondante est plus riche en granules de craie. Localement un petit niveau discontinu de "sables verts", de même type que 4 s'intercale à la limite de 6B-6C.

6D-(LG' fouille, 0,2-0,3 m) Deuxième niveau de limon sableux grisâtre (2.5 Y 8/2), calcaire, de même type que 6B. A sa base quelques litages soulignés par des granules de craie ou de sable témoignent d'une déformation postérieure à la sédimentation.

6E-(CX, CA, ép. 0,5-0,8 m) Cailloutis grossier essentiellement crayeux sans structure, à silex peu ou pas usés et galets tertiaires peu nombreux. On observe vers la base un niveau de gros rognons de silex (0,2-0,3 m), non usés et non géolifracés. La matrice sablo-limoneuse calcaire s'enrichit en limon vert vers la base. Dans le sondage S1, on observe le passage latéral de cet ensemble à un dépôt régulièrement stratifié ; les silex y sont alors plus abondants, émoussés et mieux triés, la matrice se charge en sable et en granules de craie (6F). La structure est soulignée par l'apparition de lentilles de graviers exclusivement calcaires et d'un niveau de sables et limons lités.

6G- (ép. 0,2 m) Sédiment formé par des éléments crayeux peu ou pas usés et des granules de craie, dispersés dans une matrice de limon gris 6H.

6H- Petit niveau (ép. 1-5 cm) de limon calcaire grisâtre (2.5 Y 7/2 à 7/4), au contact de l'ensemble n° 6 et de la craie en place N° 7.

Légende de la figure 67 :

- 1-Surface du sol actuel.
- 2-Contact de base de la nappe alluviale, relevé dans les sondages.
- 3-Corrélations de la base des sondages et des unités principales.
- 4-Sol ou horizon humifère.
- 5-Horizon Bt de sol brun lessivé.
- 6-Graviers non calcaires à matrice sableuse.
- 7-Graviers non calcaires altérés (matrice argilo-sableuse).
- 8-Graviers calcaires.
- 9-Sable fluviatile ("sables verts").
- 10-Lentilles de sables et limons fluviatiles.
- 11-Coulée crayeuse ("presle").
- 12-Sable limono-argileux roux compact.
- 13-Loess.
- 14-Dépôts de versant limono-sableux régulièrement lités à cailloutis interstratifiés et déformations cryogéniques.
- 15-Cailloutis soliflué à matrice argileuse brune.
- 16-Craie en place.

CAGNY "la garenne"

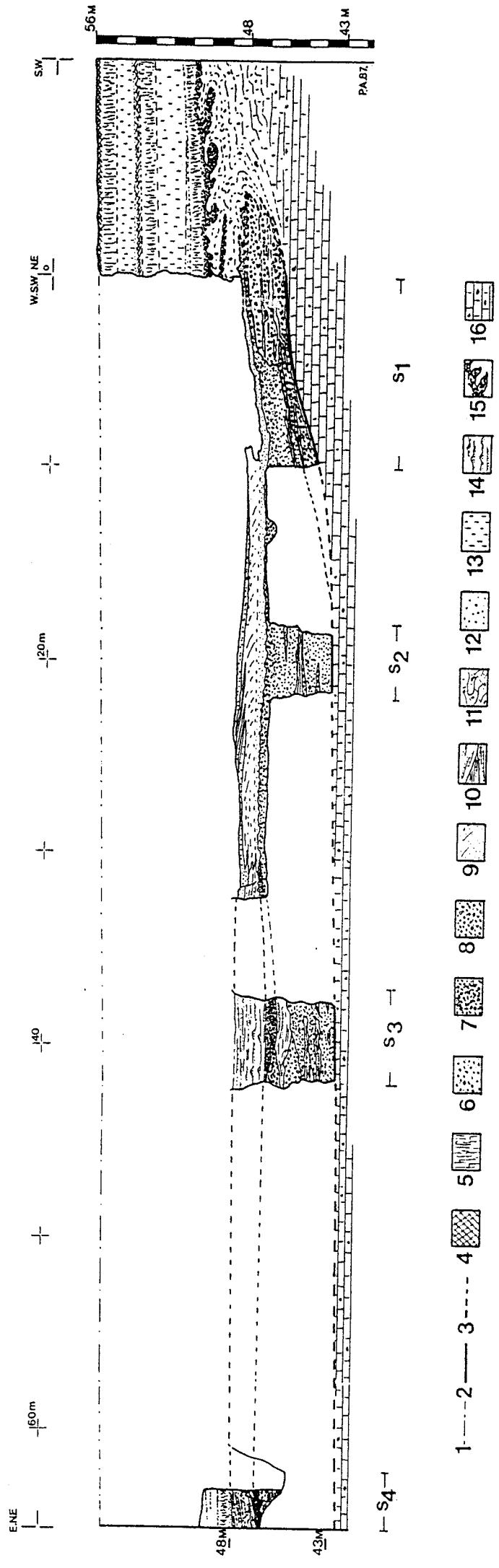
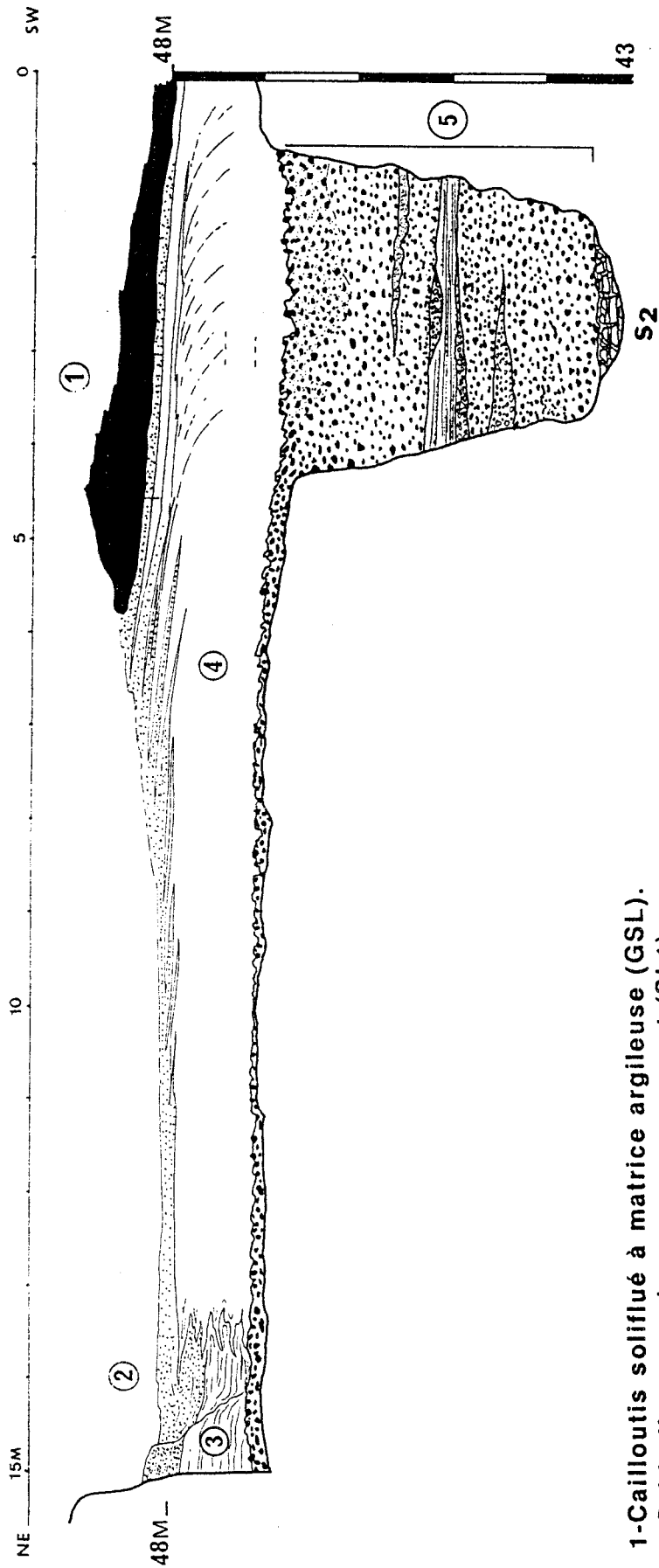


Fig. 67-Coupe générale de la nappe alluviale de Cagny-la Garenne (nappe V), relations avec les dépôts de versant dans la partie SW.

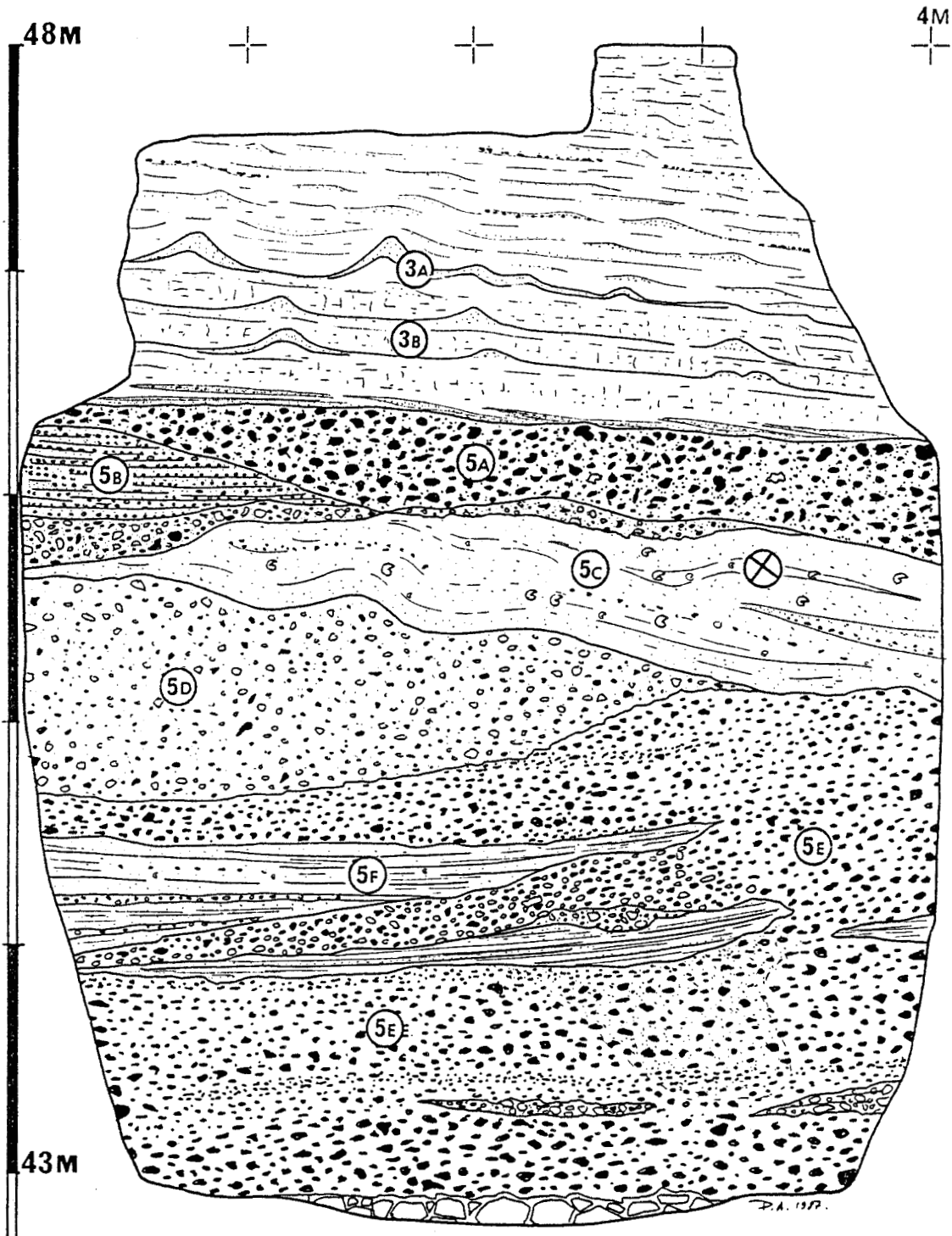


- 1-Cailloutis soliflué à matrice argileuse (GSL).
- 2-Sable limoneux brun rouge compact (SL1).
- 3-Dépôt de versant limoneux à lits de sable, cailloutis interstratifiés et déformations cryogéniques. La limite avec les sables fluviatiles 4 est fortement déformée par fluage.
- 4-Sables fluviatiles (Sables Verts), fortement fauchés dans leur partie supérieure.
- 5-Graviers fluviatiles essentiellement non calcaires à lentilles sablo-limoneuses litées, reposant sur la craie en place à 43,5 m N.G.F.

Fig. 68-Cagny-la-Garenne : levé général du sondage S2 et du passage entre les dépôts du sommet de nappe alluviale et la couverture.

NE

SW

CAGNY "LA GARENNE"-S₃

- 3A-Lits de sable de 1 à 5 cm d'épaisseur, déformés par les phénomènes de froid.
 3B-Limon grisâtre à nombreux pores et traces de racines.
 5A-Graviers non calcaires altérés à matrice argilo-sableuse.
 5B-Lentille de graviers fins à granules de craie.
 5C-Lentille de limon calcaire gris à mollusques.
 5D-Lentille de graviers à éléments crayeux épars.
 5E-Graviers non calcaires à matrice sableuse plus ou moins lavée, stratification sub-horizontale et revêtements d'oxydes (graviers "croulants"). 5F-Lentilles de sables et limons lités.

Fig. 69-Cagny-la Garenne, sondage S₃ : détail des unités 3 (dépôts de versant lités) et 5 (graviers fluviatiles à lentilles sablo-limoneuses litées).

-CAGNY carrière du "CIMETIERE" (localisation : fig. 62 et 70)

- Description des profils, d'après A. Tuffreau, 1987 (fig. 71 et 72) :

- 1- Terre végétale ; horizon Ap (ép : 0,10 à 0,25 m).
- 2- Limon brun rougeâtre, à structure prismatique et à revêtements argileux; présence d'un cailloutis de silex éclatés à la partie inférieure (ép : 1,10 à 1,30 m).
- 3- Limon jaunâtre; non lité, à petits lits de granules de craie ; présence de grosses concrétions calcaires (poupées) à la partie supérieure (ép : 0,60 à 0,75 m).
- 4- Cailloutis de silex éclatés (ép. quelques cm).
- 5- Limon doux, jaune brunâtre, légèrement lité à points noirs (ép : 0,80 à 1 m).
- 6- Cailloutis de silex éclatés et de petits galets s'épaississant localement, (ép : quelques cm à 0,20 cm).
- 7- Limon jaunâtre à lits de granules de craie, plus épais vers le bas avec présence de fentes de gel (ép : 1,50 m).
- 8- Limon doux, sableux, brun jaunâtre, à points noirs (ép : 0,25 à 0,60 m).
- 9- Cailloutis de silex éclatés dans une matrice limoneuse jaunâtre, calcaire (ép. max. : 0,75 m).
- 10- Cailloutis de gros granules de craie cimentées à la partie supérieure (ép. max. : 0,50 m).
- 11- Sable gris blanchâtre à lits d'oxydes de fer (ép : 0,40 m).
- 12- Cailloutis de gros silex, fortement induré, visible sur 0,30 m.

Un niveau archéologique E est apparu au Sud de la coupe A. Il équivaut au cailloutis 6.

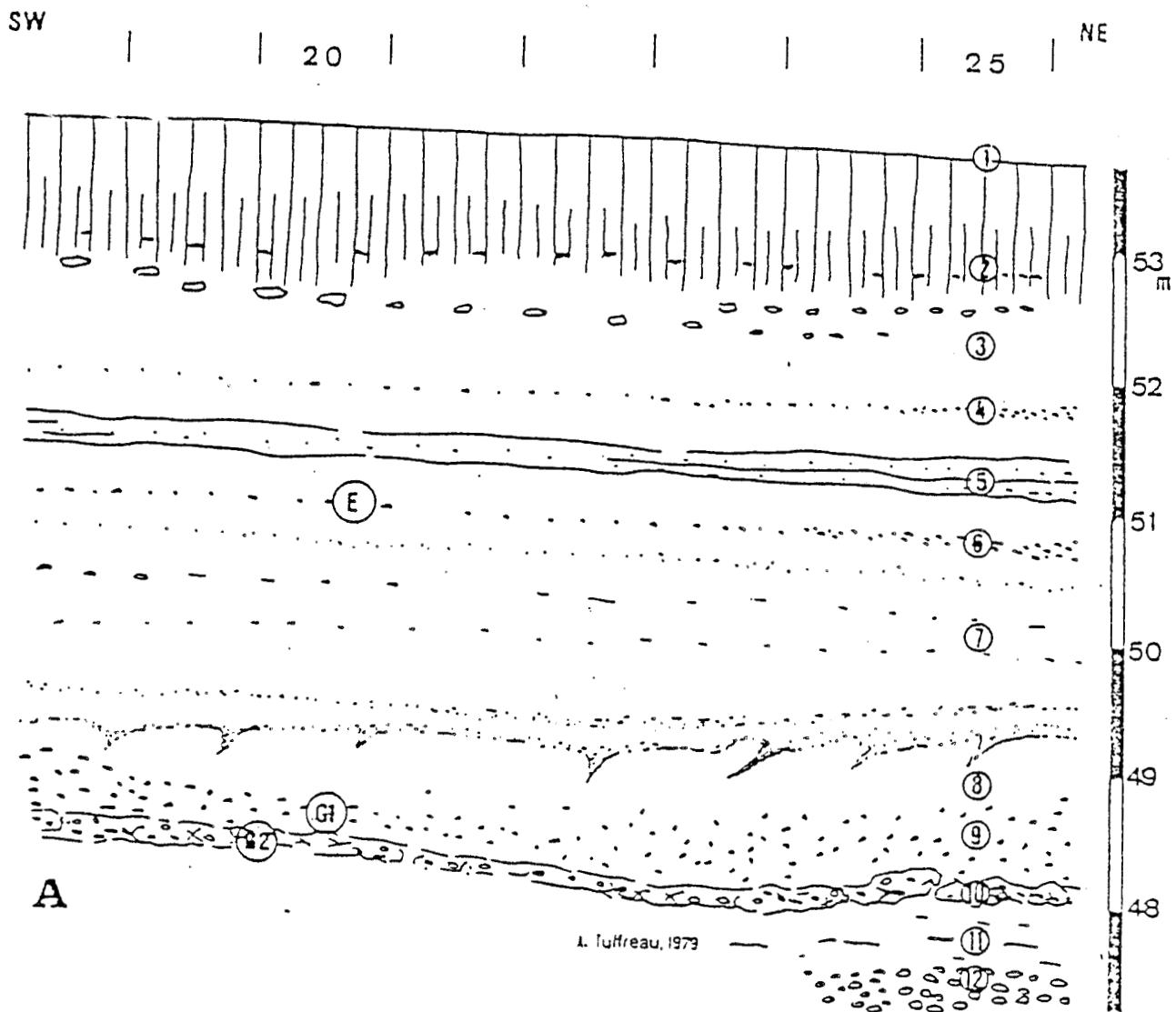


Fig. 71-Cagny-Cimetière : levé de la coupe A, d'après A. Tuffreau, 1987 (légende détaillée dans le texte).

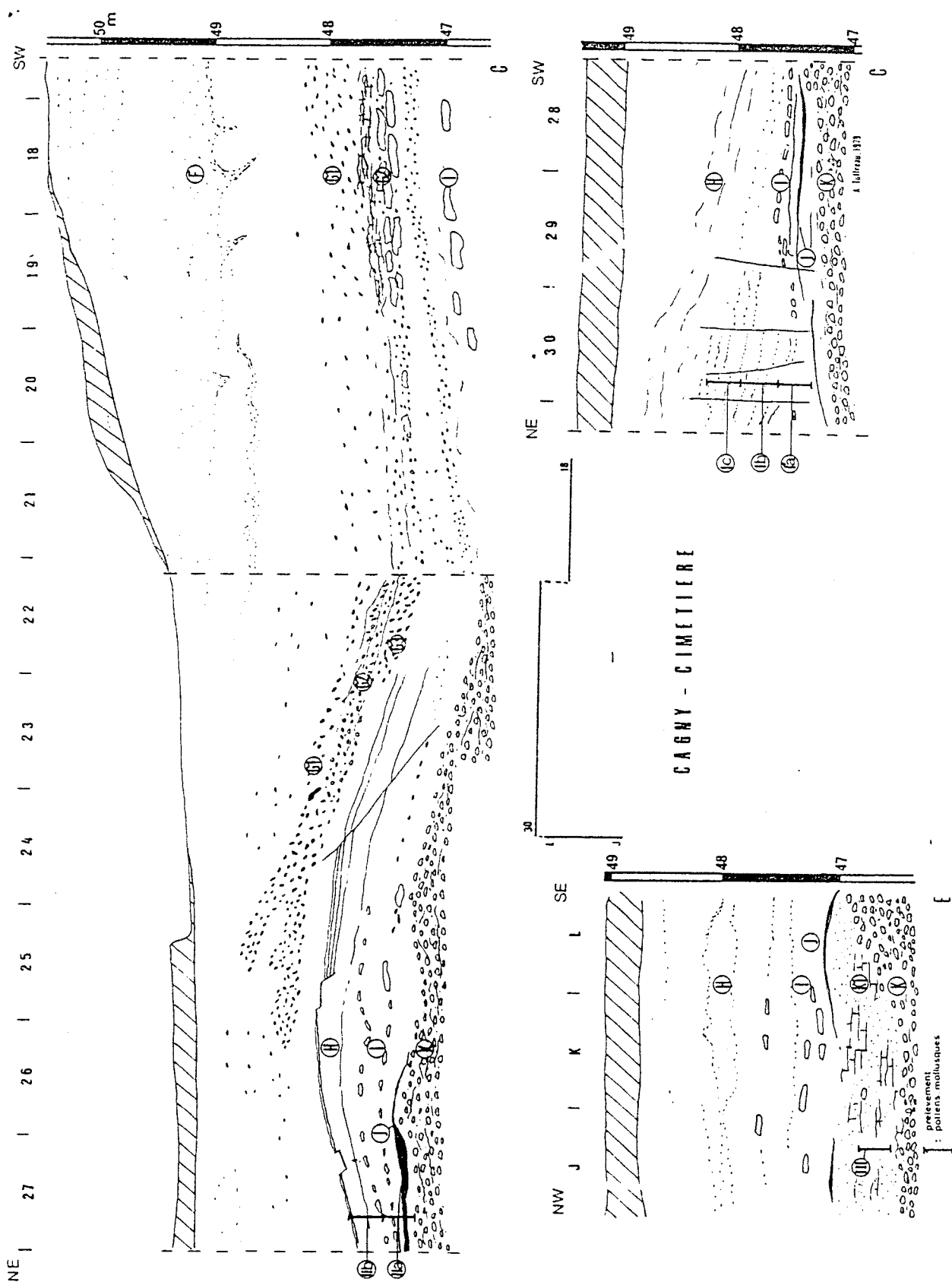


Fig. 72-Cagny-Cimetière : levé des coupes C et E (légende cf. fig.71).

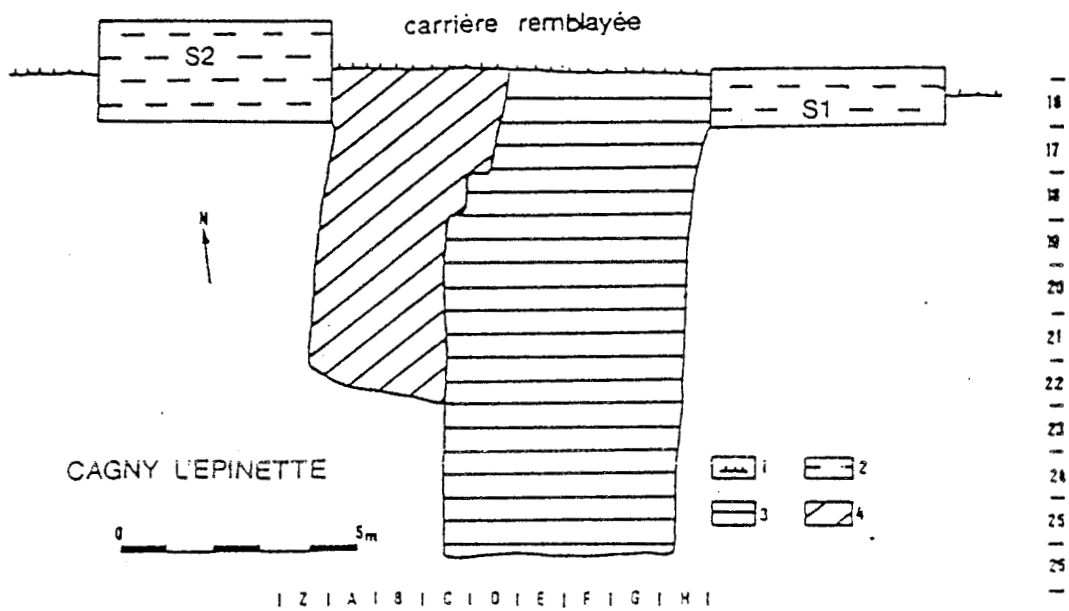


Fig. 73-Cagny-l'Épinette : plan des fouilles (1981 à 1985) et localisation des sondages, d'après A. Tuffreau, 1987.

-CAGNY carrière de l'EPINETTE (localisation : fig. 73)

-Descriptions du profil d'après A. Tuffreau, 1987 (fig. 74 et 75):

1- Terre végétale (ép. 0,30 m).

2- Lambeaux de limon argileux rouge jaunâtre (5 YR 4/6 à 4/8) observable dans le remplissage de grandes fentes de gel dont l'ouverture n'est pas visible.

3- Limon argileux, jaune brunâtre (10 YR 6/6), à structure prismatique, à revêtement argileux et à langues de dégradation jaune rougeâtre ; présence de points de manganèse; (ép. 0,50 à 1 m). Ce limon, qui s'épaissit vers le Sud, contient, localement, des passées caillouteuses.

4- Cailloutis de silex diffus (C1), observable sur toute la longueur des coupes; les silex éclatés sont fortement patinés ; présence de galets roulés tertiaires (ép. quelques cm au max).

5- Limon sablonneux lité, jaune brunâtre (10 YR 6/6), présentant de nettes traces d'hydromorphie (0,30 m).

6- Cailloutis discontinu (C2); ép. max. quelques cm. Dans la partie Sud de la fouille, les cailloutis C1 et C2 se rejoignent.

7- Limon sablonneux, jaune brunâtre (10 YR 6/4 à 6/6), hydromorphe, présentant des traces verticales brunâtres (racines ?) (ép. 0,30 m).

8- Limon doux, brun jaunâtre, observable uniquement dans le sondage S1 (ép. 0,30 m).

9- Epais cailloutis de silex éclatés, subdivisés en E1 (matrice limoneuse brun jaunâtre) et E2 (limon argileux brun rougeâtre); ép. max. 0,50 m. Le cailloutis E1 est surtout développé dans la partie Nord de la fouille. Dans la partie Sud, seul le cailloutis E2, qui tend à s'amincir, est présent.

10- Limon sableux jaune brunâtre (10 YR 6/6 à 6/8), subdivisé par deux cailloutis (F1 et F2); ép. max. 0,70 m. Le cailloutis F1 est très diffus. Localement, il rejoint la base du cailloutis E2 et il est alors difficile de le différencier.

11- Cailloutis de silex G, peu épais (ép. max. quelques cm), régulier, observable à la base du limon 10.

12- Sable lité (H), gris brunâtre (2.5 Y 6/2), à faciès légèrement humifère vers le sommet, à concrétions calcaires, présent uniquement dans la partie Nord de la fouille (ép. max. : 0,30 m).

13- Limon (I), brun grisâtre (10 YR 6/2), tendant à s'amincir dans la partie Sud de la fouille où il devient à peine perceptible (ép. max. quelques cm).

14- Cailloutis (J) de la terrasse fluviale à petits rognons et éclats de silex, très diffus dans une matrice sablo-limoneuse, calcaire, indurée sur presque toute la surface (ép. max. : 1,20 m).

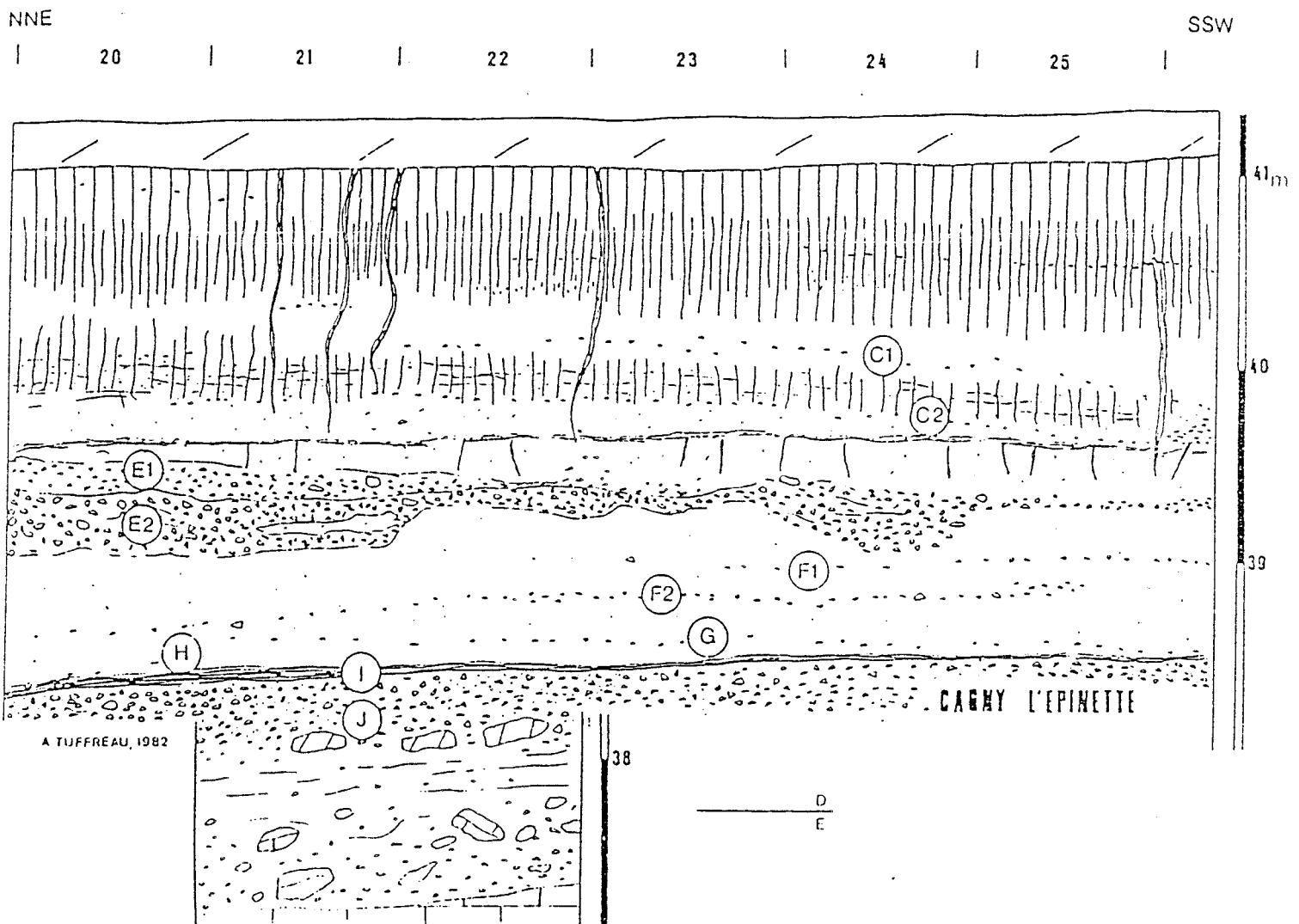
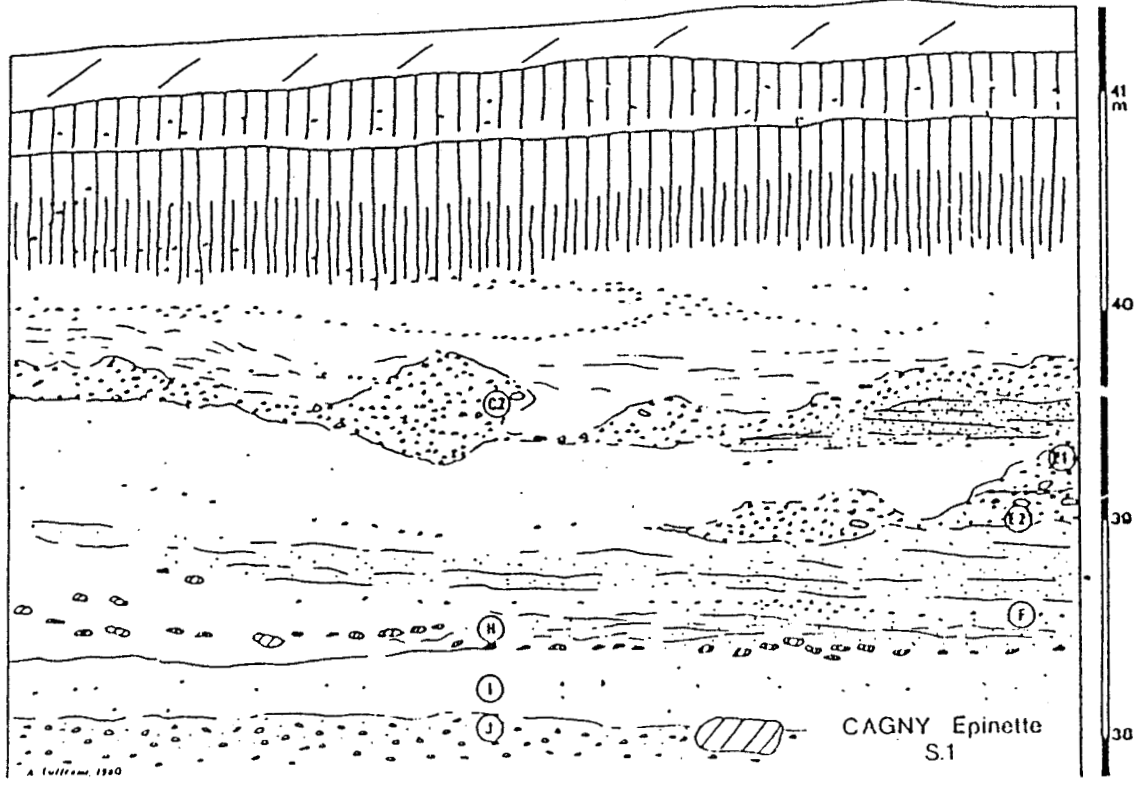


Fig. 74-Cagny-l'Épinette : coupe stratigraphique à la limite des travées D et E, d'après A. Tuffreau, 1987 (légende détaillée dans le texte).

SE

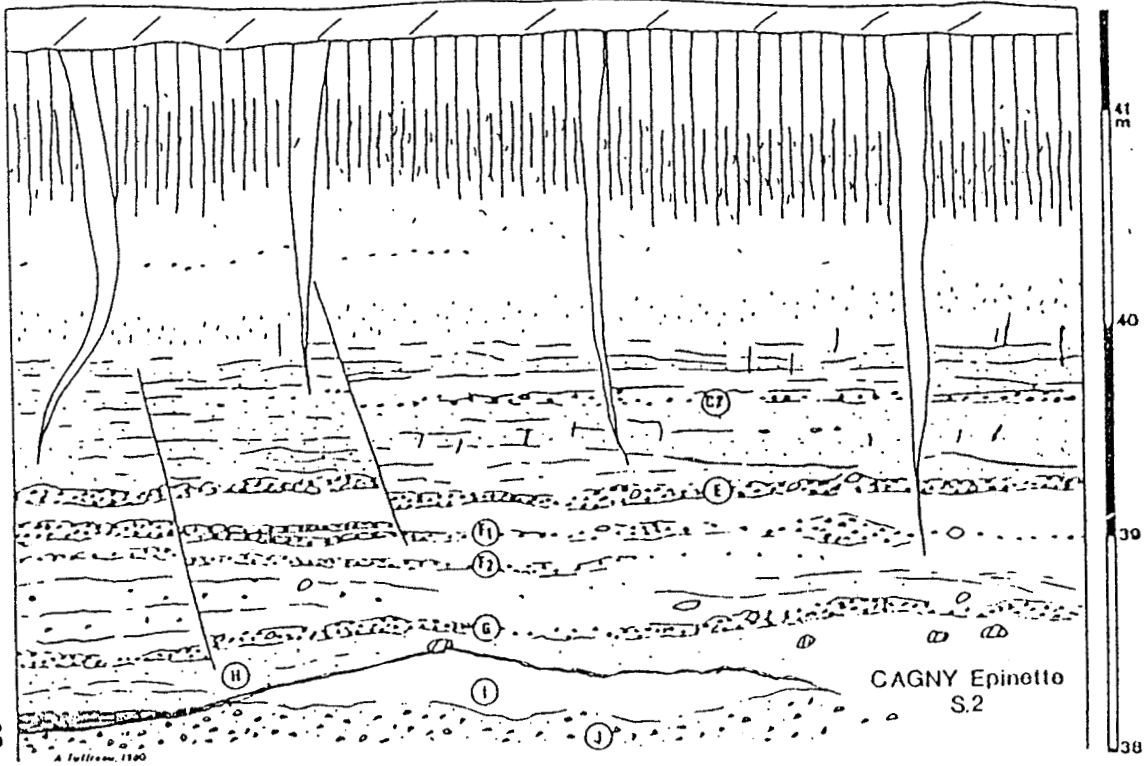
NW



A

SE

NW



B

Fig. 75- Cagny-l'EpINETTE : levé des sondages S1 (A) et S2 (B), d'après A. Tuffreau, 1987 (légende: cf. fig. 74).

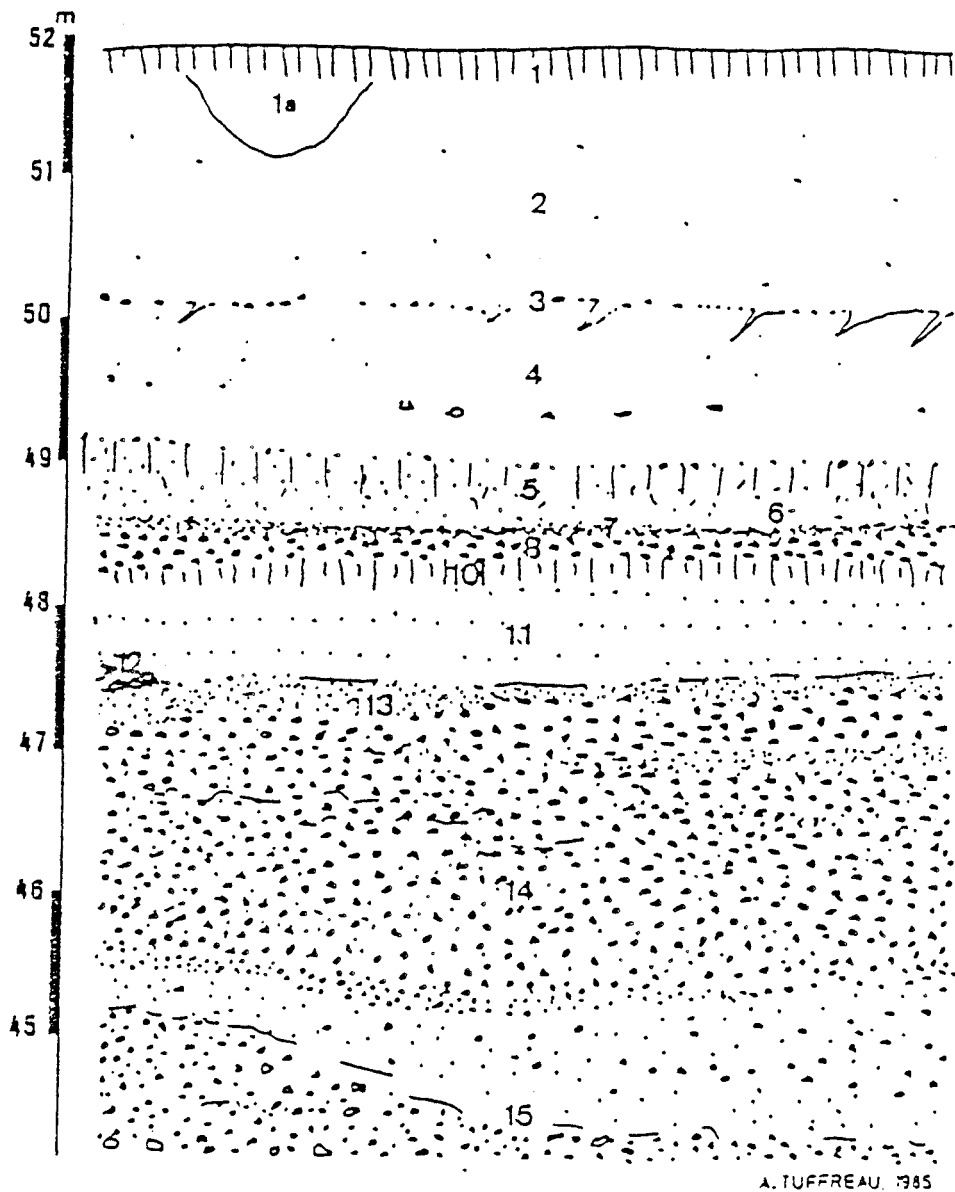


Fig. 77-Saint-Acheul-Bultel et Tellier : levé du sondage S1, d'après A. Tuffreau et J.P. Fagnart, 1986/1987 (légende détaillée dans le texte).

- Description des profils S1, S2, S3 d'après A. Tuffreau et J.P. Fagnart, 1985 et A. Tuffreau, 1987 (fig. 77 et 78) :

1- Terre végétale (ép. 20 cm).

2- Limon brun jaunâtre (10 YR 6/6), calcaire, en grande partie remanié dans S2 et présence de fosses d'époque historique (1a) dans S1 (ép. max. 1,50 m).

3- Limon brun jaunâtre (10 YR 5/8), jalonné par des granules de craie, des petits silex éclatés et prenant localement la forme de langues inclinées. (ép. 0,10 à 0,20 m).

4- Limon jaunâtre (10 YR 7/6), calcaire, finement lité vers le bas, présence de poupées et de points de manganèse (ép. 0,60 à 1 m).

5- Limon sableux, légèrement argileux (sable : 49,9 % ; argile : 20 %), brun jaunâtre foncé (10 YR 4/6), à structure feuilletée à polyédrique et jalonné à la partie supérieure par un cailloutis de silex à matrice sableuse (ép. 0,40 à 0,80 m).

6- Limon brun jaunâtre (10 YR 5/6), à pseudomycélium et fragments calcaires (ép. 0,70 m).

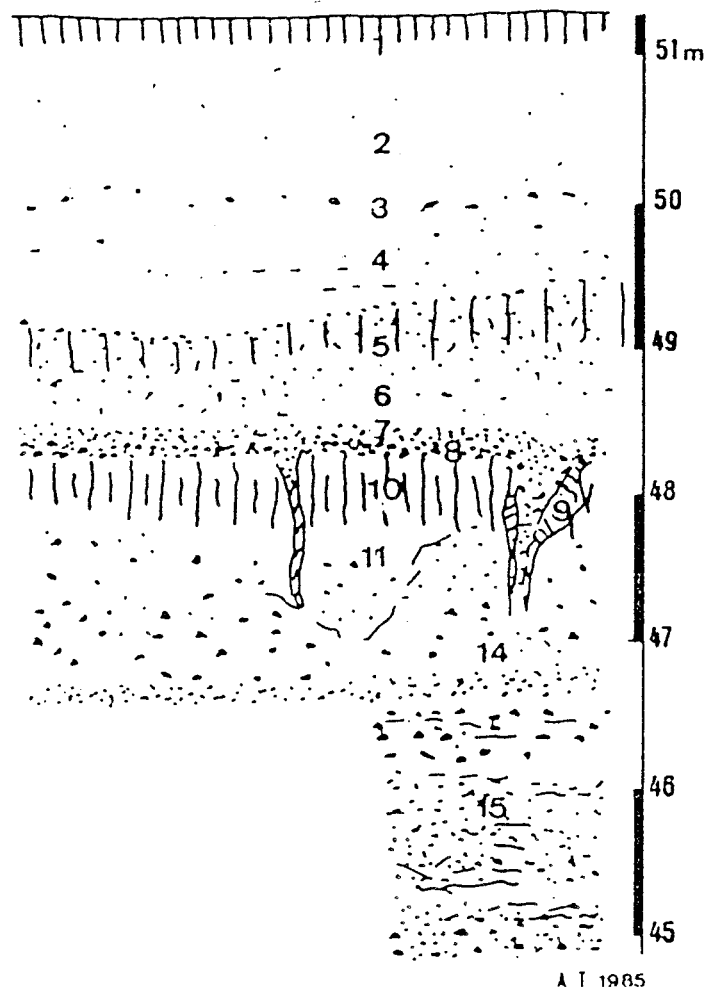
7- Sable jaunâtre, lité (ép. max. 0,25 m).

8- Cailloutis des silex aux arêtes usées (ép. : quelques cm). Au niveau de ce cailloutis s'ouvrent des fentes de gel colmatées par le sable 7, le cailloutis 8 et un limon sableux brun foncé 9 (10 YR 3/3 à 3/4), observable uniquement dans les fentes.

10- Limon sableux (sable : 54,9 % ; argile : 25 %), brun foncé , un peu rougeâtre (7,5 YR 5/6), à la structure prismatique dans le sondage S3, où il est le plus épais (1 m) alors qu'en S1, où il est raviné par le cailloutis 8, il n'est observable que sur 0,25 cm.

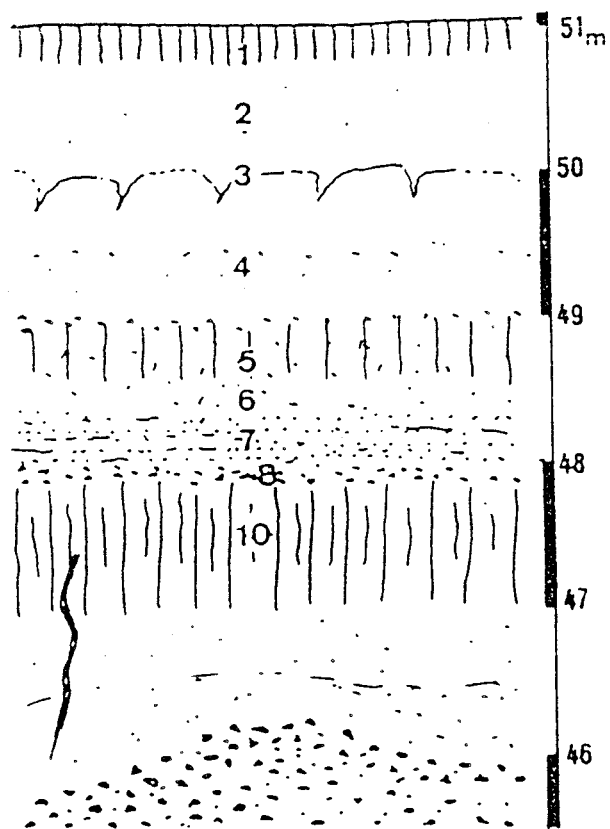
11- Limon sableux, jaune brunâtre (10 YR 6/6), à lits de granules de craie, bien observable dans le sondage S1 (ép. 0,75 m).

12- Couche limono-sableuse, très calcaire (faciès de tuf), avec présence de coquilles, visible dans la paroi Ouest du sondage S1 où son épaisseur



A. I. 1985

A



A. I. 1985

B

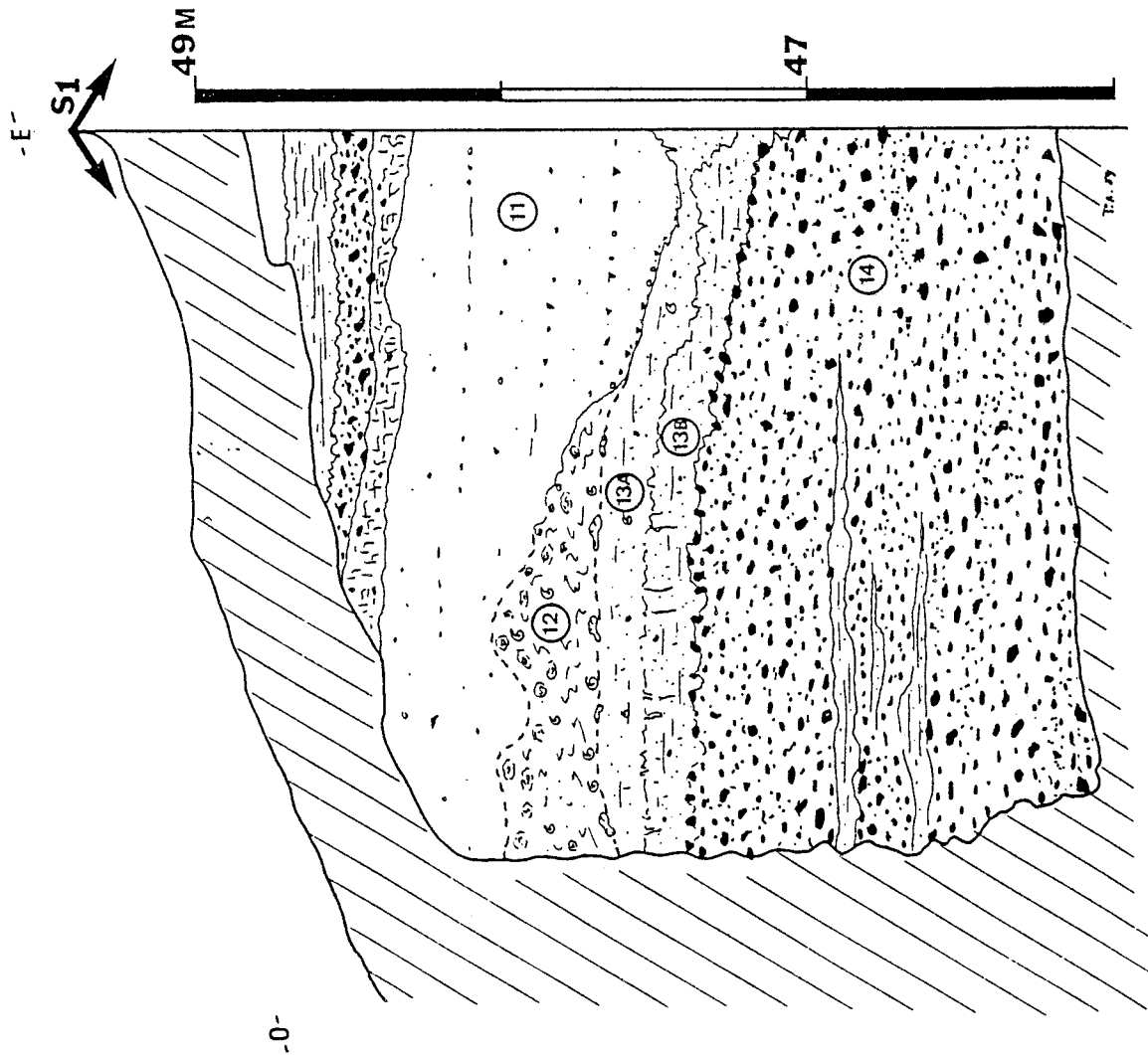
Fig. 78-Saint-Acheul-Bultel et Tellier : levé des sondages S2 (A) et S3 (B), d'après A. Tuffreau et J.P. Fagnart, 1986/1987 (légende cf. fig. 77).

atteint 0,20 m (cf. fig. 79).

13- Sable limoneux, gris jaunâtre à verdâtre (2,5 Y 6,2 à 6,4), observable dans le sondage S1 (cf. fig. 79, ép. 0,20 m).

14- Cailloutis de silex aux arêtes usées et à nombreux galets tertiaires dans une matrice sableuse brun foncé (7,5 YR 5/6 à 4/6), ép. 2,10 m.

15- Cailloutis lavé à lentilles de sables lités reposant sur le substrat (craie). Ep. max. 1,20 m.



Description :

11 - Limon sableux brun clair (10 YR 6/6), à lits de granules de craie et silex géofractés épars.

12 - Lentille limono-sableuse très calcaire à oncolithes irréguliers (Ø3 à 15 mm), silex épars et nombreux mollusques (Lul.), localement séparée de 11 par un cailloutis de granules de craie et de silex géofractés. Le contact avec le sable 13 est assez diffus mais montre un niveau de grosses concrétions calcaires.

13 - Sable gris-vert à brun, à traces d'oxydation subverticales montrant deux horizons distincts :

13 A - Sable gris-vert faiblement calcaire, à structure polyédrique diffuse, mollusques peu abondants et silex émoussés épars. La limite avec l'horizon brun 13B est très irrégulière et surtout marquée par de nombreuses traces d'oxydation subverticales.

13 B - Sable brun argileux, non calcaire, à structure polyédrique, nombreux pores et silex émoussés épars.

14 - Cailloutis de silex émoussés, non calcaire, à matrice sablo-argileuse brune abondante, on y observe quelques lentilles de sable jaune non altérées.

Fig. 79-Saint-Acheul Bultel et Tellier : détail de la paroi Ouest-
Est du sondage S1.

- Description détaillée du sondage S2, d'après P. Antoine, 1988 (fig. 80); microstructure, d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1989.

0- Horizon humifère remanié (ép. 0,5 m), mélangé avec du limon brun (S1) et des déblais de carrière (S2).

1- Loess calcaire jaune brun (10 YR 6/4) (ép. 1 m), contenant des granules de craie dispersés et quelques concrétions calcaires vers la base.

2- Limon granuleux gris brun (10 YR 5/8) (ép. 0.10-0.25 m), déformé en langues d'une vingtaine de centimètres, riche en granules de craie, petits silex gélifractés et concrétions calcaires qui s'organisent en un cailloutis suivant les déformations.

3- Ensemble de loess calcaires jaunes à jaune-brun (10 YR 5/8) (ép. 1,15 m), plus ou moins bien lités.

3A- Loess calcaire homogène à tubules calcaires, concrétions et structure feuilletée très fine.

3B- Loess calcaire à litages de sable espacés en moyenne de 10 cm et déformés par de petites fentes syngénétiques. On y observe des concrétions calcaires, localisées préférentiellement dans les lits grossiers et quelques tubules calcaires subverticaux.

4- Cailloutis de silex émoussés (2 à 3 cm), à patine brune, la matrice est sableuse, sa base forme des petites poches dans le niveau sous-jacent (ép. max. 0,1m)

5- Limon sableux argileux brun (10 YR 4/6), décalcifié, à très belle structure feuilletée à polyédrique, rares granules de craie et petits silex dispersés (ép. 0,2-0,4 m).

Microstructure : horizon Bt. (sol lessivé boréal) à structure granulaire remanié par gélifluxion et recarbonaté avec intégration par bioturbation de calcite en moule racinaire. L'illuviation tout d'abord silto-humique puis argileuse fine redevient humifère juste avant la gélifluxion.

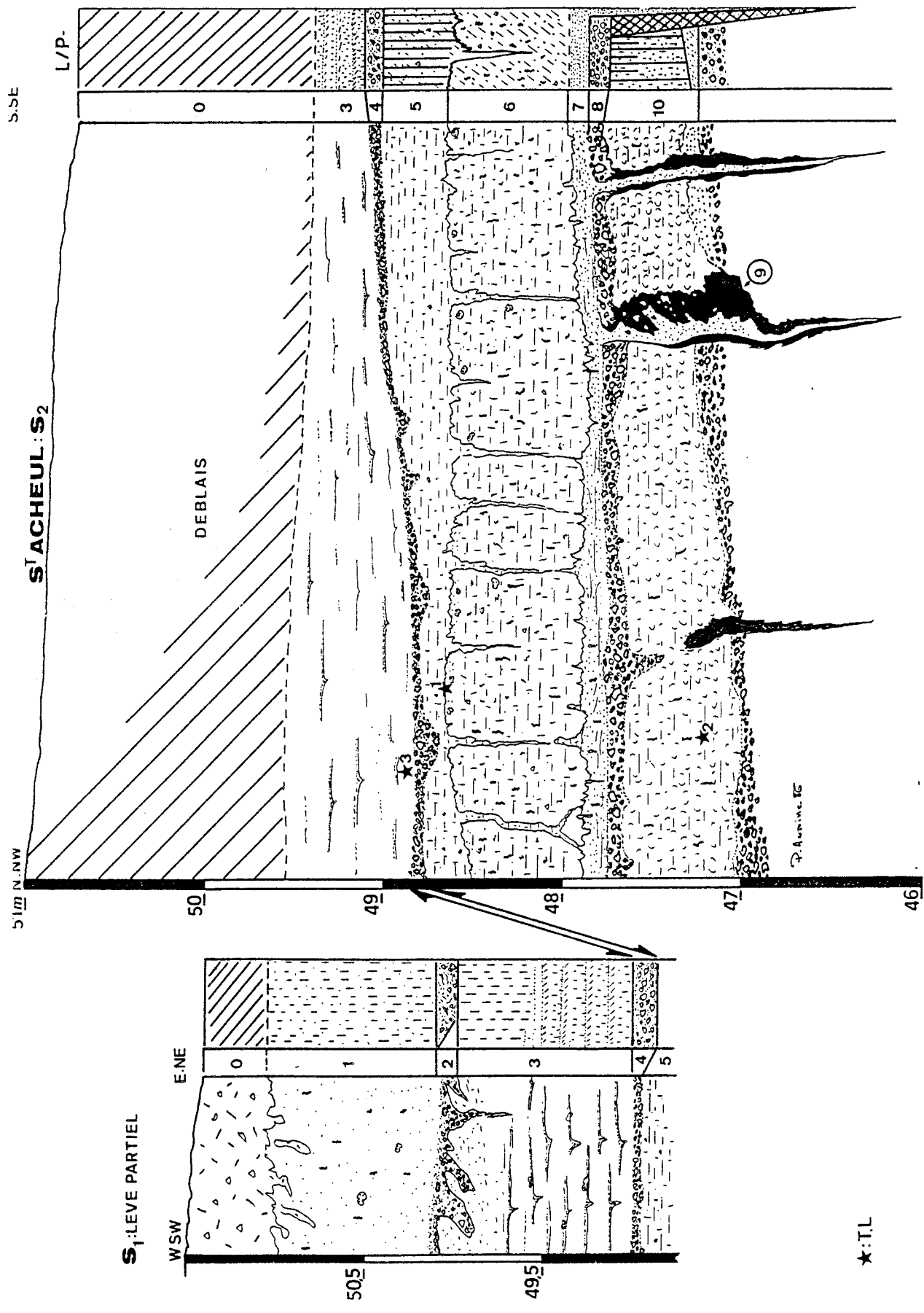


Fig. 80-Saint-Acheul-Bultel et Tellier S1 : levé détaillé.
 lithologie, pédologie et corrélation avec S1, d'après P. Antoine,
 1988 (légende détaillée dans le texte).

6- Limon sableux brun clair (10 YR 5/6), très riche en pseudomycélium et gros tubules calcaires subverticaux, même structure que 5, les concrétions calcaires se localisent préférentiellement à la limite avec le 5 (ép. 0,8 m).

Cette limite est bien marquée par le changement de coloration, mais ne correspond pas à un changement de lithologie ou de structure. Elle montre des ramifications subverticales irrégulières en forme de "racines".

Microstructure : limon sableux calcaire légèrement humifère avec organisation de "sol de prairie arctique" fortement bioturbé et recarbonaté.

7- Sable jaune lité (ép. 0,10 m), les litages sont légèrement déformés, mais il existe quelques petites fentes typiques, le contact avec 6 est très flou, certaines ramifications de la limite 5-6 pénétrant ce niveau.

Ce niveau de sable constitue le dernier matériau de remplissage des fentes dont l'ouverture visible se situe à la surface du niveau 9. En lame mince, il présente un faciès de colluvions affectées par un gel-dégel syngénétique et remaniant de nombreux fragments de sol.

8- Cailloutis de silex émoussés, à patine brune, matrice argilo-sableuse brune, quelques galets tertiaires (ép. 0,10-0,15 m).

9- Limon sableux brun noir, humifère, uniquement visible sur la paroi des fentes.

10- Limon sableux brun foncé rougeâtre (7,5 YR 4/6) à structure granuleuse, quelques silex épars (ép. 0,5-0,7 m), tubules calcaires subverticaux du même type que ceux de 6. Dans un sondage où ce niveau est plus épais, on observe le passage de la structure granuleuse à une structure prismatique fine bien nette.

Microstructure : horizon Bt polygénétique (plusieurs phases d'illuviations et de remaniement) très humifère dans sa partie supérieure. L'ensemble est fortement cryoturbé et bioturbé.

11- Limon brun-jaune, très riche en gros granules de craie (S2).

12- (non représenté) Cailloutis sans structure, matrice sablo-limoneuse abondante, passant progressivement à un cailloutis lavé à lentilles de sable et structures fluviales nettes.

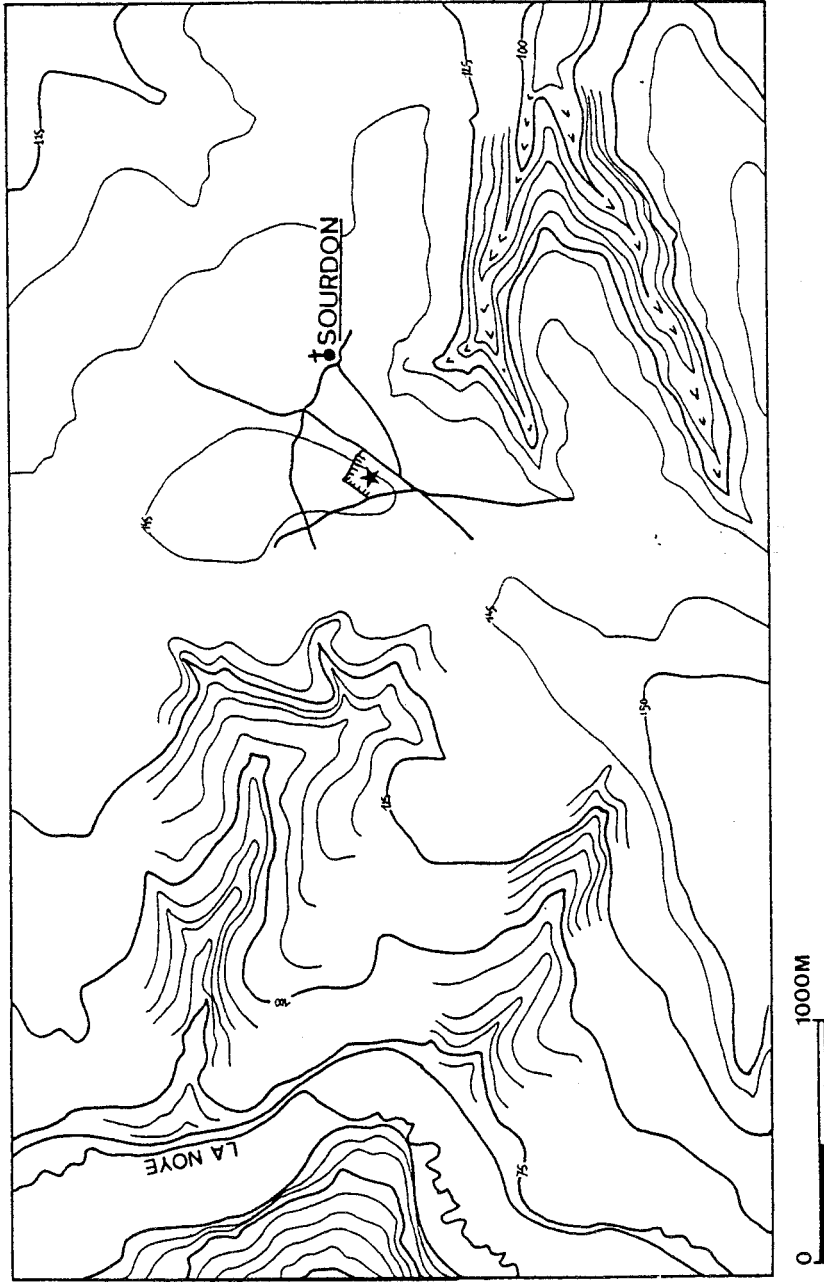


Fig. 81-Sourdun : localisation de la briqueterie.

-SOURDON (localisation : fig. 81).

Le site de Sourdon se trouve à 20 km au Sud-Est d'Amiens. Les coupes actuellement visibles sont constituées par les fronts de taille relativement peu dégradés d'une ancienne briqueterie.

Cette exploitation se situe au niveau d'un rétrécissement important du plateau élevé (145 m), formant l'intertieuve entre les vallées de l'Avre et de la Noye. Cette caractéristique est due au fort développement de deux vallées sèches perpendiculaires au cours actuel.

- Description des profil L1 et L2 (fig. 82 et 83) :

0- Limon brun grisâtre (ép. 0,3 m) à silex épars.

1- Limon brun (10 Y R 4/6) (ép. 1,3 m), non calcaire à débit prismatique grossier. Les 20 cm supérieurs montrent une structure prismatique plus fine et une coloration légèrement plus rouge. Cet horizon est divisé en trois par deux cailloutis fins de silex gélifractés à patine blanche (1 à 4 cm).

Microstructure (bino x 40) : très nombreux pores à revêtements argileux brun foncé, pas d'agrégats bien individualisés.

2- Loess jaune clair (ép. 0,05-0,15 m), poudreux, homogène, uniquement visible dans les fentes s'ouvrant à la partie supérieure de l'horizon sous-jacent n° 3 et dans les quelques cm compris entre celui-ci et la limite de décalcification de la base de 1.

Un troisième cailloutis de silex gélifractés à patine blanche est visible, soit à la partie inférieure de ce loess, soit quelques centimètres au-dessus de la ligne de décalcification.

3- Horizon gris brun (2,5 Y 7/4) (ép. 0,25-0,6 m), graveleux, constitué d'un mélange de limon, de petites concrétions calcaires, de granules de craie et de silex gélifractés ou émoussés.

Ce niveau est caractérisé par une intense déformation montrant des langues et des diapirs qui, par endroits, sont entièrement désolidarisés du loess sous-jacent n° 4.

A la surface de ce niveau s'ouvrent de grandes fentes en coin (1,5 x 1 m) intensément déformées, qui ont permis le piégeage de la base loess n° 2. D'autres fentes, beaucoup plus petites (0,2-0,3 m) sont reconnaissables

dans les parties les moins déformées.

4- Loess jaune orange (10 Y R 7/4) (ép. 0,6 m), calcaire, de très nombreuses taches d'oxydation allongées horizontalement, présentes dans toute l'épaisseur de ce loess, lui donnent cette coloration orangée.

Quelques petites concrétions calcaires sont dispersées dans la masse, la paroi non lissée montre un aspect microfeuilleté qui à la loupe (x 20) s'avère être provoqué par la présence de très nombreux vides en "demi-lunes" ou sygmoïdes horizontaux.

La limite basale de cette couche est très marquée par un cailloutis de silex et de concrétions calcaires, déformé par des langues de 20 à 30 cm très régulières et fortement déversées (45°) dans le sens de la pente.

5- Limon brun (10 Y R 5/6) (ép. 1,3 m), argileux, compact, peu calcaire, dont la structure d'abord granuleuse à la base (40 cm) devient ensuite finement feuilletée.

Ce niveau contient des silex anguleux dispersés, de patines diverses, de nombreux tubules verticaux à cristallisations calcaires (1 à 3 cm x 2 à 3 mm), de petites concrétions ferromanganiques noires concentrées par endroits en taches noires de plusieurs cm.

Au niveau de sa limite supérieure formée par des langues régulières qui pénètrent le loess n° 4, s'ouvrent des grandes fentes en coin (2,5 à 3 m x 1 m) à terminaison fourchue; leur partie supérieure est affaissée et légèrement fauchée dans le sens de la pente. Elles sont visibles dans toute la briqueterie avec un espacement moyen de 15 à 16 m correspondant à un réseau polygonal de maille décamétrique vu en coupe.

Un niveau de limon grisâtre associé à des silex et des concrétions calcaires s'intercale régulièrement entre le bord des fentes et leur remplissage de loess calcaire (fig. 4).

Ce niveau (5') se raccorde à la zone de contact entre 4 et 5, on le trouve parfois piégé entre les langues.

La limite inférieure du limon brun argileux 5 est marqué par un cailloutis irrégulier de silex et de granules de craie qui surmonte la zone de mélange avec le limon noir (10 cm) étirée dans le sens vertical et légèrement fauchée.

6- Limon brun foncé à brun noir (7,5 Y R 3/4) (ép. 0,25-0,3 m), humifère (0,92 % de matière organique), à structure grumeleuse contenant de nombreuses maculations brunes formées par du limon brun rouge n° 7, quelques silex épars et des tubules calcaires identiques à ceux visibles en 5. Le contact avec le limon brun rouge sous-jacent est très irrégulier,

SOURDON: L1

-SE-

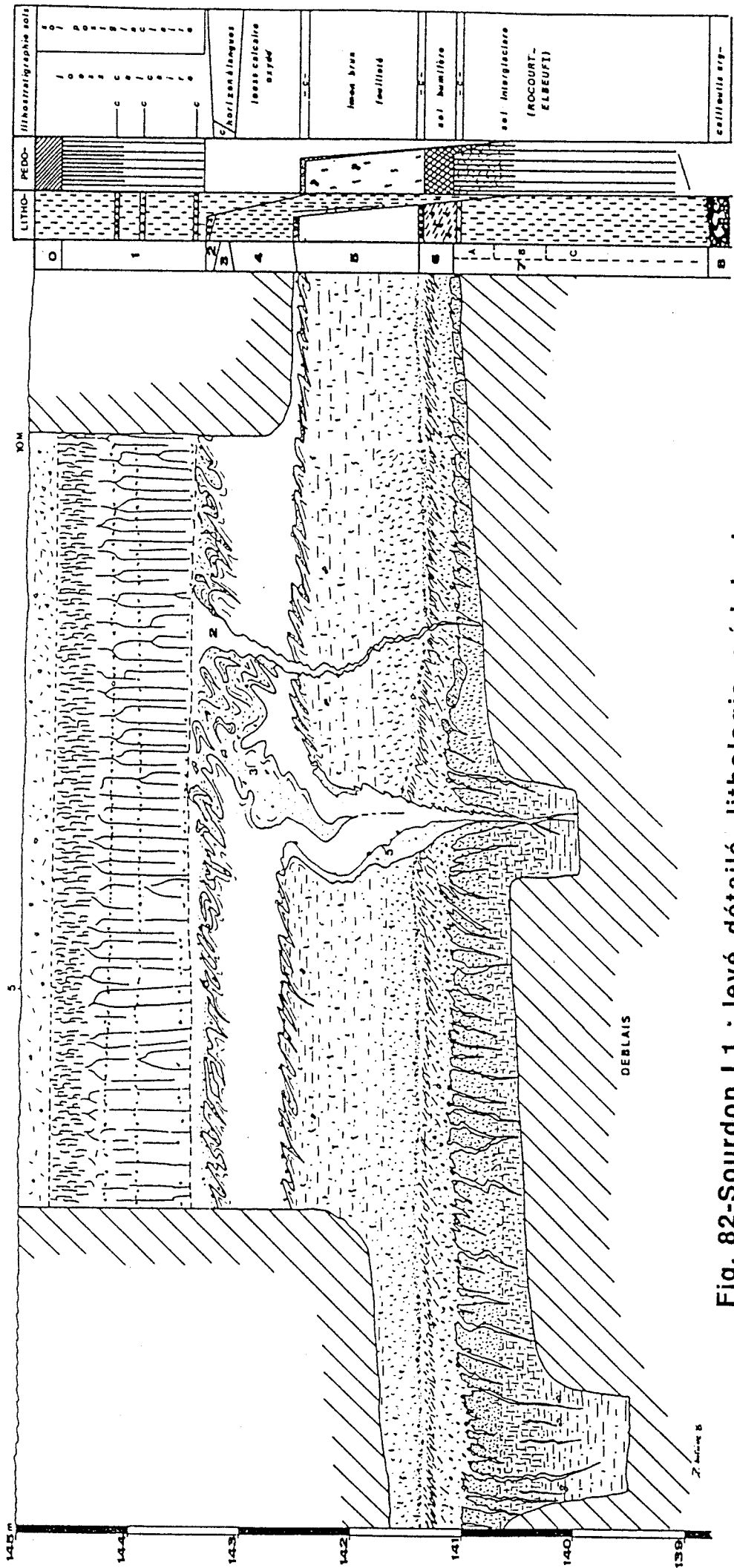


Fig. 82-Sourdon L1 : levé détaillé, lithologie, pédologie, lithostratigraphie (légende détaillée dans le texte).

denticulé, on y observe un cailloutis discontinu de silex émoussés (1-5 cm) de patines variées et de fines fentes (0,8 m x 4 à 5 cm) remplies de limon noir.

Microstructure (bino x 40) : agrégats à revêtements argileux brun foncé, nombreuses concrétions ferromanganiques noires.

7- Ensemble de limon brun à brun rouge au sein duquel les variations de structure et de coloration permettent de différencier 3 zones.

7A-Limon brun (7,5 Y R 5/8) (ép. 0,4 m) à nombreuses taches d'oxydation orange et grosses concrétions noires, taches grises à bordure orange allongées verticalement (glosses) structure granuleuse.

7B-Limon brun (7,5 Y R 4/6) (ép. 0,6 m) à très belle structure prismatique fine devenant progressivement polyédrique (3 à 5 mm) vers la base; les discontinuités délimitant les feuillets (de plus en plus épais vers la base) sont soulignées par des liserés de grains lavés blancs (squelettanes).

7C-Limon brun (10 Y R 5/6) (ép. 1 m) à structure lamellaire diffuse, très poreux : nombreux vides ($\emptyset = 0,5$ à 1 mm) à revêtements argileux bruns, petites concrétions noires. Un niveau de concrétions calcaires se remarque à 70 cm de la base.

Microstructure (bino x 40) : l'ensemble de ces trois niveaux possède une structure en agrégats argileux très nets. On peut distinguer deux types :
-Argilanes brun clair fins.
-Argilanes brun foncé plus épais.

Les argilanes brun foncé sont présents en 7A et 7B en association avec les bruns clairs, la partie inférieure 7C ne possède que ces derniers.

8- Cailloutis épais de silex émoussés hétérométriques (ép. 2 à 30 cm) emballés dans une matrice argileuse brune, compacte, riche en concrétions noires, enduits noirs sur les silex.

9- Limon argileux marmorisé à taches grises et orange, riche en grosses concrétions ferromanganiques, structure polyédrique(n.rep)

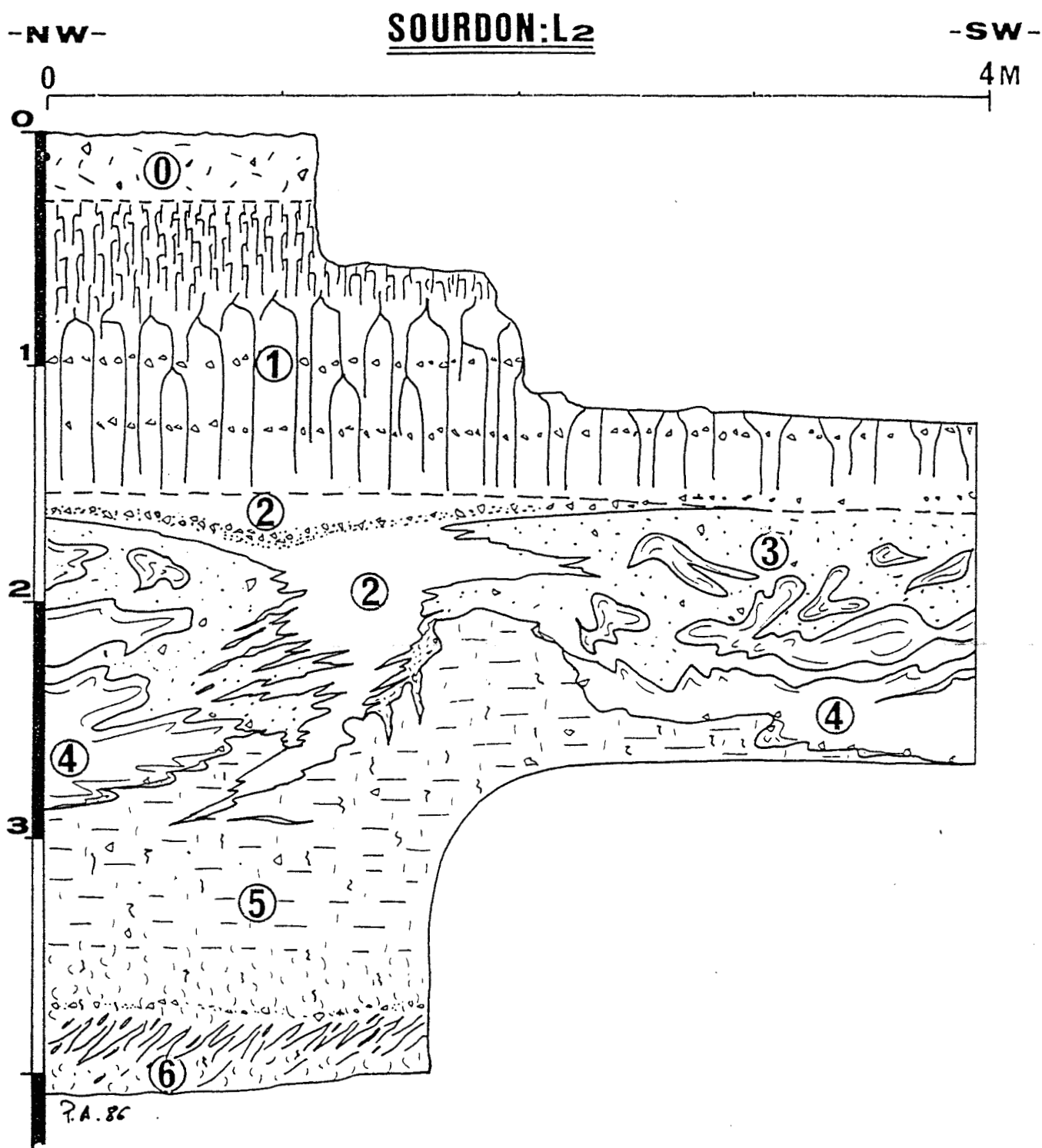


Fig. 83-Sourdon L2 : levé détaillé (légende cf. L1).

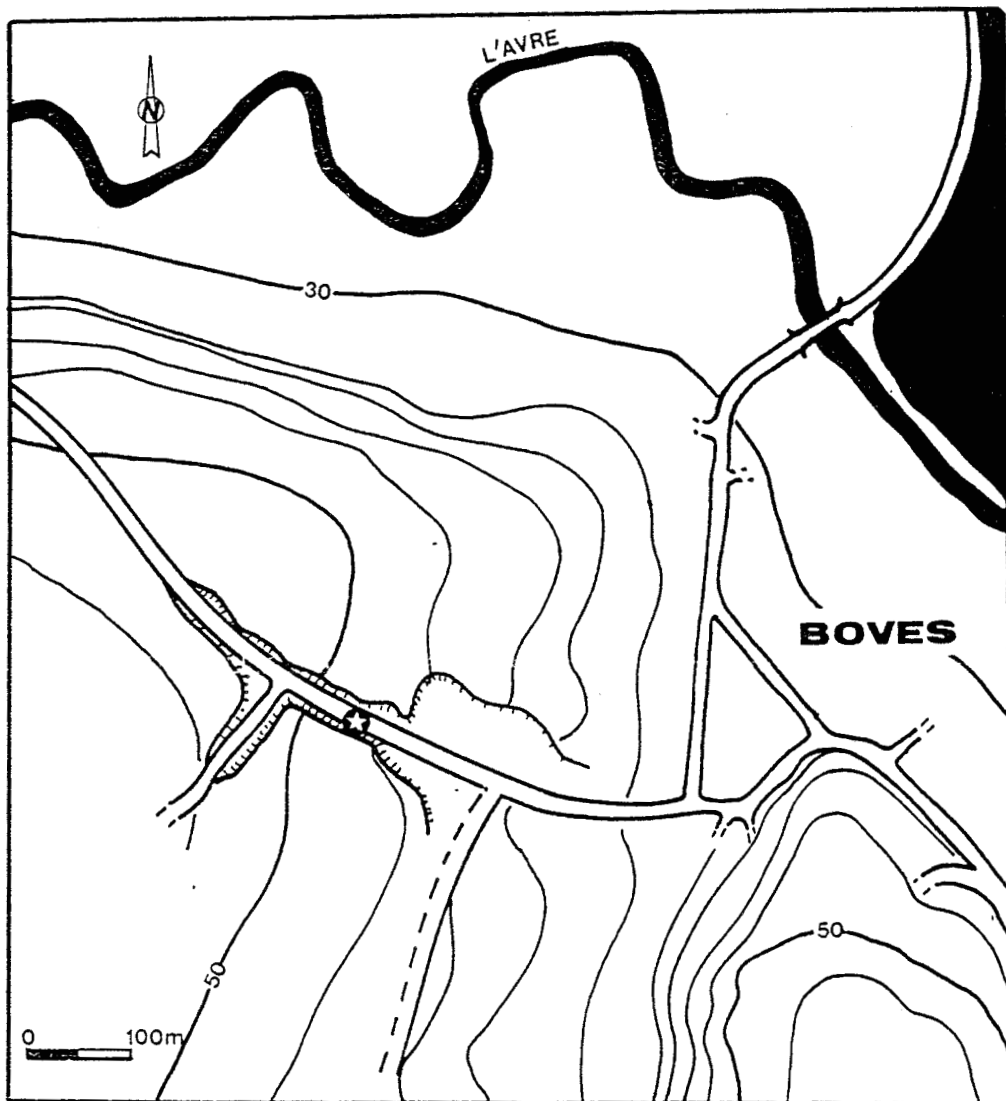


Fig. 84-Boves : localisation et cadre morphologique.

-BOVES.

En 1987, à la suite de travaux d'élargissement de la route à l'entrée du village, la coupe de Boves (fig. 84) a pu être revue en détail. L'étude du profil dégagé sur environ 30 m a permis de démontrer l'appartenance du "sol noir de Boves" (Bourdier et al, 1974b) au début Weichsélien; en effet celui-ci repose de manière très nette sur un Horizon Bt tronqué attribuable au dernier interglaciaire, développé sur un loess ancien. Actuellement, l'intérêt de cette coupe réside dans la possibilité de comparaison avec les profils montrant un bilan pédosédimentaire semblable pour le Weichsélien ancien (Saint-Saulieu : fig. 87, Mautort S7 : fig. 112 et 113).

- Description du profil (fig. 85):

0 - Limon brunâtre à sillex épars (ép. 0,3m, horizon Ap)

1 - Limon brun argileux à structure prismatique grossière (ép. 0,7-0,8m, Horizon Bt du sol de surface)

2 - Loess calcaire jaune à jaune-brun (ép. 0,5-2m), lité avec microfentes dans sa partie inférieure (litages soulignés par des granules de craie et de petits éclats de silex). La limite basale avec 3 correspond à un grand glacis d'érosion avec épais cailloutis de silex gélifractés et de granules de craie.

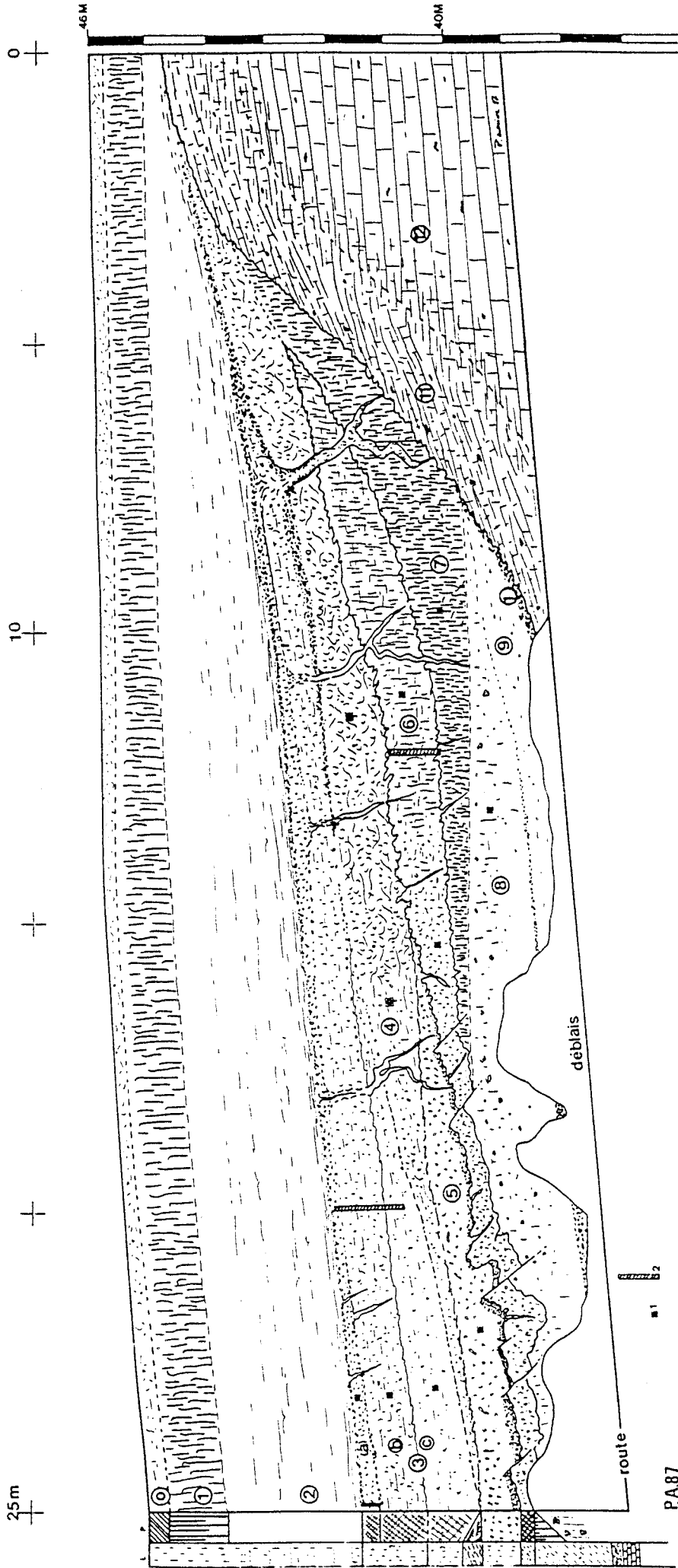
3A - Limon brun clair non calcaire à structure granulaire (ép. 0-0,3 m) sillex épars et pseudomycélium abondant. Malgré la présence d'un cailloutis fin et d'un niveau de fentes irrégulières à la base de cet horizon, le passage à 3B est très progressif.

3B - Limon brun foncé (ép. 0,7-0,8 m), à structure granulaire puis polyédrique vers la base, pseudomycélium très abondant. Dans la partie NW de la coupe, la limite entre 3B et 4 est nettement marquée par un épais cailloutis et une grande fente à base bifide.

3C - Limon brun clair d'aspect loessique (ép. 0-0,9 m), à traces de racines et pseudomycélium, structure polyédrique diffuse.

4 - La couche 4, de forme lenticulaire (ép. 0-1m), montre un passage latéral très progressif entre deux faciès nettement différents:

Partie NW: Limon argileux brun-rouge à brun-noir (0,5-1 cm.), à



1-Micromorphologie 2-Palynologie.

Fig. 85-Boves : levé détaillé, lithologie et pédologie (légende détaillée dans ic texte).

structure hétérogène caractérisée par la juxtaposition de nodules des sols 6 et 7, noyés dans une matrice argileuse brune (colluvions du sol humifère 6 et de l'horizon Bt. 7).

Partie SE : Passage progressif à un limon plus clair à structure en "boulettes" plus fine, pseudomycélium et silex épars de plus en plus nombreux.

5 - Limon loessoïde brun clair à jaune (ép. 0-0,6 m), à pseudomycélium abondant, concrétions ferromanganiques et bioturbations (\emptyset : 1 à 2 cm).

6 - Limon brun-noir argileux, humifère (ép. 0,5-1 m), compact, à structure prismatique centimétrique et concrétions ferromanganiques. Microstructure à agrégats argilo-humiques bien développés, quelques pores à remplissage calcaire (sol gris forestier en place). Latéralement, vers le NE du levé, on observe la disparition de la structure prismatique (structure granulaire) et l'augmentation du pseudomycélium. La limite avec 5 est alors soulignée par une couche de concrétions ferromanganiques remaniées, de petits éclats de silex et de granules de craie. Ce niveau de 2 à 3 cm permet de mettre en évidence une série de petites failles à rejeu vertical décimétrique.

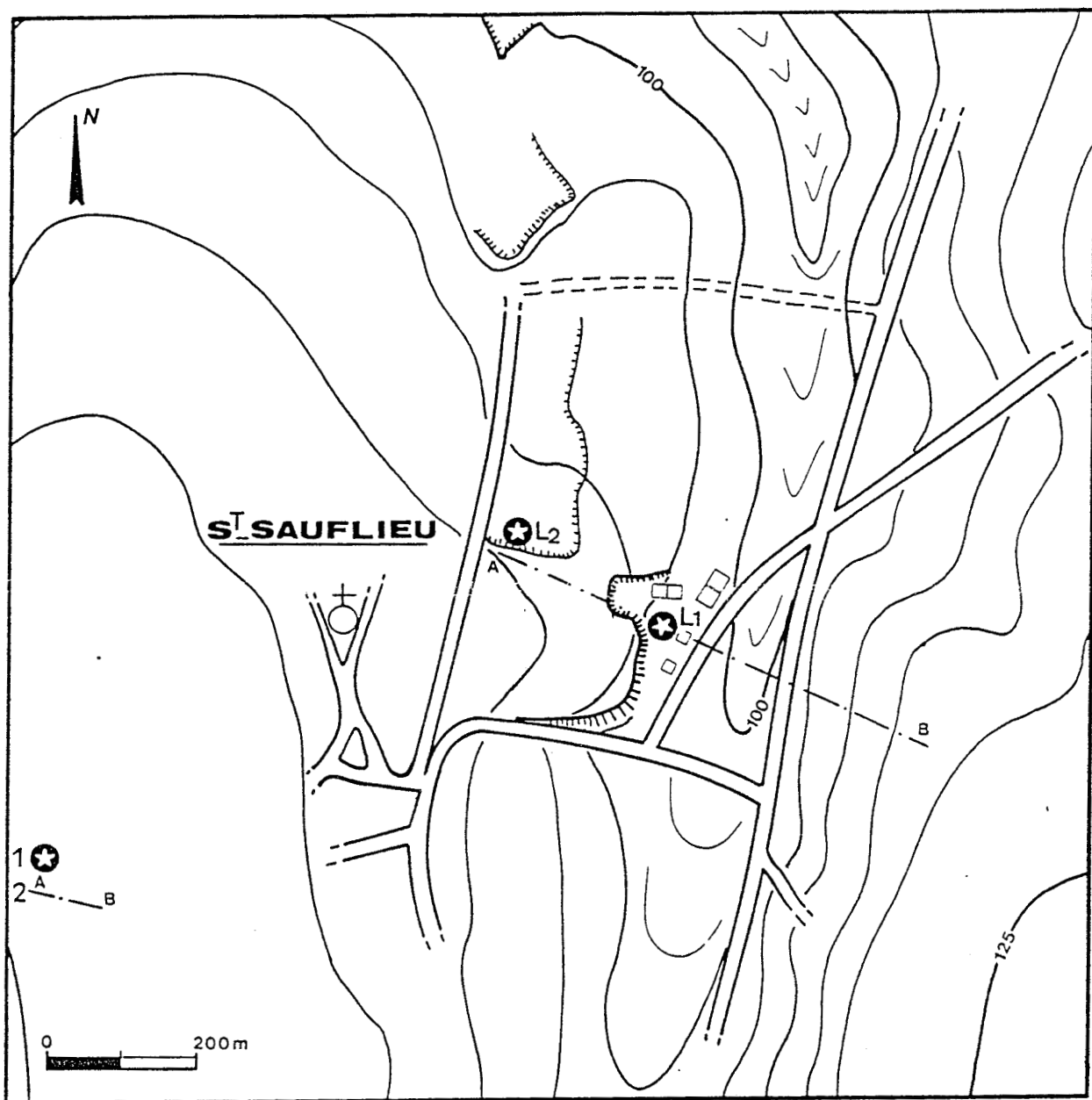
7 - Limon argileux brun compact à structure prismatique diffuse (ép. 0-1,3 m). Microstructure à agrégat argileux bien développés, nombreux pores à revêtements argileux et concrétions ferromanganiques à la partie supérieure (horizon Bt de sol brun lessivé, faiblement dégradé par hydromorphie).

8 - Limon argileux (ép. 0,1-1,5 m), à petits silex épars et nombreuses concrétions calcaires de 2 à 15 cm surtout localisées à la limite avec la base du sol 7 et dans le prolongement des petites failles. La limite avec le limon 9 est marquée par un cailloutis de silex gélifractés et de granules de craie.

9 - Limon hétérogène brun clair à grisâtre calcaire, à nombreux granules de craie et petits silex gélifractés (ép. 0,7-0,8 m).

10 - Dépôt de pente calcaire à silex gélifractés granules et petits blocs de craie.

11 - Craie gélifractée fluée (1,5 m), **12 - Craie en place non altérée**.



1-Localisation des profils principaux 2-Trait de coupe.

Fig. 86-Saint-Sauflieu : localisation et cadre morphologique des profils.

-SAINT-SAUFLIEU.

La coupe de Saint-Sauflieu a fait l'objet d'une étude stratigraphique et micromorphologique particulièrement détaillée (Antoine, 1988, 1989), en raison de la dilatation exceptionnelle du complexe de sols humifères qui se situe à sa base (ép. : 3m). Elle représente une coupe type pour le début Weichsélien ancien du bassin de la Somme et du Nord de la France.

Le profil décrit ci-dessous se place à la base du versant exposé à l'E-NE d'une vallée sèche asymétrique (fig. 86). D'autres affleurements sur le versant ont permis de mettre en évidence la géométrie des différentes unités, et plus particulièrement, le rôle de la position morphologique sur les variations de faciès et d'épaisseur du pédocomplexe.

- Description du profil L1 (fig. 87) :

0- Limon gris-brun à silex épars (ép. 0,4 m, horizon Ap).

1- Limon brun argileux, à structure prismatique grossière (ép. 1,1m), sans silex (horizon Bt du sol de surface).

2- Loess homogène jaune clair (10 YR 7/4), poreux, riche en granules de craie épars formant quelques litages dans les dix premiers centimètres (ép. 0,6 m) . La limite avec le loess 3 est marquée par un cailloutis continu de silex géoliffractés à patine blanche.

3- Loess lité jaune à brun-jaune (10 YR 6/6), ép. 2,8 m. La structure est due à l'existence de lits (2 à 10 mm) de limon argileux brun, contenant des concrétions ferromanganiques en place et remaniées, des papules héritées d'horizons de sols érodés, et des microgranules de craie. Ces niveaux de limon plus grossier sont souvent couronnés par un lit de granules de craie et de petits éclats de silex. La succession loess jaune pur, limon argileux à granules, lit graveleux, forme des petits cycles qui se répètent dans l'ensemble de l'unité. Les petites fentes de cryodessiccation prennent naissance à la surface des lits grossiers. La limite basale est constituée par un cailloutis de silex géoliffractés qui jalonne la partie supérieure de 4, déformée par un horizon à langues irrégulières. De la base vers le sommet on observe un amincissement puis une disparition des lits argileux bruns.

4- Lentille de limon argileux brun (7,5 YR 4/6) régulièrement litée, ép. 0,3 m, avec lits jaune clair d'aspect loessique. La limite inférieure avec 4 est très nette et correspond à un contact d'érosion. Ce niveau contient

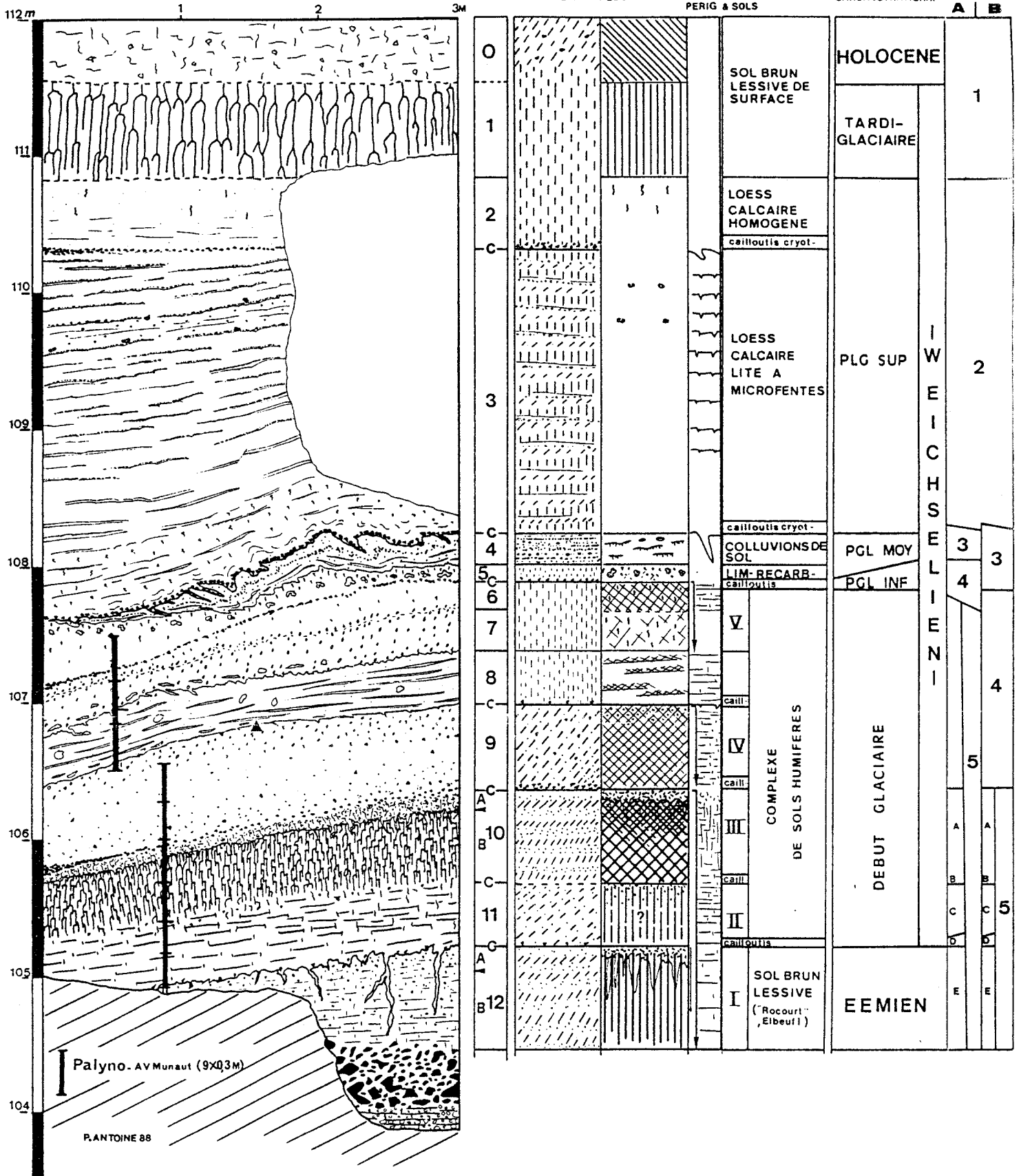


Fig. 87-Saint-Saulieu : levé détaillé, lithologie, pédologie et lithostratigraphie du profil L1 (légende détaillée dans le texte).

quelques granules de craie et quelques petites concrétions calcaires remaniées.

Microstructure: l'étude en lames minces fait apparaître une stratification fine soulignée par des concentrations de nodules ferromanganiques de sable grossier, de boulettes de sol (horizon Bt) et de papules (fragments de revêtements argileux).

La limite entre les lits fins et grossiers est soulignée par endroits par des silts de décantation. La structure est localement perturbée par des bioturbations (larves de coléoptères). Les fentes sub - horizontales sont attribuables à la glace de ségrégation (B. Van Vliet-Lanoë, 1982-1987)

5 - Limon brun grisâtre clair (10 YR 4/4), ép. 0,1 à 0,5 m, calcaire, argileux (25 % <math> < 2\mu </math>), comportant des grosses bioturbations irrégulières à remplissage brun-jaune (10 YR 5/6 à 5/8), non calcaires, compactes, un niveau de petites concrétions calcaires (1 à 2 cm) en place et des pseudomycéliums. Le contact basal avec 6 se fait par l'intermédiaire d'un cailloutis continu.

Microstructure: texture limoneuse homogène légèrement plus sableuse qu'en 6, structure faiblement poreuse, microboulettes organiques très peu nombreuses, bioturbation bien nette, calcite fibroradiée fracturée, imprégnation calcaire importante autour des pores (pseudomycélium), quelques fissures de ségrégation de glace, imprégnation ferromanganique disséminée dans l'ensemble.

6 - Limon brun foncé (10 YR 4/6), ép. 0,2 m, humifère, argileux (25 % <math> < 2\mu </math>), à structure granulaire; l'ensemble est très bioturbé; la limite avec le niveau 7 sous-jacent est très irrégulière, mais nettement soulignée par un changement de couleur.

Microstructure: texture loessique du même type que celle des niveaux 7 et 8, mais intégrant une fraction sableuse plus importante. Structure en boulettes atypiques, fortement poreuse, bioturbation importante. Nombreuses concrétions ferromanganiques remaniées, quelques papules remaniées, très nombreuses microboulettes organiques. Présence de calcite cristallisée ou fibroradiée dans les pores, et de quelques nodules de silice; traces de ségrégation de glace bien exprimées.

7 - Limon jaune-brun (10 YR 5/6, 15% <2 μ), ép. 0,3 m, sans structure apparente, peu humifère (0,41% mat. org.), nombreux tubules à cristallisation de calcite, quelques concrétions ferromanganiques; l'ensemble est très riche en bioturbations (1 à 2 cm) remplies par l'horizon humifère sous-jacent (crotovines). La limite basale est irrégulière et jalonnée par des diverticules en forme de petites fentes fauchées.

Microstructure : texture loessique homogène, avec de petites papules héritées; les microboulettes de matière organique sont beaucoup moins nombreuses qu'en 6; l'imprégnation de calcite autour des pores est importante.

8 - Limon brun humifère (7,5 YR 4/3 à 4/2, 0,92% mat. org.), ép. 0,4 m, contenant de grands feuilletts lenticulaires de grains lavés (squelettanes) déformés par fluage. Le contact avec 9 est jalonné par de petites fentes irrégulières. Cette limite est renforcée par un changement important dans la texture, la présence d'un éclat de débitage en place et un cailloutis discontinu.

Microstructure: texture loessique; matière organique en microboulettes, localisée sous forme de lits plus sombres; structure faiblement poreuse; assez nombreuses bioturbations; fentes de ségrégation de glace bien représentées.

9 - Limon sablo-argileux brun -noir (20 %<2 μ , 20%>50 μ), ép. 0,8 m, humifère (1,12% mat. org.), à nombreux petits éclats de silex dispersés; la partie supérieure forme une bande plus foncée (10 YR 4/3), avec de petites taches d'oxydation, des concrétions ferromanganiques et des pseudomycéliums. La limite avec 10 est soulignée par un cailloutis continu de petits silex anguleux.

Microstructure : texture de colluvions sablo-limoneuses contenant des concrétions ferromanganiques remaniées et de très petits fragments de silex. La matière organique, sous forme de microboulettes (déjections de collambolles) est plus abondante que dans les horizons 6 et 8; la bioturbation est abondante et la structure très poreuse. On y observe des cristallisations de calcite biogénétique moulant du tissu racinaire. Les fissures attribuables à la ségrégation de glace sont moins fréquentes et moins développées que dans les niveaux sous-jacents.

10 - L'ensemble humifère 10 se subdivise en fonction de la structure et de la coloration.

10 A - Horizon brun pâle à plages grises et orangées, ép. 0,1 m, riches en grosses concrétions ferromanganiques; le contact avec 10B comporte des fentes très irrégulières à remplissage déferrifié qui pénètrent l'horizon brun-noir sous-jacent, sur 10 à 15 cm (glosses).

Microstructure : agrégats fracturés et émoussés (structure dégradée avec début de papulisation), imprégnation ferrique importante, nodules ferromanganiques abondants, très nombreuses fissures attribuables à la glace de ségrégation. Des revêtements humifères noirs, nettement postérieurs, apparaissent sur les faces de certaines fentes de ségrégation.

10 B - Horizon brun noir (7,5 YR 3/2 à 2/2) très argileux (30 % <2 μ), humifère (1,07 % mat. org.) à très belle structure prismatique centimétrique, ép. 0,6 m ; la surface des prismes est recouverte d'un enduit noir; on y observe aussi quelques nodules argileux remaniés.

Microstructure : l'observation en lames minces fait apparaître une stratification non visible sur le terrain. Elle se traduit par l'alternance de lits limoneux et de lits sablo-limoneux riches en éléments remaniés (concrétions ferromanganiques, pédoncules, papules). Cette structure est déformée par de nombreuses bioturbations; la porosité est importante; on note la présence de charbons de bois.

On peut y décrire la succession suivante :

A-Revêtements argilo-humiques stratifiés brun foncé, épais.

B-Imprégnation ferrique et nodules ferromanganiques en place (nodules formés autour de concrétions remaniées).

C-Grandes fissures de ségrégation de glace (structure prismatique).

D-Quelques revêtements humiques noirs discontinus dans les fissures de gel.

Sur le terrain, la limite basale avec 11 semble correspondre à un cailloutis discontinu de petits silex.

11 - Horizon humifère (0.76 % mat. org.), brun noir, ép. 0,5 m, se différenciant de 10B par sa structure lamellaire grossière, soulignée par des liserés de grains lavés (squelettanes), et sa teneur en argile beaucoup plus faible (15 % <2 μ).

Microstructure: texture limono-sableuse homogène, grande porosité racinaire, présence de pédoncules et de papules hérités du sol sous-jacent, concrétions ferromanganiques remaniées, bioturbations, plages de grains lavés.

On y observe la succession suivante:

A-Quelques revêtements argileux jaune-brun (ferriargilanes) très peu développés .

B-Imprégnation ferrique.

C-Revêtements argilo-humiques brun-noir stratifiés épais.

D-Fissures de glace importantes avec squelettanes (structure lamellaire).

12 - La couche 12 se subdivise en deux horizons:

12A-Horizon grisâtre à structure granulaire, ép. 0,15 m, à taches d'oxydation orangées diffuses et grosses concrétions ferromanganiques. Il pénètre sous forme de fines fentes irrégulières à remplissage déferrifié (glosses). Un cailloutis discontinu souligne la limite avec l'horizon humifère sus-jacent.

12B-Limon brun compact (7,5 YR 4/6), ép. 0,5 m, argileux (25 % <2 μ), à structure polyédrique diffuse soulignée par des squelettanes.

Microstructure: texture limono-sableuse avec plages plus sableuses et stratifications diffuses.

On y observe la succession suivante:

A-Revêtements argileux jaune-brun (ferriargilanes), englobant des grains de limon.

B-Imprégnation ferrique et formation de concrétions.

C-Petites fissures de ségrégation de glace.

D-Revêtements argilo-humiques fins.

E-Fissures de ségrégation de glace plus importantes avec squelettanes (structure polyédrique).

-Sains en Amiénois

Le profil décrit ci-dessous a été relevé dans un sondage effectué avec J.P. Fagnart afin de contrôler l'extension du gisement paléolithique de Sains en Amiénois (Fagnart et Fournier, 1982). Il se localise sur le versant exposé au NE d'une vallée sèche asymétrique d'orientation NW-SE (fig. 88), dans une position morphologique très proche de celle du site de Saint Saufflieu.

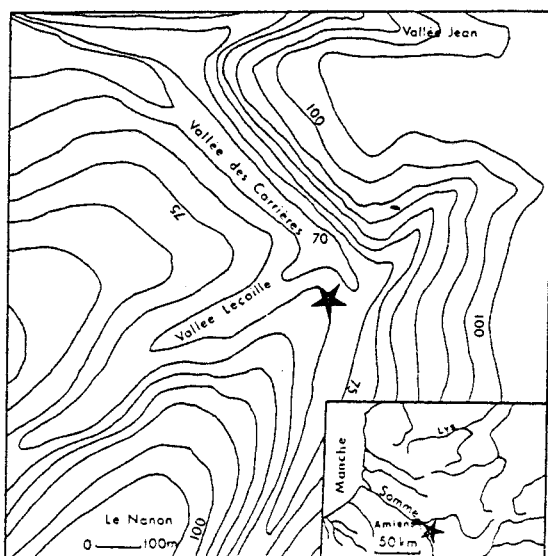


Fig. 88-Sains en Amiénois : localisation et cadre morphologique; d'après J.P. Fagnart et J. Fournier, 1982.

- Description du profil de sondage (fig. 89) :

1- Limon argileux brun clair (10 YR 5/6), à structure poreuse à agrégats, fortement bioturbé (horizon Bt du sol actuel), ép. 0,5 m.

2- Limon brun-noir (10 YR 4/3), humifère, à structure granulaire, nombreux pores et lits de grains lavés (squelettanes), ép. 1,5 m.
Cette couche est affectée par de grandes bioturbations sub-verticales remplies de limon argileux 1.

SAINS EN AMIENOIS

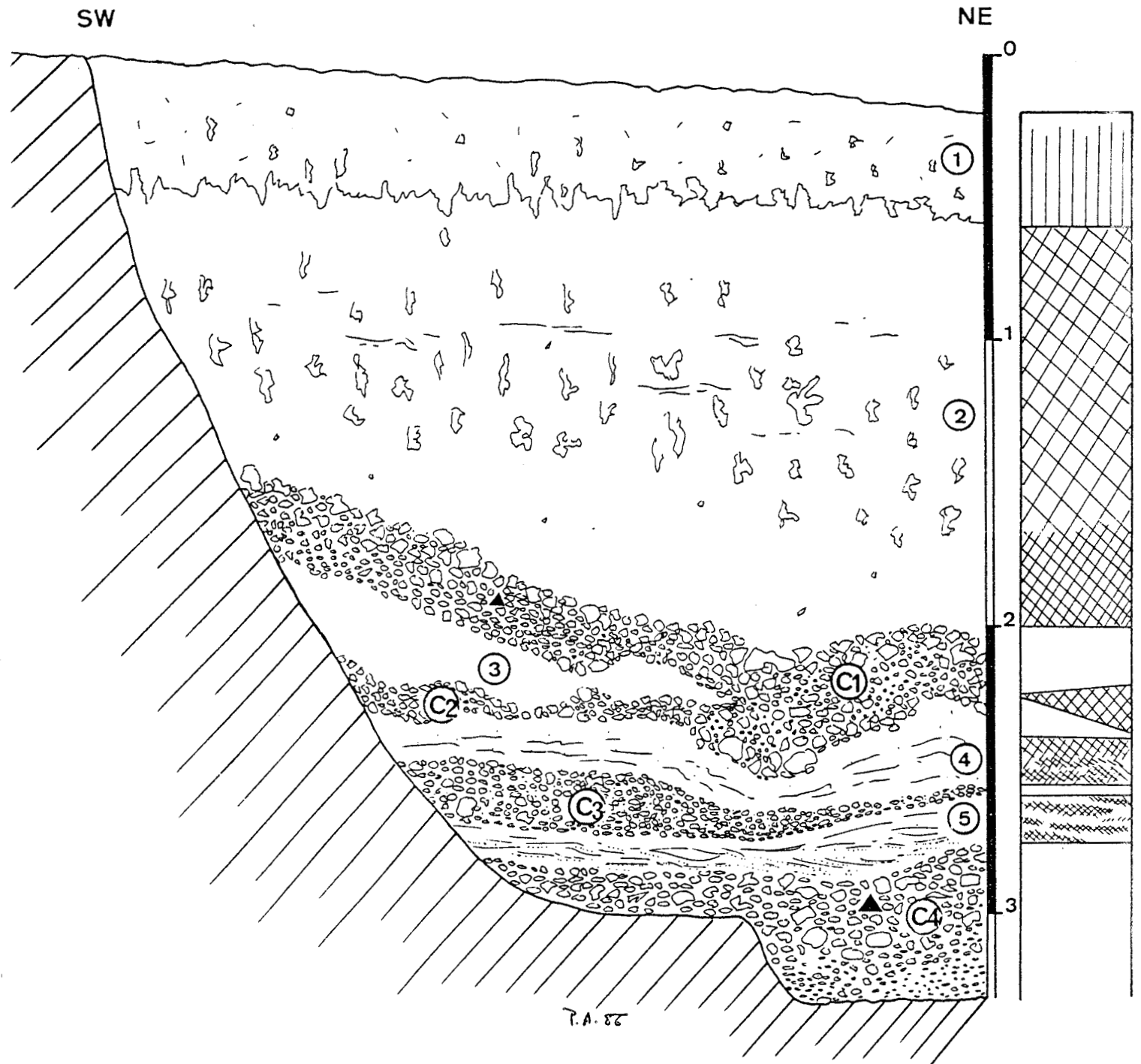


Fig. 89-Levé du sondage de Sains-en-Amiénois (légende détaillée dans le texte).

C1- Epais cailloutis de silex émoussés et granules de craie, à matrice limono-argileuse humifère et lits de granules ruisselés, ép. 0,3-0,4 m.

3- Limon humifère homogène semblable à la base de 2, conservé sous la forme d'une lentille, ép. max. 0,4 m .

C2- Cailloutis crayeux à gros silex gélifractés, ép. 0,15 m.

4- Limon brun-noir humifère (10 YR 4/2), à structure légèrement litée (sol remanié), et traces de ségrégation de glace en lentilles, ép. 0,4 m.

C3- Cailloutis crayeux à silex gélifractés et matrice limoneuse humifère, ép. 0-0,3 m.

5- Limon brun noir humifère (10 YR 4/2), à litages de sable et concrétions ferromanganiques remaniées (structures de ruissellement), ép. 0,25 m.

C4- Cailloutis crayeux à matrice de granules de craie et de limon humifère, passant en profondeur à un dépôt de versant hétérométrique à blocs de craie et rognons de silex dans une matrice limoneuse calcaire, ép. > 0,5 m. Ce dépôt contient une industrie artribuable à un Paléolithique moyen de faciès levalloisien.

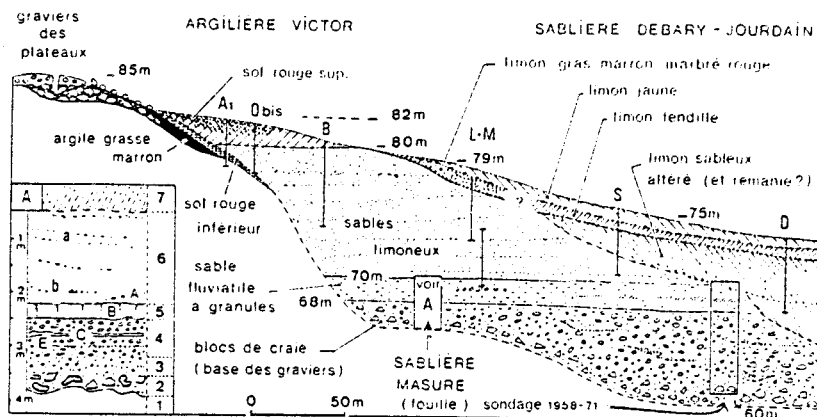
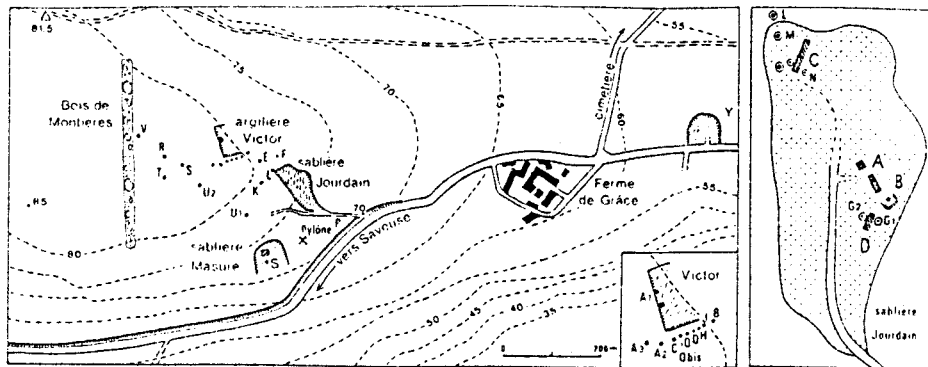


Fig. 90-Montières ferme de Grâce : localisation des anciennes carrières (Masure et Jourdain) et des sondages (A); Coupe synthétique du bord externe de la terrasse de Grâce (B), d'après Bourdier et al., 1974.

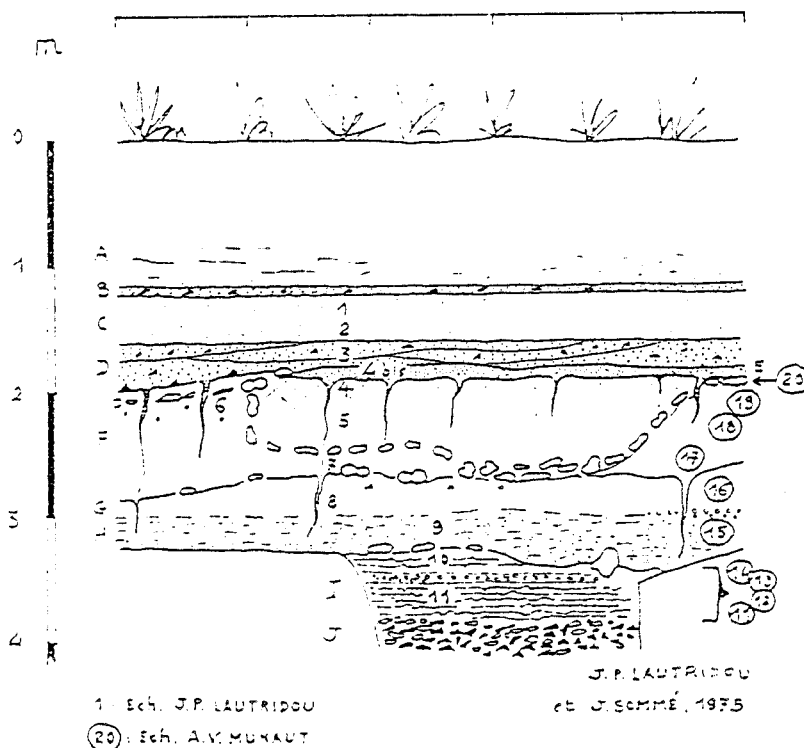


Fig. 91-Montières ferme de Grâce : levé partiel de la sablière Jourdain, d'après J.P. Lautridou et J. Sommé, 1975 (inédit), légende détaillée dans le texte.

II.2-MOYENNE VALLEE DE LA SOMME ENTRE AMIENS ET ABBEVILLE

-MONTIERES, Ferme de Grâce.

Dans le cadre de ce travail, hormis les sondages récents (Antoine, 1988; annexe 9), qui ont apporté des données nouvelles sur la géométrie d'ensemble de la nappe de Grâce et les grands traits de la stratigraphie (annexe 6), il n'a pas été possible d'effectuer de nouvelles observations sur les coupes des sablières Mazure et Jourdain (fig. 90 A et B) qui nécessitent un très important travail de réavivage. Les descriptions sont donc tirées des travaux de F. Bourdier et al., (1974a) et du levé inédit de J. P. Lautridou et J. Sommé (1975).

- Description du profil de la sablière Jourdain, d'après J. P. Lautridou et J. Sommé, 1975 (fig. 91)

A- Sable jaune lité à gros points noirs.

B- Sable ferrugineux noirâtre avec petits silex, lité en stratification entrecroisée.

C- Limon sableux, jaunâtre en haut, plus sableux et brunâtre vers le bas.

D- Sable ferrugineux avec petits silex, lité en stratification entrecroisée; ligne de petits silex à la base.

E- Sable jaune fin ; ligne de petites fentes remplies par le sable E.

F- Limon sableux jaunâtre (éch. 7); brun grisâtre avec granules de craie vers le haut (éch. 6) et petits points noirs. Poche de limons sableux, brunâtre, argileux et compact avec points noirs vers le haut. A la base : concrétions et poupées. L'ensemble est tronqué par la ligne de petites fentes. Ligne de petites fentes jalonnées par des concrétions roulées.

G- Marne blanchâtre à linéoles limono-sableuses passant vers le bas, soit progressivement, soit par un contact de granules de craie, à une formation limono-sableuse litée jaune brunâtre (H), Concrétions à la base.

I - Limon blanchâtre à linéoles jaunâtre fines ondulées ; granules de craie.

J - Cailloutis (silex et craie).

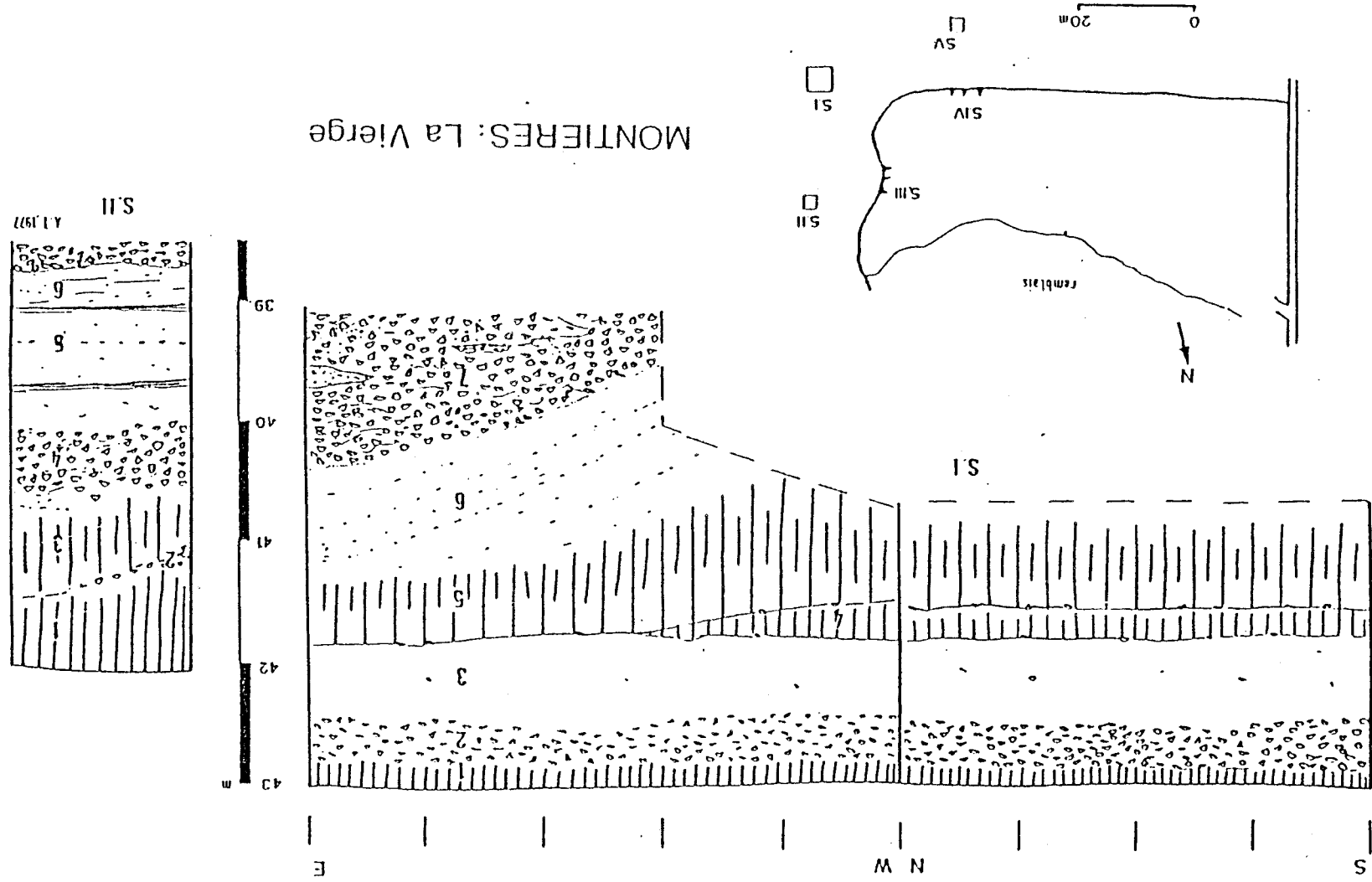


Fig. 92-Montières-carrière de la Vierge : Localisation et levé des sondages S.I et S.II, d'après A. Tuffreau, 1987 (légende détaillée dans le texte).

-MONTIERES, "Carrière de la Vierge"

- Description des profils, d'après A. Tuffreau, 1987 :

-Sondage1(fig. 92) :

1- Terre végétale; épaisseur : 0,15 à 0,20 m.

2- Cailloutis de silex roulés, altéré à la partie supérieure. Ep. : 0,40 m à 0,50 m.

3- Limon brun foncé, à légers points noirs (7,5 YR 5/6), non calcaire. Ep. max. : 0,75 m.

4- Limon brunâtre (10 YR 5/3), légèrement argileux, à taches brun grisâtre (10 YR 5/2), non calcaire. La partie supérieure de ce limon est jalonnée par quelques éclats de silex anguleux épars. Ep. max. : 0,25 m.

5- Limon argileux brun rougeâtre (5 YR 4/4 à 4/6), non calcaire, séparé des limons sus-jacents par un léger cailloutis de silex anguleux. Ep. : 0,75 à 1 m.

6- Limon brun jaunâtre (10 YR 5/6) à lits de granules de craie accusant un net pendage vers l'Ouest. Ep. : 0,90 à 1 m.

7- Cailloutis de gros rognons de silex dans une matrice sableuse à éléments crayeux, observé sur une épaisseur de 1,5 m. Ce cailloutis est également affecté par un net pendage vers l'Ouest.

-Sondage 2 (fig. 92) :

1- Terre végétale. Epaisseur : 0,50 à 0,80 m.

2- Passées de cailloutis anguleux. Ep. : 0,10 m.

3- Limon brun jaunâtre (10 YR 5/4), non calcaire, à structure prismatique et à revêtements argileux. Ep. max. : 1 m.

4- Cailloutis de rognons de silex roulés dans une matrice sableuse, brunâtre, plus foncée vers le sommet. Ep. max. : 0,90 m.

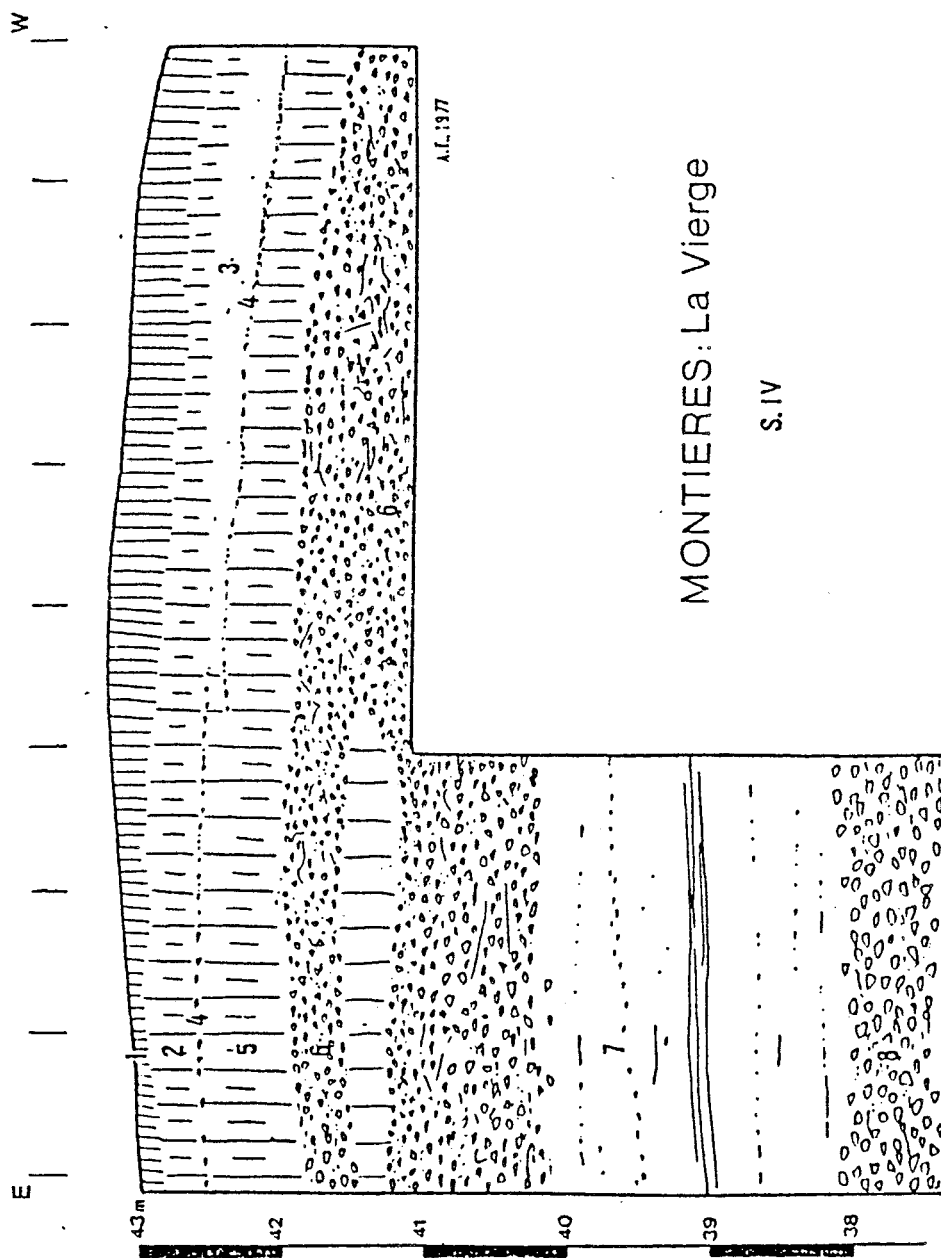


Fig. 93-Montiè-res-carrière de la Vierge : levé du sondage S.IV, d'après A. Tuffreau, 1987 (légende détaillée dans le texte).

5- Limon doux, à points noirs, brun jaunâtre (10 YR 5/4); présence de poupées. Ep. max. : 0,90 m.

6- Sable beige clair à litage épais. Ep. : 0,40 m.

7- Cailloutis de gros rognons de silex, visible sur 0,5 m.

-Sondage 4 (fig.93) :

1- Terre végétale. Epaisseur : 0,15 à 0,40 m.

2- Limon argileux, brun foncé (7,5 YR 5/6 à 5/8), non calcaire, à structure prismatique et revêtement argileux. Ep. : 0,25 à 0,40 m.

3- Limon brun jaunâtre (10 YR 5/6 à 5/8), non calcaire, visible dans la partie nord-ouest de la coupe. Ep. : 0,20 m.

4- Cailloutis de silex à patine blanchâtre et éléments crayeux. Ep. : 0,02 à 0,15 m.

5- Limon argileux, brun foncé (10 YR 5/6), non calcaire, à structure prismatique. Ep. : 0,30 à 0,60 m.

6- Cailloutis de silex roulés (L = quelques cm à 0,20 m), à patine blanc bleuâtre dans une matrice sableuse roussâtre. Présence d'une grande lentille limoneuse. Ep. : 1,75 m.

7- Sable fin lité, jaune grisâtre, subdivisé par des lits brunâtres indurés et par des passées caillouteuses. Ep. : 2 m.

8- Cailloutis de silex roulés (L. max. : 0,20 m) à patine roussâtre, dans une matrice sableuse jaunâtre, visible sur un mètre d'épaisseur.

E.S.E

MONTIÈRES CARRIÈRE BOUTMY

O.N.O

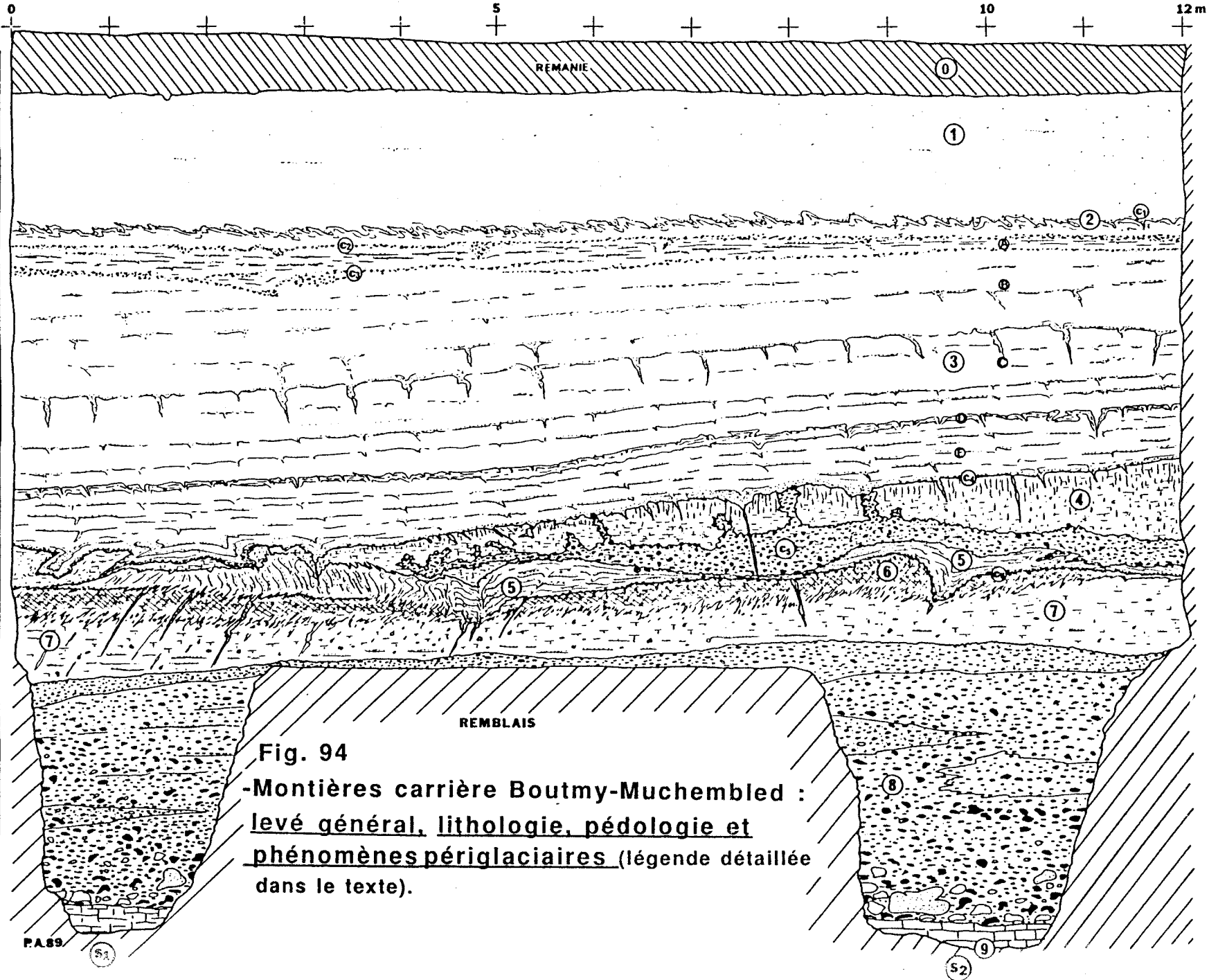
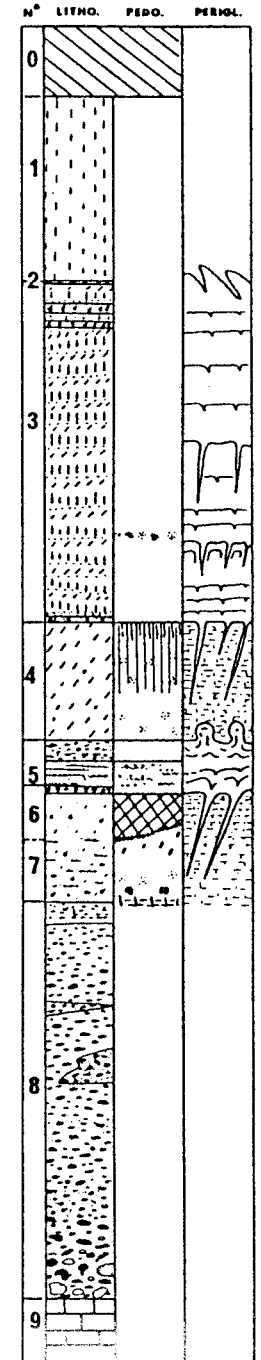


Fig. 94

-Montières carrière Boutmy-Muchembled :
levé général, lithologie, pédologie et
phénomènes périglaciaires (légende détaillée
dans le texte).



-MONTIERES: Carrière Boutmy-Muchembled

- Description du profil (fig. 94 et 95) :

0 - Horizon humifère et limon argileux remaniés (ancienne exploitation, ép. : 0,5 m).

1 - Loess calcaire homogène jaune-brun légèrement sableux (ép. 1,3-1,5 m) , quelques petits granules de craie, la partie inférieure se distingue par une coloration gris-brun, de nombreux granules de craie et des petits silex géolifracés.

2 - Horizon à langues (0,2-0,3 m), grisâtre avec cailloutis fin (C1) et concrétions calcaires.

3 - Ensemble de loess calcaire lité avec fentes à remplissage sableux plus ou moins développées (ép. 2,5-3,2 m):

3A-Loess calcaire sableux finement lité à microfentes et involutions (ép. 0-0,2 m), compris entre deux cailloutis de silex géolifracés à patine blanche (C1-C3).

3B-Loess calcaire jaune-brun très sableux avec quelques granules (ép. 1-1,6 m), pseudomycélium et fentes à remplissage de sable bien développées de 15 à 20 cm.

3C-Loess calcaire à litages de sable très net et petites fentes (ép. 0,7-0,8 m)

3D-Niveau limoneux gris gleyifié à passées sableuses oxydées (ép. 0,1 m), recoupé par des fentes à remplissage sableux de 10 à 20 cm.

3E-Loess calcaire à litages de sable de plus en plus épais vers la base (ép. 0,7-0,8 m) , microfentes bien développées. Sa base est soulignée par un cailloutis fin (C4), ou un niveau de sable ruisselé, associés à des fentes fines de 30 à 60 cm, à remplissage sableux.

4 - Limon brun-jaune non calcaire à structure prismatique fine (ép. 0-0,7 m), nombreux pores et microtubules, taches d'oxydation et tubules verticaux gris déferrifiés abondants, quelques silex épars (faciès

hydromorphe du Sol de Saint-Acheul). La limite avec 5 est marquée par un épais cailloutis de silex émoussés à matrice sablo-argileuse (cailloutis de solifluxion alimenté par le démantèlement des nappes anciennes situées plus haut sur le versant).

5 - Sable limoneux brun clair à brun -noir (7,5 Y R 4/4) à structure grossièrement litée déformée par des phénomènes périglaciaires (ép. 0-0,4 m). Une observation détaillée fait apparaître un matériel très hétérogène avec concentration de concrétions ferromanganiques remaniées, pédonodules brun-noir, fragments de mollusques et petits éclats de silex dans les lits sombres (sédiment sableux lité issu du remaniement d'un horizon humifère, ultérieurement déformé par des phénomènes périglaciaires). La limite avec 6 montre de nombreuses fentes fines fauchées, elle est localement nettement soulignée par un cailloutis (C6).

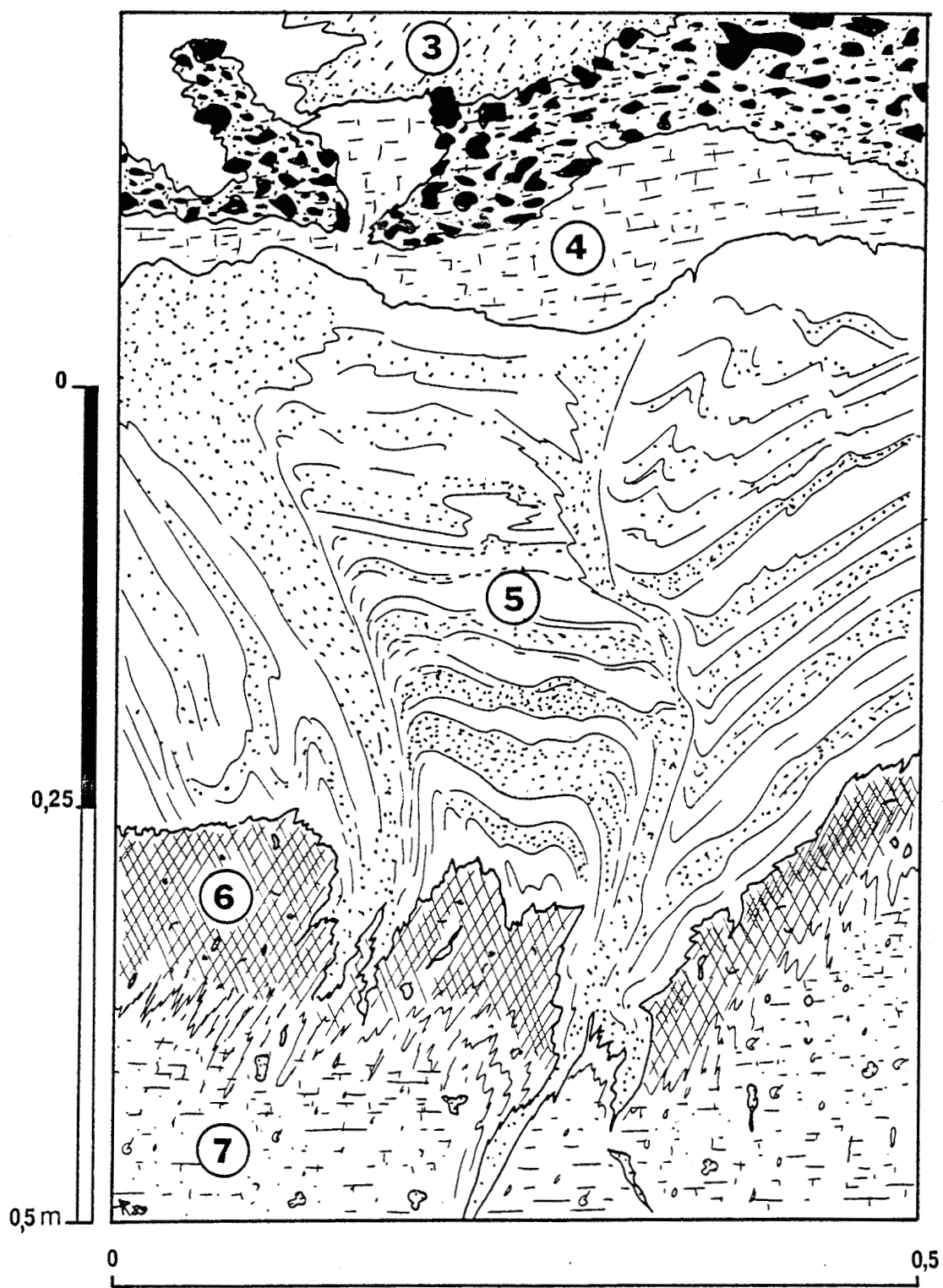
6 - Limon sableux brun-noir hétérogène (ép. 0-0,3 m) avec fragments de mollusques, structure polyédrique fine, agrégats argilo-humiques peu développés et concrétions ferromanganiques (Sol humifère en place au sommet de 7). Le contact avec 7 est extrêmement bioturbé.

7 - Limon sableux gris-jaune, calcaire, à mollusques, silex émoussés épars, litages de sable et nombreux petits granules de craie vers la base (ép. 0,4-0,8 m) . On y observe quelques taches d'oxydation et de petites concrétions calcaires; la structure prismatique, épaisse à la base, s'affine progressivement vers le sommet (limon sableux calcaire fluviatile, avec concrétionnement et structure de ségrégation de glace, en rapport avec une pédogénèse (horizon. 6) puis une péjoration climatique postérieure). Le contact avec le sommet de 8 est marqué par une cimentation du sommet des graviers sur 10 cm.

8 - Graviers fluviatiles à stratifications très diffuses, avec quelques lentilles calcaires à matrice sableuse (ép. 2,4-2,8 m). La majeure partie du dépôt est lessivé et possède un revêtement d'oxydes de fer ou de manganèse formant des bandes horizontales orangées et noires. De la base au sommet on observe un granoclassement assez net:

- Graviers de silex hétérogènes, grossiers, peu usés, blocs de craie et gros éléments de grès tertiaire remaniés.
- Graviers mieux triés à éléments crayeux usés et lentilles calcaires à matrice sableuse.
- Graviers fins non calcaires.

9 - Craie en place (+21 à 21,3 m N.G.F).



**Fig. 95-Montières carrière Boutmy-Muchembled : levé partiel ,
détail des couches 4 à 7 (légende cf. levé général fig. 94).**

-SAINT-SAUVEUR (sondages 1988).

La géométrie et la stratigraphie de la nappe de Saint-Sauveur et de sa couverture limoneuse a pu être décrite, d'une manière relativement détaillée, à la suite d'une série de sondages de prospection (P. Antoine, 1988 : localisation cf. fig. 96). Outre leur intérêt stratigraphique, ces sondages ont permis de mettre en évidence un gisement paléolithique sub-en place associé à des fragments osseux de grande faune. L'ensemble est très bien conservé au sein d'un limon fluviatile fin calcaire qui colmate un chenal affectant la partie supérieure des graviers de la nappe alluviale.

- Description des profils (sondages S1, S2, S3 : fig. 97 et 98) :

0- Limon brun grisâtre à silex épars (horizon Ap du sol de surface, ép. 0,3 m).

1- Limon brun rougeâtre compact, à structure prismatique diffuse (horizon Bt du sol de surface, ép. 0,1-0,5 m.

2- Limon jaune calcaire sableux, hétérogène, à granules de craie et silex géoliffractés épars, ép. 0,2 à 1 m. Sa base est nettement soulignée par un cailloutis de silex géoliffractés et de granules de craie.

3- Limon brun clair sableux, calcaire, faiblement lité, ép. 0,3 m.

4- Limon brun clair à grisâtre, à granules de craie épars, et structure de ségrégation de glace très nette (structure polyédrique), ép. 0,7 à 1 m.

5- Limon brun noir humifère, à structure granulaire, et abondants granules de craie localement sous forme de lits (sol humifère en partie géolifflué), ép. 0,7 à 1,2 m.

6- Limon fluviatile fin calcaire, gris, homogène, ép. 0,5 à 1,3 m. La partie supérieure légèrement humifère contient de petites concrétions calcaires. La base de ce limon incorpore des petits silex émoussés à patine grise, remaniés des graviers sous-jacents.

Cette couche possède une géométrie lenticulaire en liaison avec la présence d'un chenal au sommet des graviers sous-jacents. L'ensemble contient de nombreux mollusques (étude en cours D.D. Rousseau).

Le sondage S1 a livré des fragments osseux de grande faune très bien conservés et des artefacts paléolithiques non patinés et non remaniés (éclats et nucléus levallois).

7- Graviers fluviatiles grossiers essentiellement non calcaires, sauf à proximité du substrat crayeux, ép. 0,5 à 2,2 m.

Le bed-rock de cette nappe alluviale a été atteint entre +17 et +17,5 m N.G.F.

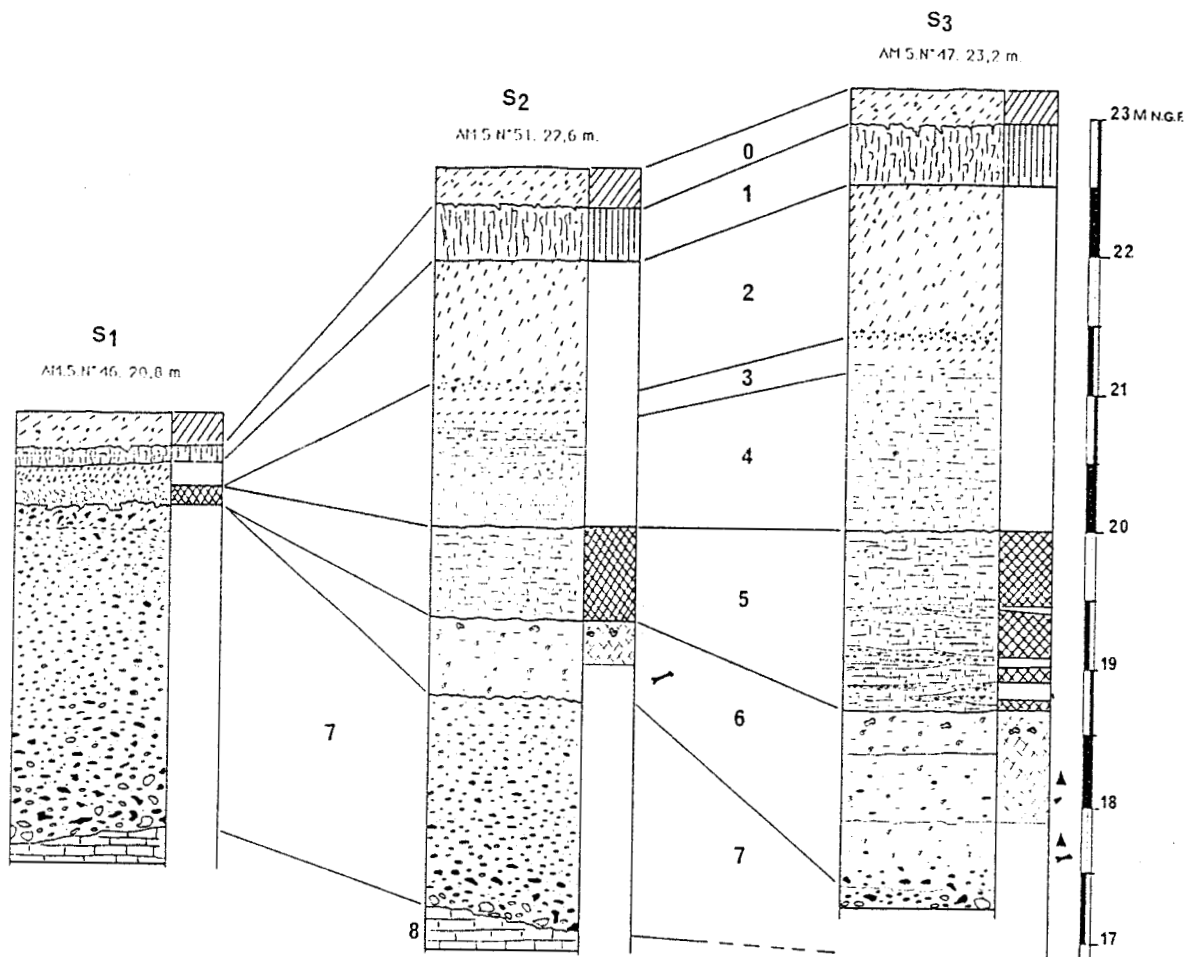
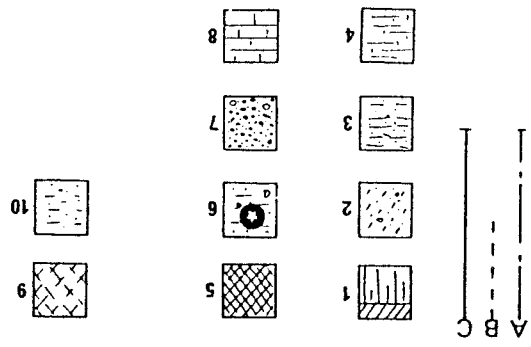
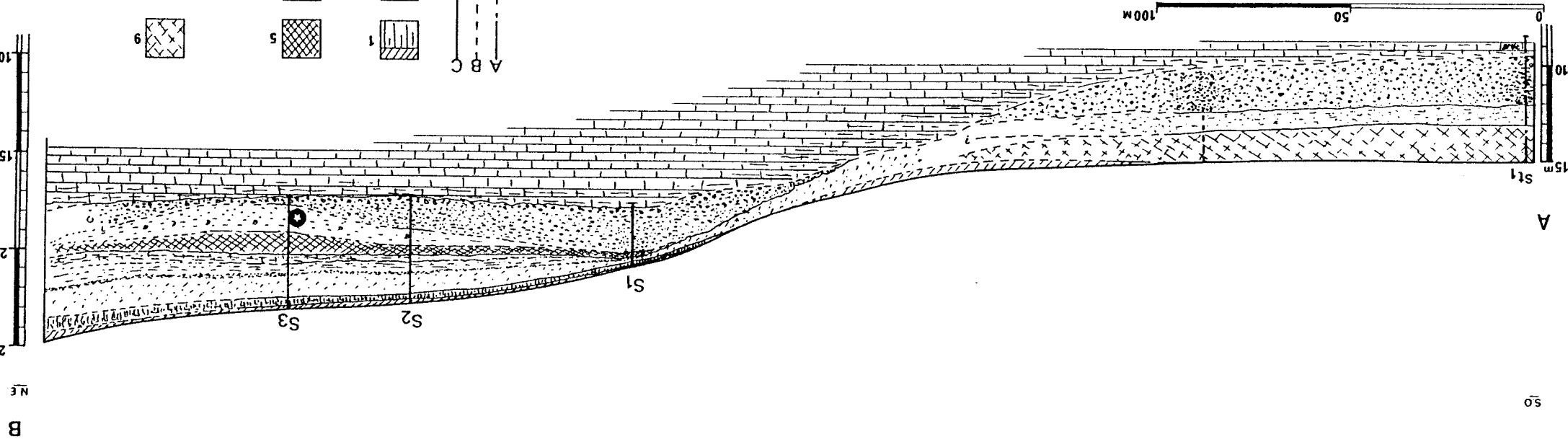


Fig. 97-Saint-Sauveur : logs et corrélations des sondages S1 , S2 et S3 (légende détaillée dans le texte).

A



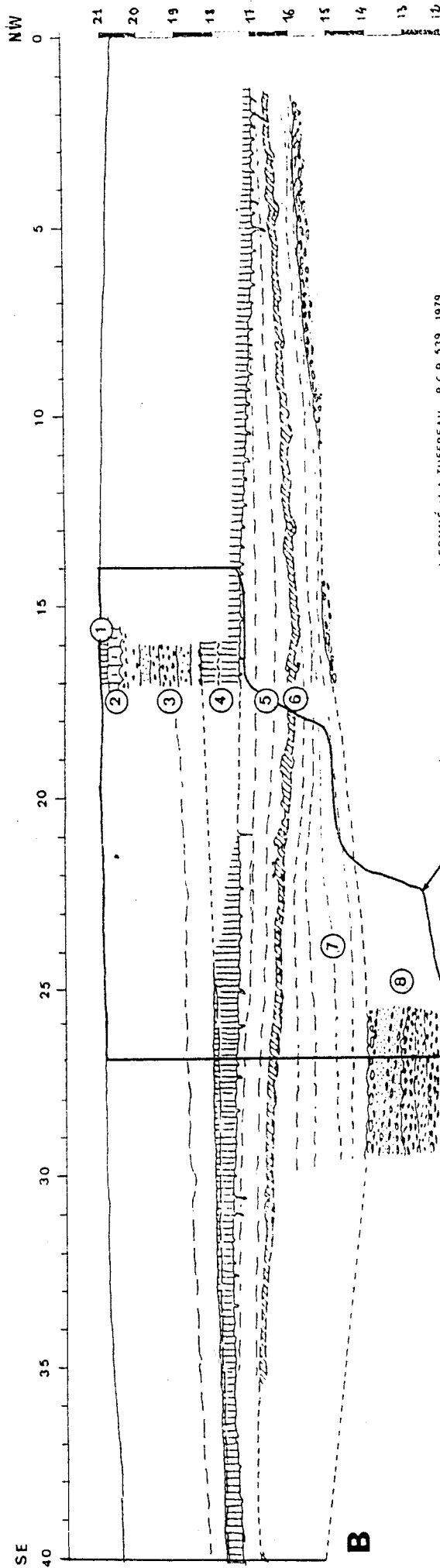
-S:SAUVEUR-A B



- 1-Sol de surface (horizons Ap et Bt)
- 2-Loess calcaire sableux à granules.
- 3-Loess calcaire lité à microfentes.
- 4-Limon brun-jaune à structure polyédrique.
- 5-Sols humifères.
- 6- Limon gris fluviatile à mollusques
- (industrie paléolithique et faune en place).
- 7-Graviers fluviaux (nappe de Saint-Sauveur et Nappe de fond).
- 8-Substratum crayeux.
- 9-Tourbes.
- 10-Limon hydromorphe du fond de vallée.

Fig. 98-Saint-Sauveur : coupe synthétique de la terrasse et du bord externe de la nappe de fond de vallée.

LONGPRE - LES-CORPS-SAINTS (SOMME)



J. SOMMÉ et A. TUFFREAU, R.C.P. 539, 1979.

- 1-Horizon Ap. du sol actuel (0 levé 1989).
- 2-Horizon Bt à structure polyédrique à prismatique (1).
- 3-Complexe de Formations limono-sableuses litées à silex et granules de craie (2 et 3)
- 4-Complexe de sols humifères comprenant deux horizons (4 et 5).
- 5-Complexe limono-sableux calcaire à mollusques abondants (tuf, 6A et 6B).
- 6-Horizon limono-argileux compact non calcaire, grisâtre, à mollusques (7A).
- 7-Complexe limono-sableux calcaire lité (7B à 7D).
- 8-Calloutis de silex à stratifications régulières ou entrecroisées (8) reposant sur la craie (9).

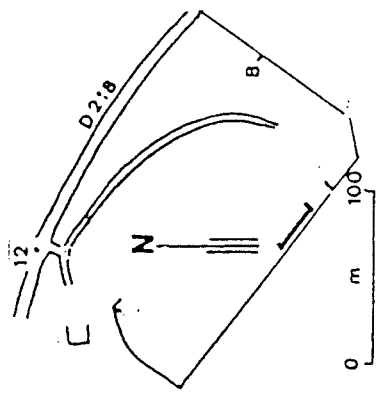


Fig. 99-Longpré-les-Corps-Saints : (A)-Position de la coupe dans la carrière; (B)-Localisation du levé récent (1989 : fig 100) par rapport au levé général de la paroi NW-SE, modifié d'après un document de J. Sommé et A. Tuffreau, 1979.

**-LONGPRE-LES-CORPS-SAINTS, carrière Descamps
(localisation : fig. 99 A)**

**- Description du profil de la partie externe de la terrasse
(fig. 100) .Géométrie générale et données analytiques
d'après J. Sommé et al., 1984 (fig. 99B).**

O-Limon brun grisâtre (Horizon Ap, ép. 0,2 m)

1-Limon argileux brun (7.5 YR 5/5), à traces de racines, revêtements argileux et structure prismatique (Horizon Bt. du sol de surface), ép. 0,2-0,3 m. Dans la partie NE de la carrière (partie interne de la terrasse), on peut observer un limon gris non calcaire, homogène, bioturbé, s'intercalant entre cet horizon Bt. et un sol humifère à structure granulaire recouvert par des colluvions.

2-Limon sableux brun clair calcaire à silex géolifracés et granules de craie épars, s'organisant en lits discontinus vers la base, ép.1m. On remarque une zone plus grisâtre, avec traces d'oxydation déformées au contact avec le limon 3.

3-Ensemble formé de lentilles de limon sableux lité brun-jaune (10 YR 5/6 à 5/8) séparées par des cailloutis de silex géolifracés avec granules de craie et matrice limoneuse, ép. 1,5 m. Le contact avec le limon 4 se fait par un cailloutis épais (10 cm), incorporant localement des lentilles de limon brun 4.

4-Limon brun (10 YR 4/3), humifère, peu argileux, non calcaire à structure prismatique soulignée par des squelettanes, ép. 0,4-0,6 m. Cette structure, très fine à la partie supérieure ("feuilletée"), s'épaissit vers la base où elle passe progressivement à une structure granulaire à agrégats émoussés et traces de racines. L'ensemble contient de nombreuses concrétions ferromanganiques. Le contact avec 5 est fortement bioturbé (horizon de mélange de 20 cm).

5-Limon argileux brun-noir (10 YR 2/1 à 2/2), humifère (2 à 3,5 % de mat. org.) non calcaire, compact, à silex épars, ép. 0,6-0,7 m. La structure polyédrique dégradée dans les 10 premiers centimètres passe à une structure prismatique centimétrique très nette dans la partie médiane. L'ensemble montre de nombreuses bioturbations (Ø 1-2 cm) remplies de limon 4. Le contact de base avec le tuf 6 montre de grandes bioturbations

irrégulières.

Microstructure: limon très hétérogène à gros grains de quartz et fragments de silex abondants, très nombreuses traces de racines, logettes (0,5-1cm) avec granules argileux (déjections), agrégats argilo-humiques très bien formés, forte porosité de la surface des prismes et squelettanes peu abondants.

Les horizons humifères 4 et 5 sont remaniés par solifluxion et totalement érodés dans le bas du versant (partie NE de la carrière).

6 - Complexe limono-sableux très calcaire (68 à 81 % CaCo₃), à stratifications sub-horizontales, ép. 0-1,25 m. Cet ensemble est formé d'une succession de niveaux sablo-limoneux calcaires (6A) et de lentilles irrégulières de tuf granuleux (6B); comme les horizons humifères sus-jacents, cette couche disparaît rapidement vers le bas du versant par suite de l'érosion de la base du complexe limono-caillouteux 3. Le contact de base avec 7A est marqué par un horizon bioturbé d'une dizaine de centimètres.

6A - Limon sableux blanc-gris (2,5 Y 7/2), très calcaire, homogène, à mollusques peu abondants et nombreuses traces de racines non oxydées.

6B - Tuf calcaire granuleux à nombreux mollusques, montrant localement un aspect de tuf à "branchettes", avec traces de feuilles et concrétions irrégulières à noyau végétal, laminations peu marquées et structure fibreuse.

7 - Ensemble de limons sableux calcaires plus ou moins lités, ép. 1,2-2 m, terminés par un horizon grisâtre non calcaire 7A.

7A - Limon sableux faiblement argileux gris foncé (2.5 Y 4/2), peu à non calcaire, à structure polyédrique centimétrique, nombreuses traces de racines subverticales oxydées, petites cavités avec déjections, rares fragments de charbon de bois. Les mollusques sont essentiellement présents au sommet près du contact avec 6. La base non entièrement décalcifiée contient de nombreux petits granules de craie, le contact avec 7B est fortement bioturbé.

7B - Limon gris-verdâtre (5Y 7/3 à 7/4), à granules de craie épars, traces de racines oxydées, structure polyédrique grossière et rares mollusques. Dans la partie S.E du profil, la partie supérieure de ce niveau s'enrichit en gros granules de craie et en silex géoliffractés qui

forment localement un cailloutis inclus dans les horizons 7A et 7B.

7C-Limon calcaire homogène gris clair, à structure polyédrique fine et litages ondulés diffus vers la base. Le contact très irrégulier avec 7B est jalonné par des traces de racines irrégulières.

7D-Limon sableux lité gris clair, calcaire (20 à 50 % CaCo₃). Les litages faiblement ondulés sont matérialisés par une alternance de niveaux limoneux gris, de lits de fins granules de craie oxydés et de cailloutis de silex émoussés.

8-Cailloutis de silex émoussés, faiblement crayeux, ép. 2,5m, à stratification sub-horizontale. La partie supérieure se distingue par la présence de lentilles limono-sableuses litées de même nature que 7D et une matrice sablo-crayeuse abondante. Les traces d'oxydes de fer et de manganèse formant des bandes horizontales sont surtout présentes dans les parties médianes et inférieures. la base de cette unité se caractérise par l'apparition de gros silex peu ou pas émoussés et de blocs de craie anguleux indiquant la proximité immédiate du **bed-rock crayeux 9 (+11,5 m N.G.F)**

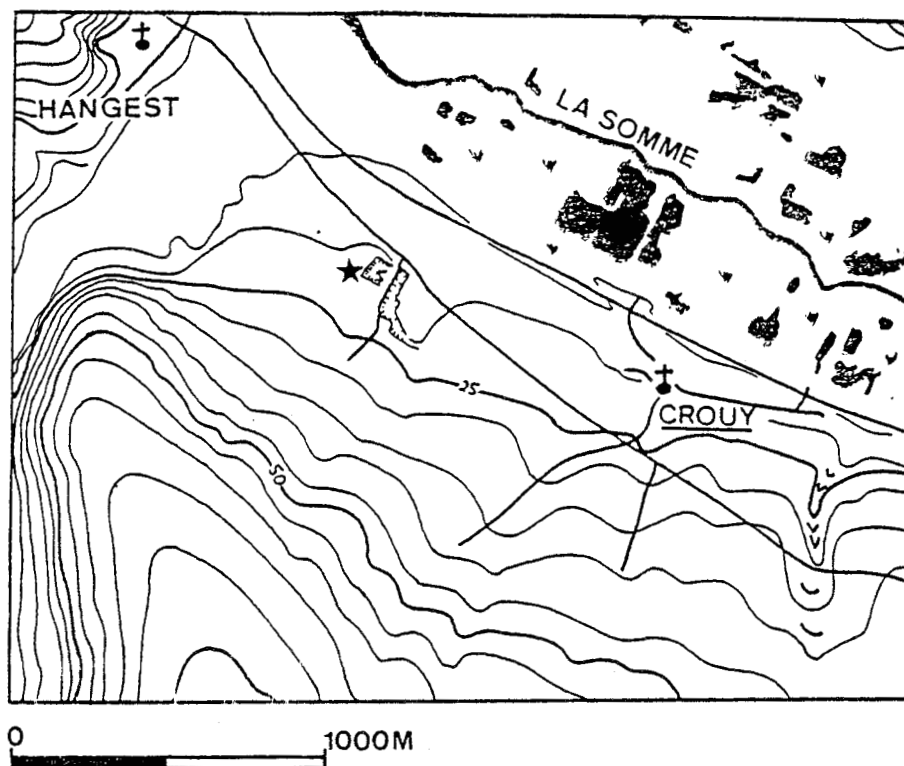


Fig. 101-Crouy : localisation et cadre morphologique.

-CROUY.

Les coupes présentées ici ont été levées dans la carrière qui exploite les graviers de la basse terrasse de la Somme à Crouy. Cette exploitation, malheureusement menacée de comblement, est une des dernières de ce type en position de basse terrasse. La morphologie actuelle est constituée par un grand versant en pente douce orienté au Nord-Est (fig. 101).

- Description des profils (fig. 102 et 103) :

0- Horizon humifère (Ap) brun-gris remanié avec silex épars (ép. 0,3 m), recouvert par des déblais d'exploitation.

1- Limon argileux brun (10 Y R 4/6) à structure prismatique grossière (ép. 0,7 m).

2- Loess brun jaunâtre (10 Y R 7/6) homogène (ép. 1,3 m), contenant de nombreux granules de craie, quelques petites passées sableuses.

3- Niveau de limon brun-jaune (10 Y R 6/4), ép. 0,1-0,5 m, déformé par des fentes équidistantes de 0,15 à 0,20 m; un cailloutis fin jalonne cette structure.

4- Limon argileux grisâtre (10 Y R 6/4), compact, à granules de craie.

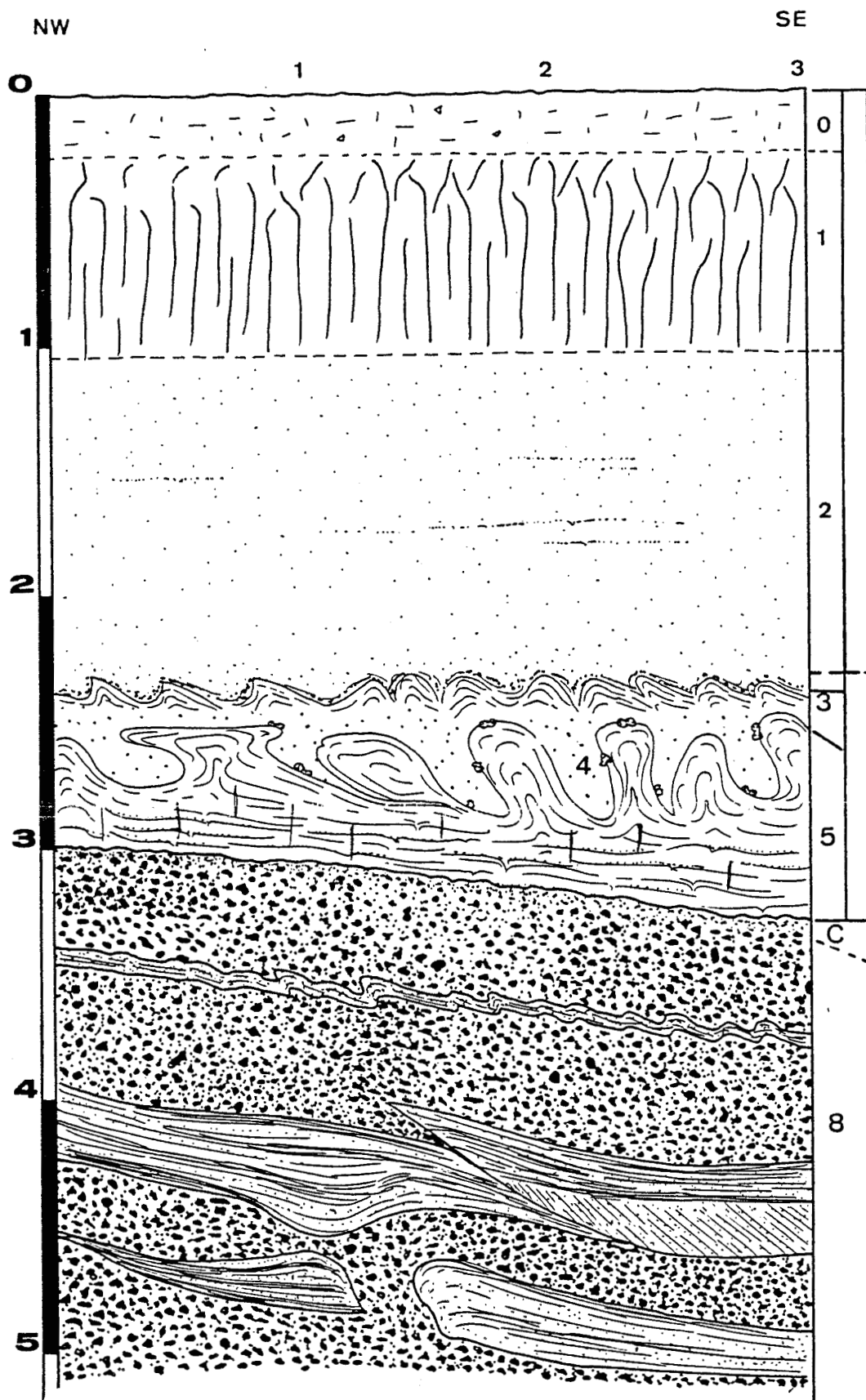
5- Limon lité (10 Y R 7/6) ; ép. 0,1-0,4 m; le litage est surtout mis en évidence par des lits bruns et jaunes. Il est confirmé par des lits sableux très nets.

Dans l'ensemble de ce niveau, on observe d'assez nombreuses petites fentes (3 à 10 cm). La partie supérieure de ce limon montre de très belles figures d'injection en diapirs (30 à 50 cm) dans le limon 4, leur surface est jalonnée par des concrétions calcaires.

Dans le profil SW-NE, le niveau 5 est subdivisé en deux parties par un cailloutis de silex géoliffractés et de granules de craie, mais on n'observe pas de différence lithologique entre les deux parties.

6- Limon argileux grisâtre d'aspect hydromorphe (2,5 Y R 5/4) à structure feuilletée diffuse, en forme de lentille (fig. 103). Les limites avec les niveaux 5 et 7 sont marquées par des cailloutis de silex géoliffractés et de granules de craie.

CROUY: LEVE PARTIEL. PAROI-NW-SE.



F. 88

Fig.102-Crouy : levé partiel de la paroi NW-SE (légende cf. fig. 103).

7- Limon argileux d'aspect hydromorphe (10 Y R 6/6) à taches orange, structure feuilletée très nette, contenant des petites concrétions ferromanganiques, des granules de craie, des silex épars, des pseudomycéliums et des concrétions calcaires (ép. 0,5 m).



Remarque : l'ensemble des niveaux 5, 6 et 7 est traversé par des tubules subverticaux (max. 50 cm) bien visibles grâce à une auréole grise et orange. Ces structures sont postérieures au dépôt des limons 6 et 7.

8- Ensemble de graviers de silex émoussés, de patines variées, contenant des galets tertiaires; la matrice fine est sableuse et contient beaucoup d'éléments calcaires.

On y observe deux niveaux, colorés par des oxydes de fer et de manganèse et dont la position est constante dans toute la carrière. Dans leur partie supérieure, ces cailloutis renferment des lentilles de sédiments fins très bien lités, à stratifications obliques.

Dans la partie terminale des graviers, les stratifications disparaissent; les 15 et 20 cm supérieurs correspondant à un cailloutis à matrice sablo-argileuse abondante.

·CROY: LEVE PARTIEL, PAROI SW.NE.

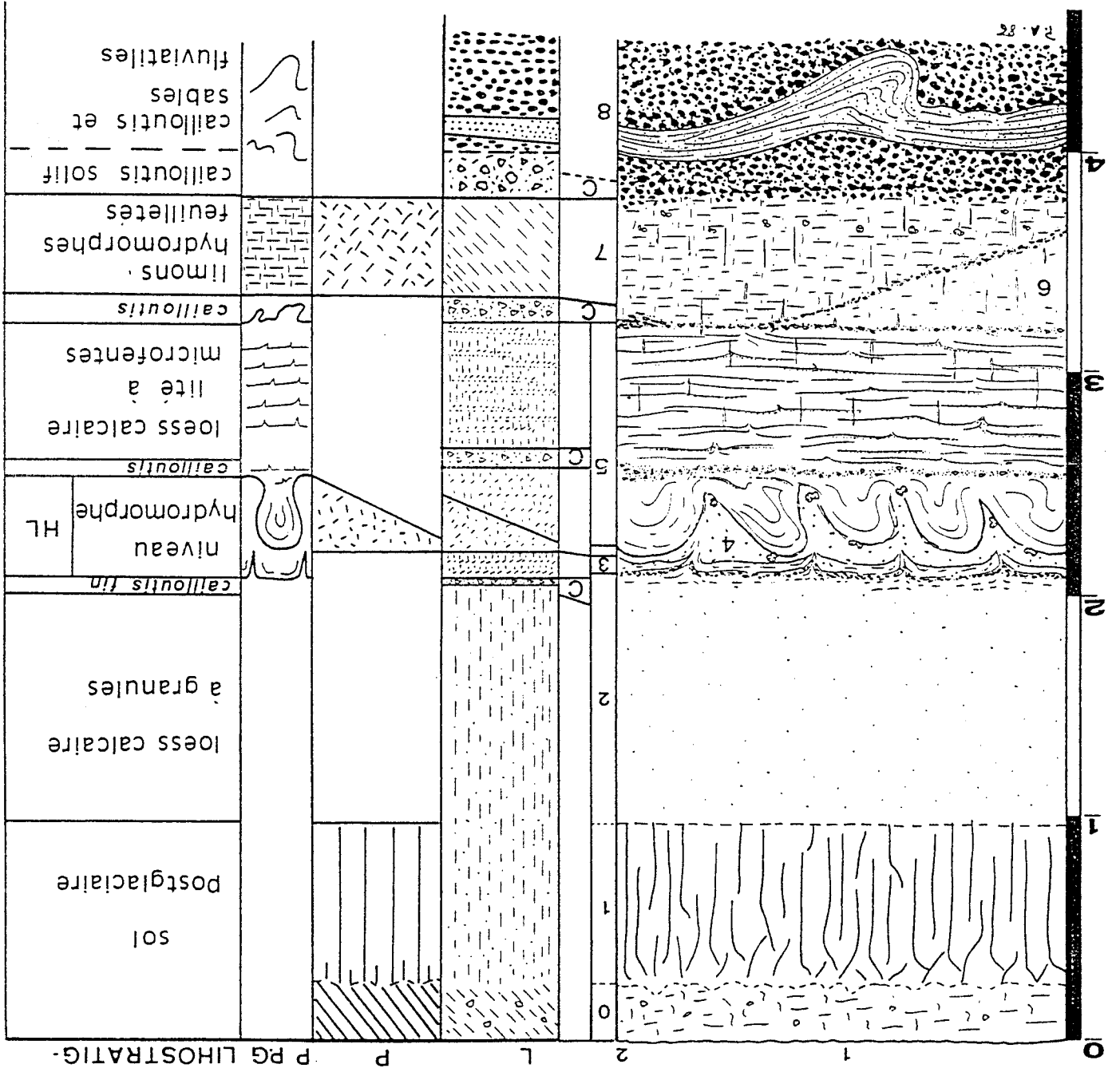


Fig.103-Croy : levé partiel, lithologie, pédologie et lithostratigraphie de la paroi SW-NE (légende détaillée dans le texte).

-MAREUIL-CAUBERT

- Description du profil, d'après A. Tuffreau, 1987 (fig. 104)

- 1 - Limon brunâtre, colluvié, présentant sur 0,20 m à sa partie inférieure, un horizon brun grisâtre. Epaisseur maximum : 2m.
- 2 - Limon brun foncé (7.5 YR 5/6), argileux (25 % d'argile), à structure prismatique, points noirs. Ep. max. : 0,50 m.
- 3 - Limon brun jaunâtre (10 YR 5/4 à 4/4), argileux (25 %), légèrement lité, à points noirs. Ep. max. : 0,50 m.
- 4 - Cailloutis de petits silex éclatés (L = quelques cm) à patine vermiculée ou bleutée. Ep. max. : 0,10 m. A ce niveau, s'ouvrent quelques fentes de gel, assez larges, profondes d'une quinzaine de centimètres.
- 5 - Limon brun foncé (7,5 YR 5/6 à 6/6), doux, à points noirs, non lité, montrant des revêtements argileux (argile : 30 % ; limon : 20 % ; limon grossier : 16,85 % ; sable : 33,15 %). Ep. max. : 0,75 m.
- 6 - Cailloutis de silex éclatés à patine blanc porcelaine (L = quelques cm), discontinu, inclus dans une matrice limoneuse comparable au limon 5. Ep. max. : quelques cm.
- 7 - Limon rouge jaunâtre (5 YR 5/6 à 5/8), fortement argileux (35 % argile), à structure prismatique. Ep. : 0,50 à 0,60 m. De grandes fentes de gel, effilées, profondes de plus de 1,5 m, s'ouvrent à la partie supérieure du limon 7, sous le cailloutis 6.
- 8 - Limon lité, brun jaunâtre (10 YR 7/4 à 7/6), à niveaux sableux teintés d'oxydes de fer (sable : 40 % ; argile : 20 %). Ep. max. : 0,75 m.
- 9 - Cailloutis de petits silex éclatés ou roulés (L = quelques cm) dans une matrice sableuse. Ep. max. : 0,25 m.
- 10 - Limon compact, brun clair (10 YR 7/4), argileux (30 %), à lits d'oxydes de fer. Ep. max. : 0,35 m.
- 11 - Cailloutis de gros rognons de silex et de silex éclatés, non patinés, dans une matrice à dominante limoneuse, localement litée, jaune brunâtre

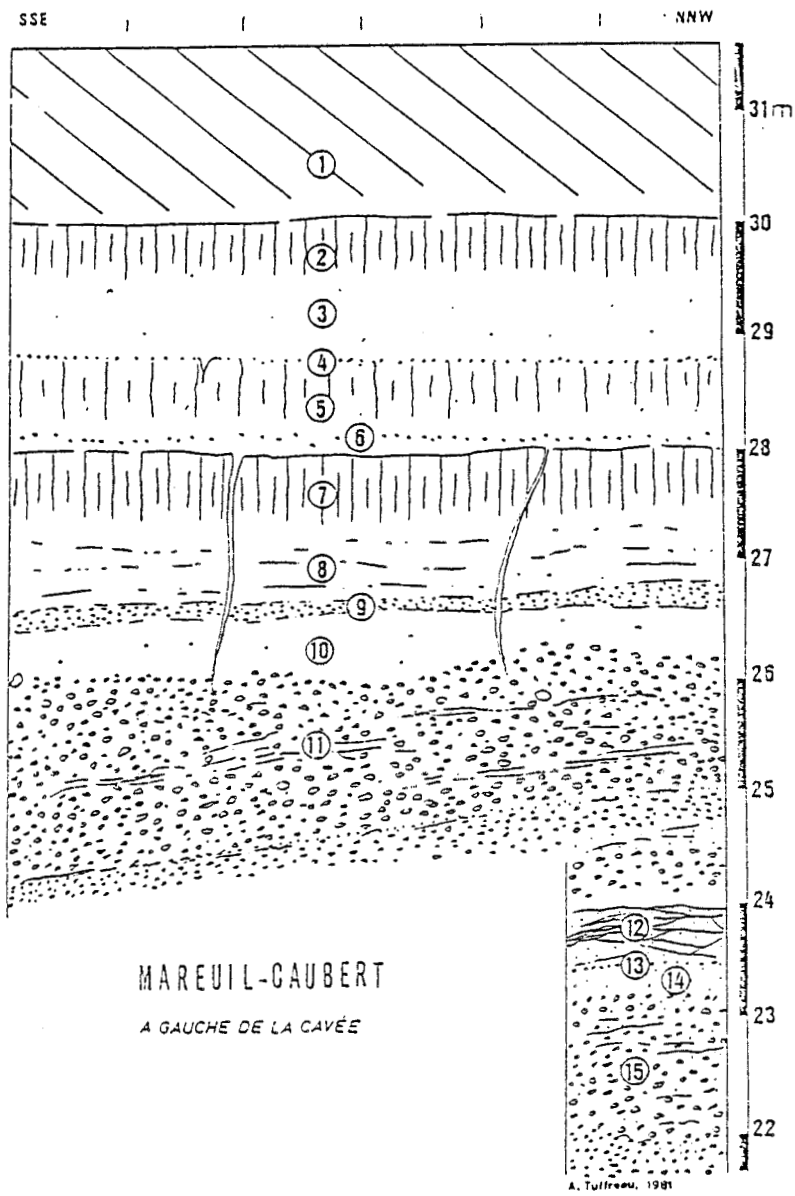


Fig. 104-Mareuil-Caubert : levé de la paroi de la fouille, d'après A. Tuffreau, 1987 (légende détaillée dans le texte).

(10 YR 6/6), faiblement argileuse (15 %). Vers le bas, les éléments du cailloutis sont moins volumineux avec des passées sableuses; localement présence de lits de petits cailloux dans une matrice argileuse. Ep. max. 2m.

12- Sables lités à structure entrecroisée, de couleur blanchâtre (10 YR 8/1), localement teintés par des oxydes de fer; présence d'indurations. Ces sables passent à leur partie supérieure à un limon brun jaunâtre (10 YR 5/4). Ep. max. : 0,75 m.

13- Mince couche de cailloutis à éléments roulés. Ep. : quelques cm.

14- Sable grossier, jaunâtre. Ep. : 0,25 à 0,30 m.

15- Cailloutis de rognons de silex roulés, dans une matrice sableuse, jaunâtre à la partie supérieure, blanchâtre vers le bas où les éléments tendent à devenir plus petits; présence de fragments crayeux épars. Le cailloutis 15 a été reconnu sur une épaisseur de 1,5 m sans que sa base ait été atteinte.

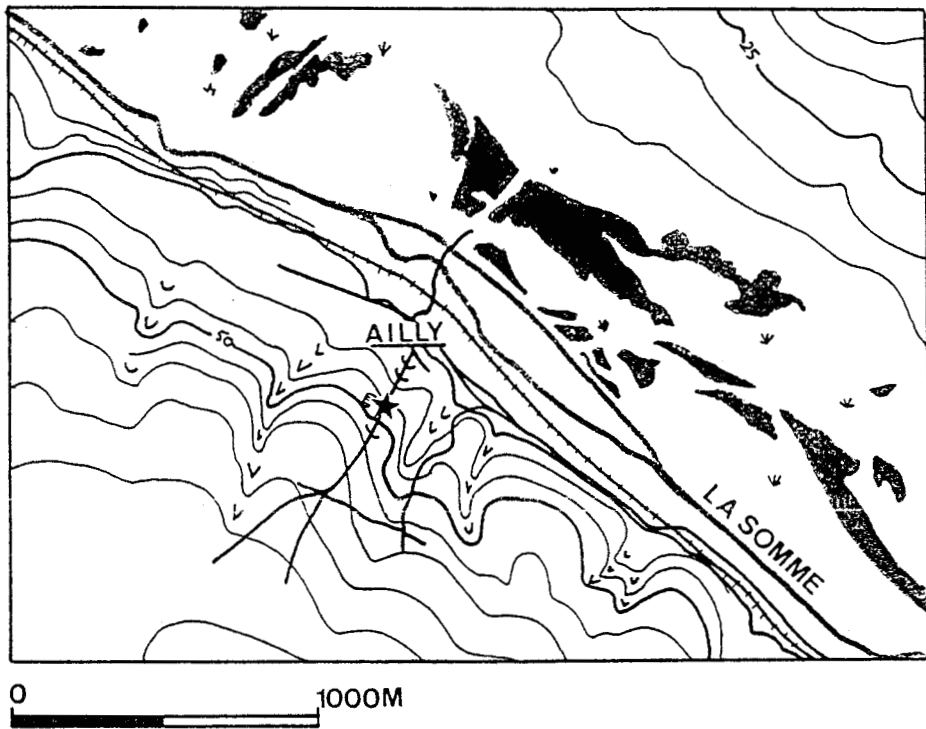


Fig. 105-Ailly-sur-Somme : localisation et cadre morphologique.

-AILLY SUR SOMME (localisation : fig. 105)

- Description du profil (fig. 106 et 107) :

1- Horizon humifère gris-brun remanié (ép. 0,4 m), contenant des silex dispersés.

2- Limon brun à débit prismatique grossier peu visible (ép. 0,6 m) .

3- Loess jaune clair homogène (ép. 1,6 m), riche en granules de craie dispersés; ce niveau est entrecoupé par un niveau de granules de craie.

4- Loess jaune homogène dans son ensemble (ép. 0,4 m), légèrement lité par endroits, contenant des pseudomycéliums ; la limite entre ce loess et le loess sus-jacent est marquée par un niveau cryoturbé de granules de craie, de silex gélifractés et de petites concrétions calcaires; on y observe quelques fentes très irrégulières, la limite basale avec 5 est constituée par un cailloutis de silex et de granules, très bien développé dans la partie N-E de la coupe.

5- Loess jaune (ép. 1 m), dont la structure litée est matérialisée par de nombreux lits de granules de craie ou de petits éclats de silex; certains lits plus épais sont continus dans toute la coupe. A la partie supérieure les lits de granules sont déformés par de petites fentes irrégulières.

6- Limon gris-brun (ép. 0,25 m), plus compact que le reste des dépôts, contenant de nombreux pseudomycéliums, des petites concrétions ferromanganiques et des taches d'oxydation à la partie supérieure.

7- Loess jaune-brun à lits de granules de craie déformés irrégulièrement (ép. 1 m), quelques lits de loess jaune pur à la base.

8- Ensemble de loess lité composé de lits de loess pur, de lits de limon argileux à petits granules de craie et de lits de gros granules de craie (ép. 2,4 m). Cet ensemble montre une double évolution verticale dans la représentation des différents lits et dans la déformation par les microfentes de gel : de la base au sommet, on passe progressivement d'un ensemble lité riche en niveaux bruns argileux, peu déformé, à un ensemble lité riche en niveaux de granules, pauvres en lits bruns et riches en petites fentes équidistantes de 5 à 10 cm. Ces fentes s'emboîtent sur plusieurs niveaux et sont fauchées dans le sens de la pente; le contact

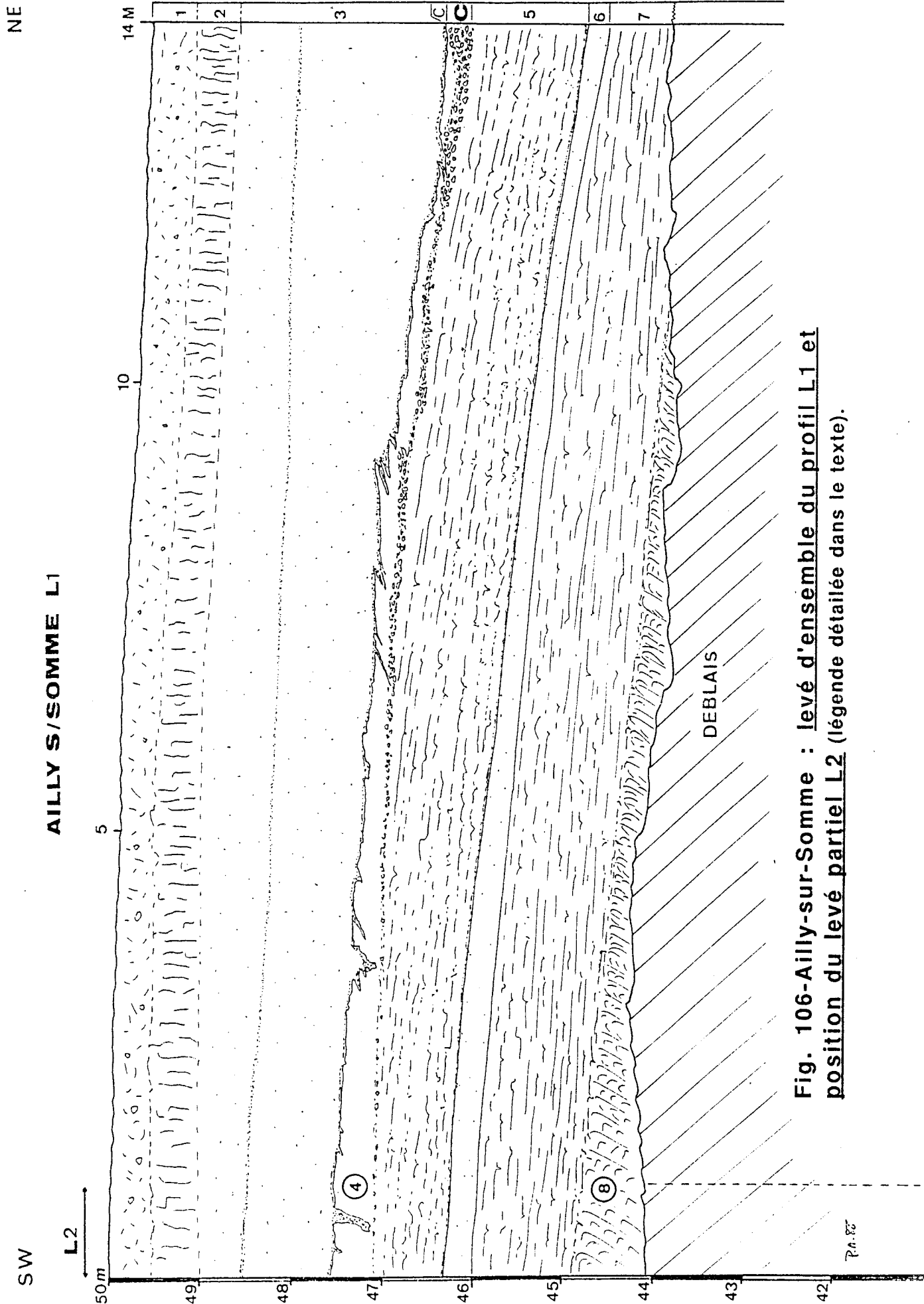


Fig. 106-Ailly-sur-Somme : levé d'ensemble du profil L1 et position du levé partiel L2 (légende détaillée dans le texte).

entre ces loess lités à microfentes et le limon 9 se fait par l'intermédiaire d'un cailloutis de silex géolifracés.

9- Limon jaune-brun (ép.1 m), très riche en granules de grande taille et silex géolifracés, formant des lits grossiers.

10- Ce niveau atteint à la tarière à main est formé par un limon argileux brun clair riche en petites concrétions noires et en granules de craie.

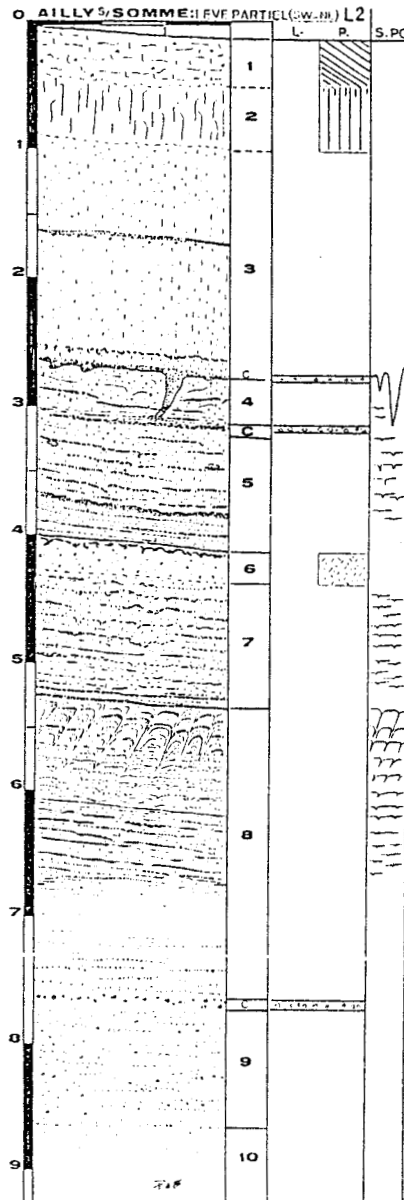
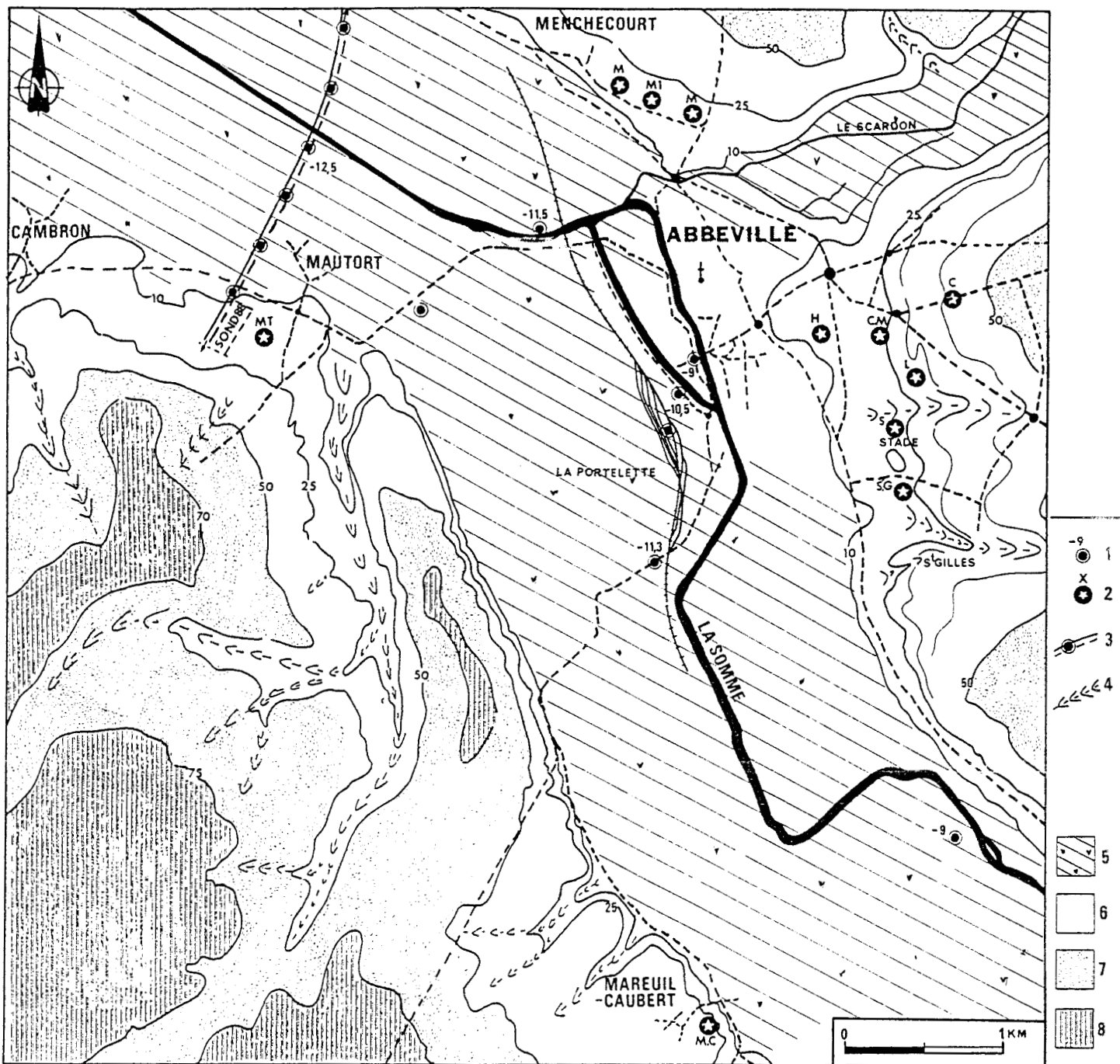


Fig. 107-Ailly-sur-Somme : levé partiel L2 (légende cf. L1).



- 1-Sondage avec cote N.G.F. du bed-rock de la Nappe de fond.
- 2-Localisation des anciennes carrières et des sites classiques .
- 3-Tracé de la rocade Ouest d'Abbeville et cote moyenne du bed-rock de fond de vallée.
- 4-Vallées sèches importantes.
- 5-Fond de vallée marécageux (+4 à +6).
- 6-Altitudes comprises entre 10 et 50 m.
- 7-Altitudes comprises entre 50 et 75 m.
- 8-Altitudes supérieures à 75 m.

Fig.108-Localisation et cadre morphologique des profils et des gisements paléolithiques du secteur d'Abbeville.

II.3-MOYENNE VALLEE DE LA SOMME DANS LE SECTEUR D'ABBEVILLE ET BASSE SOMME.

-**ABBEVILLE, carrière Carpentier** (localisation : fig. 108).

- Description du profil (fig.109):

0 - Limon brun grisâtre à silex épars (ép. 0,4 m).

1 - Limon brun grisâtre (10 YR 4/3), compact à traces de racines et nombreux silex à patine blanche (ép. 0,7 /1,3 m).

2 - Limon sablo-argileux brun-rouge (7,5 Y R 5/6) compact, à structure prismatique et traces de racines (horizon Bt de sol brun lessivé, conservé dans une poche).

C1 - Epais cailloutis de silex émoussés (ép. max. 0.6 m) à matrice sablo-argileuse abondante (cailloutis de solifluxion alimenté par des graviers situés plus haut sur le versant).

C2 - Cailloutis plus fin. du même type que le précédent. interstratifié dans le sable 3 (ép. max. 0,1 m).

3 - Sables rubéfiés (rouge orangé à jaunes) lités (ép. 0,3-2,2 m). Les stratifications, grossières à la partie supérieure, s'affinent vers la base où elles sont localement nettement obliques. Le contact avec le dépôt sous-jacent 4 se fait par une limite de décalcification irrégulière soulignée par un liseré sablo-argileux rouge brique à noir de 1 à 3 cm d'épaisseur. Cette limite est par endroits déformée par de grandes poches (1-2 m) provoquant une inflexion importante des stratifications. Localement, il est possible d'observer une imbrication entre les stratifications des dépôts calcaires 4 et du sable oxydé, donnant un aspect dentelé à la limite des poches. Dans leur ensemble les litages de la base des sables oxydés suivent les ondulations de la limite de décalcification, mais par endroits ceux-ci sont nettement discordants par rapport aux dépôts calcaires 4.

4 - Ensemble de dépôts calcaires stratifiés sableux à limono-sableux, plus ou moins riches en oncolithes (ép. 1-2 m) :

4 A - Dépôt finement stratifié formé d'oncolithes ovoïdes de 1 à 30

SW

ABBEVILLE CARRIERE CARPENTIER

NE

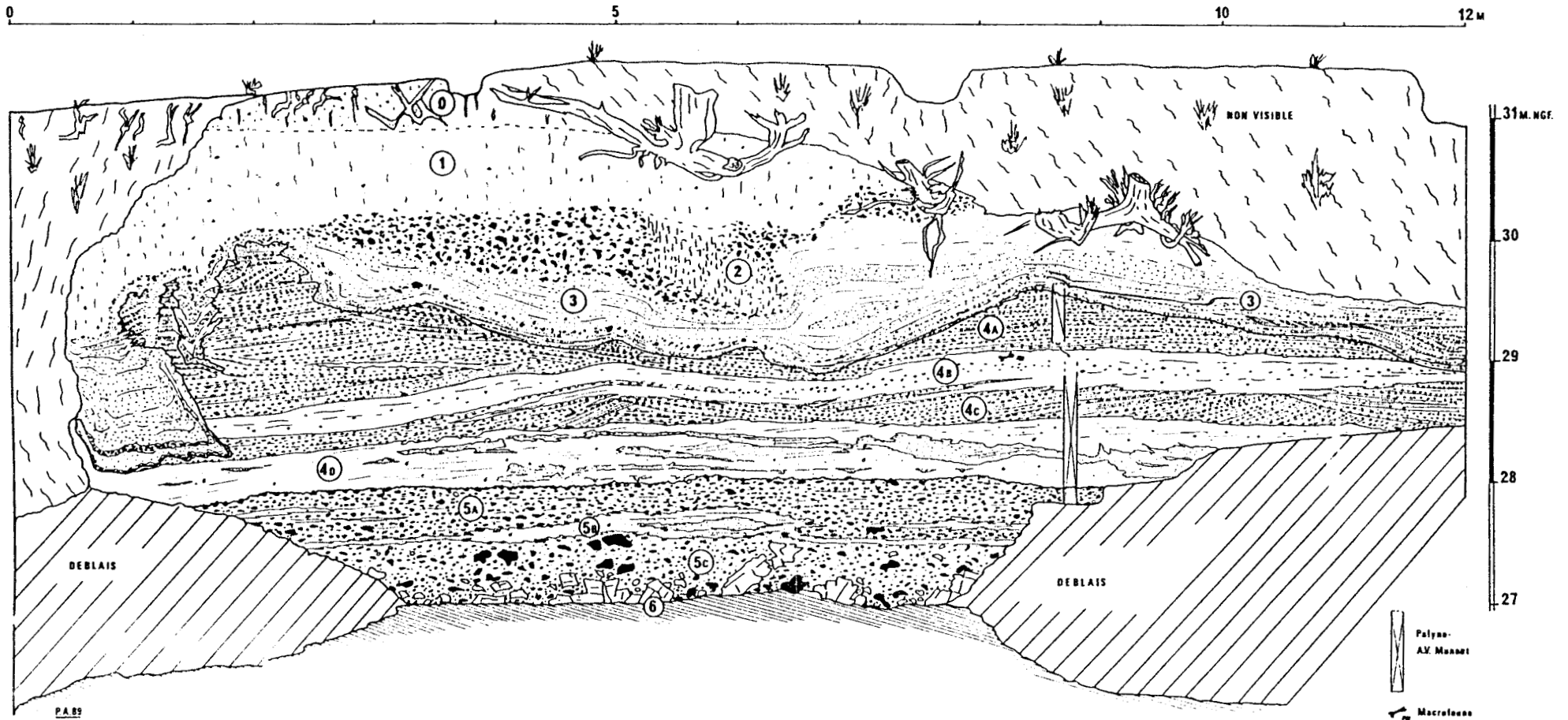


Fig. 109-Abbeville-carrière Carpentier : levé détaillé (légende dans le texte).

mm et de quelques silex émoussés épars, associés à une matrice de sable quartzeux non calcaire. Les stratifications, localement nettement obliques, sont soulignées par des lits de sable pur. Ces oncolithes ou "dragées calcaires" se caractérisent par un cortex à laminations sub-régulières et une structure filamenteuse intégrant des grains détritiques; leur nucléus est le plus souvent constitué par de petits silex émoussés. La genèse de ces éléments calcaires a été attribuée au développement saisonnier de Cyanophycées et de Rodophycées dans une eau de faible turbidité, sous climat tempéré (Adolphe, 1974).

4B-Limon gris clair légèrement sableux localement finement lité, avec silex émoussés et oncolithes épars, plus abondants dans la partie médiane. Lors du réavivage de la coupe, la partie supérieure de ce niveau a livré une dent (Sus, cf. Strozzi) et des fragments d'os long (radius de grand cervidé)(détermination A.M. Moigne).

4C-Second niveau de sable à oncolithes se distinguant du premier par une plus grande proportion d'éléments fins (sable, oncolithes et fragments de 1 à 2 mm), et des stratifications obliques fines à lits de sable. Ces structures témoignent de l'existence de chenaux fluviatiles très nets.

4D-Limon sableux gris-jaune à gris-vert, à oncolithes, silex émoussés, granules de craie et mollusques épars, avec bandes d'oxydation orangées irrégulières. La partie médiane montre des lits sableux irréguliers (quartz et très fins oncolithes).

L'ensemble de la couche calcaire 4 possède une structure polyédrique grossière, surtout marquée dans les niveaux limoneux où elle est soulignée par les oxydes.

5- Nappe alluviale grossière (ép.1 m) :

5A- Cailloutis fluvatile à stratifications planes diffuses, essentiellement constitué par des silex émoussés dans une matrice de sable et de granules crayeux.

5B- Lentille de limon sableux gris à mollusques à bandes d'oxydation.

5C- Cailloutis hétérométrique sans structure, à fragments et granules crayeux abondants. Vers la base, on y observe des silex de grande

taille peu ou pas émoussés et de gros blocs de craie non émoussés indiquant la proximité du substrat.

6 - Substratum crayeux (fond de la carrière), +27 m. N.G.F. (altitude relative par rapport à la Nappe de fond de vallée : 39 à 40m)

-MENCHECOURT (localisation : cf. fig.108).

De nouveaux sondages ont été effectués récemment à Menchecourt avec l'aide de J.P. Fagnart. Ils ont permis de reconnaître la stratigraphie sur 8,6 m (S1) et 6,5 m (S2) et de retrouver les célèbres niveaux fluvio-marins (couches 5A, 5B, 5C). La position de ces sondages a été déterminée d'après les résultats des reconnaissances effectuées par de R. Agache en 1968 dans le but de proposer le rachat de la parcelle par l'état (Rapport scientifique : Agache, 1968).

Le sondage S1, décrit ci-dessous montre la séquence la plus complète; cependant, pour des raisons techniques, il n'a pas été possible d'atteindre la craie en place. La base de la séquence (n° 7 et 8), inférieure à 6 m N.G.F, a été décrite d'après les données anciennes (Prestwich, 1860).

- Description du sondage S1.(fig.110) :

0 - Limon humifère brun-noir remanié à silex épars et éléments historiques, ép. 0,7-0,8 m. A sa base on observe localement quelques restes de limon sableux jaune préservé de la bioturbation au contact de 1.

1 - Limon argileux brun-rouge (5 YR 3/4 à 7,5 YR 4/4), compact, peu sableux, à silex géoliffractés très abondants, ép. 0,2-1 m. La base est constituée par une limite de décalcification en poches.

2 - Dépôt de pente calcaire à silex géoliffractés et granules de craie abondants dans une matrice de limon sableux, ép. 1-1,1 m. La limite avec 3 est représentée par un contact d'érosion.

3 - Limon sableux lité brun (10 YR 4/6) à brun jaune, non calcaire, avec lits de sable ruisselés et cailloutis de silex émoussés géoliffractés à patine brune, ép. 0,9-1 m. Rares petites fentes de gel au contact de 4A.

4 A - Limon sablo-argileux brun (10 YR 4/6), non calcaire, à traces de racines abondantes, structure polyédrique diffuse, petites concrétions ferromanganiques et petits silex épars, ép. 1,2 m. La partie inférieure est moins argileuse et moins riche en traces de racines, on observe un petit cailloutis irrégulier à proximité de la limite diffuse avec 4B.

4 B - Limon sablo-argileux brun (légèrement plus sombre que 4A), non calcaire, sans structure prismatique, concrétions ferromanganiques

MENCHECOURT - S1-

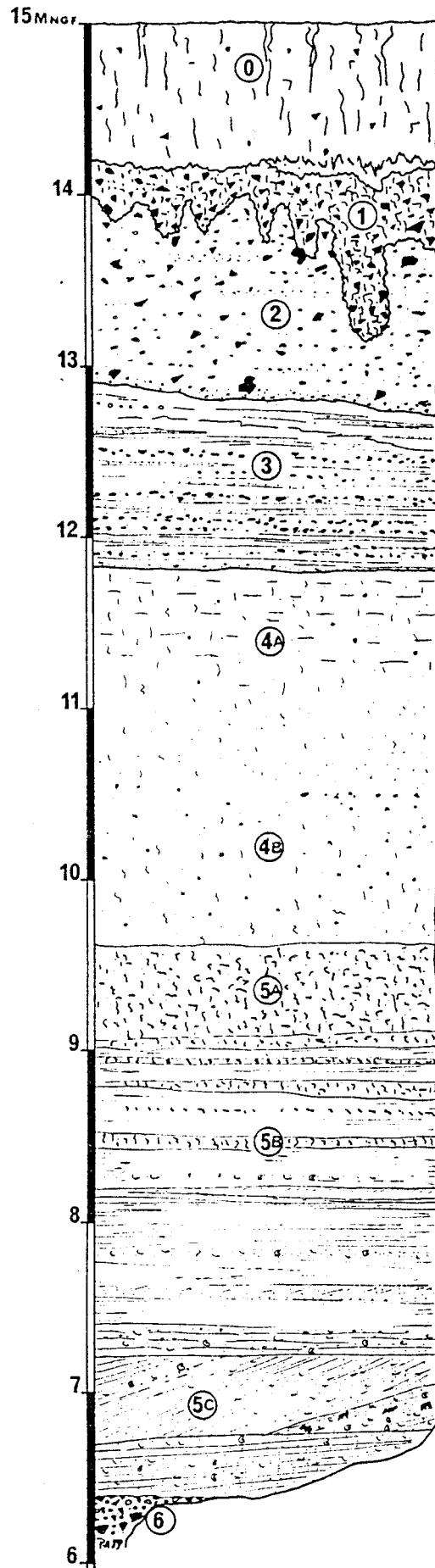


Fig. 110-Menhecourt : levé du sondage S1 (légende détaillée dans le texte).

abondantes, quelques logettes avec boulettes argileuses, et nombreuses traces de racines, ép. 0,8-0,9 m. La limite avec 5A est essentiellement marquée par la décalcification.

5A-Limon brun clair, argileux, non calcaire, avec quelques granules de craie épars, structure polyédrique diffuse et forte bioturbation (logettes et traces de racines), ép. 0,5 m.

5B-Ensemble régulièrement lité formé d'une alternance de couches de silt gris calcaire finement lité, de niveaux de silt argileux à traces de bioturbation et oxydation, et de lits de sable à stratifications obliques, ép. 1,7 m. Les mollusques et fragments de mollusques sont surtout présents dans les lits sableux.

5C-Sables calcaires à stratifications obliques discordantes, avec mollusques, fragments de mollusques et restes de micromammifères abondants vers la base, ép. totale : 1m.

6-Cailloutis de silex émoussés et gélifractés à patine blanche avec granules, galets crayeux et matrice sableuse (ép. 0,3 m d'après les observations anciennes)

7-limon sableux à mollusques essentiellement terrestres (ép. 1-1,3 m d'après Prestwicht.

8-Graviers inférieurs reposant sur la craie (ép. 1-3 m d'après les sondages effectués lors de l'implantation de la sucrerie voisine)

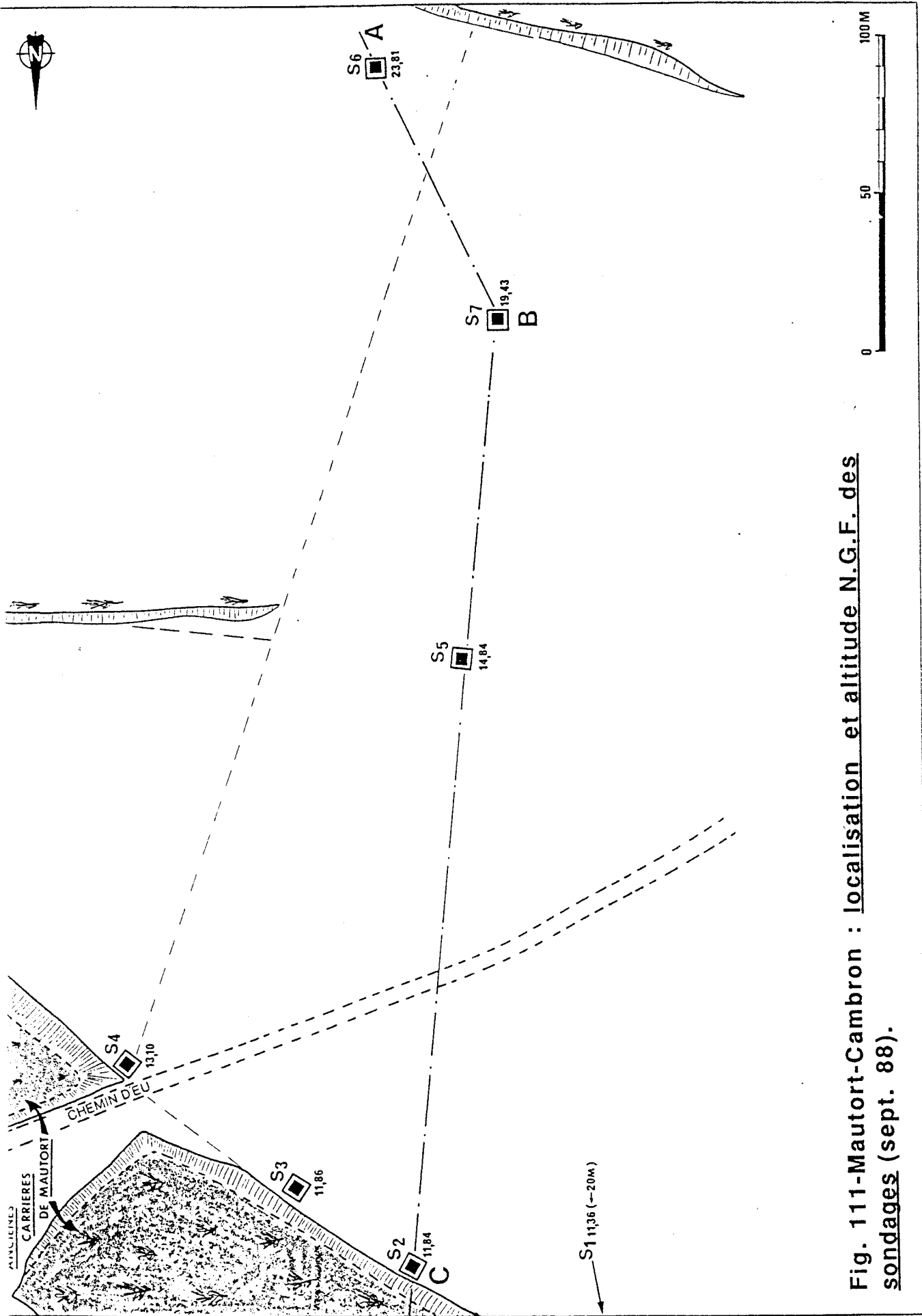


Fig. 111-Mautort-Cambron : localisation et altitude N.G.F. des sondages (sept. 88).

-ABBEVILLE, Secteur de Mautort-Cambron.

Les profils décrits ci-dessous ont été relevés à l'occasion d'une série de sondages effectués en septembre 1988 sur l'emprise de la future rocade d'Abbeville (fig. 108), dans le but de détecter d'éventuels gisements paléolithiques. Ces travaux ont permis d'étudier en détail la couverture limoneuse des Nappes de Mautort (IV) et de Cambron (III) et de proposer une coupe synthétique (fig. 165). La localisation et l'altitude N.G.F. des sondages par rapport aux anciennes carrières est donnée par la figure 111.

- Description des sondages:

- Sondage S6 (+23,81 m, fig. 112)

0 - Limon gris-brun à silex épars: horizon Ap, ép. 0,5 m.

1 - Limon argileux brun-rouge (7,5 YR 4/6) à structure prismatique : horizon Bt, ép. 1m.

1B - Limon argileux à gros doublets bruns-rouge s'affinant vers la base, ép. 0,8m.

2 - Loess calcaire jaune-gris lité à microfentes, ép. 1,7m.

3 - Limon humifère à structure granulaire remanié en lentilles à sa partie supérieure, ép. 0,2-0,3 m; un cailloutis souligne la limite avec le loess susjacent.

4 - Limon humifère argileux compact à structure polyédrique très marquée (sol gris forestier), ép. 0,2-0,3 m.

5 - Limon argileux compact brun à brun-rouge: horizon Bt. (ép. 0,3m, mais la pédogénèse affecte aussi le cailloutis sous-jacent).

6, 7, 8 - Ensemble de lentilles de loess brun-jaune à lits argileux et sableux (10 YR 5/6 à 4/6), ép. 2,6 m, séparées par d'épais cailloutis de silex à matrice argileuse brune compacte (loess ruisselés et cailloutis intercalaires soliflués) ; les niveaux limoneux montrent une structure polyédrique fine. Le contact avec le limon 9 se fait par un cailloutis épais, remplissant localement une grande fente de gel irrégulière.

MAUTORT. 88.S6.

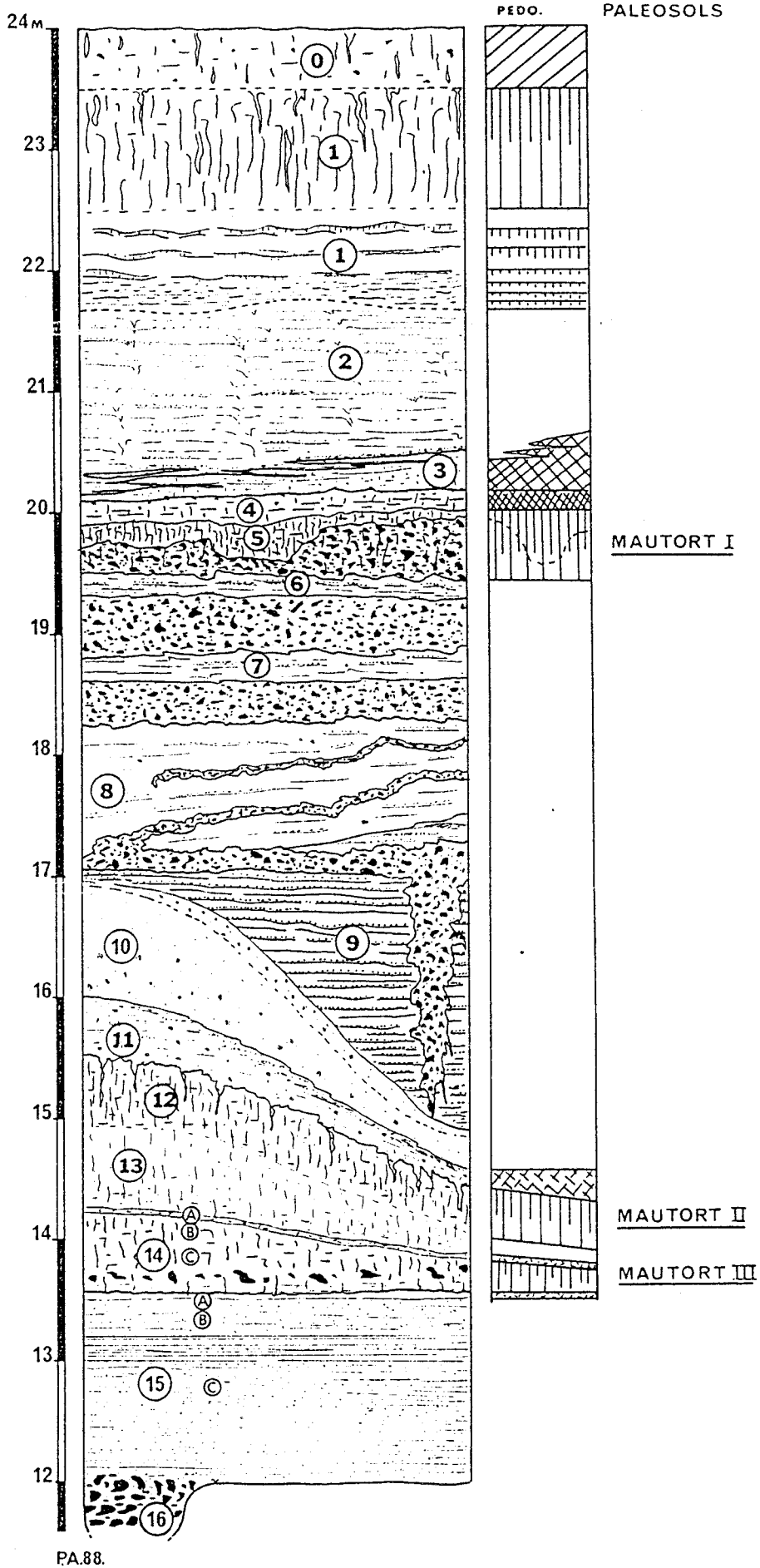


Fig. 112-Mautort sondage S6 : levé détaillé et pédologie (légende détaillée dans le texte).

9 - Limon brun jaune à litages centimétriques réguliers légèrement déformés, ép. 0,1-3m. Les litages sont marqués par une alternance de niveaux sableux jaunes et limono-argileux bruns (limon ruisselé).

10 - Sable limoneux brun-gris (10 YR 4/6 à 5/6), ép. 0,3-1m, compact, avec nombreuses concrétions ferromanganiques; les 10 cm. supérieurs se distinguent par une coloration plus grise et un grand nombre de concrétions. Le contact avec 11 est souligné par un cailloutis diffus.

11 - Limon très sableux gris-brun d'aspect cendré (10 YR 4/3, à taches d'oxydation), ép. 0,2-0,5 m. La partie supérieure, riche en concrétions ferromanganiques, a subi un fauchage attesté par les traînées d'oxydes, l'ensemble possède une structure polyédrique fine à squelettanes (horizon humifère dégradé).

12 - Limon sablo-argileux brun (10 YR 4/6), ép. 0,3-0,7 m, compact, à structure prismatique grossière et nombreuses traces de racines. La limite avec 11 est jalonnée par de nombreuses glosses (horizon Bt dégradé par hydromorphie).

13 - Limon sableux brun (10 YR 5/6), compact, moins argileux que 12 (horizon profond du sol 12), ép. 0,3-0,7 m.

14 - Limon argileux brun foncé (10 YR 4/4), très compact, à structure prismatique grossière et nombreuses traces de racines (**14C**). Les horizons supérieurs **14A** (ép. 0,05 m) et **14B** (ép. 0,06 m) se distinguent par une coloration grisâtre à gris-verdâtre, des taches d'oxydation et des concrétions ferromanganiques (horizon Bt gleyifié à sa partie supérieure, ép. totale : 0,2 -0,6 m). Un cailloutis de gros silex émoussés souligne la limite avec les sables et limons lités 15.

15: Ensemble de sables et limons fluviatiles finement lités, gleyifiés puis affectés par la pédogénèse de 14 à leur partie supérieure (1,5 m.).

15A - Horizon sablo-limoneux brun affecté par la pédogénèse de 14 (10 YR 4/6), ép. 0,1 m.

15B - Horizon gleyifié gris-bleu (10 YR 5/3), à taches d'oxydation, ép. 0,05 m.

15C - Horizon non altéré gris-vert à bandes d'oxydation, augmentation de la fraction sableuse vers la base, ép. 1,2

16 - Sommet des graviers fluviatiles (épaisseur probable, d'après le sondage S6: 3 à 4 m).

19,4 MNGF

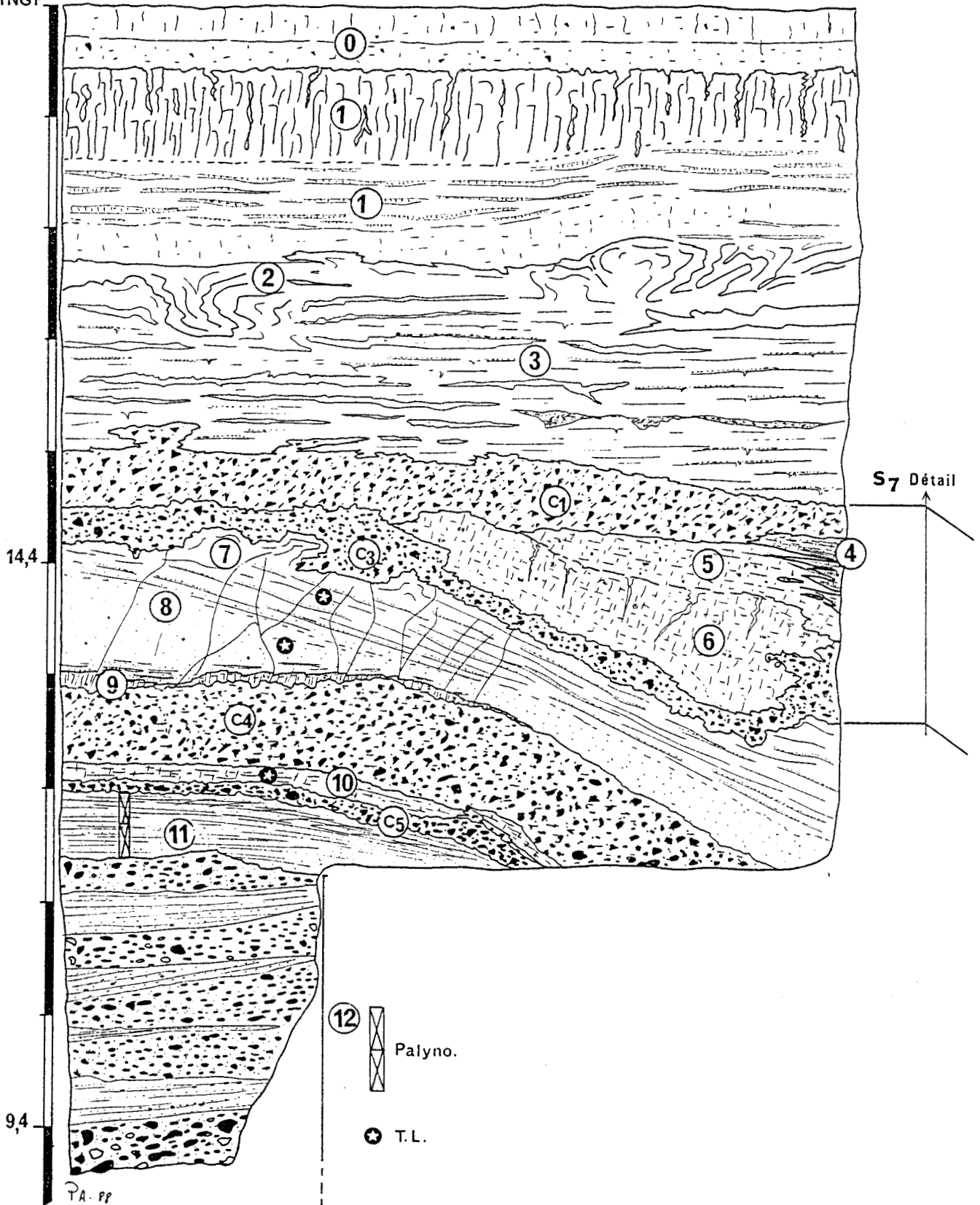


Fig. 113-Mautort sondage S7 : levé général et localisation du levé partiel (légende détaillée dans le texte).

Sondage S7 (19,43 m, fig.113 et 114)

0 - Limon brun grisâtre à silex épars (horizon Ap et colluvions récentes), ép. 0,6 m.

1 A - Limon argileux brun-rouge à structure prismatique grossière (Horizon Bt du sol de surface), ép. 0,8 m.

1 B - Limon brun à gros doublets argileux ondulés, ép. 0,5-0,6 m.

1 C - Limon brun-jaune non calcaire sans doublets, ép. 0,3 m.

2 - Horizon à langues extrêmement irrégulier, en partie affecté par l'altération de la base de 1 (1C).

3 - Loess calcaire sableux lité à microfentes, avec horizons hydromorphes déformés discontinus et quelques petits cailloutis, ép. 1,3-1,6 m.

C1 - Epais cailloutis de silex géolifracés à matrice limono-sableuse calcaire jaune (limite basale de 3), ép. 0,5 m.

(couches 4/5/6, voir détail de la fig.114)

4 - Horizon d'aspect irrégulièrement lité, formé de lentilles de limon humifère brun foncé remaniées, séparées par des lits de loess jaune non calcaire, la structure est polyédrique fine, ép. 0,3 m.

C2 - Cailloutis fin séparant localement 4 de 5A.

5 A - Horizon supérieur altéré de 5B, brun-grisâtre à nombreuses concrétions ferromanganiques et structure polyédrique avec début de cryoreptation (début de structure granulaire), ép. 0,2-0,3 m.

5 B - Uniquement conservé dans une poche, ép. max. 2,1 m : Limon argileux humifère compact brun-noir (sol gris forestier).

La structure, polyédrique au sommet, s'épaissit progressivement, puis passe à une structure prismatique très nette dans la moitié inférieure de la poche (prismes de 2 à 3 cm à revêtements noirs). On remarque que cette structure, nettement soulignée par des squelettanes blanc-gris dans la moitié supérieure est postérieure à la formation de la poche.

6 - Limon argilo-sableux brun-rouge compact, ép. 0,2-1 m, à taches

d'oxydation, concrétions ferromanganiques, et glosses; sa structure prismatique est en continuité avec celle de la base de 5B (horizon Bt. dégradé par hydromorphie).

C3- Cailloutis de petits silex à éléments géolifracés et matrice limono-argileuse abondante, ép 0,2-0,3m.

7- Limon brun-jaune argileux à litages de sable continus, faiblement ondulés; cette structure est soulignée par des alternances de niveaux oxydés orangés et déferrifiés gris, ép. 0,4-0,7 m.

8- Sable limo-argileux brun compact, à nombreuses concrétions ferromanganiques; vers la base, apparition d'une structure litée incorporant des lentilles du niveau sous-jacent 9, ép. totale : 0,3-0,9 m.

9- Limon sablo-argileux brun foncé, compact, à structure prismatique centimétrique et nombreuses traces de racines (hz. Bt tronqué), ép. max. 8 cm. Localement, cet horizon est surmonté par un petit niveau humifère noir de 2 à 3 cm. La limite avec 8 est marquée par un faible cailloutis.

C4- Epais cailloutis de silex émoussés à matrice argilo-sableuse, ép. 0,6-0,8 m.

10- Limon argileux brun à structure polyédrique dégradée (horizon Bt dégradé)

C5- Cailloutis de silex émoussés à matrice sablo argileuse.

11- Sédiment sablo-limoneux finement lité gris-vert à vert avec traces d'oxydation horizontales orangées (sables et limons fluviatiles), ép. 0,6 m.

12- Cailloutis de silex fortement émoussés à matrice de sable, avec lentilles sableuses à stratifications obliques (sables et cailloutis fluviatiles de la Nappe de Mautort), ép. >2,8 m.

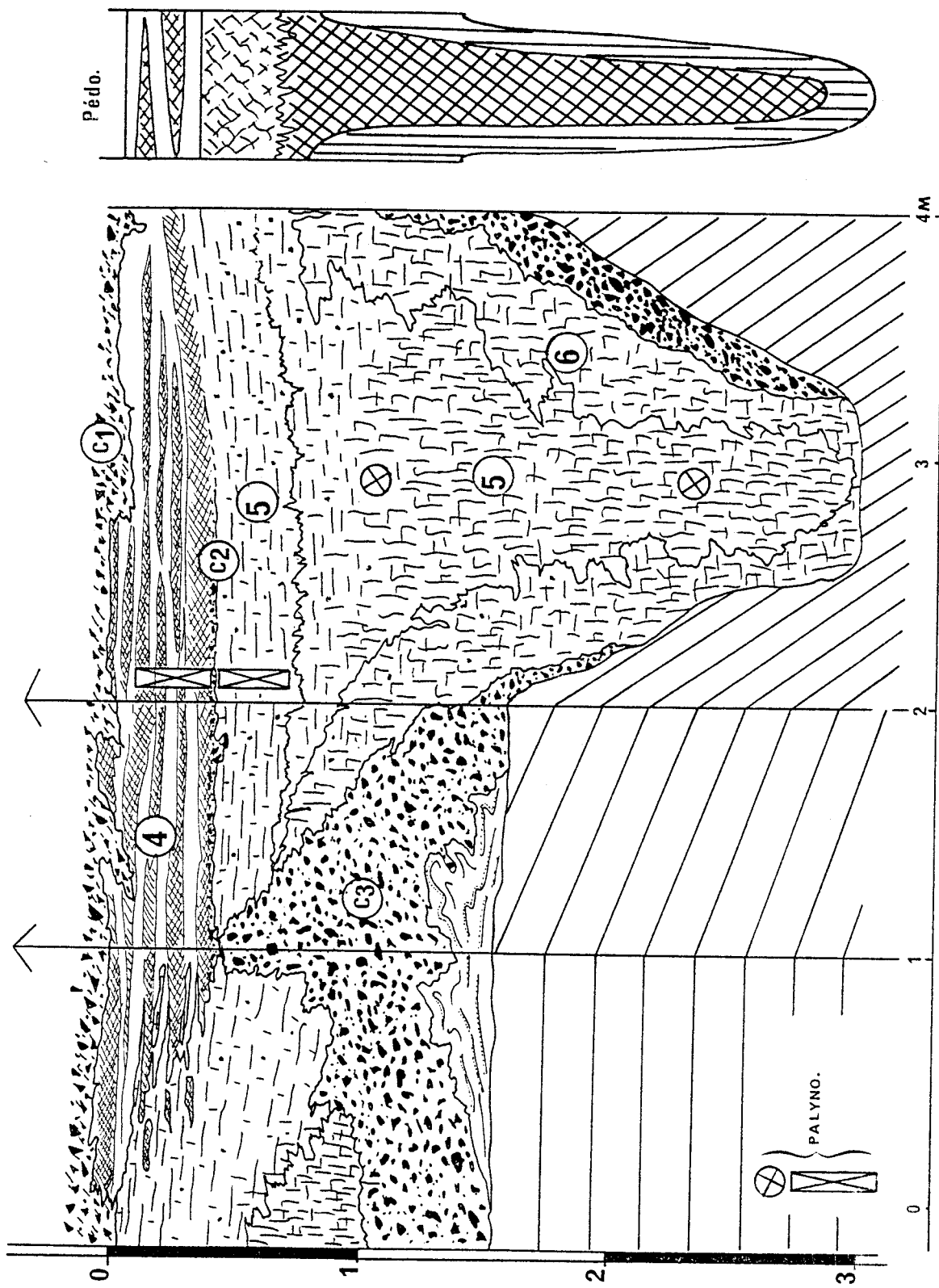


Fig. 114-Mautort-sondage S7 : levé partiel (légende cf. levé général).

MAUTORT.88.S2

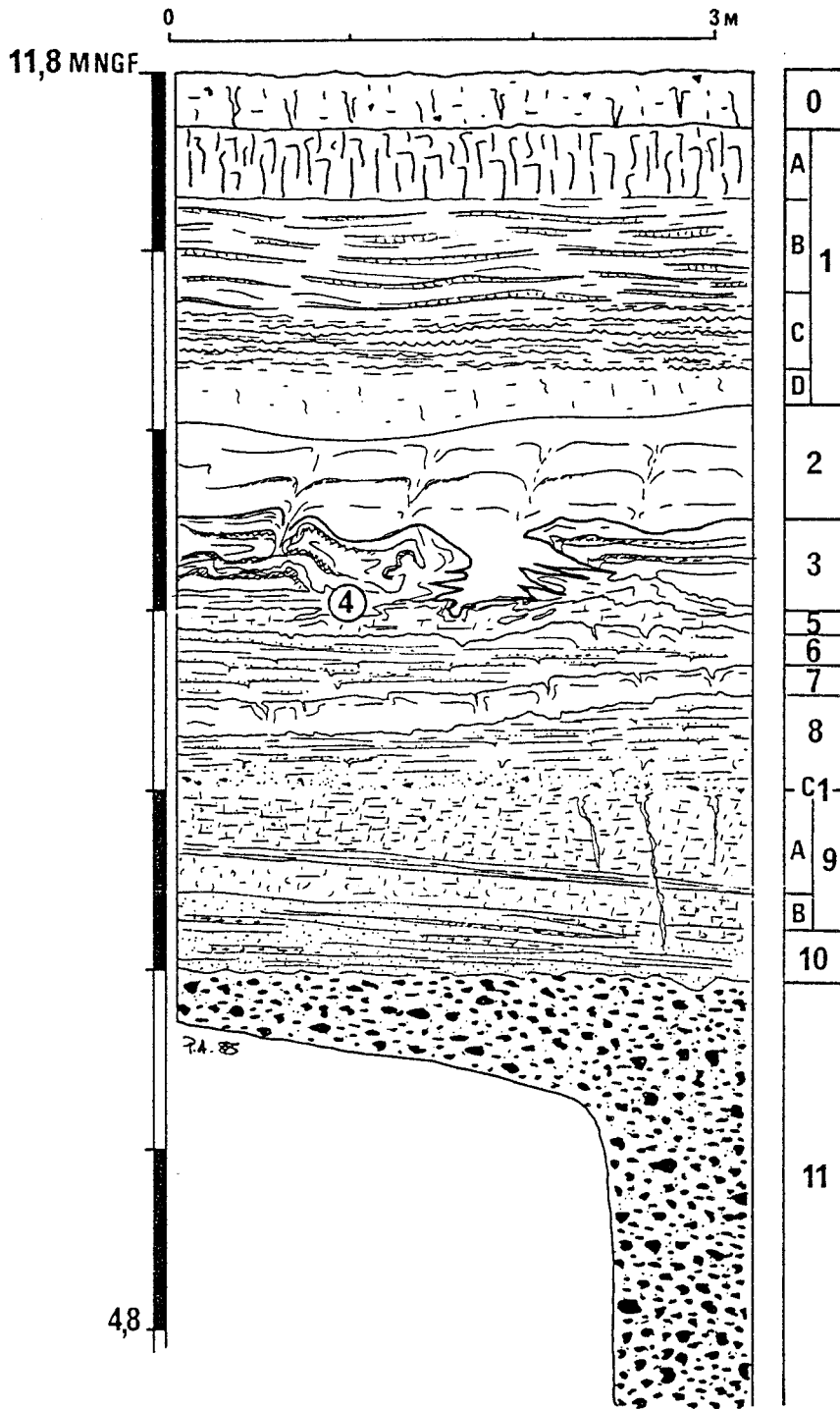


Fig. 115-Mautort-sondage S2 : levé général (légende détaillée dans le texte).

Sondage S2 (11,84 m, fig.115 et 116)

O-Limon brun-gris à silex épars (horizon Ap., ép. 0,3 m).

1A-Limon argileux non calcaire compact brun-rouge (7,5 YR 4/6), à structure prismatique grossière, ép. 0,4 m.

1B-Limon brun compact non calcaire à doublets argileux (structure poreuse à traces de racines), brun - foncé, ondulés, de 1 à 4 cm, ép. 0,7 m.

1C-Limon non calcaire à doublets fins ondulés, ép. 0,25 m (lits clairs 0,5-1 cm, lits argileux 0,3-0,4 cm).

1D-Limon brun-jaune non calcaire sans doublets, structure poreuse à traces de racines, ép. 0,3 m.

2-Loess calcaire jaune-brun (10 YR 6/6), avec plusieurs niveaux d'involutions emboîtés, ép. totale : 0,6-1,1m. Ces structures en forme de "buttes" sont soulignées par un petit lit argileux gris-brun (0,2-0,5 cm) et une zone oxydée orange.

3-Horizon périglaciaire complexe, séparant le loess homogène 2 du loess lité 4, ép. 0,5 m. Sa limite supérieure est jalonnée par de grandes fentes de gel extrêmement déformées, remplies par le loess 2. Malgré les déformations, on peut y reconnaître la répétition de deux petites séquences comportant les niveaux suivants.

3A-Petit niveau limono-argileux gleyifié brunâtre (10 YR 4/4), à taches d'oxydation.

3B-Limon gleyifié grisâtre (10 YR 6/4), avec concrétions calcaires (Ø : 1-2 cm) à la partie supérieure.

3C-Loess jaune-brun à taches d'oxydation.

4-Loess sableux lité jaune-brun (10 YR 5/6), à microfentes, ép. 0,15 m.

5-Limon grisâtre gleyifié avec concrétions calcaires, ép. 0,2 m.

MAUTOR.88.S2

11,8MNGF

12M

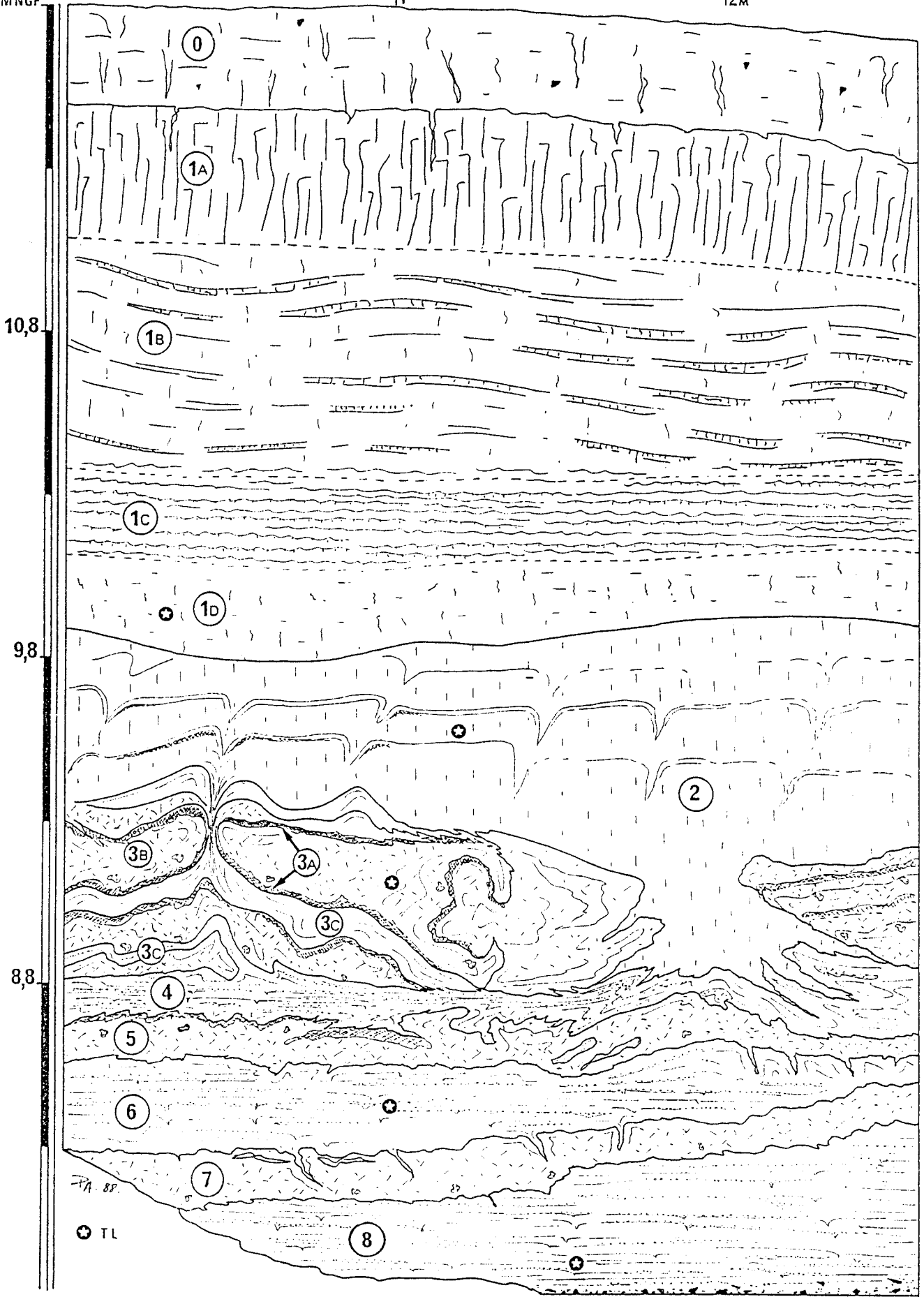


Fig.116-Mautort-sondage S2 : levé partiel détaillé (légende cf. levé général).

6 - Loess sableux lité à microfentes, ép. 0,2-0,4 m.

7 - Dernier niveau limoneux gleyifié grisâtre avec petites fentes à la limite supérieure, ép. 0,2 m.

8 - Dernier niveau de loess sableux lité à microfentes, ép. 0,3-0,5 m.

C1 - Cailloutis fin de silex gélifractés à matrice sableuse.

9 A - Limon brun (10 YR 4/6), sablo-argileux non calcaire, à structure polyédrique, ép. 0,4 m. Sa limite supérieure est jalonnée par des fentes fines à remplissage de loess jaune 8.

9 B - Limon brun du même type que 9A mais à structure granulaire, ép. 0,2 m.

10 - Sables lités oxydés à nombreuses bioturbations sub-verticales, ép 0,3-0,6 m.

11 - Graviers de silex à rares éléments crayeux et matrice de sable plus ou moins lavée, ép >2,5 m (graviers de la Nappe de Cambron : cote de base +1 à +2 m N.G.F. d'après les sondages du C.E.T.E.).

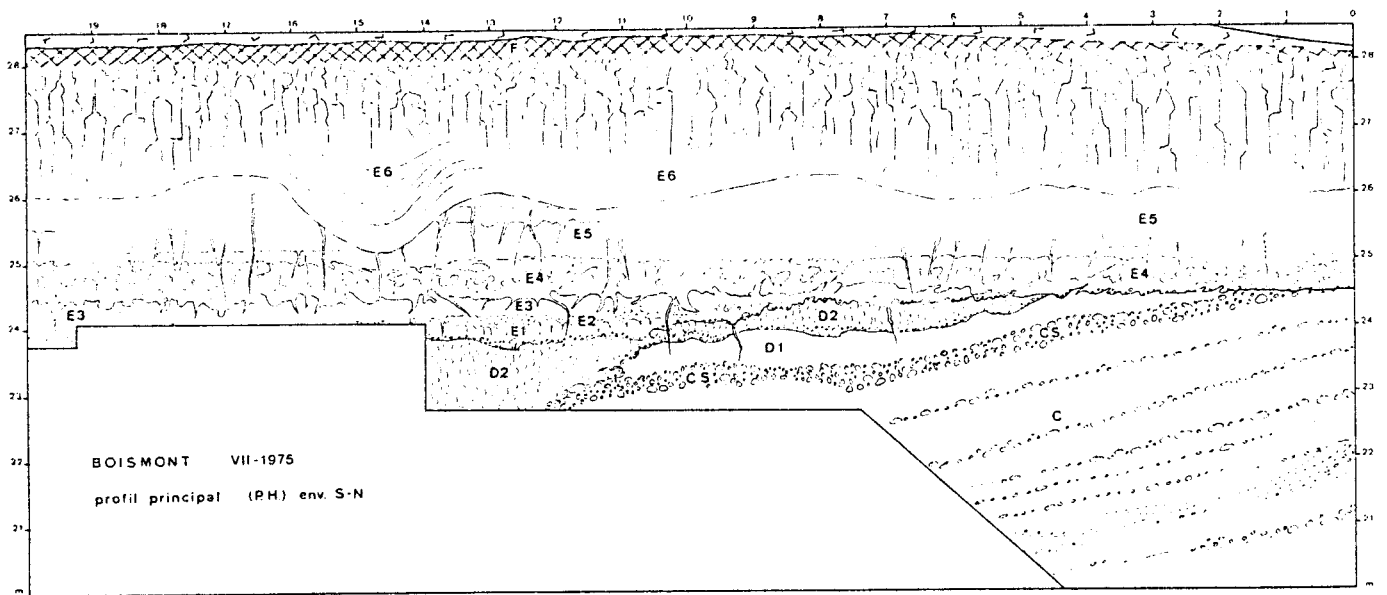


Fig. 117-Boismont-carrière du Chemin des Salines : levé du profil principal, d'après P. Haesaerts, 1977 (légende détaillée dans le texte).

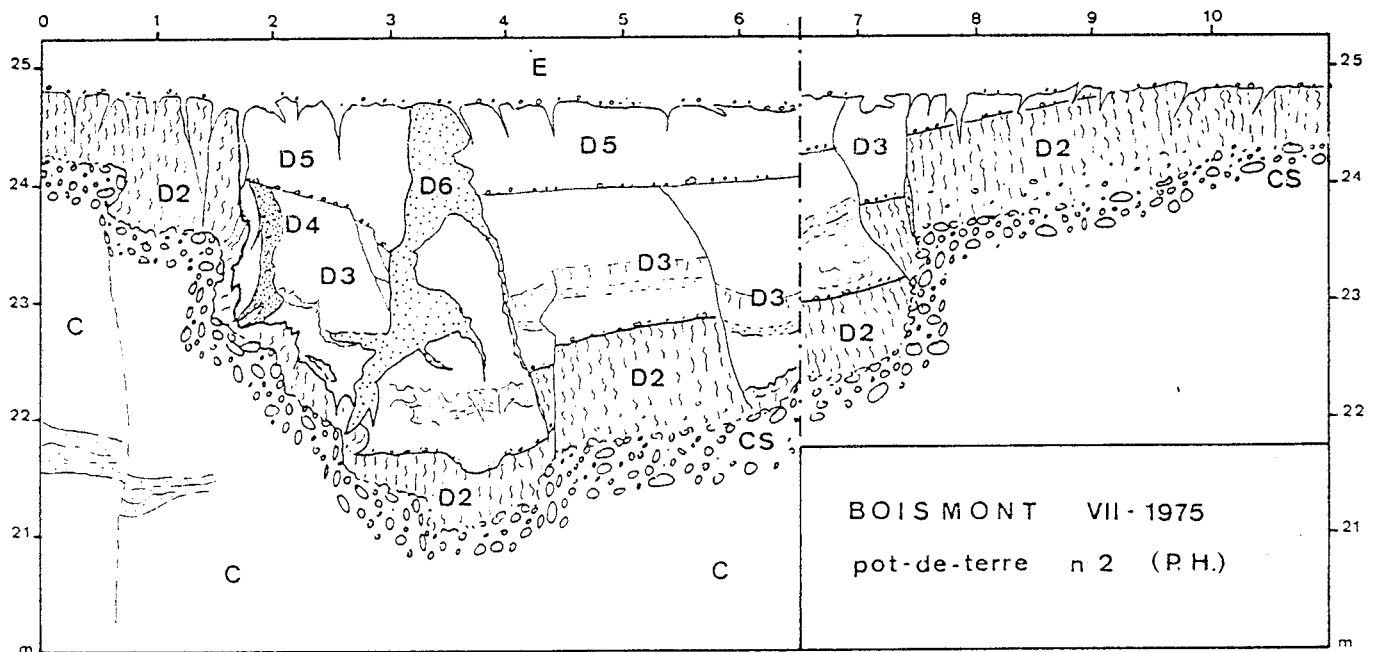


Fig.118-Boismont-carrière du Chemin des Salines : levé partiel ("Pot de Terre", n°2), d'après P. Haesaerts, 1977 (légende cf. séquence lithostratigraphique).

-BOISMONT, carrière du Chemin des Salines (localisation : fig. 48 et 49)

- Description des profil (fig. 117 et 118) et séquence lithostratigraphique synthétique (fig. 119), d'après P. Haesaerts (in Devismes et al., 1977)

CS- Partie supérieure des dépôts fluviatiles C : cailloutis compact, non stratifié, comprenant une majorité de fragments sub-arrondis de silex aux arêtes émoussées (remaniement par ruissellement du cailloutis de terrasse).

D1- Limon brun (7.5 YR 5/4) non calcaire, à nombreuses petites taches de manganèse et d'hydroxyde de fer; structure lamellaire moyenne assez fortement développée. Latéralement le limon passe à un sable jaune stratifié (limon pédogénisé en position dérivée).

D1h- Sable humifère (sables soufflés incorporant des horizons humiques).

D2- Limon brun jaune (10 YR 5/6) à fines linéoles sableuses soulignées par un cailloutis de silex discontinu; structure lamellaire à polyédrique moyenne assez bien développée, avec revêtements argileux bruns discontinus (partie inférieure d'un horizon Bt de sol lessivé).

D3- Limon brun-jaune, non calcaire, avec cailloutis à la base et petits lits de limon sableux dans la partie inférieure; structure lamellaire à polyédrique moyenne faiblement développée avec revêtements argileux bruns discontinus, par plages. Vers le haut, passe un limon sableux brun-jaune avec nombreuses taches grises le long de traces de racines, lequel est surmonté d'un limon brun-jaune avec traînées sableuses et structure lamellaire à polyédrique fine fortement développée.

D4- Fente digitée colmatée d'un limon brun (10 YR 5/3) se débitant en petits prismes, avec abondantes petites traînées de limon sableux brun pâle (10 YR 6/3).

D5- Sédiment finement stratifié, avec cailloutis de silex à la base ; comprenant des lits centimétriques de limon brun jaune et de limon sableux jaune pâle; structure lamellaire moyenne faiblement développée.

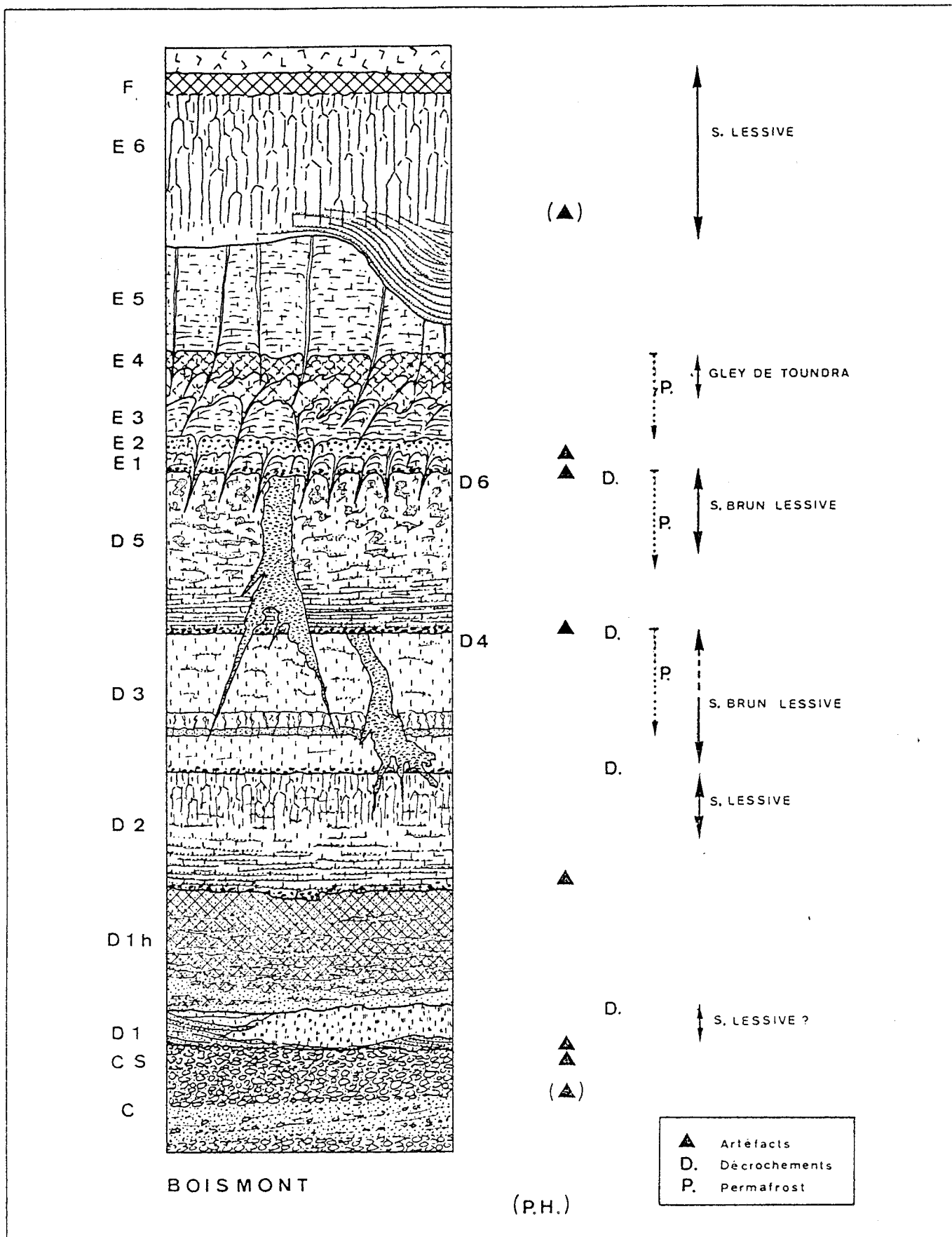


Fig.119-Boismont-carrière du Chemin des Salines : séquence lithostratigraphique synthétique, d'après P. Haesaerts, 1977 (légende détaillée dans le texte).

D6- Grande fente bifide pénétrant les unités sous-jacentes sur plus de 2 m de profondeur et colmatée de limon brun (10 YR 5/3) avec abondantes petites traînées sub-horizontales de limon sableux brun pâle. Signalons également que les unités décrites ci-avant sont affectées par plusieurs réseaux de grands décrochements partant respectivement du sommet de D5, de D3 et de D2.

E1- Limon jaune pâle (2.5 YR 7/4), calcaire, à fine stratification soulignée par des lits plus sableux; cailloutis de silex à la base.

E2- Limon jaune pâle, calcaire, incorporant un grand nombre de fragments et de petits galets de silex; plusieurs générations de fines fentes profondes de 10 à 30 cm partent respectivement de la base, du milieu et de sommet de E2.

E3- Limon jaune pâle, calcaire, à fine stratification sub-horizontale; pseudomycélium assez abondant réparti uniformément.

E4- Limon gris brun clair (2,5 Y 6/2), calcaire, avec de petites taches d'oxydation, passant vers le haut à un limon gris clair ; horizon involuté d'où partent deux générations de fentes profondes de 20 à 60 cm.

E5- Limon jaune pâle (2,5 Y 8/4), calcaire, à fine stratification subhorizontale de type "limon à doublets", surtout bien développé dans la partie supérieure. L'ensemble est pénétré par un réseau de fines fentes de plus de un mètre de profondeur, partant du sommet de l'unité.

E6- Limon brun-jaune (10 YR 6/6) décalcifié, passant vers le haut à un limon argileux brun-jaune (10 YR 6/5) à structure prismatique à polyédrique bien développée avec revêtements argileux bruns abondants. Entre P. 12 et P. 17 la base du limon décalcifié s'infléchit, délimitant une dépression en cuvette; celle-ci est colmatée par une alternance de couches centimétriques de limon argileux brun et de limon jaune-brun plus sableux.

F- Limon gris sombre (10 YR 4/1), humifère, recouvert de dépôts remaniés.

CHAPITRE. III-LA SEDIMENTATION ALLUVIALE ET LE PALEOENVIRONNEMENT DES GISEMENTS PALEOLITHIQUES EN PLACE.

Après avoir étudié la géométrie d'ensemble de la Nappe de fond de vallée et du système des terrasses, ou plus exactement celle de leur bed-rock, ce chapitre se propose d'aborder la structure, la stratigraphie et la sédimentologie des différents dépôts constituant les nappes alluviales proprement dites. Cette approche permet en outre d'aborder l'étude du paléoenvironnement des gisements paléolithiques en place d'après les données bioclimatiques (palynologie, malacologie et paléontologie)

Dans cette démarche, la prise en compte des dépôts de fond de vallée est importante car il apparaît de plus en plus logique, d'après les résultats précédents, qu'ils représentent le stade ultime d'une évolution cyclique. L'étude de leur structure et de leur stratigraphie, facilitée par un grand nombre d'observations tout au long de la vallée, permet d'élaborer un schéma d'évolution morpho-sédimentaire qui sera ensuite comparé à celui issu de l'étude des dépôts fluviaux préservés d'une manière discontinue en position de terrasse.

III.1-LA SEQUENCE DE LA PLAINE ALLUVIALE ACTUELLE (WEICHSELIEN ET HOLOCENE).

L'attribution du dépôt des graviers de fond de vallée au dernier glaciaire en raison de leur position relative, de l'absence de témoignages de l'Eemien et d'altération des matériaux, n'est plus à prouver. Ce fait est d'ailleurs établi pour la plupart des vallées de l'Europe du Nord-Ouest (cf. Colloque A.F.E.Q., 1983).

III.1.a-Structure et sédimentologie des graviers de la Nappe de fond.

D'après les données actuellement disponibles, les cailloutis weichséliens qui tapissent le fond de la vallée de la Somme apparaissent comme une unité homogène reposant sur un palier d'érosion unique. Dans cette

vallée, la Nappe de fond de vallée est donc plus simple que dans le cas de la Seine, où il a été mis en évidence deux nappes reposant sur le même palier d'érosion (Rouen I et II, Lautridou et al., 1984a), ou encore de la Haine en Belgique, où l'on observe deux phases d'aggradation fluviales séparées par des incisions, sans surcreusement du bed-rock (Haesaerts, 1984c).

Les coupes utilisées précédemment pour l'étude de la géométrie du bed-rock nous renseignent aussi sur la structure d'ensemble des dépôts de fond de vallée. En ce qui concerne la base de la séquence, il faut noter qu'elle n'est pas systématiquement représentée par des graviers. En effet dans la haute vallée de la Somme, où la nappe est discontinue, plusieurs sondages ont rencontré des sables au contact de la craie. Ces traits qui, associés à une pente moyenne plus faible et à la rareté des terrasses, caractérisent ce secteur, sont à relier à l'évolution vers l'aval des paramètres généraux du fleuve. En effet, la haute vallée représente un secteur où le transit des matériaux et l'érosion prédominent, alors que plus en aval, l'augmentation des apports en partie associée aux affluents (cf. confluences) fait évoluer le bilan global en faveur de l'accumulation. La rareté des nappes alluviales en position de terrasses dans la haute vallée de la Somme est sans doute en rapport avec ce phénomène.

Le modelé des graviers de fond est dans l'ensemble assez régulier, leur contact avec le bed-rock, étudié précédemment, montre de grandes ondulations peu profondes liées à un réseau de chenaux anastomosés peu développé. Plus qu'un réseau typiquement anastomosé à chenaux multiples, il faut imaginer un système plus simple ne comprenant que deux ou trois grands chenaux principaux, similaire à celui mis en évidence dans la Seine au niveau d'Elbeuf (Lautridou et al., 1984a). Ces observations sont peut être à relier à la morphologie de la vallée qui apparaît intermédiaire entre un lit rectiligne et un lit à méandres (chap. III.2.a).

Le sommet des graviers, qu'il a été possible d'observer dans les gravières de Thennes, possède des traces de chenaux de taille similaire à ceux de la base. Cette morphologie est soulignée par la structure des matériaux dont la stratification est sub-parallèle à la surface des ondulations (fig.120). En raison du manque de points d'observation, il est difficile de dire si ces ondulations du sommet des graviers sont uniquement en rapport avec les chenaux de base, ou si elles sont localement à relier à une érosion contemporaine de la mise en place des dépôts fins sus-jacents.

En ce qui concerne la minéralogie et la granulométrie des sables et graviers de la Nappe de fond de la Somme, les données extraites des travaux de prospection du B.R.G.M. (1975) associées aux observations en

gravières permettent de formuler les remarques suivantes (annexe10) :

-la craie est essentiellement représentée dans la fraction inférieure à 5 mm (granules et sables calcaires). La présence de galets et de blocs de craie associés à de gros rognons de silex non usés est caractéristique de la base du dépôt à proximité du bed-rock (sondages carottés : annexe 9). Ces graviers contiennent des blocs de grès tertiaires usés (0,1 à 1 m !).

Leur taille démesurée confirme l'origine périglaciaire de ces dépôts et l'importance de la dynamique fluviale qui a permis leur mise en place.

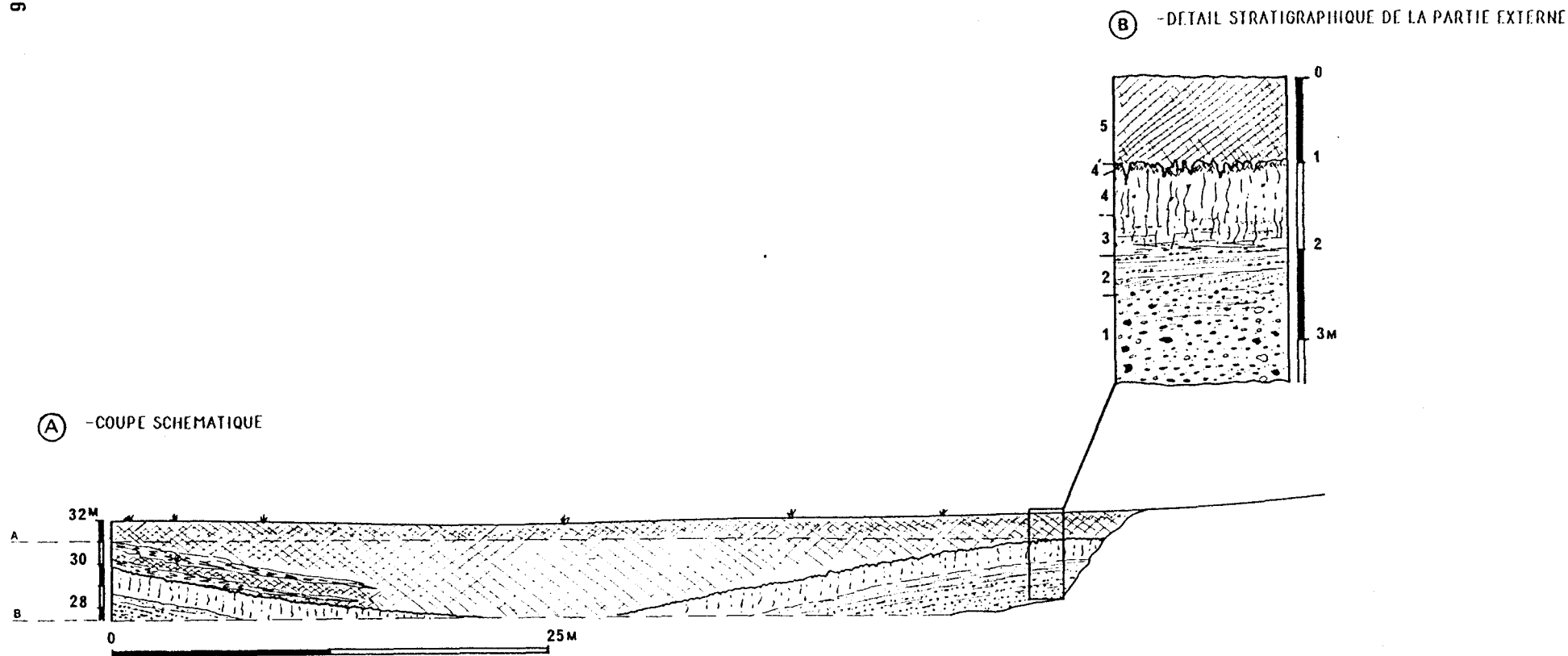
-Du point de vue granulométrique, de l'amont vers l'aval, on observe une baisse du pourcentage des éléments crayeux supérieurs à 5 mm, une diminution de la fraction inférieure à 80 μ , et une diminution de la représentation des éléments de silex supérieurs à 20 mm correspondant à une baisse de la médiane (valeur moyenne: 15 mm); enfin la fraction comprise entre 80 μ et 2 mm est constante dans toute la vallée.

Ces observations sont à relier en partie à l'augmentation de la vitesse donc de l'énergie du cours d'eau vers l'aval qui se manifeste par un meilleur tri du sédiment (transport en suspension de la fraction fine), mais aussi à un transit important des éléments dans l'ensemble de la vallée, qui se traduit par l'abrasion progressive des éléments grossiers (concassage et usure des silex, broyage des éléments crayeux).

III.1.b-Stratigraphie des dépôts fins (sables et limons, tourbes et tufs).

Cette partie a pour but de donner un aperçu rapide de la structure et des conditions de dépôt des sédiments fins de fond de vallée. Elle permettra de proposer une séquence type (stratigraphie, dynamique et contrôle climatique), qui pourra par comparaison aider à l'interprétation des données sur les séquences alluviales des terrasses (fig. 122). Etant donné que les tourbes ne sont jamais présentes dans les dépôts de terrasse, cette partie sera essentiellement axée sur l'étude des conditions de dépôt et de la signification climatique des sédiments limoneux du fond de vallée.

Tout d'abord, il faut signaler qu'à la suite des travaux récents sur les gisements mésolithiques du fond de vallée (Ducrocq, 1986, 1989 et



- 1 - Nappe alluviale
- 2 - Sables et limons fluviaux stratifiés, le passage progressif au limon 3 est en partie masqué par la gleyification
- 3 - Limon gleyifié avec quelques litages de sable et granules de craie abondants
- 4 - Limon gleyifié homogène avec quelques silex épars
- 4' - Horizon bioturbé au contact des tourbes
- 5 - Tourbes, avec localement intercalations de tufs

- A - Niveau d'eau normal
- B - Niveau abaissé pour l'exploitation, qui a permis l'observation momentanée des dépôts de fond de vallée

Fig. 120-Coupe schématique de la séquence de fond de vallée de l'Avre d'après les observations effectuées dans la gravière de Thennes-Berteaucourt.

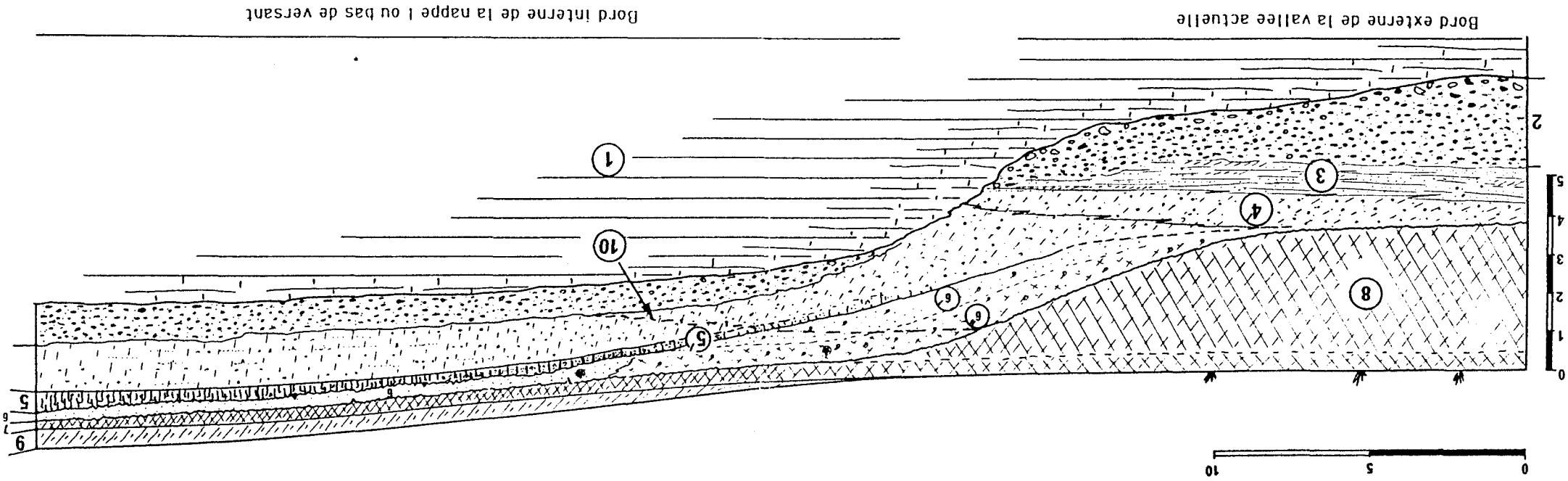
Thèse en cours), il est apparu que la simplicité de la séquence de fond de vallée n'est qu'apparente. Jusqu'à maintenant la connaissance de la stratigraphie et de la palynologie des tourbes était encore mal connue et surtout très ponctuelle (Nielsson, 1960). Le développement récent des analyses palynologiques que l'on doit à l'équipe du professeur A.V. Munaut (1987-1989) indique une complexité que les coupes schématiques de F. Bourdier (Agache et al., 1963; Bourdier, 1969: fig. 123 et 124) ne laissaient pas supposer. A l'avenir il sera nécessaire d'intégrer ces données dans une lithostratigraphie détaillée des dépôts de fond de vallée et de la zone de transition avec le versant.

Cette complexité se traduit aussi du point de vue géométrique; en effet les tourbes ne possèdent pas dans toute la vallée la même disposition en couches continues s'épaississant régulièrement vers l'aval. Cette géométrie, en rapport avec l'élévation du niveau marin, provoquant un colmatage progressif de l'aval vers l'amont, n'est en fait valable que dans la partie inférieure de la moyenne vallée et de la Basse Somme (fig. 124).

On remarque que des sondages en amont d'Amiens (étude B.R.G.M., 1975) montrent localement des épaisseurs de tourbe très importantes : Fouilloy-vallée de la Somme : 11 m tourbe/craie; Albert-vallée de l'Ancre : 15 m tourbe/craie; Davenescourt-vallée de l'Avre : 8.9 m tourbe/craie; Ailly-sur-Noye-vallée de la Noye : 7.9 m tourbe/0,5 m graviers/craie. Ces tourbes semblent remplir des surcreusements locaux (chenaux), associés à l'absence ou à une très faible épaisseur de la nappe grossière.

En ce qui concerne les tufs calcaires généralement associés aux tourbes, on remarque qu'ils se présentent sous deux faciès, déjà distingués par V. Commont au début du siècle (1910c) : les tufs en couches liés à des écoulements latéraux et plus ou moins remaniés, et les tufs en dômes ou "croupes" à développement essentiellement vertical, alimentés par la nappe phréatique des graviers de fond (fig. 123).

Seuls les premiers nous intéressent ici car ils montrent des faciès très proches de ceux observés dans certaines séquences anciennes des terrasses (chap. II.2.b). Dans ce type de tuf, ce sont surtout les oncolithes qui sont typiques d'un milieu de dépôt fluviatile. En effet la forme arrondie de ces concrétions biogénétiques et leur cortex à laminations irrégulières traduisent une rotation sous l'effet du courant dans un chenal. Ces éléments de taille très variable (5 à 400 mm) constituent des accumulations ponctuelles (gravière de Thennes) et sont de bons marqueurs de conditions climatiques interglaciaires.



- LEGENDE:
- 1 - Craie
 - 2 - Graviers de la nappe de fond et de la nappe 1
 - 3 - Sables et limons lites fluviales (Thennes)
 - 4 - Loess calcaire hétérogène à gaulettes de craie, lits de sable, silex épars et traces d'oxydation (localement on peut y observer des petites fentes de cryodessiccation soulignées par un remplissage sableux; Croy, Belloy/S.)
 - 5 - Horizon Bl. Brun-rouge à structure prismatique
 - 5' - Limon argileux brun-verdâtre avec début d'hydromorphie (passage latéral de l'horizon 4 à proximité du fond de vallée; Bourdon, Belloy/S.)
 - 6 - Limon sableux gris-blanchâtre homogène ("Limon gris"; Louvie, Bourdon, Longpré-les-Corps-Saints, Belloy/S., Croy, Thennes), le contact avec 5' est localement souligné par un cailloutis (Bourdon)
 - 6' - Facies à mollusques aquatiques de 6 ("Limon gris à mollusques"; La Chaussée-Tirancourt)
 - 6'' - Horizon supérieur humifère de 6' ("Limon Noir à mollusques"; La Chaussée-Tirancourt)
 - 7 - Sol humifère noir à structure granulaire ("Sol des Marais"; Etouvie Belloy/S., Bourdon, Longpré-les-Corps-Saints)
 - 8 - Tourbes et furs du fond de vallée (Niveaux différenciés)
 - 9 - Colluvions humifères de bas de versant
 - 10 - Limite des facies hydromorphes (Gleys de fond de vallée)
 - 11 - Industries: Paléolithique Supérieur final et Mésolithique

Fig. 121-Représentation synthétique de la géométrie et de la stratigraphie des dépôts de fond de vallée: relations avec le bas de versant (d'après les coupes de Thennes, Etouvie, La Chaussée-Tirancourt, Croy, Longpré-les-Corps-Saints et Bourdon).

-Les dépôts limoneux :

A la suite de l'observation de plusieurs profils, il apparaît tout d'abord que la séparation entre dépôts grossiers et fins est en fait relativement arbitraire car il existe dans certains cas une transition progressive matérialisée par des sables et limons lités fluviatiles intercalés entre les graviers et les limons (Thennes, fig. 120 B).

Ces dépôts fins et calcaires se caractérisent par des stratifications obliques montrant une alternance de lits de sable à fins granules de craie et de lits limoneux; ils n'ont pas livré de mollusques. Ils représentent la première étape dans la baisse de la dynamique à la fin du dépôt des graviers; leur texture, l'absence de mollusques et leur connexion stratigraphique avec le sommet des graviers plaident pour un contexte climatique encore rigoureux. Dans certaines coupes de la gravière de Thennes il a été possible d'observer un passage progressif de ces sédiments lités à un limon homogène gleyifié à granules de craie (fig. 120B, couches 2 et 3).

Par contre d'autres profils, situés en position plus externe dans la vallée, montrent un passage sans transition des graviers au limon gleyifié à granules de craie (fouilles T. Ducrocq, 1985-1988). Si les sables et limons lités n'ont pas été observés d'une manière systématique, les limons gleyifiés forment une unité extrêmement constante dans la vallée de la Somme et la basse vallée de l'Avre. Ce dépôt dont l'épaisseur varie de 0,5 à 1,5 m correspond à la "glaise" de V. Commont (1910c).

D'après les travaux de T. Ducrocq (communication orale), il apparaît que cette unité est en fait formée de deux horizons distincts : limon gleyifié à granules de craie à la base et limon gleyifié décalcifié au sommet (fig. 120B, n°3 et 4). La limite entre ces deux horizons est délicate à tracer compte tenu de l'hydromorphie postérieure qui donne la même coloration verdâtre à l'ensemble. L'unité supérieure se différencie pourtant nettement par ses industries mésolithiques sub-en place, associées à une grande faune tempérée; mais les mollusques y sont absents. Le contact supérieur avec la base des tourbes est toujours souligné par un horizon brun humifère bioturbé d'environ 5 cm. Cette différenciation s'est confirmée à la suite de la découverte d'un site où l'unité supérieure se présente sous un faciès de limon gris palustre à mollusques, humifère (fig. 121, n°6' et 6"), et contenant de l'industrie mésolithique associée à une faune abondante (La Chaussée Tirancourt sond. T. Ducrocq, 1989).

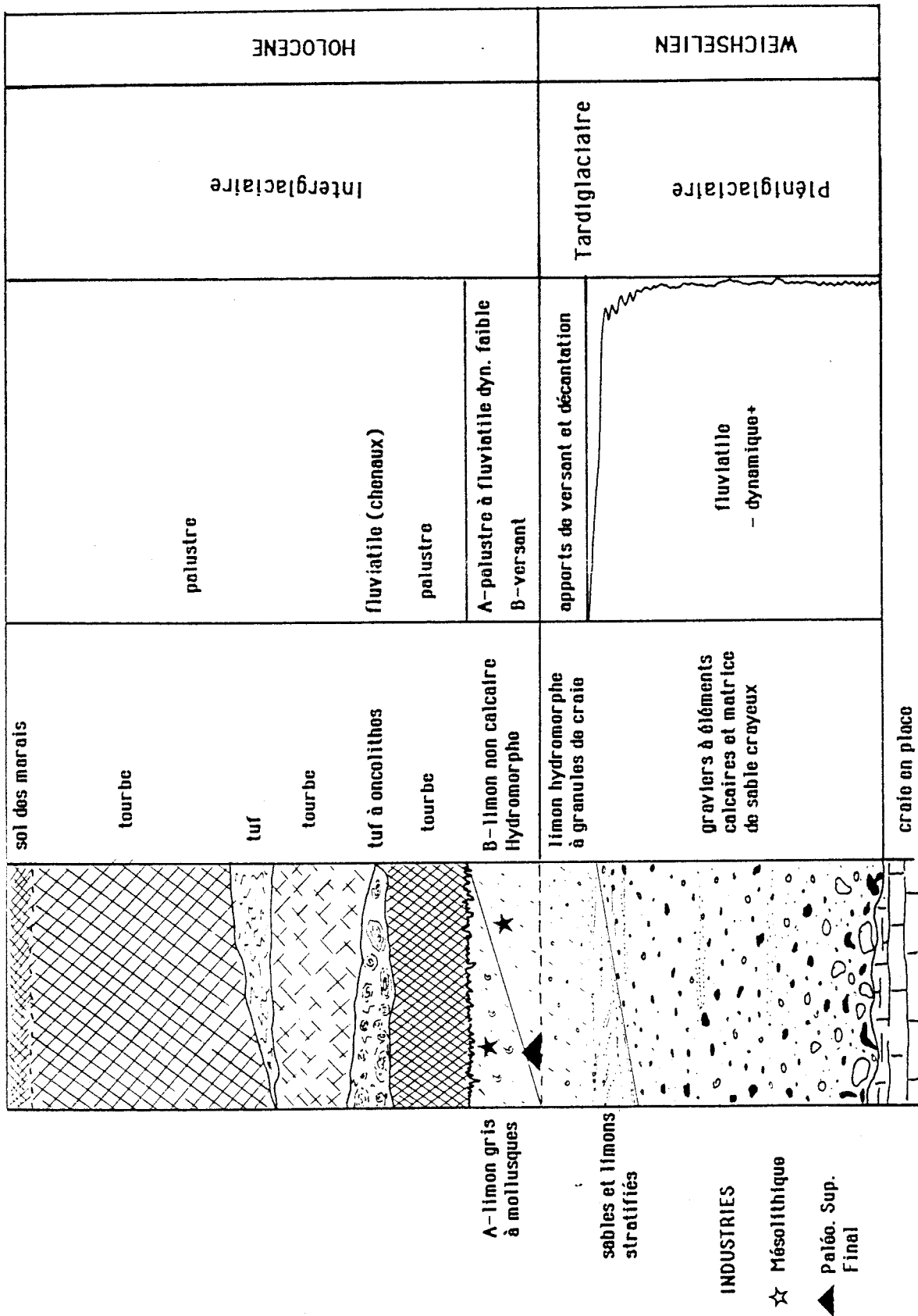


Fig. 122-Dépôts de fond de vallée : séquence alluviale synthétique (moyenne vallée de la Somme et basse vallée de l'Avre).

L'absence de stratifications et la granulométrie du limon homogène à granules épars (limon gleyifié inférieur) plaident pour une dynamique de dépôt très faible (dépôt par décantation), dans une plaine alluviale en voie de stabilisation et soumise à des apports de versants importants. En effet, à Thennes et à la Chaussée Tirancourt, il a pu être observé un passage latéral progressif (reprise par colluvionnement) entre ce dépôt et le limon loessique hétérogène du versant. Un contexte climatique encore rigoureux semble cohérent avec l'absence d'industrie, de faune et de mollusques tempérés qui caractérise cette couche inférieure. A Flixecourt (vallée de la Somme : Fagnart, sond. 1988) la présence au sommet de cette unité d'une industrie du Paléolithique supérieur final, identique à celle datée d'environ 10 000 BP dans le site de Belloy-sur-Somme, indique une mise en place antérieure à l'Holocène, probablement Tardiglaciaire.

La datation de l'horizon supérieur qui présente localement des faciès fluviatiles ou palustres est assez délicate. On remarque cependant que son contenu (industries mésolithiques et faune tempérée) révèle des conditions climatiques typiquement interglaciaires correspondant à un épisode de l'Holocène que l'on peut situer entre le début du Préboréal et l'Atlantique. Les travaux détaillés en cours sur les gisements de fond de vallée permettront à l'avenir de préciser son âge et ses conditions de mise en place.

Ce rapide aperçu des dépôts de la plaine alluviale de la basse vallée de l'Avre et de la partie supérieure de la Moyenne Somme permet de tracer un premier schéma d'interprétation des conditions de dépôt et de l'environnement climatique de la séquence de fond de vallée. Il aboutit surtout à souligner que dans la séquence de la plaine alluviale actuelle de la Somme les dépôts interglaciaires ne sont pas uniquement représentés par les tourbes et les tufs, mais comportent des faciès limoneux comparables à ceux des séquences plus anciennes (fig. 121 et 122)

-Données sur la stratigraphie de la vallée actuelle dans la Basse Somme :

Actuellement, dans l'attente de nouveaux résultats (étude palynologique des sondages de Mautort : équipe A.V. Munaut, 1988 : fig. 125), ces données sont essentiellement issues des travaux synthétiques de F. Bourdier (1969) qui réinterpréta les données de V. Commont, et de l'étude des sondages de Rue par M. Ters et al. (1980).

Les travaux de F. Bourdier ont pour mérite de donner une vision

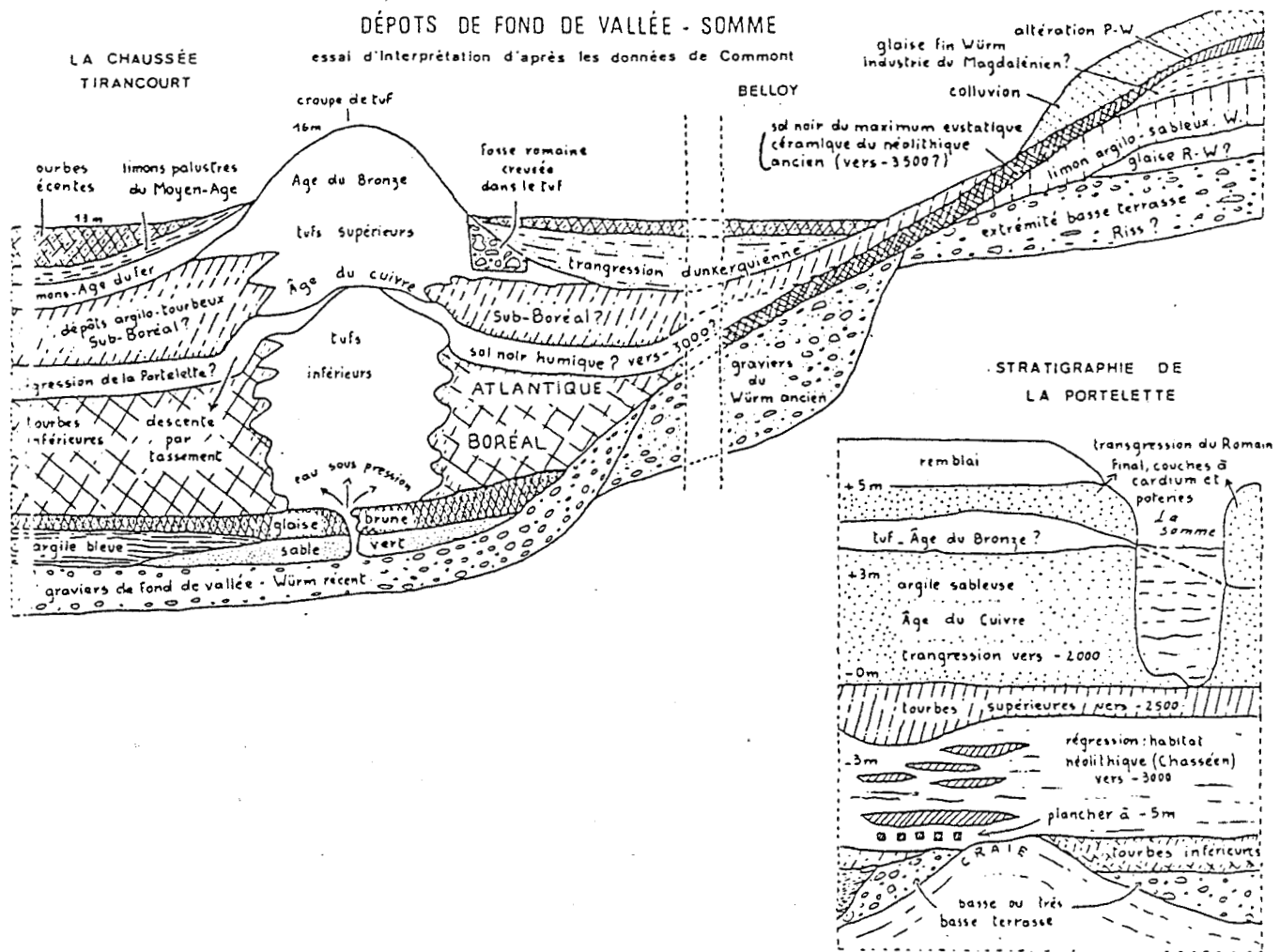


Fig. 123-Coupes schématiques des dépôts de fond de vallée de la Somme, d'après F. Bourdier, 1969.

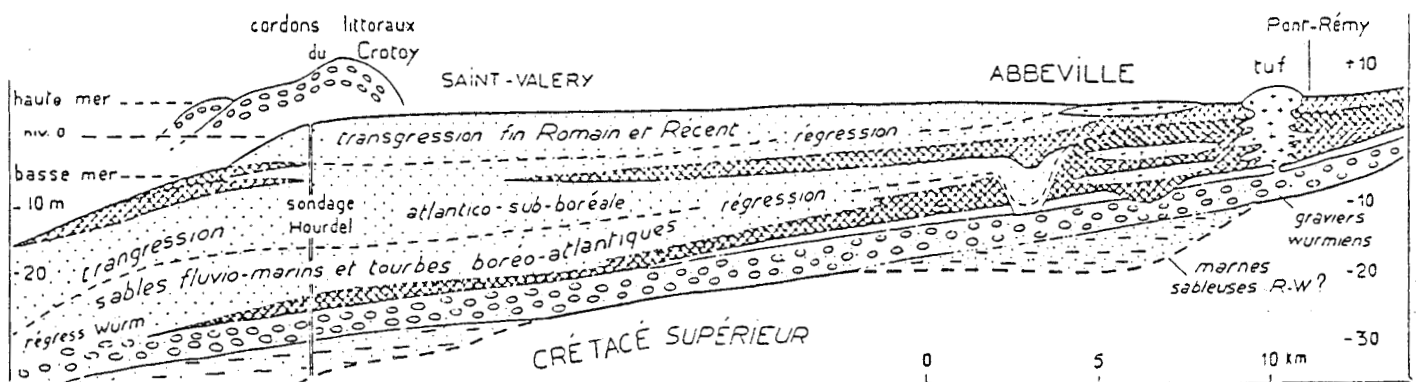


Fig. 124-Coupe synthétique du talweg actuel de la Basse Somme de Pont-Rémy à l'estuaire, d'après R. Agache et al., 1963.

synthétique de la stratigraphie et de la géométrie de ces dépôts dans lesquels il distingue une succession de faciès transgressifs (sables marins) séparés par des tourbes indiquant une stabilisation ou une régression, l'ensemble étant daté d'après le contenu archéologique (fig. 123 et 124). Le sondage de Rue (Ters et al., 1980), malgré sa position géographique à 8 km au Nord de l'axe de la Somme, est intéressant car il a permis de reconstituer l'évolution du niveau marin et de l'environnement par une approche stratigraphique, sédimentologique et palynologique associée à des datations C14 (fig.126).

A la suite de l'attribution au Weichsélien des graviers de base du sondage (absence d'altération et altitude comparable à ceux de la Somme), il a été reconnu deux niveaux marins transgressifs situés respectivement à -12 et - 15 m N.G.F. D'après leur contenu pollinique, les auteurs ont rapproché ces améliorations climatiques antérieures à 38 500 BP des interstades du début Weichsélien (Amersfoort et Brörup).

Après le dépôt d'un cailloutis fluviatile peu épais puis un hiatus important, le reste de la séquence montre ensuite une succession de dépôts tourbeux et marins de 8 000 BP à l'actuel au sein de laquelle on peut décrire cinq épisodes transgressifs séparés par des stabilisations ou des régressions (fig.126).

Mis à part son intérêt pour l'étude de la transgression holocène, cette étude pose le problème de la datation de l'épisode de creusement maximum du substratum crayeux, précédant la mise en place des graviers de base. Si, comme on a tout lieu de le penser d'après leur altitude et l'absence d'altération, ces graviers sont effectivement weichséliens, leur position antérieure à deux améliorations climatiques corrélées avec des épisodes du Weichsélien ancien (Ters et al., 1880) implique que l'incision de la craie à -18,5 m N.G.F. est très précoce. Cette remarque amènerait à placer l'incision maximum des vallées suivie d'un dépôt de graviers dans la péjoration climatique directement postérieure à l'interglaciaire Eemien.

L'étude des séquences alluviales des terrasses et des relations avec les dépôts de versant va maintenant permettre d'aborder ce problème pour les cycles antérieurs (chap I synthèse).

En ce qui concerne l'incision de la Nappe de fond, il sera possible d'apporter de nouveaux éléments de réponse concernant sa place dans le dernier cycle Eemien-Weichsélien à la suite de l'étude de la séquence de la nappe I directement sus-jacente, puis de les comparer avec cette interprétation.

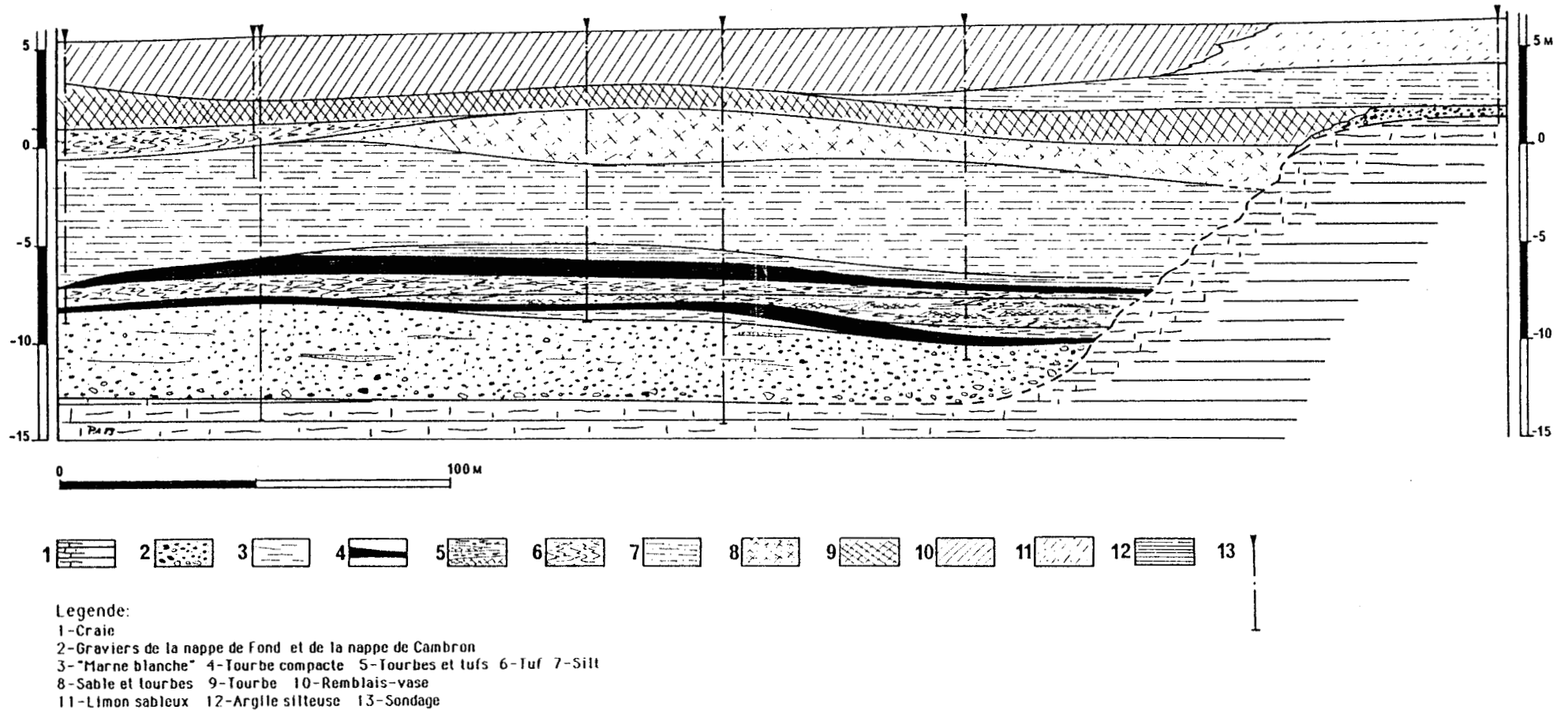


Fig. 125-Coupe du bord externe de la vallée de la Somme à Mautort (redessinée d'après un document de l'étude géotechnique du C.E.T.E.).

SONDAGE DE RUE 3 (BASSE SOMME)

Coupe des terrains (A) et analyse pollinique (C)

Niveaux marins wurmiens et holocènes (B)

Courbe de la fin de la transgression flandrienne (8000 ans BP_0) (D)

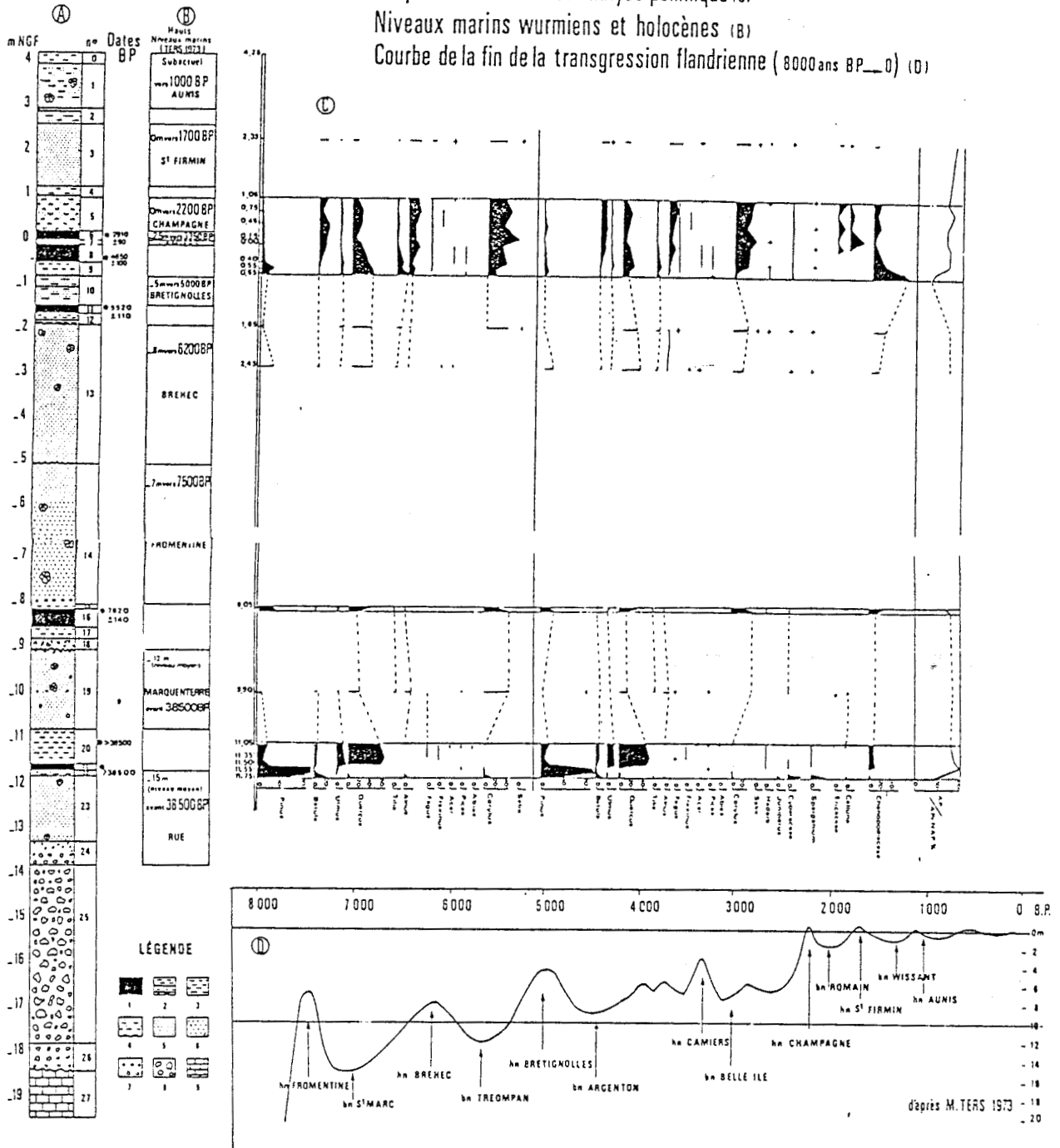
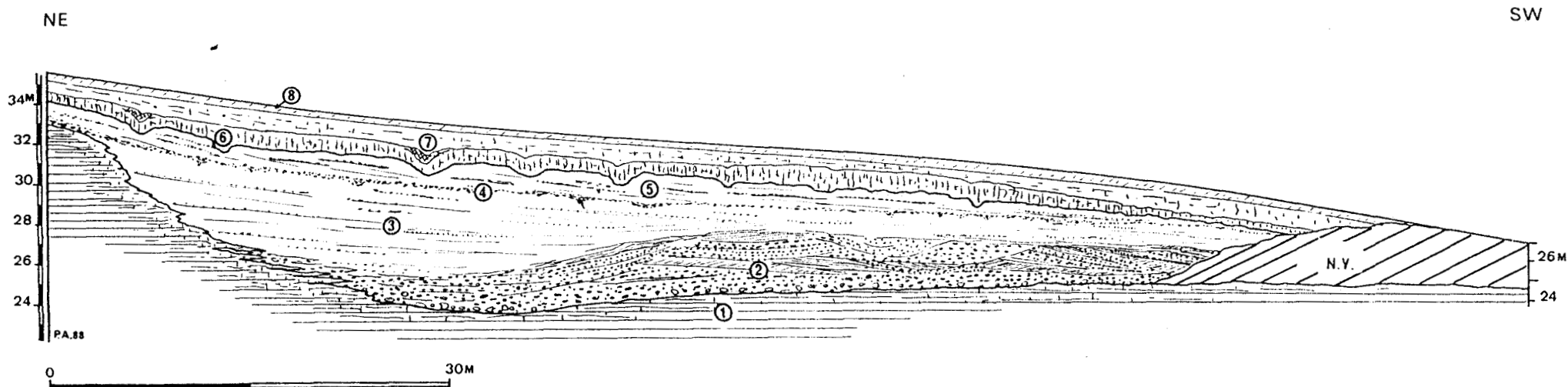


Fig. 126-Stratigraphie et palynologie du sondage de Rue 3 (Basse Somme), d'après M. Ters et al., 1980.



1-Bed-rock. 2-Nappe alluviale : graviers et limons fluviaux (lentilles à stratifications obliques). 3-Sables et limons liés (à la partie supérieure passage progressif aux dépôts de versant avec apparition d'éléments de silex et de craie géolfractés). 4-Calloutis cryoturbé (silex et granules). 5-Loess calcaire à lits de granules et silex géolfractés. 6-Horizon Bt de sol brun lessivé avec limite d'altération en poche (localement surmonté par un horizon humifère). 7-Colluvions récentes. 8-Horizon Ap.

Fig.127-Coupe synthétique du bord externe de la terrasse d'Argoeuves.

III.2-LES SEQUENCES ALLUVIALES DES TERRASSES ET LE PALEO-ENVIRONNEMENT DES GISEMENTS PALEOLITHIQUES EN PLACE.

Cette approche se divise en trois parties :

- aperçu sur la structure et la sédimentologie des graviers des nappes alluviales d'après quelques exemples,
- étude détaillée des caractéristiques des séquences des nappes alluviales des terrasses d'après l'ensemble des données disponibles (stratigraphie sédimentologie, malacologie, palynologie et paléontologie),
- synthèse des résultats: conditions de mise en place, signification climatique et environnement des gisements.

III.2.a-Structure et sédimentologie des dépôts grossiers des nappes alluviales.

Comme il a déjà été souligné dans le chapitre III.1.a, l'étude de la structure d'ensemble et de la géométrie des nappes de graviers des terrasses de la Somme est très difficile en raison de la faible étendue des points d'investigation. Seules deux carrières en exploitation permettent actuellement de faire des observations d'ensemble.

D'après la majorité des observations, les graviers des nappes alluviales montrent dans la plupart des cas une stratification sub-horizontale diffuse. Cette structure, qui peut être localement soulignée par des lentilles sableuses de faible extension (Cagny-la Garenne), est le plus souvent difficilement lisible en raison de l'homogénéité des matériaux graveleux. C'est le cas par exemple dans la carrière de Crouy (Nappe de Montières), où les coupes actuelles montrent sur plusieurs dizaines de mètres des graviers à matrice sablo-limoneuse sans stratifications très nettes.

Par contre dans la carrière d'Argoeuves, l'existence d'un contraste de matériaux dû à l'abondance de sable dans la nappe alluviale, a permis le développement d'un réseau de chenaux très net (fig. 127). Ces structures sédimentaires se traduisent en coupe par une alternance de chenaux et de lentilles à stratifications obliques discordantes.

Les contrastes lithologiques très marqués entre les lentilles limoneuses et graveleuses témoignent des variations successives de la compétence du cours d'eau. Leur faible développement (2 à 10 m), les nombreuses discordances et leur répartition dans l'espace dénotent une forte instabilité,

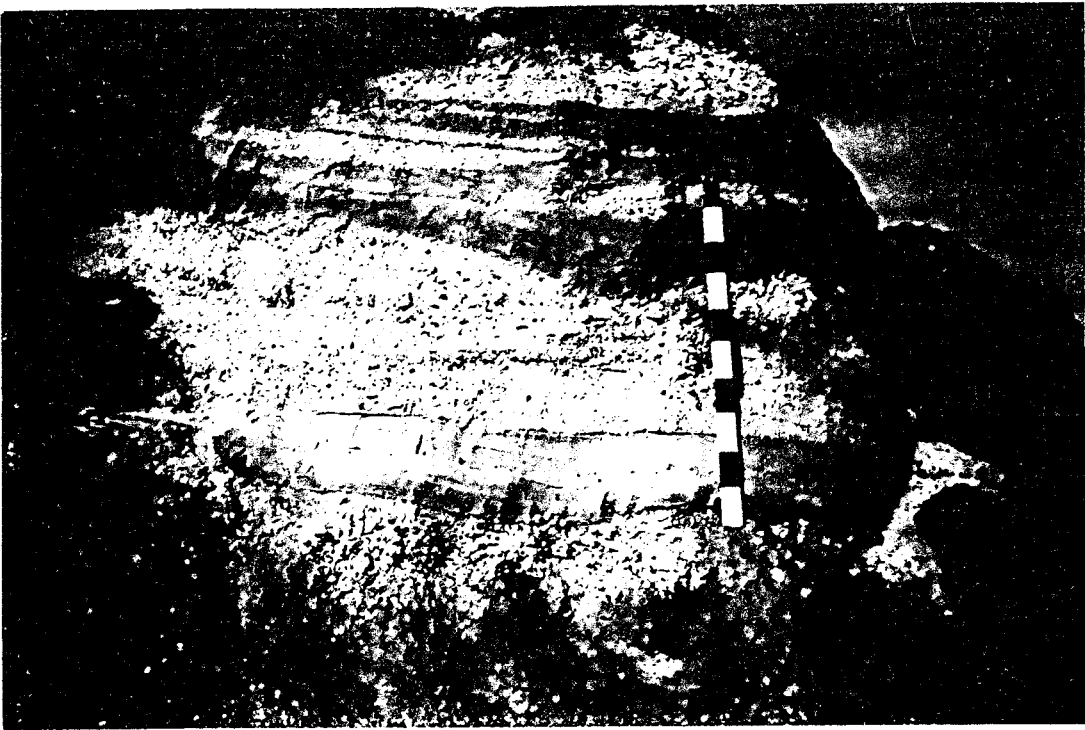


Photo.6-Carrière d'Argoeuves : lentilles de sable et limon lités à stratifications obliques discordantes.

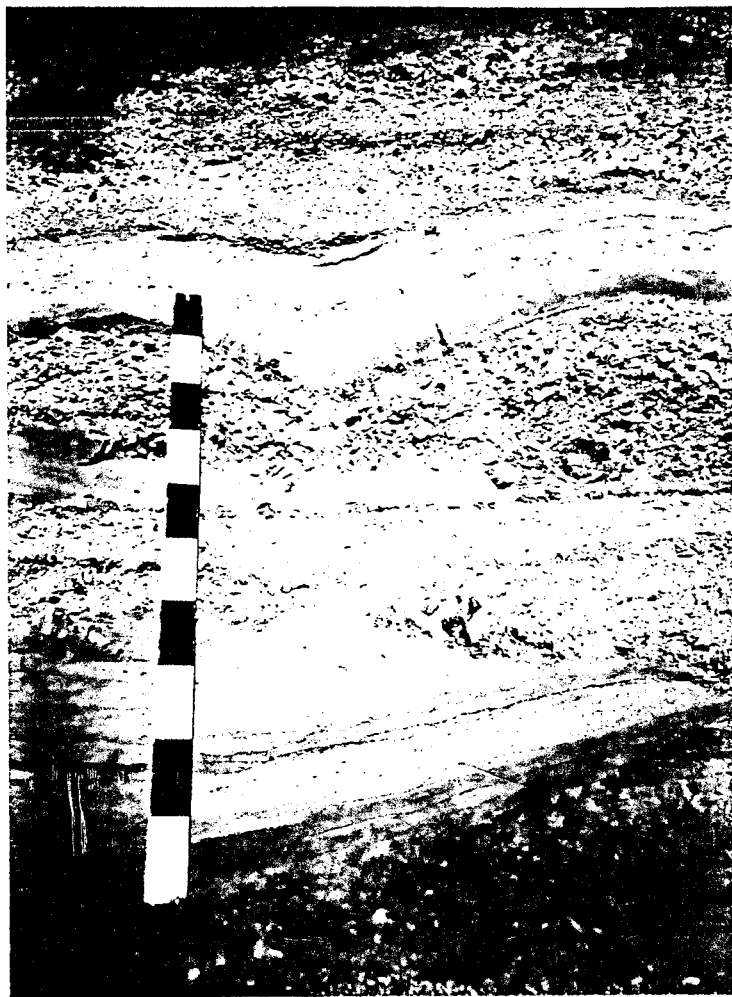


Photo. 7-Carrière d'Argoeuves : détail de la photo. 6.

typique d'un réseau de chenaux en tresses "braided channels" (photos. 6 et 7). A plus grande échelle, dans le même profil, on observe dans la partie externe de la terrasse un chenal qui se traduit par un surcreusement local du bed-rock (-1 m) associé à une baisse très nette de l'épaisseur de graviers (fig. 127). Cette géométrie a aussi été mise en évidence par des sondages rapprochés dans une autre terrasse, à Saint-Sauveur, où il existe un chenal d'environ 100 m à la surface des graviers, ultérieurement comblé par des limons fluviaux fins (fig. 98). Par contre, à cet endroit, le surcreusement du substratum est moins net (0,5 m).

Contrairement aux petits chenaux en tresse décrits précédemment, ce type de structure, par sa taille et son action sur la topographie du substrat crayeux, cadre assez bien avec la géométrie transversale du bed-rock de la Nappe de fond qui a été décrite d'après plusieurs coupes dans le chapitre II. En effet l'étude des coupes transversales de la vallée actuelle a permis de mettre en évidence plusieurs surcreusements de faible profondeur correspondant vraisemblablement à la trace d'anciens chenaux de grande ampleur.

Malgré le manque de points d'observation pour les terrasses, la comparaison avec la géométrie de la Nappe de fond permet de penser que le dépôt des graviers des nappes alluviales anciennes s'est sans doute effectué dans un système de chenaux anastomosés peu nombreux, stables, et de grande taille.

Bien que ponctuelle, l'étude des coupes de la gravière d'Argoeuves montre par contre que dans sa partie supérieure la sédimentation graveleuse a pu se caractériser par de petits chenaux en tresses mobiles. Dans l'état actuel des observations, il est encore difficile d'interpréter à l'échelle de la vallée le type de chenal qui a pu exister au moment de la mise en place des graviers; il apparaît en effet intermédiaire entre un chenal sinueux et un réseau de chenaux anastomosés peu nombreux (fig. 128).

En ce qui concerne la pétrographie et la sédimentologie des graviers des terrasses, il est possible de faire quelques remarques générales d'après l'ensemble des observations en sondage et en carrière.

-Du point de vue pétrographique :

-La proportion d'éléments issus des formations tertiaires (sables et galets marins, blocs de grès) diminue progressivement des nappes les plus anciennes vers les plus récentes, et devient très faible à partir de la nappe la plus ancienne du complexe de la basse terrasse (Argoeuves).

-Les silex du Turonien supérieur n'apparaissent nettement qu'à

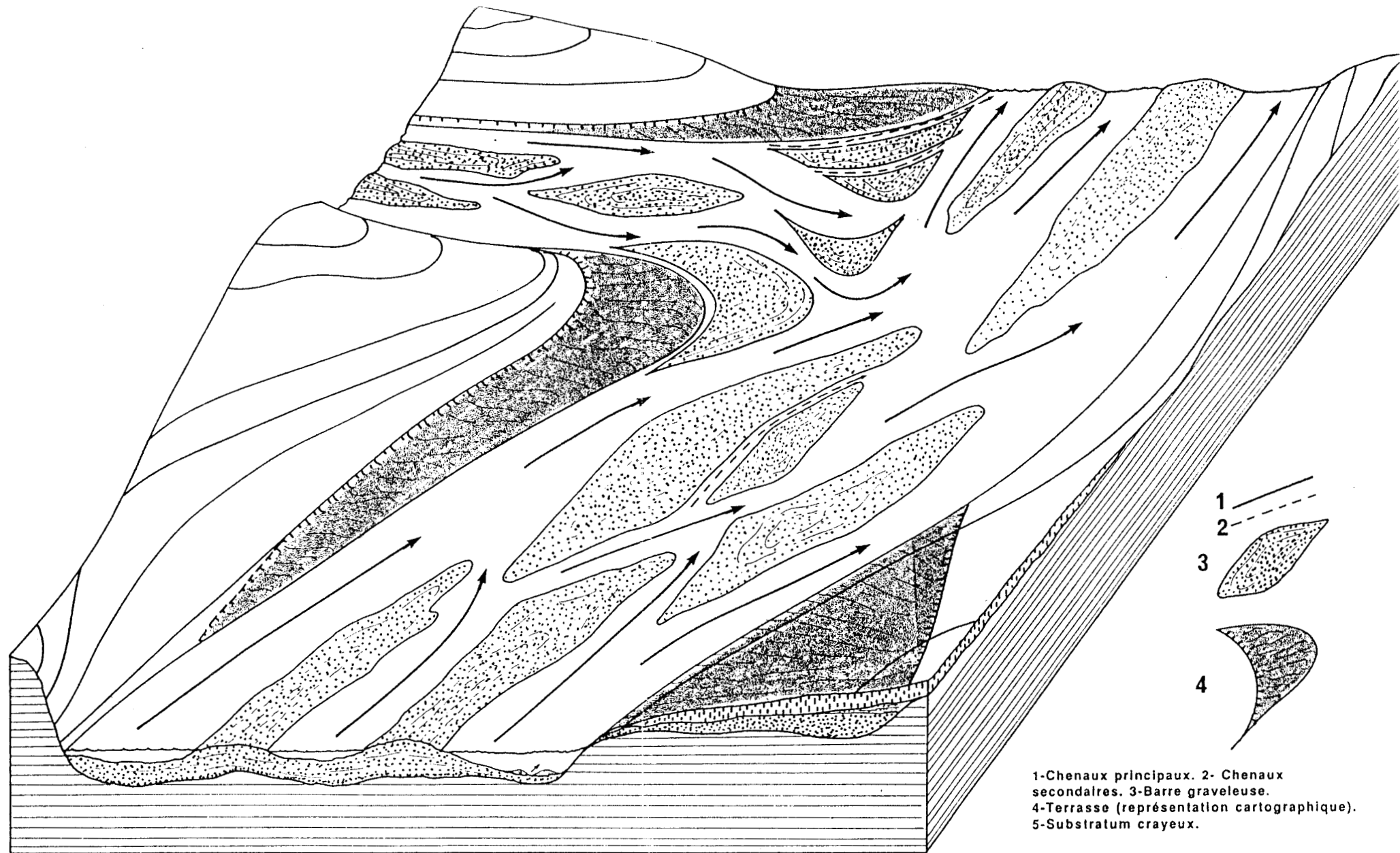


Fig. 128-Bloc diagramme : essai de représentation de la morphologie du chenal de la Somme et de ses rapports avec les affluents lors de la mise en place des graviers d'une nappe alluviale donnée.

partir de la Nappe d'Argoeuves.

-Enfin, on observe fréquemment dans toutes les nappes alluviales de très gros blocs de grès arrondis pouvant atteindre 0,5 à 1 m et qui se localisent à la base de la séquence. La mise en place de ces blocs démesurés n'est envisageable que dans le cadre d'un régime torrentiel ou de débâcles avec radeaux de glace; ces dernières remarques confirment la nature périglaciaire de l'environnement de dépôt des graviers.

-Du point de vue sédimentologique :

-On n'observe pas de variations notables d'une nappe à l'autre, la granulométrie est du même type (annexe 10), seule la proportion de matrice est variable. Cette homogénéité est à relier à celle du substrat mais surtout à la remobilisation d'une partie des matériaux grossiers d'une terrasse à l'autre. Ce phénomène est confirmé par l'hétérogénéité des patines des silex dans la même nappe et montre l'importance de la mobilisation des matériaux des versants dans l'origine de la fraction grossière des nappes alluviales.

Enfin, il faut noter que l'on observe d'une manière systématique une accumulation de gros rognons de silex non usés et de blocs de craie anguleux à proximité du contact avec la craie (0,5 m). Cette observation correspond vraisemblablement au phénomène classique de pavage de la base des chenaux (Allard et Latteux, 1988). Dans le cas des terrasses de la Somme, cette accumulation d'éléments grossiers au contact du bed-rock est importante car elle pourrait expliquer l'arrêt de l'érosion verticale à un moment donné pendant le transit des graviers.

III.2.b-Etude des séquences alluviales des terrasses.

Les séquences sont présentées par ancienneté décroissante en fonction de leur position relative dans le système des terrasses :

- Montières-ferme de Grâce (nappe IX)
- Abbeville-carrière Carpentier (nappe VII).
- Cagny-carrière de la Garenne et -Cagny-carrière du Cimetière (nappe V).
- Cagny-carrière de l'Epinette (Nappe IV).
- Longpré-les Corps-Saints, carrière Descamps (nappe III?).
- Abbeville-Menhecourt : sondages, 1988 (nappe III).

- Montières-carrière Boutmy-Muchembled (nappe II).
- Saint-Sauveur : sondages, 1988 (nappe I).

- Montières-ferme de Grâce (nappe IX, fig. 90 et 91) :

Mis à part les sondages récents qui ont permis de mieux connaître la géométrie générale de la Nappe de Grâce (annexe 6), dans le cadre de ce travail il n'a pas été possible d'effectuer de nouveaux travaux stratigraphiques sur cette séquence. Les données utilisées sont donc issues des recherches anciennes sur les carrières Masures et Jourdain : Bourdier, 1969; Bourdier et al., 1974a (fig. 129); Lautridou et Sommé, 1975 (inédit : fig. 91), récemment synthétisées par J. Sommé (1989 : fig. 130). Les observations anciennes ont été effectuées dans les carrières situées dans la partie externe de la terrasse à l'altitude 75 m, où l'ensemble des dépôts atteint environ 15 m d'épaisseur (fig. 90B).

La séquence alluviale de Grâce est constituée par des graviers grossiers à lentilles limoneuses, surmontés par des limons sableux calcaires lités. L'ensemble est séparé de l'épaisse couverture sablo-limoneuse par un paléosol conservé dans des poches (fig. 130, n° 6b).

Les graviers se subdivisent en trois ensembles : à la base des graviers grossiers avec blocs de craie et silex non usés (2 m), puis des graviers lavés à lentilles limono-argileuses grises (3 m), et au sommet une couche à éléments fortement gélifractés et matrice crayeuse abondante (1 m). Les niveaux fins (2 m) limono-sableux calcaires lités sont séparés en deux ensembles par un niveau non calcaire (n° 8).

-Palynologie (fig. 131) :

Une vingtaine d'échantillons ont été prélevés par A.V. Munaut (1974a) dans les lentilles limoneuses des graviers de la nappe alluviale, ainsi que dans les niveaux fins 6 à 9. Malgré leur grande pauvreté il est possible de faire les remarques suivantes :

-La partie inférieure des graviers s'est déposée dans un paysage ouvert mais l'importance des thermophiles (36,7 %) indique encore un climat relativement tempéré (ech.1). Les autres échantillons provenant des lentilles limoneuses incluses dans le reste des graviers montrent par contre une nette diminution des arbres (ech. 2 à 10 : AP=16,5 %, tempérés=5,5 %, graminées=69,4 %). Ce type d'assemblage pollinique traduit un environnement steppique parsemé de bouquets d'arbres

incorporant quelques thermophiles dans les endroits les plus protégés (Munaut, 1974a, 1988).

-L'analyse des niveaux limono-sableux fins (éch. 11 à 20, fig. 133) donne le même type de résultats (graminées=61,6 %, AP=25,9 %), mais le pourcentage moyen des pollens d'arbre, un peu plus élevé, semble indiquer des conditions légèrement plus tempérées.

D'après A.V. Munaut (1989b), ce profil pose le problème de l'environnement de dépôt des graviers qui sont habituellement attribués à des conditions rigoureuses de type périglaciaire. D'autres études palynologiques seront nécessaires afin de mieux connaître ces conditions. Elles devront tenir compte de la position stratigraphique des niveaux échantillonnés par rapport à l'ensemble de la nappe alluviale. En effet, nous verrons plus loin, avec l'exemple de Cagny-la Garenne, que dans la partie externe de la terrasse, les graviers peuvent présenter des faciès sédimentaires très différents de ceux du reste de la nappe alluviale. Enfin, il faut souligner l'absence totale, dans la nappe alluviale de Grâce, d'espèces "exotiques" caractéristiques du Pléistocène inférieur

-Paléontologie :

- Mollusques (fig.132) : L'étude effectuée par J. J. Puisségur (1974a) sur les profils de Grâce a mis en évidence un milieu de dépôt typiquement aquatique à la base (46,5 et 42,5 % : essentiellement Valvata piscinalis et Pisidium sp.) s'asséchant progressivement. L'évolution climatique peu marquée dans le profil de la carrière Masure est plus nette dans celui de la carrière Jourdain (fig. 132) où l'on observe un épisode froid modéré à la base, puis un léger réchauffement (couche 8), suivi d'un retour à des conditions rigoureuses.

Les opercules de Pomatias elegans trouvés dans la couche 2 avaient été interprétés par F. Bourdier (Bourdier et al., 1974a) comme des indices d'un sol interglaciaire ultérieurement érodé ("paléosol fantôme"); cette pédogénèse serait responsable de la formation du concrétionnement calcaire à la surface des graviers. Cette hypothèse qui implique une fluctuation très importante du plan d'eau entre le sommet des graviers et la base des dépôts fluviatiles fins sus-jacents paraît difficilement compatible avec la géométrie des terrasses. Par contre, il est très probable que ces opercules de mollusques terrestres aient été incorporés à la couche limono-sableuse pendant son dépôt alors que les coquilles, moins résistantes, ont été détruites. Un sondage récent, situé dans le prolongement de la Nappe de Grâce (AM.5. n° 26, annexe 9) a d'ailleurs livré des mollusques terrestres du même type (étude en cours D.D. Rousseau),

Grace	Echantillons																			
	Types polliniques																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Alnus	24	4	-	1	1	-	1	4	2	2	3	1	2	5	5	1	4	2	4	10
Betula	6	2	-	3	6	1	2	10	-	10	4	8	2	7	4	1	2	1	3	20
Carpinus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
Corylus	29	2	1	1	1	-	1	3	1	1	-	1	-	5	2	-	-	1	2	8
Juglans	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1
Fagus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
Fraxinus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
Picea	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1	2
Pinus	8	1	-	3	9	-	3	3	8	2	4	1	4	8	3	2	2	4	3	20
Quercus	6	4	-	-	-	-	1	-	4	2	1	-	-	6	3	1	2	-	3	8
Salix	-	-	-	2	2	-	-	1	1	1	-	1	1	1	1	-	-	-	1	1
Tilia	3	1	-	1	1	-	-	1	-	1	1	-	-	1	1	-	3	-	1	1
Ulmus	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Total A.P.	79	14	1	11	21	1	8	22	16	19	13	13	9	33	19	5	14	8	17	82
Artemisia	-	1	-	-	1	1	1	1	-	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Calluna	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
Caryophyllacées	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3
Chenopodiacées	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	1	-
Composées tubuliflores	-	-	-	1	-	-	-	-	-	2	-	1	1	2	-	-	-	-	-	-
libuliflores	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	1	-	1	1	-	-	-	-	2	2
Crucifères	-	-	-	-	-	-	1	-	1	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2
Cypéracées	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	3	-
Dryopteris	6	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	3	2	-	-	-	1	2
Graminées	79	55	-	45	29	2	87	65	29	78	24	34	38	48	48	11	13	15	72	223
Type céréale	2	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fillipendula	5	1	-	1	-	-	1	-	1	1	-	-	1	2	2	-	-	-	-	-
Labiées	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Légumineuses	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Ombellifères	1	-	-	-	1	-	-	-	-	1	-	2	4	-	-	-	-	-	-	1
Papaveracées	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Plantago	2	-	-	2	-	-	-	2	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	6
Polypodium	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Potentilla type	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rosales	-	1	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	4
Renonculacées	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rumex acetosella	2	2	-	-	2	-	3	2	2	5	2	-	-	3	3	-	-	-	1	2
Thalictrum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Urticacées	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	1	3	-	-	-	-	-
Total NAP	98	61	-	52	35	5	98	72	34	96	31	39	45	60	60	12	13	16	83	249
Total	177	75	1	63	56	6	106	94	50	115	44	52	54	93	79	17	27	24	100	331

Fig. 131-Montières ferme de Grâce : résultats de l'analyse palynologique, d'après A.V. Munaut, 1974.

	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1 bis	1	- 1,20 - 1,30	- 1,80	- 2,45 - 2,80							
2. Semi forestier																					
Fragm. de Grandes espèces																					
5. Terrain découvert																					
<i>Papilia muscorum</i> L.	267	79,00	515	84,00	78	85,50	290	98,00	73	59,00	234	76,00	10	45,50	7	32,00	10	11,00	1		
<i>Vallonia costata</i> Muller			5	0,80	2	2,20			3	2,45	32	10,50	1	4,50	6	27,00	4	4,50			
<i>Catinella</i> sp.		79,00		84,80		87,70		1	0,35	10	8,10							15,50			
7. Mésophile																					
<i>Trichia hispida</i> L.	1	0,30	9	1,45	1	1,10			3	2,45	15	4,90	6	27,00	2	9,00	32	35,50	3		
<i>Clausilia</i> sp.			1	0,15														2	2,20		
<i>Punctum pygmaeum</i> Drap.																		1	1,10		
<i>Vitrina</i> sp.																		2	2,20		
<i>Coehlicopa lubrica</i> Muller																		1	1,10		
		0,30		1,60		1,10				2,45		4,90		27,00		9,00		42,10			
		79,30		86,40		88,80				72,00		91,40		77,00		68,00		57,60			
7'. Limaces																					
<i>Limax</i> sp.																			1	38	33,50
																					33,50
8. Hygrophile																					
<i>Succinea oblonga</i> Drap.	68	20,00	66	10,50	7	7,70	1	0,35	5	4,05	15	4,90	2	9,00	1	4,50	33	36,50	1		
		99,30		96,90		96,50		98,70		76,05		96,30		86,00		72,50		94,10			
10. Aquatique																					
<i>Bulimus</i> sp. (opercules)																					
<i>Pisidium</i> sp.				2	0,30	1	1,10							2	9,00	2	9,00				
<i>Valvata piscinalis</i> Muller				5	1,10	2	2,20	1	0,35	8	6,50	1	0,35	1	4,50	2	9,00	4	4,50		
<i>Ancylus</i> sp.														1	4,50						
<i>Anisus leucostomus</i> Millet	1	0,30																			
<i>Limnaea</i> sp.				10	1,60			2	0,70	19	15,50	10	3,25								
<i>Belgrandia</i> sp.				1	0,15					1	0,80										
		0,30		3,05		3,30		1,05		23,60		3,60		22	13,50		27,00		5,60		
	337	99,60	615	99,95	91	99,80	295	99,75	123	99,65	307	99,90	22	99,50	22	99,50	90	99,70	8		
																				113	66,50
																					100,00
																					5

Fig. 132-Faune malacologique de la carrière Jourdain-ferme de Grâce, d'après J.J. Puisségur, 1974.

dans une couche et une position stratigraphique semblables.

Enfin, on remarque que les résultats de la malacologie qui semblent montrer un refroidissement très net vers le haut (faune à Pupilla) sont en désaccord avec ceux de la palynologie, où les taxons arboréens restent importants.

- Micromammifères (fig. 133):

L'étude des dents de micromammifères récoltées lors des tamisages des dépôts de Grâce (fig. 133) a amené J. Chaline à formuler les remarques suivantes :

-Dans les graviers, outre la présence de castors et de Minomys, espèces vivant sur les berges des cours d'eau, celle de Lemmus sp. témoigne de conditions très froides.

-Dans les limons sableux lités, Pitymys hintoni gregaloïdes indique un climat tempéré. Pour Chaline, cette interprétation est confortée par la présence d'un paléosol peu évolué (n° 8) et les résultats de l'étude malacologique. Enfin, dans les sables limoneux sus-jacents, la présence du Spermophile et du Lemming à collier (Dicrostomyx) témoigne d'un retour des conditions rigoureuses très marquées.

Les résultats de l'étude des micromammifères sont donc partiellement discordants par rapport à ceux de la palynologie. En effet, d'après J. Chaline les graviers se sont déposés dans un environnement très rigoureux alors que la palynologie montre la persistance d'une proportion non négligeable de pollens d'arbre et de taxons tempérés. De même l'amélioration climatique décelée dans la couche 8 n'apparaît pas dans l'assemblage pollinique.

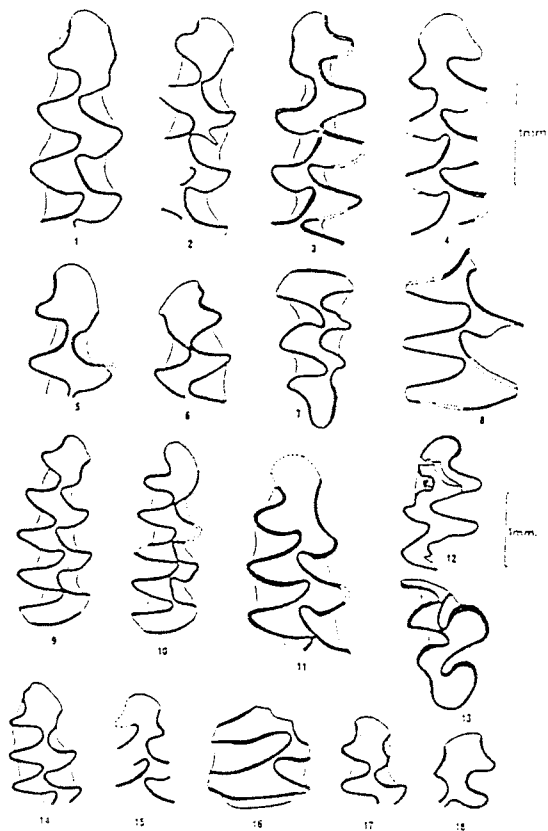
- Macrofaune :

Celle-ci se limite à une dent d'Equus stenonis évolué, trouvée au sommet des graviers par F. Bourdier (Bourdier et al., 1974a).

- **Industrie lithique (fig.134) :**

La partie supérieure des graviers a livré à F. Bourdier quelques artefacts qu'il a estimé être taillés par l'homme. Cependant, d'après A. Tuffreau (1987), leur faible nombre et leur caractère atypique rendent très hypothétique leur attribution à une industrie humaine.

- **Paléomagnétisme :**



1. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce-Sauvalle
2. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce, coupe BA-H 1967
3. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1G} fragmentaire, Montières-Grâce, coupe AR-C8 1967
4. *Microtus malei*. M_{1G} fragmentaire, Montières-Grâce-Masure C (Oct. 1969)
5. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce, coupe BA-H 1967
6. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1G} fragmentaire, Montières-Grâce-Masure (Oct. 1969)
7. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M³ Montières-Grâce-Masure B (Oct. 1969)
8. *Dicrostonyx* sp. M₂ fragmentaire, Montières-Grâce, coupe BA-F (1967)
9. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} Montières-Grâce-Jourdain (niveau 10 (1970))
10. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} Montières-Grâce-Jourdain niveau 10 (1970)
11. *Mimomys savini*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce-Jourdain (sable à 1,8 m sous la surface des graviers (1970))
12. *Mimomys savini*. M_{1G} juvénile fragmentaire, Montières-Grâce-Jourdain, sable et argile gris entre 2,45 et 2,80 sous la surface du gravier (1970)
13. *Mimomys savini*. M³ fragmentaire, Montières-Grâce-Jourdain, sable et argile grise à granules calcaires entre 1,10 et 1,20 m sous la surface des graviers (1972)
14. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce-Jourdain, sable à 1,8 m sous la surface des graviers (1970)
15. *Microtus malei*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce-Jourdain, sable à 1,8 m sous la surface des graviers (1970)
16. *Lemmus* sp., fragment de M_{2D} Montières-Grâce-Jourdain, sable à 1,8 m sous la surface des graviers (1970)
17. *Pitymys hintoni-gregaloides*. M_{1D} fragmentaire, Montières-Grâce, Jourdain, niveau 1 bis (1970)
18. *Microtus malei*. M_{1G} fragmentaire, Montières-Grâce-Jourdain, sable à 1,8 m sous la surface des graviers (1970).

Fig. 133-Montières ferme de Grâce : molaires de rongeurs de la séquence de Grâce, d'après J. Chaline, (1974).

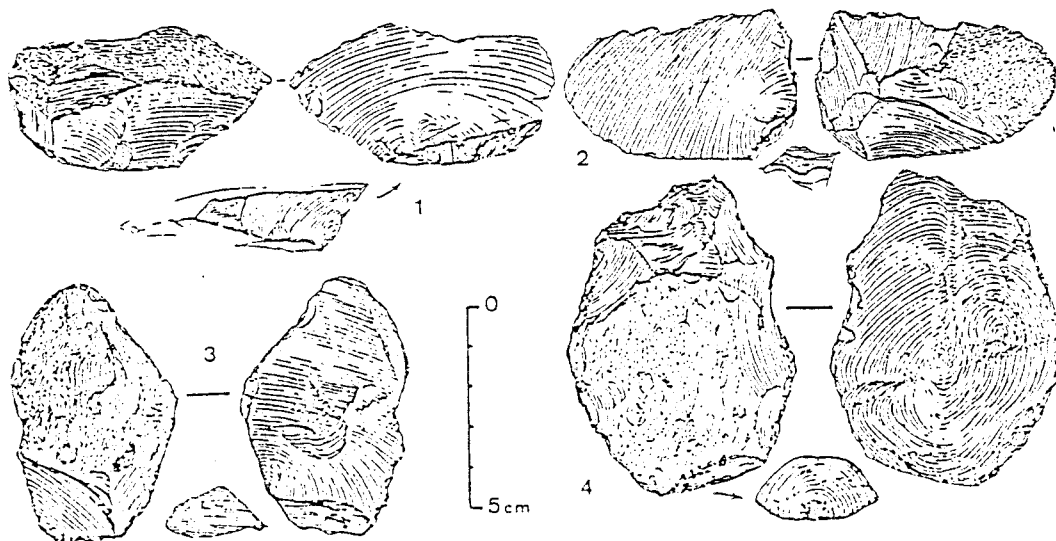


Fig. 134-Montières ferme de Grâce : Industrie lithique récoltée au sommet des graviers, d'après F. Bourdier et al., 1974.

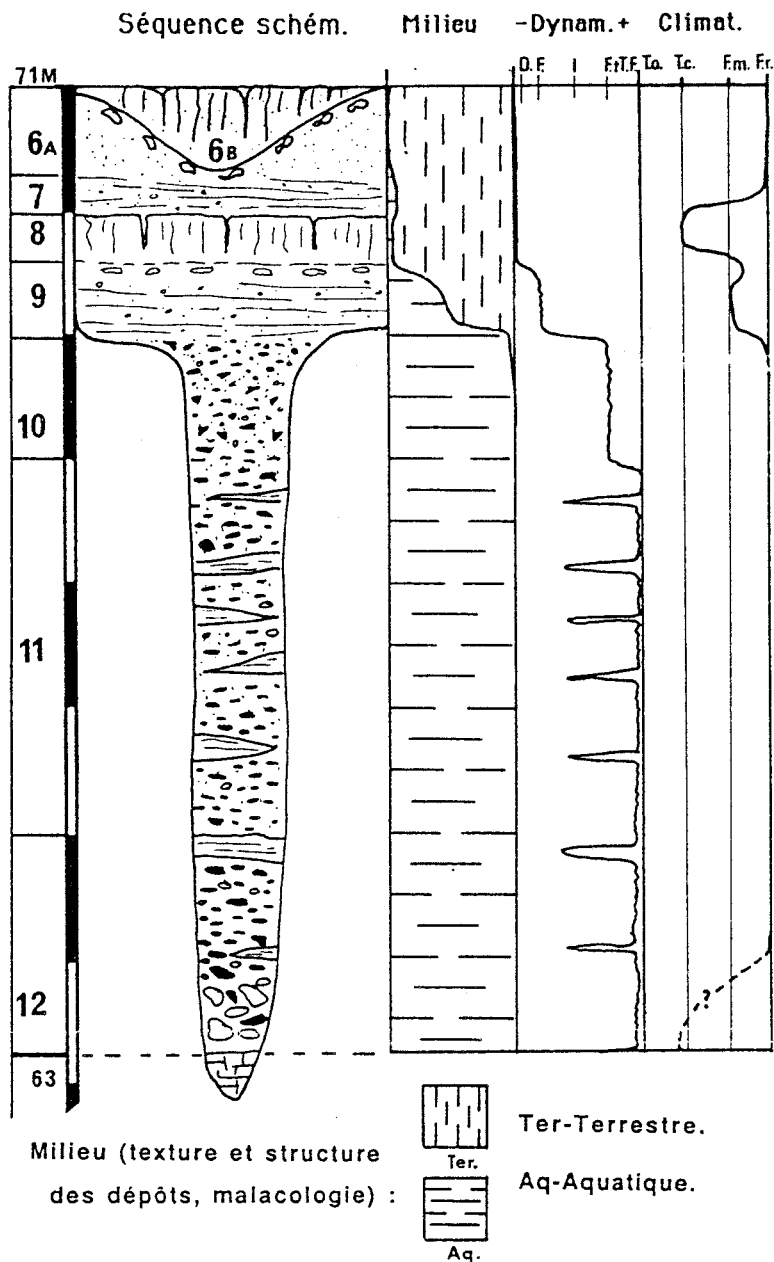
Les travaux de D. Biquand (1974) ont montré que l'ensemble des niveaux 6 à 9 présentait une polarité magnétique négative. Ces dépôts, ainsi que les graviers sous-jacents sont donc antérieurs à la limite paléomagnétique Brunhes/Matuyama. Ce résultat est très important pour l'approche chronostratigraphique des terrasses, car il permet de caler vers le haut l'ensemble du système des nappes alluviales de la Somme.

-Conclusion, évolution climato-sédimentaire (fig. 135) :

Malgré une étude assez poussée, l'interprétation des conditions de dépôt de la séquence alluviale de Grâce est encore délicate en raison des discordances entre les différentes approches. Contrairement à la majeure partie des autres séquences alluviales étudiées dans ce travail, celle de Grâce ne montre pas d'épisode nettement tempéré dans sa partie terminale limoneuse qui se caractérise au contraire par une accentuation du froid. De même, d'après les observations anciennes, le passage aux dépôts de couverture n'apparaît pas nettement.

En effet si les mollusques aquatiques persistent en très faible proportion jusque dans la couche 7 (fig. 130), l'abondance des Pupilla indique déjà des conditions plus nettement terrestres et surtout très rigoureuses. La limite supérieure de la séquence alluviale pourrait se placer au sommet du niveau jaune-brunâtre décalcifié, à faune terrestre intercalée dans les limons sableux calcaires (couche 8 fig. 130 et 5 fig. 129). Comme l'avait envisagé F. Bourdier, cet horizon semble correspondre à un sol de berge résultant du retrait du plan d'eau. Néanmoins, le passage aux dépôts de versant ne se réalise définitivement qu' au sommet du paléosol 6B surmonté d'un niveau de fentes de gel.

Dans l'état actuel des connaissances, l'interprétation du paléo-environnement de la séquence de Grâce et sa comparaison avec les autres séquences alluviales restent donc encore délicates. Etant donné son importance pour le Quaternaire et la Préhistoire de la Somme, il semble de plus en plus nécessaire de reprendre son étude en liaison avec une campagne de fouilles modernes, et de replacer les observations anciennes dans une géométrie d'ensemble intégrant les données des sondages récents.



Dynamique fluviale (texture et structure des dépôts) :

D-Dynamique très faible, décantation (limons fins calcaires sans structure).
 F-Faible (limons sableux, limons et sables lités).
 I-Intermédiaire (graviers fins, sables à oncolithes...)
 Ft-Forte (graviers fluviaux grossiers mal triés à matrice abondante).
 Tf-Très forte (graviers fluviaux grossiers stratifiés et bien classés)

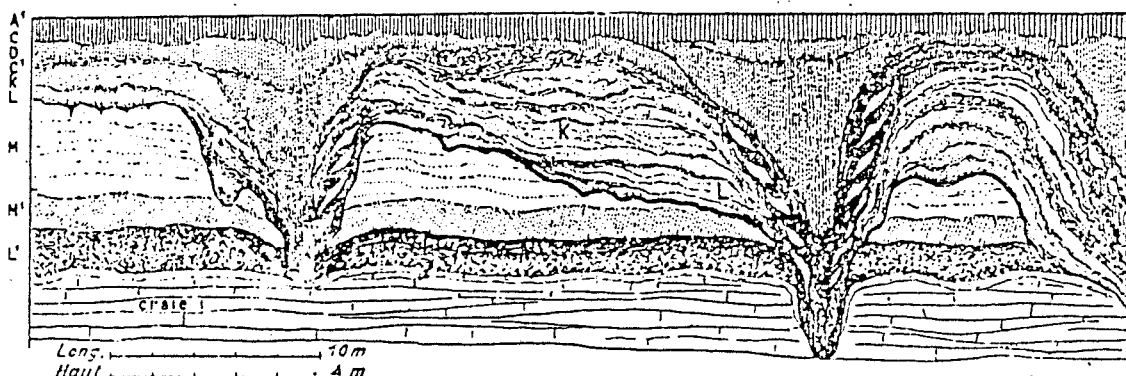
Climat (données bioclimatiques et sédimentologiques) :

To-Tempéré océanique.
 Tc-Tempéré continental.
 Fm-Froid médium.
 Fr-Froid rigoureux.

Fig. 135-Séquence alluviale de la Nappe de Grâce: représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (milieu, contextes dynamique et climatique)

- Abbeville-carrière Carpentier (nappe VII, fig. 109) :

La stratigraphie des dépôts de la carrière Carpentier à Abbeville, sur la rive droite de la Somme à l'altitude moyenne de 31 m, a tout d'abord été décrite par V. Commont (1910b) qui à l'époque a pu observer la coupe sur 100 m (fig. 136). Cette carrière a ensuite été rendue célèbre par l'abondante faune découverte dans la "marne blanche", et dont l'étude paléontologique a été menée par M. Boule (in Commont, 1910b), puis G. Pontier (1928).



- LÉGENDE
- A1. Terre noirâtre sableuse (limon de lavage; néolithique).
 - C. Cailloutils de fragments de silex blancs éclatés.
 - D. Limon rouge sableux (limon fendillé = sable des fondeurs).
 - C1. Cailloutils (acheuléen inférieur). Le limon doux ou löss n'est pas représenté; C1 = C2 de la coupe de Mautort.
 - K. Sables blancs ou jaunâtres fluviatiles à stratification entrecroisée (Chelléen).
 - L. Gravieres de silex roulés fluviatiles.
 - M. Marne blanche à dragées (ossifère).
 - M'. Glaise sableuse verdâtre (coquilles fluviatiles).
 - L'. Gros graviers roux peu roulés.

Fig. 136-Coupe de la carrière Carpentier à Abbeville, d'après V. Commont, 1910.

Récemment, après un rafraîchissement de la coupe sur une quinzaine de mètres, il a été possible d'effectuer un nouveau relevé stratigraphique et un nivellement du contact de base des dépôts fluviatiles sur la craie (P. Antoine, 1989c : fig. 109).

D'après son altitude relative (39-40 m), la nappe alluviale de la carrière Carpentier se situe dans le prolongement de la nappe n° VII du système d'Amiens (Nappe de Renancourt), soit au niveau de la deuxième incision postérieure à celle de la Nappe de Grâce. Cette remarque permet de souligner l'importance de cette coupe qui montre à sa base la seule séquence alluviale préservée pour ces niveaux anciens.

-Evolution verticale (fig. 109) :

Cette séquence montre deux grandes unités calcaires séparées des dépôts de couverture peu épais et non calcaires par un contact d'érosion associé à une limite de décalcification irrégulière montrant localement des poches de plusieurs mètres.

L'unité inférieure est constituée par un cailloutis crayeux, très hétérométrique à la base où il contient de gros blocs de craie et de silex non usés dans une matrice (5C). Dans sa moitié supérieure ce cailloutis est mieux trié, stratifié, et incorpore localement des lentilles sablo-limoneuses calcaires (5B) semblables à celles des dépôts sus-jacents.

L'unité supérieure correspond aux "sables marneux verdâtres" et à la "marne blanche" de V. Commont. Elle est constituée par une succession de couches lenticulaires de limons sableux et de sable à oncolithes calcaires montrant des stratifications qui indiquent un milieu typiquement fluvial, confirmé par la présence d'oncolithes ou "dragées calcaires" plus ou moins abondants suivant les couches. Ces éléments calcaires ovoïdes à laminations irrégulières et noyaux de silex sont dues à l'activité saisonnière de Rodophycées et de Cyanophycées (Adolphe, 1974). Elles indiquent un dépôt en eaux claires, dans un réseau hydrographique stabilisé, et des conditions climatiques nettement tempérées.

Du point de vue de la dynamique, on observe donc une première rupture au sein de l'unité grossière, matérialisée par la mise en place des premières lentilles limoneuses puis d'un cailloutis plus fin et mieux trié, suivie d'une deuxième plus marquée à la fin de ces dépôts grossiers. Ensuite on peut mettre en évidence une succession de variations entre une dynamique faible (limons de décantation) et moyenne (sables à oncolithes à stratification oblique).

Bien que cette évolution soit discontinue, les observations semblent montrer que cette séquence alluviale ne recèle pas de hiatus sédimentaires très importants. Contrairement à la majeure partie des cas, le passage est assez progressif entre les dépôts grossiers et les sables et limons de fin de séquence.

-Palynologie (fig. 137) :

Un échantillonnage continu de l'unité supérieure sur 1,7 m a été effectué par A.V. Munaut en 1976 (fig. 109). L'analyse palynologique met en évidence la présence d'arbres "boréaux", et d'arbres tempérés, associés à des plantes herbacées steppiques. Le diagramme obtenu est divisé en trois palynozones A, B, et C; la limite entre les deux premières

correspondant à un petit cailloutis qui sépare les couches 4C et 4D.

	P A L Y N O Z O N E S		
	A (170-120 cm)	B (110-80 cm)	C (70- 100cm)
A.P. (Total)	67,3 %	43,6 %	49,5 %
Boréaux	46,0 %	14,6 %	16,3 %
Tempérés	21,2 %	28,9 %	32,5 %
N.A.P. (Total)	32,7 %	56,4 %	50,5 %
Steppiques	29,1 %	53,5 %	46,1 %
Divers	3,6 %	2,9 %	4,4 %
N. absolu	684	833	1993
N. moyen	104	208	284
<u>Carrière CARPENTIER - Haute Terrasse - Abbeville 1976.</u>			

Fig. 137-Palynologie (Palynozones) des sédiments fluviatiles de la carrière Carpentier (couches 4A à 5A fig. 109), d'après A. V. Munaut, 1989.

D'une manière générale, la proportion d'arbres tempérés augmente de la base vers le sommet, et les espèces steppiques atteignent leur maximum dans la zone B. Cet assemblage pollinique traduit un paysage en mosaïque (forêts et steppes) correspondant à un climat tempéré continental (Munaut, 1989).

-Paléontologie :

-Mollusques :

Les dépôts des unités I et II de la carrière Carpentier n'ont pas pour l'instant donné lieu à une étude malacologique détaillée ; cependant des mollusques fluviatiles (Pisidium et Valvata) ont été signalés sous la forme de fragments par V. Commont dans la couche limoneuse directement sus-jacente aux graviers (4D).

- Macrofaune (d'après M. Boule, in V. Commont, 1910b) :

Elle provient de deux niveaux : les graviers (unité inférieure) qui ont livré quelques restes et des sables et limons à oncolithes (unité supérieure) d'où proviennent l'essentiel des découvertes.

- unité inférieure:

- Hippopotame, rhinocéros et Equus affinis stemonis.

- unité supérieure:

- Mammuthus meridionalis typique, M. trongontherii, Palaeoloxodon antiquus, et M. primigenius à caractères archaïques.

- Dicerorhinus etruscus, D. mercki et Elasmotherium.

- Cervus solilacus, C. (Dama) somonensis, C. elaphus, C. capreolus,

- C. belgrandi et C. canadensis.

- Bos priscus et B. elatus ou etrascus.

- Equus stemonis, E. stemonis robustus et peut être E. hydruntinus

- Rhinoceros etruscus et R. leptorhinus.

- Sus scrofa

- Hippopotame.

- Homothérium latidens.

- Hyaena ef. crocuta.

Récemment, lors du réavivage de la coupe, le niveau de sable à oncolithes 4D nous a livré un fragment d'os long (radius de grand cervidé) et une dent (M3 sup. de Sus, cf. Strozzi, dét. A.M. Moigne) très bien conservés.

-Industrie lithique :

D'après A. Tuffreau (1987), il est très délicat d'associer les nombreux bifaces de type abbevilliens rassemblés dans les collections anciennes à la séquence alluviale de la carrière Carpentier et à sa faune à M. meridionalis. En effet, la provenance de ces bifaces est discutée; et les classements qui ont été tentés d'après les patines et les idées reçues sur le caractère plus ou moins archaïque des pièces (Bourdier, 1969, 1974b), sont très aléatoires.

En l'absence de fouilles et d'observations modernes, les bifaces abbevilliens doivent être considérés comme les seuls artefacts reconnaissables d'une industrie originale faisant partie de l'Acheuléen (Tuffreau, 1988).

Séquence schém. Milieu. -Dynam.+ Climat.

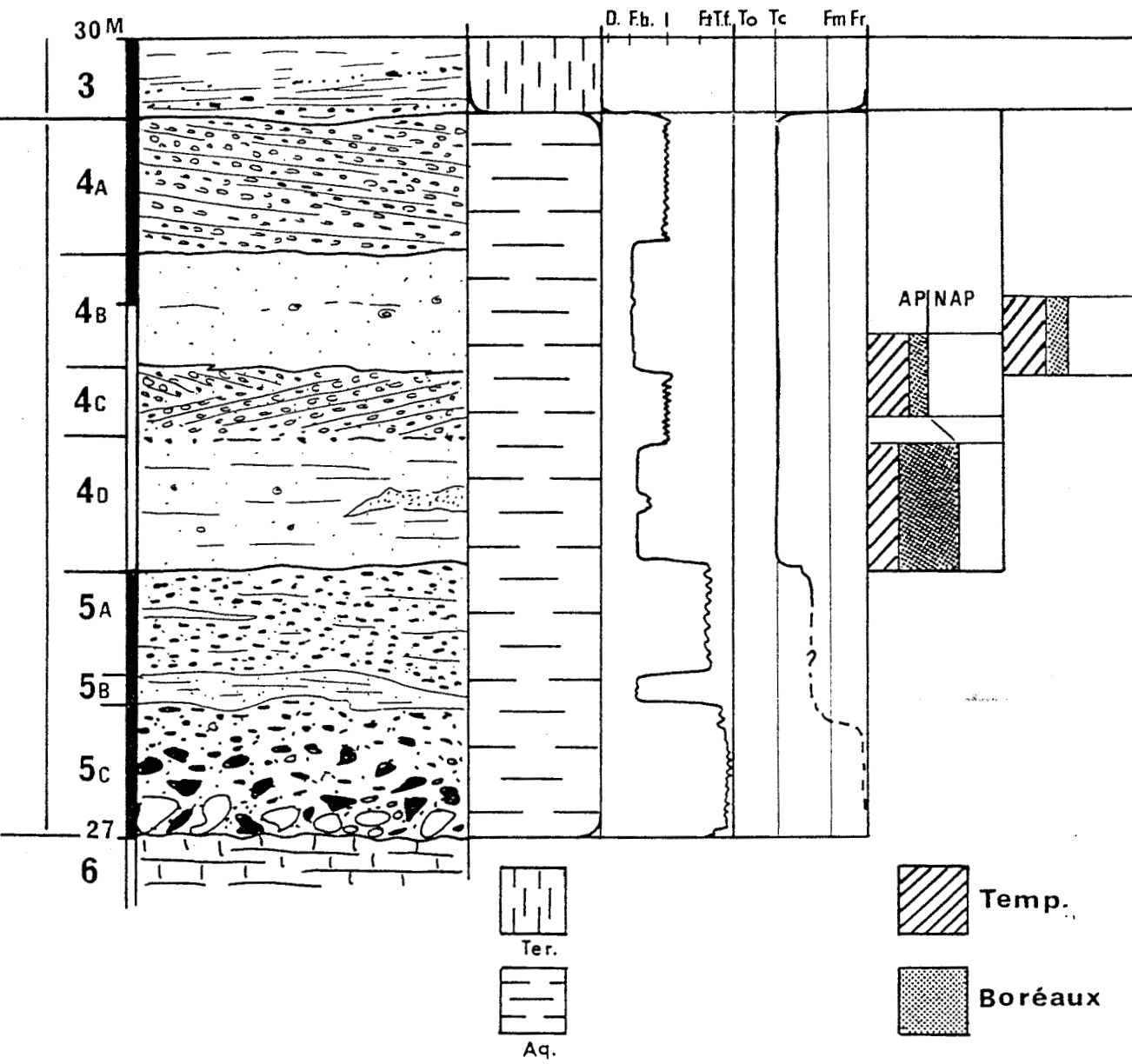


Fig. 138-Séquence alluviale de la Nappe de la carrière Carpentier : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (légende cf. fig. 135)

-Conclusion (fig. 138) :

Mis à part ce problème de l'association entre la faune et l'industrie, cette séquence est très importante pour l'étude des terrasses de la Somme en raison de sa position relative et de la très bonne conservation de l'unité supérieure et de son abondante faune.

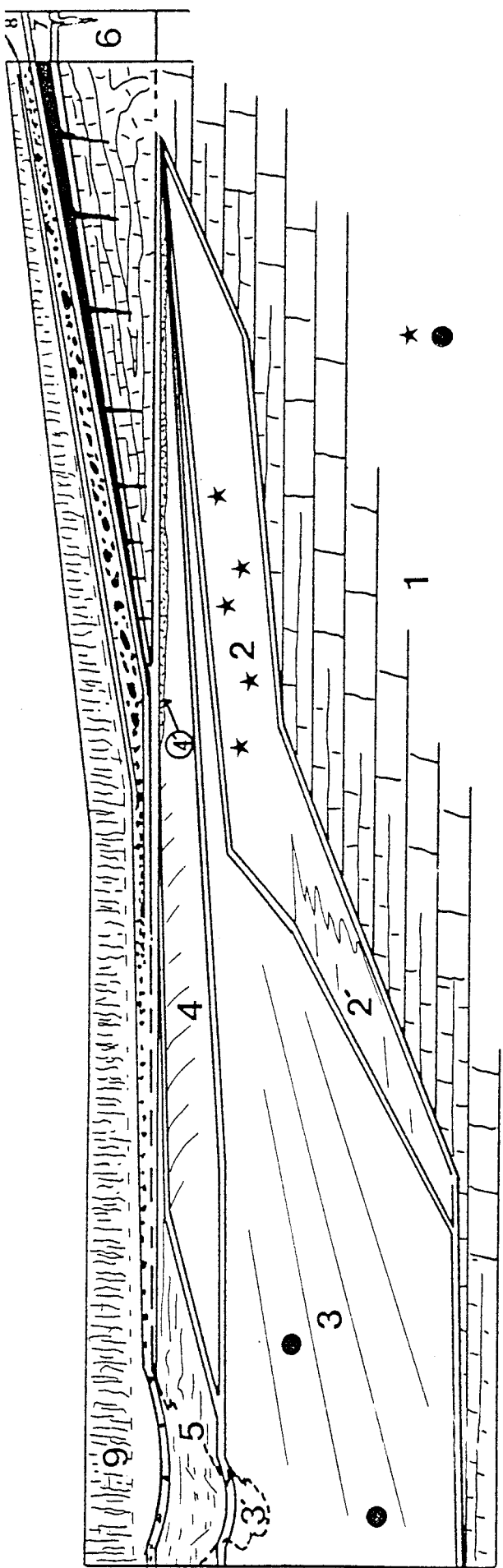
Cette séquence se distingue par le faible développement des graviers de l'unité I et le caractère original de l'unité supérieure à oncolithes. La faible épaisseur des graviers et la bonne conservation des dépôts fins sont à relier à la position du profil, qui d'après V. Commont (1910b) se trouve dans la partie externe de la terrasse.

Du point de vue climatique, la nature des dépôts, de la faune et des pollens indique un contexte nettement tempéré, confirmé par la présence d'abondants nodules alguaires (oncolithes) semblables à ceux que l'on peut observer dans les dépôts holocènes de la vallée actuelle. On note une certaine concordance entre la palynologie qui conclut à un climat tempéré continental caractérisé par une sylvo-steppe (Munaut, 1989a), et l'étude des restes alguaires des oncolithes, caractérisés par l'abondance des Rodophycées indiquant une température élevée pendant la belle saison, compatible avec des contrastes saisonniers très marqués.

L'existence de faune tempérée dans les graviers semble par contre en contradiction avec leur attribution à un contexte rigoureux. En fait, il faut souligner que dans cette séquence il n'est pas exclu, étant donné la structure et la granulométrie de la partie supérieure des graviers (5A), que ce dépôt soit contemporain du début de la phase tempérée essentiellement matérialisée par l'unité II (dynamique encore assez élevée permettant le remaniement de la partie supérieure des graviers). Cependant cette hypothèse ne pourra être vérifiée que par de nouvelles observations sur la provenance de la faune de l'unité I.

- Cagny-carrière de la Garenne (nappe V, fig. 66 à 69) :

A l'occasion des fouilles et des sondages récents, il a été possible d'étudier en détail la séquence de la nappe alluviale de Cagny-la Garenne et la géométrie de son contact de base sur la craie, de la partie la plus externe vers la partie médiane anciennement connue (fig. 67). Ces nouvelles observations apportent des données très importantes sur la géométrie de l'ensemble des unités de la nappe alluviale, leur mode de mise en place, l'évolution de la dynamique et la paléogéographie du site au moment des occupations humaines (synthèse, chap. II). Enfin, dans la



Légende:

1 - Craie en place

-NAPPE ALLUVIALE:

2 - Ensemble de dépôts de versants faiblement lavés par le cours d'eau, avec limons de débordement interstratifiés (unité 6 du levé)

2' - Passage latéral de 2 à structure fluviale typique.

3 - Dépôts fluviaux grossiers essentiellement non calcaires, stratifiés et discordants par rapport à 2 et 2' (unité 5 du levé, unité principale de la nappe alluviale)).

3' - Poche d'altération affectant le sommet de 3.

4 - Sables fluviaux gris-verts.

4' - Horizon plectifié au sommet des sables fluviaux (stabilisation du fond de vallée).

-DEPOTS DE VERSANT (couverture):

5 - Sédiments limono-argileux lités non calcaires témoignant du passage à une dynamique et à un environnement de versant (première unité de la couverture).

6 - Coulee crayeuse solifluée ("presle").

7 - Argile brune d'altération à la surface (e la coulée crayeuse (cf. poches d'altération 3' au sommet des graviers)).

8 - Calloutils de solifluxion à matrice argileuse.

9 - Première unité limono-sableuse de la couverture avec horizon Bt. typique.

★ - Industrie paléolithique et foune en place

● - Industrie romaine ("roulée")

Fig. 139-Cagny-la Garenne : représentation synthétique de la géométrie des unités du bord externe de la terrasse et des rapports avec le versant.

Somme, elle représente actuellement la seule séquence qui permette d'étudier la liaison entre la nappe alluviale et les dépôts de versant.

-Evolution verticale (fig. 66 et 139) :

A la suite de l'incision du substratum crayeux la sédimentation débute par le dépôt d'un limon gris calcaire fluvatile (6H : fig. 140) de faible épaisseur qui tapisse le contact avec la craie dans la partie médiane du sondage S1. Cette observation nous montre que les premiers dépôts de la séquence alluviale ne sont pas systématiquement grossiers.

La préservation exceptionnelle de ce limon est liée à la position très externe du secteur observé par rapport à la terrasse; en effet, il est rapidement érodé quand on se déplace vers la partie médiane où les graviers reposent directement sur la craie.

Les premiers dépôts grossiers sont ensuite représentés par un dépôt de pente hétérométrique à éléments peu ou pas usés, alimentés par le démantèlement du proche talus crayeux (sondages R. Agache, 1968). Ce dépôt a érodé le limon gris sous-jacent qui est intégré à sa base où il forme la matrice fine. La structure de cet "éboulis crayeux" et l'absence d'usure des éléments témoignent d'une mise en place dans un contexte de versant sans action fluvatile. L'absence de gélifraction des silex et des blocs de craie permet d'exclure des conditions périglaciaires. Par contre à partir de la zone d'inflexion du contact avec la craie, dans la partie médiane du sondage S1, on observe le passage latéral progressif de ce dépôt à un gravier crayeux stratifié à silex émoussés typiquement fluvatile (6F).

Ensuite, dans la partie externe, on observe une première incursion du plan d'eau matérialisée par un limon gris sableux calcaire fluvatile à mollusques (limon de débordement 6D : fig. 140). A la suite de ce premier épisode fluvatile de faible ampleur, le dépôt 6C dénote le retour de conditions essentiellement dominées par le versant. Cependant le meilleur tri des éléments, l'apparition de galets tertiaires remaniés, d'une matrice de sable, de granules de craie et de quelques petites lentilles sableuses laissent supposer une faible influence de la rivière. L'absence d'usure des nombreux artéfacts paléolithiques découverts dans cette couche et la conservation des plus petits éléments de débitage confirment la faible intensité de la dynamique fluvatile (simple "lavage" des dépôts de versant en position de lit majeur).

L'évolution de la partie externe se poursuit par la mise en place

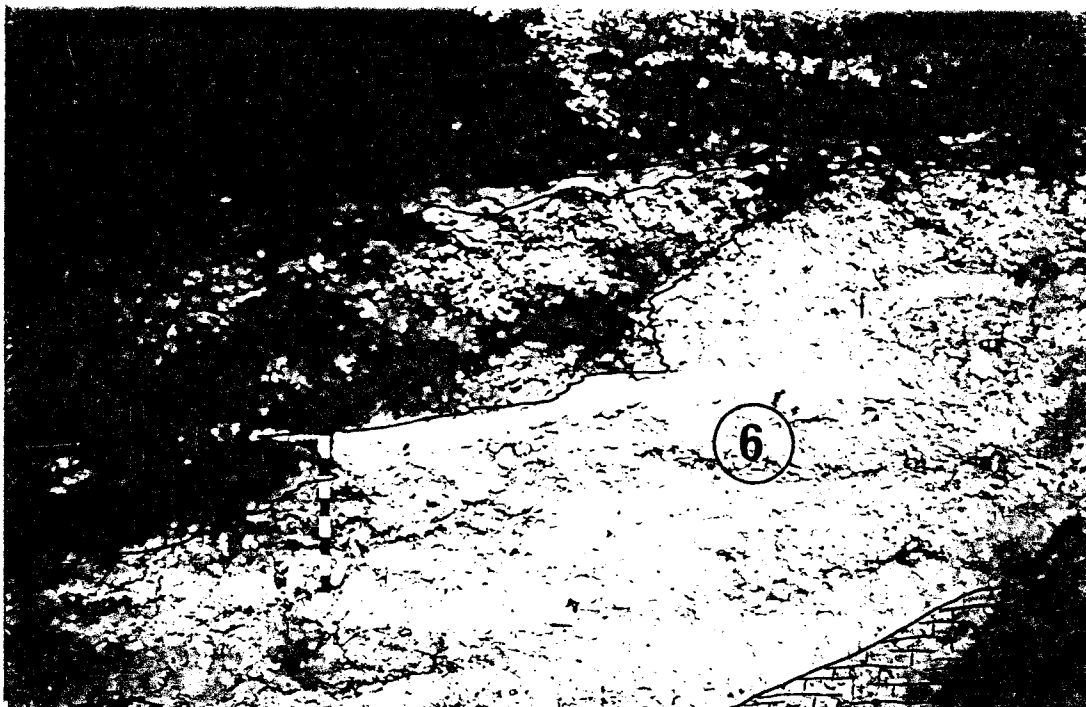


Photo. 8-Cagny-la Garenne : Géométrie des unités discordantes 5 et 6 au niveau du sondage S1 et à la limite Est de la fouille (cf. fig. 66).

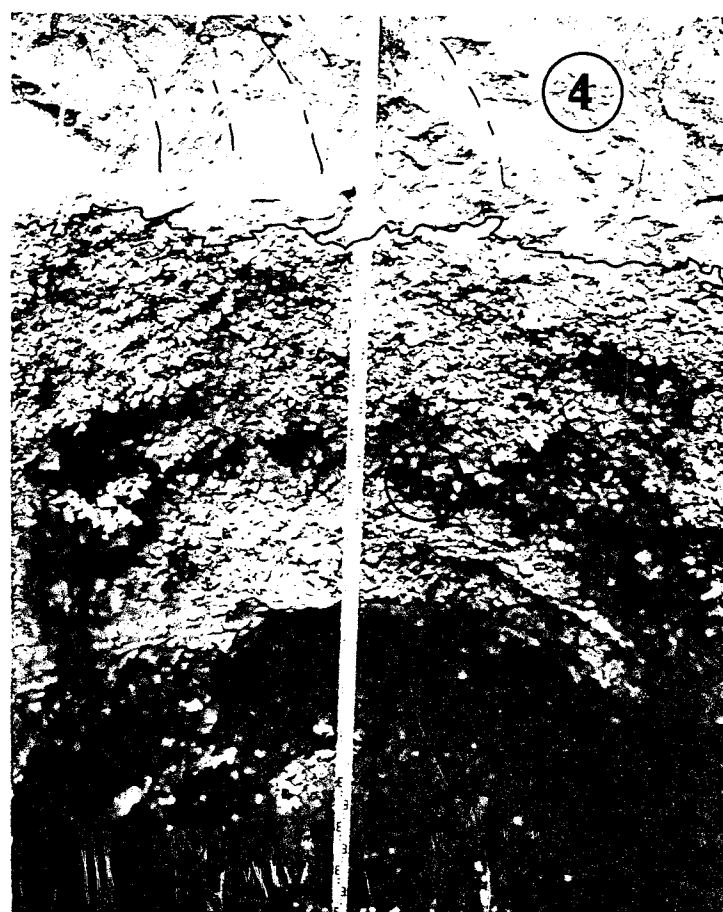


Photo. 9-Cagny-la Garenne : unités 5 (unité supérieure de la nappe alluviale) et 4 ("sables verts") dans le sondage S2 (cf. fig. 68).

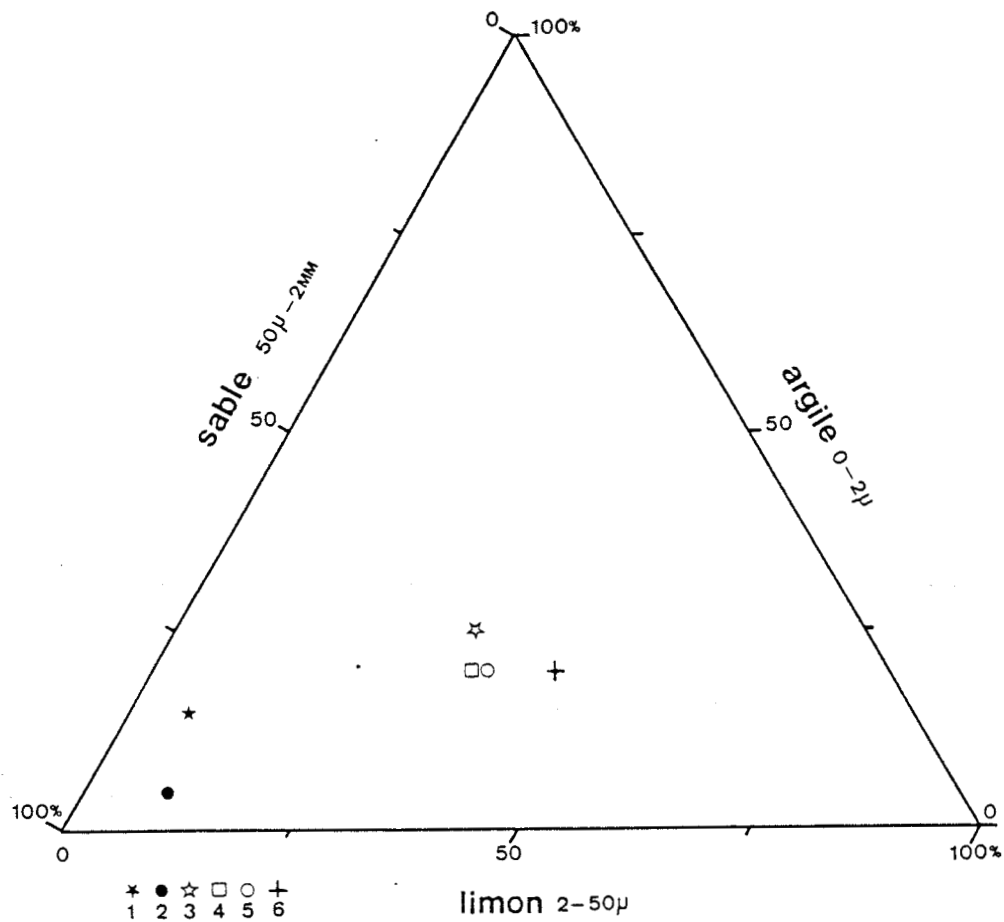
d'une deuxième couche de limon fluviatile à mollusques de même faciès que le précédent (6B : fig. 140). Cette couche traduit une deuxième extension du plan d'eau; la présence de chenaux nettement stratifiés contenant des éléments plus grossiers dénote une dynamique localement plus importante que dans le cas du premier niveau 6D. La surface de ce limon a livré de nombreux artefacts et de la faune grande en place (bovidés, cervidés). Localement le fond des chenaux contient de très nombreuses pièces faiblement émoussées, ce qui semble indiquer que ces structures sont contemporaines ou légèrement postérieures à l'occupation humaine.

La partie supérieure de cette séquence calcaire (6A) est constituée par un cailloutis sans structure, encore essentiellement alimenté par le versant, mais dans lequel l'influence fluviatile est plus marquée que dans les précédents (baisse de la proportion d'éléments calcaires et augmentation de celle des galets tertiaires, nette prédominance du sable dans la fraction non calcaire de la matrice, présence de lentilles sableuses stratifiées importantes, forte dispersion et usure plus marquée des artefacts).

Cette première partie de la séquence de la partie externe de la nappe de la Garenne s'est donc mise en place en position de lit majeur et n'a dans l'ensemble subi qu'une très faible action fluviatile. Cependant la proximité du cours de la rivière est toujours attestée par les épisodes de débordement.

Le dernier niveau grossier qui diffère radicalement des précédents est représenté dans la partie la plus externe (fouille) par un cailloutis hétérométrique non calcaire, à nombreux galets tertiaires, matrice exclusivement sableuse et industrie aux arêtes fortement usées ("industrie roulée"). L'ouverture du sondage S1 (fig. 66) a permis de mettre en évidence que cette couche, décimétrique dans la partie externe, constitue en fait la phase terminale d'un important ensemble de graviers fluviatiles stratifiés en majeure partie non calcaires reposant directement sur la craie (photo. 8 et 9: unité 5). Cet ensemble, qui constitue une unité différente, discordante par rapport à l'ensemble calcaire précédent, correspond à la nappe alluviale classique connue des anciens auteurs (fig. 67). Le mode de mise en place est cette fois typiquement fluviatile, et la nature des éléments indique une aire d'alimentation et un transit beaucoup plus importants que dans le cas de l'unité inférieure uniquement localisée dans la partie la plus externe.

La fin de la sédimentation fluviatile se matérialise ensuite par un colmatage de sables gris vert (4) à rares mollusques (décalcification ultérieure) qui atteint la partie la plus externe de la terrasse et marque



(n° des couches : cf. fig. 66)
 1-6A 2-4C 3-6E 4-6D 5-6B 6-6H.

Fig. 140-Cagny-la Garenne : granulométrie (triangle des textures) des sédiments meubles de la séquence alluviale en position externe (matrice des cailloutis et limons gris fluviatiles : cf. fig. 66)

l'extension maximale du plan d'eau. La petite couche de sable argileux gleyifié gris qui surmonte localement ces sables (fig. 66, n° 4A) est très probablement à relier à l'épisode de stabilisation du fond de vallée postérieur au colmatage de sable. Cette interprétation a été récemment confirmée par une étude micromorphologique : "pseudogley de fond de vallée de contexte tempéré" (Van Vliet-Lanoë, 1989).

Le retour aux conditions de versant marquant le sommet de cette séquence alluviale est ensuite attesté par la mise en place de sables et de limons régulièrement lités à cailloutis interstratifiés et déformations cryogéniques (fig. 69, n° 3A et 3B). La micromorphologie a permis d'y reconnaître des éléments remaniés d'horizons Bt de l'argile à silex, des concrétions ferromanganiques et quelques rares feuilles qui témoignent d'un faciès de colluvions de bas de versant (Van Vliet-Lanoë, 1989).

-Palynologie :

Les résultats définitifs de l'étude palynologique des dépôts de la partie externe de la nappe (6) ne sont pas encore connus. Cependant d'après A.V. Munaut (communication orale), les assemblages polliniques de l'ensemble des dépôts de la fouille (6A à 6F) permettent d'exclure des conditions rigoureuses ou de type périglaciaires ; le climat serait de type tempéré frais.

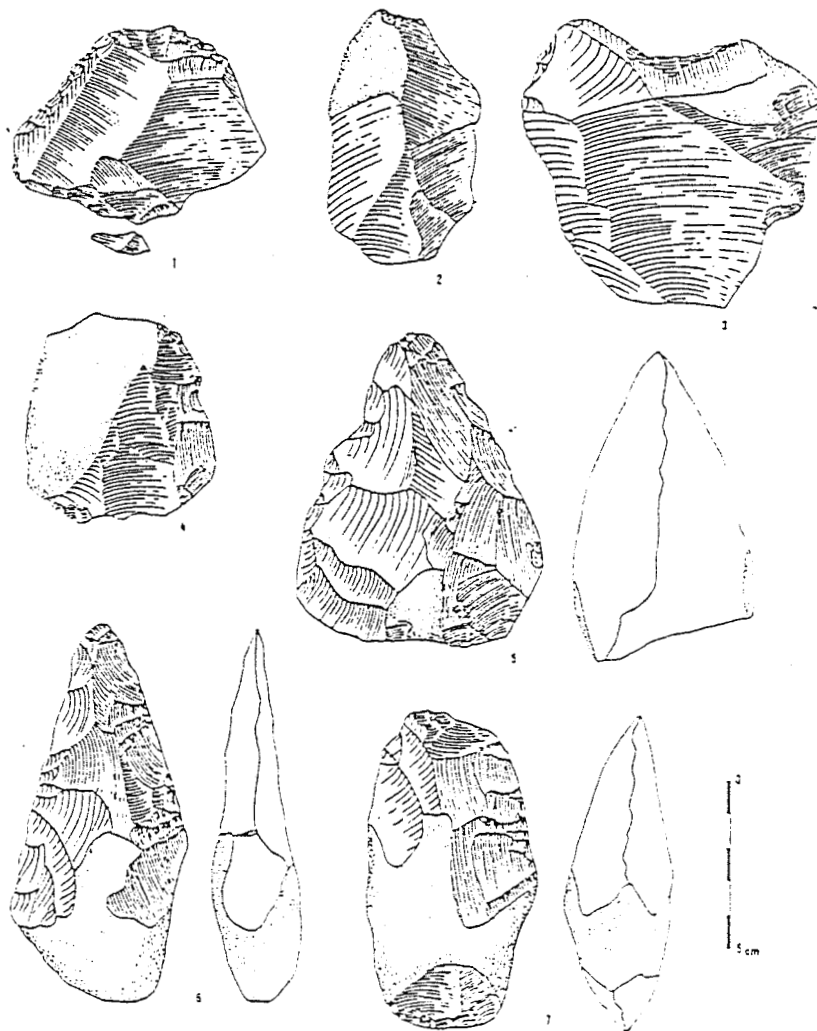
-Paléontologie :

-Mollusques :

D'après les travaux anciens, les sables verts 4 contiennent des mollusques fluviatiles à la base puis terrestres au sommet qui indiquent dans l'ensemble un climat tempéré frais (Breuil, 1952, dét. A.S. Kennard). Par contre une lentille de sable, située entre le sommet des graviers et les sables verts, a livré une faune malacologique fluviatile et palustre de climat froid. Il faut aussi signaler les mollusques prélevés par H. Breuil dans une couche de sable blanc, avec notamment Arianta arbustorum, qui témoignent d'un climat tempéré; mais leur intérêt est très limité étant donné que leur position stratigraphique reste incertaine. Une étude récente est actuellement en cours afin de préciser et de comparer les environnements des unités 5 et 6 (D.D. Rousseau, Dijon).

-Grande faune :

Les découvertes anciennes se résument à une molaire d'Elephas trongontherii signalée par L. Aufrère dans les sables verts (Agache, 1971;



1-Grattoir-racloir. 2-Eclat tronqué 3 et 4-Encoches 5-Biface amygdaloïde 6-Biface lancéolé. 7-Hachereau biface.

Fig. 141-Cagny-la Garenne : Industrie lithique du cailloutis de la nappe alluviale, d'après A. Tuffreau, 1987.

Bourdier et al., 1974b). Par contre les fouilles récentes ont livré des fragments osseux et des dents relativement abondants et bien conservés de cervidés et de bovidés, localisés essentiellement au sommet du limon gris 6B (Tuffreau, 1987).

-Industrie lithique (fig. 141) :

La nappe alluviale de Cagny-la Garenne a livré une industrie très abondante, mais la provenance stratigraphique exacte des artefacts rassemblés dans les collections anciennes est difficile à établir (Bordes, 1961; Breuil et Kelley, 1956 ; Kelley, 1937; Tuffreau, 1978). En outre les différentes séries montrent un tri assez net qui les rend peu représentatives (déficit en nucléus et éclats de débitage par rapport aux bifaces : A. Tuffreau, 1987).

D'après A. Tuffreau (1987) les industries des dépôts grossiers et des sables verts de la nappe alluviale de Cagny-la Garenne sont typiques de l'Acheuléen du complexe de la moyenne terrasse; elles présentent les caractéristiques typologiques suivantes :

- les bifaces sont dominants et essentiellement représentés par des formes allongées (lancéolés, amygdaloïdes);

- l'outillage sur éclat, obtenu sur des supports assez minces, est peu standardisé mais relativement diversifié. Certains éclats et nucléus indiquent nettement l'utilisation de la technique levallois.

Mais actuellement, c'est surtout les découvertes effectuées lors des fouilles récentes (1986-1987) qui apporteront des données précises. En effet ces travaux ont permis de mettre en évidence plusieurs niveaux en place, localement associés à de la faune, et d'étudier le cadre paléoclimatique et paléogéographique des occupations humaines (cf. synthèse chap. II.1.b).

-Conclusion :

Cette étude de la séquence de la nappe alluviale de Cagny-la Garenne basée sur les observations de la fouille et complétées par plusieurs sondages aboutit à deux types de résultats :

Tout d'abord, du point de vue stratigraphique, dynamique et paléoclimatique, elle montre que les premiers dépôts postérieurs à l'incision de la craie sont préservés très localement dans la partie la plus externe de la terrasse, en position de lit majeur, où la sédimentation est essentiellement dominée par une dynamique de versant entrecoupée par quelques remontées sporadiques du plan d'eau. Le sondage S1 a permis de

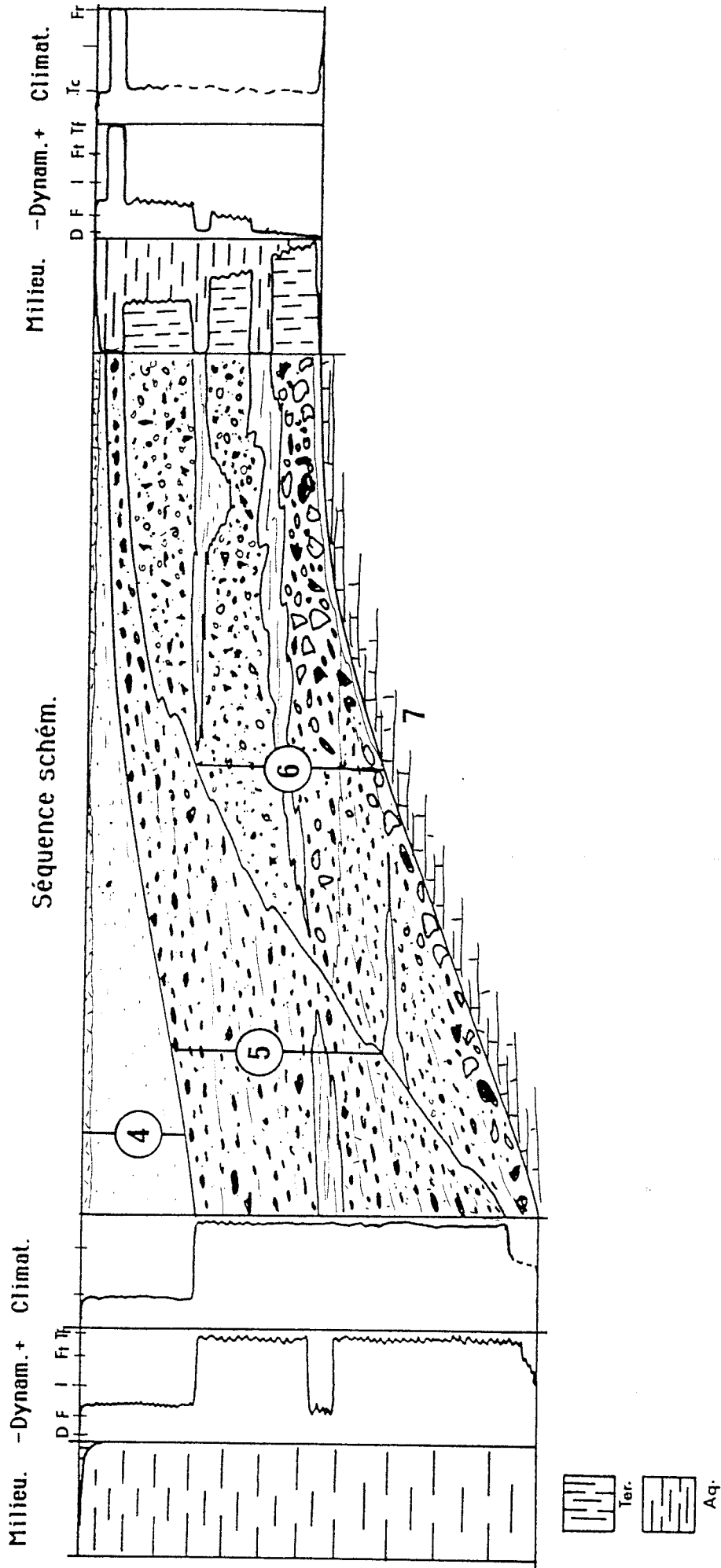


Fig. 142-Séquence alluviale de la Nappe de la Garenne :
représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire
 (légende cf. fig. 135).

mettre en évidence le passage latéral de leur partie inférieure à des dépôts fluviatiles typiques. L'ensemble de ces premières phases se place dans un contexte encore tempéré, de type "début glaciaire", confirmé par la palynologie et la nature de la grande faune.

L'évolution se caractérise ensuite par la mise en place d'une unité discordante typiquement fluviatile emboîtée dans la précédente et qui représente l'essentiel de la nappe alluviale. Ces dépôts dont la nature dénote une aire d'alimentation et un transit beaucoup plus importants que les précédents se sont mis en place sous des conditions rigoureuses, probablement pendant une phase pléniglaciaire.

La séquence alluviale se termine ensuite par la mise en place d'un colmatage de sables fluviatiles dans un contexte tempéré frais, suivi d'une stabilisation du fond de vallée marquée par la formation d'un gley dans un contexte tempéré.

Le retour à une paléogéographie de versant et à des conditions rigoureuses se marque par la mise en place de colluvions sablo-limoneuses régulièrement litées à cailloutis interstratifiés. Cette couche, qui représente la première unité de la couverture, implique en outre le déplacement de la rivière qui, d'après les résultats du chapitre II, serait de peu antérieur à l'incision dans la craie du bed rock de la nappe alluviale suivante (Nappe de l'Épinette).

La séquence de la nappe de Cagny-la Garenne est donc particulièrement importante pour l'étude du processus et du contexte climatique de mise en place des nappes alluviales des terrasses de la Somme. En effet, elle aboutit à la mise en évidence d'une évolution climato-sédimentaire cyclique qui peut servir de modèle pour l'étude d'autres séquences, souvent plus réduites en raison de leur localisation ou de la faible extension des affleurements.

Cette évolution peut se résumer par la succession suivante (fig. 142) :

- 1 - Incision de la terrasse dans le substratum crayeux.
- 2 - Sédimentation de versant entrecoupée de dépôts fluviatiles de faible énergie dans le bord externe, contemporaine du début de la sédimentation fluviatile grossière dans la partie interne; le contexte climatique est encore tempéré.
- 3 - Mise en place de dépôts fluviatiles de forte énergie et érosion partielle de l'unité précédente. Ces dépôts de contexte rigoureux constituent la majeure partie de la nappe alluviale classique.
- 4 - Sédimentation fluviatile de faible énergie dans un contexte

tempéré frais.

5- Stabilisation du fond de vallée et formation de gley sous climat tempéré.

6- Retour des conditions rigoureuses et d'une paléogéographie de versant en liaison avec le déplacement de la rivière.

Ces résultats mènent à une bonne connaissance du paléoenvironnement des occupations acheuléennes découvertes dans les dépôts du bord externe et à leur nette différenciation par rapport à celles de l'unité supérieure qui constituent l'essentiel des découvertes anciennes. Enfin, la confrontation des données de la fouille et des sondages montrent nettement que ces occupations acheuléennes sont liées à une paléogéographie très précise et très localisée (cf. synthèse chap. II).

- Cagny-carrière du Cimetière (nappe V, fig. 71 et 72) :

Le site de Cagny-Cimetière, situé à 600 m à l'Ouest de celui de Cagny-la Garenne, est connu par les travaux de F. Bourdier et al., (1974b), puis par les Fouilles effectuées par A. Tuffreau en 1979 et 1980, avant le remblaiement de la carrière (Tuffreau, 1980a et b). La séquence alluviale se situe dans le prolongement direct de celle de la Garenne à une altitude relative comparable (Bourdier et al., 1974b; Haesaerts et al., 1984).

L'ensemble de ces travaux a fourni de nombreuses données détaillées sur cette séquence alluviale par une approche pluridisciplinaire (stratigraphie, préhistoire, palynologie, paléontologie : mollusques, micromammifères, grande faune).

- Evolution verticale (fig. 71, 72 et photo 10) :

La sédimentation fluviale débute par la mise en place sur le substrat d'un cailloutis grossier, calcaire, à lentilles de sable, d'environ 4 m d'épaisseur. La surface de cette première unité est ensuite ravinée par le dépôt de sables à stratifications obliques discordantes (K1), préservés dans des poches à la surface du gravier.

Les limons sableux fins (I et J) qui recouvrent l'ensemble de ces deux premières unités dénotent une baisse importante et sans transition de la dynamique. Cette géométrie, associée à des variations brutales de la dynamique, semble indiquer la présence de deux hiatus d'érosion, à la base et au sommet des sables (K1); hypothèse qui sera confirmée ultérieurement par les résultats de l'étude palynologique (Munaut, 1980;

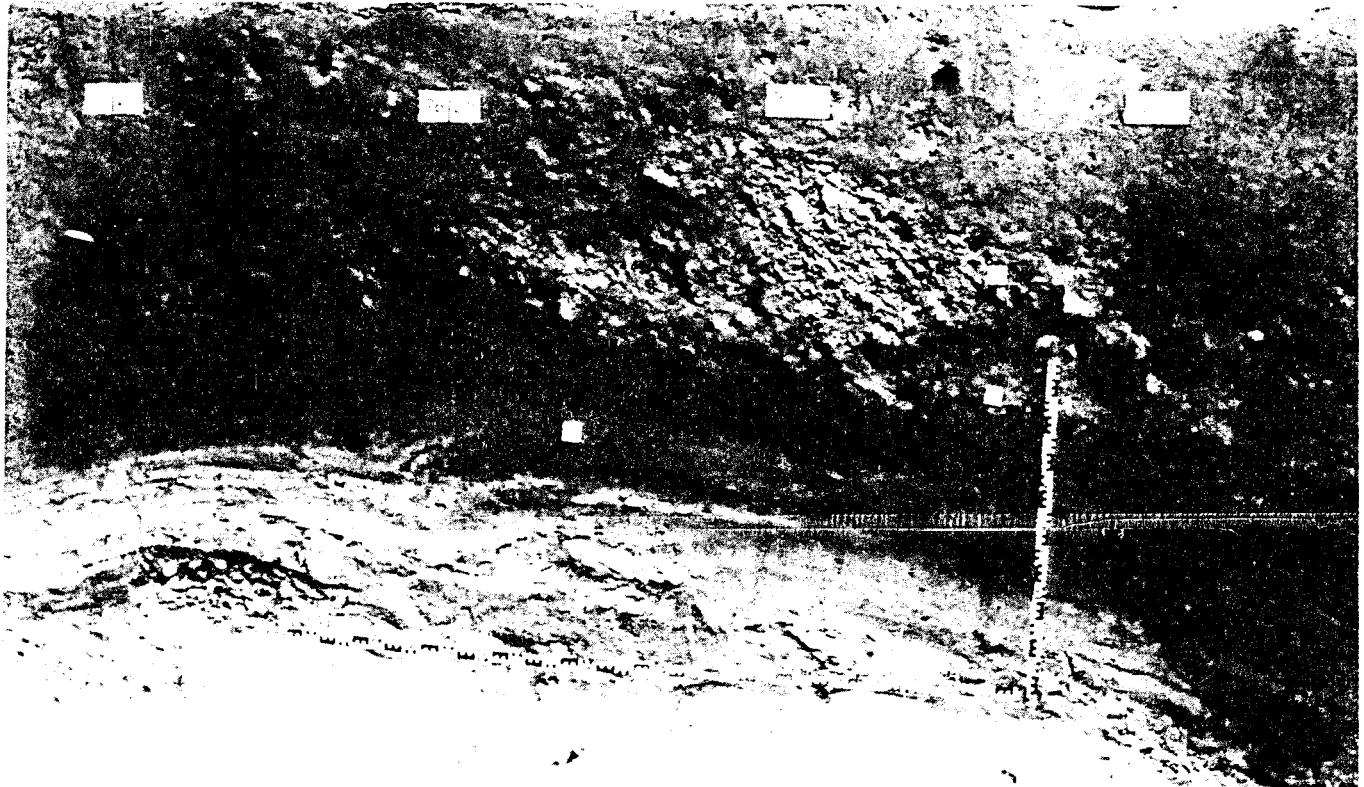
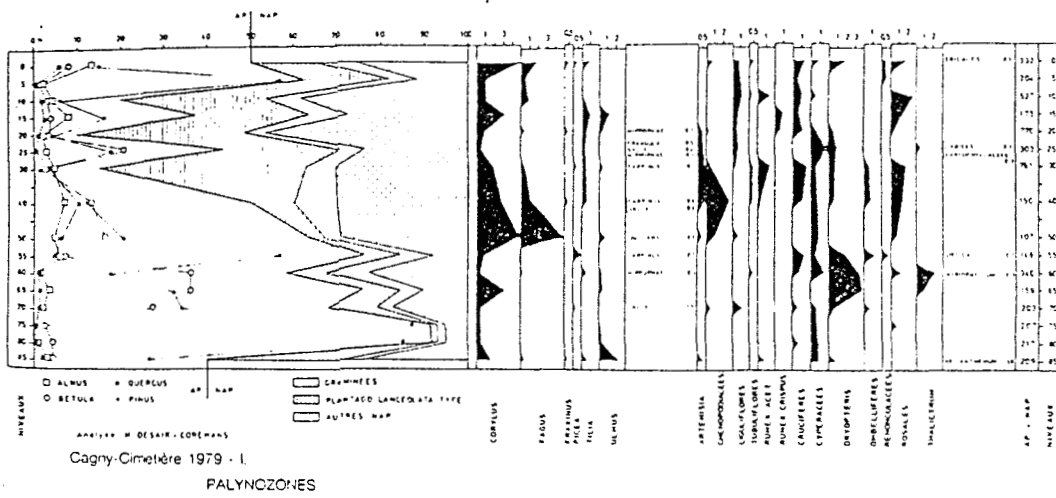


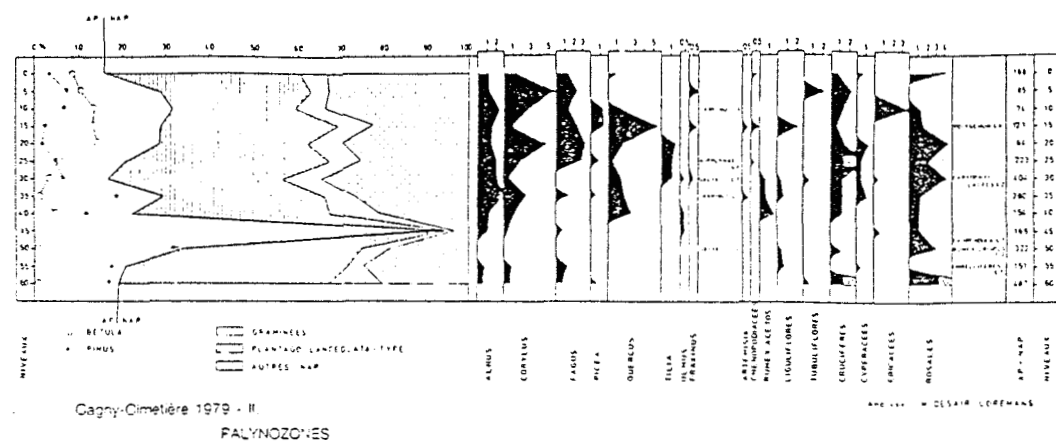
Photo. 10-Séquence alluviale de Cagny-Cimetière : sommet des graviers K, et niveaux fluviatiles fins I, J et H, d'après A. Tuffreau 1980.



Cagny-Cimetière 1979 - I.

PALYNOZONES

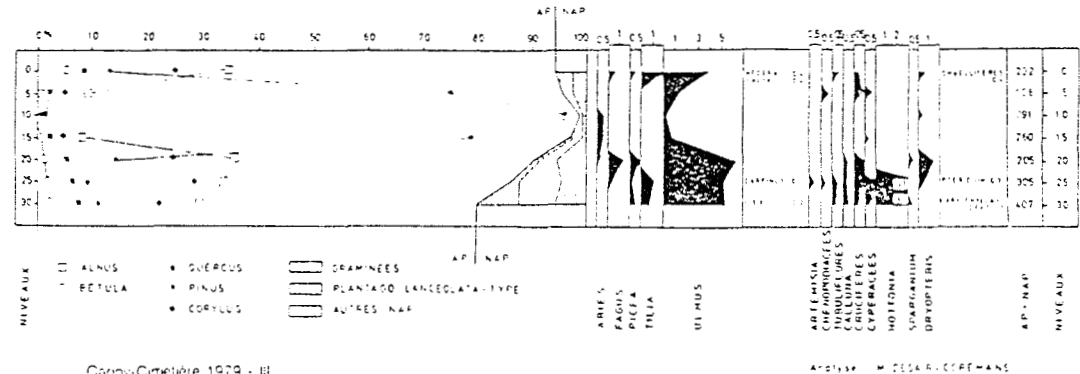
	A: 85 cm	B: 80-55 cm	C: 50-10 cm	D: 5-0 cm
% arbres boréaux	36.7	70.4	12.7	36.0
% arbres tempérés	14.5	4.8	9.9	18.8
% <i>Plantago</i>	38.6	7.0	35.4	17.2
N. total spores et pollens	166	1272	2792	536



Cagny-Cimetière 1979 - II.

PALYNOZONES

	A: 60-50 cm	B: 45 cm	C: 40-0 cm
% arbres boréaux	17.6	90.5	22.5
% arbres tempérés	1.9	0.3	13.4
% <i>Plantago</i>	48.9	0.1	47.5
N. total spores et pollens	608	169	966



Cagny-Cimetière 1979 - III.

PALYNOZONES

	A: 30-20 cm	B: 15-5 cm	C: 0 cm
% arbres boréaux	12.6	92.9	19.4
% arbres tempérés	71.8	4.8	75.6
% <i>Plantago</i>	4.0	0.4	1.7
N. total spores et pollens	917	707	232

Fig. 143-Cagny-Cimetière : diagrammes palynologiques et palynozones des dépôts fluviatiles fins, d'après A.V. Munaut, 1988.

Tuffreau, 1987).

Enfin, contrairement à la plupart des autres séquences alluviales, le passage aux dépôts de versant se fait ici d'une manière très progressive au sein des sables limoneux (H) qui montrent localement un faciès de formation litée.

-Palynologie (fig. 143) :

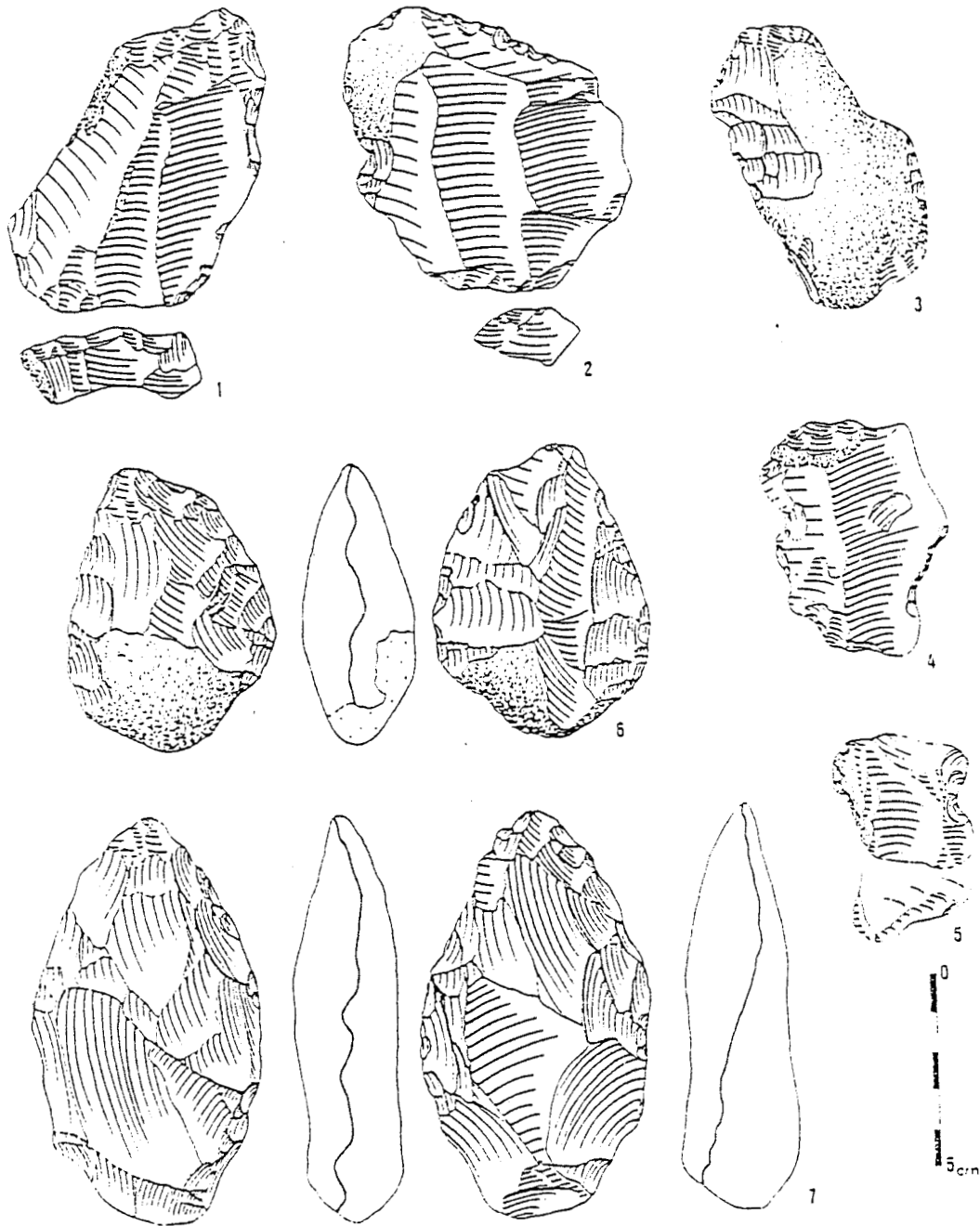
L'étude palynologique du sommet de cette séquence a été entreprise par A. V. Munaut (1974b) en collaboration avec F. Bourdier, puis poursuivie lors des fouilles d'A. Tuffreau (Munaut, 1980, 1988).

Les premiers résultats ont mis en évidence trois palynozones A, B et C. La zone B montre une amélioration climatique très nette, caractérisée par extension des arbres et particulièrement des taxons tempérés (31 %). Cette phase, dénommée "interstade de Cagny" (Bourdier et al., 1974b), est postérieure à un premier épisode steppique (A) et suivie d'une nouvelle dégradation climatique (C) caractérisée par une steppe partiellement arborée (graminées=44,2 %, AP=41,5 %). Plus récemment, l'étude des différents profils prélevés pendant les fouilles (fig. 143) aboutit aux interprétations suivantes :

-Tout d'abord, il apparaît que la mise en place des sables fluviatiles K1 au sommet des graviers s'est effectuée dans un contexte relativement tempéré attesté par un rapport AP/NAP qui n'est jamais inférieur à 80 %. Ce contraste avec les conditions de dépôt des graviers confirme la présence d'un hiatus.

-Les autres profils (couches H, I et J), séparés du précédent par un second hiatus, sont plus hétérogènes. Néanmoins les parties inférieures des diagrammes, relativement cohérentes (zones A) indiquent une steppe parsemée de pins, pauvre en tempérés. La zone B, qui correspondrait à "l'interstade de Cagny" (Munaut, 1988), montre par contre des aspects très différents caractérisés par une extension très inégale des arbres boréaux et tempérés. Ces variations dans l'enregistrement palynologique d'un même phénomène sont en rapport avec l'hétérogénéité du bilan sédimentaire dans les dépôts fluviatiles. Enfin, les parties terminales des diagrammes traduisent dans l'ensemble un environnement steppique contemporain d'une nouvelle péjoration climatique.

-Paléontologie :



1-et 2-Eclats levallois atypiques à retouches irrégulières. 3-Racloir simple et grattoir. 4-Grattoir. 5-Encoche. 6-Biface amygdaloïde court 7-Limande.

Fig. 144-Cagny-Cimetière : industrie lithique de la couche K (cailloutis), d'après A. Tuffreau, 1987.

- Mollusques :

D'après A. Tuffreau (1987), l'étude effectuée par J.J. Puisségur, en parallèle avec la palynologie, sur l'abondante faune de mollusques des niveaux de Cagny-Cimetière, montre une baisse de la proportion des espèces aquatiques et palustres de la base (couches I et H inférieure) vers le sommet de la séquence (couche H sup.). Les espèces terrestres essentiellement représentées au sommet de H sont dominées par l'association Pupilla muscorum et Trichia hispida, qui indique un climat nettement rigoureux.

Les résultats antérieurs (Puisségur, 1974b) sont par contre plus difficile à replacer dans une stratigraphie précise en raison de leur présentation où se mélangent des descriptions, des interprétations et des raccords stratigraphiques hasardeux; cette remarque est aussi valable pour les micromammifères (Bourdier et al., 1974b). Cependant ces travaux semblent cohérents avec la palynologie, et peuvent se résumer par la succession suivante :

-Contexte rigoureux avec Trichia hispida, Pupilla muscorum, et Columella columella à la base s'adoucissant progressivement (augmentation de Vallonia pulchella); environnement plus ou moins fortement aquatique suivant les échantillons.

-Contexte tempéré frais avec dominance de Vallonia pulchella, environnement découvert, composante aquatique faible ("interstade de Cagny").

-Retour d'un contexte rigoureux à Pupilla muscorum et Trichia hispida dominants, composante terrestre de plus en plus marquée.

- Micromammifères :

L'étude des micromammifères met en évidence une évolution semblable à celles décrites par les méthodes précédentes. Il faut remarquer la présence de Sorex minutissimus et Sorex articus (Jammot, 1974) qui confirment le caractère froid de la base de la séquence fluviatile fine (palynozone A).

- **Industrie paléolithique (fig. 144) :**

Les fouilles de la séquence alluviale de Cagny-Cimetière ont livré une industrie répartie sur les niveaux suivants : cailloutis K, sables fluviatiles K1, sables et sables limoneux I et H; l'ensemble des artefacts appartient à l'Acheuléen classique (Tuffreau, 1980a et b, 1987).

Les outils, peu nombreux, sont représentés par des bifaces de typologie variée où dominent les bifaces hacheraux (Léopold, 1989), et un outillage sur éclat caractérisé par la présence des racloirs, grattoirs, denticulés et encoches. Comme à Cagny-la Garenne, la technique levallois est attestée dans tous les niveaux par quelques éclats.

-Conclusion : évolution climato-sédimentaire (fig. 145) :

L'ensemble de ces résultats permet de reconstituer la formation de la séquence alluviale de Cagny-Cimetière par la succession suivante :

- 1 - Incision de la craie et formation de la terrasse.
- 2 - Mise en place des graviers fluviatiles K calcaires avec lentilles sableuses témoignant dans l'ensemble d'un climat nettement rigoureux (cf. unité 5 de Cagny-la Garenne). Les lentilles sableuses indiquent des variations temporaires et localisées de la compétence du cours d'eau.
- 3 - Erosion du sommet des graviers (hiatus), puis mise en place de sables fluviatiles K1, de dynamique modérée, sous climat tempéré, dans un environnement nettement boisé.
- 4 - Baisse de la dynamique et mise en place du colmatage final de sables et limons sableux, vraisemblablement séparés des sables sous-jacents par un nouveau hiatus. L'environnement montre l'alternance de deux phases steppiques à faible taux de boisement, séparées par un épisode nettement plus boisé ("interstade de Cagny"); l'ensemble traduirait une sylvo-steppe et un climat tempéré continental (Munaut, 1988).
- 5 - Dégradation climatique et passage progressif à une paléogéographie de versant au sein de la couche H.

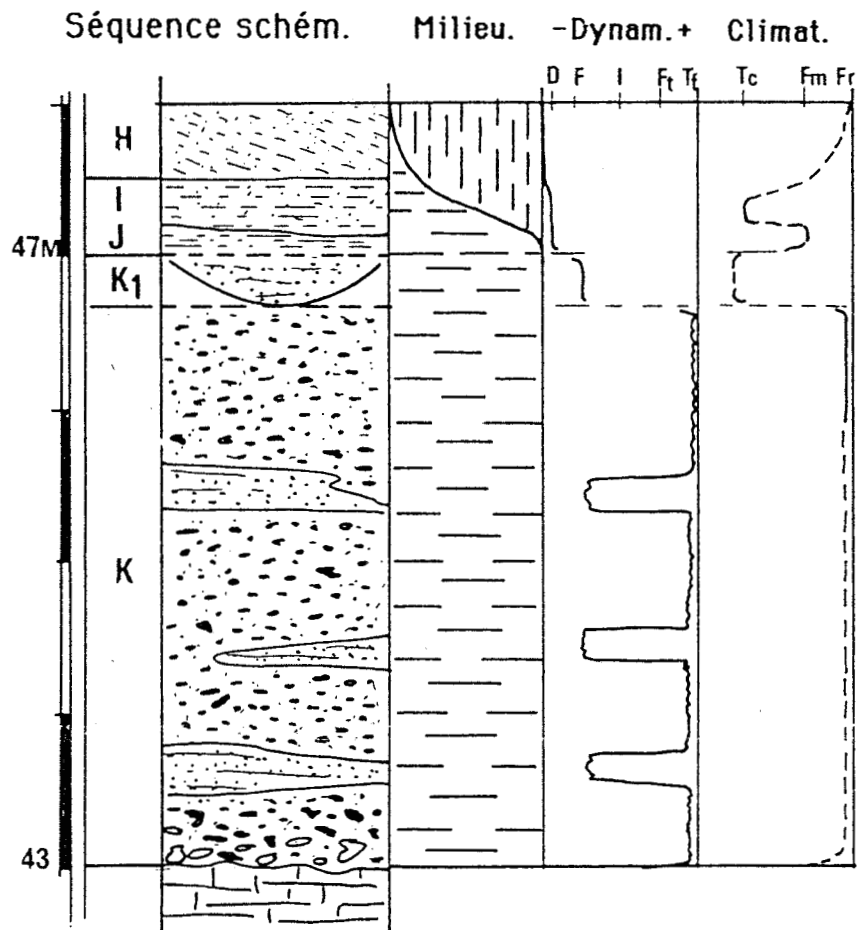


Fig. 145-Séquence alluviale de la Nappe de la Garenne à Cagny-Cimetière : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (légende cf. fig. 135).

- Cagny-carrière de l'Épinette (nappe IV, fig. 74 et 75) :

D'après son altitude relative, la séquence alluviale de Cagny-Épinette est directement postérieure à celle de la Nappe de la Garenne. En effet, les graviers grossiers de l'unité inférieure reposent sur la craie entre +36 et +38 m N.G.F. (Tuffreau, 1980a, Tuffreau et al., 1982; Haesaerts et al., 1984), et appartiennent à la nappe IV du système de la Somme (chap. II)

Les fouilles menées par A. Tuffreau et al. depuis 1980, ont permis de mettre en évidence un niveau acheuléen et d'abondants restes faunistiques en place au sommet des dépôts fluviatiles fins, et d'étudier en détail leur environnement (Tuffreau et al., 1986).

- Evolution verticale (fig. 74 et 75) :

La séquence débute par la mise en place d'un cailloutis grossier à éléments calcaires, peu épais au niveau de la fouille (bord externe). Cette unité actuellement difficilement observable en raison de la cimentation calcaire de sa surface, a été observée par F. Bourdier avant le remblaiement de la carrière (Bourdier et al., 1974b) et présente des caractéristiques semblables aux autres dépôts fluviatiles périglaciaires.

On observe ensuite, sans transition, une baisse très importante de la dynamique fluviatile qui se traduit par le dépôt d'une couche de limon calcaire grisâtre (I) en position de lit majeur. Cette unité se subdivise en plusieurs horizons, en rapport avec une faible pédogénèse postérieure au dépôt :

- Horizon supérieur gris brun décalcifié avec concrétions calcaires.
- Horizon intermédiaire en partie décalcifié à granules épars.
- Horizon inférieur calcaire, gris clair riche en granules de craie, se chargeant en silex émoussés vers la base.

La fin de la séquence et le passage à une dynamique de versant, se matérialisent par le dépôt de limons sableux lités non calcaires à faciès de colluvions (Van Vliet-Lanoë, 1989), puis d'un premier cailloutis de solifluxion (G).

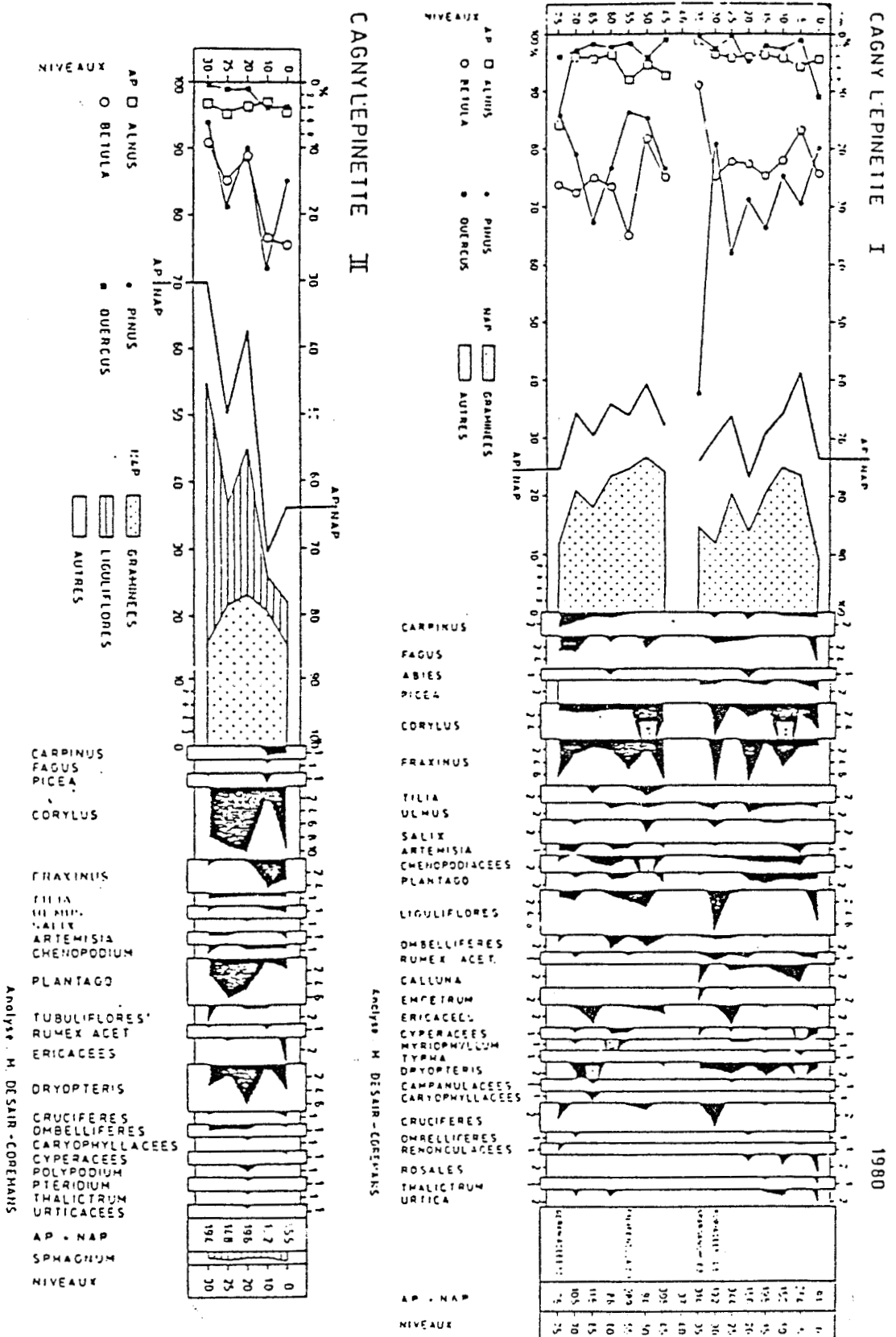


Fig. 146-Cagny l'Épinette : diagramme palynologique des sédiments fluviaux fins, d'après A. V. Munaut, 1989.

-Palynologie (fig. 146) :

Une étude palynologique a été effectuée par A.V. Munaut (Tuffreau et al., 1986; Munaut, 1989) sur deux profils continus prélevés dans les dépôts fluviatiles fins (I et H) lors des fouilles.

Le premier diagramme met en évidence un environnement nettement forestier ($\text{AP} = 58,8\%$ à $77,4\%$), par contre aucune évolution de la végétation n'est visible au cours de la sédimentation. L'association végétale est caractérisée par l'abondance du bouleau (Betula = $22,6\%$) et du pin (Pinus = $29,7\%$), un faible pourcentage d'arbres thermophiles (Alnus, Quercus, Fraxinus, Corylus, Caprinus, Fagus, Tilia et Ulmus = $14,8\%$), des taxons steppiques (Artésima, Plantago, Chenopodium). et enfin quelques aquatiques (Myriophyllum sp. et Typhéa).

Le second diagramme correspondant à la partie supérieure de la couche H se distingue par l'abondance des liguliformes, qui semble être un phénomène local en rapport avec la présence d'une clairière, sans implication climatique.

Ces deux diagrammes témoignent d'un paysage en mosaïque où se mêlent la forêt boréale et la steppe (sylvo-steppe) et dans lequel la proximité immédiate du cours d'eau est attestée par la présence des aquatiques. La sédimentation fluviatile fine s'est donc effectuée pendant un épisode tempéré froid (continental), sans évolution climatique significative.

-Paléontologie :

-Mollusques :

Les mollusques sont essentiellement présents dans la partie inférieure des dépôts fins non décalcifiés. D'après F. Bourdier (Bourdier et al., 1974b) ces niveaux renfermeraient des mollusques de climat tempéré frais.

-Micromammifères :

Une première étude des micromammifères de la couche fluviatile, effectuée par J.M. Cordy (1989) a permis la mise en évidence des espèces suivantes : Arvicola cantiana, Microtus cf. malei, Microtus gregalis, Microtus arralis, Pitymys subterraneus, Talpa europaea, Sorex sp., Neomys sp. D'après J.M. Cordy, cette association indique un climat tempéré continental, le biotope est ouvert (prairies prédominantes) et la proximité d'un cours d'eau avec éventuellement un milieu de prairies humides est attestée par la forte représentation (44%) du grand Campagnol et de

Microtus malei. Il faut noter la très bonne concordance entre ces résultats et ceux de l'étude palynologique.

- Grande faune :

Les restes de grands mammifères sont très abondants dans les niveaux fluviatiles fins, et particulièrement bien conservés dans la base du niveau I non décalcifié. Les espèces, déterminées par A. Moigne (Tuffreau et al., 1986; Moigne, 1989), sont les suivantes : Bos primigenius, Cervus elaphus, Equus mosbachensis, Talpa sp., Crocota sp., le daim et l'éléphant sont présents mais représentés par quelques fragments.

L'étude de la répartition des différentes espèces et de leur conservation en fonction de leur position stratigraphique aboutit aux remarques suivantes:

-Le niveau H, plus riche en cheval, possède un profil de conservation évolué attesté par l'absence des éléments les moins résistants (décalcification, action des carnivores et traces de charriage).

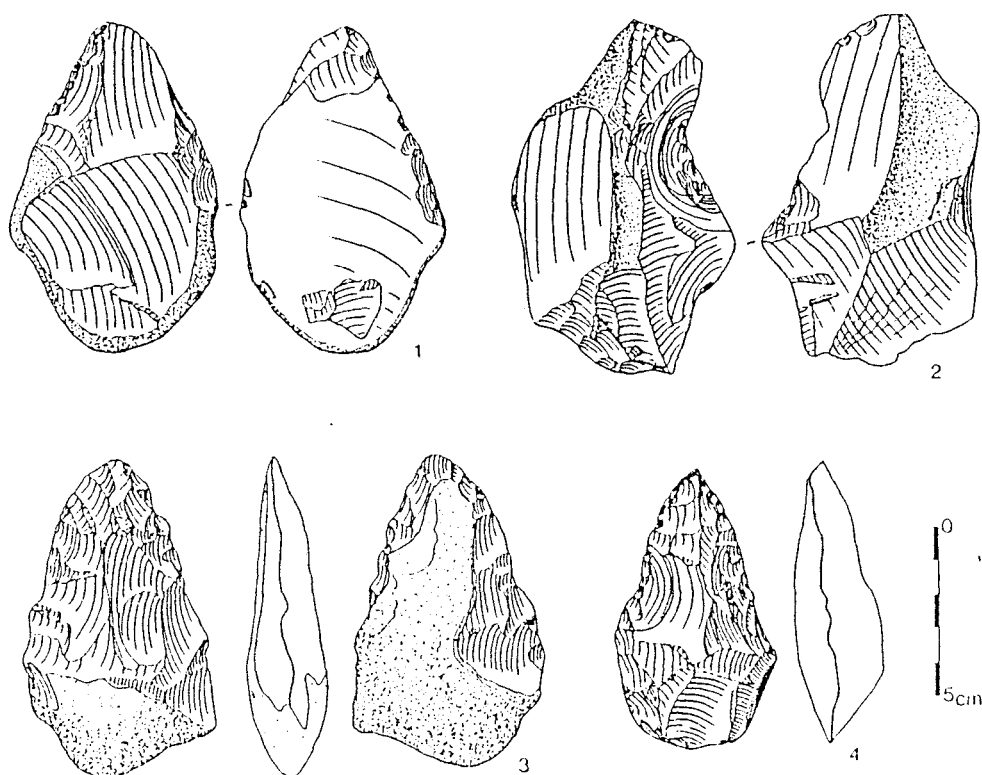
-Les niveaux inférieurs se caractérisent par contre par l'abondance des bovidés et des cervidés, et une bonne conservation liée à un enfouissement rapide sans transport contemporain de la sédimentation limoneuse.

Cette faune, caractérisée par les grands herbivores et la présence du daim, indique un environnement et des conditions climatiques tout à fait comparables à celles déduites de l'étude des pollens et des micro-mammifères. Enfin, l'organisation spatiale des vestiges osseux, la grande proportion de bois de massacre, et dans l'ensemble la prédominance de bois de cervidés par rapport aux autres éléments du squelette semblent liées à l'existence d'aires d'habitat (Tuffreau, 1987).

-Industrie lithique (fig. 147) :

Les niveaux fluviatiles fins de Cagny-l'Épinette (H, I et J) ont livré une industrie acheuléenne en place associée à la faune (Tuffreau et al., 1986 ; Tuffreau, 1987; Leopold, 1986).

L'outillage sur éclat comprend des encoches, des denticulés, des éclats à retouches irrégulières et des racloirs représentant entre 8 et 10% de l'ensemble du débitage. Les bifaces, essentiellement du type amygdaloïde plat, représentent un tiers de l'outillage dans les niveaux inférieurs. Dans leur grande majorité les artefacts ont été taillés dans une matière première locale de mauvaise qualité (rognons de silex de la nappe alluviale ou du talus crayeux).



1-Racloir (I-J). 2-Denticulé (I-J). 3-Biface amygdaloïde (H). 4-Biface amygdaloïde (I-J).

Fig.147-Cagny-l'Épinette: industrie lithique des limons fluviatiles de fin de séquence (I, J et H).

-Conclusion : évolution climato-sédimentaire (fig.148) :

L'évolution des conditions climatiques et de la sédimentation au cours de la mise en place de la séquence alluviale de Cagny-l'Épinette peut se résumer par la succession suivante :

1-Incision de la craie et formation du bed-rock de la terrasse.

2-Mise en place du cailloutis fluvial grossier, environnement découvert et conditions climatiques rigoureuses.

3-Erosion de la surface des graviers (hiatus probable : présence de chenaux à la surface des graviers), baisse de la dynamique et dépôt des limons calcaires fluviaux I, J et H en position de lit majeur, puis formation d'un sol humifère peu évolué. L'environnement est caractérisé par une syvo-steppe qui indique des conditions climatiques tempérées continentales. Aucune évolution climatique notable n'a pu être observée entre le début de la mise en place des limons calcaires et la pédogénèse.

4-Passage aux conditions de versant, envahissement progressif du fond de vallée par des colluvions sablo-limoneuses puis par les premiers cailloutis de solifluxion.

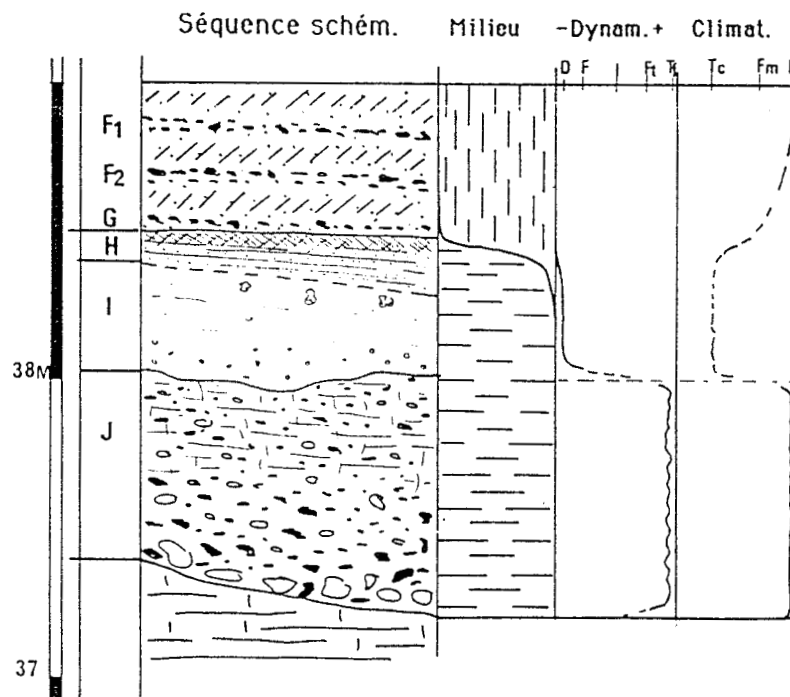


Fig. 148-Nappe alluviale de l'Épinette (nappe IV) : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (légende cf. fig.135).

- Longpré-les-Corps-Saints, carrière Descamps (nappe III ?, fig. 99 et 100)

La séquence alluviale très développée de la carrière Descamps de Longpré-les-Corps-Saints repose sur la craie à 11,5 m (partie externe) et 9 m. D'après la cote de base des graviers de fond, obtenue par plusieurs sondages (annexe1), l'altitude relative de cette nappe alluviale est d'environ 13 à 15 m. Elle se situerait donc dans le prolongement de la Nappe d'Argoeuves selon une hypothèse déjà formulée par C. Dupuis et P. Haesaerts (1986).

Cette séquence connue depuis la fin du siècle dernier a donné lieu à de nombreuses études et interprétations souvent contradictoires : Ladrière, 1897; Briquet, 1906, 1907; Commont, 1910c; Breuil et Koslowski, 1932; Bourdier, 1969, Bourdier et al., 1974c (fig 149), Ters, 1977 et plus récemment Sommé et al., 1984 (fig. 150). Un nouveau levé détaillé a été effectué en 1989 dans le cadre de ce travail (fig. 100, photo 11).

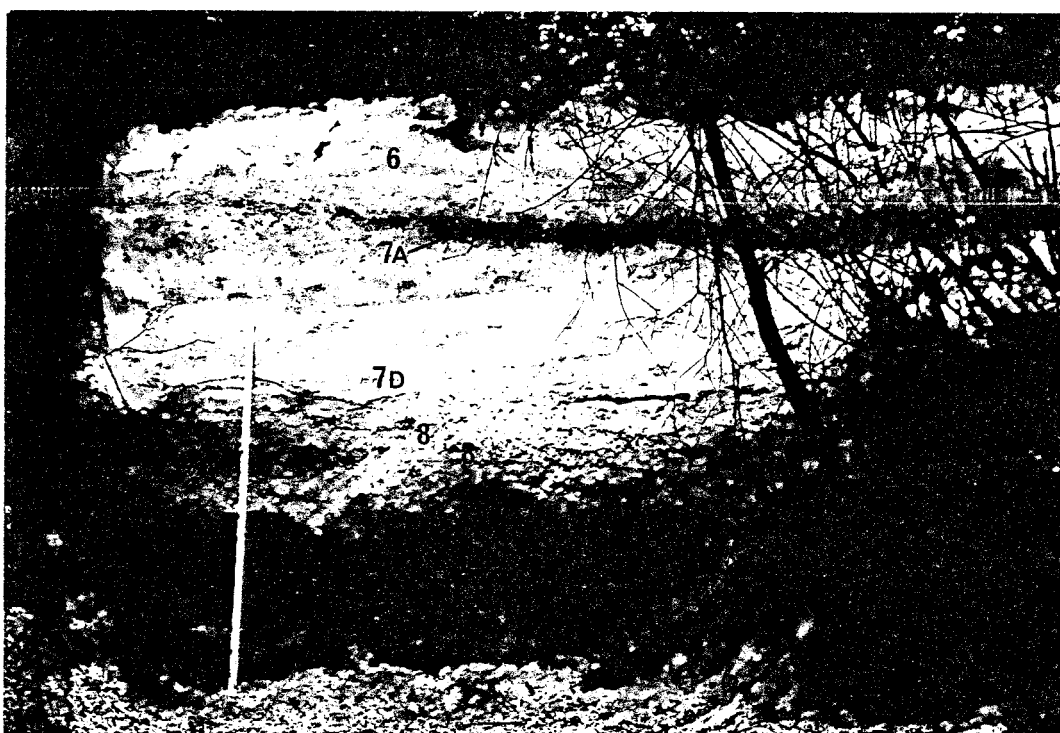
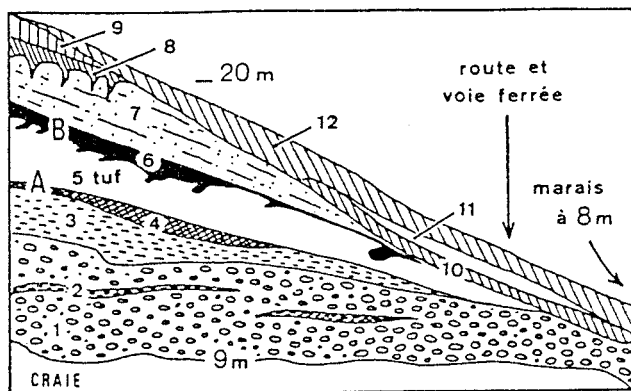
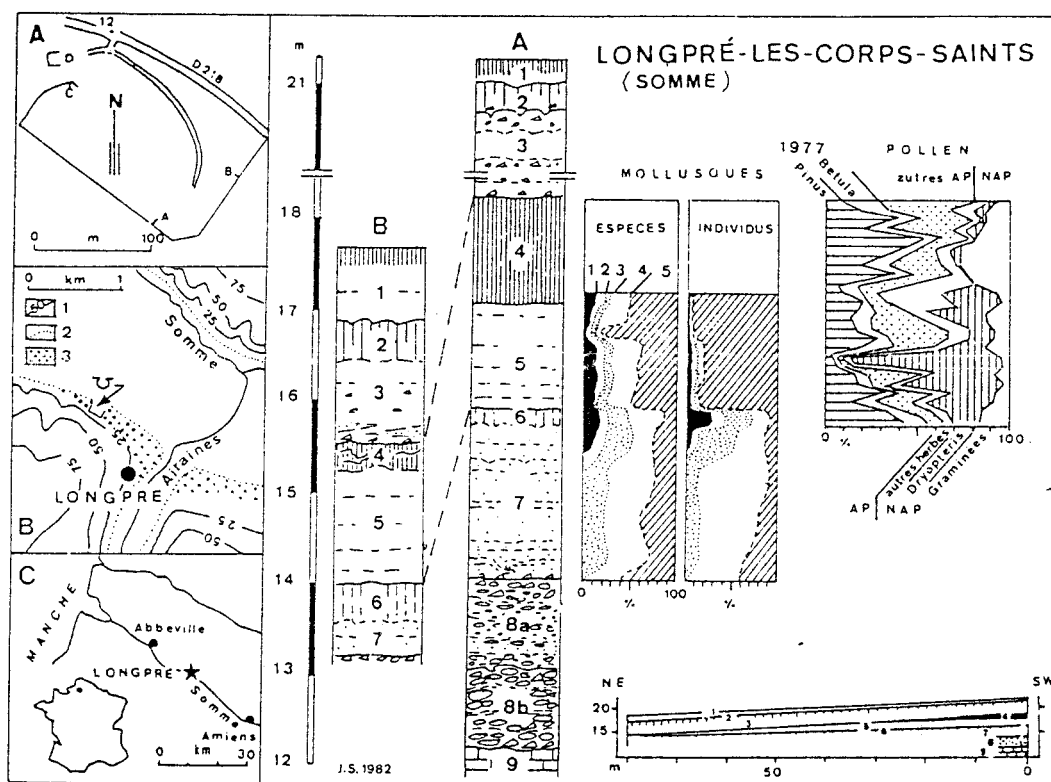


Photo. 11-Séquence alluviale de Longpré-les Corps-Saints : unités 6, 7 et 8 du levé 9 (fig. 100).



1-Graviers grossiers. 2-Lit de gravier croulant. 3-Sable argileux fluviatile. 4-Couche noire à Hélix. 5-Sable tufeux à mollusques. 6-Sol sableux noir. 7-Dépôt de pente loessoïde. 8-Sol rougeâtre. 9 Limon loessoïde. 10-Argile d'altération remaniée. 11-Argile grise. 12-Colluvions récentes.

Fig. 149-Coupe synthétique de la basse terrasse de Longpré-les-Corps-Saints, d'après F. Bourdier et al., 1974.



Lithostratigraphie :

1-Couverture limoneuse 2-Paléosol interglaciaire. 3-Formations litées périglaciaires à cailloutis. 4-Complexe de sols humifères. 5-Tuf calcaire à mollusques. 6-Sol peu évolué. 7-Formations limono-sableuses litées périglaciaires. 8-Dépôts fluviatiles grossiers (a : calcaires avec galets de craie et matrice sablo-crayeuse, b : non calcaires avec altération ferrugineuse au sommet). 9-Substratum crayeux.

Mollusques : 1-Espèces exclusivement liées à la forêt. 2-Espèces semi-forestières et forestières humides. 3-Espèces steppiques et xérophiles. 4-Espèces mésophiles. 5-Espèces palustres et aquatiques.

Fig. 150-Longpré-les-Corps-Saints : données synthétiques, d'après J. Sommé et al., 1984.

-Evolution verticale (fig. 100) :

A la suite du creusement de la terrasse, la sédimentation débute par la mise en place du cailloutis de silex à matrice sablo-calcaire 8. Ce dépôt représente une unité homogène à stratifications sub-horizontales diffuses, dans laquelle les apparentes subdivisions sont dues à la présence de zones où la matrice a été lessivée par des circulations d'eau postérieures à l'évolution alluviale. La présence de lentilles limono-sableuses litées typiquement fluviales dans la partie sommitale des graviers et celle de lits de graviers émoussés à la base de l'unité limono-sableuse sus-jacente montrent que la baisse de la compétence du cours d'eau s'est faite relativement progressivement et qu'il n'existe pas de rupture brutale ni de hiatus très important entre ces deux unités.

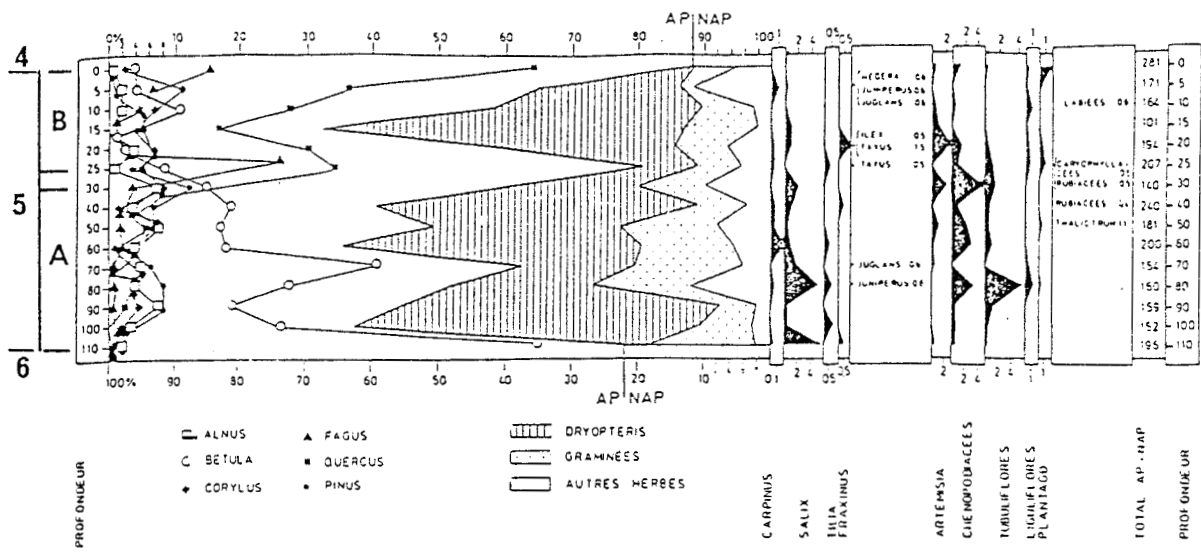
La baisse de la dynamique se poursuit régulièrement avec le dépôt des limons sableux lités, et des limons calcaires 7A, 7B et 7C. montrent des faciès d'énergie de plus en plus faible et de moins en moins nettement fluviales. La mise en place d'un cailloutis de silex géoliffractés confirme ensuite le caractère terrestre de l'environnement à ce niveau. On observe ensuite une stabilisation momentanée qui se traduit par la formation du sol gris verdâtre (7A fig. 100 et 6 fig. 150) et une gleyification de la partie supérieure des dépôts précédents (le milieu reste humide).

Sans qu'il y ait l'évidence d'un hiatus important, la sédimentation reprend avec le dépôt d'un "tuf" calcaire, formé d'une succession de lentilles sub-horizontales de tuf à mollusques très abondants (6B) et de limon sableux calcaire à mollusques plus rares. Le contexte de dépôt de ce tuf sera évoqué au moment de l'exposé des données malacologiques et palynologiques.

La séquence se termine par la formation d'un complexe de sols humifères (4 et 5) qui marque le début de la couverture, dans un environnement terrestre. Ce complexe de sols ne s'est formé qu'en partie aux dépens du tuf sous-jacent ; en effet les nombreux silex épars qu'il contient indiquent des apports de versants non négligeables. Le retour définitif des conditions de versant et d'une ambiance climatique rigoureuse est ensuite attesté par le loess calcaire lité à cailloutis de silex géli- fractés interstratifiés 3.

-Palynologie (fig.151) :

Six profils ont été prélevés et étudiés par A.V. Munaut de 1969 à 1979 (Sommé et al., 1984; Munaut, 1974c, 1988). Ils couvrent la majeure partie de la séquence, entre le sommet des graviers et celui du complexe



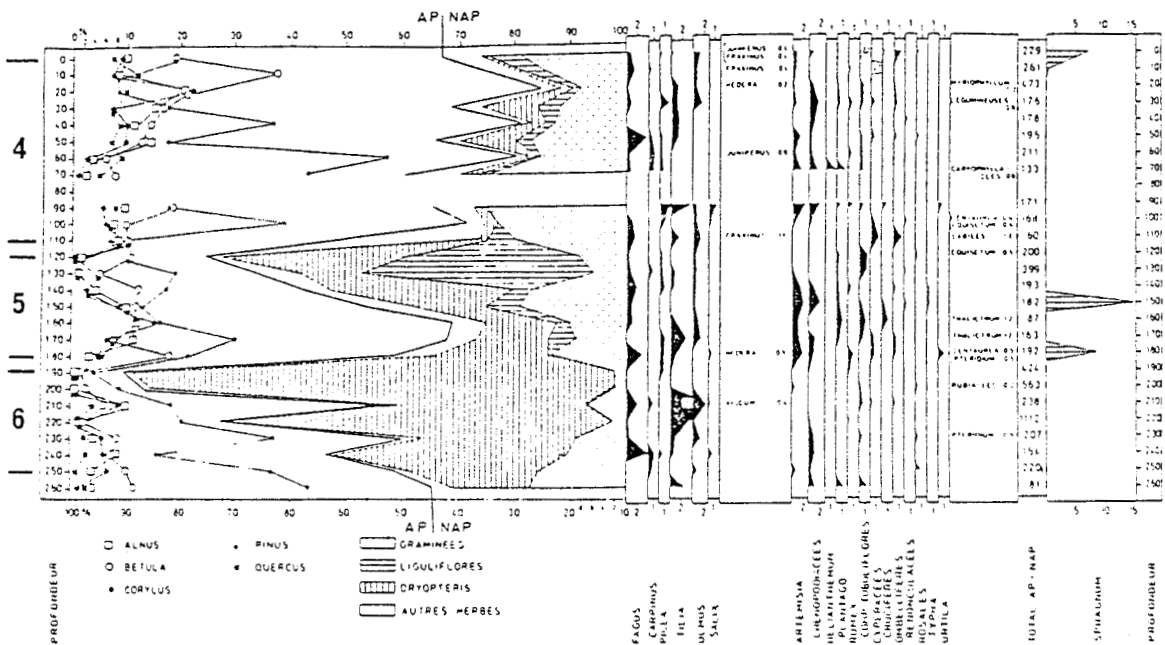
Longpré-les-Corps-Saints 1976 - I.

ANALYSE AV MUNAUT

PALYNOZONES

	A : 110-30 cm	B : 25-0 cm
% arbres boreaux	35,0	15,5
% arbres tempérés	15,5	59,6
N. total spores et pollens	1118	1582

A



Longpré-les-Corps-Saints 1977 - I.

ANALYSE AV MUNAUT

UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

	6	5	4
% arbres boreaux	60,0	35,8	42,4
% arbres tempérés	23,0	21,4	33,9
% NAP sans Dryopteris	16,9	42,7	23,7
N. total pollens	1120	1124	2165

B

Fig. 151-Longpré-les-Corps-Saints : diagrammes palynologiques et palynozones, d'après A. V. Munaut, 1988.

A-Unité 6 (tuf : couches 6A et 6B du levé 89)

B-Unités 4, 5 et 6 (sol humifères : couches 4 et 5 ; tuf : 6A et 6B ; sol gris verdâtre peu évolué : 7A).

de sols (unités 7, 6, 5 et 4 de Sommé et al., 1984).

Avant d'aborder l'interprétation de ces données, il faut souligner que le grand nombre de profils et un échantillonnage en parallèle ont permis à A.V. Munaut (1988) de mettre en évidence qu'aucune unité ne pouvait être caractérisée par une seule palynozone, et que la même unité pouvait montrer des palynozones variables suivant la localisation du profil.

Ces remarques importantes montrent qu'une unité apparemment homogène peut correspondre à une succession d'environnements différents et que les dépôts sont parsemés d'hiatus. L'interprétation des assemblages polliniques a amené A.V. Munaut (1988) à nuancer le schéma de J. Sommé et al. En effet, la partie inférieure de l'unité 7, directement sus-jacente au cailloutis grossier (7d du levé 89) s'est déposée dans un environnement nettement boisé (68,4 % AP, Pinus 34,2 %, Betula 14,2 %), excluant un contexte Pléniglaciaire. De même, les conditions ne sont jamais nettement interglaciaires, l'unité 5 (6a et 6b du levé 89), dont le faciès semble plaider pour un contexte interglaciaire, ne montre que ponctuellement un pourcentage élevé d'arbres tempérés. Compte tenu des remarques précédentes, l'interprétation climatique de la séquence de Longpré-les-Corps-Saints reste délicate.

D'une manière générale, les différentes palynozones montrent une association d'arbres boréaux tempérés et de plantes herbacées steppiques en proportions variables (Munaut, 1988). D'après A.V. Munaut il est possible que les variations climatiques soient mineures et que la succession des différentes palynozones corresponde à des changements de localisation des zones boisées et ouvertes dans un paysage en mosaïque.

-Paléontologie (mollusques fig. 150) :

La partie inférieure de la séquence limono-sableuse (unité 7, couches 7d, 7c de la fig 100, et base de 7 fig. 150) contient une proportion non négligeable d'espèces fluviatiles et palustres, qui diminue ensuite pour devenir pratiquement nulle au sommet (7A). Du point de vue climatique, les espèces terrestres, exclusivement représentées par l'association Pupilla muscorum, Trichia hispida et Succinea oblonga, plaident pour des conditions nettement rigoureuses et un environnement découvert (couches 7d à 7b).

Ces résultats sont partiellement contradictoires avec l'interprétation de J. Sommé et al. (dépôts de versant périglaciaires exclusivement terrestres) et l'assemblage pollinique (pourcentage d'AP non négligeable). Compte tenu de ces observations, du faciès sédimentaire de cette unité (classique dans la partie supérieure des séquences alluviales) et de ses

rapports stratigraphiques avec les graviers fluviatiles sous-jacents, il m'apparaît plus logique d'y reconnaître la fin de la sédimentation fluviatile, dans un contexte toujours rigoureux, où les apports de versants sont intégrés au domaine fluviatile .

Cette interprétation n'implique pas de variation importante dans la paléogéographie du cours d'eau, les graviers et les limons sableux sus-jacents se plaçant dans le même cycle climato-sédimentaire.

Le passage temporaire à un environnement forestier tempéré est ensuite matérialisé par la formation d'un sol peu évolué gris verdâtre (unité 6, couche 7a), contenant une malacofaune abondante, à nombreuses espèces terrestres forestières, et notamment Hélix (Bourdier et al., 1974c). Le faciès de ce sol et la persistance d'un faible pourcentage d'espèces palustres et fluviatiles plaident pour un environnement encore nettement humide (sol de fond de vallée).

Dans le tuf sus-jacent (unité 5, couches 6a, 6b), la proportion très élevée d'espèces fluviatiles et palustres (90 à 99 %) indique un milieu nettement aquatique (Bourdier et al., 1974c; Sommé et al., 1984a). Les espèces terrestres assez diversifiées peuvent être considérées comme transportées par le cours d'eau ou par ruissellement; leur présence correspond à la proximité des deux milieux. Quelle que soit l'interprétation de l'environnement de dépôt de ce tuf (tuf de paroi crayeuse ou tuf de fond de vallée), l'association malacologique montre la proximité du fond de vallée et du cours d'eau qui semble logique compte tenu de l'évolution précédemment décrite. Enfin, il faut noter que certaines espèces forestières (Helicodonta obvulata, Aegopinella nitidula, A. pura et Acanthinula aculeata) apportent une tonalité climatique tempérée (Sommé et al., 1984), nettement plus marquée que celle déduite des assemblages polliniques.

-Conclusion : évolution climato-sédimentaire (fig. 152) :

La synthèse de l'ensemble de ces résultats, partiellement contradictoires, peut se résumer par la succession de phases climatosédimentaires suivantes :

- 1-Incision de la craie et formation du bed-rock de la terrasse.
- 2-Mise en place des graviers fluviatiles grossiers 8 à stratifications sub-horizontales, dans un contexte périglacière.
- 3-Baisse progressive de la dynamique se traduisant par la mise en place des sables et limons sableux fluviatiles calcaires 7d et 7c dans un

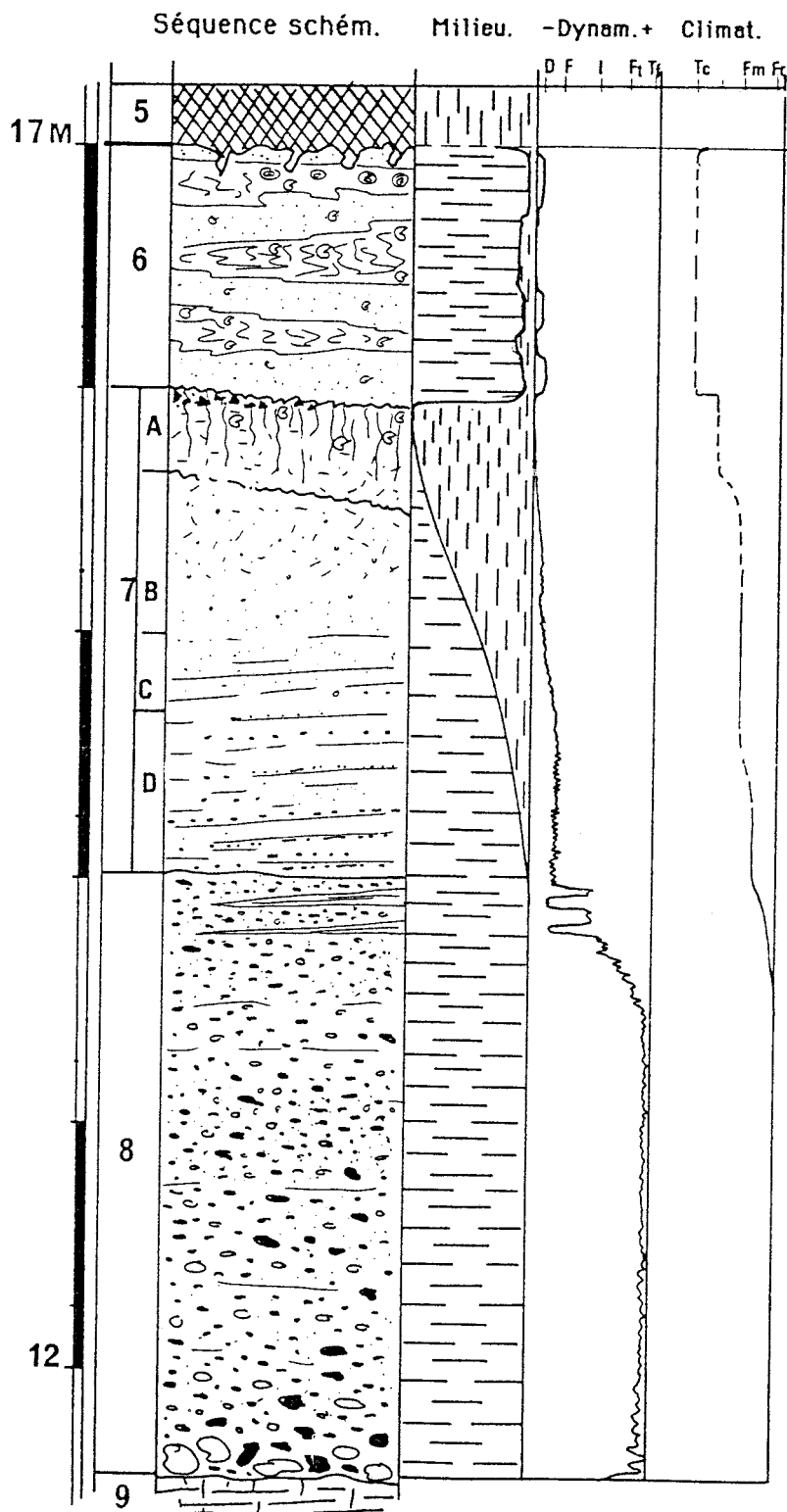


Fig. 152-Nappe alluviale de Longpré-les-Corps-Saints :
représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire
 (légende cf. fig. 135).

contexte encore nettement rigoureux. L'augmentation de la part des apports de versants est de plus en plus nette (7b) et se confirme au sommet par la mise en place d'un cailloutis de silex géolifracés et de granules de craie.

4- Formation d'un sol peu évolué dans un environnement terrestre, mais toujours humide, dans un contexte plus tempéré (Tardiglaciaire?).

5- Formation d'un tuf calcaire stratifié à couches limoneuses dans un contexte plus nettement tempéré mais non typiquement interglaciaire (Munaut, 1988). Il peut correspondre à un tuf de ruissellement à proximité de la paroi crayeuse (Sommé et al., 1984), ou plus classiquement à un tuf de fond de vallée, du même type que ceux que l'on observe fréquemment au sommet de la séquence alluviale du talweg actuel.

6- Formation du complexe de sols humifères 4, dont la nature des matériaux atteste le début de nouveaux apports de versant.

L'environnement est encore en moyenne nettement boisé; le contexte climatique serait de type Début Glaciaire.

7- Mise en place des loess à cailloutis interstratifiés 3, nettement discordants sur les dépôts précédents indiquant des conditions typiquement pléniglaciaires et le passage définitif à une paléogéographie de versant.

- Abbeville-Menchecourt (nappe III, fig. 110) :

Les carrières de Menchecourt, rendues célèbres par l'abondante faune qui y fut découverte dans les niveaux fluvio-marins, sont connues depuis la fin du siècle dernier (Prestwich, 1860). Malheureusement en raison de l'arrêt des exploitations vers 1900 les observations les plus récentes remontaient à l'époque de V. Commont (1910a et b), qui n'a d'ailleurs pu étudier que la partie superficielle de la séquence.

De nouveaux sondages ont été effectués récemment (avril 89), dans la parcelle actuellement préservée, à la suite des initiatives de R. Agache (1968). Ils ont permis de réétudier la stratigraphie, la géométrie des dépôts et les possibilités de corrélation avec ceux de Mautort sur la rive opposée (Antoine, 1989d). Ces sondages ont mis au jour la stratigraphie sur 8, 6 et 7 m d'épaisseur, le sommet des dépôts fluvio-marins se situant entre +6,4 m (S1) et +6 m N.G.F. (S2). Pour des raisons techniques, il n'a pas été possible de les approfondir davantage. Cependant la bonne corrélation avec les descriptions anciennes permet de se faire une idée de l'épaisseur totale des dépôts reposant sur la craie (12 à 12,5 m) et de donner une cote moyenne du bed-rock (+2,5 à +3 m N.G.F.). Cette estimation est d'ailleurs confirmée par les sondages géologiques effectués à proximité (B.R.G.M. n°

35/5/36 : +2 m N.G.F.).

Du point de vue géométrique ces résultats aboutissent à la mise en parallèle des nappes alluviales de Cambron et de Menchecourt (altitudes relatives 14 à 15 m) et de leurs couches sableuses sommitales. Par contre, la corrélation envisagée par F. Bourdier (1969, 1974b) des couches fluvio-marines de Menchecourt avec les "sables verts" de Mautort, apparaît impossible car ces derniers recouvrent une nappe alluviale dont la base est située à une altitude relative nettement plus élevée que celle de Menchecourt (Nappe de Mautort, 20 à 21 m : Antoine, 1989d).



Photo.12-Menchecourt-sondage S1 : couches fluvio-marines 5B et 5C.

-Evolution climato-sédimentaire (fig.110 et 153) :

Etant donné que de nouvelles études palynologiques et paléontologiques (mollusques et micromammifères) n'ont pas encore pu être effectuées, l'évolution est décrite en intégrant directement les données anciennes synthétisées par F. Bourdier (1969) :

La base de la séquence alluviale montre tout d'abord des graviers fluviatiles périglaciaires (ep. max. 3/4 m). En fait, il faut signaler les "sables bleus", observés par Rutot (Bourdier, 1969), qui représenteraient un premier dépôt antérieur aux graviers; cependant ils n'ont pas été retrouvés dans les sondages qui ont atteint la craie (B.R.G.M.).

Après la première phase de dépôt des graviers se met en place un limon sableux à mollusques essentiellement terrestres (Commont, 1910b d'après Prestwich). Ce dépôt de dynamique faible correspond vraisemblablement à un premier colmatage fluviatile du lit de la rivière, remaniant des apports de versant (cf. Longpré-les Corps-Saints n° 7d à 7b). Le cailloutis sus-jacent à gros granules de craie, silex émoussés fracturés et matrice de sable, atteint ponctuellement à la base du sondage S1 (6), aurait livré des mollusques fluviatiles et marins (Commont, 1910b). Ce niveau qui semble correspondre à l'apparition d'un environnement fluvio-marin devra être observé plus en détail ultérieurement.

L'unité 5 montre ensuite le passage d'une sédimentation exclusivement sableuse d'énergie assez forte en 5C (stratifications obliques discordantes), vers des dépôts de silts et de sables régulièrement lités de dynamique de plus en plus faible (5B). Cette évolution est soulignée par la disparition progressive des lits sableux au profit des silts. Cette unité a livré de nombreux mollusques essentiellement concentrés dans les lentilles sableuses basales, qui recèlent en outre une abondante faune de micromammifères. Les mollusques marins sont représentés par Littorina squalida et Tellina balthica (Bourdier, 1969) ainsi que Cardium edule, Buccinum undatum, Littorina littorina, Purpura lapillus, et Tellina solidula (Commont, 1910b, d'après Baillon et Prestwich), les espèces fluviatiles comprennent notamment Cyrena fluminalis.

La base de ces dépôts correspond donc à l'envahissement du talweg par le domaine marin, en rapport avec un relèvement du niveau de base contemporain d'une amélioration climatique de type interglaciaire. Par contre, l'évolution de la partie supérieure dénote une stabilisation puis une tendance régressive qui se traduit par la prédominance des mollusques terrestres (Bourdier, 1969), et des sédiments finement lités d'énergie de plus en plus faible. La surface de cette unité est ensuite partiellement décalcifiée par la formation d'un sol fortement bioturbé (5A). Cette pédogénèse est difficilement lisible en raison de la superposition d'une altération provenant de la base de la couverture limoneuse.

En ce qui concerne la faune, d'après V. Commont (1910b), il existerait une certaine confusion entre les restes trouvés dans les sables

Séquence schém. Milieu. -Dynam.+ Climat.

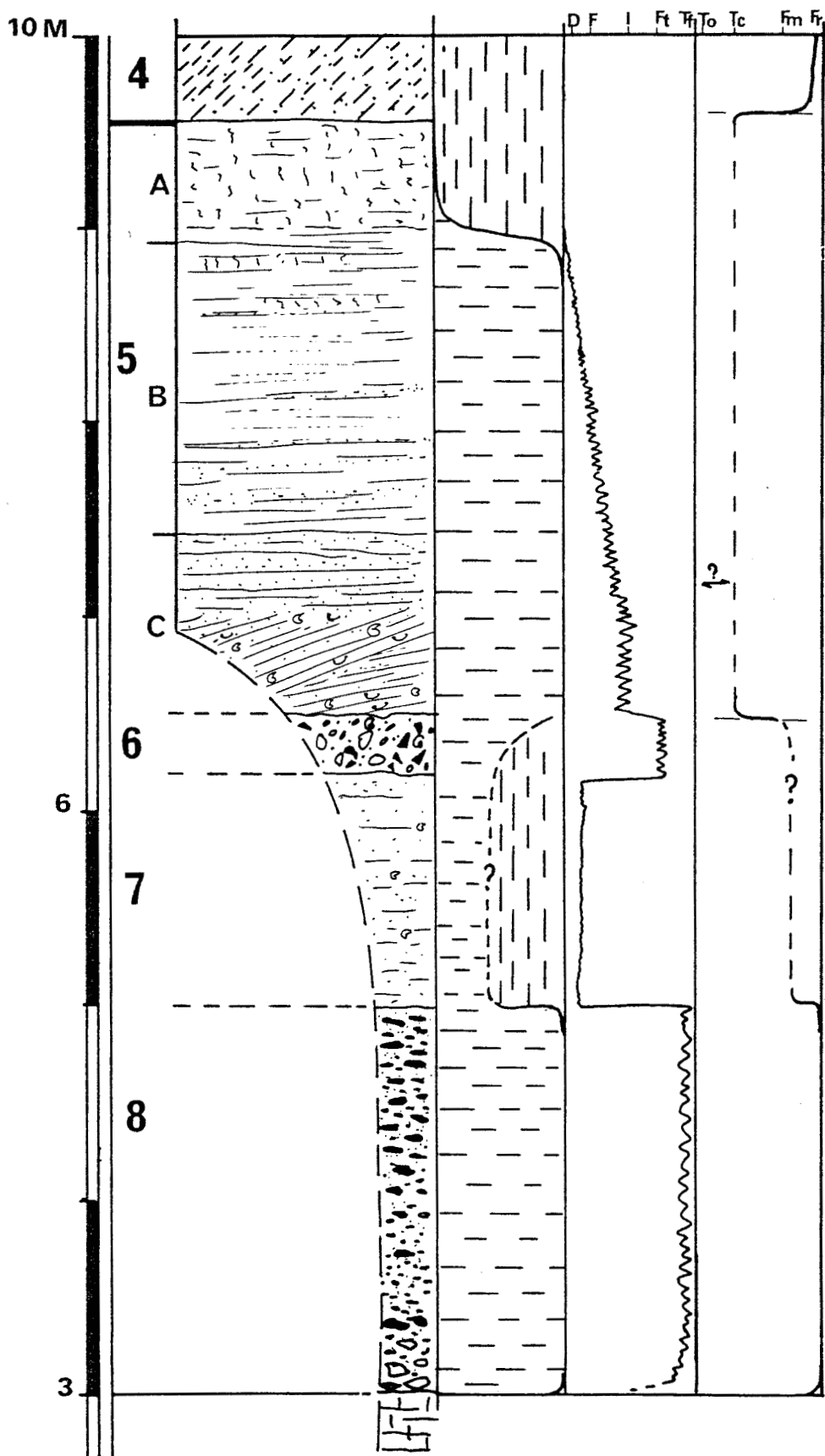


Fig. 153-Nappe alluviale de Menhecourt : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (légende cf. fig. 135).



Photo. 13-Bourdon (nappe IV) : détail de la structure des dépôts de fin de séquence (fluvio-marin ?).



fluvio-marins (hippopotame) et d'autres, provenant de la couverture loessique (rhinocéros). De même, la provenance exacte de l'industrie laminaire de Menchecourt le "Menchecourien d'Ault" est controversée : sables fluvio-marins pour F. Bourdier (1969), couverture loessique pour V. Commont (1910b).

En conclusion, on peut dire que cette séquence apparaît très importante car elle représente actuellement le seul témoin observable de dépôts fluvio-marins attribuables à un interglaciaire du Pléistocène moyen, dans les nappes alluviales de la Somme. Enfin, outre sa malacofaune abondante qui pourra être étudiée en détail, la base de l'unité fluvio-marine 5 contient de nombreux restes de micromammifères dont l'étude paléontologique semble très intéressante pour la connaissance de l'environnement de dépôt et l'approche chronostratigraphique de la séquence de Menchecourt.

Avant de passer à l'étude de la séquence de la Nappe de Montières, il faut signaler que les sables stratifiés de la séquence de la nappe IV de Bourdon auraient livré à H. Breuil (1952) un fragment de Cardium, qui pourrait indiquer une influence marine dans ces niveaux (Bourdier et al., 1974c).

Actuellement, un affleurement permet d'observer ces sables à granules de craie reposant sur les graviers (annexe 9, Hall.4 n° 7). Leur structure, en couches horizontales régulières de 20 à 30 cm. à stratification interne fortement oblique, séparées par des lits limoneux à litage horizontal (photo. 13) est effectivement atypique pour des dépôts fluviaux, et plus proche de celle des dépôts marins de zone intertidale (Purser, 1980).

Etant donné la rareté des dépôts fluvio-marins dans les séquences de la Somme, un réavivage et une étude détaillée du profil apparaissent nécessaires afin de contrôler cette hypothèse.

- Montières-carrière Boutmy-Muchembled (nappe II, fig. 94)

La carrière "Boutmy-Muchembled" à Montières, (faubourg Ouest d'Amiens), est connue depuis le début du siècle par les nombreuses observations de V. Commont (1909a,c,d et e, 1911a et c, 1912b, 1913a et b). Etant donné qu'elle constitue actuellement le dernier point d'observation de la séquence de la Nappe de Montières dans le secteur d'Amiens, une

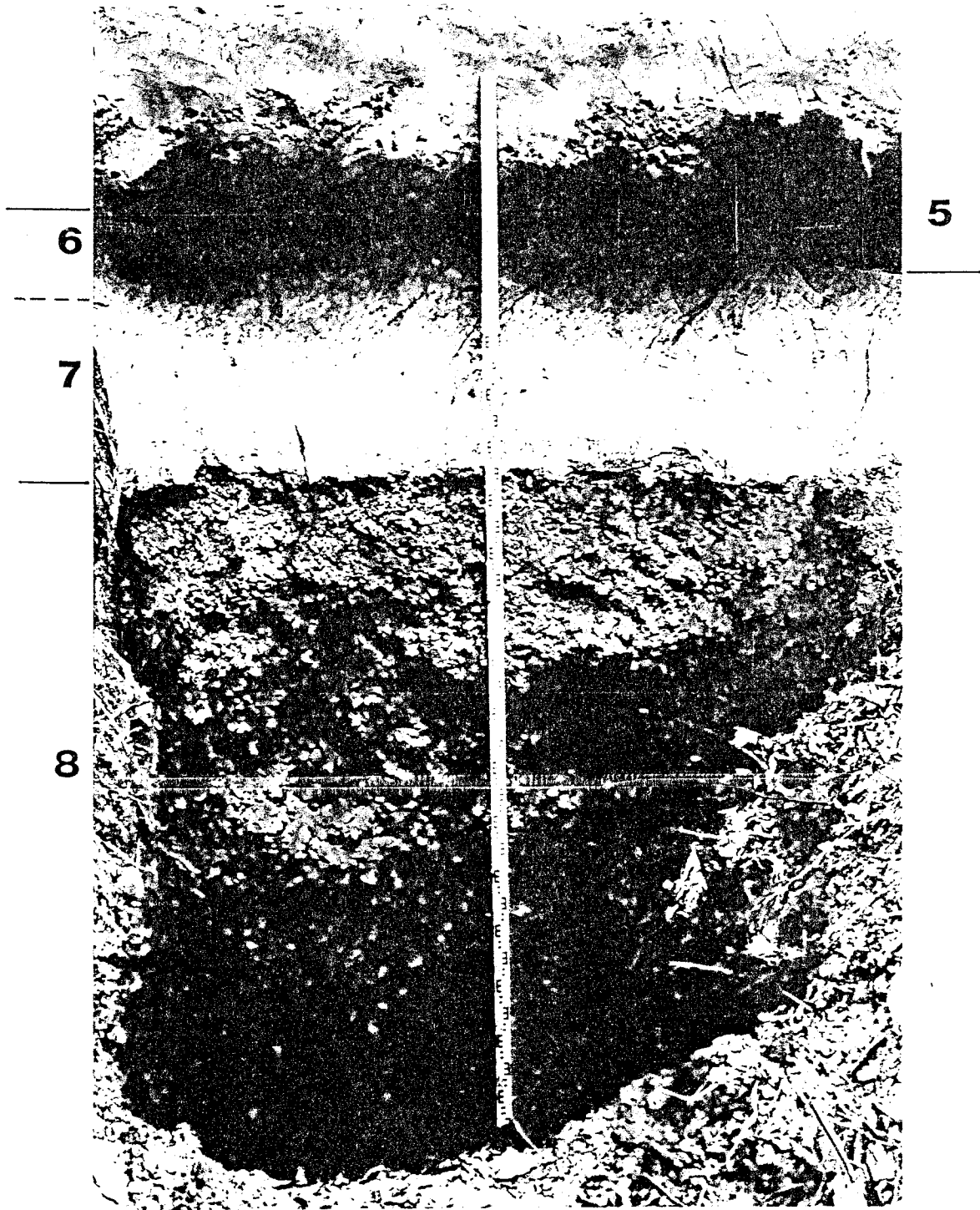


Photo. 14-Séquence alluviale de la Nappe de Montières (carrière Boutmy-Muchembled), légende cf. fig. 94.

coupe a été réavivée jusqu'au substratum crayeux afin de permettre une nouvelle étude stratigraphique (Antoine, 1989h : fig. 94 et photo.14).

-Evolution climato-sédimentaire (fig. 94 et 154) :

Comme dans le cas de la séquence de Menhecourt, il n'a pas encore été effectué d'études palynologiques et malacologiques récentes sur les profils de Montières. L'évolution verticale intègre directement les données (malacologiques) extraites des travaux de V. Commont.

La séquence alluviale est constituée par les unités 8 à 6 du levé récent (fig. 94), la corrélation avec les descriptions anciennes n'est pas toujours aisée en raison des descriptions parfois contradictoires de V. Commont et des variations rapides de l'épaisseur des unités au niveau du contact entre la séquence fluviale et les dépôts de versant.

L'unité inférieure, représentée par un cailloutis de silex émoussés à matrice sableuse, stratifications diffuses et rares lentilles sableuses, est typique des graviers périglaciaires des nappes alluviales de la Somme. La présence de blocs de grès usés démesurés à la base de la nappe semble indiquer des conditions dynamiques momentanément très violentes (débâcles?). Dans leur partie supérieure la dynamique est plus faible (granulométrie plus faible, matrice sablo-limoneuse abondante).

L'unité supérieure (7) montre ensuite un passage brutal à une sédimentation fine de faible énergie. Ce dépôt fluviale fin, faiblement lité dans sa partie inférieure, contient de nombreux mollusques essentiellement représentés par des fragments. D'après les descriptions anciennes, il semblerait que ce soit cette couche qui ait livré une abondante malacofaune (Commont, 1912b, d'après E. Wüs), représentée par les espèces suivantes :

-Terrestres : Hyalinia (Polita) hammonis Stroem sp., Patula (Discus) rotundata Müll sp., Helix (Vallonia) pulchella Müll., Helix (Vallonia) costata Müll., Helix (Tachea) nemoralis Lin., Cochlico lubrica Mull. sp., Pupa succinea (Neritostoma) putris Lin. sp., Succinea (Heritostoma) putris Lin. sp., Succinea (Lucena) oblonga Drap. sp.

-Aquatiques : Limnaea (Limnophysa) palustris Müll. sp., Planorbis (Tropidiscus) umbilicatus Müll. sp., Ancylus (Ancylastrum) capuloïdes Jan. sp., Valvata (Cincinna) piscinalis Müll., Bythinia (Elona) tentaculata Lin. sp., Sphaericum (Corneola) corneum Lin., sp., Pisidium (Flumininea) amnicum Müll. sp.

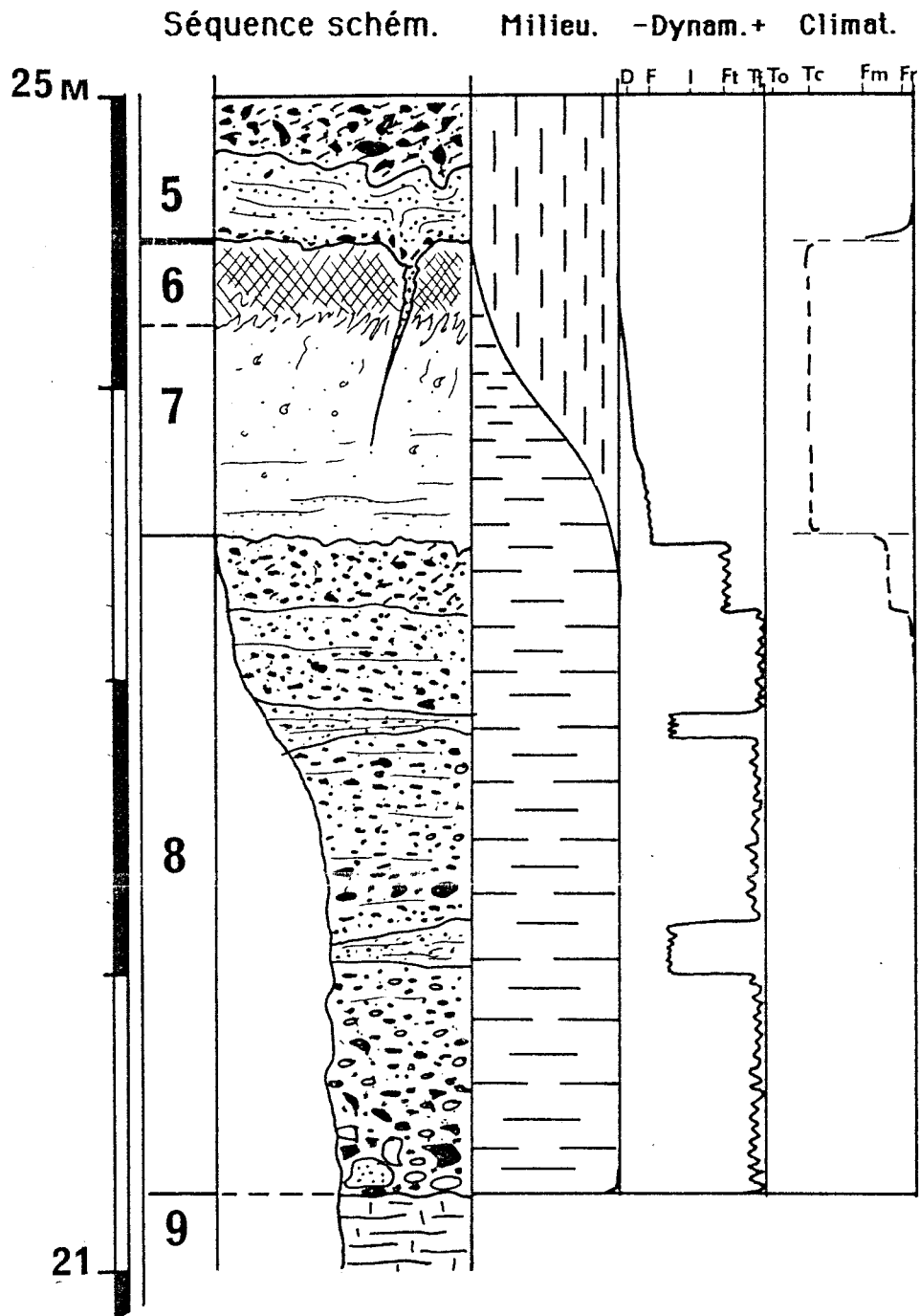


Fig. 154-Nappe alluviale de Montières : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (légende cf. fig. 135).

Cette association indique un contexte climatique tempéré et un environnement essentiellement fluvial. La présence d'espèces terrestres forestières est normale dans ce type de dépôt de lit majeur (flottage); d'après V. Commont, elles seraient surtout présentes à la partie supérieure de l'unité. Cette unité a livré la majeure partie de la faune tempérée "faune chaude de Commont", déterminée par M. Boule : Elephas antiquus, Hippopotame, Rhinoceros merki, Equus stenorhinus aff., Equus caballus, Felis leo sp., Cervus Elaphus, Bos priscus, Bos primigenius?, Ursus arctos?

L'arrêt de la sédimentation est suivi de la formation d'un sol humifère fortement bioturbé (6); la nature de cet horizon plaide pour un faciès de type début glaciaire. Cependant une étude de son contenu palynologique éventuel est nécessaire afin de contrôler cette hypothèse car il n'est pas exclu qu'il puisse correspondre à des conditions plus tempérées en milieu humide (sols de marais actuels).

Dans la séquence actuelle, le passage aux conditions de versant est tout d'abord attesté par le cailloutis (C6) érodant le sol précédent, puis par une couche de colluvions sablo-limoneuses (5). Ce dépôt à litages irréguliers et déformations cryogéniques, qui remanie des éléments d'un sol plus évolué, marque la base d'une couverture limoneuse séparée de la séquence alluviale par un hiatus très important.

Il subsiste cependant un doute dans les corrélations avec les descriptions de V. Commont, dû à l'absence du cailloutis stratifié (L) dans le profil actuel; par contre le concrétionnement de la surface des graviers 8, forme qui correspond vraisemblablement au poudingue (T) situé au sommet des graviers L1, représente un horizon repère précis. D'après sa position stratigraphique et ses caractéristiques, la couche (L) de Commont semble correspondre à une épaisse masse de graviers issue du démantèlement des nappes alluviales sus-jacentes et appartient déjà aux dépôts de couverture. En effet, la mise en place d'épaisses masses de graviers soliflués au sommet des séquences alluviales est classique dans le secteur de Montières (chap. 1.2.d).

Malgré ces problèmes de corrélations, la séquence alluviale de la carrière Boutmy-Muchembled de Montières reste très importante et il apparaît nécessaire d'apporter des précisions sur l'environnement et le contexte climatique de ces dépôts par des études palynologiques et malacologiques récentes.

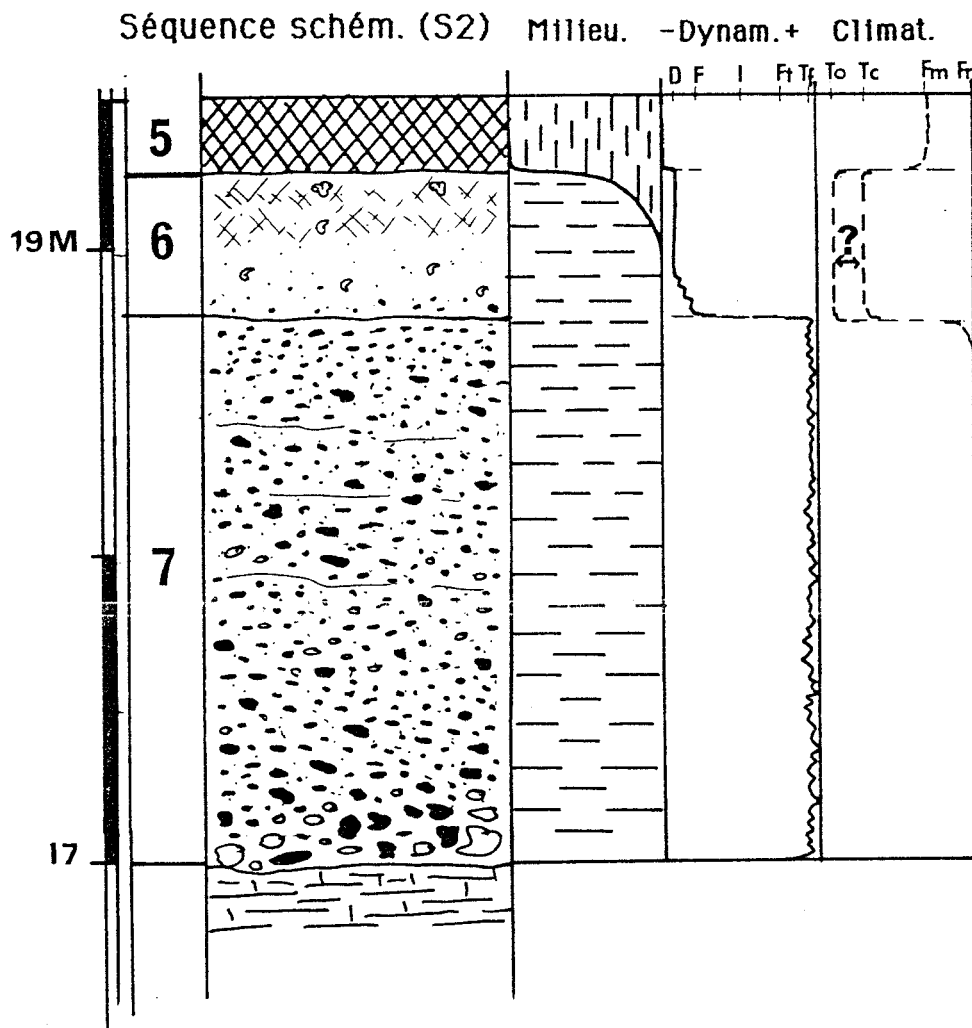


Fig. 155-Nappe alluviale de Saint-Sauveur : représentation synthétique de l'évolution climato-sédimentaire (légende cf; fig. 135).

- Saint-Sauveur (Nappe I, fig. 97 et 98) :

La séquence de Saint-Sauveur a été mise au jour lors d'une série de sondages de prospection, sur la rive droite de la Somme à environ 3 km en aval de Montières (Antoine, 1989 : rapport de prospection).

Sa base repose sur la craie à une altitude relative de 7 à 8 m qui la situe vraisemblablement dans le prolongement de la Nappe d'Etouvie du système d'Amiens, directement antérieure à la Nappe de fond de vallée. Les trois sondages qui ont traversé l'ensemble des dépôts jusqu'à la craie ont permis une bonne restitution de la géométrie et de la stratigraphie de la séquence alluviale et de la couverture limoneuse (fig. 97 et 98).

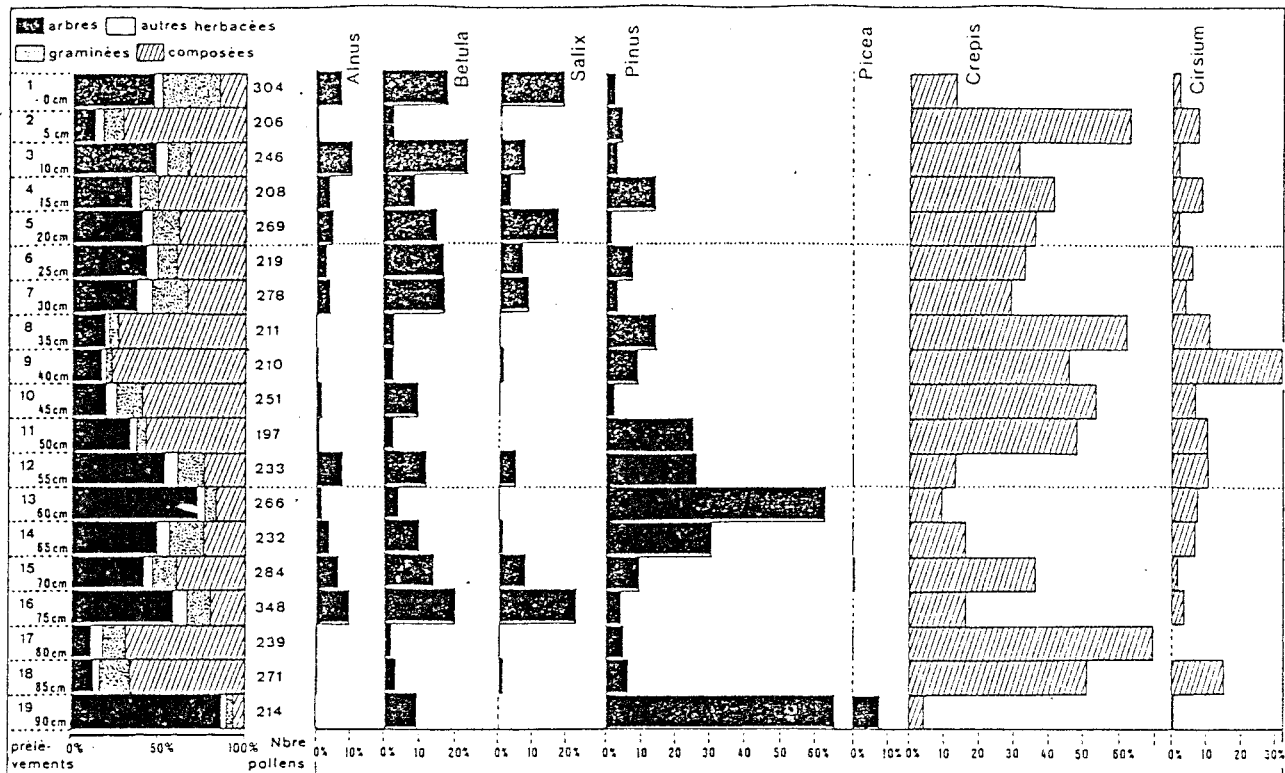
- Evolution climato-sédimentaire (fig. 97 et 155) :

L'unité inférieure est constituée par des graviers fluviatiles grossiers périglaciaires typiques (7) montrant une diminution très nette de leur épaisseur, de la partie interne vers la partie externe. Cette géométrie correspond à un chenal d'une centaine de mètres d'amplitude, probablement contemporain de la mise en place des graviers. C'est cette structure qui a favorisé l'enregistrement et la préservation locale des dépôts fluviatiles fins constituant l'unité sus-jacente (6).

La partie inférieure de ces limons fins calcaires contient des silex émoussés, remaniés des graviers sous-jacents, et qui témoignent d'une dynamique nettement fluviatile encore assez élevée. Par contre, le reste de l'unité correspond à des conditions dynamiques très faibles; le dépôt est très homogène et non stratifié (décantation dans un chenal abandonné?).

Il faut souligner que la partie supérieure, humifère, de ces limons possède un faciès très proche de celui de certains dépôts limoneux holocènes du talweg actuel. Les petites concrétions calcaires qu'elle contient sont probablement en liaison avec une pédogénèse ultérieure. L'ensemble de cette unité a livré de nombreux mollusques (étude en cours D.D. Rousseau), des fragments osseux très bien conservés et de l'industrie lithique non patinée (photo. 15).

La base de la couverture est représentée par un sol ou un complexe de sols humifères à structure granuleuse (5). Cette unité s'est développée sur des dépôts de pente limono-sableux à silex géoliffractés et granules de craie abondants, qui traduisent l'installation d'une dynamique et d'une paléogéographie de versant très nettes, en rapport avec une première péjoration climatique. Le passage aux conditions pléniglaciaires se marque ensuite avec les dépôts loessiques. L'ensemble de ces dépôts de couverture



A

PALYNOZONES

	A : 0-30 cm	B : 30-45 cm	C : 45-75 cm	D : 75-85 cm	E : 85-90 cm
% arbres boréaux	84,1	11,0	49,3	16,0	33,5
% arbres tempérés	1,9	2,1	10,0	3,1	3,7
% A.P.	86,0	13,1	52,3	19,1	37,2
N. total spores et pollens	214	510	1560	698	1730

B

Fig. 156-Diagramme palynologique (A) et palynozones (B) du "sol gris de Saint-Sauveur" (couche 5 des figures 97 et 98) , d'après A.V. Munaut, 1974 (A) et 1988 (B).

constitue une séquence typique du Weichsélien de la Somme (Antoine, 1986, 1988).

D'après sa position stratigraphique et ses caractéristiques, l'unité limoneuse 6 pourrait correspondre à un dépôt fluviatile du dernier interglaciaire (Eemien) exceptionnellement préservé des érosions ultérieures.

En ce qui concerne la palynologie, l'étude de A.V. Munaut (1974d) sur le "sol gris de Saint-Sauveur" est assez difficile à replacer par rapport à cette séquence, car les prélèvements ont été effectués dans une carrière aujourd'hui remblayée et dont la stratigraphie n'a pas pu être reconnue en détail. D'après A.V. Munaut (communication orale), les prélèvements correspondraient plus vraisemblablement au sol humifère noir de la base de la couverture (5).

Le diagramme palynologique met en évidence une alternance de phases relativement boisées et déboisées dans lesquelles les arbres sont essentiellement représentés par Pinus, Betula et Salix (fig. 156A). Cinq palynozones ont pu être reconnues (fig. 156B). Les zones C, A et E pourraient correspondre à des interstades, les deux derniers n'étant que partiellement représentés. La baisse progressive de la somme des arbres d'une phase boisée à l'autre indique une tendance générale au refroidissement (Munaut, 1988).

D'après A.V. Munaut (communication personnelle), ce diagramme montre une certaine analogie avec celui du pédocomplexe début Weichsélien de Saint-Sauflieu. Le prélèvement d'un premier profil continu, par sondage, est prévu dans le but d'obtenir un diagramme dans un contexte stratigraphique précis et de le comparer aux résultats précédents (1974).

En conclusion, ces premiers résultats sur la séquence de Saint-Sauveur laissent présumer un grand intérêt tant pour la géologie du Quaternaire que pour l'étude du Paléolithique. Des sondages plus importants sont donc à prévoir, afin d'étudier en détail l'environnement bioclimatique, de vérifier la première hypothèse chronostratigraphique et d'estimer l'importance du site paléolithique.

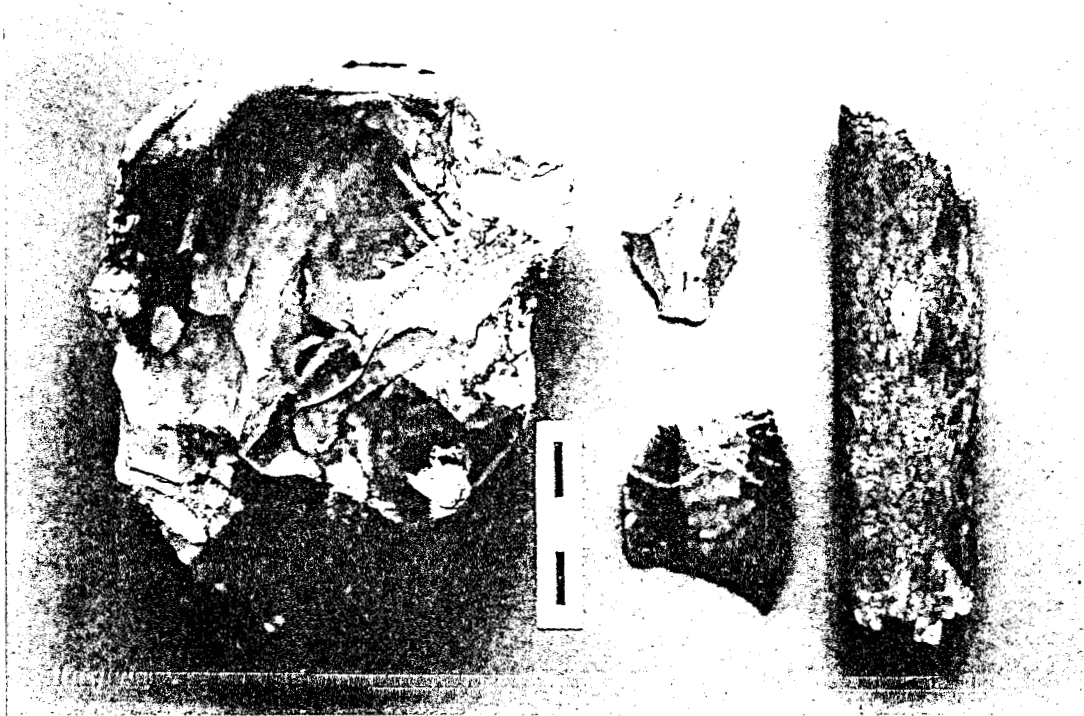


Photo. 15-Saint-Sauveur : nucléus, éclats et fragment de faune
provenant du limon fluviatile 6 (cf;fig. 97 et 98).

III.2.c-Synthèse des conditions de mise en place et de la signification climatique des dépôts des séquences alluviales.

A la suite de l'étude détaillée des exemples précédents, et d'une manière plus générale à la suite de l'ensemble des observations (sondages, affleurements), il apparaît que les séquences alluviales des terrasses du bassin de la Somme sont constituées par la même succession de deux unités de faciès et de géométrie nettement différents :

-Dépôts "fluviatiles grossiers" de faciès semblable conservés dans l'ensemble de la terrasse.

-Dépôts "fluviatiles fins" de faciès variable, préservés dans les parties les plus externes et souvent affectés d'une pédogénèse de plaine alluviale. Les tufs calcaires qui surmontent localement cette unité ne font plus partie des dépôts typiquement fluviatiles, mais sont associés à la séquence alluviale, car ils s'intègrent dans la même paléogéographie de plaine alluviale.

Certains profils montrent un bilan plus complexe, extrêmement intéressant, tel celui de Cagny-la Garenne qui permet de mettre en évidence des phases de sédimentation non représentées dans les autres séquences, et d'étudier les relations des dépôts fluviatiles grossiers avec le versant (synthèse chap. I).

Ces deux unités représentent donc le bilan morpho-sédimentaire de la sédimentation alluviale dont le caractère extrêmement répétitif apparaît en accord avec celui de la géométrie du système des terrasses mis en évidence précédemment (chap. I). Bien que ce bilan soit le plus souvent très faible par rapport à l'ensemble de l'évolution sédimentaire alluviale réelle, sa répétition, sous la même forme, à la base des différentes terrasses, est un élément déterminant pour l'interprétation dynamique et climatique du système.

-L'unité inférieure ou "dépôts fluviatiles grossiers" :

Cette unité qui constitue la base de chaque séquence se présente sous un faciès très semblable de graviers grossiers à matrice sableuse et lentilles fines sablo-limoneuses litées éparses. Les influences du contexte lithologique local sont dans l'ensemble peu marquées en raison d'un transit

important et d'une aire d'alimentation très étendue (reprise des mêmes matériaux dans les nappes successives). Seule l'érosion progressive des sources de matériaux tertiaires induit des variations pétrographiques au fur et à mesure de la formation des différentes nappes, sans pour autant influencer la structure des dépôts. Cependant, une influence locale plus marquée s'observe parfois à la partie sommitale où la dynamique est plus faible, sous la forme de cailloutis argileux soliflués faiblement remaniés (Saint-Acheul), ou dans l'ensemble des dépôts par l'abondance des matériaux fins (Argoeuves). Enfin, l'influence du talus crayeux est très nette dans la partie externe de l'unité inférieure de Cagny-la Garenne. Mais cette dernière représente une partie très limitée et très localisée de l'ensemble de la nappe alluviale.

Du point de vue paléoclimatique, la structure et les caractéristiques sédimentologiques de l'unité inférieure indiquent des conditions de dépôt rigoureuses, de type périglaciaires. Cependant les données bioclimatiques sont très limitées en raison de la pauvreté en faune et en pollen de ces dépôts. Les quelques données malacologiques disponibles semblent néanmoins confirmer cette interprétation (Cagny-la Garenne : Bourdier et al., 1974b). En ce qui concerne la palynologie, seules les lentilles sableuses des graviers de la Nappe de Grâce ont donné lieu à une étude (Munaut, 1974a). Dans leur ensemble, les spectres témoignent d'un paysage nettement ouvert, pauvre en arbres tempérés. Seul un échantillon provenant de la base des graviers se différencie par l'abondance relative des arbres (AP = 44,5 %) et le pourcentage important de taxons tempérés (36,9 %) dont l'origine est actuellement délicate à interpréter (Munaut, 1988). D'après sa position stratigraphique il est possible que ce prélèvement se place dans une unité du même type que celle du bord externe de la Nappe de la Garenne, déposée dans un contexte encore tempéré.

-L'unité supérieure ou "dépôts fluviatiles fins" :

L'environnement et le contexte climatique des différents dépôts de fin de séquence, sont plus difficiles à synthétiser. En effet, ces sédiments de dynamique faible peuvent montrer des faciès variés en fonction des conditions dynamiques et du contexte lithologique (proximité des sables tertiaires) et éventuellement de leur position dans la séquence de colmatage de la vallée.

Le rôle du contexte lithologique peut être illustré par l'exemple des nappes de la Garenne et de l'Épinette. Les dépôts fluviatiles fins de la première sont représentés par des "sables verts", alimentés par le

démantèlement de témoins tertiaires (la Garenne et Saint-Acheul), alors qu'au moment de la fin de la sédimentation de la Nappe de l'Épinette ces sables étaient totalement érodés, ou n'ont pas été remobilisés, et les graviers sont recouverts par un limon fin calcaire .

D'après l'étude des faciès et des structures, il est possible de distinguer deux grands ensembles en fonction de leur dynamique de mise en place :

- Faciès homogènes : sables limoneux ou limons calcaires sans structure (décantation en position de lit majeur).
- Faciès stratifiés ou lités : sables et limons stratifiés ou sables à oncolithes (dépôts à structure plus typiquement fluviale, impliquant la présence constante du cours d'eau et une dynamique plus élevée).

Contrairement à la séquence de fond de vallée, dans laquelle on observe localement la superposition de ces deux types de faciès témoignant d'une évolution progressive des conditions de dépôt et de la dynamique, les dépôts fins des séquences des terrasses sont en général constitués d'une seule unité reposant sur les graviers, et souvent séparée de ces derniers par un hiatus. Ce type d'unité correspond à des phases de sédimentation dont la position relative par rapport à une séquence théorique de colmatage et la signification climatique sont a priori difficiles à établir d'après l'approche sédimentologique.

Dans ces dépôts plus favorables à la conservation de la faune et des pollens, l'étude de l'environnement et du contexte climatique repose donc essentiellement sur les données bioclimatiques. Tout d'abord, il faut souligner que la comparaison des diagrammes palynologiques, correspondant à plusieurs profils prélevés à faible distance dans la même unité, a montré que ces dépôts, apparemment homogènes, étaient en fait parsemés de nombreux hiatus. L'enregistrement de l'évolution végétale est discontinu et ses différentes phases (palynozones) sont plus ou moins bien représentées suivant la localisation des prélèvements dans la même unité (Munaut, 1988).

De même, dans ces unités apparemment homogènes, la malacologie met localement en évidence une évolution du milieu de dépôt vers un contexte de plus en plus nettement terrestre (Bourdier et al., 1974b). Cette tendance est confirmée par la formation au sommet de la séquence de sols peu évolués de faciès variables mais toujours de contexte humide : sols humifères plus ou moins hydromorphes ou horizons gleyifiés (Cagny-

l'Épinette, la Garenne, Montières-Boutmy, Longpré-les-Corps-Saints). Ce contexte humide qui a pu être confirmé dans la séquence de l'Épinette par l'étude des micromammifères (Cordy, 1989), implique la proximité du cours d'eau, dans une paléogéographie de plaine alluviale (sols de prairie humide).

Les tufs calcaires qui coiffent le sommet de certaines séquences (Longpré-les-Corps-Saints, Saint-Àcheul), possèdent une géométrie lenticulaire en liaison avec des apports latéraux (petits affluents, ruisseaux), mais leur contenu malacologique indique un milieu aquatique difficilement envisageable en dehors d'un contexte de fond de vallée. Ce type de tuf stratifié à mollusques aquatiques et oncolithes épars s'observe en effet dans les dépôts du talweg actuel où il résulte de l'activité temporaire de vallons secondaires actuellement asséchés (T. Ducrocq, communication orale).

En ce qui concerne l'interprétation climatique des dépôts fluviatiles fins, il faut tout d'abord souligner la bonne concordance des études récentes. Les différentes approches aboutissent à des résultats comparables indiquant dans l'ensemble un climat tempéré froid de type continental (Munaut, 1988, 1989; Cordy, 1989).

Du point de vue palynologique ces phases tempérées froides ont tout d'abord été attribuées à des interstades du Pléistocène moyen (Munaut, 1974b; Bourdier et al., 1974b). Cette première hypothèse implique que la sédimentation est, soit nulle pendant les interglaciaires, soit systématiquement érodée ultérieurement ou encore absente dans les séquences étudiées. Pour A. Tuffreau (1987), la sédimentation contemporaine de l'optimum interglaciaire, non exprimée au niveau du site en raison de sa position externe, pourrait correspondre aux dépôts du chenal de la rivière.

Par comparaison avec la vallée actuelle, où les dépôts limoneux holocènes (limons) et sub-actuels (sédiments historiques du chenal de la Somme) sont extrêmement localisés, cette possibilité n'est pas à exclure.

Cependant, étant donné le nombre des observations, la variété des faciès échantillonnés et leur faible résistance à l'érosion, l'attribution systématique des dépôts fluviatiles fins à des interstades apparaît de moins en moins envisageable. Ces remarques nous amènent à poser le problème des interglaciaires en milieu fluviatile. Récemment, à la suite d'analyses de plus en plus nombreuses livrant des résultats concordants, A.V. Munaut (1988, 1989) aboutit aux remarques suivantes :

-Aucun des diagrammes ne montre une évolution correspondant au modèle cyclique de J. Iversen (1970) établi d'après le dernier cycle

Weichsélien/Holocène. Les phases les plus riches en arbres tempérés montrent en effet la persistance d'arbres boréaux et de plantes steppiques, habituellement absents de la phase mésocratique du modèle interglaciaire Holocène.

-Par contre, la plupart des diagrammes dominés par les arbres boréaux ou les plantes steppiques montrent au moins épisodiquement un minimum d'arbres tempérés indiquant leur présence dans le paysage.

-Aucun des dépôts considérés comme interglaciaires (Abbeville, carrière Carpentier (Bourdier, 1974b); Longpré-les-Corps-Saints: Briquet, 1906; Commont, 1910b; Bourdier et al., 1974c) n'ont livré un diagramme palynologique comportant une phase mésocratique.

-Enfin, les diagrammes palynologiques des sédiments fluviatiles fins du Pléistocène moyen de la Somme présentent des analogies très marquées avec celui obtenu dans un environnement de sylvo-steppe tempérée actuelle d'Europe centrale (mosaïque de forêts, fourrés et steppe), qui remplace vers l'Est la forêt décidue interglaciaire d'Europe occidentale océanique.

Ces observations basées sur l'analyse de dépôts appartenant à des nappes alluviales distinctes du bassin de la Somme, associées à un exemple dans le Nord de la France (Biache-Saint-Vaast : Sommé et al., 1986a) ont amené A.V. Munaut (1988, 1989) à émettre une nouvelle hypothèse, selon laquelle les interglaciaires du Pléistocène moyen du Nord de la France auraient été de type continental, et caractérisés par une sylvo-steppe tempérée. Cette interprétation est tout à fait compatible avec les résultats de l'étude de la grande faune (Moigne, 1989) et des micromammifères (Cordy, 1989).

Enfin, le fait que les importantes accumulations de tourbes holocènes des séquences du talweg actuel n'aient d'équivalent dans aucune des séquences antérieures semble conforter cette différence entre les interglaciaires pléistocènes et l'Holocène. En effet, dans l'hypothèse de l'existence de tourbes pléistocènes, il est difficilement envisageable qu'elles aient été systématiquement érodées alors que les tufs calcaires et les limons fins ont été conservés, au moins en partie.

Si l'on excepte ce problème de l'interprétation détaillée de la signification climatique des sédiments fluviatiles fins à l'échelle de la formation d'une terrasse, ces dépôts témoignent de la phase de stabilisation de la plaine alluviale, caractérisée par une sédimentation fluviatile

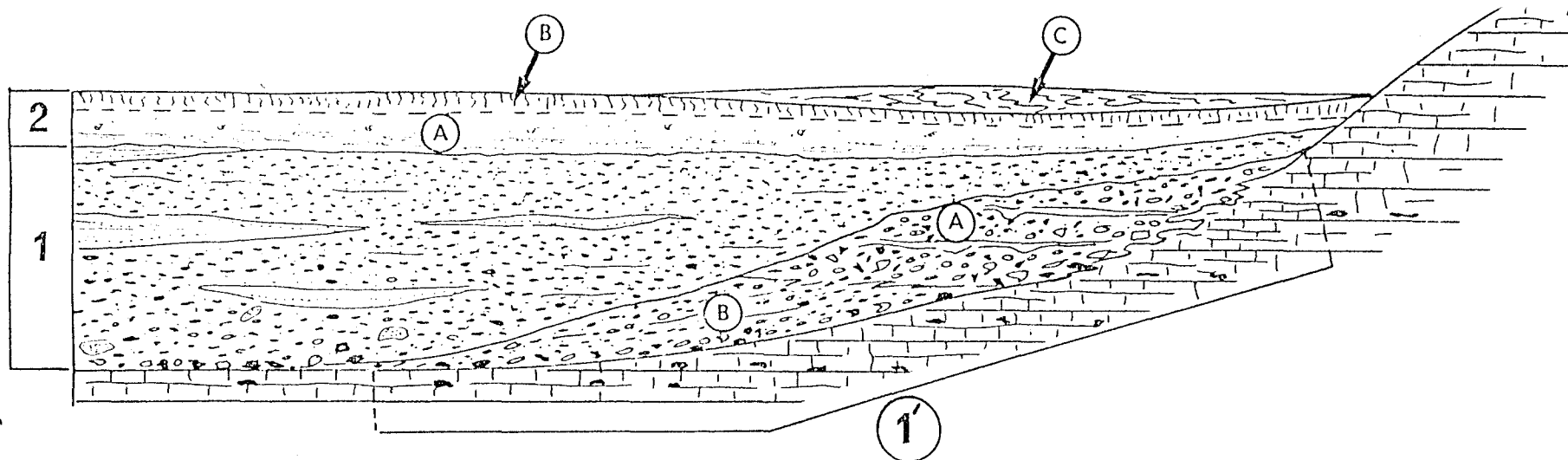


Fig. 157-Essai de représentation synthétique des données sur les séquences alluviales des terrasses de la Somme, d'après l'ensemble des observations.

Légende et interprétation :

1 - Phase majeure du remplissage fluvatile grossier de la terrasse, dans une géométrie de chenaux anastomosés de grande ampleur et un environnement périglaciaire (bilan Pléniglaciaire).

1' - Phase de remplissage précoce de la terrasse, montrant localement un passage latéral entre des graviers fluviatiles typiques (B) et des dépôts de versant exceptionnellement préservés dans la partie la plus externe à Cagny-la-Garenne (bilan Début-Glaciaire ?).

2 - Phase de colmatage puis de stabilisation de la plaine alluviale, dépôts fluviatiles fins de faible énergie (A), envahissement progressif du domaine terrestre attesté par la formation de sols peu évolués de contexte humide (B), et formation de tufs calcaires (C), (globalement interglaciaire).

de dynamique faible (colmatage), l'envahissement progressif par le milieu terrestre et une ambiance climatique globalement attribuable à un interglaciaire.

Cette phase fait suite à la mise en place de l'unité inférieure représentant le bilan sédimentaire de la phase pléniglaciaire, dans un environnement de type périglaciaire et des conditions dynamiques très élevées et irrégulières (chenaux anastomosés). Cette étude aboutit donc à considérer que chaque séquence alluviale des terrasses du bassin de la Somme représente le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire en domaine fluvial (fig. 157). Cette hypothèse, déjà envisagée par F. Bourdier (1969, 1974) puis P. Haesaerts et C. Dupuis (1986) apparaît de plus en plus compatible avec la géométrie répétitive du système des terrasses de la Somme, mise en évidence par l'étude géométrique (chap. I).

Contrairement au cas des séquences loessiques où les cycles sédimentaires sont corrélés avec des cycles interglaciaire-glaciaire dont le modèle est représenté par le cycle Eemien/Weichsélien (Lautridou et al., 1986b), l'étude des séquences alluviales de la Somme aboutit à placer la discontinuité majeure au niveau du sommet de la séquence alluviale, en fin de période interglaciaire (discordance marquant le passage à la séquence de versant et l'individualisation d'une nouvelle nappe), et justifie l'utilisation de cycles de type glaciaire-interglaciaire.

Le chapitre suivant consacré à l'étude de la couverture limoneuse de ces différentes séquences alluviales va permettre d'apporter d'autres éléments à cette interprétation et à la discussion sur le caractère cyclique de cette évolution morpho-sédimentaire.

CHAPITRE IV-ETUDE DE LA COUVERTURE LIMONEUSE.

Ce chapitre a pour but de donner d'une part un aperçu synthétique sur la géométrie, la lithostratigraphie et la couverture limoneuse des terrasses, et d'autre part d'aborder l'aspect chronostratigraphique. L'étude de la séquence du Pléistocène supérieur a été placée avant celle du Pléistocène moyen pour les raisons suivantes :

-Sa reconnaissance préalable est indispensable pour situer les séquences antérieures (Sommé et al., 1980; Lautridou et al., 1986b).

-Son bilan morpho-sédimentaire peut constituer un modèle car il correspond à celui du dernier cycle interglaciaire-glaciaire (Sommé et al., 1980).

-Dans la Somme, sa très bonne conservation fait qu'elle représente souvent la majeure partie de la couverture limoneuse des terrasses. Enfin, son épaisseur et sa relative continuité jouent un rôle déterminant dans le façonnement de la morphologie actuelle des versants sous le vent (exposition E-SE).

L'étude de la couverture limoneuse du Pléistocène moyen est beaucoup plus délicate étant donné l'aspect ponctuel des séquences observables. Les nombreux sondages récents ont confirmé cette faible représentation des loess anciens qui rend difficile les corrélations à l'échelle du bassin et l'établissement d'une lithostratigraphie détaillée. Les séquences les mieux conservées se localisent dans la partie la plus externe des terrasses, à proximité du talus crayeux, dont la morphologie a permis le piègeage des dépôts et leur préservation des érosions ultérieures.

IV.1-LE PLEISTOCENE SUPERIEUR : La séquence du bassin de la Somme.

Cette partie est basée sur les travaux récents concernant le Pléistocène supérieur du bassin de la Somme (Antoine, 1986 et 1988), complétés par les nouvelles observations en sondage. Certaines coupes sont situées en position de versant ou de plateau (fig. 158), cependant elles sont intégrées à cette étude car leur corrélation avec les séquences des terrasses ne pose aucun problème et permet de compléter le bilan

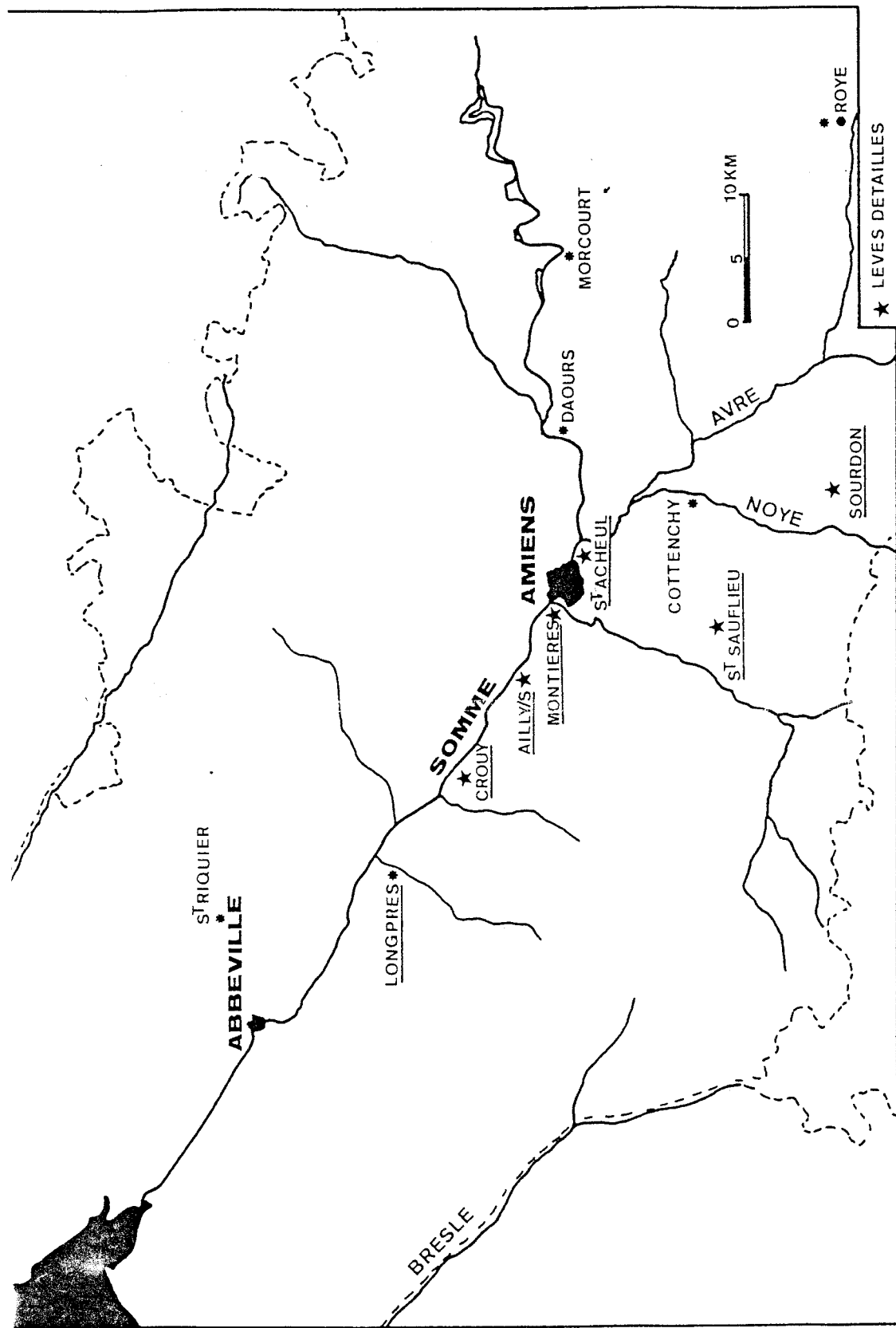


Fig. 158-Localisations des principales séquences loessiques du Pléistocène supérieur.

pédo-sédimentaire et d'étudier en détail son évolution en fonction de la position morphologique (ex. : Saint-Sauflieu, Ailly sur Somme).

IV.1.a-Lithostratigraphie.

La prise en compte de la position morphologique des profils étudiés a donné l'occasion de mettre en évidence la géométrie de chaque unité stratigraphique, et la différence d'expression des horizons repères périglaciaires associés aux glacis d'érosion (fig.160). Cette démarche a permis d'envisager la corrélation des successions lithostratigraphiques et pédostratigraphiques locales définies pour chaque profil et elle a abouti à un système lithostratigraphique détaillé (fig. 161).

La séquence du Pléistocène supérieur de la Somme est formée de cinq grandes unités dont seule la dernière possède une géométrie et un faciès constants. Ces unités sont nettement séparées par des glacis d'érosion matérialisant des hiatus. Les trois derniers sont associés à des structures périglaciaires qui renforcent leur valeur d'horizon repère régional (fentes de gel, horizons à langues, cryoturbations). Certaines de ces unités peuvent localement se subdiviser en sous-unités.

C'est par l'intermédiaire de ces horizons repères périglaciaires (horizon pédologique cryoturbé, niveau de Kesselt), pédologiques (sols de Rocourt et d'Elbeuf I) et des faciès diagnostics comme les "Formations Limoneuses Litées" qu'il est possible de corréler la majeure partie de ces unités avec celles définies pour le Nord de la France et la Normandie.

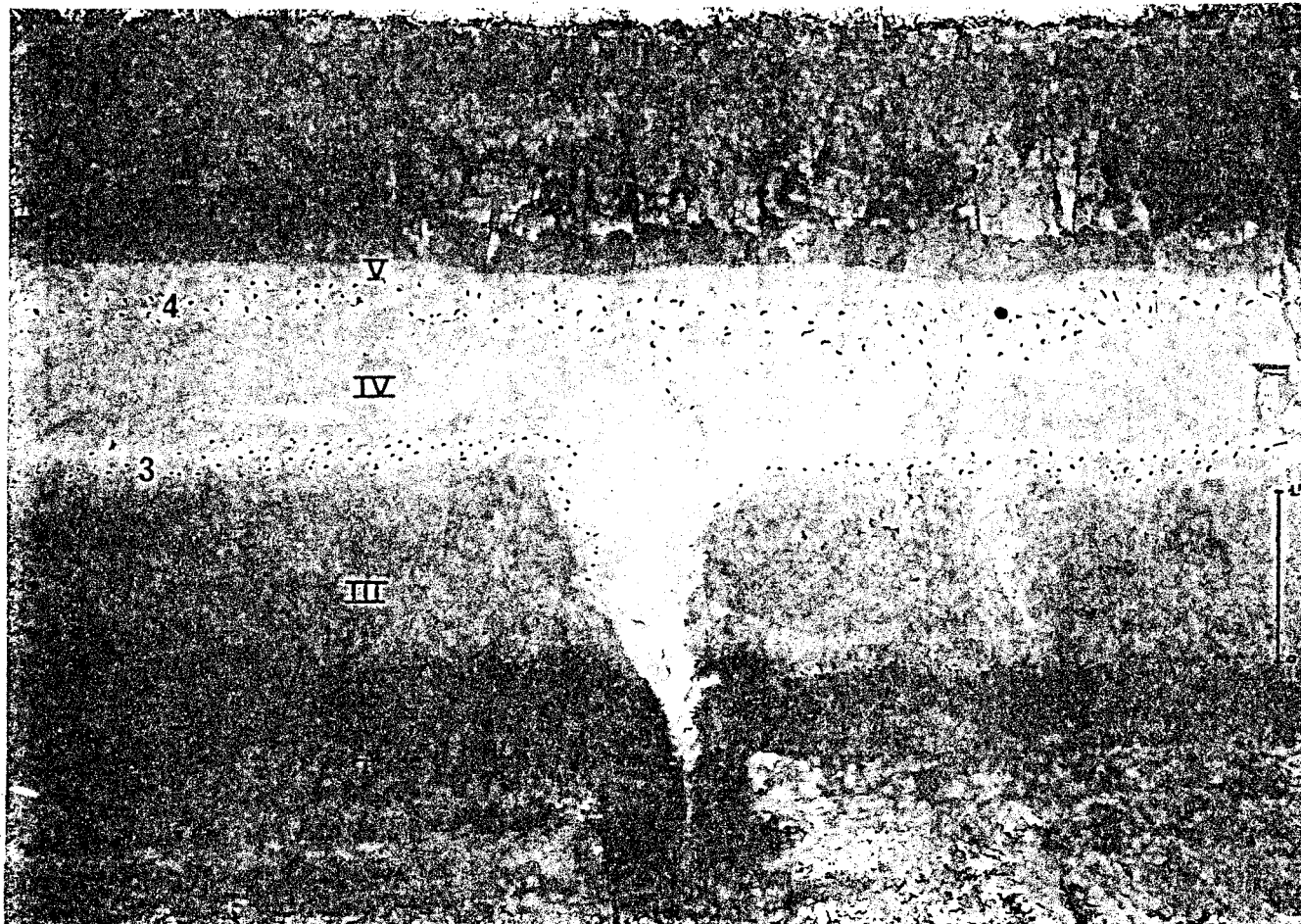
IV.1.b-Evolution pédosédimentaire et chronostratigraphie.

-L'interglaciaire Eemien :

L'unité inférieure de la séquence est représentée par un horizon Bt de sol brun lessivé dégradé par hydromorphie et localement glossique. De par son faciès et sa position stratigraphique, il est corrélable avec les sols de Rocourt et d'Elbeuf I attribués à l'interglaciaire Eemien.

Cet horizon est bien conservé en position de plateau (fig. 159) ou de bas de versant, où la dynamique érosive est faible. Sa structure, prismatique fine au sommet, puis polyédrique dans la partie inférieure, résulte de la ségrégation de glace en rapport avec les péjorations climatiques ultérieures (Van Vliet-Lanoë, 1980-1987).

Par contre, dès qu'il existe une légère pente, sa partie supérieure



Unités :

- I- Horizon Bt de sol brun lessivé corrélable avec les Sols de Rocourt et d'Elbeuf I attribués à l'Eémien.
- II- Faciès peu dilaté (plateau) du complexe de sols de Saint-Sauflieu (Début Glaciaire weichsélien).
- III- Limon brun à structure polyédrique fine ("feuilletée") et traces de recarbonatation.
- IV- Loess calcaire inférieur (faciès homogène oxydé des plateaux).
- V- Loess calcaire supérieur (ici en majeure partie affecté par la pédogénèse post-glaciaire).

Discontinuités et horizons repères :

- 1- Cailloutis discontinu.
- 2- Cailloutis continu et fentes fines de type "soil-veins" à remplissage humifère.
- 3- Cailloutis continu, premier niveau de grands coins de glace et horizon à langues régulier.
- 4- Cailloutis fin, deuxième niveau de grands coins de glace (fortement déformés), horizon à langues plus important et très irrégulier (Horizon à Langues de Nagelbeek, Niveau de Kassel, Horizon Pédologique cryoturbé).

Fig. 159-Lithostratigraphie du Pléistocène supérieur du bassin de la Somme en position de plateau, d'après une photo. de la séquence de Sourdon.

est affectée par un mouvement de fluage dû à la gélifluxion, attesté par le fauchage de premier niveau de fentes fines (Sourdon). En rebord de plateau et sur les pentes plus importantes, il est en grande partie remanié par gélifluxion (structure granulaire) et peut localement montrer des faciès colluviés. Enfin, sur les versants importants, il a été totalement érodé et ne subsiste que très localement, à la faveur d'irrégularités en forme de poches du substrat dans lequel il s'est formé.

Le caractère polygénétique du sol de Rocourt a tout d'abord été mis en évidence dans le pédocomplexe d'Harmignies par B. Van Vliet (Haesaerts et Van Vliet, 1974, 1981), puis confirmé dans de nombreuses coupes de l'Europe du Nord-Ouest (Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987). Ces résultats montrent que l'horizon Bt polygénétique observé dans la plupart des cas n'est qu'en partie attribuable à l'interglaciaire Eemien corrélé avec le sous stade 5e des enregistrements océaniques. En effet les horizons pédologiques sus-jacents correspondant aux deux interstades majeurs du début Weichsélien ne sont que rarement différenciables (Saint-Saulieu) et le plus souvent représentés par un niveau humifère réduit ou une superposition de traits pédologiques dans l'horizon principal.

Etant donné que seuls les rares sites où le pédocomplexe est très dilaté permettent cette différenciation, et qu'il est difficile d'effectuer une étude micromorphologique détaillée de chaque profil, du point de vue chronostratigraphique l'horizon Bt (unité I) sera attribué à l'Eemien selon l'ancienne définition du sol de Rocourt (Gullentops, 1954).

-Le glaciaire weichsélien :

Le Weichsélien est représenté par la succession de quatre grandes unités de valeur régionale (unités II à V), reposant sur l'horizon Bt Eemien par l'intermédiaire d'un premier niveau d'érosion peu marqué (cailloutis discontinu de silex peu gélifractés).

La séquence débute par une unité qui s'individualise nettement par son faciès toujours humifère et l'existence à son sommet d'un glacis d'érosion majeur associé à une première génération de fentes de gel qui la sépare des dépôts sus-jacents. Cette unité montre des variations de faciès et d'épaisseur très importantes, vraisemblablement en rapport avec la nature colluviale de ses matériaux : niveau humifère réduit sur les plateaux (0,2/0,3 m : fig. 159), passant latéralement à un pédocomplexe humifère (2 à 3 m), se subdivisant en plusieurs sous-unités dans les bas de versant. Une dilatation maximum est observée à la base des versants exposés à l'E-SE (versants sous le vent, fig. 160).

Cette première unité est corrélable avec le "pédocomplexe de

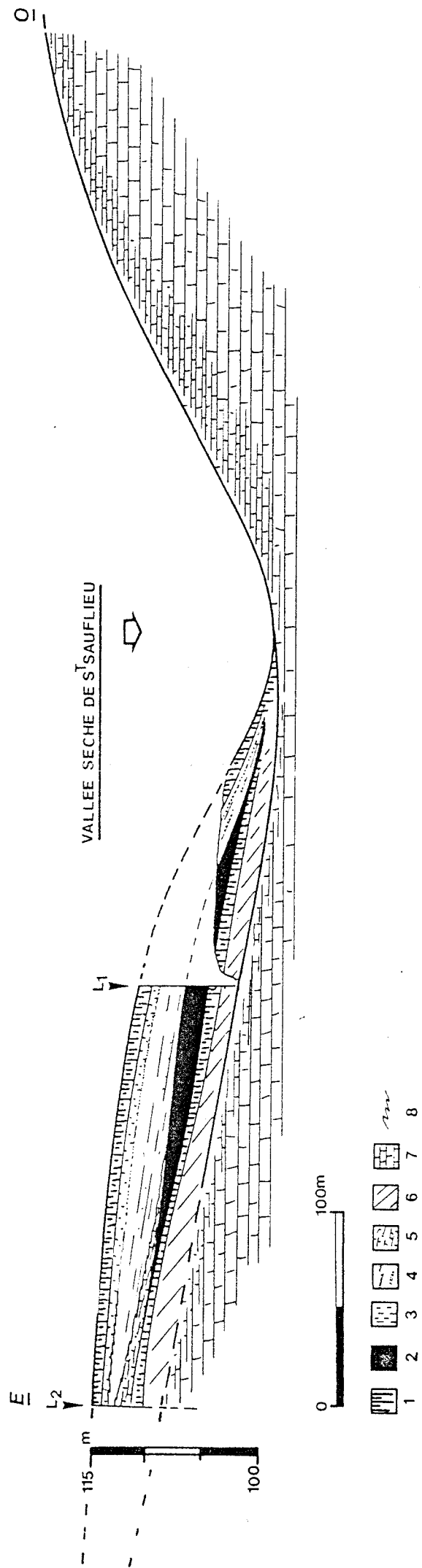
Warneton" (Paepe et Vanhoorne, 1967; Leroi-Gourhan et al., 1978) le complexe de sols de Seclin (Leroi-Gourhan et al., 1978), ainsi que les complexes de sols humifères reposant sur les paléosols interglaciaires d'Elbeuf I (Lautridou, 1970; Lautridou et al., 1983; Lautridou, 1985) ou d'Achenheim I (Heim et al., 1982 ; Sommé et al., 1986b). Ces complexes de sol représentent des bilans pédo-sédimentaires du Weichsélien ancien ou début glaciaire correspondant aux stades 5A à 5D des sondages océaniques.

Dans la Somme, le "complexe de sols de Saint-Sauflieu" permet d'étudier en détail l'évolution au cours de cette période. Ce pédocomplexe fortement dilaté a fait l'objet d'une étude stratigraphique et sédimentologique détaillée (Antoine, 1986 et 1988), complétée par une approche micromorphologique menée en collaboration avec B. Van Vliet-Lanoë (Antoine, 1989a). Son étude palynologique est actuellement en cours d'achèvement par A.V. Munaut. Il pourrait représenter un nouveau stratotype pour l'Eémien et le Weichsélien ancien du Nord de la France. L'évolution pédo-sédimentaire mise en évidence peut se résumer par la succession suivante (fig. 87) :

1- Phase tempérée, formation d'un sol brun lessivé sur les dépôts précédents, dont la pédogénèse essentielle (B2t à ferriargillanes brun-jaune) est attribuable à l'interglaciaire Eémien ss.

2- Première péjoration climatique froide humide, attestée par une structure de ségrégation de glace et une hydromorphie peu développées, suivies d'une érosion (cailloutis) et de la mise en place d'un premier ensemble de colluvions limono-sableuses remaniant de nombreux éléments de l'horizon précédent (papules, nodules de sol, concrétions ferromanganiques). En lame mince, ce dépôt semble affecté par une illuviation de faible importance, suivie d'un second dépôt de colluvions limono-sableuses litées; un faible cailloutis discontinu se place à ce niveau. Cette illuviation pourrait correspondre à la deuxième pédogénèse tempérée observée par B. VanVliet-Lanoë en milieu sec entre le premier horizon Bt (Eémien) et le sol gris forestier (Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987). Cependant, il faut noter qu'elle n'est pas nettement visible sur le terrain.

3- amélioration climatique (interstade), matérialisée par la formation d'un sol isohumique tempéré de type gris forestier (climat continental) à illuviation argilo-humique (Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987). Cette pédogénèse très importante affecte l'ensemble des dépôts de colluvions et se surimpose à celle de l'horizon Bt Eémien.



1-Horizon Bt. 2-Complexe de sols humifère. 3-Loess calcaire homogène. 4-Loess calcaire lité à microfentes. 5-Limon brun à structure polyédrique fine ("feuilletée"). 6-Dépôts anté-pléistocène supérieur. 7-Craie. 8-Horizon à langues.

Fig. 160-Coupe synthétique de la vallée sèche de Saint-Sauflieu illustrant la géométrie des unités du Pléistocène supérieur en fonction de la morphologie.

4- Péjoration climatique (froid humide) se traduisant par une dégradation hydromorphique de la surface du sol gris forestier (glosses), suivie d'une phase de ségrégation de glace très importante en rapport avec un gel profond (1,8 m), affectant l'ensemble des horizons précédents (structure prismatique passant en profondeur à une structure prismatique à lamellaire de plus en plus grossière).

Une illuviation non précédée par un dépôt est attestée ensuite par quelques revêtements argilo-humiques très foncés sur la surface des prismes. La dégradation climatique se poursuit par une érosion très nette (cailloutis continu), puis le dépôt d'une nouvelle couche de colluvions limono-sableuses.

5- Amélioration climatique moins marquée que la précédente, formation d'un sol isohumique froid (sol de prairie arctique : Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987), à structure poreuse très différente de celle de l'horizon précédent, fortement bioturbée et matière organique sous forme de microboulettes (déjections de collambolles).

6- Péjoration climatique et érosion marquées par des fentes de cryodessiccation et un cailloutis discontinu, puis le dépôt d'un limon éolien homogène à particules autochtones (papules de sol). Ce sédiment se différencie nettement des précédents par son faciès et sa granulométrie qui indiquent une évolution vers des conditions plus froides et plus sèches. Les microboulettes organiques concentrées dans le sédiment sous forme de lits incitent à y voir un remaniement partiel du sol isohumique précédent. Le caractère froid et sec du climat se confirme ensuite avec le dépôt d'un deuxième limon éolien autochtone.

7- Dernière amélioration climatique attestée par la formation d'un deuxième sol isohumique froid.

8- Dernière péjoration climatique marquant la fin du pédocomplexe, soulignée par une dernière phase de ségrégation de glace bien marquée, puis une érosion importante (cailloutis continu). Les dépôts sus-jacents (limons faiblement humifères à pseudomycélium et concrétions calcaires 5 et colluvions de sol 4, fig. 87) appartiennent déjà à l'unité suivante.

L'évolution mise en évidence dans le complexe de sols de Saint-Sauflieu se traduit par une succession d'améliorations et de péjorations climatiques qui, par leur caractère de plus en plus froid et sec, témoignent

de la dégradation climatique progressive et discontinue de l'optimum Eemien vers le pléniglaciaire Weichsélien.

D'après la nature des pédogénèses et des dépôts, cette évolution générale montre deux grandes phases séparées par une érosion très nette et un gel profond. Du point de vue des pédogénèses, cette limite se place entre le sol gris forestier attribuable à un climat tempéré continental et le premier sol isohumique froid indiquant des conditions nettement plus rigoureuses et plus sèches. Cependant, à Saint-Sauflieu, la réponse de la sédimentation est plus tardive que celle de la pédogénèse car ce premier sol isohumique froid est encore formé sur des colluvions limono-sableuses (cf. Elbeuf, J. P. Lautridou, 1974).

Dans son ensemble l'évolution pédo-sédimentaire et ses implications climatiques décrites précédemment apparaissent très proches de celles mises en évidence par B. Van Vliet-Lanoë dans de nombreux pédocomplexes Eemien/début Weichslien de l'Europe du Nord-Ouest (Haesaerts et Van Vliet, 1974; Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987a; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986). Un problème apparaît cependant en ce qui concerne l'interprétation climatique et chronostratigraphique de la partie supérieure du pédocomplexe, constituée par deux sols isohumiques froids :

-Pour B. Van Vliet-Lanoë (1986, 1987a) ces "sols de prairie arctique" sont corrélables avec les épisodes Ognon I et II de l'enregistrement palynologique de la grande pile et se placent déjà dans le Pléniglaciaire inférieur, corrélé avec le stade isotopique 4 qui débute aux environs de 75 000 Bp.

-Pour J. Sommé et al. (1986b), d'après l'étude du pédocomplexe d'Achenheim, ces sols seraient antérieurs à l'apparition des conditions typiquement pléniglaciaires et constitueraient la fin du Weichsélien ancien (fin du stade 5).

D'après l'ensemble des observations dans la Somme, la phase d'érosion qui représente la coupure morpho-stratigraphique majeure, corrélable avec le Pléniglaciaire inférieur, se place toujours au sommet de l'ensemble des faciès humifères (Antoine, 1986-1988). Ces observations ainsi que l'étude d'autres pédocomplexes aisément corrélables à celui de Saint-Sauflieu (Mautort, S7, Boves) incitent à placer le passage au pléniglaciaire inférieur à la fin de l'ensemble du pédocomplexe. Les résultats de l'étude palynologique du profil de Saint-Sauflieu apporteront vraisemblablement de nouvelles données à cette discussion sur l'interprétation paléoclimatique de ce pédocomplexe et notamment sur celle des deux derniers sols isohumiques.

LITHOSTRATIGRAPHIE ET SOLS

STRUCTURES
PERIGLACIAIRES

FENTES
SG

MORPHOLOGIES

plateau haut de versant

versant

versants, baches
moienne terrasse

bas de versant

bas de versant

SOL BRUN LESSIVE POSTGLACIAIRE

LOESS CALCAIRE

LOESS CALCAIRE A GRANULES DE CRATE

horizon à languets et cailloutils fins

cailloutils
cayoturbé

horizon à languets et cailloutils fins

horizon à languets ou
cailloutils cayoturbé

LOESS CALCAIRE

LOESS CALCAIRE FAIBLEMENT LITÉ
cailloutils

OXYDE

LOESS CALCAIRE LITÉ A MICROFERTILITES

horizon à languets et cailloutils fins

cailloutils plus ou moins cayoturbé

LIMON BRUN FEUILLETÉ

LIMON
BRUN
FEUILLETÉ

HORIZON
ILLUVIÉ
FEUILLETÉ

LIMONS
HYDROMORPHES
FEUILLETÉS

cailloutils irréguliers

cailloutils cayoturbé

NIVEAU

NIVEAU
HUMIFERE

P.C.

PEDOCOMPLEXE
DE
ST SAUFLIEU

HUMIFERE

cailloutils

cailloutils disjoints

SOL DE ROCOURT

SOL DE ROCOURT
SERMANIE

SOL
DE ROCOURT

SOL
DE ROCOURT

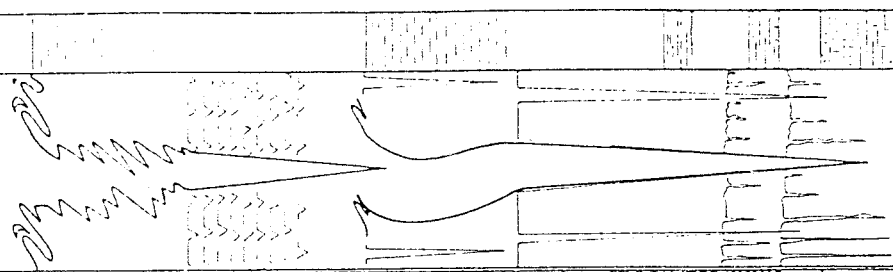


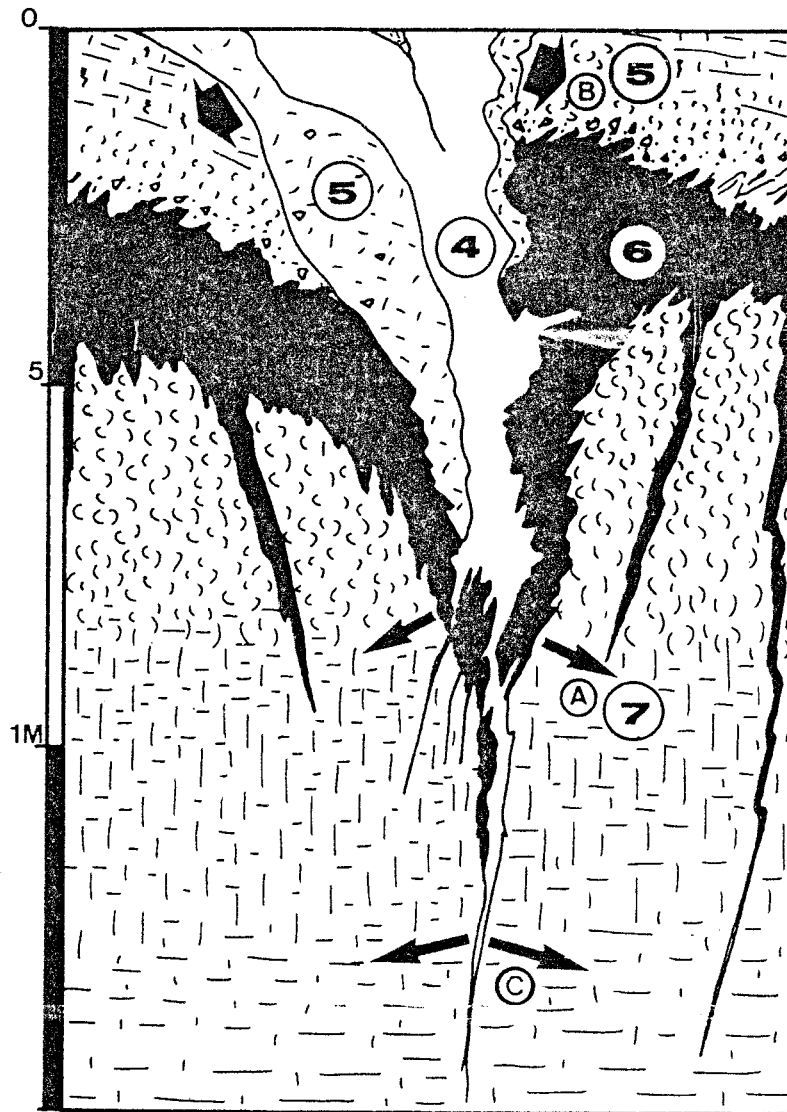
Fig. 161-Tableau lithostratigraphique du Pléistocène supérieur du bassin de la Somme, d'après P. Antoine, 1986, 1988.

La péjoration climatique majeure marquant la fin du Début Glaciaire weichsélien se traduit par une érosion importante, précédée par l'ouverture d'une première génération de fentes de gel peu développées. Ces fentes fines et profondes à remplissage humifère sont en général de type "soil veins"; seul le profil de Saint-Acheul montre des fentes plus développées qui ont fonctionné une seconde fois après la phase d'érosion (remplissage sableux recoupant le premier remplissage humifère).

La troisième unité qui se dépose à la suite de cette érosion est constituée par un limon brun argileux, à structure polyédrique fine très prononcée attribuable au gel-dégel ("structure feuilletée") et traces de recarbonatation importantes (tubules, concrétions). Cette unité est nettement séparée des loess calcaires lités sus-jacents (unité IV) par l'intermédiaire d'une deuxième péjoration climatique. Cette crise froide est responsable d'une érosion très marquée (cailloutis de silex gélifractés), et dans les sites de plateau, de la formation d'un premier réseau de grands coins de glace de type "ice-wedges" attestant d'un pergélisol discontinu (réseau polygonal de maille décamétrique : Sourdon, fig. 82 et 162). Dans certains sites ces fentes sont associées à un horizon grisâtre gleyifié déformé par des langues de gélifluxion régulières, et probablement contemporain de la dégradation des coins de glace (fig. 162, n° 5').

Dans le Nord de la France, les coupes étudiées par J. Sommé (1969-1980) montrent un niveau de grandes fentes du même type qui affecte la surface des sols humifères du début glaciaire. Excepté dans la coupe de Marly (Sommé, 1975), les limons bruns à structure polyédrique bien développée dans la Somme (unité III), seraient représentés par un hiatus dans les profils du Nord où les formations litées reposent directement sur le pédocomplexe de Warneton.

Contrairement à la Normandie, où J.P. Lautridou (1985) décrit des limons bruns argileux de gélifluxion qui représentent, dans la zone normande (faciès humide) l'équivalent des sols humifères du Weichsélien ancien de la zone séquanienne, dans les profils de la Somme, le limon brun à structure polyédrique de faciès proche, constitue une unité nettement différente du pédocomplexe humifère. En effet, ces dépôts sont séparés de ce dernier par le premier niveau d'érosion de valeur régionale (Pléniglaciaire inférieur) et leur géométrie (épaisseur maximum sur les plateaux, absence dans les bas de versant où la gélifluxion est importante) plaide pour une origine essentiellement éolienne. Dans la coupe de Sourdon,



A-> Ouverture des fentes fines de type "soil veins", postérieure à l'érosion du niveau humifère 6 (unité II).

B-> Fonctionnement principal des ice-wedges, postérieur à l'érosion du limon brun 5 (unité III), puis fluage de l'horizon gleyifié 5' (couche active) au moment de la dégradation du coin de glace.

C-> Deuxième phase d'ouverture des grandes fentes par contraction thermique sans coin de glace, directement antérieure au dépôt du premier loess calcaire 4 (unité IV) et recoupant les couches 5', 6 et 7.

Fig. 162-Sourdon : chronologie et fonctionnement des différents types de fentes de gel.

la présence de chlorite dans l'unité II (fig. 82, couche 5) semble confirmer cette interprétation.

Ce dépôt représente donc une unité spécifique du Weichsélien du bassin de la Somme qui pourrait correspondre à un épisode de sédimentation de la fin du pléniglaciaire inférieur, postérieur à la phase d'érosion majeure, ou au début du Pléniglaciaire moyen (début du stade 3 des sondages océaniques). La date obtenue dans cette unité à Saint-Acheul par la thermoluminescence : $68\ 000 \pm 10\ 000$ BP (Université de Lublin, 1986/1052), est cohérente avec l'attribution de ce dépôt à une phase ancienne du Pléniglaciaire, mais l'intervalle d'incertitude lié à la méthode ne permet pas de choisir entre les deux possibilités envisagées précédemment. Cependant le pléniglaciaire inférieur étant caractérisé dans le Nord et la Normandie par une érosion intense et un hiatus (Lautridou et Sommé, 1974), l'attribution de ces limons au début du Pléniglaciaire moyen paraît plus vraisemblable (env 60 000 BP).

Dans le profil de Saint-Acheul (fig. 80), cette unité se subdivise en deux horizons distincts séparés par une limite de décalcification irrégulière associée à de nombreuses concrétions calcaires.

L'horizon supérieur brun foncé, non décalcifié, à structure granulaire, correspond à l'horizon Bt d'un sol brun lessivé boréal remanié par gélifluxion (fig. 80, couche 5). L'horizon inférieur très calcaire révèle une organisation de sol de prairie très bioturbé, construit par apport colluvial ou éolien suivant les sites, et fortement recarbonaté par les phases initiales de la pédogénèse sus-jacente (étude micromorphologique : B. Van Vliet-Lanöe 1986).

La forte recarbonatation, toujours observée dans le limon brun à structure feuilletée (unité III), est à relier à cette pédogénèse observée à Saint-Acheul. Ce sol lessivé boréal (sol de Saint-Acheul : Antoine, 1986, 1988) a été récemment mis en évidence dans le profil de Boves (Van Vliet-Lanoë, 1989) .

Il représente la seule manifestation de conditions interstadières postérieures à celles du Weichsélien ancien dans la séquence de la Somme. Cet horizon constitue une coupure stratigraphique majeure précédant le passage vers des conditions climatiques de plus en plus rigoureuses, attesté par un glacis d'érosion important, la formation d'un niveau de grands coins de glace et l'apparition des premiers loess calcaires typiques (unité IV).

D'après sa position stratigraphique et ses caractéristiques, ce sol lessivé boréal semble corrélable avec les horizons décrits en Belgique (sols des Vaux et de Kesselt : Haesaerts, 1980-1985) et parallélisés avec ceux d'Europe centrale (sols de Mende, Bohunice, Lohne : Haesaerts, 1985),

ainsi qu'avec le sol n° 2 de Port-Morvan en baie de Saint-Brieuc (Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986).

Ces interprétations apparaissent cohérentes avec la date obtenue par la thermoluminescence dans la base du loess lité sus-jacent à Saint-Acheul ($33\ 000 \pm 4\ 000$ BP Univ. Lüblin, 1986/1054). Il existerait donc un hiatus très important (25 à 30 000 ans) entre le dépôt du limon et cette pédogénèse.

A la suite de la deuxième péjoration climatique majeure de la séquence, on observe donc la mise en place des premiers loess calcaires (unité IV). Ces loess possèdent un faciès homogène sur les plateaux, passant progressivement à un faciès lité à microfentes de dessiccation sur les versants. En position de bas de versant sous le vent, ils représentent l'unité la plus épaisse (3 à 6 m), et jouent un rôle prédéterminant dans le façonnage de la morphologie actuelle (fig. 160).

Dans les secteurs humides (Mautort S2, fig. 116), la sédimentation loessique est entrecoupée par plusieurs gleys de toundra (Van Vliet-Lanoë, 1981-1987) ou "Nassboden" (Gullentops, 1954), matérialisés par des horizons gris déferrifiés, en partie décarbonatés ("poupées") et déformés par gélifluxion.

Ces dépôts de faciès nivéo-éolien indiquent des conditions froides et humides. Dans les profils où l'unité est bien développée (Saint-Sauflieu, Ailly/Somme), sa partie inférieure est riche en lits bruns argileux centimétriques qui s'affinent puis disparaissent vers la partie supérieure où ils sont remplacés par des granules de craie et de petits silex gélifractés de plus en plus rares. Cette variation verticale du faciès apparaît liée à l'érosion progressive par ruissellement des sols sous-jacents, et un passage vers des conditions climatiques de plus en plus froides et sèches. Cette tendance est confirmée, dans certaines coupes, par l'apparition d'un loess peu épais, faiblement lité et beaucoup plus homogène, séparé du dépôt sus-jacent par un cailloutis (fig. 106 et 107, couche 4). La limite entre les unités IV et V n'est donc pas toujours accompagnée par un changement de faciès très net. Cette observation semble correspondre à celles faites des séquences de Belgique où l'horizon à langues se place dans le tiers supérieur des loess calcaires homogènes du Brabantien (Haesaerts, 1985).

Etant donné leur faciès, leur géométrie et leur position dans la séquence, ces premiers loess calcaires (unité IV) sont corrélables avec les Formations Limoneuses Litées du Nord de la France dont la base est située aux environs de 45 000 BP par corrélation avec la séquence néerlandaise (Paepe et Sommé, 1970; Lautridou et Sommé, 1974). Dans cette région la base des formations limoneuses litées a livré des

industries moustériennes typiques confortant cette interprétation (Corbehem : Tuffreau, 1979).

Il apparaît donc un problème de corrélation avec la Somme où la base de cette unité repose sur le sol de Saint-Acheul qu'il paraît difficile de rapprocher de l'interstade de Moershoofd au vu de son faciès très différent de celui des horizons habituellement attribués à cet interstade : sols humifères de Poperingue et de Zelzate (Paepe et Vanhoorme, 1967). L'attribution chronostratigraphique du sol de Saint-Acheul par corrélation est encore incertaine et nécessite des données chronologiques plus nombreuses. Enfin, il est possible que le début du dépôt des faciès loessiques lités ne soit pas synchrone et qu'il soit plus tardif dans la Somme, en raison d'une zonation climatique N-S au cours du Pléni-glaciaire Weichsélien.

La limite supérieure de cette unité est soulignée dans tous les profils par un horizon à langues de gélifluxion et structures de cryo-injections, souligné par un cailloutis, qui passe latéralement sur les versants à un simple cailloutis cryoturbé de silex géolifracés. Cet horizon, reconnu sur de longues distances de la Belgique (horizon à langues de Nagelbeck : Haesaerts et al., 1981) à la Normandie (niveau de Kesselt, Lautridou, 1985) ainsi qu'en Alsace (Achenheim), constitue le niveau repère le plus constant du Weichsélien de l'Europe du Nord-Ouest pour lequel il représente la limite entre les Pléni-glaciaires moyen et supérieur (Sommé, 1975-1980; Lautridou et Sommé, 1974).

Sa datation par le carbone 14 sur la matière organique du limon compris entre les langues le place aux environs de 22 000 BP (Haesaerts et al., 1981); par contre la thermoluminescence plaide pour un âge plus récent 14 à 15 000 BP (Juvigné et Wintle, 1988).

Dans le profil de Sourdon, cet horizon à langues est associé à de grandes fentes de type "ice-wedge" extrêmement déformées témoignant d'un deuxième pergélisol discontinu (sites de plateau, fig. 82 et 83). Une observation détaillée montre que cette déformation intense est liée à la formation de l'horizon à langues (dégradation du coin de glace puis gélifluxion). Le début du dépôt des premiers loess calcaires homogènes (unité V) apparaît contemporain de la fin de cet épisode froid humide (loess incorporé dans les bords déformés des fentes et les langues). Il indique le passage vers des conditions nettement plus sèches et rigoureuses qui bloquent la dégradation des structures précédentes et permet leur fossilisation.

Cette dernière unité (V) est représentée dans la grande majorité des sites par un loess calcaire homogène d'épaisseur très régulière, globalement corrélable avec le Loess de Couverture du Nord de la France,

le limon à doublets supérieur de Normandie et les loess Brabantiens postérieurs à l'horizon à langues des séquences de Belgique. Cependant, de nouvelles observations sur de grands transects ont permis de mettre en évidence un passage latéral, à proximité de la vallée, du faciès homogène à un faciès plus grossier qui s'enrichit en sable, granules de craie et petits silex géoliffractés, s'organisant en lits déformés par quelques fentes syngénétiques (gravière actuelle de Crouy). Ce faciès correspond à l'"Ergeron grossier" anciennement distingué par V. Commont (1909a). De même le faciès limon à doublets, caractéristique de la zone normande a été observé récemment dans les profils de Mautort dans le Nord-Ouest du Bassin de la Somme (fig. 115 et 116).

Dans leur ensemble ces dépôts témoignent de la phase la plus froide et la plus sèche du Weichsélien, corrélable avec la deuxième moitié du stade isotopique 2 des sondages océaniques; les datations obtenues à la base de cette unité à Achenheim (17 000 ± 3 200 BP : Aitken et al., 1986; Sommé et al., 1986b) confirment cette interprétation.

D'après les corrélations avec les régions limitrophes, la fin de la sédimentation typiquement loessique dans la Somme se situerait vers 13 000 BP, au début du Tardiglaciaire, comme dans le Nord et la Normandie (Sommé et al., 1980). Néanmoins pour P. Haesaerts elle serait plus précoce (20 000 BP), antérieure à la fin du Pléniglaciaire supérieur, les dépôts ultérieurs étant représentés par des limons sableux ruisselés de climat froid et humide (Haesaerts, 1980, 1985).

D'après les travaux de B. Van Vliet-Lanoë (Van Vliet et Langhor, 1981, Van Vliet-Lanoë, 1987a et b), la formation de l'horizon Bt du sol de surface sur ce dernier loess serait un héritage du Tardiglaciaire (Boëling-Alleröd). De même, le faciès à doublets des profils de Mautort, nettement sous-jacent à un horizon Bt classique, peut être interprété comme un "proto Bt, formé sur pergélisol en cours de dégradation" et datant de la fin du Pléniglaciaire (Van Vliet-Lanoë, 1987a).

La sédimentation tardiglaciaire, absente de ces profils, est donc à rechercher dans les vallées.

IV.1.c-La sédimentation tardiglaciaire et début holocène : relations avec la séquence de fond de vallée :

L'étude des séquences limoneuses situées à proximité de la vallée actuelle (zone intermédiaire) révèle un bilan pédo-sédimentaire plus riche qui permet d'envisager les rapports stratigraphiques avec d'une part les dépôts de fond de vallée et d'autre part la partie supérieure des séquences loessiques précédemment décrites. En outre, les nombreux gisements archéologiques localisés dans cette position morphologique particulière apportent des éléments à l'interprétation chronostratigraphique du bilan pédo-sédimentaire de la fin du Weichsélien et du début de l'Holocène (C14, attributions culturelles) .

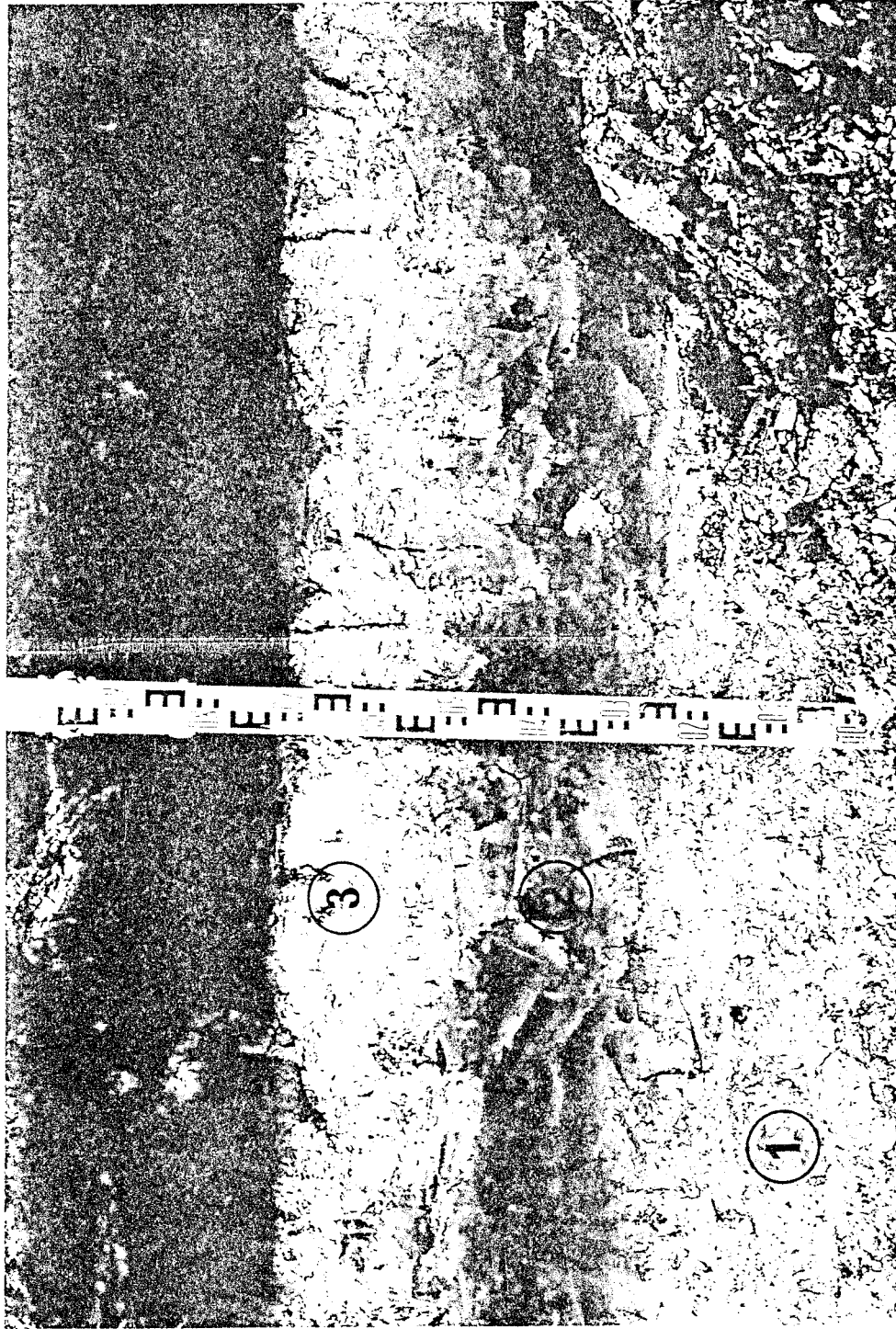
-La séquence intermédiaire :

Cette séquence est actuellement bien connue en raison des nombreux profils étudiés dans cette position intermédiaire, en liaison avec les fouilles archéologiques de J.P. Fagnart et de T. Ducrocq (Longpré-les-Corps-Saints, Etouvie, Belloy sur Somme, La Chaussée-Tirancourt, Thennes) et complétés par des données de sondage (Bourdon : annexe 9, Hall 4 n° 21 et 22). Elle se caractérise par la stratigraphie suivante (photo. 16 , fig. 121) de bas en haut :

- 1- Limon calcaire sableux hétérogène, à granules de craie et silex géoliffractés épars.
- 2- Horizon Bt compact brun rouge (ép. 0,1-0,2 m) localement surmonté par un cailloutis (Bourdon).
- 3- Limon gris non calcaire homogène (ép. 0,1-0,2 m).
- 4- Sol humifère noir à structure granulaire (ép. 0,3-0,5 m).
- 5- Eventuellement colluvions anthropiques.

-Corrélation avec la partie supérieure des séquences loessiques et le fond de vallée :

Nous avons vu précédemment que le limon hétérogène (1) correspondait au passage latéral dans la zone intermédiaire du loess calcaire du Pléniglaciaire supérieur des sites de plateau (unité 2). Par contre en direction du fond de vallée, les observations sont plus ponctuelles et l'hydromorphie rend difficilement lisible les coupures stratigraphiques. Néanmoins d'après les sondages effectués à La Chaussée-Tirancourt, il semble que le limon gleyifié à granules de craie de la



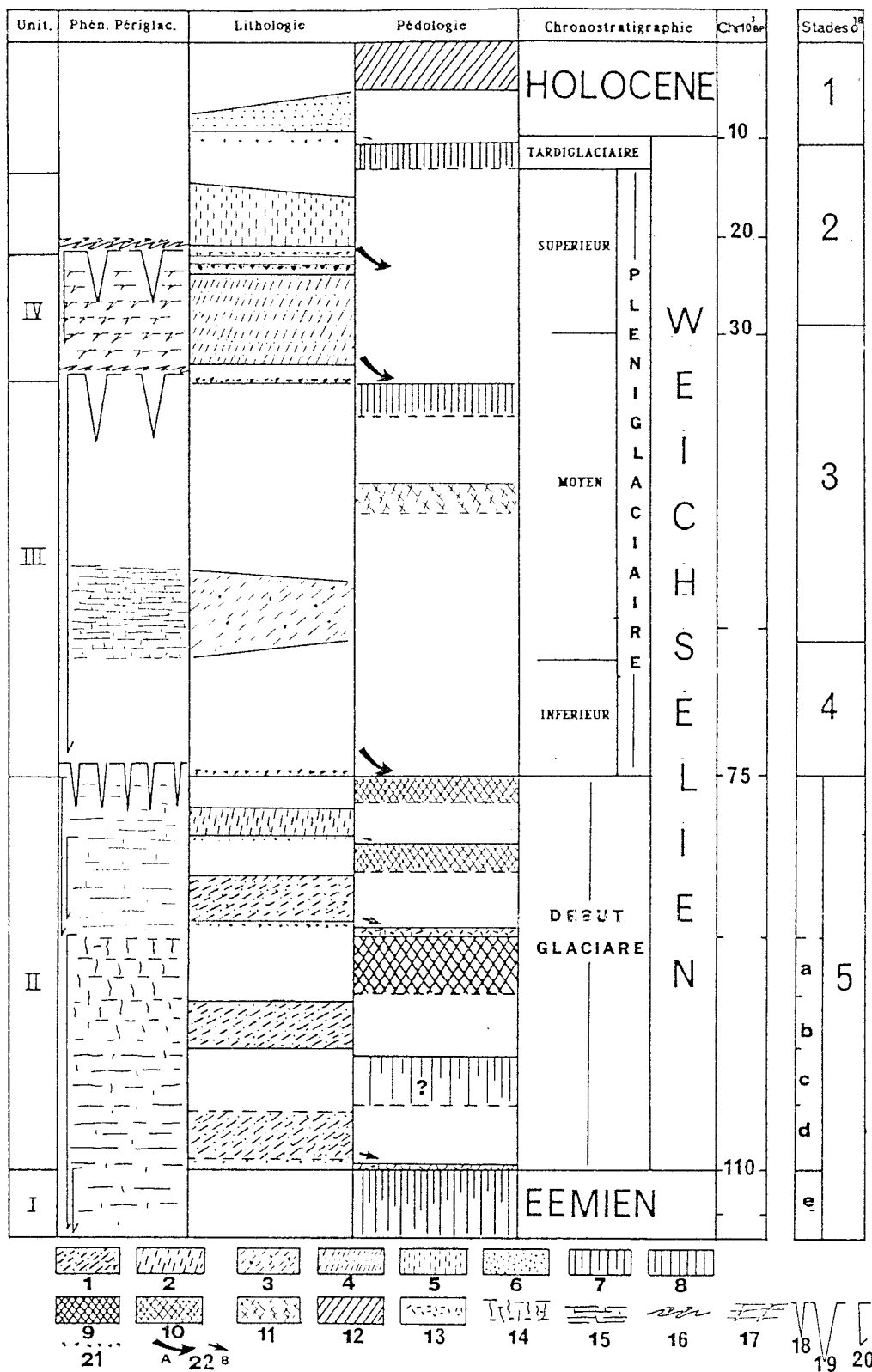
1-Limon loessique sableux grossier, calcaire, à lits de sable et granules de craie discontinus. 2-Horizon Bt peu épais avec début d'hydromorphie. 3-Limon gris homogène non calcaire. 4-Sol noir humifère à structure granulaire remanié par l'exploitation.

Photo. 16-La séquence intermédiaire dans la carrière de Crouy (couverture de la nappe II en bordure de la vallée actuelle).

séquence de fond de vallée (fig. 121, n° 4') corresponde au remaniement de ce dépôt loessique (colluvionnement, ruissellement, et éventuellement reprise par la rivière dans les chenaux). Il est probable que cette première phase de colmatage de la vallée s'est effectuée à la fin du Weichsélien supérieur dans une ambiance climatique froide et humide, comme cela a été observé en Belgique dans la vallée de la Haine (Haesaerts, 1984, 1985). Cependant les données archéologiques ne permettent pas d'exclure une extension pendant le début du Tardiglaciaire (le gisement paléolithique final de Flixecourt reposant sur ce limon est contemporain de celui de Belloy sur Somme daté d'environ 10 000 BP, J.P. Fagnart, communication orale).

L'horizon Bt peu épais des séquences intermédiaires (photo. 16, n° 2), s'épaissit en direction du versant et passe progressivement à celui qui s'observe classiquement au sommet du loess calcaire. En se rapprochant de l'axe de la vallée, il montre un faciès hydromorphe vert-olive ou humifère (Bourdon, Belloy sur Somme). La prolongation de cet horizon dans la séquence de fond de vallée n'est pas encore nettement établie, mais un niveau du même type a été rencontré lors d'un sondage dans le marais de Belloy/Somme au sein d'une couche de limon gleyifié (Fagnart, communication orale). D'après ces données, l'attribution de la formation du Bt au Tardiglaciaire et plus précisément au Bölling/Alleröd (Van Vliet-Lanöe, 1987b), apparaît cohérente avec les datations obtenues pour le site de Belloy sur Somme.

Dans la zone intermédiaire on observe ensuite, sur l'horizon Bt, un limon gris homogène non calcaire (photo. 16 n°3) dont la répartition est exclusivement liée aux abords de la vallée actuelle. Sa mise en place apparaît postérieure à une érosion, attestée dans les sondages de Bourdon par un cailloutis de silex reposant au sommet du Bt. Cette érosion pourrait donc être responsable de la faible épaisseur de cet horizon à proximité de la vallée, aux endroits où il est recouvert par le limon gris. La dynamique de mise en place de ce limon est encore incertaine, cependant sa granulométrie semble exclure une reprise par colluvionnement des niveaux sous-jacents. Enfin, des sondages effectués dans le site de La Chaussée-Tirancourt ont montré qu'il pouvait localement se présenter sous un faciès palustre à mollusques aquatiques en direction de la vallée (fig. 121, n° 6'). Etant donné qu'il recouvre le gisement de Belloy sur Somme, ce dépôt limoneux pourrait s'être mis en place à l'extrême fin du Tardiglaciaire, au Dryas III (Fagnart, 1988), mais les travaux sur les sites mésolithiques plaident pour un âge plus récent : Holocène (Préboréal à Atlantique). Cette séquence se termine par la formation d'un sol humifère noir à structure granulaire développé sur des colluvions récentes (vestiges proto-



1-Limon sableux colluvié. 2-Limon éolien autochtone. 3-Limon brun à petits silix géolfractés épars. 4-Loess calcaire lité à microfentes. 5-Loess calcaire homogène. 6-Limon gris de la séquence Intermédiaire. 7-Horizon Bt de sol brun lessivé (Eemien et Post-glaciaire). 8-Horizon Bt de sol lessivé boréal (Sol de Saint-Acheul). 9-Sol gris-forestier. 10-Sols isohumiques froids.

11-Sol isohumique froid dégradé. 12-Sol humifère de surface. 13-Horizon hydromorphe. 14-Structure prismatique. 15-Structures polyédriques à lamellaires. 16-Horizon à langues. 17-Microfentes de Jessication. 18-"Soil-Veins" 19-Ice-Wedges. 20-Profondeur de gel. 21-Caillcutis. 22-Glaciis d'érosion (A)majeurs, (B)mineurs.

Fig. 163-Séquence synthétique du Pléistocène supérieur du bassin de la Somme.

historiques) et qui se limite à la zone intermédiaire.

Ce bref aperçu sur la stratigraphie de la zone intermédiaire et du passage à la séquence de fond de vallée permet de souligner la complexité de l'étude de la stratigraphie et de la géométrie de ces dépôts, ainsi que les limites de l'interprétation chronostratigraphique actuelle. L'évolution des connaissances dans ce domaine est liée au développement des fouilles et des études bioclimatiques en cours sur les gisements du Paléolithique final et du Mésolithique. Dans cette optique, les études palynologiques sur les sondages effectués dans les marais de Belloy et d'Hangest sur Somme (équipe A.V. Munaut) apporteront prochainement des éléments décisifs pour l'interprétation paléoclimatique et chronologique de la séquence de fond de vallée et sa corrélation avec celle du secteur intermédiaire.

IV.1.d-Conclusion.

Cette étude des loess récents du bassin de la Somme débouche essentiellement sur l'établissement d'un système lithostratigraphique régional, fondamental pour la reconnaissance de la séquence du Pléistocène supérieur (fig. 163).

La séquence apparaît divisée en deux grands ensembles, séparés par le sol de Saint-Acheul et la phase d'érosion qui marquent l'apparition des faciès de loess calcaires typiques des unités I et II. La coupure morphostratigraphique majeure représentée par l'horizon à langues apparaît néanmoins moins importante du point de vue paléoclimatique. La corrélation des différentes unités reconnues dans la Somme avec celles des séquences du Nord de la France, de la Normandie et de la Belgique permet ensuite d'envisager une interprétation chronostratigraphique, dans le cadre stratigraphique de l'Europe du Nord-Ouest, qui pose néanmoins des problèmes liés au manque de données chronologiques.

IV.2-LES SEQUENCES DU PLEISTOCENE ANCIEN ET MOYEN

Dans le cadre de ce travail, contrairement à ceux du Pléistocène supérieur, les dépôts limoneux antérieurs n'ont pas fait l'objet d'une étude stratigraphique systématique. En raison des caractéristiques de ces dépôts signalées en introduction, l'étude des dépôts limoneux du Pléistocène inférieur et moyen est plus ponctuelle et basée sur les quelques séquences les plus dilatées.

IV.2.a-Le Pléistocène inférieur.

Dans le bassin de la Somme, les dépôts non fluviatiles attribuables au pléistocène inférieur sont apparemment très rares et encore mal connus. D'après F. Bourdier (1969, Bourdier et al., 1974a), ils seraient représentés par le sable loessoïde de la base de la couverture de la Nappe de Grâce, correspondant au "loess pré-chelléen" de V. Commont. Cependant l'étude de la séquence alluviale de Grâce (chap. IV) a permis de souligner le problème de la limite entre les dépôts correspondant à la plaine alluviale et ceux attribuables à la séquence de versant. Une nouvelle étude est donc souhaitable afin de préciser cette limite et d'étudier ces dépôts de couverture. Outre ces problèmes, le manque de profils de comparaison et de connexion avec les premiers loess du Pléistocène moyen confère aux sables limoneux de Grâce un caractère anecdotique qui ne permet pas de les intégrer dans une lithostratigraphie précise.

IV.2.b-Le Pléistocène moyen.

L'étude des dépôts de couverture du Pléistocène moyen récent (Saalien) est basée sur les séquences suivantes :

- région d'Amiens : Cagny-la Garenne, complétée par celle de l'Epinette,
- région d'Abbeville : Mautort, Mareuil Caubert, Menchecourt

-Cagny-la Garenne :

La célèbre séquence loessique de la Garenne, connue depuis les travaux de F. Bordes (1954), F. Bourdier (Bourdier, 1969; Bourdier et al., 1974b) et R. Agache (1971, 1976), a récemment fait l'objet de nouvelles études stratigraphiques détaillées, complétées par la micromorphologie

(Haesaerts et al., 1984 ; Haesaerts et Dupuis, 1986) ; B. Van Vliet-Lanoë, 1989). Elle a enfin été intégrée à l'étude des minéraux lourds et de la thermoluminescence relative des loess saaliens de S. Balescu (1986, 1988).

- Lithostratigraphie (fig. 63 et 64) :

La séquence de couverture du Pléistocène moyen de la Garenne montre deux grands ensembles de géométrie et de faciès différents, séparés par une pédogénèse importante et un niveau d'érosion :

- Un ensemble basal, de géométrie complexe, comprenant tout d'abord les premiers dépôts de versants lités et une coulée de craie solifluée (PR), puis des cailloutis soliflués et des limons sableux (GSL1 à SL4 ou loess ancien III), dans lesquels la micromorphologie a permis de distinguer trois pédogénèses de type brun lessivé d'intensité décroissante ("Pédocomplexe de Cagny" : Haesaerts et al., 1984).

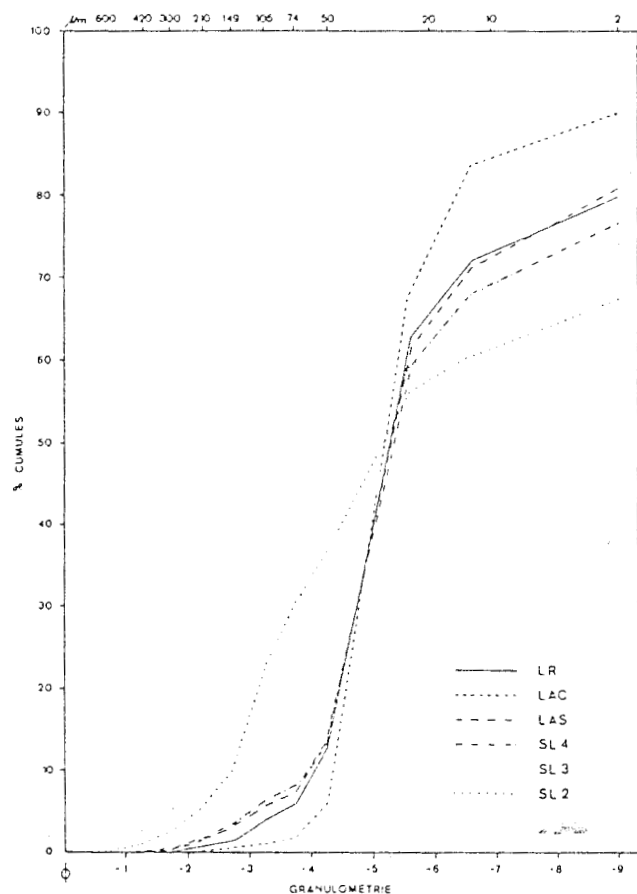
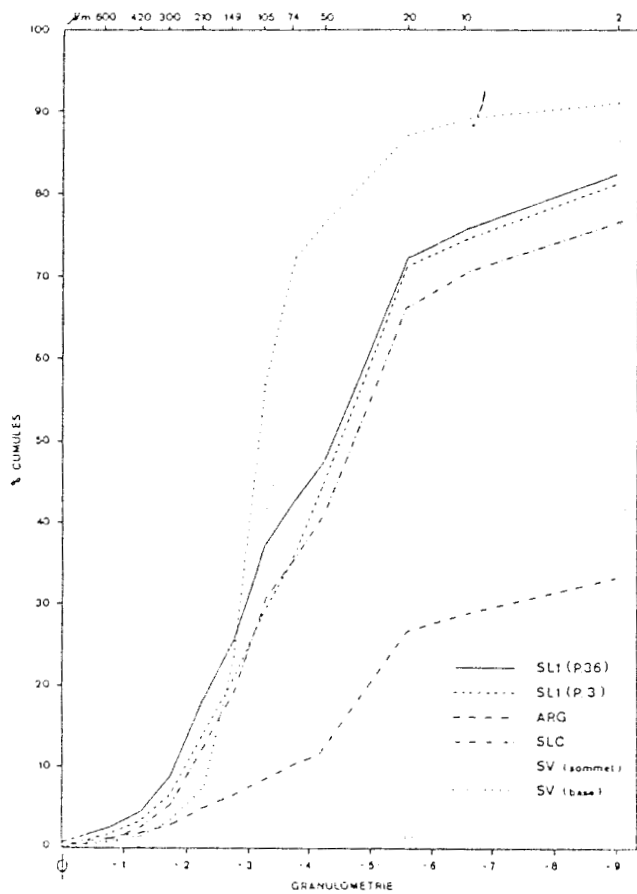
Cependant, seules les deux premières, bien exprimées, indiquent des phases de stabilisation majeures, la plus importante étant la première, très nette sur le terrain où elle souligne la limite supérieure de cet ensemble.

- Un ensemble supérieur (loess anciens I et II), discordant, de géométrie régulière, constitué par deux unités de faciès plus typiquement loessiques (LAS, LAC : fig. 164) sous-jacentes à un horizon Bt très bien développé F attribuable à l'interglaciaire Eemien. La géométrie et la granulométrie de ces unités annoncent celles de la séquence du Pléistocène supérieur, typique du bassin de la Somme quoique faiblement développée (LRH et LR).

- Evolution pédosédimentaire :

1 - Mise en place d'un premier dépôt de versant lité limono-sableux à cailloutis interstratifié et structures cryogéniques marquant la limite supérieure de l'évolution alluviale (cf. chap. III et fig. 69 n° 3A et 3B). Puis dépôt d'une coulée de craie solifluée, localisée dans la partie externe, en relation avec le talus crayeux et attribuable à la même phase froide.

2 - Altération de la coulée crayeuse : (argile brune) et de la nappe alluviale (formation de poches de décalcification dans les graviers). Cette altération a été attribuée à une phase interglaciaire par F. Bourdier (1974b), puis plus récemment par P. Haesaerts et al. (1984)



Loess anciens saaliens : Ensemble supérieur -LAS, LAC.
 Ensemble inférieur -SL1 à SL4
 Loess récents weichséliens : -LR.

Fig. 164-Courbes granulométriques des sédiments de la séquence de Cagny-la Garenne, d'après P. Haesaerts et C. Dupuis, 1986.

3-Dépôt des cailloutis argileux soliflués et des limons sableux dont la charge sableuse (autochtone), très importante à la base (50 %), diminue ensuite progressivement (GSL1 à SL4); l'assemblage de minéraux lourds est dominé par les ubiquistes (rutile, zircon) et l'épidote, comme dans les sables fluviatiles. D'après la micromorphologie et la géométrie des dépôts, cet ensemble correspond à deux cycles pédo-sédimentaires distincts (Haesaerts et al., 1984) :

3A-Dépôt des sables limoneux et des cailloutis soliflués SL1 à GSL2, remaniant l'argile d'altération de la "presle" (première péjoration climatique froide et humide. Le contexte périglaciaire est attesté par l'importance des processus de solifluxion en masse et des cryoturbations).

3B-Première phase de pédogénèse : oxydation de la glauconie ("sable roux") et formation d'un horizon Bt brun-rouge à forte structure prismatique et argillanes jaunes puis brun-jaune, bien exprimée en SL2. Cette pédogénèse importante se retrouve à la surface des sables fluviatiles et des premiers dépôts de versants de faciès lités (première amélioration climatique, caractérisée par un contexte boréal de plus en plus sec (B. Van Vliet-Lanöe, 1989).

3C-Mise en place des sables limoneux et des cailloutis soliflués GSL3 et SL3 (deuxième dégradation climatique).

3D- Nouvelle pédogénèse de type sol brun lessivé mais moins développée que la précédente, attestée par une illuviation jaune affectant le sable limoneux SL3, et surimposée à la précédente aux endroits où SL3 n'est pas représenté (deuxième amélioration climatique plus faible).

Le cailloutis GSL4 et les limons sableux SL4 présentant une altération peu marquée (Van Vliet, in Haesaerts et al., 1984), et préservés très localement dans un chenal se placeraient au début de la péjoration climatique suivante.

4- Erosion très importante attestée par un cailloutis de silex géolifracés et de galets remaniés des formations tertiaires, qui tronque l'ensemble de la séquence précédente.

Cette érosion est suivie du dépôt des premiers limons loessiques d'abord non calcaires LAS, puis calcaires LAC, séparés par un cailloutis. Le cortège des minéraux lourds de la fraction fine (30-60 μ) se caractérise par la présence de la hornblende verte et du grenat en proportions croissantes de la base LAS vers le sommet LAC, contrastant nettement sur celui des dépôts précédents. Ces premiers apports plus typiquement loessiques contiennent une faune à Pupilla typique des loess, et font partie de la même phase froide (absence d'altération dans l'unité inférieure).

Les travaux de S. Balescu (1988), sur la thermoluminescence relative, suggèrent l'existence d'une troisième "génération loessique", postérieure à l'unité LAC, mais qui est entièrement masquée par la pédogénèse éémienne et non visible sur le terrain.

- Conclusion :

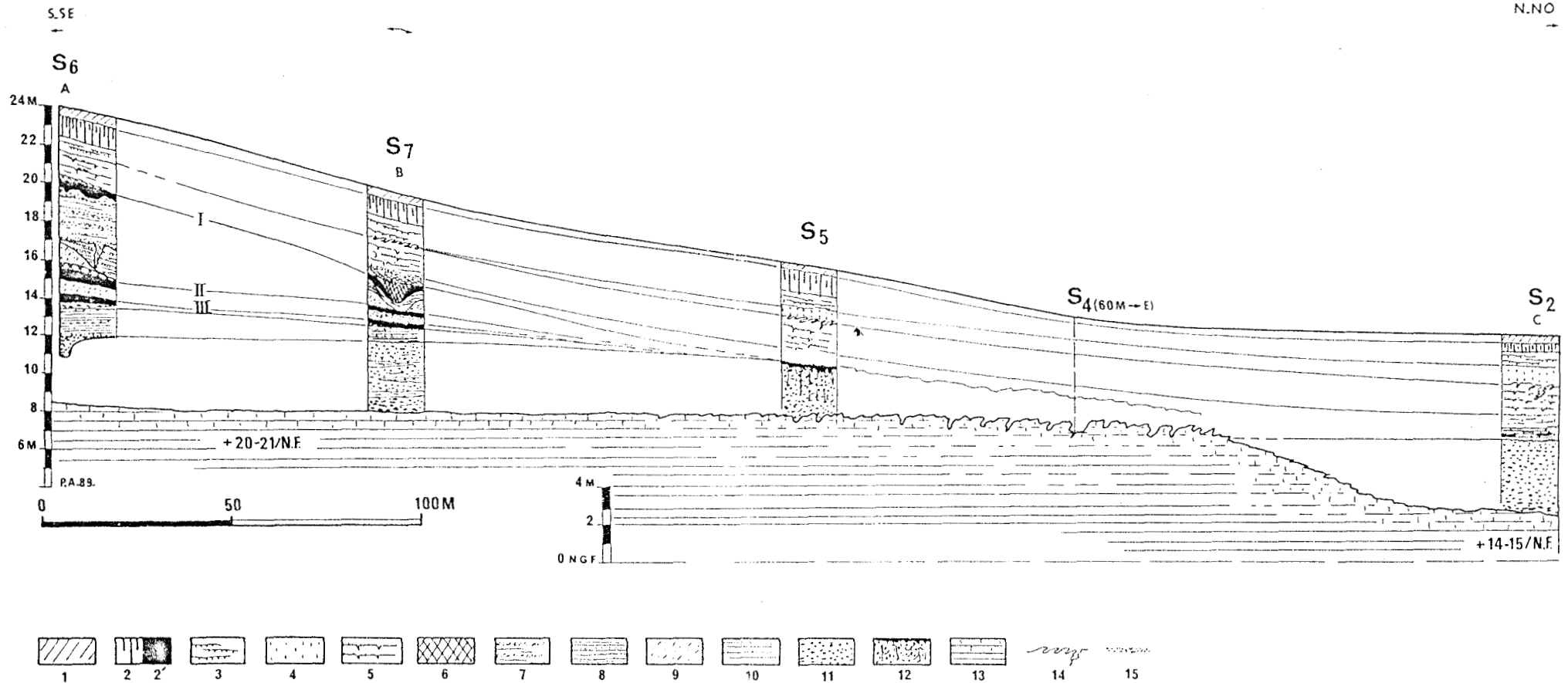
Si l'on tient compte de la séquence Weichsélien/Holocène qui termine cette évolution, l'étude de la séquence de couverture de Cagny-la Garenne aboutit donc à la mise en évidence d'une succession d'un minimum de cinq cycles pédo-sédimentaires postérieurs à la séquence alluviale. Chaque cycle constitué par la succession de dépôts périglaciaires suivis d'une pédogénèse tempérée correspond au bilan pédosédimentaire d'un cycle climatique glaciaire-interglaciaire. Cependant, la pédogénèse plus faible qui affecte les limons sableux SL3 serait attribuable à un interstade.

Du point de vue chronostratigraphique, d'après les travaux de S. Balescu (1988), sur les loess saaliens de l'Europe du Nord-Ouest, l'ensemble des dépôts sablo-limoneux et loessiques postérieurs au premier cycle de couverture (dépôts de versant lités et "presle"/altération argileuse) correspondraient à la succession Saalien inférieur-Saalien supérieur, respectivement corrélés avec les stades isotopiques 8 et 6.

Ces deux grandes phases sont séparées par une phase dénommée interglaciaire intrasaalien, comprenant deux améliorations climatiques (7a et 7c), nettement séparées par une phase froide (7b) responsable de la mise en place d'un limon sableux intermédiaire SL3. Par contre, pour J. P. Lautridou et al., (1986b), d'après l'étude des séquences de référence d'Elbeuf et d'Achenheim, le Saalien inférieur, directement sus-jacent au sol Elbeuf IV serait corrélable avec le stade isotopique 10, les sols Elbeuf III/Achenheim III au stade 9, et Elbeuf II/Achenheim II au stade 7.

L'étude d'autres profils du bassin de la Somme et leur comparaison avec celui de Cagny-la Garenne vont permettre de mieux cerner l'importance relative des différentes phases de dépôt et de pédogénèse constituant la couverture Saalienne des terrasses. Néanmoins, ces deux interprétations permettent dès maintenant de souligner la complexité du Saalien qui représentera un élément important dans la discussion finale sur l'interprétation chronostratigraphique du système des terrasses de la Somme.

MAUTORT-CAMBRON-88- A_B_C



1-Horizon Ap et colluvions récentes. 2-Horizon Bt du sol de surface. 2'-Horizon Bt des paléols Mautort I II et III. 3-faciès à doublets du loess 4. 4-Loess calcaire homogène. 5-Loess calcaire lité à microfentes. 6-Sol ou complexe de sols humifères. 7-Loess non calcaire à cailloutis soliflués interstratifiés. 8-Limon sableux lité. 9-Limon ou loess sableux. 10-Sables et limons fluviatiles fins. 11-cailloutis fluviatiles des nappes de Mautort (+20/21) et Cambron (+14/15). 12-Cailloutis fluviatiles altérés à matrice argilo-sableuse. 13-Substratum crayeux. 14-Horizon à langues. 15-Cailloutis.

Fig. 165-Coupe synthétique de la terrasse de Mautort (nappes de Mautort et de Cambron), d'après les sondages : S6, S7, S5, S4 et S2 (cf. fig. 112 à 116).

-Mautort (Abbeville-Ouest)

Outre leur intérêt pour la connaissance de la géométrie des nappes alluviales du secteur d'Abbeville, les sondages effectués à Mautort ont permis d'étudier la stratigraphie et la géométrie d'une séquence de couverture extrêmement intéressante (Antoine, 1989d). Elle repose en discordance sur une séquence alluviale typique des terrasses du bassin de la Somme (graviers grossiers périglaciaires et limons sableux fluviatiles), corrélable avec celle de la Nappe de l'Épinette dans le secteur d'Amiens.

La géométrie des dépôts, établie par la corrélation des différents sondages, se caractérise par la décroissance extrêmement rapide de l'épaisseur de la couverture limoneuse du Pléistocène moyen vers la partie interne de la terrasse (fig. 165). Par contre, les dépôts weichséliens se distinguent nettement des précédents par leur épaisseur beaucoup plus constante et leur caractère nettement discordant (fig. 165); l'enregistrement pédo-sédimentaire le plus complet est représenté dans le sondage S6 (fig. 112), en position très externe.

- Lithostratigraphie (S6/S7 : fig. 112 et 113)

La couverture limoneuse anté-weichsélienne de la Nappe de Mautort, peut se diviser en deux grands ensembles :

- Un ensemble inférieur, peu épais (2,5 m), représenté tout d'abord par un cailloutis soulignant la discordance avec la séquence alluviale, puis deux générations de limons sableux terminées par la formation de paléosols : horizon Bt 14, puis horizon Bt et horizon humifère dégradé 12 et 11.

- Un ensemble supérieur, beaucoup plus épais (4,5-5,5 m), constitué par la succession de trois unités de faciès de plus en plus nettement loessique:

- Limon sablo-argileux brun (10).
- Limon brun jaune sableux (9).
- Ensemble de lentilles de loess lité à cailloutis soliflués intercalaires (6, 7 et 8), possédant une géométrie plus régulière et une plus grande extension que les précédentes.

- Evolution pédo-sédimentaire :

Elle peut se résumer par la succession suivante :

1-Erosion de la partie supérieure de la séquence alluviale et mise

en place d'un cailloutis de silex, puis dépôt d'un premier limon faiblement sableux (première phase froide et humide).

2-Formation d'un horizon Bt de sol brun lessivé de coloration brun foncé à structure prismatique grossière à la surface du dépôt précédent (première pédogénèse de rang interglaciaire).

3-Dégradation hydromorphe superficielle du sol précédent(14 A et B) et mise en place de la deuxième unité de limon sableux 13 (deuxième dégradation climatique).

4-Formation d'un horizon Bt de sol brun lessivé typique 12 sur le limon sableux 13, différent du précédent par sa coloration brun-jaune (deuxième pédogénèse tempérée).

5-L'évolution se caractérise ensuite par une succession de dépôts de caractère rigoureux, non séparés par des pédogénèses de rang interglaciaire et attribuables à la même période froide :

5A-Dégradation hydromorphe assez marquée de la surface du sol lessivé précédent (glosses), puis formation d'un sol humifère (11) dans un dépôt sablo-limoneux remaniant en partie le sol précédent; ce sol est ensuite dégradé par hydromorphie puis recouvert par un premier dépôt sablo-limoneux sans structure¹⁰.

5B-Mise en place des limons sablo-argileux lités 9 remaniant le dépôt précédent. Leur structure témoigne d'un épisode froid et très humide (importance du ruissellement), leur géométrie et leur relation stratigraphique leur confèrent un rang local.

5C-Mise en place d'un premier cailloutis argileux soliflué au début d'une nouvelle péjoration climatique. Le caractère nettement plus rigoureux de cet épisode est attesté par l'ouverture de grandes fentes de gel (pergélisol?) et un gel profond entraînant la formation d'une structure polyédrique de ségrégation deglace dans l'ensemble des dépôts 9 et 10. L'évolution se poursuit par l'apparition des premiers loess typiques, mais le contexte est encore très humide comme l'indique la mise en place de plusieurs cailloutis soliflués et la structure litée des loess (loess ruisselés à lits sableux et argileux).

6-Formation d'un horizon Bt de sol brun lessivé, brun rouge, apparemment mieux développé (troisième pédogénèse tempérée, attribuable à l'interglaciaire Eemien). Ce sol est ultérieurement érodé, puis enfoui sous la séquence Weichsélienne qui débute par un sol gris forestier typique (cf. Saint-Sauflieu).

- Conclusion et corrélation avec la séquence de Cagny-la Garenne :

Cette première étude de la couverture limoneuse de la Nappe de Mautort permet d'y mettre en évidence une succession de 4 cycles sédimentaires de type glaciaire-interglaciaire (en intégrant le dernier cycle Weichsélien/Holocène). Certaines différences de faciès liées aux conditions morphologiques et dynamiques locales mises à part, les successions d'unité et l'évolution pédo-sédimentaire des séquences de Mautort et de Cagny-la Garenne sont aisément corrélables (fig. 166 et 167). Cette corrélation est à la base de la définition d'un premier système lithostratigraphique des loess anciens (saaliens) du bassin de la Somme.

L'ensemble supérieur de Mautort se caractérise par deux grandes unités (couches 9 et 10 et 6 à 8) séparées par un glaciaire d'érosion majeur associé à une péjoration climatique majeure (grandes fentes). De par leur position stratigraphique ces deux unités sont équivalentes des unités LAS et LAC séparées par la même péjoration : érosion importante (cailloutis) suivie d'un gel profond (structure de ségrégation très marquée de LAS : Van Vliet-Lanøe, 1989). Les différences de faciès sont vraisemblablement à relier au contexte morphologique local .

L'abondance des granules de craie dans l'unité LAC de Cagny est liée à la proximité du talus crayeux, alors que la même phase froide et humide s'est manifestée à Mautort par des apports de sables ruisselés non calcaires et des cailloutis soliflués (morphologie très abrupte et abondance des dépôts caillouteux sablo-argileux sur le versant dominant le site). De même, la couche 9 de Mautort correspond à un faciès de valeur locale associé à une morphologie de vallon, qui résulte du remaniement par ruissellement du limon sableux 10, équivalent au LAS de Cagny.

L'analogie est encore plus frappante dans l'ensemble inférieur. En effet les deux séquences montrent la même succession de deux générations de limons sableux affectés par des pédogénèses tempérées de type brun lessivé. La séquence de Mautort présente cependant une meilleure individualisation de ces phases de dépôts et de pédogénèse, représentées par un pédocomplexe à Cagny-la Garenne ("pédocomplexe de Cagny"). Le contexte moins érosif a permis une bonne conservation du dépôt sablo-limoneux (équivalent de SL3) qui sépare nettement les deux pédogénèses.

L'étude de la séquence de Mautort confirme dans ses grandes lignes l'évolution pédo-sédimentaire décrite à Cagny (Haesaerts et al., 1984; Haesaerts et Dupuis, 1986). Enfin, ces observations nous amènent à remarquer que la couverture limoneuse de la Nappe de Mautort se différencie de celle de la Nappe de la Garenne (directement postérieure

d'après les corrélations géométriques : nappes IV et V). par l'absence du cycle glaciaire-interglaciaire le plus ancien de la séquence de la Garenne (dépôts de versant lités et coulée crayeuse/altération de la coulée crayeuse et du sommet de la nappe alluviale) .

A la suite de l'étude détaillée de ces deux séquences de référence, celle des profils de Mareuil et de Menchecourt est présentée en complément, d'une manière plus succincte.

-Mareuil-Caubert (Abbeville-Est)

Ce profil connu par les coupes schématiques publiées par H. Breuil (1934) a fait l'objet d'une description récente par A. Tuffreau (1987) à l'occasion d'une campagne de fouilles (1981 : fig. 104). La séquence de couverture de Mareuil-Caubert (ép. : 5 à 6m) est constituée par la superposition de trois cycles pédo-sédimentaires :

1-La séquence alluviale est tout d'abord tronquée puis recouverte par un épais cailloutis soliflué à structures de ruissellement alimenté par le démantèlement de la nappe alluviale altérée présente sur le versant. Cette première péjoration climatique se poursuit par le dépôt d'un limon argileux compact brun clair (10), puis par une érosion (cailloutis 9) et le dépôt de limons argileux à litages de sable et traces d'oxydation (8).

Une première phase tempérée se manifeste à la surface de ces dépôts par un horizon Bt de sol brun lessivé très argileux, à structure prismatique (8).

2-Nouvelle dégradation climatique attestée par un niveau de fentes de gel fines et profondes, suivie d'une érosion et de la mise en place d'un limon sableux très peu épais en grande partie affecté par la pédogénèse tempérée qui termine ce deuxième cycle (horizon Bt brun foncé 5).

3-Dernier niveau d'érosion associé à des fentes plus larges et moins profondes que les précédentes, et mise en place d'un limon argileux légèrement lité à points noirs. Un horizon Bt de sol brun lessivé à structure prismatique et concrétions ferromanganiques termine ce troisième et dernier cycle.

L'ensemble est recouvert par une épaisse couche de colluvions récentes brunâtres (1).

La valeur de cette séquence est limitée en raison de la faible dilatation du bilan sédimentaire de chaque cycle et de l'incertitude qui concerne la position chronologique du sol le plus récent et oblige à envisager les deux hypothèses suivantes :

1-Le dernier horizon Bt correspond à l'interglaciaire Eemien et les deux cycles antérieurs sont corrélables avec l'ensemble inférieur de la séquence de Mautort (sols 12 et 14 séparés par le dépôt sablo-limoneux 13).

2-L'horizon correspond au dernier interglaciaire (postglaciaire) et les deux paléosols antérieurs sont alors corrélables avec l'Eemien et le dernier sol Saalien. Le bilan du Saalien supérieur apparaît extrêmement réduit.

Compte tenu que la partie supérieure des loess saaliens est le plus souvent beaucoup mieux préservée que les dépôts antérieurs, et que le sol le plus récent est développé sur un limon non calcaire à "points noirs" extrêmement atypique pour un dépôt weichsélien, la première hypothèse semble plus probable. L'intérêt de cette séquence reste cependant très relatif.

-Menchecourt (Abbeville Ouest) :

Les nouveaux sondages sur le site de Menchecourt (fig. 110) ont donné l'occasion d'étudier une séquence de couverture du Pléistocène moyen, relativement bien développée (4,5 m). L'unité supérieure est affectée par un paléosol brun-rouge, attribuable à l'Eemien, dont la base pénètre les dépôts sous-jacents sous la forme de poches de décalcification irrégulières.

Excepté quelques traces de loess, fortement bioturbées, comprises entre la surface du Bt et les colluvions humifères de surface (0), le Weichsélien n'est pas représenté, selon une configuration classique de la rive droite de la Somme exposée au Nord-Ouest (cf. Argoeuves ; Bourdon). Le profil S1 montre la séquence la plus complète, correspondant à la succession de deux cycles pédo-sédimentaires :

1-Dépôt des limons sableux non calcaires 4 lors d'une première péjoration climatique postérieure à la séquence fluvio-marine; un faible cailloutis se place dans sa partie médiane, mais ne souligne pas une limite lithologique importante.

L'ensemble de ce dépôt est ensuite affecté par une pédogénèse

attribuable à une phase tempérée, représentée par un horizon Bt profond de sol brun lessivé; l'érosion des horizons supérieurs semble contemporaine de la mise en place des dépôts lités sus-jacents.

2-Nouvelle péjoration climatique se manifestant tout d'abord par quelques petites fentes de gel et la formation d'une structure polyédrique dans l'horizon sous-jacent, puis par la mise en place d'un loess lité non calcaire à lits sableux, cailloutis interstratifiés et structures de ruissellement dans un contexte froid et humide. L'érosion de l'unité sous-jacente est attestée par la présence de concrétions ferromanganiques et d'agrégats argileux remaniés.

Cette phase froide se poursuit par la mise en place d'un dépôt de pente calcaire limono-sableux, à granules de craie et silex géolifracés abondants, témoignant d'un environnement typiquement périglaciaire et de la mise à nu du substrat ("presle" des anciens auteurs). Ce deuxième cycle se termine par une profonde décalcification et la formation d'un horizon Bt brun-rouge, très compact, argileux, attribuable à l'Eemien. La formation de poches irrégulières à la base de cet horizon est probablement en rapport avec l'absence de couverture loessique weichsélienne (superposition de plusieurs altérations, comme dans les profils d'Argoeuves et de Bourdon).

D'après leurs caractéristiques et leur position stratigraphique, ces deux cycles peuvent être corrélés respectivement avec les deux derniers de la séquence de Cagny-la Garenne et de Mautort :

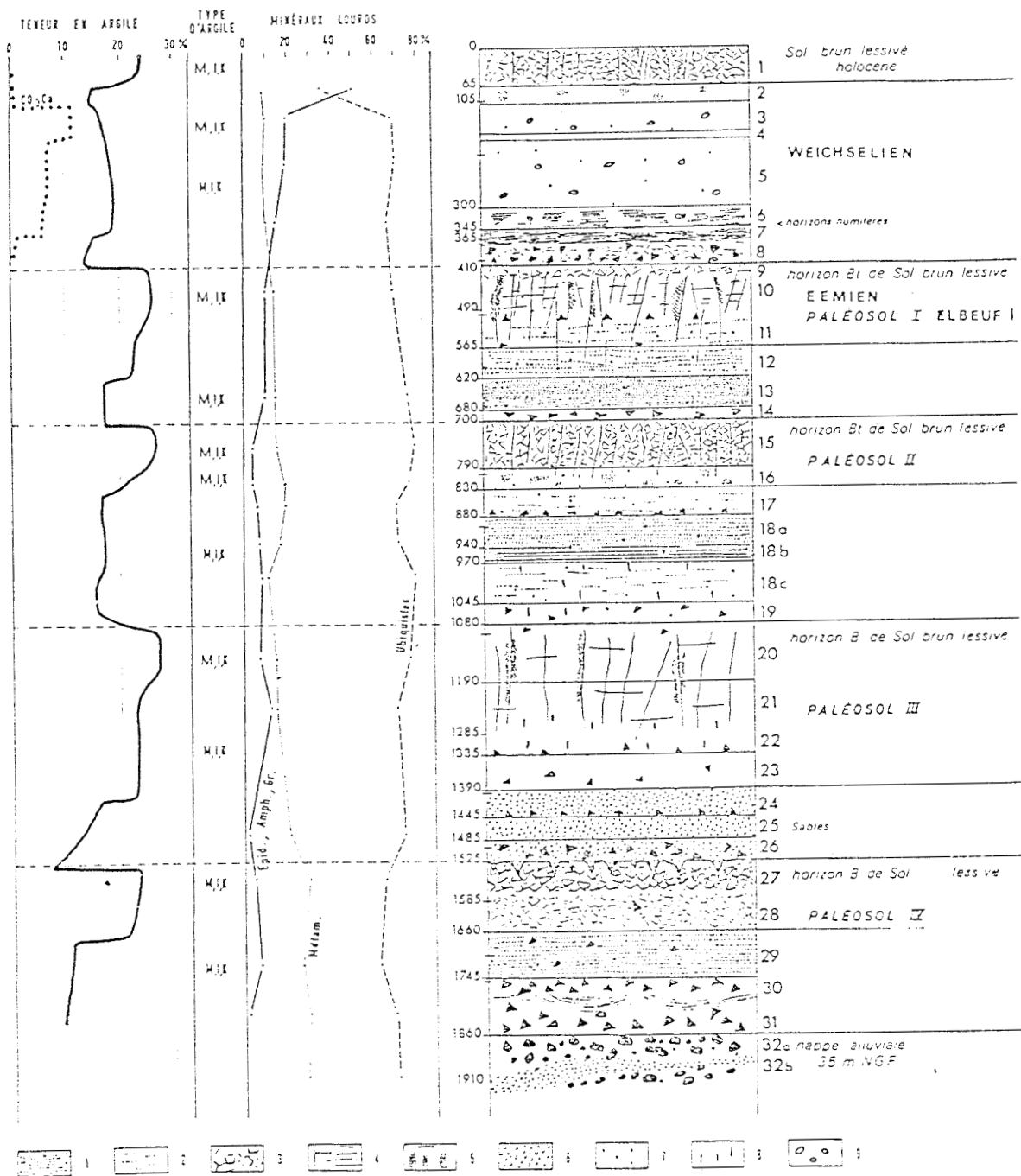
- 1-cycle de l'unité supérieure de Cagny-la Garenne (LAS, LAC/F),
- 2-deuxième cycle de l'unité inférieure de la Garenne (SL3) ou (13/12) de Mautort.

Néanmoins, une étude micromorphologique est encore nécessaire afin de contrôler le caractère polyphasé du sol attribué à l'Eemien et de mieux cerner la nature de la pédogénèse de l'horizon Bt profond du premier cycle.

IV.2.c-Conclusion :

L'étude et la corrélation de ces quelques séquences de couverture du Pléistocène moyen récent (Saalien), choisies parmi les plus développées, permet de bâtir un premier système lithostratigraphique résumé par la figure 167.

Cette démarche est confortée par l'approche morphostratigraphique qui confirme la mise en évidence de deux grands ensembles de géométrie et



1-Limon à doublets. 2- Trainées grises. 3-Bt. (polyédrique). 4-Bt. (prismatique). 5-Enduits noirs. 6-Sables. 7-Points noirs. 8-Tubes noirs. 9-Concrétions calcaires (poupées)-.

Fig. 166-Coupe 1 de Saint-Pierre-les Elbeuf, d'après J.P. Lautridou, 1985.

de faciès nettement différents (travaux menés dans le secteur de Mautort ainsi que les nombreux sondages de prospection) :

1 - Un ensemble inférieur de faible extension, essentiellement présent dans la partie la plus externe de la terrasse et caractérisé par un faciès sablo-limoneux d'origine autochtone (minéraux lourds et granulométrie). Le profil particulièrement développé de Mautort S6 y met clairement en évidence la succession de deux phases de dépôt séparées par deux pédogénèses (2 cycles). L'unité sablo-limoneuse séparant ces deux horizons est peu épaisse; lorsqu'elle est absente les deux horizons sont imbriqués et forment un pédocomplexe (partie moyenne de la terrasse de la Garenne).

2 - Un ensemble supérieur de géométrie de plus en plus régulière, mieux développé, représenté par deux unités de faciès de plus en plus typiquement loessique.

L'étude des assemblages de minéraux lourds et de la thermoluminescence relative de ces loess (Balescu, 1988) aboutit aux observations suivantes :

-L'unité inférieure (LAS de Cagny) est encore en majeure partie alimentée par des apports éoliens locaux, riches en minéraux ubiquistes, issus de la plaine alluviale.

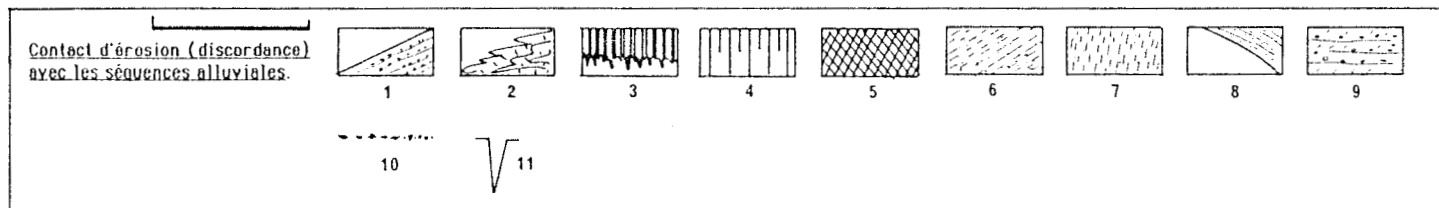
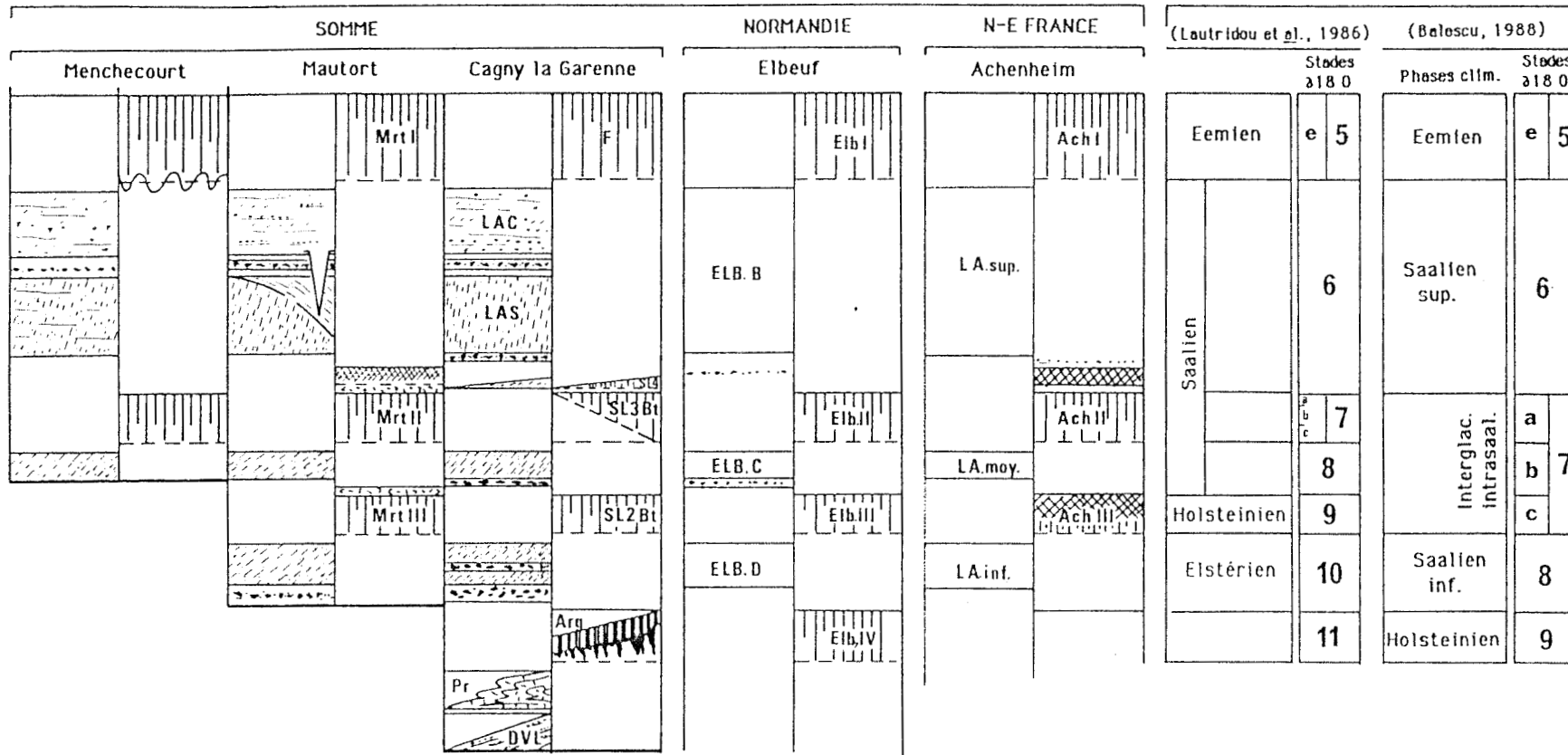
-Le passage à des faciès allochtones se fait avec l'unité supérieure (LAC de Cagny), qui possède un faciès minéralogique proche de celui des loess weichséliens (HV et G dominants).

-Les âges T.L. relatifs de ces dépôts allochtones suggèrent deux apports d'âge différent, sans grande discontinuité stratigraphique (Cagny-la Garenne).

Cependant, ces loess sont encore nettement influencés par le contexte lithologique et morphologique local (granules de craie, cailloutis). La partie supérieure de ces derniers dépôts saaliens est affectée par la pédogénèse émiennne qui termine ce troisième et dernier cycle. L'interprétation chronostratigraphique de ce système lithostratigraphique est basée sur la valeur paléoclimatique des dépôts et des sols fossiles, qui aboutit à la mise en évidence d'une succession de cycles glaciaire-interglaciaire, corrélable avec celle des régions limitrophes et confrontée aux résultats de l'étude récente de S. Balescu (1986, 1988).

LITHOSTRATIGRAPHIE

CHRONOSTRATIGRAPHIE



1-Dépôts de versant lités (Cagny-la Garenne). 2-Coulée crayeuse solifluée "preste" (Cagny-la Garenne). 3-sol argileux décalcifié. (Cagny-la Garenne). 4-Horizon Bt de sol brun lessivé ou lessivé. 5-Sol ou complexe de sols humifères. 6-Loess ou limons sableux de l'ensemble inférieur (SL..). 7-Loess sableux de l'ensemble supérieur (LAS). 8-Limon sableux lité (Mautort). 9 Loess calcaire lité (LAC), à granules de craie (C. Gar.), ou cailloutis interstratifiés (Maut. Mench.). 10 Cailloutis (érosion). 11-Fentes de gel.

Fig. 167-Lithostratigraphie des séquences du pléistocène moyen du bassin de la Somme, corrélations avec les séquences de référence d'Elbeuf et d'Achenheim.

Si la corrélation avec les séquences de référence des régions limitrophes (Elbeuf, Achenheim) ne soulève pas de problème (fig. 167), il n'en est pas de même pour l'interprétation chronostratigraphique.

Cette question, déjà évoquée lors de la conclusion de l'étude de la séquence de Cagny-la Garenne, est liée à l'interprétation paléoclimatique des dépôts et des sols de l'ensemble inférieur et plus précisément à celle du dépôt sablo-limoneux séparant les deux horizons Bt (loess ancien moyen d'Elbeuf : couches 17 à 18c fig. 166; unité 13 de Mautort et SL3 de la Garenne).

-Dans la séquence de référence d'Elbeuf (fig. 166), d'après J.P. Lautridou (1985), ce dépôt témoigne d'une phase glaciaire de même importance que celles représentées par les trois autres loess anciens. Cette unité est encadrée par deux horizons Bt de sols bruns lessivés : Elbeuf II et III, attribués à deux périodes interglaciaires intrasaaliennes (Lautridou, 1985). Plus récemment, ces deux interglaciaires ont été corrélés avec les stades isotopiques 7 et 9, et le dépôt intermédiaire avec le stade 8 (Lautridou et al., 1986b).

-Dans le cadre de son travail sur la minéralogie et la thermoluminescence relative des loess saaliens, S. Balescu (1988) propose une autre hypothèse selon laquelle ces deux sols séparés par un "limon sableux colluvié" représenteraient le bilan d'un seul interglaciaire intrasaalien complexe, corrélable avec l'ensemble du stade isotopique 7. Le dépôt intermédiaire traduirait la péjoration climatique du sous-stade 7b, et les deux sols les phases tempérées des sous-stades 7a et 7c (fig. 166).

La discussion de cette nouvelle interprétation reposant sur des arguments stratigraphiques, paléontologiques et géochronologiques dépasse le cadre de ce chapitre. Néanmoins, elle permet dès maintenant de souligner les problèmes soulevés par la corrélation de la réponse aux variations climatiques quaternaires en domaine continental (bilan pédosédimentaire) et en milieu océanique profond. Ce problème sera développé ultérieurement lors de la synthèse sur l'interprétation chronostratigraphique de l'ensemble du système des terrasses de la Somme (Synthèse : chap. III.3).

TROISIEME PARTIE

Troisième partie : SYNTHÈSE DES RESULTATS

Cette dernière partie, en regroupant l'ensemble des résultats et des conclusions partielles des chapitres précédents, va permettre d'envisager d'une manière synthétique les trois points suivants :

-Mise en évidence d'une évolution morpho-sédimentaire cyclique et hypothèse sur la formation du système de terrasses.

-Position des gisements paléolithiques dans ce système, environnement morphologique, géologique et climatique.

-Système stratigraphique général, comparaisons avec les régions limitrophes et interprétation chrono-stratigraphique.

CHAPITRE I-MISE EN EVIDENCE D'UN SYSTEME MORPHO-SEDIMENTAIRE CYCLIQUE ET HYPOTHESE SUR LA FORMATION DES TERRASSES.

A la suite du chapitre I, consacré à l'étude de la géométrie longitudinale et transversale de l'ensemble des nappes alluviales, et plus précisément de leur bed-rock, il apparaît que **l'ensemble du système de terrasses du bassin de la Somme possède une structure, une "architecture", extrêmement répétitive.**

Ce résultat, qui aboutit à étendre la notion de nappe alluviale étagée à l'ensemble du système, y compris à sa partie la plus ancienne par la mise en évidence des nappes de Renancourt et de Saveuse, est fondamental car il est à la base des interprétations génétiques, paléoclimatiques et chronostratigraphiques qui vont suivre.

Cette approche géométrique a donc permis de mettre en évidence un système géomorphologique qui se caractérise par **9 stades d'incision successifs**, antérieurs à celui de la Nappe de fond, supportant à chaque fois une nappe alluviale distincte. Le caractère répétitif de ce système est conforté par la constance de la valeur des décalages altimétriques successifs (± 5 m), qui semble être une caractéristique du système de la Somme. Seuls deux stades d'incision plus importants (6 à 8 m) apparais,

sent entre les nappes VI et V (Fréville-la Garenne), et IV et III (Épinette-Argoeuves); on remarque qu'ils correspondent aux anciennes limites morphologiques entre les hautes, les moyennes et les basses terrasses.

L'étude des profils en long des différentes nappes alluviales des terrasses et de la Nappe de fond montre que la géométrie de ce **systeme est homogène sur un secteur d'environ 60 km, que l'on peut dénommer moyenne vallée** et qui se caractérise par des profils sub-parallèles à la Nappe de fond dont l'inclinaison moyenne est d'environ 0,5 m/km (annexe 5).

La haute vallée (>60 km) s'en différencie nettement par l'absence des terrasses et une Nappe de fond lacunaire d'inclinaison plus faible (0,33 m/km). Enfin, la basse vallée (env. 20 km) montre un système de terrasses bien développé, exclusivement préservé sur la rive gauche (influence tectonique). Cependant la relation géométrique avec la partie aval de la moyenne vallée est difficilement envisageable en raison de la différence de l'inclinaison vers l'aval des profils de ses termes les plus anciens (>1 m/km). Seuls les niveaux les plus récents, postérieurs à la Nappe de Boismont, semblent se situer dans le prolongement de ceux du secteur de référence; la corrélation apparaît encore délicate en raison des hiatus d'observation et du manque de données.

Ces remarques permettent donc de délimiter le domaine de validité du système de nappes alluviales étagées précédemment exposé, et dans lequel se place l'approche de la signification dynamique et climatique des séquences qui va suivre.

La seconde partie du travail, axée sur l'étude des conditions de mise en place et la signification climatique des séquences des différentes nappes alluviales, confirme l'aspect répétitif du système tout d'abord mis en évidence par la géométrie, et permet d'introduire la notion d'évolution morpho-sédimentaire cyclique.

En effet, il apparaît que chaque séquence alluviale est constituée de deux unités majeures (graviers et sédiments fluviatiles fins), représentant le même type de bilan sédimentaire et dont la succession se reproduit de manière cyclique dans l'ensemble des différentes nappes alluviales. De la même manière que pour l'incision, le bilan érosion-sédimentation est dans l'ensemble très constant. L'épaisseur des séquences, dans la partie externe où elles sont les mieux conservées, est toujours de l'ordre de 3 à 4m. Plus précisément, c'est l'unité inférieure

grossière qui montre une épaisseur moyenne de l'ordre de 3 m, alors que les dépôts fluviatiles fins sont souvent en partie érodés.

La synthèse des différentes observations de terrain et des données bioclimatiques sur les séquences alluviales (stratigraphie sédimentologie, palynologie, paléontologie) a permis d'aborder la signification climatique des dépôts :

Tout d'abord, elle montre que l'unité inférieure grossière, globalement attribuable à un environnement périglaciaire, se subdivise localement en deux sous unités discordantes (emboîtées), appartenant néanmoins à la même nappe alluviale et reposant sur une surface d'érosion unique (Cagny-la Garenne) :

I- Une unité inférieure , préservée très localement dans la partie la plus externe de la terrasse, qui se caractérise par une alimentation locale en rapport avec le démantèlement du talus crayeux et un contexte climatique non périglaciaire (unité 6 de Cagny-la Garenne, fig. 66 et 67). Cette phase de sédimentation précoce, essentiellement attestée par des dépôts de versant dans la partie la plus externe, est néanmoins contemporaine des premiers dépôts fluviatiles grossiers typiques, comme l'a montré le sondage S1 de Cagny-la Garenne (passage latéral de l'unité 6).

II- Une unité supérieure (unité 5 fig. 66), constituant la majeure partie des dépôts grossiers de la nappe alluviale, conservée dans l'ensemble de la terrasse et caractérisée par une aire d'alimentation et un transit des matériaux beaucoup plus importants. Cette unité, sans relation stratigraphique avec le versant, s'est mise en place dans un contexte climatique typiquement périglaciaire.

Cette distinction, qui n'a pu être effectuée que localement, permet cependant de souligner le caractère le plus souvent extrêmement réduit du bilan sédimentaire, dans la majeure partie des cas uniquement matérialisé par l'unité supérieure II.

Il tend à montrer que les premières phases de sédimentation se sont effectuées avant l'apparition de conditions typiquement pléniglaciaires. Cette remarque constituera une donnée importante pour la discussion sur la place du creusement dans les cycles glaciaire-interglaciaire. Cependant cet exemple demande à être conforté par des observations plus nombreuses. On peut aussi remarquer que les dépôts de la partie inférieure de la séquence de la Nappe de Grâce, en position externe, ont

livré un spectre pollinique dans lequel la proportion non négligeable d'arbres tempérés (36,9 % : Munaut, 1988), pourrait être liée à une position stratigraphique comparable à celle de l'unité inférieure de la Garenne.

En ce qui concerne les dépôts fluviatiles fins qui terminent cette séquence, il faut souligner que les différentes approches bioclimatiques sont dans l'ensemble nettement concordantes et aboutissent à attribuer ces dépôts à des phases climatiques de type tempéré continental.

Ces phases ont tout d'abord été interprétées comme des interstades (Munaut, 1974b; Bourdier et al., 1974b). Plus récemment, la concordance des résultats d'analyses de plus en plus nombreuses, caractérisés par l'absence systématique de la phase mésocratique typique des interglaciaires océaniques (modèle holocène), a conduit A.V. Munaut à émettre l'hypothèse selon laquelle **les interglaciaires pléistocènes auraient été de type continental**. Ces dépôts sont en effet caractérisés par une végétation tout à fait comparable à celle des sylvo-steppes d'Europe centrale (Munaut, 1988, 1989). Cette interprétation implique cependant une circulation atmosphérique très différente de l'actuelle et dont les causes physiques sont encore à rechercher.

Cela dit, mis à part ces données bioclimatiques, c'est la valeur paléogéographique de ces dépôts qui amène à les attribuer à des phases globalement interglaciaires, à l'échelle de la formation du système de terrasses. En effet, lors de la mise en place d'une nappe alluviale, ils représentent le stade ultime de la sédimentation fluviatile, aboutissant au colmatage de la plaine alluviale (limons de débordement) et à sa stabilisation (fig. 157). Cette dernière se traduit par le passage progressif vers un environnement terrestre et la formation de sols peu évolués de fond de vallée (sols humifères, ou hydromorphes). Elle traduit une réduction puis un arrêt des apports de versant, en rapport avec le développement de la couverture végétale.

Dans cet environnement, la sédimentation est très faible et essentiellement localisée dans les chenaux, mais peut s'étendre à l'ensemble de la plaine alluviale lors des crues (limons de débordement). La nature des limons fins, toujours calcaires, confirme l'arrêt de l'alimentation de versant, leur origine est vraisemblablement à rechercher dans la reprise par une dynamique faible de la fraction fine du sommet des dépôts graveleux. Localement, la dynamique a pu être un peu plus forte et a permis la reprise d'éléments plus grossiers que l'on retrouve disséminés dans la partie inférieure de ces dépôts fluviatiles fins (Cagny-l'Épinette, Saint-Sauveur).

Enfin, d'après l'étude de la séquence de fond de vallée, la stabilisation de la plaine alluviale est déjà effectuée au début de l'interglaciaire (présence de gisements du paléolithique supérieur final et du mésolithique dans un environnement terrestre). De même, si l'on excepte les tourbes, qui représentent un phénomène particulier à l'Holocène, la sédimentation limoneuse fluviatile, contemporaine de cet interglaciaire, est très faible (limons gris palustres) ou localisée dans les chenaux (Thennes, chenal actuel de la Somme).

Cette comparaison pourrait amener à nuancer l'hypothèse de A.V. Munaut, et à attribuer les dépôts fluviatiles fins des séquences des terrasses à des phases de type tardiglaciaire (ex. : sol hydromorphe de Longpré-les-Corps-Saints). Cependant, la présence dans ces séquences de tufs calcaires comportant des oncolithes (Longpré-les-Corps-Saints, carrière Carpentier) comparables à ceux qui se sont développés dans la plaine alluviale actuelle pendant l'interglaciaire, réduit la portée de cette réserve. En effet, la formation du cortex de ces éléments ovoïdes nécessite une eau claire chargée en carbonate (dissolution du substrat), et un réseau hydrographique en équilibre où les apports de versant sont bloqués par le couvert végétal. La présence d'oncolithes épars dans la base des dépôts fluvio-marins de Menchecourt, attribuables à un haut niveau interglaciaire, confirme leur valeur de marqueurs de phases climatiques interglaciaires. Néanmoins, ces tufs calcaires n'impliquent pas obligatoirement une ambiance tempérée océanique car ils se forment aussi pendant des périodes tempérées continentales à contrastes saisonniers marqués, comme l'a montré l'étude du site de Biache-Saint-Vaast (Sommé et al., 1986a, 1988; Van Vliet-Lanoë, 1988;).

Pour terminer cette discussion sur la signification climatique des dépôts fluviatiles de fin de séquence, il faut enfin souligner qu'il apparaît impossible de les placer dans la période intermédiaire en début de phase froide (Début Glaciaire). Cette remarque repose sur la connaissance de la séquence du début Weichsélien qui se caractérise déjà par une dynamique de versant très importante (Saint-Sauflieu, Sains-en-Amiénois, Saint-Sauveur), incompatible avec ces dépôts fluviatiles fins et la paléogéographie dans laquelle ils s'inscrivent.

La prise en compte de l'ensemble des données aboutit donc à confirmer l'hypothèse selon laquelle **chaque nappe alluviale correspond au bilan morpho-sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire**. Seule cette hypothèse, déjà formulée par F. Bourdier sous la notion de cycle climato-sédimentaire (Bourdier, 1938-1974), puis

reprise plus récemment par P. Haesaerts et C. Dupuis (1986), est en accord avec l'ensemble des observations sur les séquences des nappes alluviales de la Somme et le modelé général du bed-rock.

Avant de proposer un cycle alluvial synthétique et d'aborder le problème de la formation des terrasses, il est maintenant nécessaire d'étudier les relations entre les formations alluviales et les dépôts de versant. En raison du manque d'exploitations actuelles ou, quand elles existent, de leur localisation dans la partie médiane des terrasses, il n'est pas souvent possible d'observer les nappes alluviales sur de grandes étendues. Les données se résument aux observations suivantes :

-En ce qui concerne les graviers de l'unité inférieure, nous avons vu précédemment d'après la coupe de la Garenne qu'il existait un passage latéral très net dans l'unité la plus ancienne, de dépôts de versant vers des dépôts typiquement fluviatiles.

-Anciennement, F. Bourdier (1974b) avait pu observer le même type de phénomène dans la nappe de Fouencamps (nappe III : vallée de l'Avre), où des dépôts de versant crayeux soliflués s'interstratifiaient dans les graviers de la nappe alluviale. Malgré leur caractère ponctuel ces deux observations concordent et indiquent un rapport étroit entre les dépôts de versant soliflués et les graviers fluviatiles.

-Plus précisément, d'après l'exemple de la Garenne, il apparaît que cette alimentation par le proche versant se limite à la phase la plus ancienne de la formation de la nappe. Les graviers qui constituent le reste des dépôts fluviatiles (unité supérieure II) ne montrent plus de contact géométrique avec les dépôts de versant. Leur nature indique une extension de l'aire d'alimentation et surtout un transit fluvial beaucoup plus important (abondance des galets tertiaires remaniés, matrice sableuse, forte usure des silex).

-Par contre les dépôts fluviatiles fins des terrasses ne montrent aucune relation stratigraphique avec le versant; cette observation confirme leur interprétation paléoclimatique et paléogéographique précédemment énoncée.

-Seule la partie inférieure des dépôts de colmatage de la séquence de fond de vallée (limons sableux hydromorphes à granules de craie) semble montrer un rapport stratigraphique avec les dépôts de versant

(limons hétérogènes de la séquence intermédiaire). Cette géométrie traduit un envahissement de la vallée par des dépôts éoliens remaniés (début du Tardiglaciaire /fin du Pléniglaciaire), selon un schéma proche de celui décrit pour la vallée de l'Orne en Normandie (Clet-Pellerin et al., 1977) ou de la Haine en Belgique (Haesaerts, 1984c).

Dans la Somme, l'étude des relations géométriques entre dépôts fluviatiles et dépôts de versant est donc relativement limitée et nécessitera des observations plus nombreuses. Par contre, il est possible d'aborder celle de leur plus ou moins grand synchronisme, par la comparaison de la succession de cycles sédimentaires des différentes séquences de terrasses (nappe et couverture), en fonction de leurs positions relatives dans le système (fig. 168).

En effet, si l'on compare les différentes séquences d'une succession de terrasses séparées par des décalages altimétriques équivalents, on remarque que cette évolution se traduit par la disparition d'un cycle de couverture (dépôt de versant/paléosol) à chaque fois que l'on passe à une terrasse plus récente (fig. 168). D'une autre manière, la période tempérée interglaciaire représentée dans une terrasse donnée par un horizon Bt de sol brun lessivé développé sur dépôts de versant, s'exprime dans la nappe directement postérieure par un dépôt fluviatile de fin de séquence alluviale.

Il est évident qu'à l'intérieur de chaque phase, les dépôts ou les sols représentent des bilans sédimentaires ou pédologiques correspondant à des périodes relativement courtes et donc a priori difficilement synchrones. Néanmoins, ces observations permettent d'établir le synchronisme des dépôts à l'échelle d'une période glaciaire ou interglaciaire donnée, donc à l'échelle actuelle de l'étude du système de terrasses. A ce titre, l'exemple de la succession des séquences des deux termes les plus récents du complexe de la basse terrasse (Nappes de Montières et d'Etouvie) et de la nappe de fond de vallée est très explicite (fig. 169) :

L'interglaciaire Eemien représenté par un horizon de sol brun lessivé sur dépôts limoneux dans la couverture de la Nappe de Montières (3 cycles), est matérialisé dans la nappe d'Etouvie (2 cycles) par un limon fluviatile (Saint-Sauveur), puis disparaît de l'enregistrement de fond de vallée (1 cycle).

Par contre, les problèmes de contemporanéité à l'intérieur d'une période climatique de type interglaciaire sont assez bien illustrés en ce qui concerne l'Holocène, par le passage entre la séquence intermédiaire (bas de versant) et la séquence de fond de vallée. La formation de l'horizon

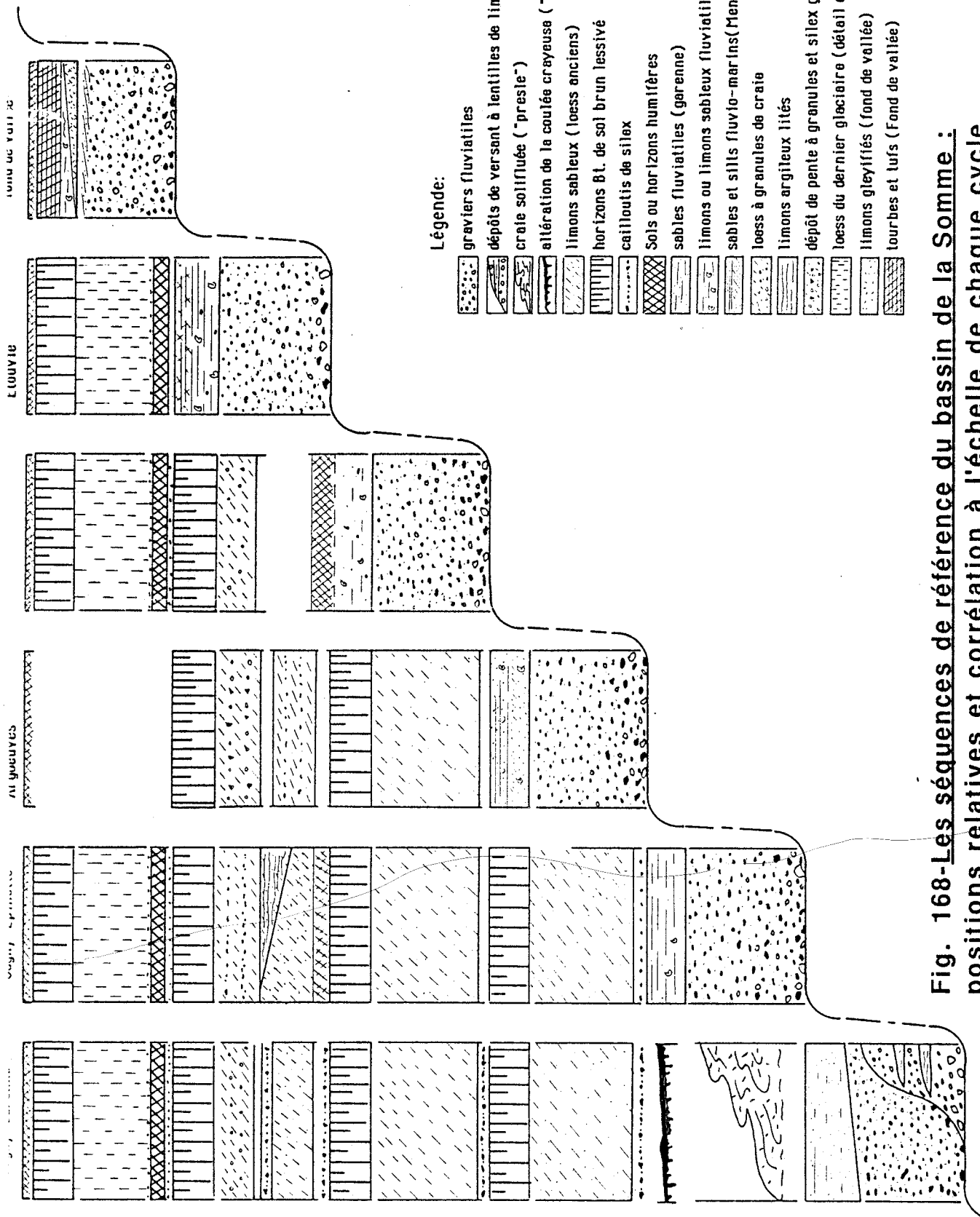


Fig. 168- Les séquences de référence du bassin de la Somme : positions relatives et corrélation à l'échelle de chaque cycle.

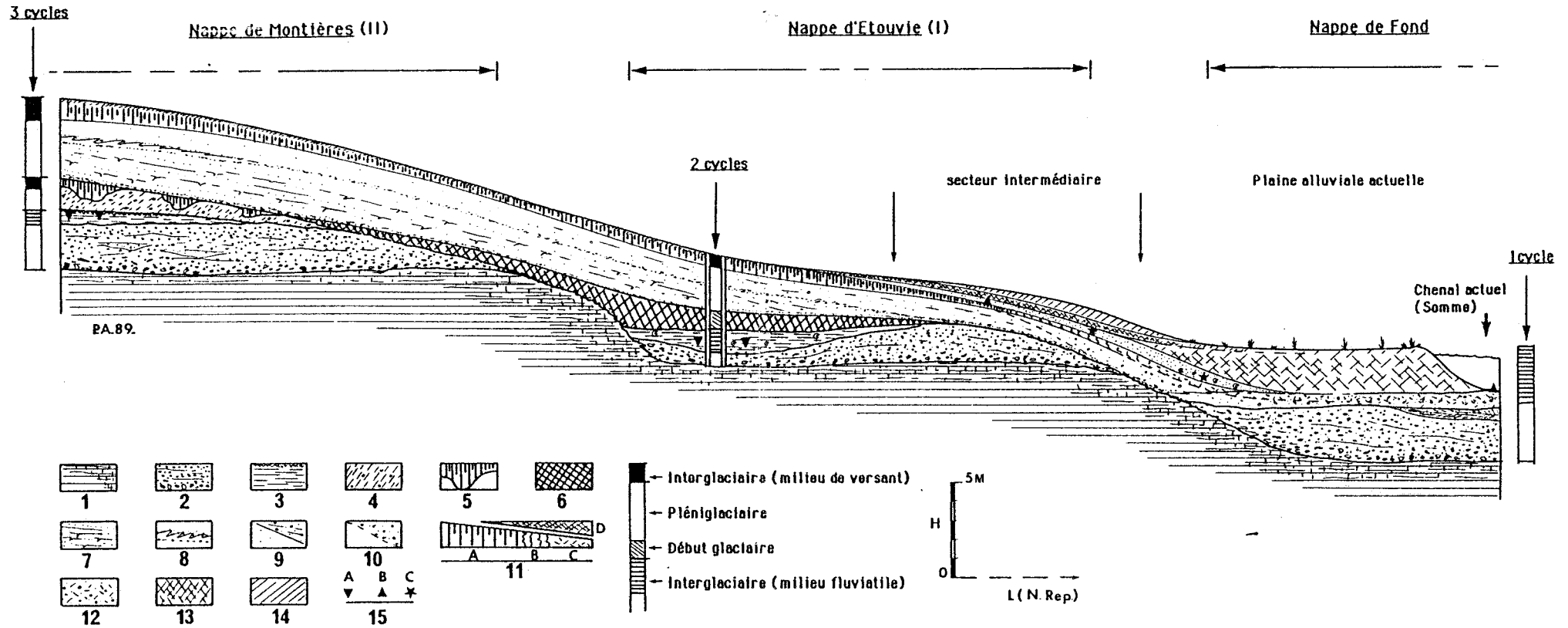
Bt de la séquence intermédiaire est en effet essentiellement attribué au Tardiglaciaire (Van Vliet-Lanoë, 1987a), alors que les dépôts de colmatage de fond de vallée lui sont en partie antérieurs et postérieurs. Tout en tenant compte des réserves sur le synchronisme de détail (à l'intérieur de l'Interglaciaire), il apparaît nettement que les dépôts fluviatiles fins de colmatage de la plaine alluviale et le sol d'altération du versant se placent dans la même paléogéographie et la même période tempérée globalement interglaciaire.

La prise en compte de la succession des différentes séquences de couverture permet donc de confirmer le caractère cyclique de l'évolution du système, tout d'abord mis en évidence par l'approche géométrique puis l'étude des séquences alluviales. L'ensemble des résultats de cette première partie de la synthèse aboutit à montrer que la formation du système de terrasses du bassin de la Somme est le résultat d'une évolution morpho-sédimentaire cyclique, à commande essentiellement climatique.

Ces résultats nous permettent maintenant d'aborder les mécanismes de mise en place du système de terrasses et la position des différentes phases d'érosion et de sédimentation dans chaque cycle climatique. Avant de proposer un schéma d'évolution pour l'ensemble du système de terrasses, il est nécessaire de poser le problème des mécanismes d'individualisation des nappes alluviales.

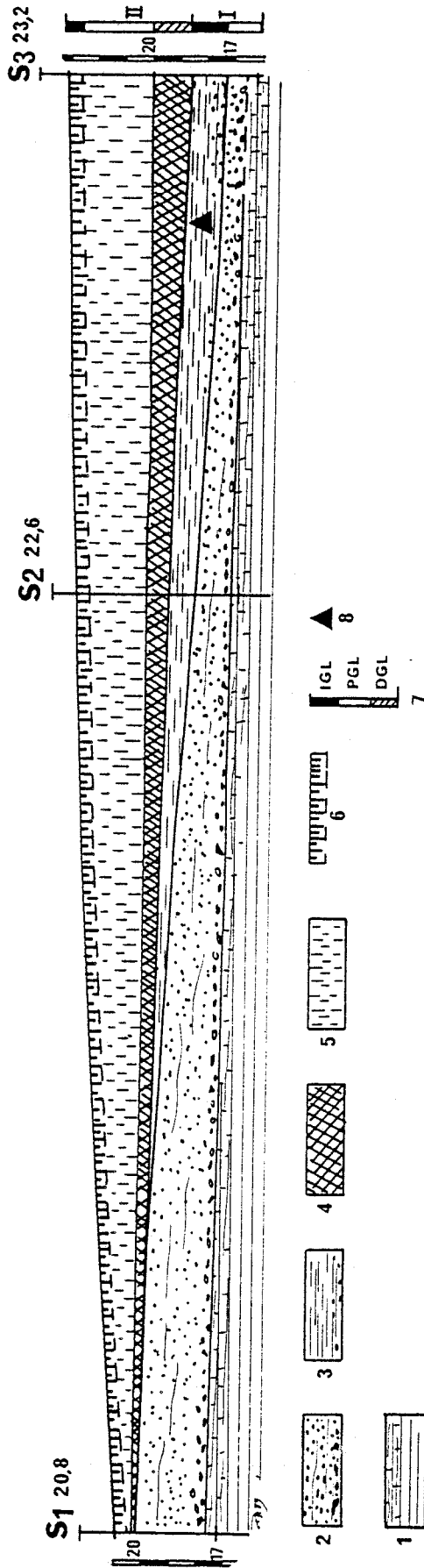
A la suite de l'étude de la géométrie spatiale des nappes et de la confrontation avec les coupes transversales (chap. 1.2.c), il est apparu que l'individualisation d'une nappe alluviale était liée à l'association de deux types d'érosion en majeure partie non synchrones : l'érosion latérale, puis l'érosion verticale (incision).

Sur la base de ces observations, et de l'étude des dépôts de transition entre la séquence alluviale et la couverture, le déplacement du cours d'eau à l'origine de l'érosion latérale apparaît lié à l'envahissement de la plaine alluviale par des dépôts de versant, dans un contexte froid et humide. Cette interprétation concorde avec les résultats des modèles expérimentaux qui montrent que l'apparition d'une charge limoneuse excessive peut induire le déclenchement d'une érosion latérale importante (Schumm et al., 1987). Une interprétation similaire a d'ailleurs été formulée par J. Sommé (Sommé, 1984; Sommé et al., 1986a, 1988), à propos du site de Biache-Saint-Vaast dans le Nord de la France. Dans cette séquence, les dépôts fluviatiles fins et les tufs sont recouverts par une première génération de dépôts de versant soliflués et ruisselés, contemporains d'un premier refroidissement antérieur au Pléniglaciaire.



1-Substratum crayeux taillé 2-Graviers fluviaux 3-Limons fluviaux fins à mollusques avec localement petit sol humifère 4-Loess à granules de craie (Saalien) 5-Horizon Bt (eemien) 6-Complexe de sols humifères ou horizon humifère réduit (Début Weichsélien) 7-Loess calcaire lité à microfentes (Pléniglaciaire moyen) 8-Horizon à langues et cailloutis (HLN) 9-Loess calcaire homogène A (Pléniglaciaire supérieur) et limon hétérogène de la base du secteur intermédiaire (B) 11-Horizon Bt typique (A), passant à un Horizon Bt peu épais dans la séquence intermédiaire (B) et à un sol hydromorphe près de la vallée (C); (D) sol noir de la séquence intermédiaire 12-Limon gleyifié à granules du fond de vallée 13-Tourbes 14-Colluvions récentes 15-Industries lithiques : A Paléolithique moyen, B Paléolithique supérieur final, C Mésolithique.

Fig.169-Coupe synthétique des nappes de Montières (II), d'Etouvie (I) et de séquence de fond de vallée, illustrant l'évolution morpho-sédimentaire cyclique et ses rapports avec les différentes phases climatiques.



1-Bed-rock de la nappe alluviale 2-Graviers fluviatiles 3-Limon fluviatile fin à mollusques préservé dans un chenal au sommet des graviers (2) 4-Complexe de sols humifères développés dans des dépôts de versants à granules (Début Glaciaire Weichsélien) 5 loess (Pléniglaciaire Weichsélien, détail non représenté) 6-Sol post-glaciaire (Hz Bt). 7-Industrie et faune.

Fig. 170-Coupe générale de la terrasse de Saint-Sauveur (nappe I) : rapports géométriques entre la séquence alluviale (2 et 3) et la séquence de versant (4/5/6); interprétation climatique et chronostratigraphique.

D'après l'étude des séquences de couverture et plus précisément de celle du Weichsélien, cette reprise de la dynamique de versant, responsable de l'érosion des sols et de la mise en place de colluvions et de dépôts ruisselés, intervient dès la fin de l'interglaciaire (Saint-Sauflieu, Sains-en-Amiénois). Ces dépôts sont en effet antérieurs à l'apparition des loess typiques du Pléniglaciaire.

L'étude et la corrélation des différents sondages de Saint-Sauveur, confortée par la connaissance précise de la séquence du dernier glaciaire, permet de confirmer que le déplacement du cours de la rivière est établi au début de la période de transition du Début Glaciaire weichsélien (fig. 170). Cependant la géométrie de ces premiers dépôts de versants qui comblent la partie supérieure du chenal n'implique pas un changement très important de la paléogéographie.

D'après l'ensemble de ces résultats, le déplacement du lit de la rivière et l'érosion latérale se placeraient donc dans une ambiance climatique contrastée, de type Début Glaciaire; l'existence d'alternances de gel-dégel nécessaires à l'érosion des berges (thermokarst, fig. 171) est d'ailleurs tout à fait compatible avec la succession d'épisodes froids humides avec gel profond qui caractérisent cette phase (Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987a).

A (iii) FEATURES OF HIGH-LATITUDE RIVER BANKS

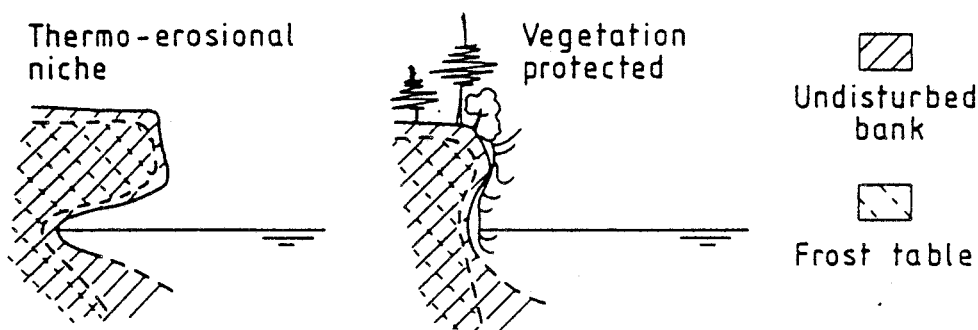


Fig. 171-Erosion des rives en liaison avec le développement d'un thermo-karst, d'après G. Petts et Foster (1985)

En ce qui concerne le chenal, en raison de l'importance de la charge des versants, il faut envisager un ensemble de chenaux en tresse "braided channels" (fig. 172), qui érodent les dépôts fins interglaciaires. Cette étape de l'évolution de la vallée n'est malheureusement pas conservée en raison de la vidange de la vallée au moment de l'incision.

Cette phase d'incision, qui aboutit à l'individualisation de la terrasse, est classiquement liée à trois facteurs (cf. Macar et al., 1974), dont l'importance relative est variable suivant les secteurs de vallée envisagés:

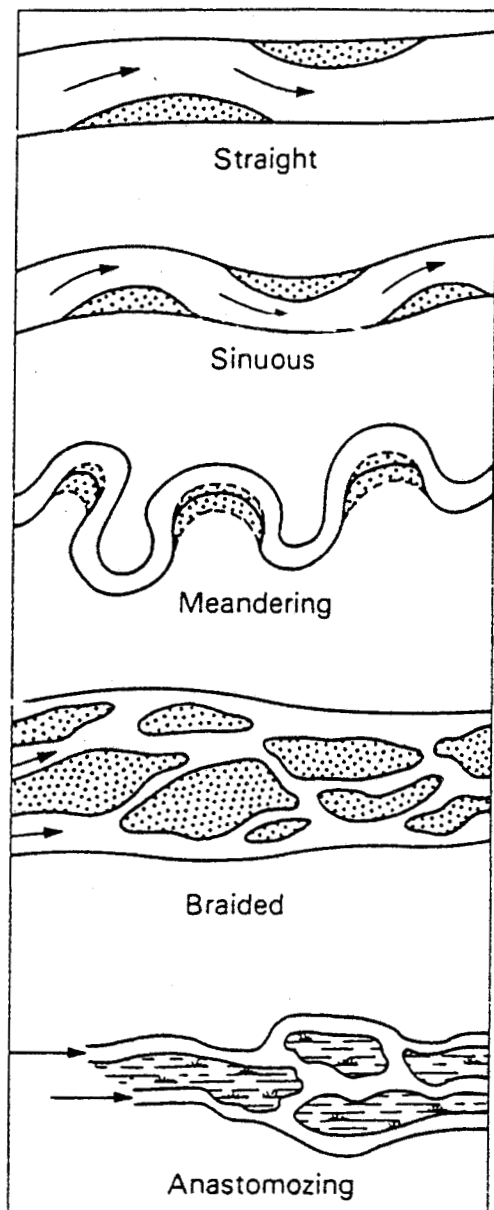
- la tectonique (mouvements de surrection ou de subsidence),
- l'eustatisme (abaissement du niveau de base),
- les variations climatiques quaternaires.

Dans le cas de la Somme, s'il est logiquement nécessaire de faire intervenir un soulèvement progressif de la région étudiée tout au long de l'édification du système de terrasses, d'ailleurs confirmé par les travaux récents (Fourniguet, 1987), l'influence de la tectonique sur la déformation des terrasses ou l'épaisseur des dépôts apparaît cependant négligeable dans la moyenne vallée (homogénéité des profils, des décalages altimétriques et des épaisseurs des séquences).

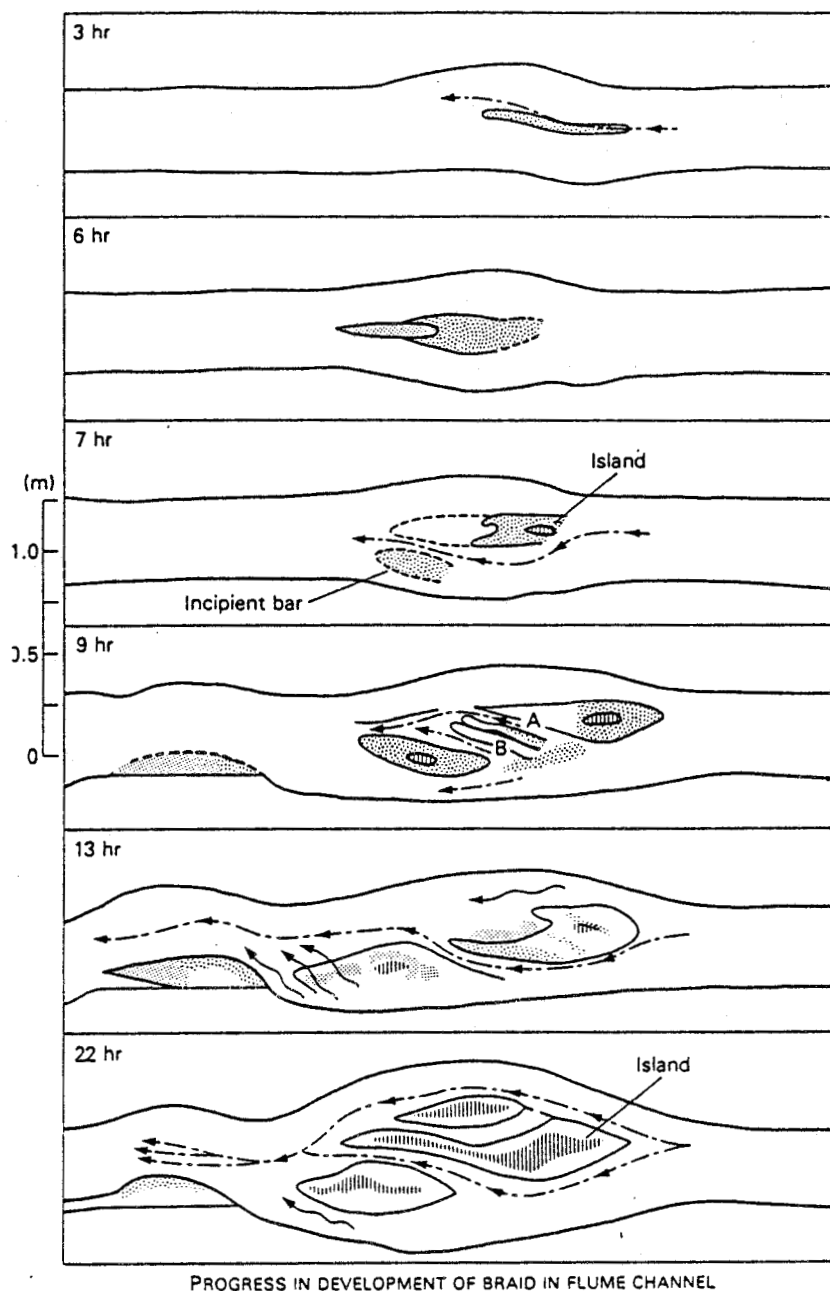
De même le rôle des variations du niveau de base est logiquement limité à la partie la plus aval du bassin hydrographique, et ne peut être effectif que dans les cas où la pente du secteur émergé lors de la régression eustatique est plus forte que celle du profil du fleuve (Zonneveld, 1974; Macar, 1974). De plus, d'après J.I.S. Zonneveld (1974), les terrasses d'origine eustatique se caractérisent par une succession de profils en long convergeant vers l'amont. Dans la Somme, le fait que les nappes alluviales du secteur moyen possèdent une organisation sub-parallèle, et que l'inclinaison de la partie immergée sous la Manche soit trop faible, permet d'exclure une origine eustatique.

Par contre, à la suite de la synthèse de l'ensemble des données sur les séquences des terrasses de la Somme, il est clair que la nature des différents dépôts est nettement contrôlée par le contexte climatique. Etant donné le caractère cyclique de l'évolution, il est donc de plus en plus logique d'attribuer cette succession de phases d'incision, d'intensité en moyenne très constante, à des réponses du cours d'eau à des crises climatiques du même type, se reproduisant dans chaque cycle climatique.

Si, comme nous venons de le voir précédemment, le déplacement du cours d'eau sous l'influence des premiers apports de versant peut être placé sans difficulté dans le début de la péjoration climatique (Début Glaciaire), sans que cela implique de changement important dans la paléogéographie qui reste de type plaine alluviale, la position de l'incision, qui se matérialise par le passage d'un environnement de plaine alluviale à



A



PROGRESS IN DEVELOPMENT OF BRAID IN FLUME CHANNEL

- Deposit more coarse than original sand
 - Path of principal bed transport
 - Island or area nearly out of water
- Deposit finer than original sand
 - Riffle, or water flowing in steep, thin sheet
 - Well-defined edge of bar
 - Ill-defined edge of bar

B

Fig. 172 (A)-Représentation schématique des différents types de chenaux, d'après Miall, 1977, in M. Morissawa, 1985.

(B)-Processus de développement des barres graveleuses dans un chenal en tresses "braided channel", d'après Leopold and Wolman, in M. Morissawa, 1985.

une paléogéographie de versant, est par contre plus délicate à interpréter d'après les seules données de terrain. Ces travaux permettent néanmoins d'affirmer que la phase d'incision majeure est de peu antérieure, ou contemporaine de l'apparition des conditions pléniglaciaires, qui se traduit par l'acquisition définitive d'une paléogéographie de versant.

D'après J. Sommé (Sommé, 1984, Sommé et al., 1984, Sommé et al., 1986, 1988), sur la base de l'étude des séquences de Longpré-les-Corps-Saints et de Biache dans le Nord de la France, l'incision serait contemporaine du début du Pléniglaciaire qui se marque par une crise morphogénétique majeure (Pléniglaciaire inférieur), suivie du dépôt des loess typiques dans une nouvelle géométrie de versant en glaciaire. Une interprétation similaire est proposée pour la partie aval de la vallée de la Seine par J.P. Lautridou et al. (1984a), mais dans ce cas l'incision est essentiellement liée à la baisse du niveau marin au début du Pléniglaciaire, qui, en provoquant une augmentation de la pente, permet le développement d'un système de chenaux anastomosés, recoupant les méandres et érodant le bed-rock.

Cependant, d'après l'étude du profil de Cagny-la Garenne, les caractéristiques de premiers dépôts postérieurs à l'incision indiquent encore un environnement non périglaciaire (faune, palynologie, structure). De plus, le Pléniglaciaire se caractérise par une forte mobilisation des versants (cailloutis, solifluxion) provoquant logiquement une augmentation considérable de la charge du cours d'eau qui paraît peu compatible avec une phase d'incision.

Pour P. Haesaerts (1984c), dans la vallée de la Haine, le Weichsélien inférieur est d'ailleurs déjà caractérisé par un premier colmatage, postérieur à l'incision maximum de la vallée.

Ces remarques amènent à nuancer cette attribution du creusement au début du Pléniglaciaire. D'une manière générale, l'incision est déclenchée par une augmentation du débit liquide et une baisse de la charge (Morisawa, 1985). Néanmoins, d'après les travaux de géomorphologie fluviale expérimentale (Schumm et al., 1987; Morisawa, 1985), la présence d'une certaine charge solide est nécessaire au déclenchement de l'incision du bed-rock par abrasion. (fig. 173). Dans le cas de la Somme, cette charge peut très bien être fournie par le remaniement des dépôts graveleux de la plaine alluviale sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir une alimentation importante par des matériaux issus de l'érosion des versants.

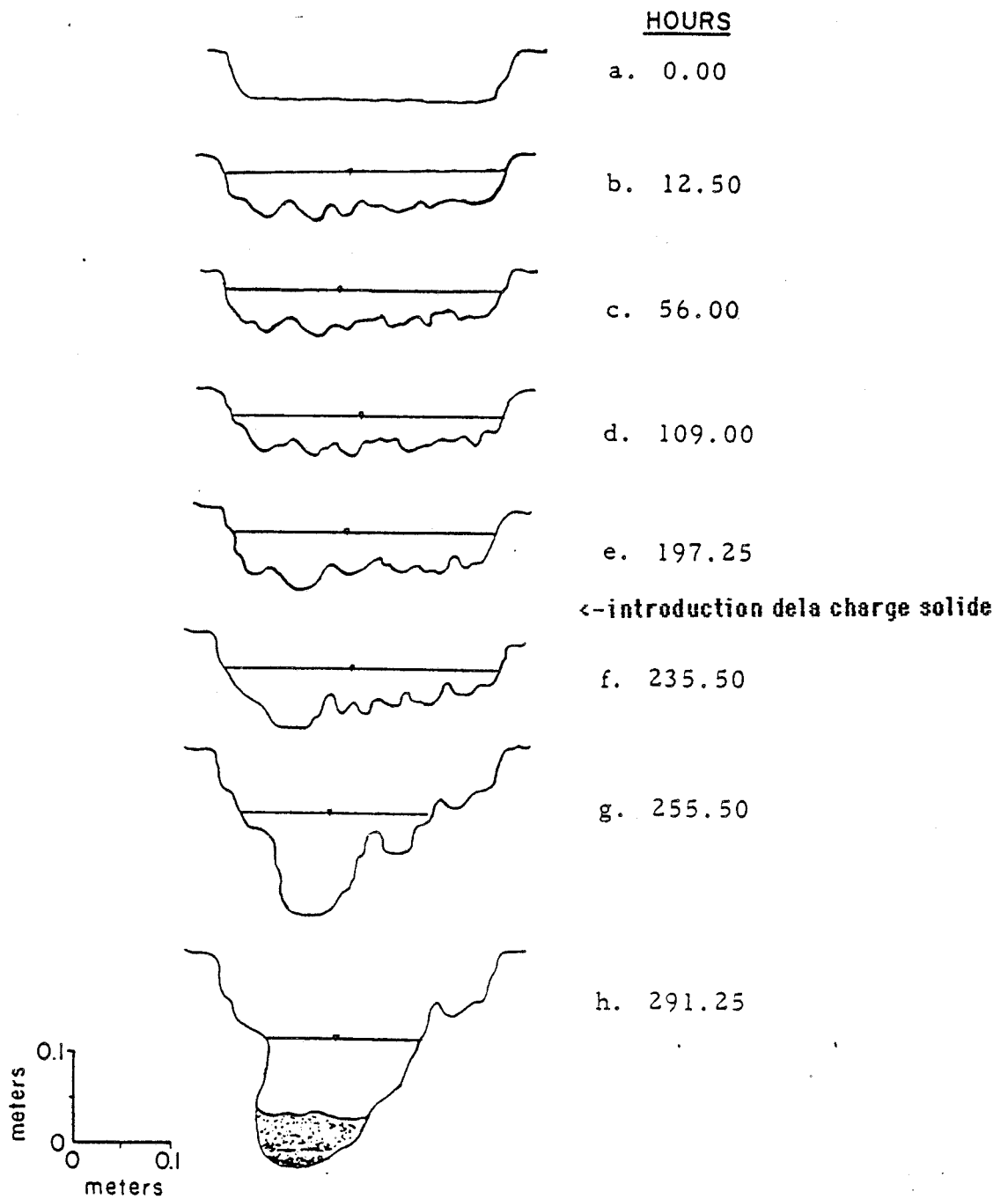


Fig.173-Illustration expérimentale de l'importance de la charge solide grossière dans le déclenchement de l'incision du bed-rock par abrasion, d'après Schepherd, 1972, in S.A. Shumm et al., 1987.

Il semble donc possible de placer l'incision responsable de l'individualisation de la terrasse vers la fin de la période intermédiaire à climat contrasté humide où le couvert végétal encore présent (pendant les interstades) limite les apports de versants. L'augmentation du débit est liée à celle de l'humidité générale du climat, mais peut être momentanément très brutale lors des crues au moment des périodes de dégel (libération brutale des précipitations bloquées par le gel du sol).

L'arrêt de l'érosion du bed-rock crayeux peut s'envisager en début de phase pléniglaciaire par une augmentation importante des apports de versant; la compétence du cours d'eau devient alors localement insuffisante et permet le dépôt des cailloutis dans un système de chenaux anastomosés séparés par des barres graveleuses. De plus, les nombreuses observations montrent que la partie inférieure des graviers des nappes alluviales est toujours constituée par un niveau d'accumulation d'éléments grossiers non usés (blocs de craie et de silex, annexe 9). Cette structure traduit un pavage du lit (Allard et Latteux, 1988); il est fort probable qu'elle a joué un rôle important dans l'arrêt de l'incision en protégeant le substratum crayeux de l'abrasion (fig. 174). Plus que les variations de l'environnement climatique et des apports, l'intervention de ce phénomène pourrait être à l'origine de la relative constance de la valeur de l'érosion verticale séparant chaque nappe alluviale de la suivante et du bilan sédimentaire de l'unité graveleuse.

Les périodes d'alluvionnement grossier se placeraient donc pendant les phases froides et humides du Pléniglaciaire caractérisées par la prédominance des phénomènes d'érosion par ruissellement et gélifluxion. Enfin, par analogie avec le dernier cycle, il est possible que des reprises de l'érosion interviennent à l'intérieur du Pléniglaciaire (Lautridou et al., 1984a, Haesaerts, 1984c), au moment du passage entre un épisode tempéré frais vers un épisode rigoureux avec permafrost (Haesaerts, 1984c). Ces vidanges de la vallée ne provoquent cependant pas une nouvelle incision du bed-rock.

Pour conclure cette discussion, on peut dire que l'interprétation climatique de la formation du système des terrasses de la Somme, résumée par la figure 175, possède l'avantage d'être cohérente avec l'ensemble des observations. Le problème majeur reste la position précise de l'incision dans le cycle, qui devra à l'avenir être approfondi par l'étude de certains sites clefs comme celui de Saint-Sauveur. Par contre l'évolution des connaissances sur les mécanismes physiques de réponse de la rivière aux changements de l'environnement, induits par les variations

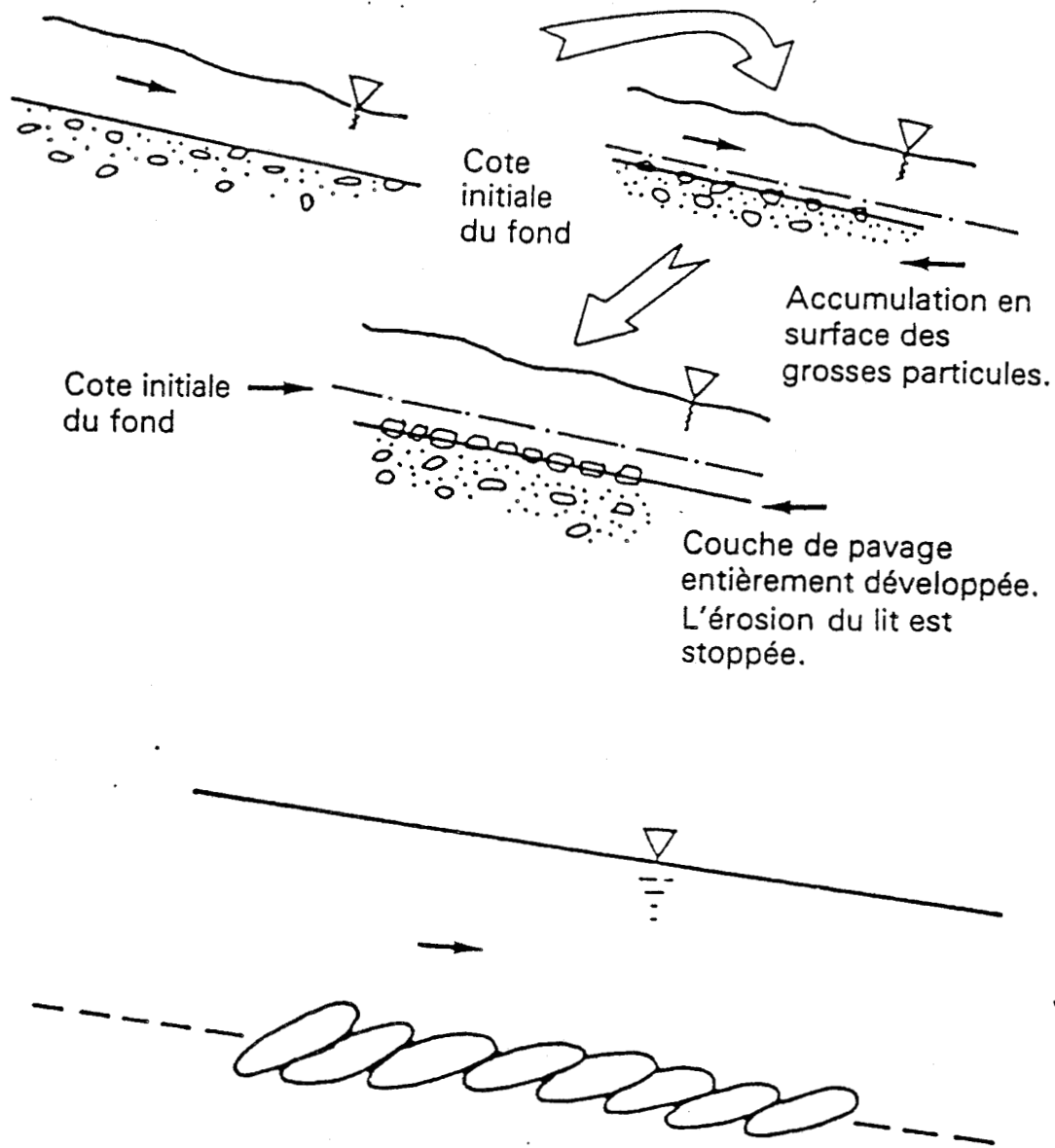


Fig. 174-Représentation schématique du phénomène de pavage du lit qui implique l'arrêt de l'érosion verticale, d'après J. Allard et B. Latteux, 1988.

climatiques, semble essentiellement liée au développement des modèles expérimentaux.

Légende de la figure 175.

- 1-Substratum crayeux non altéré.
- 2-Substratum crayeux altéré et géoliffracté.
- 3-Dépôts de versant avec passage latéral aux dépôts fluviatiles précoces.
- 4-Graviers fluviatiles de la phase de remplissage majeure de la terrasse.
- 5-Limon fluviatile fin (colmatage) avec faible sol de plaine alluviale.
- 6-Tuf calcaire de plaine alluviale.
- 7-Couverture loessique.
- 8-(A) Horizon Bt de sol brun lessivé, (B) Sol argileux
- 9-Dynamique de versant.
- 10-Déplacement du lit et érosion latérale.
- 11-Incision.
- 12-Localisation des gisements paléolithiques conservés en place.

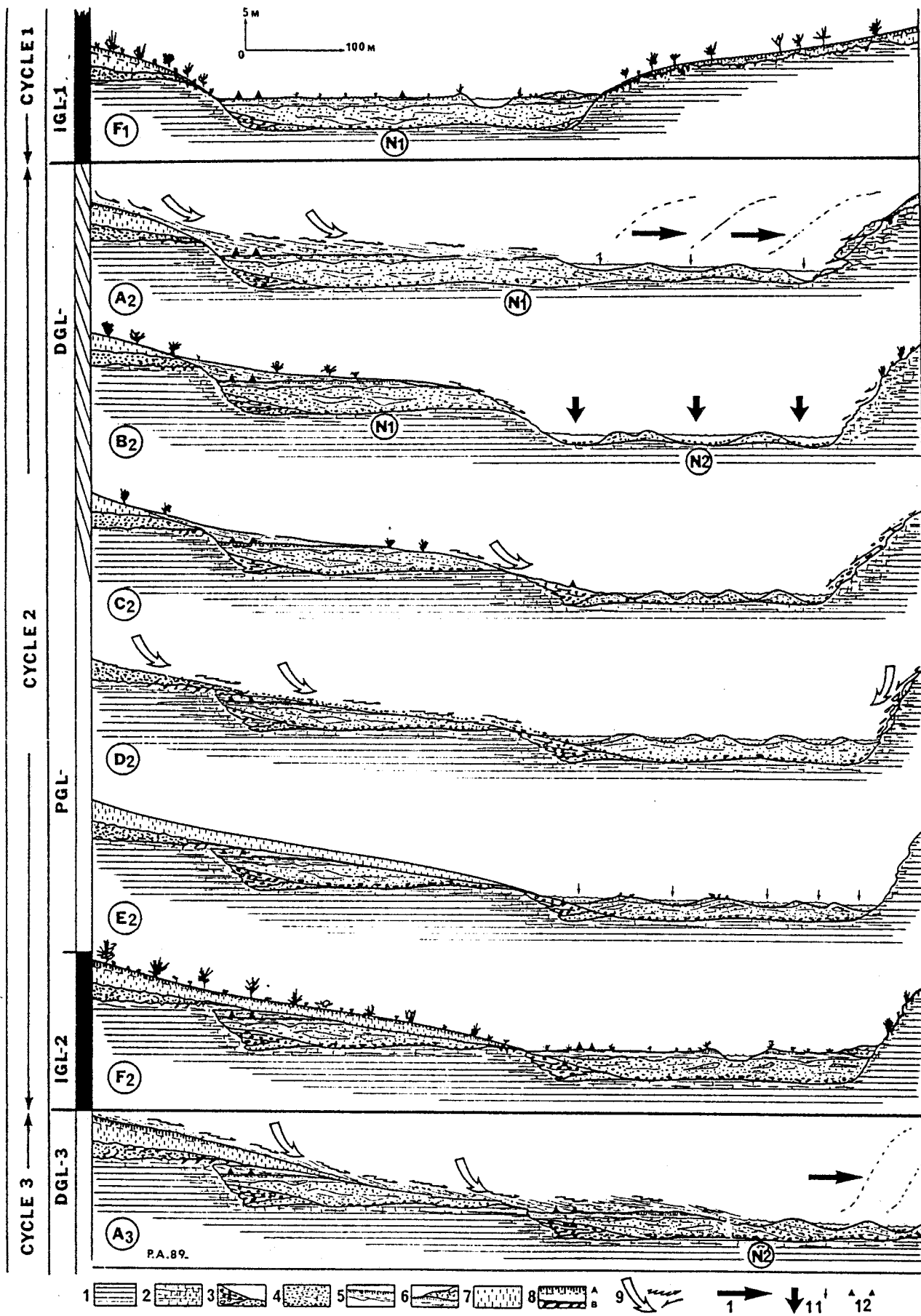


Fig. 175- Formation des terrasses de la Somme : essai de représentation de l'évolution morpho-sédimentaire cyclique et de ses relations avec les différentes phases climatiques.

CHAPITRE II-POSITION DES GISEMENTS PALEOLITHIQUES DANS CE SYSTEME. ENVIRONNEMENT MORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE.

Ce chapitre a pour but de synthétiser l'ensemble des données sur le paléoenvironnement des gisements paléolithiques en place dans les séquences alluviales des terrasses de la Somme, et de donner quelques éléments de comparaison avec les gisements des régions limitrophes.

II.1-ENVIRONNEMENT MORHOLOGIQUE GEOLOGIQUE ET CLIMATIQUE

Avant d'aborder l'étude de l'environnement morphologique et géologique des gisements en place pouvant receler des sols d'habitat, il est nécessaire de les différencier des autres gisements de plein air associés aux terrasses.

II.1.a-Localisation des différents secteurs d'intérêt archéologique.

D'une manière générale, d'après les données des fouilles et des nombreux sondages de prospection, dans une terrasse donnée il est possible de distinguer trois secteurs dont l'intérêt archéologique varie fortement en fonction de la localisation par rapport aux parties externe, moyenne et interne de la terrasse (fig. 176) :

- la partie externe : très favorable, caractérisée par une bonne conservation des dépôts fluviatiles fins recelant des gisements en place. La séquence de couverture (loess-paléosols) bien développée permet une approche de la chronostratigraphie des gisements (âge minimum), qu'il est possible de confronter à leur position relative dans le système des terrasses.

- La partie médiane : peu favorable, où la nappe alluviale, en partie érodée et altérée ne comporte plus de dépôts fluviatiles fins et où les dépôts de couverture sont plus faiblement développés. Les gisements sont représentés par des artefacts dispersés dans la masse de la nappe alluviale et plus ou moins usés : industrie "roulée".

L'homogénéité des ces gisements est extrêmement aléatoire en raison des remaniements succesifs des graviers lors de la mise en

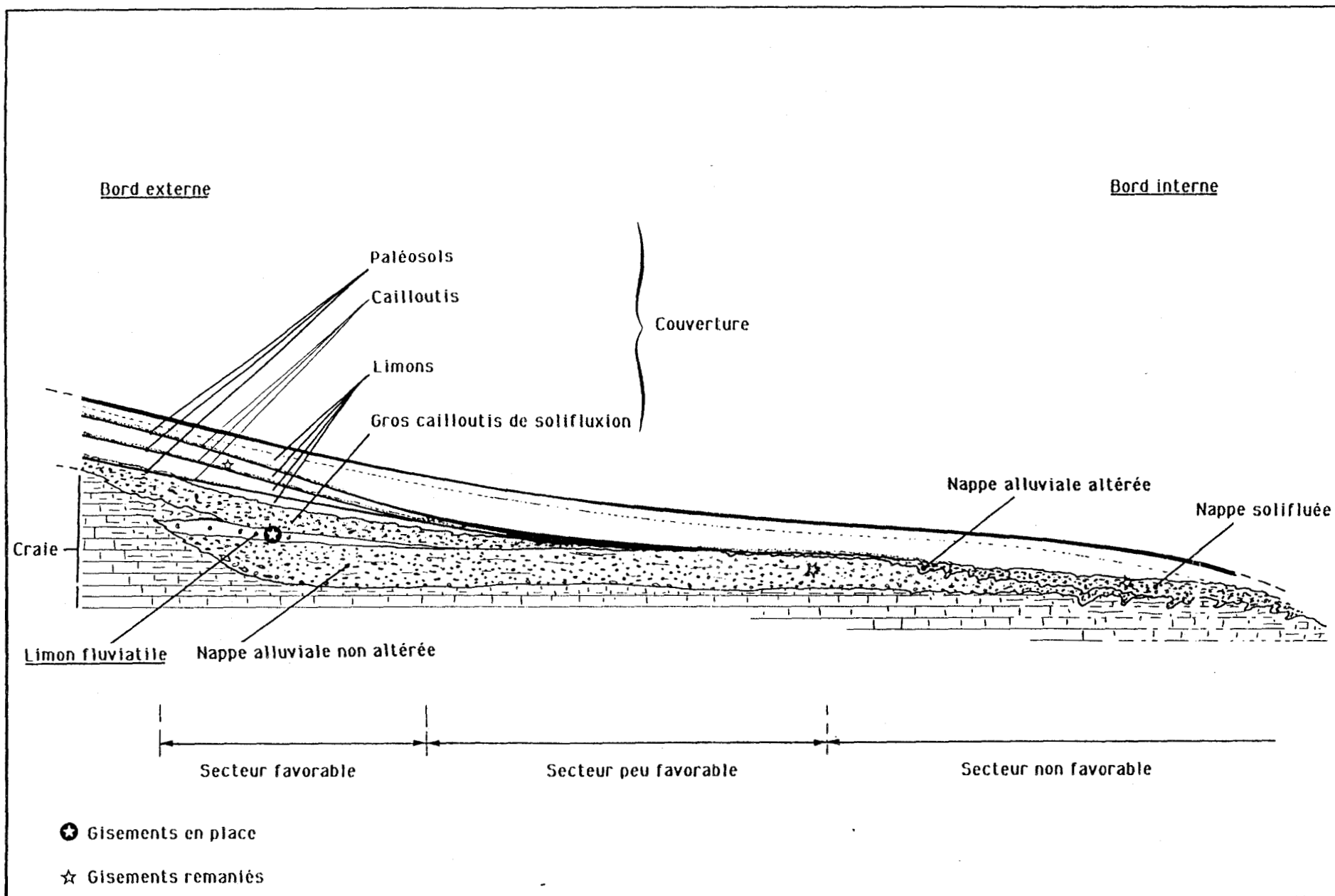


Fig.176- Répartition des différents secteurs d'intérêt archéologique par rapport à une coupe schématique d'une terrasse de la Somme.

place des nappes alluviales. La datation des gisements est uniquement possible d'après la position relative et ne présente que peu d'intérêt.

- La partie interne : défavorable, où les artéfacts usés sont dispersés dans une nappe alluviale fortement altérée, plus ou moins solifluée. Ces caractéristiques, associées à une couverture très réduite (localement absente) et l'affaissement du substrat (dissolution, solifluxion) ne permettent aucune approche chronostratigraphique.

En dehors de ce schéma de différenciation, basé sur le contexte géologique et les conditions de conservation de la séquence alluviale, il existe d'autres types de gisements, associés à la couverture, essentiellement localisés au sommet des paléosols ou associés aux cailloutis d'érosion de la base des loess. Cependant ces gisements, qui ne sont pas spécifiquement liés aux terrasses, ne seront pas envisagés dans ce travail. Leur attribution chronostratigraphique est d'ailleurs le plus souvent extrêmement délicate lorsqu'ils sont associés à des cailloutis d'érosion.

II.1.b-Les gisements paléolithiques en place :

Avant d'aborder l'étude de la paléogéographie des gisements et le problème de l'importance du choix de l'homme paléolithique dans leur localisation, il est nécessaire de distinguer plusieurs types de gisements en place en fonction de leur position précise dans la séquence alluviale :

-Les gisements en place dans la partie externe du remplissage précoce de la terrasse, dans un environnement essentiellement dominé par le versant en position de lit majeur (Cagny-la Garenne).

-Les gisements en place au sommet des graviers, sous les dépôts fluviatiles fins (Salouel, Montières-Grâce ?).

-Les gisements sub-en place dans les dépôts fluviatiles fins (Saint-Sauveur) ou au sommet de ces niveaux et fossilisés par les premiers apports de versant (Cagny-l'Épinette, Cagny-Cimetière, Boutmy). Ces derniers sont de loin les plus nombreux et les plus intéressants.

La conservation de ces gisements paléolithiques en place est fortement liée à leur localisation par rapport aux différentes parties des terrasses. La structure formée par l'angle entre le talus crayeux et la partie externe de la nappe alluviale a fonctionné comme un piège pour la sédimentation en préservant ces dépôts de l'érosion, de la même manière que dans le cas des gisements littoraux à l'angle de la plage et de la falaise fossile (cf; Sangatte : Antoine, 1989 a paraître). Ces remarques montrent qu'il est relativement délicat de vouloir tirer des règles générales sur le choix des sites par l'homme paléolithique en fonction de la localisation actuelle, étant donné que la nappe alluviale conservée sous forme de terrasse ne représente qu'une très faible superficie par rapport à l'ensemble de la plaine alluviale contemporaine d'une occupation donnée. Il n'est donc pas exclu qu'il ait pu exister des habitats dans la partie médiane de la vallée dont les dépôts ont été entièrement érodés lors du creusement de la terrasse suivante.

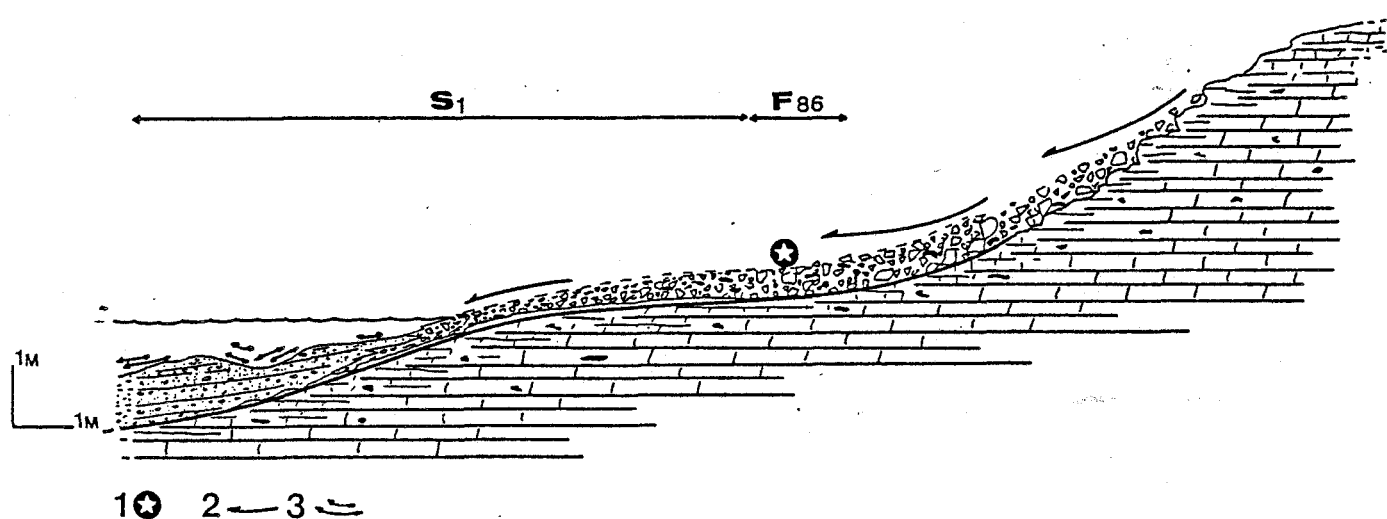
De même, du point de vue cartographique, la localisation préférentielle des gisements au niveau des confluences entre la vallée principale et les vallées adjacentes (Tuffreau, 1987) est sans doute liée, en partie, à l'important déplacement latéral de la vallée, qui caractérise ces secteurs au début de l'individualisation des terrasses (chap. I, 2ème partie).

Malgré ces restrictions, l'étude détaillée de certains sites permet d'attribuer leur localisation à un choix de l'homme paléolithique, comme par exemple à Cagny-la Garenne et Cagny-l'Épinette. Les fouilles récentes du gisement de Cagny-la Garenne ont permis de mettre en évidence une série d'occupations humaines, localisées à proximité du crayeux en position de lit majeur, et de les différencier nettement des industries remaniées dispersées dans la nappe alluviale (fig. 66).

Les différents niveaux conservés sont associés soit à des éboulis crayeux faiblement lavés par la rivière, soit à des limons fluviatiles de débordement résultant de crues temporaires. Outre de très nombreux éclats de décorticage et de débitage, le matériel lithique se caractérise par l'abondance des blocs "testés", des nucléus à enlèvements peu nombreux et des ébauches de biface et des extrémités cassées lors de la taille. L'ensemble témoigne d'un faciès d'atelier très net (Tuffreau, 1989), la matière première semble essentiellement extraite de l'éboulis crayeux qui constitue le sol des premières occupations. Ce faciès d'atelier est moins net dans les niveaux sus-jacents contenant de l'outillage sur éclat assez varié (Tuffreau, 1987) et surtout de nombreux fragments de grande faune qui semblent indiquer une diversification des activités, plus typique des faciès habitats.

La prise en compte de données de la fouille et des sondages a permis de replacer ces occupations dans une paléogéographie précise qui se caractérise par la présence d'un replat d'une dizaine de mètres compris entre le talus crayeux et le lit de la rivière (fig. 177). Cette localisation permettait de disposer sur une superficie limitée, d'un point d'eau et d'une source de matière première abondante et de bonne qualité.

A Cagny-la Garenne, il est donc assez net que la position du gisement actuel est essentiellement liée à un choix des hommes paléolithiques. Enfin, il faut aussi souligner que le talus crayeux détermine en outre une zone à l'abri des vents dominants comme dans tous les gisements situés sur la rive gauche de la vallée.



1-Localisation des occupations 2-Dynamique fluviale 3-Dynamique de versant

Fig. 177-Cagny-la Garenne : coupe schématique illustrant la paléogéographie du site au moment des premières occupations humaines.

Contrairement au gisement de Cagny-la Garenne, celui de Cagny-l'Épinette se place au sommet de la séquence alluviale, à la surface et dans la partie supérieure des dépôts fluviaux fins. La matière première, de moins bonne qualité et de module beaucoup plus faible, provient essentiellement des graviers de la nappe alluviale. Lors de l'occupation du site, ces graviers étaient vraisemblablement accessibles à proximité, dans le lit mineur de la rivière. Dans ce gisement, la proportion de l'outillage sur éclat (encoches denticulés, racloirs), l'abondance des fragments de faune

et l'organisation de l'ensemble des restes (concentrations), attestent d'un faciès d'habitat typique (Tuffreau, 1987).

La localisation de ce gisement n'apparaît donc pas liée à la source de matière première du talus crayeux; par contre elle est probablement en rapport avec le point d'appel pour la faune constitué par la plaine alluviale (végétation et humidité).

Enfin, la localisation des gisements du Paléolithique supérieur final à faciès d'atelier (Belloy-sur-Somme, Flixecourt : J.P. Fagnart, communication orale) montre que la proximité d'une source de matière première, représentée par un affleurement crayeux, a joué un rôle important dans le choix des sites pendant l'ensemble du Paléolithique.

En ce qui concerne l'organisation des habitats, les fouilles modernes menées sur des superficies importantes permettent de distinguer un ou plusieurs sols d'habitats correspondant à une concentration d'artéfacts et d'ossements à un niveau donné, en général indépendant des limites stratigraphiques (Tuffreau, 1987).

Dans le Bassin de la Somme, l'étude des sols d'habitat a été essentiellement menée dans le gisement de Cagny-l'Épinette (Tuffreau et al., 1986). L'analyse spatiale, partielle, de la surface fouillée dans les niveaux I et J, a permis de déceler des concentrations à vestiges spécifiques dominants (bois de cervidés, bifaces) et des secteurs pauvres en matériel. La présence de fragments osseux en connexion anatomique et la préservation des concentrations indiquent un enfouissement rapide après l'abandon du site. L'étude détaillée de la faune (Moigne, 1989) confirme cette absence de remaniement dans les niveaux I et J (rareté des stries de charriage à sec) qui est à relier à la nature de la sédimentation.

Le contexte climatique des gisements en place, en rapport avec les sédiments fluviatiles fins, a déjà été évoqué lors de l'étude de la signification climatique de ces dépôts (deuxième partie, chap. II).

Dans l'ensemble, les résultats des approches bioclimatiques montrent que l'on est à chaque fois en présence de contextes tempérés à forts contrastes saisonniers, qui représenteraient des interglaciaires continentaux, différents du modèle Holocène (Munaut, 1988, 1989). L'environnement végétal est représenté par un paysage en mosaïque de type sylvo-steppe tempérée, d'ailleurs tout à fait compatible avec la nature de la grande faune.

Néanmoins, la prise en compte des différentes positions dans les séquences alluviales, évoquée précédemment, amène à distinguer des

gisements en position de fin de cycle, globalement interglaciaire (Epinette, Saint-Sauveur), des gisements de début de cycle.

Ces derniers, actuellement uniquement représentés par l'exemple de Cagny-la Garenne, montrent qu'une occupation humaine a pu avoir lieu dans un contexte tempéré froid qui, par comparaison avec le modèle du dernier cycle, correspondrait à une phase de type Début Glaciaire.

D'une manière générale, la position des gisements par rapport aux différentes séquences alluviales montre que l'occupation humaine dans la vallée de la Somme, et plus largement dans le Nord-Ouest de la France, est discontinue (Tuffreau, 1987) et se limite aux phases interglaciaire et début glaciaire.

II.2-CONCLUSIONS ET COMPARAISONS

Les gisements paléolithiques en place des terrasses du bassin de la Somme témoignent donc d'une occupation humaine discontinue, liée aux périodes d'amélioration climatique. Hormis les restrictions dues au problème de la conservation des gisements en fonction de leur position par rapport à l'ancienne plaine alluviale, la localisation de certains d'entre eux, qui montrent des faciès d'habitat ou d'atelier, apparaît liée à un choix de l'homme paléolithique, guidé par la nécessité de l'approvisionnement en eau et en matière première, et probablement par la localisation de la faune.

Ce rapide aperçu sur l'environnement et le contexte climatique des gisements en contexte alluvial du bassin de la Somme permet d'envisager des comparaisons avec d'autres gisements de la France du Nord-Ouest, de la Normandie, des Pays-Bas et de la Belgique, montrant des caractéristiques générales assez semblables

Dans le Nord de la France, les différents niveaux d'habitat du site paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Tuffreau, 1977, 1988), se trouvent au sommet de la séquence alluviale de la basse terrasse de la Scarpe dans une position tout à fait comparable à celle des gisements des terrasses de la Somme (cf. fig. 183 et 184). Du point de vue paléoclimatique, les études pluridisciplinaires montrent que l'ensemble des niveaux se place dans une évolution d'un contexte tempéré froid à boréal continental montrant deux interstades ("Complexe de Biache"). Ces phases sont attribuées à une période de type Début Glaciaire (Tuffreau et al., 1988). D'après A.V. Munaut (1988), l'environnement végétal traduit un

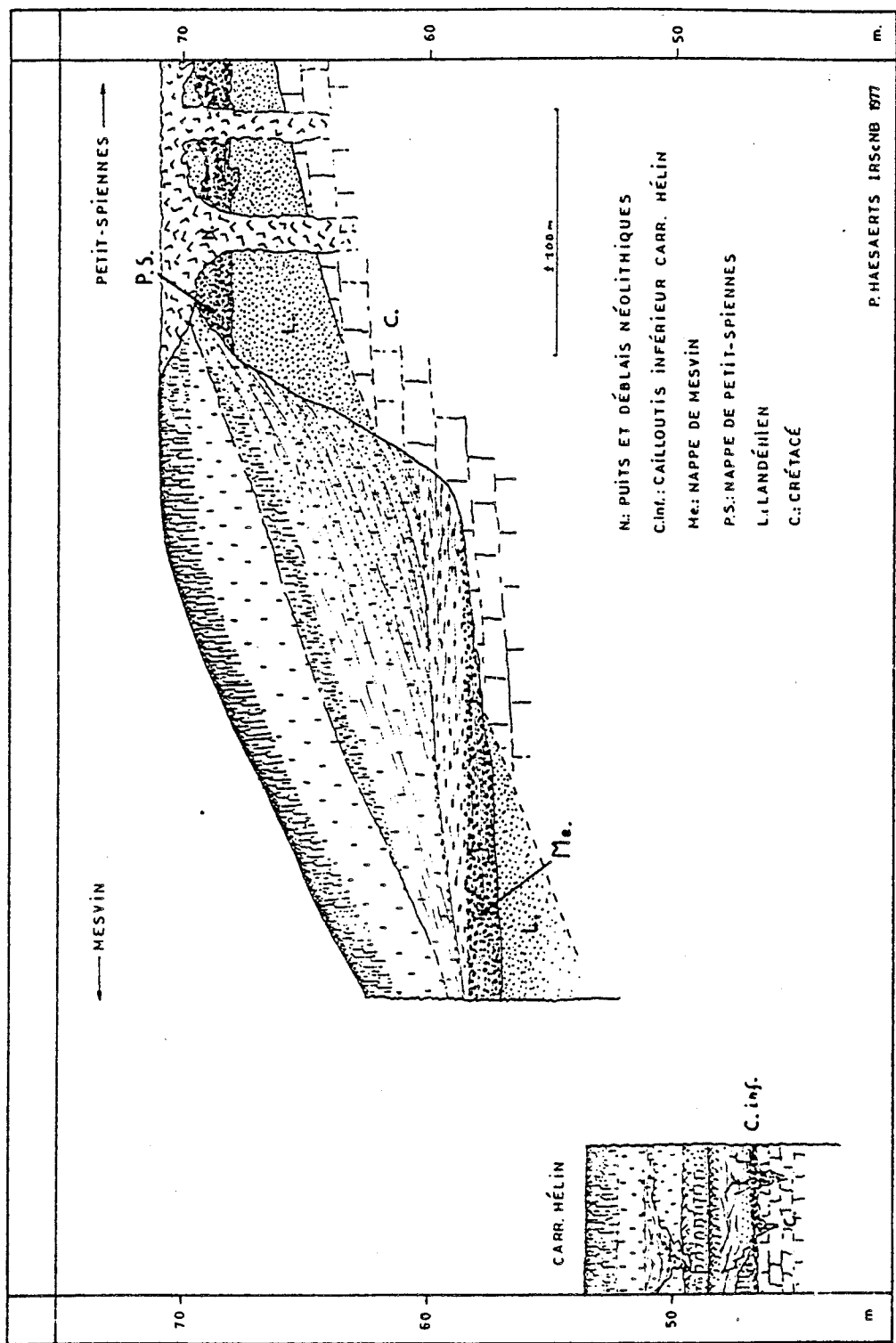


Fig. 178 - Coupe des nappes de Mesvin, de Petit-Spiennes et de la carrière Hélin: localisation du gisement paléolithique de Mesvin IV, modifié d'après P. Haesaerts, 1978.

paysage en mosaïque (sylvo-steppe) très comparable à celui des gisements de la Somme.

D'après sa position stratigraphique et les données géochronologiques, ce gisement serait globalement contemporain de l'industrie épécheuléenne découverte par V. Commont (1912b) au sommet de la séquence de la Nappe de Montières (Moustérien à faune chaude).

En Normandie le gisement de fin de séquence de Tourville D (Vallin et Carpentier, 1987), essentiellement représenté par de la faune, se présente dans un contexte légèrement différent en raison du caractère fluvio-marin des dépôts. L'occupation, localisée dans une cuvette adossée à la falaise crayeuse, s'est effectuée dans un contexte de type Début Glaciaire (D2/D3), postérieur à l'interglaciaire matérialisé par les couches fluvio-marines (D1). L'industrie peu abondante et pauvre en outils comprend essentiellement des éclats et des lames levallois. Sa position stratigraphique et les datations (200 000 BP, ESR : Streeme, 1985) permettent de l'attribuer à la fin de l'avant-dernier interglaciaire, dans une position équivalente au gisement de Montières.

Aux Pays-Bas, c'est le Gisement de Maastricht-Belvédère (Roebroeks, 1986, 1989) qui présente le plus d'analogies avec ceux de la Somme. Le niveau principal se localise en effet au sommet des dépôts fluviatiles fins calcaires de la nappe alluviale de Caberg (Middle Terrace). Ces dépôts localement associés à des tufs ont livré une industrie correspondant à un habitat contemporain d'un optimum climatique. L'ensemble des données bioclimatiques et géochronologiques (285 ± 45 000 BP, T.L.), permettent d'envisager une corrélation avec l'interstade d'Hoogeveen (Roebroeks, 1986).

Enfin, en Belgique, le site de Mesvin IV, en contexte alluvial, se distingue par sa position stratigraphique différente de celle de la plupart des gisements de la Somme. L'occupation est préservée, en début de séquence alluviale, dans un chenal à la base de la nappe de Mesvin (Cahen 1984; Haesaerts, 1984b : fig. 178). La faune abondante et bien conservée (cheval, mammouth, rhinocéros, bison, renne, renard polaire, etc) indique un milieu ouvert steppique et un contexte rigoureux; cette interprétation est néanmoins tempérée par la présence du cerf géant et du sanglier, qui nécessite des massifs boisés (Cahen, 1984 ; Van Neer, 1986).

Ce gisement, daté de 250 à 300 000 BP par l'Uranium/Thorium (Gilot, 1984; Cahen, 1984) et attribué au début du Saalien (Haesaerts, 1984b Haesaerts et Dupuis, 1986) est surtout intéressant comme point de

comparaison pour les industries de la phase ancienne du Paléolithique moyen. Son industrie à grands éclats levallois, est en effet très comparable à celle d'Argoeuves dans la Somme (Cahen, 1984 ; Haesaerts et Dupuis, 1986).

CHAPITRE III-SYSTEME STRATIGRAPHIQUE GENERAL, COMPARAISONS ET INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE.

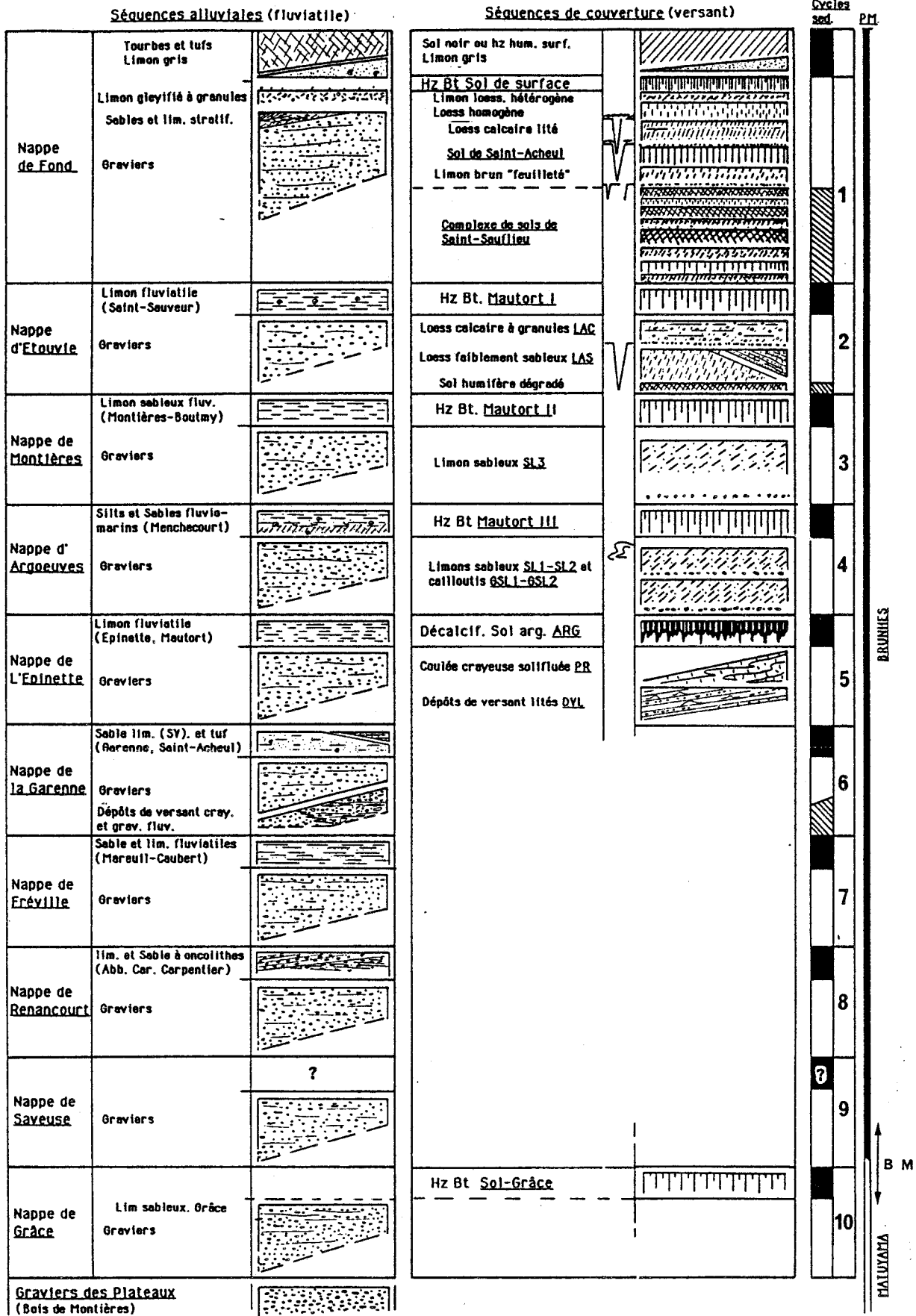
Ce dernier chapitre est destiné à proposer un système stratigraphique général, des comparaisons avec d'autres systèmes de terrasses de l'Europe du Nord-Ouest et une interprétation chronostratigraphique de l'ensemble du système de terrasses du bassin de la Somme.

III.1-SYSTEME LITHOSTRATIGRAPHIQUE GENERAL.

Ce système, résumé par la figure 179, a pour but de synthétiser l'ensemble des données sur la succession et la position relative des différentes unités du Quaternaire du bassin de la Somme. Il représente un cadre indépendant de l'interprétation chronostratigraphique, indispensable aux comparaisons et aux corrélations avec les séquences des régions limitrophes.

Il comporte deux colonnes, concernant d'une part les séquences des nappes alluviales (dépôts fluviatiles) et d'autre part les séquences de couverture des terrasses (dépôts de versant). Les parallélismes qui sont établis entre les cycles de versant et les cycles fluviatiles sont en accord avec les conclusions de la première partie de la synthèse (contemporanéité des unités à l'échelle d'une phase glaciaire ou interglaciaire). En ce qui concerne les nappes alluviales, la confrontation de l'approche géométrique et de l'étude des séquences alluviales permet de définir une succession de **10 cycles sédimentaires**, le dixième (Nappe de Grâce) étant antérieur à la limite paléomagnétique Brunhes/Matuyama (Biquand, 1974).

Par contre, les séquences de couverture ne s'intègrent dans cette évolution qu'à partir du cinquième cycle. Les dépôts et les sols antérieurs sont en effet très rarement préservés, et leur caractère ponctuel ne permet pas de les intégrer à un système lithostratigraphique cohérent. Cette remarque permet de souligner l'apparition tardive de la sédimentation loessique dans le Bassin de la Somme. Les Loess typiques n'apparaissent que dans la fin du deuxième cycle, dans l'unité des loess anciens directement antérieurs au sol interglaciaire Eemien (Unité LAC de Cagny-la Garenne), et les dépôts antérieurs des cycles 3 et 4 sont constitués par des limons à forte charge sableuse d'origine autochtone (Balescu, 1988).



Sols : 1-Horizon Bt de sol brun lessivé ou de sol lessivé, 2-Sol ou horizon humifère de surface 3-Sol lessivé boréal 4-Horizon ou sol isohumique froid 5-Sol gris forestier

Fig. 179-Système lithostratigraphique synthétique des dépôts Quaternaires du bassin de la Somme (nappes et couverture).

Les nombreux sondages de prospection ont nettement confirmé l'absence de dépôts limoneux attribuables au Pléistocène moyen ancien. En effet, la couverture des nappes alluviales les plus anciennes est dans la majorité des cas représentée par des dépôts du Pléistocène moyen récent et parfois uniquement par les loess récents. Dans ces cas, les hiatus entre les nappes et leur couverture sont donc extrêmement importants (200 à 400 000 ans !), et se matérialisent par une forte altération polygénétique du sommet de la nappe alluviale.

Ces remarques constituent une première limitation dans les corrélations avec la Normandie, où J.P. Lautridou (1985) définit une succession de 6 cycles loessiques postérieurs à la limite Brunhes/Matuyama. Etant donné l'origine autochtone des loesses anciens (Lautridou, 1985), cette différence est peut être à rechercher dans la taille beaucoup plus limitée du talweg de la Somme, où l'importance du stock de matériaux soumis à la déflation éolienne à la surface de la plaine alluviale était plus limitée. Dans la Somme, la découverte de dépôts de versant limoneux attribuables au Pléistocène moyen ancien et du Pléistocène ancien semble très aléatoire. Il est donc très intéressant de relancer l'étude de sites comme celui de la ferme de Grâce où les dépôts de couverture les plus anciens sont exceptionnellement préservés. Dans cette région, ces remarques amènent à souligner l'importance d'un système stratigraphique basé sur les séquences alluviales qui dans l'ensemble sont beaucoup mieux préservées que les dépôts loessiques.

La cohérence de ce système est basée sur une connaissance précise de la géométrie des nappes alluviales et la démonstration de la continuité, au moins pour les cinq derniers cycles, de l'évolution morpho-sédimentaire cyclique (comparaison des séquences des différentes terrasses en fonction de leurs positions relatives : chap. I et fig. 168 et 169).

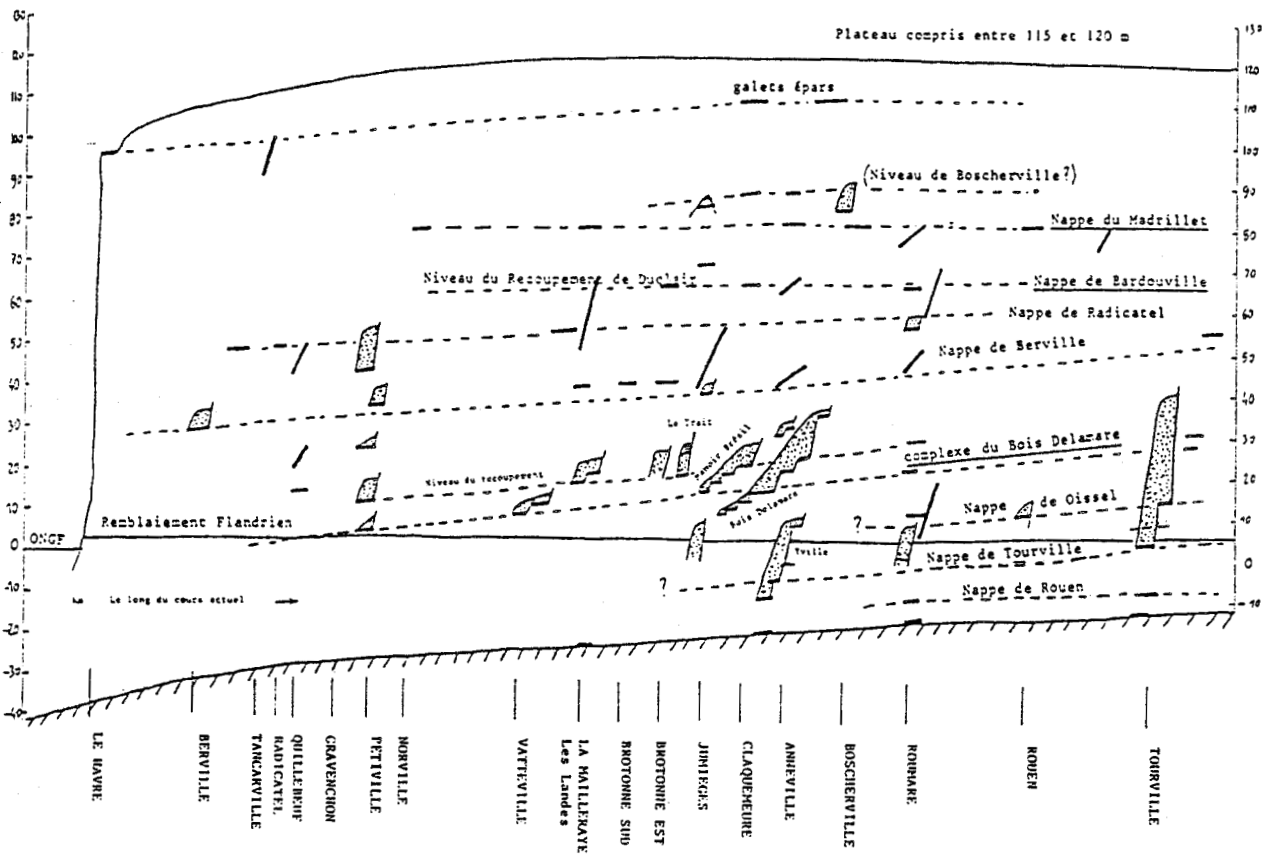


Fig.180-Profils longitudinaux des nappes alluviales de la vallée de la Seine, d'après A. Chancerel, 1986.

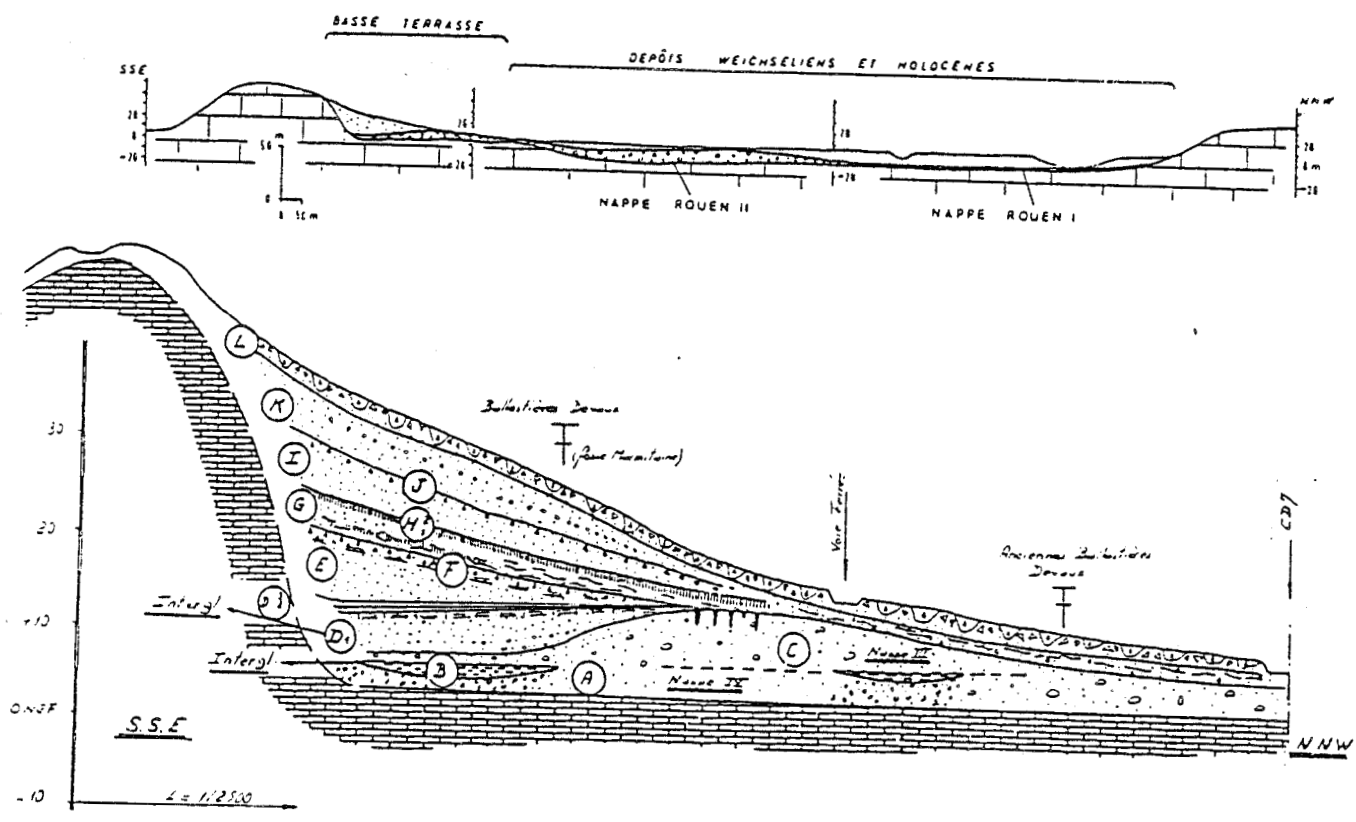


Fig.181-Basse terrasse de Tourville : position par rapport à la nappe de fond de vallée et coupe détaillée, d'après J.P. Lautridou, 1985.

III.2-COMPARAISON AVEC LES SYSTEMES DE TERRASSES DES REGIONS LIMITHOPHES.

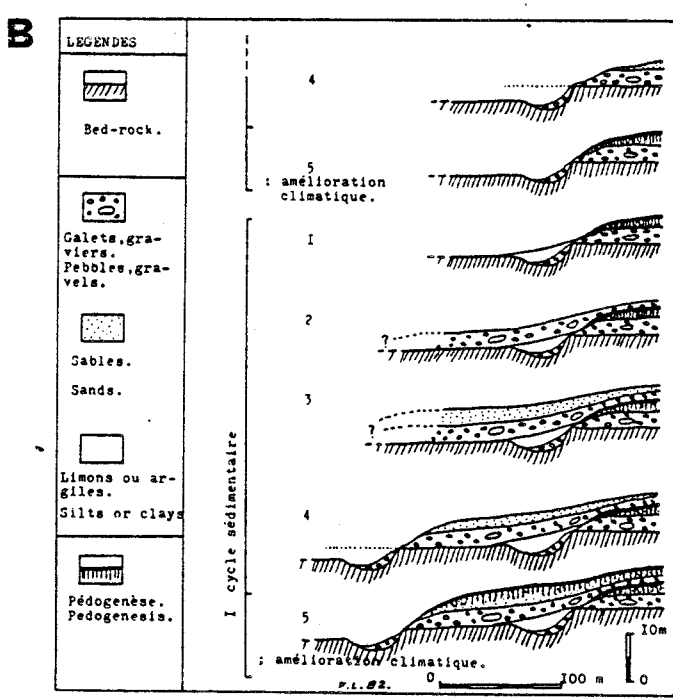
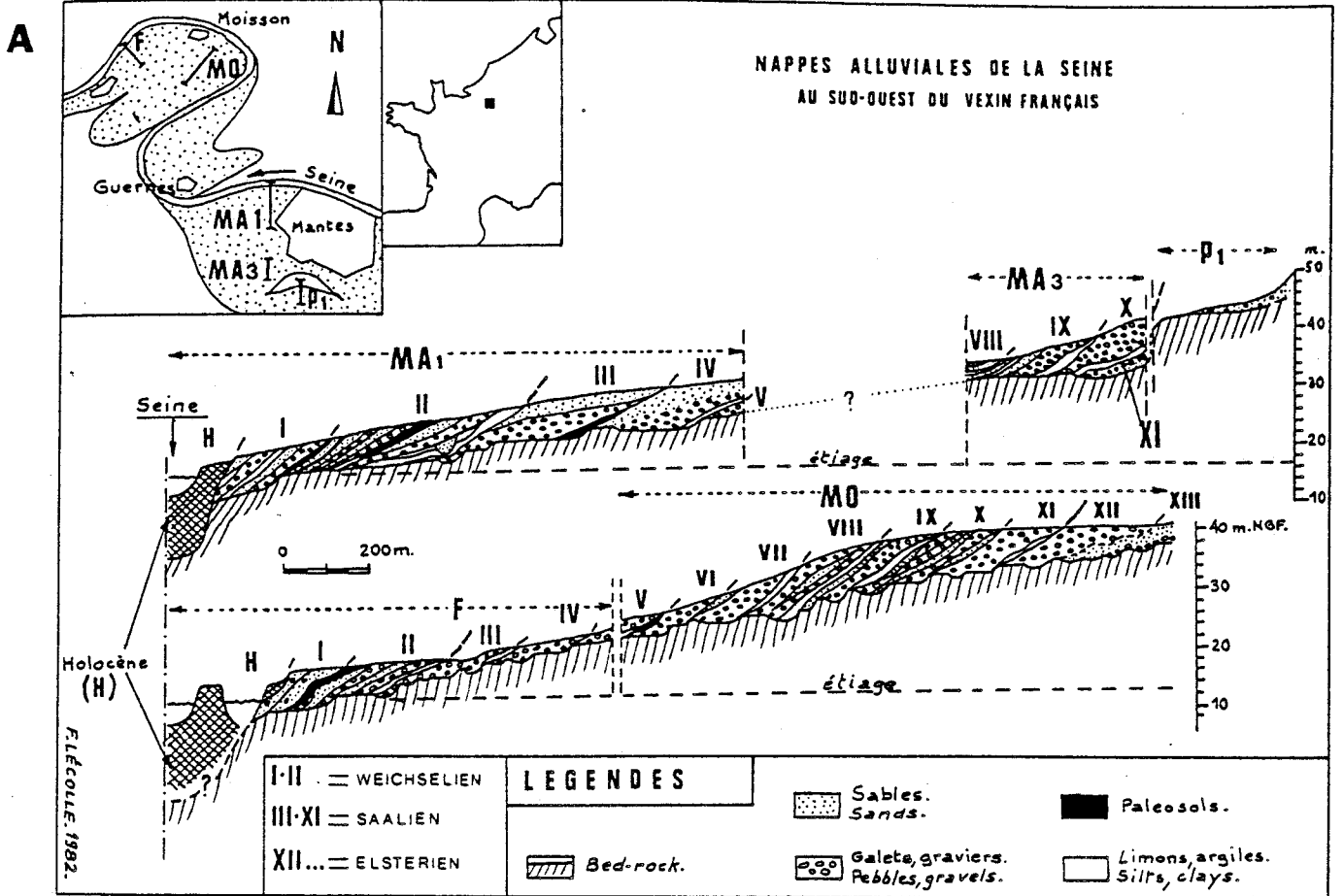
Des comparaisons ponctuelles avec les régions limitrophes ayant déjà été effectuées lors de l'étude de la formation des terrasses et la stratigraphie de la couverture, cette partie se propose d'apporter quelques comparaisons à l'échelle de l'ensemble des systèmes de terrasses.

III.2.a-Comparaison avec d'autres systèmes de terrasses de la France du Nord-Ouest : Normandie (Seine) et Nord.

Etant donné la similitude du contexte géologique et structural (substrat crayeux et contexte de soulèvement) et sa proximité, le bassin de la Seine apparaît au premier abord comparable à celui de la Somme; une comparaison détaillée a d'ailleurs été tentée par F. Bourdier (1969). Pourtant en ce qui concerne la géométrie des nappes et les séquences alluviales, le système de terrasses de la Seine se distingue de celui de la Somme (moyenne vallée) par le nombre des paliers d'érosion, le style de vallée (méandres), ses séquences alluviales, et l'opposition très nette entre un secteur aval et le cours moyen :

- Le secteur aval se caractérise par un système de terrasses étagées (fig. 180) essentiellement représenté par une basse terrasse complexe (Tourville), une nappe intermédiaire (Oisel) une terrasse moyenne (Saint-Pierre-les Elbeuf); les niveaux antérieurs sont par contre représentés par des lambeaux discontinus, et la très haute terrasse du Madrillet (Lautridou, 1985; Chancerel, 1986). Dans ce système, un grand palier d'érosion peut localement supporter des séquences alluviales très épaisses correspondant à l'enregistrement de plusieurs cycles, comme dans la basse terrasse de Tourville (Martin, 1970; Lautridou, 1985; Lautridou et al., 1984a : fig. 181). La vallée se caractérise par des méandres mobiles à forts recouvrements et une inclinaison du bed-rock de 0,3 à 0,5 m/km; enfin l'incision s'effectue au début du Pléniglaciaire (Lautridou et al., 1984a).

-Le secteur du cours moyen (Lecolle, 1981, 1982, 1984, 1987 : fig. 182), se différencie par une inclinaison vers l'aval plus faible (0,2 m/km) et un système de méandres à déplacement latéral constant



1 : érosion et dépôt latéral de limons (ou argiles). 2 : dépôts grossiers. 3 : dépôts fins (sables ou sables limoneux). 4 : phase érosive majeure. 5 : pédogenèse.

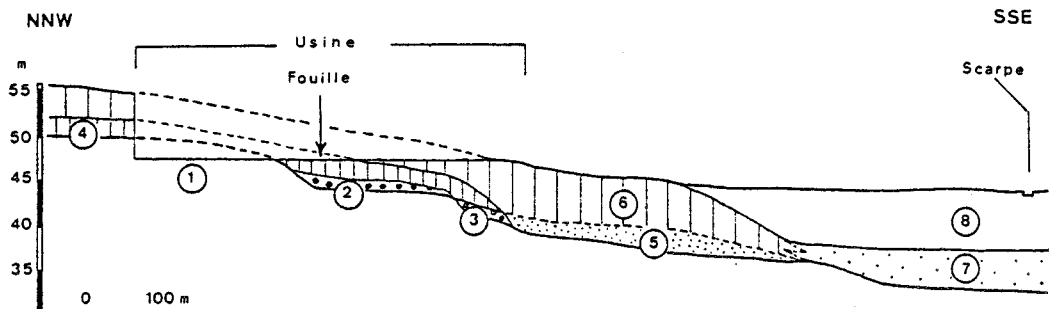
Fig. 182-(A) : Les nappes alluviales de la Seine au Sud du Vexin et (B) : le déroulement théorique d'un cycle alluvial, d'après F. Lecolle, 1984.

sans changement d'axe qui a permis une conservation maximale des dépôts alluviaux. Dans ce contexte F. Lecolle a pu mettre en évidence une succession de 16 nappes alluviales, séparées par des décalages altimétriques faibles (1 à 2 m) provoquant un emboîtement partiel des unités (fig. 182A). Chaque séquence correspond au bilan morphosédimentaire d'un cycle alluvial qui débute par une phase d'érosion majeure se situant au début de l'amélioration climatique (fig. 182B). La corrélation de ces deux systèmes, où les phases d'érosion ne sont pas synchrones, est encore délicate.

D'après ces quelques traits principaux des terrasses de la Seine, une corrélation détaillée avec la succession de nappes étagées du système de la Somme ne semble pas possible. Néanmoins, par l'intermédiaire de la corrélation des dépôts de couverture, on peut mettre en parallèle les séquences loessiques des terrasses de Saint-Pierre-les-Elbeuf et de Cagny-la Garenne. Malgré de petites différences au niveau du contact séquence alluviale-séquence de versant, ces deux terrasses se caractérisent en effet par la succession du même nombre de cycles sédimentaires; les nappes alluviales semblent donc corrélables.

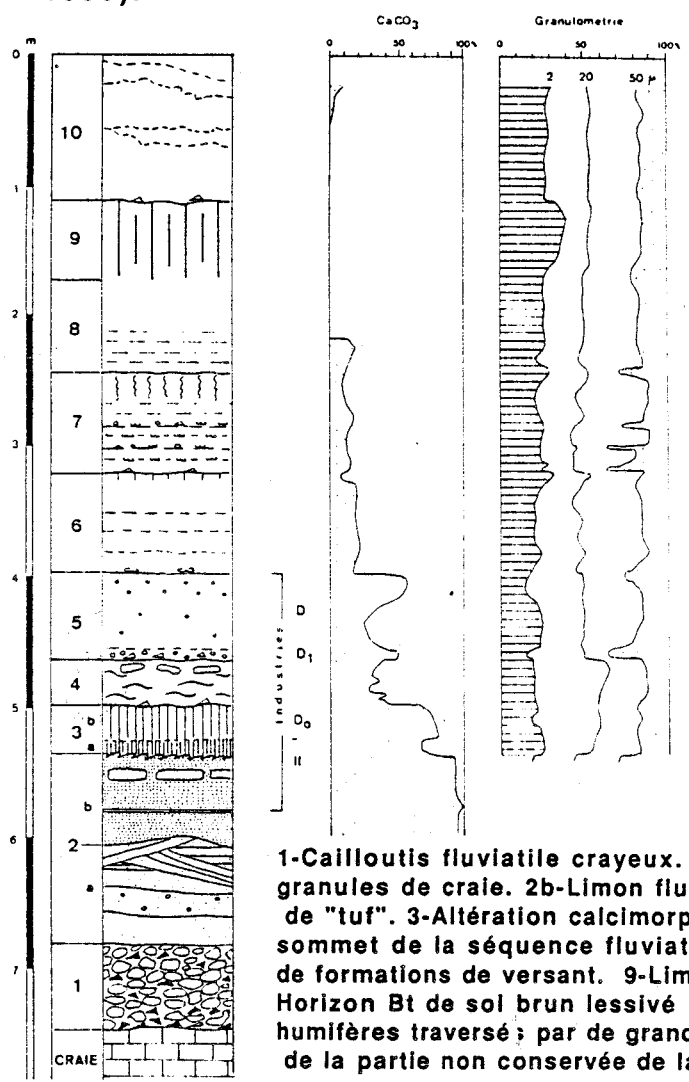
De même, hormis la différence de style attestée par la superposition de trois unités fluviales sur le même grand palier d'érosion, le bilan sédimentaire alluvial de la basse terrasse de Tourville semble comparable à celui représenté d'une manière nettement étagée par les trois nappes alluviales du complexe de la basse terrasse de la Somme. Les niveaux fluvio-marins de la basse terrasse de Tourville B et D seraient respectivement équivalents aux sables et silts fluvio-marins de Menhecourt (nappe III) et aux dépôts fluviaux fins de la Nappe de Montières (II). En ce qui concerne les données géochronologiques, les niveaux estuariens de Tourville B et D ont été datés respectivement de 200 000 et d'environ 320 000 BP par ESR (Streeme, 1985) et l'aminochronologie, et le tuf de Vernon corrélié avec celui de Saint-Pierre-les-Elbeuf de 350 à 400 000 Bp (U/Th, aminochr. : Lautridou et al., 1988).

Dans les vallées du Nord de la France et du Pas-de-Calais, les terrasses étagées sont assez nombreuses mais le plus souvent pauvres en niveaux anciens (Sommé, 1975); seule la vallée dissymétrique de l'Aa montre un système bien développé représenté par trois complexes de terrasses comportant chacun plusieurs nappes emboîtées ou faiblement étagées (Sommé, 1975). En outre dans le Nord de la France, c'est surtout la basse terrasse bien conservée qui a fait l'objet d'études précises en liaison avec la découverte de gisements paléolithiques : Arques dans la



1-Craie. 2-Dépôts fluviatiles de la basse terrasse principale. 3-Dépôts fluviatiles de la basse terrasse inférieure. 4-Loess saaliens. 5-Dépôts fluviatiles de la très basse terrasse. 6-Loess weichséliens. 7-Dépôts fluviatiles weichséliens du fond de vallée. 8-Dépôts holocènes.

Fig.183-Biache-Saint-Vaast : coupe semi schématique du versant de la Scarpe, d'après J. Sommé (in A. Tuffreau et J. Sommé, 1988).



1-Cailloutis fluviatile crayeux. 2a-Sables fluviatiles à granules de craie. 2b-Limon fluviatile calcaire à faciès de "tuf". 3-Altération calcimorphe et hydromorphe du sommet de la séquence fluviatile. 4/5/6/7/8-Complexe de formations de versant. 9-Limon brun rouge compact: Horizon Bt de sol brun lessivé 10-Limons gris brunâtres humifères traversés; par de grandes fentes de gel issues de la partie non conservée de la stratigraphie.

Fig. 184-Biache-Saint-Vaast : Lithostratigraphie synthétique, calcimétrie et granulométrie, d'après J. Sommé, (in A.Tuffreau et J. Sommé,1988).

vallée de l'Aa où elle comporte deux nappes faiblement étagées (Pontier, 1914; Baudet, 1971), Etaples dans la Canche (Tuffreau et al., 1975; Sommé et Tuffreau, 1976) et Biache-Saint-Vaast dans la vallée de la Scarpe. Etant donné l'importance des recherches pluridisciplinaires menées sur la séquence de Biache-Saint-Vaast depuis la découverte du gisement paléolithique (Tuffreau, 1977-1987, Tuffreau et Sommé, 1988; Sommé, 1978; Sommé et al., 1986a, 1988), cette dernière représente le point de comparaison essentiel avec la Somme.

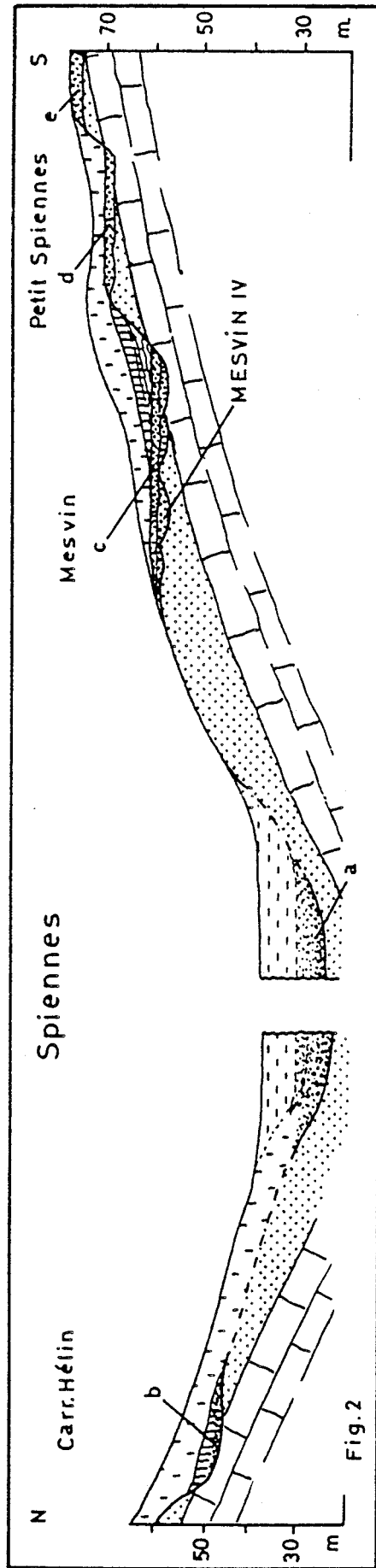
La nappe alluviale de Biache-Saint-Vaast se trouve en effet à une altitude relative de 13 m par rapport au creusement maximum, très comparable à celle de la Nappe de Montières dans la Somme (Tuffreau et al., 1982). De même, la séquence alluviale terminée par des dépôts fluviatiles fins et des tufs déposés dans un contexte tempéré froid à boréal continental, montre le même type de bilan que celles de la Somme (Montières). Cette similitude est nettement soulignée par les résultats des études palynologiques (Munaut, 1988). Enfin la couverture limoneuse, qui montre deux ensembles loessiques séparés par le pédocomplexe Rocourt/Warneton attribué à l'Eemien et au début Weichsélien, confirme cette corrélation avec le terme moyen de la basse terrasse de la Somme montrant le même bilan pédo-sédimentaire : Nappe de Montières (1 cycle alluvial et 2 cycles de couverture).

Pour terminer ce rapide aperçu sur les différents systèmes de la France du Nord-Ouest, il faut signaler les terrasses des vallées de l'Oise et de l'Aisne. Cependant dans ces vallées encore mal connues le système apparaît très différent de celui de la Somme : système de nappes alluviales emboîtées, incisé dans un substrat sableux tertiaire et essentiellement représenté par les bas niveaux (Patte, 1967; Boureux, 1972), . . .



III.2.b-Comparaison avec quelques exemples de systèmes de terrasses de l'Europe du Nord-Ouest : vallées de la Haine (bassin supérieur de l'Escaut), de la Mass et du Rhin (moyenne vallée).

La vallée de la Haine qui appartient au bassin supérieur de l'Escaut, a été étudiée par P. Haesaerts (1984b et c). Le système est constitué par une succession de quatre nappes alluviales étagées entre 7 et 37 m d'altitude relative, et séparées par des talus d'une dizaine de mètres : nappes du Pa d'La l'iau, nappe de Petit-Spiennes, nappe de Mesvin, nappe de



A-Graviers de Fond. B-Cailloutis inférieur de la carrière Hélin. C-Nappe de Mesvin. D-Nappe de Petit-Spiennes. E-Nappe du Pa d'La l'iau. 1-Dépôts alluviaux récents. 2-Limons weichséliens. 3-Sol interglaciaire éémien 4-Limons saaliens. 5-Sable landénien (Paléocène). 6-Craie (Crétacé).

Fig. 185-Disposition des nappes alluviales de la vallée de la Haine aux environs de Mons, d'après P. Haesaerts, 1986.

la Carrière Hélin (fig. 185). D'après P. Haesaerts (1984a, 1986) les nappes alluviales de Mesvin et de Petit-Spiennes s'inscrivent dans le prolongement des nappes saaliennes et elstériennes du tronçon principal de l'Escaut (Tavernier et De Moor, 1975), ce qui permet de les situer par rapport à l'unité supérieure de la Formation d'Herzeele d'âge olsteinien (Sommé et al., 1978) datée de 320 000 BP par ESR (Streeme, 1985). Ces corrélations ont permis d'attribuer la nappe de Mesvin et de Petit-Spiennes respectivement au début du Saalien et à l'Elstérien (Haesaerts, 1984b). La datation du gisement paléolithique moyen de Mesvin V, situé dans un chenal à la base de la nappe alluviale (250 à 300 000 BP par U/Th : Gilot, 1984 ; Cahen, 1984), confirme cette interprétation.

La corrélation avec le Bassin de la Somme entreprise par P. Haesaerts (1986), en tenant compte de ces repères chronostratigraphiques, de l'étagement des nappes et des données archéologiques, permet de mettre en parallèle les nappes de Mesvin et d'Argoeuves, ainsi que les dépôts de Petit-Spiennes et de l'Epinette. Enfin, si la valeur des décalages altimétriques est plus importante que dans la Somme, la nature du bilan sédimentaire représenté par chaque nappe est par contre très semblable (séquence alluviales constituées de graviers grossiers déposés dans un contexte rigoureux, recouverts par des dépôts fluviatiles fins de climat tempéré). Ces résultats sont très importants pour situer le système de la Somme par rapport au cadre chronostratigraphique de l'Europe du Nord-Ouest.

Aux Pays-Bas, le système de terrasses de la Maas, en aval de Maastricht comprend 12 nappes alluviales regroupées en trois complexes de terrasses (Zonneveld, 1974; Paepe et al., 1981); seules les 7 nappes les plus récentes sont postérieures à la limite paléomagnétique Brunhes/Matuyama.

Si le nombre de nappes apparaît donc très proche de celui du Bassin de la Somme, la corrélation détaillée des systèmes est difficile à envisager en raison du faible nombre de points de repères chronologiques. Par contre, la terrasse de Caberg, qui a livré le site paléolithique moyen de Maastricht Belvédère (Roebroeks, 1981, 1986, 1989), montre une séquence alluviale du même type que celle de la Somme, terminée par des dépôts fluviatiles fins de climat tempéré. Ces niveaux, qui ont livré l'industrie et la faune, sont attribués à une phase tempérée intra-saaliennne qui serait corrélable avec l'interstade d'Hoogeveen (Roebroeks, 1986). L'âge moyen obtenu par la thermoluminescence est de 285 000 ± 45 BP et par ESR de 220 000 ± 40 BP (Roebroeks, 1989). D'après ces données, le gisement de la nappe alluviale de Maastricht-Belvédère est antérieur à celui de la basse

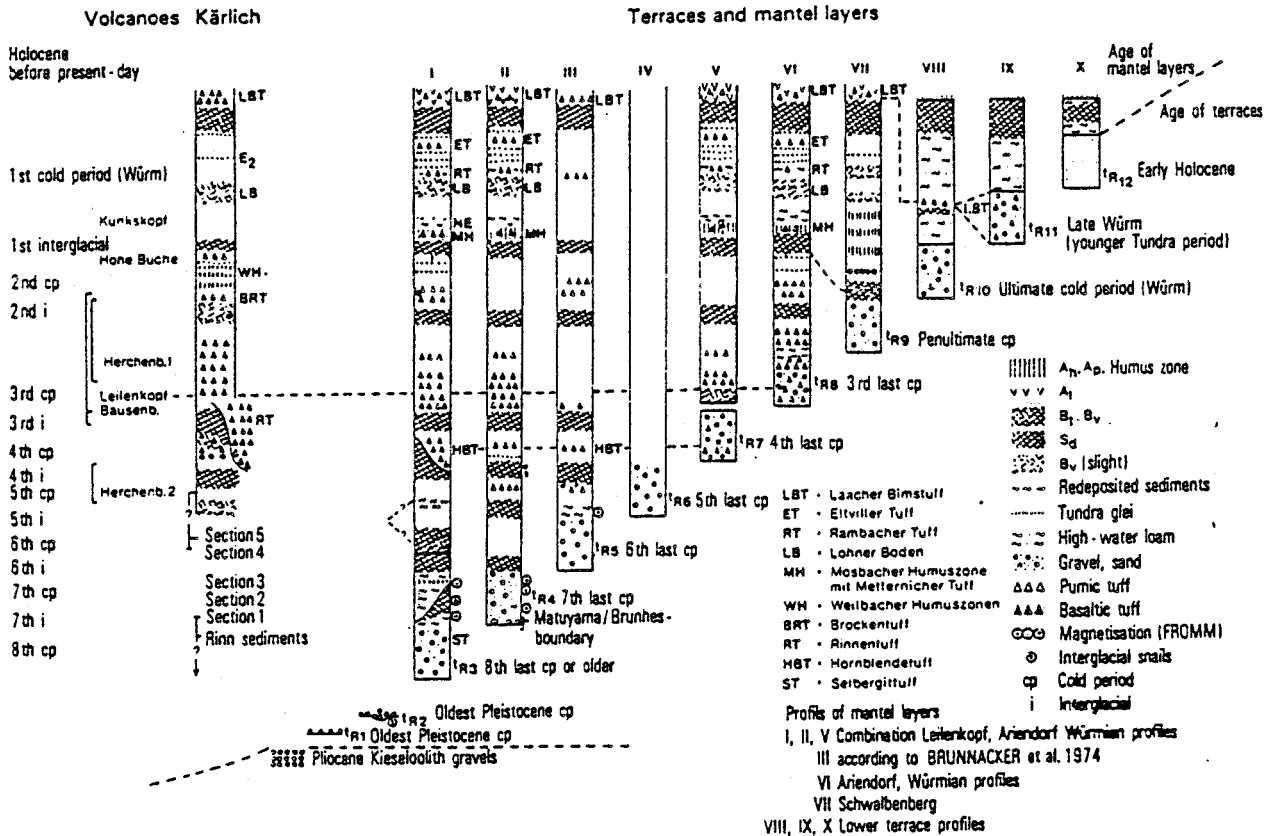
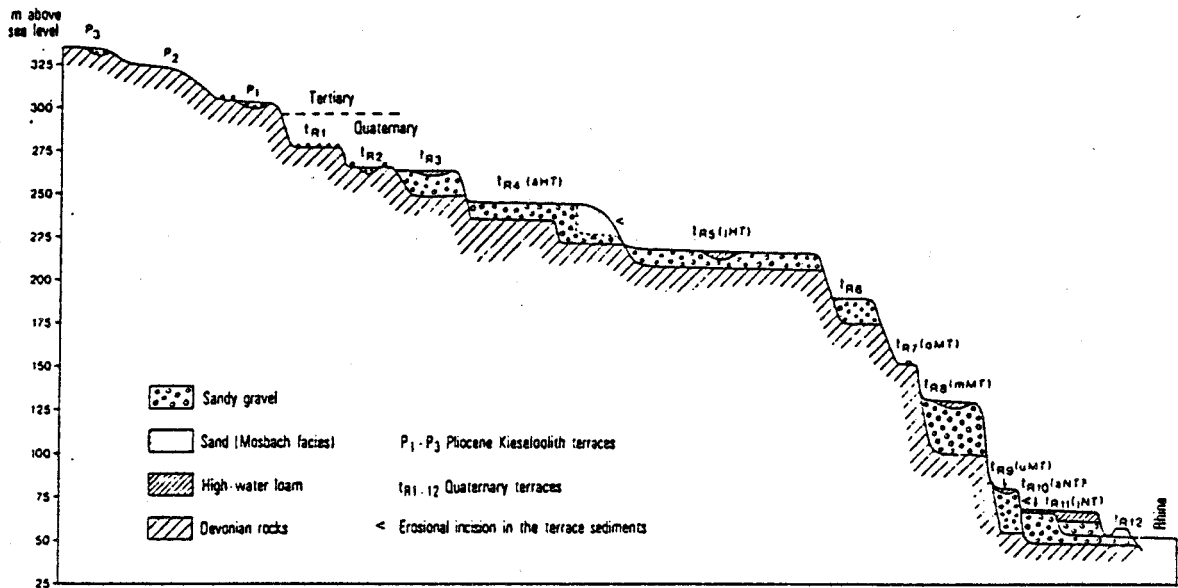


Fig.186-(A) : Coupe synthétique schématique du système de terrasses de la partie aval du Rhin moyen et (B) : Lithostratigraphie des différentes séquences de terrasses et données géochronologiques, d'après E. Bibus, in K. Fuchs et al., 1983.

terrasse de Biache, et légèrement postérieur à celui de Mesvin IV. Par comparaison, dans le bassin de la Somme il pourrait se situer au niveau des dépôts fins du sommet de la nappe la plus ancienne du complexe de la basse terrasse (unité supérieure de la nappe III : niveaux fluviomarins de Menchecourt), mais cette hypothèse demande à être étayée par une étude plus poussée de la séquence de Menchecourt et surtout des datations.

La vallée du Rhin est très complexe en raison de l'importance de la tectonique sur la disposition des terrasses qui provoque des variations de la géométrie des nappes alluviales (croisements de terrasses : Macar, 1974). Seul le secteur homogène du Rhin moyen montre un système offrant des points de comparaisons avec la Somme.

Il se caractérise par un système de 12 terrasses étagées ou en partie emboîtées dans lequel les trois dernières nappes alluviales sont contemporaines et postérieures au dernier interglaciaire, et la limite paléomagnétique se place dans la terrasse Tr4 (Bibus, 1983 : fig. 186). Ce système qui comporte donc 7 nappes alluviales attribuables au Pléistocène moyen apparaît assez proche de celui du Bassin de la Somme.

En ce qui concerne les séquences de couverture (fig.186b et 187), la similitude de l'enregistrement pédo-sédimentaire avec les séquences de référence du Nord-Ouest de la France (Elbeuf/Cagny-la Garenne), complétée par les données de la thermoluminescence relative, a amené S. Balescu (1988) à tenter des corrélations. D'après ces travaux, les loess anciens d'Ariendorf (LDI et LDII : Brunnacker et al., 1975) seraient respectivement attribuables au Saalien inférieur et au Saalien supérieur et corrélés avec les stades isotopiques 8 et 6. D'après ce schéma, le sol interglaciaire sous-jacent (I.G.I. d'Ariendorf) est corrélable avec le sol Elbeuf IV et l'argile de décalcification de Cagny-la Garenne dans la Somme, tous deux attribués à l'Holsteinien et au stade 9 (Balescu, 1988). Enfin, le sol qui sépare les loess anciens LD1 et LDII (I.G.I. de Kärlich) serait formé de deux horizons d'altération nettement distincts (Balescu, 1988, d'après une communication de P. Haesaerts). Cette interprétation générale, comparable à celle de K. Brunnacker (1986), est cohérente avec l'âge des dépôts fluviatiles de la moyenne terrasse d'Ariendorf, datés d'environ 420 000 BP à l'aide de la méthode K/Ar sur tuf basaltique (Fuhrman, 1983; Streeme, 1985).

Ces résultats qui montrent une possibilité de corrélation entre des terrasses de la Garenne et d'Ariendorf constituent un point de repère local pour la corrélation entre le bassin de la Somme et la moyenne vallée du Rhin. Cependant compte tenu du nombre de nappes du système du Rhin,

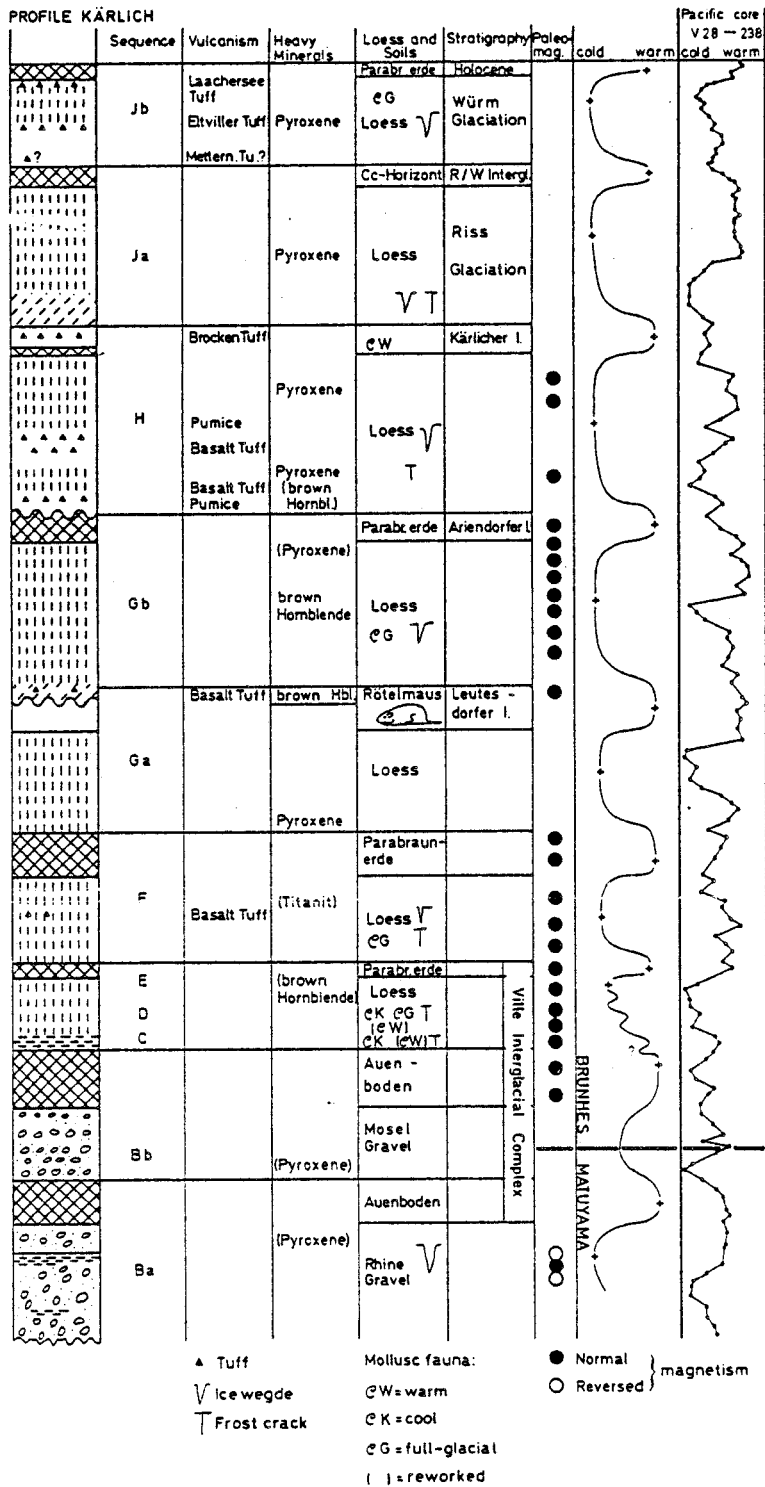


Fig. 187-Kärlich : séquence synthétique et corrélation avec le sondage océanique V28-238, d'après K. Brunnacker, 1986.

cette corrélation ne peut être que ponctuelle, à l'échelle d'une séquence.

Cet aperçu sur la comparaison du système de terrasses du bassin de la Somme avec ceux de quelques-unes des vallées les plus importantes de l'Europe du Nord-Ouest, permet de souligner son originalité en tant que modèle de réponse aux variations climatiques quaternaires.

En effet, dans la majorité des autres systèmes, les mouvements tectoniques ou des phénomènes eustatiques interfèrent plus ou moins fortement avec la réponse du cours d'eau aux changements climatiques, et rendent le système beaucoup moins "lisible"; chaque terrasse peut alors recéler un bilan complexe, correspondant à la succession de plusieurs cycles climato/sédimentaires. Les comparaisons montrent que les corrélations ne sont possibles qu'à l'échelle du système, essentiellement par l'intermédiaire du repère représenté par la limite paléomagnétique Brunhes/Matuyama. Actuellement, en l'absence de repères géochronologiques suffisamment nombreux pour le système de la Somme, les corrélations plus détaillées à l'échelle des unités formées par chaque nappe alluviale paraissent par contre très aléatoires.

Cependant, par le biais de l'étude des séquences de couverture, il est possible de proposer des corrélations ponctuelles, comme notamment dans les cas de la moyenne et de la basse terrasse du cours aval de la Seine, de la nappe de Mesvin dans la vallée de la Haine, ou encore de la terrasse d'Ariendorf dans la moyenne vallée du Rhin.

III.3-INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE.

L'ensemble des résultats sur le système de terrasses du Bassin de la Somme nous a permis de montrer que sa formation était le résultat d'une évolution morphosédimentaire cyclique à commande climatique (chap. I).

C'est la cohérence et la relative continuité de cette évolution, démontrées par le contrôle des séquences de couverture des nappes successives, qui permettent, malgré le faible nombre de données géochronologiques, d'aborder l'interprétation chronostratigraphique du système de la Somme dans le cadre d'une corrélation avec les modèles représentés par la chronostratigraphie de l'Europe du Nord-Ouest et les enregistrements océaniques profonds. Cette partie relativement courte a pour but de discuter cette interprétation, résumée par les figures 190 et 191.

Dans la Somme, le point de repère fondamental est représenté par la reconnaissance de la polarité magnétique négative des dépôts de la Nappe de Grâce (Biquand, 1974) qui, en calant le système dans sa partie la plus ancienne, permet de montrer que l'évolution couvre 8 cycles climato-sédimentaires durant le Pléistocène moyen, le dernier se terminant par des dépôts attribuables à l'Interglaciaire Eemien (dépôts fluviatiles fins de la nappe I). La séquence du talweg actuel est rapportée au bilan du dernier glaciaire Weichsélien et de l'interglaciaire Holocène.

Ces résultats montrent que l'évolution climatique, déduite de l'étude du système de terrasses de la Somme, est globalement comparable à celle décrite dans la stratigraphie de l'Europe du Nord-Ouest et les sondages océaniques profonds, et constitue la base de l'interprétation chronostratigraphique. Cependant, la corrélation détaillée à l'échelle de chaque cycle pose deux types de problèmes :

-Tout d'abord, comme nous l'avons vu dans la première partie (chap.II.2.b), la corrélation entre le modèle de réponse océanique (fig. 188 et 189), basé sur un paramètre physique, et le modèle continental défini d'après les différentes approches de la stratigraphie des formations continentales et littorales, pose encore des problèmes.

-Ensuite, dans le système de la Somme, si chaque séquence alluviale ainsi que chaque succession loess/paléosol représente un cycle climato-sédimentaire, il est cependant possible d'envisager deux hypothèses en fonction de l'interprétation climatique détaillée de chaque cycle :

1 - Ou bien l'ensemble de ces cycles correspond à des cycles glaciaire-interglaciaire et à la succession des stades pairs et impairs de l'échelle isotopique;

2 - Ou bien certains cycles sont attribuables à la succession d'une péjoration climatique moins importante ou plus courte suivie d'un réchauffement de type interstadiaire, et à une succession de sous-stades, comme par exemple celle qui caractérise le stade 7 (fig.189).

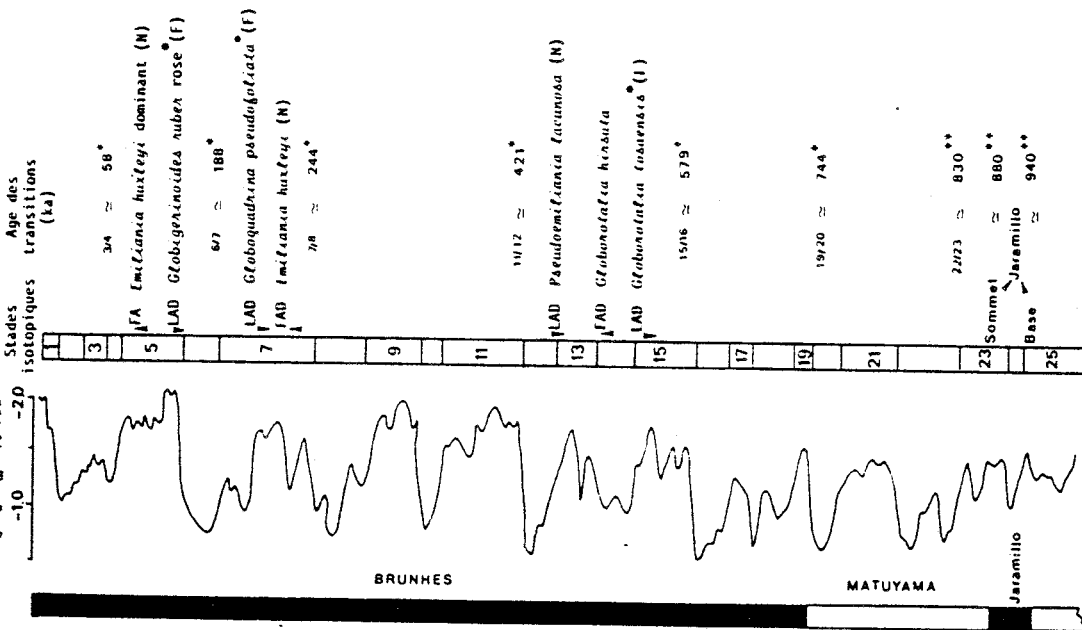


Fig. 188-Courbe généralisée des paléotempératures océaniques avec quelques dates et événements faunistiques importants, d'après Morlay et Hays°, 1981, Mankinen et Dairymple°, 1979.

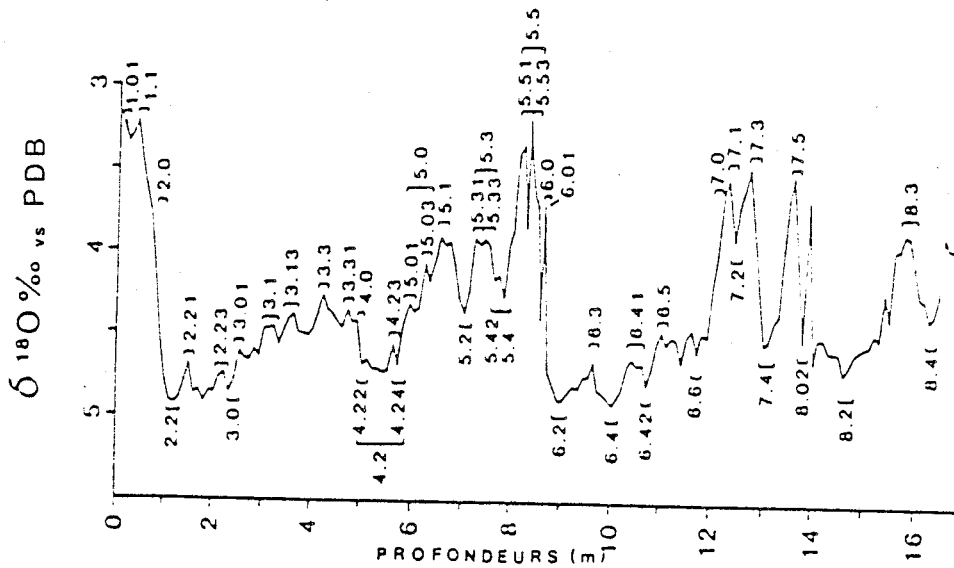


Fig. 189-Courbe isotopique standard avec identification des différents pics, d'après Pisias et al., 1984.

Ce problème ne peut pour l'instant être résolu uniquement par les données de terrain, car l'approche paléoclimatique des dépôts n'est pas encore assez poussée. Néanmoins, ces remarques nous amènent à envisager en premier lieu les deux hypothèses d'interprétation chronostratigraphique suivantes :

1-La première démarcation, en attribuant à chaque cycle climato-sédimentaire une valeur glaciaire-interglaciaire, aboutit notamment aux corrélations suivantes :

1-La nappe la plus ancienne du complexe de la basse terrasse (4cycles) est mise en corrélation avec les stades 10/9, ou avec l'Elstérien-Holsteinien.

-La Nappe de la Garenne (6 cycles) est mise en corrélation avec la succession des stades isotopiques 14/13, et avec la succession Cromérien B/interglaciaire Cromérien III.

2-La deuxième, plus complexe, amène à attribuer :

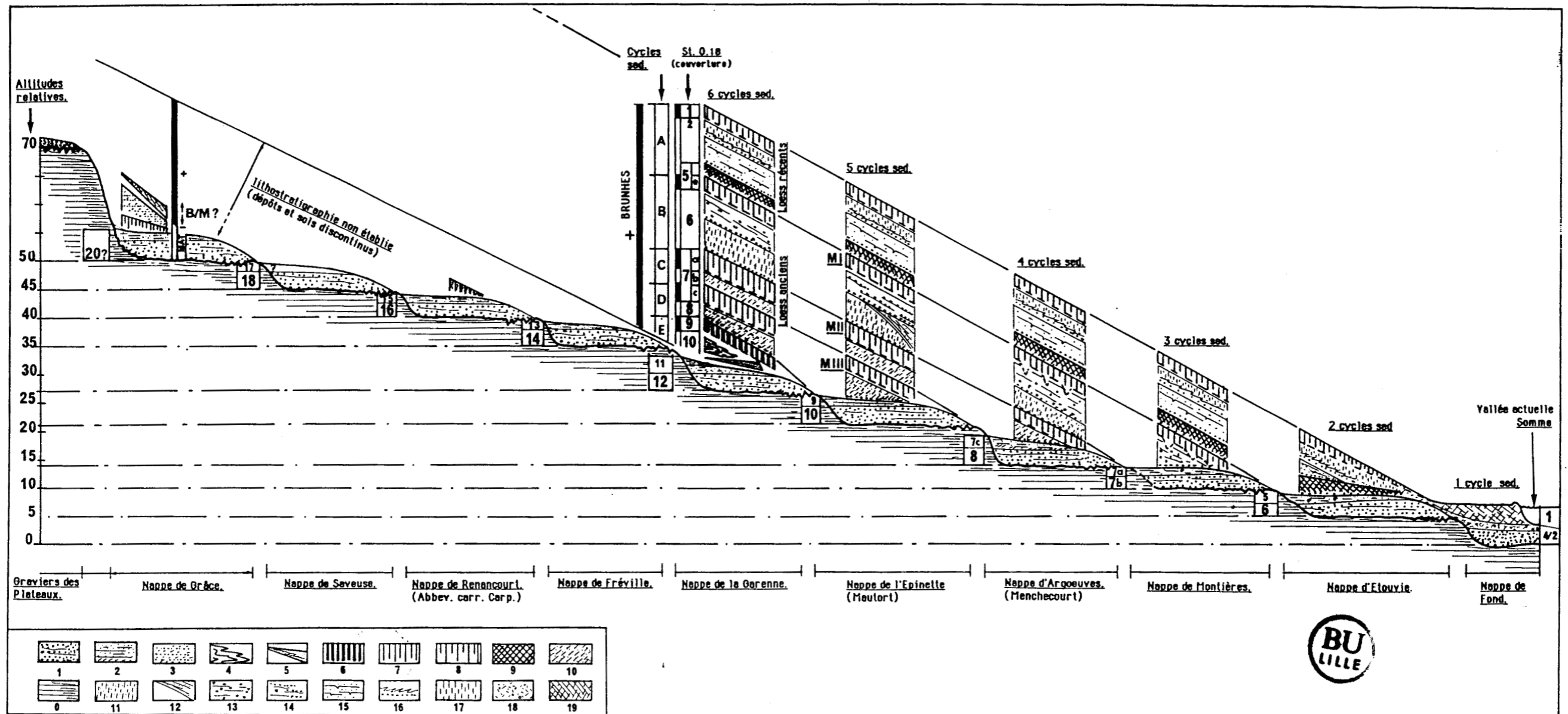
-La Nappe d'Argoeuves (4 cycles) au stade isotopique 8 et au sous stade 7c, ou à la succession début Saalien/interstade d'Hoogéven.

-La Nappe de Montières (3 cycles), aux sous-stades 7b/7a.

-La Nappe de la Garenne à la succession des stades 12 et 11 ou à la succession Cromérien C/ Cromérien IV.

Il faut souligner que ce type de problème a déjà été soulevé, en ce qui concerne l'étude des séquences loessiques saaliennes, par les résultats de S. Balescu (1988). Ceux ci tendent à montrer que les différentes phases climatiques du stade isotopique 7 se traduisent, en milieu continental, par deux horizons Bt successifs attribuables aux sous-stades 7a et 7c, séparés par un dépôt unique de faciès colluvial correspondant à la péjoration climatique du sous-stade 7b (loess ancien moyen d'Elbeuf, limon sableux SL3 de la Garenne).

Cette remarque pose le problème plus large de l'attribution des paléosols de type lessivé ou brun lessivé à des interglaciaires, ou à des réchauffements de moindre ampleur. Bien que le bilan pédosédimentaire des différents cycles du Pléistocène moyen récent apparaissent semblables sur le terrain (Elbeuf-Achenheim), un élément de réponse est fourni par l'étude du Début Glaciaire weichsélien qui montre que les paléosols



0-Substratum crayeux. 1-Graviers fluviaux. 2-Dépôts fluviaux fins, tufs, ou fluvio-marins (Menhecourt). 3-Sables limoneux (Grâce). 4-Craie solifluée, Presle (Garenne). 5-Dépôts de versant lités (Garenne). 6-Sol argileux. 7-Horizon Bt ou sol marmorisé. 8-Horizon Bt de sol brun lessivé ou lessivé. 9-Sol ou pédocomplexe humifère. 10-Limon ou loess sableux (Loess anciens SL). 11-Loess ancien sableux (LAS).

12-Faciès lité de 11 (Mautort). 13-Loess ancien clair à granules (LAC). 14-Faciès à cailloutis soliflués de 13. 15-Loess calcaire lité à microfentes (Loess récent inférieur). 16-Horizon à langues et cailloutis (HLN). 17-Loess calcaire homogène (Loess récent supérieur). 18-Limon gleyifié à granules (fond de vallée). 19-Tourbes.

Fig.190-Représentation synthétique schématique de la géométrie et de la stratigraphie du système de terrasses de la Somme; hypothèse de corrélation avec les subdivisions de l'échelle isotopique.

lessivés ne sont pas systématiquement de rang interglaciaire (Van Vliet-Lanoë, 1986, 1987).

Un problème du même type est apparu dans l'interprétation chronostratigraphique de la séquence de Tourville et plus précisément des deux estuaires B et D intrasaaliens, qui peuvent être interprétés comme le résultat de deux interglaciaires corrélables avec les stades 9 et 11 (Lautridou et al., 1986), ou comme l'expression des interstades d'Hoogéven et de Bantéga (d'après une remarque de W.H. Zagwijn, in Lautridou, 1985).

En dehors de la continuité du système, les remarques suivantes permettent de discuter ces deux interprétations :

-L'unité inférieure de la Nappe d'Argoeuves a livré un matériel lithique, riche en nucléus, lames et éclats levallois (Agache, 1976), attribuable au Paléolithique moyen ancien (Tuffreau, 1987), et semblable à celui des gisements les plus anciens du Saalien, notamment à celui de Mesvin IV dans la vallée de la Haine, daté de 250 à 300 000 Bp et attribué au stade 8. Par contre la nappe alluviale directement antérieure (Nappe de l'Épinette) livre un matériel typiquement Acheuléen.

Dans l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest, dans l'état actuel des connaissances, la phase la plus ancienne du Paléolithique moyen à débitage levallois systématique, connue par de nombreux gisements, remonte au maximum au début du Saalien et du stade 8: Mesvin IV (Cahen et Haesaerts, 1984), Maarkleeberg (Mania et Bauman, 1981, Mania, 1986); La Cotte St. Brelade (Callow, 1986) ...

Compte tenu de la position stratigraphique et des caractéristiques typologiques de l'industrie de la Nappe d'Argoeuves, cette observation constitue un élément en faveur de la seconde interprétation.

-Malgré sa courte durée, l'intensité de la péjoration climatique du sous-stade isotopique 7b apparaît aussi marquée que celle des stades 4 ou 6 (fig. 189). L'individualisation d'une nouvelle nappe alluviale pendant cet épisode (interprétation 2) n'est donc pas a priori à exclure. D'après W.F. Ruddiman et A. Mac Intyre (1982), le sous-stade 7b pourrait représenter un refroidissement important de type glaciaire.

-Du point de vue de la géométrie des terrasses, contrairement à l'ensemble des autres nappes, celles d'Argoeuves et de Montières sont localement plus délicates à individualiser en raison d'un décalage altimétrique moins important et moins constant.

-D'après une première tentative d'approche chronologique (relative) par la racémisation des acides aminés, M. Bates (1989) aboutit à des résultats cohérents avec la chronologie relative du système de la Somme.

En examinant l'ensemble des résultats, on remarque la très faible différence entre les taux de racémisation des échantillons provenant des dépôts fluviatiles fins des séquences des nappes de la Garenne et de l'Épinette. Cette observation plaide pour une attribution de ces deux phases interglaciaires aux stades isotopiques 11 et 9, séparés par une péjoration climatique intense qui se distingue nettement par sa très courte durée: stade 10/ Elstérien.

-Enfin, si l'on suit l'interprétation chronostratigraphique de S. Balescu (1988), la couverture loessique saaliennne débutant avec le stade isotopique 8, la séquence alluviale de la Nappe de la Garenne séparée des loess saaliens par un premier cycle de versant (DVL, PR/ARG : fig. 179 et 190) correspondrait au bilan morphosédimentaire des stades 12 et 11.

Ces remarques tendent à montrer que la formation des trois nappes de la basse terrasse de la Somme est plus complexe qu'une simple succession de cycles glaciaire-interglaciaire. Selon la seconde interprétation (fig. 190 et 191), qui apparaît plus probable, la mise en place des trois séquences alluviales s'inscrirait entre le début du stade 8 et la fin du stade 5, et couvrirait l'ensemble du Saalien et l'Eemien (Antoine, 1989g).

En ce qui concerne la partie la plus ancienne du système, quelle que soit l'interprétation choisie, le calage paléomagnétique permet d'attribuer la nappe la plus ancienne (Grâce) au Bavélien, tel qu'il est défini par W.H. Zagwijn (1985). Cependant, en raison du caractère atypique de l'unité supérieure de cette nappe, qui semble appartenir à la même phase froide, et de la limitation de l'étude paléomagnétique qui, si elle a montré le paléomagnétisme inverse n'a par contre pas permis de mettre en évidence la limite Brunhes/Matuyama, il n'est pas possible de proposer une corrélation plus détaillée des graviers de la Nappe de Grâce avec les stades isotopiques 20 ou 22 (fig. 191). Une nouvelle étude de cette séquence exceptionnelle semble de plus en plus nécessaire dans le cadre des nouvelles recherches sur les terrasses de la Somme.

Avant de conclure ce travail, Il faut souligner que l'interprétation proposée pour le système de la Somme est compatible, à l'échelle du système, avec la biozonation de J.M. Cordy (fig. 192), et comparable à celle de P. Haesaerts (Haesaerts et Dupuis, 1986 : fig. 12).

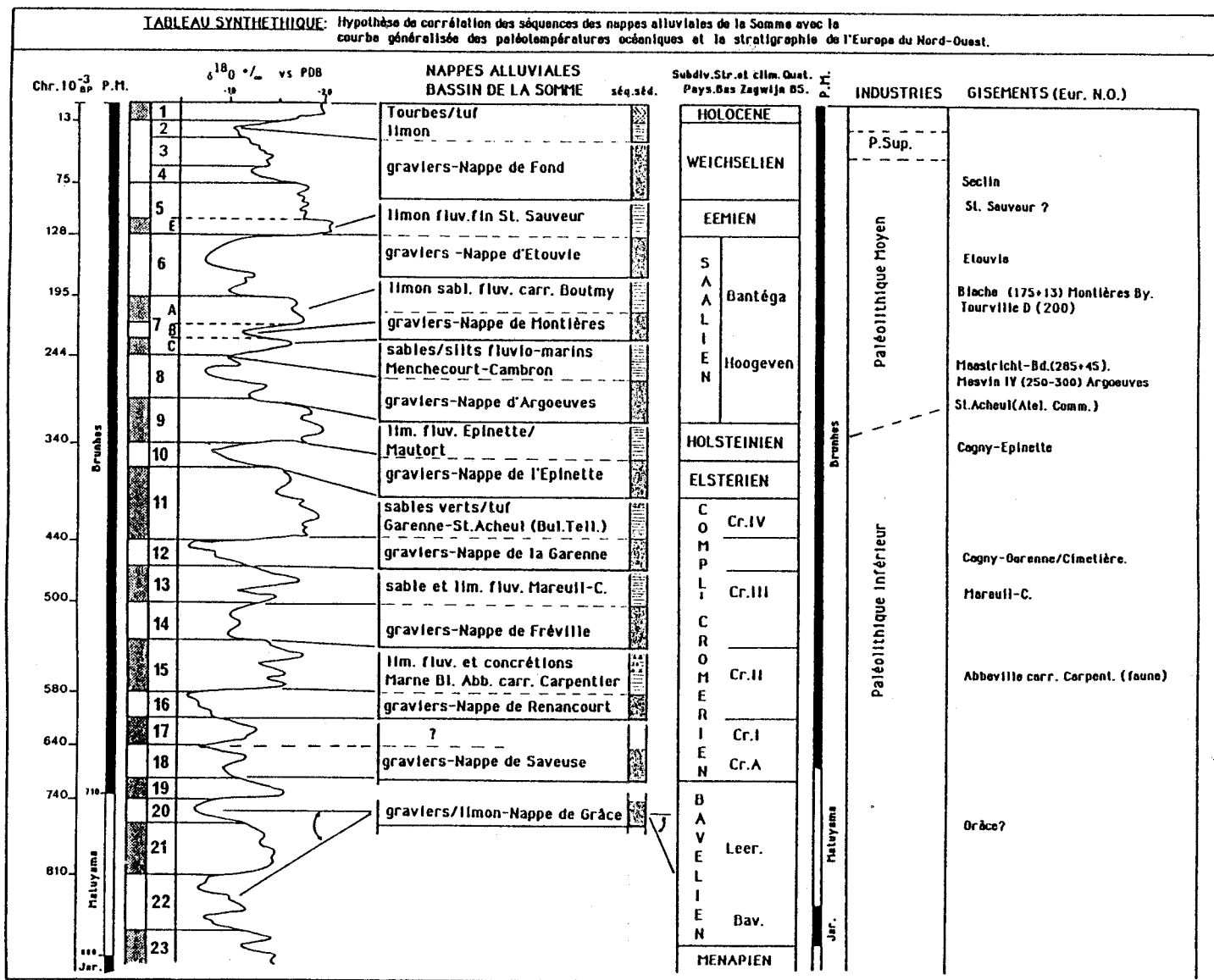


Fig. 191-Hypothèse de corrélation des séquences des nappes alluviales du bassin de la Somme avec la courbe généralisée des paléotempératures et la stratigraphie de l'Europe du Nord-Ouest.

PERIODES QUAT.	AGE 10 ³	PAL. MAGN.	STADES O ¹⁸			BIOZONES	GISEMENTS	
			a	b	c		BELGIQUE	ETRANGER
HOLOC.	10		I	1		IX	Divers	Divers
SUP.	100		II	3		VIII	Divers	Combe - Grenal Ehrlingsdorf II-III
				5				
MOYEN	200		III	7		VII	Mesvin IV	Abri Suard Steinheim III
	300		IV	9		VI		La Fage Steinheim II
	400		V	11		V		Lunel - Viel Tautavel Uppony I
	500		VI	13				
	600		VII	15		IV	Belle - Roche Trou Gajo ?	Escale Vertesszöllös Westbury 2
	700		VIII	17		III		Abbeville I Stranska Skala West Runton
			IX	19				
INF.	800		X	21		II		Soleihac Volgtstedt
			XI	23				
	900		XII	25		I		Csarnota I Sinzelles Vallonnet
			XIII	27		0		Peyrolles Tegelen
	1000		XIV	29				

CORDY 1983

Fig.192-Répartition des faunes du Pléistocène moyen de Belgique au sein de la biozonation des mammifères post-villafranchiens, d'après J.M. Cordy, 1984.

Enfin, si à la suite de cette discussion, la seconde interprétation (fig. 191 et 192) apparaît la plus probable, elle ne représente encore qu'une hypothèse de travail qu'il est nécessaire de contrôler par le développement des recherches sur le terrain et des approches géochronologiques. Elle représente cependant un cadre stratigraphique déjà relativement précis pour l'étude du Paléolithique inférieur et moyen dans le Bassin de la Somme et plus largement dans l'Europe du Nord-Ouest.

CONCLUSION

Ce travail, à la fois détaillé et synthétique, permet d'apporter une vision globale du système des terrasses de la Somme, du point de vue géométrique, dynamique, paléoclimatique et stratigraphique.

Le résultat essentiel est constitué par la mise en évidence de la nature cyclique de l'évolution morpho-sédimentaire à l'origine de la formation du système de terrasses de la Somme, système qui apparaît dès lors comme un modèle de réponse aux variations climatiques quaternaires en domaine continental depuis environ 800 000 ans. L'interprétation chronostratigraphique et la corrélation avec les enregistrements océaniques, essentiellement basée sur ce résultat, est confrontée aux données préhistoriques et à quelques points d'ancrage géochronologiques.

Ce modèle, défini dans un secteur homogène et relativement limité (70 km), essentiellement contrôlé par les variations climatiques, tout en s'intégrant dans le cadre d'un mouvement de surrection global continu, est particulièrement intéressant comparativement à ceux d'autres vallées de l'Europe du Nord-Ouest où la réponse climatique est souvent surimposée à une influence tectonique ou eustatique marquée (Tamise, Rhin, etc.).

Outre cet aspect de démonstration du système, les nombreux travaux de terrain menés dans le cadre de cette étude débouchent sur la cartographie des nappes, et sur des grands transects. Cette approche, nouvelle dans le bassin de la Somme, permet de réinterpréter certaines coupes anciennes, et surtout de les intégrer dans un système géologique cohérent.

Du point de vue des gisements paléolithiques, outre la contribution à la chronologie des gisements, les résultats sont plus ponctuels, mais l'étude détaillée de certains sites, menée dans le cadre des fouilles d'A. Tuffreau, apportent néanmoins de nouvelles données sur l'environnement morphologique et paléoclimatique des habitats, comme notamment celui de Cagny-la Garenne.

Enfin, l'ensemble de ces résultats souligne l'intérêt du système de terrasses du bassin de la Somme pour la géologie du Quaternaire et la Préhistoire. Il permet de mieux cerner les problèmes, d'ouvrir de nouvelles directions de recherche (niveaux marins et fluvio-marins, interglaciaire en milieu fluvial, géochronologie...) tout en précisant leur cadre géologique général.



BIBLIOGRAPHIE

- ADOLPHE J.P. (1974)**-Les dragées calcaires de Montières-Grâce et de la marne blanche d'Abbeville. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 163-164.
- AGACHE R., BOURDIER F. et PETIT R. (1963)**-Le Quaternaire de la basse Somme : tentative de synthèse. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, V, p. 422-442, 16 fig.
- AGACHE R. (1963)**-Informations archéologiques, circonscription de Nord-Picardie. Gallia-Préhistoire, VI, p. 165-180, 22 fig.
- AGACHE R. (1968)**-Informations archéologiques, circonscription de Nord et Picardie. Gallia-Préhistoire, XI, p. 267-309, 49 fig.
- AGACHE R. (1971)**-Informations archéologiques, circonscription de Nord et Picardie. Gallia-Préhistoire, XIV, p. 271-310, 39 fig.
- AGACHE R. (1976)**-Argoeuves. In "Livret-guide de l'excursion A10 : Nord-Ouest de la France (Bassin de la Seine, Bassin de la Somme et Nord)". IXème Congrès U.I.S.P.P., Nice, p. 140-145, 3 fig.
- AITKEN M.J., HUXTABLE J. et DEBENHAM N.C. (1984)**-Thermoluminescence dating in the Paléolithique : burned flints, stalagmitic calcite and sédiment. In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 26, P. 7-14, 2 fig.
- 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. Ass. Géol. Bass. Par., vol. 16, n° 2, p. 27-34.
- ALLARD J. et LATTEUX B. (1988)**-La sédimentologie : un problème de fond et de formes. Rev. EPURE-DER/EDE, juil., p. 3-13.
- ANTOINE P. (1986)**- Etude stratigraphique de quelques séquences du Pléistocène supérieur de la Somme. Rapport de D.E.A., Université des Sciences et Techniques de Lille I, 71 p., 30 fig.
- ANTOINE P. (1988)**-Contribution à l'étude des loess du Pléistocène Supérieur du Bassin de la Somme. In "Cultures et industries en milieu loessique", Revue Archéologique de Picardie, 1-2, p. 25-44, 15 fig.
- ANTOINE P. (1989a)**-Le complexe de sols de Saint-Sauflieu (Somme), micromorphologie et stratigraphie d'une coupe type du Début Weichsélien. Publ. du C.E.R.P., N°1, P51 à 59, 5 fig.
- ANTOINE P. (1989b)**-Géométrie des nappes alluviales du secteur d'Abbeville. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 3-4, 1 tab.

- ANTOINE P. (1989c)**-Abbeville-carrière Carpentier : stratigraphie et levé récents. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 9-10, 1 fig.
- ANTOINE P. (1989d)**-Observations récentes sur la géométrie et la stratigraphie des dépôts quaternaires de Mautort. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 19-23, 25-26, 4 fig.
- ANTOINE P. (1989e)**-Le système des terrasses de la vallée de la Somme. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 28-33, 4 fig.
- ANTOINE P. (1989f)**-Cagny-la Garenne : la séquence fluviatile. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 56-57, 59-64, 5 fig.
- ANTOINE P. (1989g)**-Le complexe de la basse terrasse de la Somme. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 100-104, 2 fig.
- ANTOINE P. (1989h)**-Montières-carrière "Boutmy-Muchembled" : le profil actuel. In livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme. Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 108-111, 115, 2 fig.
- ANTOINE P. (1989i)**- Le système stratigraphique du Quaternaire du bassin de la Somme. Actes du Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989 (à paraître).
- ARCYD. d' et ROUX J.C. (1971)**-Carte du toit des Dièves en Picardie, In "La Tectonique du Bassin de Paris", 1^è P., Bull. B.R.G.M., 2^è s., sect.I, p. 43-46, 1 carte.
- AUFFRET J.P. (1987)**-Formations quaternaires sous-marines de la Manche. In "Livret-Guide de l'excursion A.F.E.Q. : La Normandie", Mai 1987, P.61-65, 3 fig.
- BALESCU S. (1986)**-La minéralogie des loess du Nord de la France, et la position stratigraphique des paléosols intraloessiques. In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 26, p. 165-170, 4 fig.
- BALESCU S. (1988)**- Apports de la thermoluminescence à la stratigraphie et à la sédimentologie des loess du Nord-Ouest de l'Europe. Thèse Doct. Scien. Univ. Bruxelles. vol I : 199 p., 104 fig., 13 tab. ; vol II : annexes, 144 p., 8 fig., 20 tab.
- BASTIN (1971)**-Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. Acta Geographica Lovaniensia, Vol. 9, 136 P., 5 fig., 19 tabl., 7 pl. h.t.
- BATES M. (1989)**-Amino acid geochronology of quaternary non marine deposits in Northern France. Actes du Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin, 1989 (à paraître).

- BAUDET J.L;** (1971)-La Préhistoire ancienne de l'Europe septentrionale. Paris, 257 p., 120 fig.
- BEUN et BROQUET (1980)**-Tectonique quaternaire (Holocène?) dans la plaine littorale picarde des Bas-Champs de Cayeux et de leurs abords orientaux. Bull. Ass. Fr. Et. Quat. P. 47-52, 3 fig.
- BIBUS E.(1983)**-Distribution and Dimension of Young Tectonics in the Neuwied Basin and the Lower Middle Rhine. In Plateau Uplift, K. Fuchs et al. édit., p. 54-61, 3 fig.
- BIQUAND D. (1974)**-Position chronologique de la très haute nappe alluviale de Grâce (vallée de la Somme) par rapport à la limite paléomagnétique Bruhnes-Matuyama. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 157-159, 1 fig.
- BORDES F.(1954)**- Les limons quaternaires du bassin de la Seine. Archives de l'Institut de Paléontologie humaine, mém. 26, 472 p., 175 fig., 43 tabl., 1carte h.t.
- BORDES F. (1961)**-Typologie du Paléolithique ancien et moyen. Publ. de l'Institut de Préhistoire de l'Université de Bordeaux, mém. n° 1, 2 vol., 85 p., 11 fig., 108 pl.
- BOURDIER F. (1938)**-Essai de synthèse sur le Quaternaire du Sud-Ouest de la France. Bull. Soc. Etudes locales de la Charente, n° 182 à 184, ext., 24 p.
- BOURDIER F. (1958)**-Place de la moyenne terrasse d'Amiens-Saint-Acheul dans la chronologie du Quaternaire. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., n° 6, p. 119-221.
- BOURDIER F. (1969)**-Excursion dans le bassin de Paris de l'Association Internationale pour l'Etude du Quaternaire du 18 au 28 août 1969 : Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. Bull. d'information des Géologues du Bassin de Paris, n° 21, p. 169-220, 113 fig.
- BOURDIER F. (1974a)**-Essai sur le creusement de la vallée de la Somme au Quaternaire. In "L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale", Mém. Cent. Soc. Géol. Belg., Liège, p. 233-240.
- BOURDIER F. (1974b)**-La "marne blanche" d'Abbeville, gisement type de l'Abbevillien (résumé). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 161-163, 1 fig.
- BOURDIER F. (1974c)**-Le complexe mindélien : I-La haute terrasse de la Somme. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 165-168, 1 fig.
- BOURDIER F. (1976)**-Introduction historique et géologique à la Préhistoire du Nord-Ouest de la France. In "Livret-guide de l'excursion A10". IXème Congrès U.I.S.P.P., Nice, p. 17-28, 4 fig.
- BOURDIER F. (1984)**-Essai d'histoire sur la notion de nappes alluviales périglaciaires. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 21, p. 5-7.
- BOURDIER F. et LAUTRIDOU J.P. (1974a)**-Les grands traits morphologiques et structuraux des régions de la Somme et de la Basse-Seine (IRégion de la Somme). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 109-111, 3 fig.

- BOURDIER F. et LAUTRIDOU J.P. (1974b)**-Historique et méthodes (I bassin de la Somme). Bull. Ass. Fr. Et. Quat. 11, p. 112-114.
- BOURDIER F. et LAUTRIDOU J.P. (1974c)**-Les dépôts du Quaternaire ancien. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 129-135, 6 fig.
- BOURDIER F., CHALINE J., MUNAUT A.V. et PUISSEGUR J.J. (1974a)**-La très haute nappe alluviale de la Somme. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 137-143, 4 fig.
- BOURDIER F., CHALINE J., MUNAUT A.V. et PUISSEGUR J.J. (1974b)**-Le complexe mindélien : II-La moyenne terrasse de l'Avre. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 168-180, 11 fig.
- BOURDIER F., MUNAUT A.V., PRAT F. et PUISSEGUR J.J. (1974c)**-Les dépôts du complexe rissien de la Somme. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 219-227, 4 fig.
- BOURDIER F., Munaut A.V. et Puisségur J.J. (1974d)**-Le Würm et le sol gris de Saint-Sauveur. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 231.
- BOUREUX. M (1972)**-Contribution à l'étude du Quaternaire dans le secteur tertiaire de la vallée de l'Aisne. Thèse d'Université, Paris, 2 vol., 488 p., 169 fig.
- BREUIL H. (1934)**-De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires du Nord de la France et des pays voisins. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, VII, p. 270-331, 52 fig., 7 pl. h. t.
- BREUIL H. et KOSLOWSKY L. (1931,1932,1934)**-Etudes de stratigraphie paléolithique dans le Nord de la France, la Belgique et l'Angleterre. L'Anthropologie, XLI, p. 449-488, 23 fig., XLII, p. 27-47, 17 fig., p. 291-314, 10 fig., et XLIV, p. 249-290, 18 fig.
- BREUIL H. (1952)**-Glans conchyologiques en France (Nord et Sud-Ouest), détermination par A.S. Kennard. Congrès Préhist. de Fr. XIII^e session, Paris, p. 191-240.
- BREUIL H. (1955)**-Niveaux estuariens à galets fracturés par les vagues et de plages sableuses dans la Basse Somme. Quaternaria, 2, p. 21-28.
- BREUIL H. et KELLEY H. (1956)**-Les éclats acheuléens à plans de frappe à facettes de Cagny-la Garenne (Somme). Bull. Soc. Préhist. Fr., LIII, p. 174-191, 13 fig.
- BRIQUET A. (1906)**-Un tuf pléistocène dans la vallée de la Somme. Ann. Soc. Géol. Nord., XXXV, p. 255-257.
- BRIQUET A. (1907)**-Note préliminaire sur quelques points de l'histoire plio-pléistocène de la région gallo-belge, Ann. Soc. Géol. Nord., XXXVI, p. 2-44.
- BRIQUET (1930)**- Le Littoral du Nord de la France et son Evolution Morphologique. Orléans, 439 p., 151 fig., 1 pl. h. t.

- BROQUET (1976)**-Mise en évidence en Picardie de fractures à jeu unique ou répétitif. Intérêt en néotectonique (période quaternaire). Comparaison avec d'autres régions. Ann. Sc. Univ. Besançon, (3), fasc. 26, P35-38, 1 fig.
- BRUNNACKER K., Löhr, H., Boenigk W., Puisségur J.J. et Poplin F. (1975)**- Quartär-Aufschlüsse bei Ariendorf am Unteren Mittelrhein, Mainzer Naturwiss. Archiv, 14, p. 93-141.
- BRUNNACKER K. (1986)**-Quaternary stratigraphy in the lower Rhine area and Northern alpine foothills. In "Quaternary Glaciations in Northern Hemisphere", Quat. Sc. Rev., 5, p.373-379, 5 fig.
- CAHEN D. (1984)**-Le Paléolithique inférieur et moyen en Belgique. In "Peuples chasseurs de la Belgique dans leur cadre naturel", édité par D. Cahen et P. Haesaerts, Bruxelles, p. 133-155, 15 fig.
- CALLOW P. (1986)**-The saalian industries of la Cotte St. Brelade, Jersey. In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat. 26, p. 129-140, 10 fig.
- CHALINE J. (1974)**-Les rongeurs, l'âge et l'environnement de la très haute terrasse de Grâce à Montières (Somme). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 151-157, 2 tabl.
- CHALINE J. (1980)**-Zonation biologique et climatique du Pléistocène d'après les faunes de rongeurs. In "Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., n° 8, 1, p. 359-367, 1 fig., 6 tab.
- CHANCEREL A (1986)**-Le système des nappes alluviales de la Seine en aval de Rouen. Bull. Centre. Géom.C.N.R.S. Caen, 31, p.73-82, 2fig., 1tab.
- CLET-PELLERIN M., HUAULT M.F., LARSONNEUR C. et PELLERIN J. (1977)**-La basse vallée de l'Orne, le remblaiement périglaciaire et postglaciaire, l'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation. Bull. Soc. Linn. Normandie, 105, p. 23-44, 12 fig.
- COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. et SOMME J.(1977)**-Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord, XCVII, p. 191-222, 27 fig.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P. et SOMME J. (1980)**-Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-Occidentale. Bull. Inf. Géol. Bassin Paris., vol. 17, p. 41-54, 9 fig.
- COLBEAUX J.P., SOMME J. et TUFFREAU A. (1981)**-Tectonique quaternaire dans le Nord de la France : l'apport du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 18, p. 183-192, 9 fig.
- COLBEAUX J.P., SOMME J. et TUFFREAU A. (1988)**-Tectonique. In "Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast", Mém. Soc. Préh. Fr., 21, vol. 1, p. 61-67, 9 fig., 1 tab.

- COMMONT V. (1907)**-Niveau stratigraphique des industries représentées à Saint-Acheul et Montières (Somme). Congrès Préhistorique de France, Autun, p. 115-130, 3 fig.
- COMMONT V. (1908)**-Les gisements paléolithiques de Saint-Acheul. Coupe du Quaternaire dans la vallée de la Somme. Géologie et Préhistoire. AFAS, Clermont-Ferrand, p. 454-465, 2 fig.
- COMMONT V. (1909a)**-Saint-Acheul et Montières. Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire. Mém. Soc. Géol. Nord, VI, mémoire III, 68 p., 52 fig., 3 pl.
- COMMONT V. (1909b)**-Industrie des graviers inférieurs de la haute terrasse de Saint-Acheul. Congrès Préhistorique de France, Beauvais, p. 82-90, 1 fig.
- COMMONT V. (1909c)**-Montières-les-Amiens (dépôts quaternaires). AFAS, Lille, p. 437-444, 3 fig.
- COMMONT V. (1909d)**-Saint-Acheul et Montières (compte-rendu de l'excursion du 11 juillet 1909). Revue Préhistorique, 4ème année, p. 297-319, 7 fig.
- COMMONT V. (1909e)**-Cinquantième de la Palethnologie : excursion aux gisements de Saint-Acheul et de Montières, 11 juillet 1909. Bull. Soc. Linn. du Nord de la France, n° 390, p. 373-377.
- COMMONT V. (1910a)**-Note préliminaire sur les terrasses fluviatiles de la vallée de la Somme. Epoque de l'apparition de l'homme quaternaire. Ann. Soc. Géol. Nord, XXXIX, p. 185-210, 1 fig.
- COMMONT V. (1910b)**-Excursion de la Société géologique du Nord et de la Faculté des Sciences de Lille à Abbeville, le 11 juin 1910. Les gisements paléolithiques d'Abbeville. Stratigraphie, faune, industrie humaine. Situation par rapport aux terrasses fluviatiles de la Somme. Ann. Soc. Géol. Nord, XXXIX, p. 249-293, 11 fig.
- COMMONT V. (1910c)**-Notes sur les tufs et les tourbes de divers âges de la vallée de la Somme. Mode de formation et chronologie d'après la faune et l'industrie que renferment ces dépôts. A.S.G.N., Tome XXXIX, p.210-248, 2fig.
- COMMONT V. (1911a)**-Les gisements préhistoriques de Saint-Acheul et de Montières. Notes de Préhistoire publiées dans le Bulletin de la Société Linéenne du Nord de la France de 1905 à 1910. Amiens, 189 p., 126 fig., 6pl. h. t.
- COMMONT V. (1911b)**-Les terrasses fluviatiles de vallée de la Somme. Bulletin archéologique, p. 173-195, 1 pl.
- COMMONT V. (1912a)**-Note sur le Quaternaire du Nord de la France, de la vallée du Rhin et de la Belgique. Ann. Soc. Géol. Nord, XLI, p. 12-59, 9 fig.
- COMMONT V. (1912b)**-Moustérien à faune chaude dans la vallée de la Somme à Montières-les Amiens, Congr. intern. d'Anthropologie et d'Archéologie préhistorique, Genève, p. 291-300, 3 fig.

- COMONT V. (1912c)**-Chronologie et stratigraphie des industries protohistoriques, néolithiques et paléolithiques dans les dépôts holocènes et pléistocènes du Nord de la France et en particulier dans la vallée de la Somme. Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie Préhistoriques. Genève 1912, p. 239-254, 1 fig.
- COMMONT V. (1913)**-Les Hommes contemporains du renne dans la vallée de la Somme. Mém. Soc. Antiquaires de Picardie, t. XXXVII, 430 p., 154 fig., 1 carte.
- COMMONT V. (1913b)**-Le Moustérien ancien à Saint-Acheul et Montières. résumé de : L'évolution de l'industrie moustérienne dans le Nord de la France et la Belgique. Mém. Soc. Préhist. Fr. 1913.
- CORDY J.M. (1984)**-Evolution des faunes quaternaires en Belgique. In "Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel". D. Cahen et P. Haesaerts édit., Bruxelles, p.66-77, 6 fig.
- CORDY J.M. (1989)**-Les micromammifères de Cagny-l'Épinette (rapport préliminaire). In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 89, p. 80-81.
- DEVISME R., DUPUIS Ch. , HAESAERTS P. et HEINZELIN J. de (1977)**-Fouilles de 1975 à la carrière Est du Chemin des Salines, Boismont, Somme, France. Cahiers Archéologiques de Picardie, 4 , p. 31-42, 8 fig.
- DUCROCQ T. (1986)**-Le Mésolithique de la vallée de l'Avre (secteur Amiens-Moreuil). Mém. D.E.A. Univ. Sc. et Techn. de Lille, 79 p. 26 pl.
- DUCROCQ T. (1989)**-Le Mésolithique du Marais de Hailles (Somme). Publication du C.E.R.P., N°1, p. 109-120, 7 fig., 4 tab.
- DUPUIS Ch. , HAESAERTS P. et HEINZELIN J. de (1977)**-Mise en évidence de dépôts à caractère fluvio-marin parmi les nappes alluviales de la Basse Somme. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., XIV, p. 86-95, 5 fig.
- EHLERS J. (1983)**-The glacial history of North-West Germany. In : "Glacial Deposits in North-West Europe", J. Ehlers édit. , A.A. Balkema, Rotterdam, p. 229-238.
- EHLERS J., MEYER K.D. and STEPHAN H.J. (1984)**-Pre-Weichselian glaciations of North-West Europe. Quaternary Science Reviews, 3 (1), p. 1-40.
- FAGNART J.P. et FOURNIER J. (1982)**-Observation sur le gisement paléolithique moyen de Sains-en-Amiénois (Somme). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 19, p. 67 à 72, 4 fig.
- FAGNART J.P. (1988)**-Les industries lithiques du Paléolithique supérieur dans le Nord de la France. Revue Archéologique de Picardie, n° spécial 88, 153 p., 98 fig., 16 tab., 5 pl.
- FOURNIGUET J. (1987)**-Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. Mém. B.R.G.M., n° 127, 173 p., 34 fig., 16 tab., 9 pl. h. t.

- FURHMAN U. (1983)**-Kalium-Argon-Untersuchungen an Neogenen Vulkaniten des Rheinischen Schildes. Dissertation, Universität Heidelberg.
- GILOT E. (1984)**-Datations radiométriques. In "Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel", D. Cahen et P. Haesaerts édit. , Bruxelles, p. 115-1252 fig.
- GULLENTOPS F. (1954)**-Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes de relief en Belgique. Mém. Inst. Géol. Université de Louvain, XVIII, p. 125-252, 23 fig.
- HAESAERTS P. (1978)**-Contexte stratigraphique de quelques gisements paléolithiques de plein air de Moyenne Belgique. Bull. Soc. roy. Belge Anthrop. Préhist., 89, p.115-133.
- HAESAERTS P. (1980)**-Stratigraphie des dépôts limoneux du Pléistocène Supérieur de moyenne Belgique; essai de zonation paléoclimatique. In "Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat. N.S., n°1, p.165 à 173, 4 fig.
- HAESAERTS P. (1984a)**-Le Quaternaire : problèmes, méthodologie et cadre stratigraphique. In "Peuples chasseurs de la Belgique dans leur cadre naturel", édité par D. Cahen et P. Haesaerts, Bruxelles, p. 17-25, 4 fig.
- HAESAERTS P. (1984b)**-Aspects de l'évolution du paysage et de l'environnement en Belgique au Quaternaire. In "Peuples chasseurs de la Belgique dans leur cadre naturel", édité par D. Cahen et P. Haesaerts, Bruxelles, p. 28-39, 6 fig.
- HAESAERTS P. (1984c)**-Les Formations fluviatiles pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). Bull. Ass. Fr. Et. Quat. 21, p. 19-26, 5 fig.
- HAESAERTS P. (1985)**-Les loess du Pléistocène Supérieur en Belgique ; comparaison avec les séquences de l'Europe Centrale. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 22, p. 105 à 115, 3 fig., 1 tab.
- HAESAERTS P. et VAN VLIET B. (1974)**-Compte-rendu de l'excursion du 25 Mai 1974 consacrée à la stratigraphie des limons aux environs de Mons. Ann. Soc. Géol. Belg., 97, p.503 à 516, 6 fig., 2 pl.
- HAESAERTS P. et VAN VLIET B. (1981)**-Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, à Harmignies et à Rocourt. B. P., 28, p. 291-324.
- HAESAERTS P., JUVIGNE E., KUYL O., MUCHER H. et ROEBROEKS W. (1981)**-Compte-rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pléistocène supérieur. Ann. Soc. Géol. Belg., 104, p. 223-240, 4 fig.
- HAESAERTS P., BALESCU S., DUPUIS Ch. et VAN VLIET B. (1984)**-Contribution à la stratigraphie des gisements paléolithiques de Cagny (Somme). Cahiers de Géographie physique, Lille, 5, p. 77-94, 6 fig.

- HAESAERTS P. et DUPUIS Ch. (1986)**-Contribution à la stratigraphie des nappes alluviales de la Somme et de l'Avre dans la région d'Amiens. In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat. , 26, p.,171-186, 7 fig.
- HALLEGOUET B. et VAN VLIET-LANOE B. (1986)**-Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le Maximum Glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). Suppl. Bull. Ass. Et. Fr. Quat., 23 p. 127 à 138, 7 fig.
- HEIM J., LAUTRIDOU J.P., MAUCOURPS J., PUISSEGUR J.J., SOMME J. et THEVENIN A.(1982)**- Achenheim : une séquence type des loess du Pléistocène moyen et supérieur. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 19, p. 147 à 159, 5 fig.
- 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 géographique et paléogéographique. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XXIII, p. 143-147, 4 fig.
- JAMMOT D. (1974)**-Les insectivores de Cagny (Somme) : Soricidae (Insectivora, Mammalia). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 187-189, 2 fig.
- JAUZEIN A. (1971)**-Les agents de la morphogénèse : Les eaux courantes. Travaux du Laboratoire de Géologie. Ecole Normale Supérieure, Paris, chap. 1, 177 p.
- JOHNSON R.G. (1982)**-Brunhes-Matuyama Reversal. Quaternary Research, 17, (2), p. 135-147.
- JUVIGNE H. et WINTLE A.G. (1988)**-A New chronostratigraphy of the Late Weichsélian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating. Eiszeitalter u. Gegenwart, 38, p.94-105 3fig. 1tab.
- KELLEY H.(1937)**-Acheulian flake tools. Proceedings of the Prehistoric Society, 2, p. 15-28, 8 fig.
- KUKLA J.G. (1977)**-Pléistocène Land-Sea correlations 1. Europe, Earth Sciences Reviews, 13, p. 307-374.
- LADRIERE J. (1890)**-Etude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord. Ann. Soc. Géol. Nord, XVIII, p. 93-149, 22 fig.
- LADRIERE J. (1897)**-Note pour servir à l'étude du terrain quaternaire de la Somme. Ann. Soc. Géol. Nord, XXVI, p. 210-225.
- LAUTRIDOU J.P. (1970)**-Cartons de formations superficielles du 1/50 000è des régions de Saint-Romain (Pays de Caux) et de Villedieu-les-Poëles (Avranchin). In Atlas de Normandie, planche E5 et notice.
- LAUTRIDOU J.P. (1974)**-La séquence loessique séquanienne du Würm à Saint-Pierre les Elbeuf. Bull. Ass. Fr. Et. Quat. 11, p. 242-243, 1fig.

- LAUTRIDOU J.P. (1976)**-Les limons quaternaires et dépôts de pente en Normandie. In "La Préhistoire Française", IX^{ème} Congrès U.I.S.P.P Nice, 1976, édit. C.N.R.S, Paris, I, p.168-172.
- LAUTRIDOU J.P. (1980)**-Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. In "Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., N.S. N°1, p.180-189. 1fig., 2tab.
- LAUTRIDOU J.P. (1985)**- Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de Doctorat-ès-Lettres, Caen, 2 vol., 908 p., 191 fig., 60 tabl., 19 pl.
- LAUTRIDOU J.P. (1987)**-I Géologie et climat. In "Livret-Guide de l'excursion A.F.E.Q. : La Normandie" Mai 1987, p. 11-17, 4 fig.
- LAUTRIDOU J.P. et SOMME J. (1974)**-Les loess et les provinces climato-sédimentaires du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 237-241, 2 cartes, 1 tabl.
- 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 Peryglacialny. 28, p. 179-181.
- LAUTRIDOU J.P. et al. (1982)**- The Quaternary of Normandy. Bull. Centre Géomorph. Caen, 26, 88 p.
- LAUTRIDOU et Coll.(1983)**-Le Quaternaire de Normandie. Lab. Géol. Univ. Rouen édit., 160 p.
- LAUTRIDOU J.P. LEFEBVRE D. LECOLLE F. CARPENTIER G. DESCOMBES J.C. GAQUEREL C. et HUAULT M. F. (1984a)**-Les terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf corrélation avec celles de la région de Mantes. Bull. ASS. Fr. Et. Quat., 21, p.27-32, 6 fig. 1 tab.
- LAUTRIDOU J.P., SOMME J. et JAMAGNE M. (1984b)**-Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loesses of North-West France in "Lithology and Stratigraphy of loess and Paleosols". INQUA IXth Congress, Budapest, p. 121-132, 5 fig., 3 tabl.
- LAUTRIDOU J.P., SOMME J., HEIM J., PUISSEGUR J.J. et ROUSSEAU D.D.(1985)**- La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace): nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 22, p. 125 à 132, 2 fig.
- LAUTRIDOU J.P., MONNIER J.L., MORZADEC M.T. and TUFFREAU A. (1986a)**-The Pleistocene of Northern France. In "Quaternary Glaciations in Northern Hemisphere", Quaternary Science Reviews, 5, p.387-393, 2 fig., 2 tab.

LAUTRIDOU J.P., SOMME J., HEIM J., MAUCORPS J., PUISSEGUR J.J., ROUSSEAU D.D., THEVENIN A., et VAN VLIET-LANOE B. (1986b)-Corrélation entre sédiments quaternaires continentaux et marins (littoraux et profonds) dans le domaine France Septentrionale-Manche. Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, vol. 27, fasc. 2, p 105-112.

LAUTRIDOU J.P., CLET M., COUTARD J.P., DESCOMBES C., HELLUIN M., HUAULT M.F., LEBRET P., LECHEVALLIER C., LECOLLE F., LEFEBVRE D., OCCHIETTI S., OZOUF J.C., PELLERIN J., ROUSSEAU D.D. et VAN VLIET-LANOE B. (1988)-Relations entre formations marines et continentales pléistocènes en Normandie. In "Méthodes et Concepts en Stratigraphie du Quaternaire Européen", Colloque Dijon déc. 1988 (à paraître).

LEBRET P. (1984)- La bordure nord de la province normande. évolution quaternaire. sédimentation loessique et tectonique récente. Thèse de 3ème cycle, Rouen, 194 p., 59 fig., 20 tabl.

LEBRET P, DUMONT J.P., GAQUEREL C., HUAULT M.F., LAUTRIDOU J.P., LE COUSTOMER M.N., LEFEBVRE D., LEVANT M., MASSON B., PUISSEGUR J.J., et VAN VLIET-LANOE B. (1984)-Tancarville : la liaison Pléistocène moyen-Pléistocène supérieur en Basse-Seine. Bull. Centre Géom. C.N.R.S. Caen, 29, p.63-84.

LECOLLE F. (1981)-Le Pléistocène moyen et supérieur alluvial de la Seine au Sud du Vexin et les industries préhistoriques associées. Lab. Préhist. Mus. Nat. Hist. Nat. Mém. N°9, Paris, 182 p.

LECOLLE F. (1982)-Le Paléolithique ancien et moyen de contexte alluvial : l'exemple de la vallée de la Seine au Sud-Ouest du Vexin français. Bull. Soc. Préhist. Fr. 79, p. 199-209, 8 fig.

LECOLLE F. (1984)-Phases érosives et cycles sédimentaires dans les alluvions de la Seine au Sud du Vexin. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 21, p33-36, 2 fig.

LECOLLE F. (1987)-Le méandre des Andelys. In "Livret-guide de l'excursion A.F.E.Q. : La Normandie", mai 1987. p.49-56, 4 fig.

LEFEBVRE D. CARPENTIER G. et EVRARD H. (1986)-Les terrasses de la Seine, de Pont-de-L'Arche à Elbeuf. Bull. Centr. Géom. C.N.R.S. Caen, 31, p. 41-71, 16 fig. 1carte.

LEOPOLD J. (1986)- Comparaisons d'industries acheuléennes de Cagny-Cimetière et de Cagny-l'Épinette (Somme). Mémoire de maîtrise, Université de Paris I, 256 p., 24 fig.

LEOPOLD J. (1989)-L'industrie lithique des gisements acheuléens de Cagny-l'Épinette et de Cagny-Cimetière (Somme). Actes du Colloque L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe. Saint-Riquier, Juin 1989 (à paraître).

LEROI-GOUHRAN Arl., SOMME J. et TUFFREAU A. (1978)-Weichsélien et Paléolithique moyen de Seclin. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 15, p. 69-80, 8 fig.

- MANKINEN E.A. et DALRYMPLE G.B. (1979)**-Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. BP. Jour. Geophys. Res., 84, p. 615-626.
- MACAR P. (1974)**- Les bassins hydrographiques de la Mer du Nord méridionale, vue d'ensemble et quelques réflexions. In "L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale". Mém. Cent. Soc. Géol. Bel. Liège, p. 281-290.
- MANIA D. (1986)**-La géochronologie du Pléistocène moyen et de quelques gisements paléolithiques dans la région de la Saale et de l'Elbe moyenne. In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 26, 49-60, 8 fig.
- MANIA D. et BAUMANN W. (1981)**-Neue paläolitische Funde aus dem Mittelpleistozän von Markleeberg. Beitr. Z. Ur und Frugesch, T.I. Arbeits-u Forsch ber. Z. Sächs. Bodendenkmalpflege Beih. 16, Berlin, p. 41-109.
- MANKINEN E.A. et DALRYMPLE G.B. (1979)**-Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P. Journ. Geophys. res., 84, p. 615-626.
- 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.
- MOIGNE A.M. (1989)**-Cagny-l'EpINETTE : la grande faune. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme", Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 89, p. 82-87, 5 fig.
- 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 Saint-Brieuc: apport de la pédologie et de la malacologie. Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 23, p. 119 à 126, 2 fig.
- MORISAWA M. (1985)**-River morphology : channel pattern, river deposition and fluvial landform. In "Geomorphology texts. Rivers", Clayton K.M. editor, p. 90-136.
- MORLEY J.J. et HAYS J.D., (1981)**-Toward a high-resolution, global deep-sea chronology for the last 750 000 years. Earth. and Planet. Sci. Letters. 53, p. 279-295.
- MORTILLET G. de (1872)**-Classification des diverses périodes de l'âge de la pierre. Congrès intern. d'Anthropologie et d'Archéologie préhistorique, 6ème session, Bruxelles, p. 432-444, 29 fig., 17 pl.
- MUNAUT A.V. (1974a)**-Les analyses palynologiques de la très haute nappe alluviale de Grâce (Somme). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 144-147, 2 tabl.
- MUNAUT A.V. (1974b)**-Les analyses palynologiques de la moyenne terrasse de Cagny-Cimetière (Somme). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 181-185.
- MUNAUT A.V. (1974c)**-Les analyses palynologiques de la basse terrasse de Longpré-les-Corps-Saints. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 228-230. 1 fig. 1 tab.

- MUNAUT A.V. (1974d)**-Les analyses palynologiques du sol gris de Saint-Sauveur. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 232-235, 2 tab.
- MUNAUT A.V. (1980)**-Analyses palynologiques des fouilles de Cagny-Cimetière (Somme). Résultats préliminaires. Cahiers archéologiques de Picardie, 7, p. 17-18.
- MUNAUT A.V. (1984)**-L'Homme et son environnement végétal. In "Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel", D. Cahen et P. Haesaerts édit, Bruxelles, p.59-66, 3 fig.
- MUNAUT A.V. (1988)**-L'environnement végétal de quelques dépôts quaternaires du bassin de la Somme. In "Cultures et industries paléolithiques en milieu loessique", Amiens, déc. 86. Rev. Arch. Pic., 1-2, p. 45-56, 10 fig., 8 tab.
- MUNAUT A.V. (1989a)**-Analyse palynologique de la coupe de la carrière-Carpentier à Abbeville. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 11-14, 1 fig.
- MUNAUT A.V. (1989b)**-Analyse palynologique d'une coupe de la très haute terrasse à Montières Grâce (Somme). In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme. Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 40-41, 1 tab.
- MUNAUT A.V. (1989c)**-Cagny-l'Épinette : analyses palynologiques. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe". Saint-Riquier, juin 1989, p. 75-79, 1 fig.
- NIELSSON T. (1960)**-Recherches pollenanalytiques dans la vallée de la Somme. Pollens et spores, 11, P 235-262.
- PAEPE R. et VANHOORNE R (1967)**-The stratigraphy and paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. Mem, expl. Cartes Géol. Min. Belg., n°8, Serv. Geol. Belg., n°18, 38 p., 4 pl.
- PAEPE R. et SOMME J. (1970)**-Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique. Ann. Soc. Géol. Nord, XC, p. 191-201, 3 fig.
- PAEPE et SOMME J. (1975)**-Marine pleistocene transgression along the flemish coast (Belgium and France). I. G.C.P. Project 73/124, "Quaternary glaciations in Northern Hemisphere". Report n°2, p. 106-116, Prague.
- 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., p. 59-69, 4 fig.
- PAEPE R., VAN MOLLE M., et MORTIER R. (1981)**- Quaternary stratigraphy of the terrace systems of the Maas river basin. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 41, p.131-153, 1pl. h.T.
- PATTE E. (1967)**-La basse terrasse de Sempigny (Oise): ses industries osseuses et lithiques, sa faune. L'anthropologie, LXXI, p. 401-434, 14 fig.

- PETTS G. and FOSTER I. (1985)-Rivers and Landscape. G. Petts and I. Foster édit., 274 p.
- PISIAS N.G., MARTINSON D.G., MOORE T.C. jr., SHAKLETON N.J., PRELL W., HAYS J., et BODEN G., (1984)-High resolution stratigraphic correlation of benthic oxugen isotopic records spanning the last 300 000 years. Mar. Geol., 56, p. 119-156.
- POMMEROL C. (1978)-Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. Géol. Mijnb., n°4, vol. 57, p. 533-543.
- PONTIER G. (1914)-Etude sur l'elephas primigenius de la vallée de l'Aa. Ann. Soc. Géol. Nord, XLIII, p. 30-89, 14 fig.
- PONTIER G. (1928)-Les éléphants fossiles d'Abbeville. Ann. Soc. Géol. Nord, LIII, p. 20-46, 4 fig., 4 pl.
- PRESTWICH J. (1860)-On the occurrence of flint implements associated with remains of animals of extinct species in beds of a late geological period in France at Amiens and Abbeville and in England at Hoxne. Philosophical Transactions of the royal Society of London, 150, p. 277-327, 12 fig.
- PUISSEGUR J.J. (1974a)-La faune malacologique (de la très haute nappe de Grâce). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 147-151.
- PUISSEGUR J.J. (1974b)-La faune malacologique de Cagny-Cimetière. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, p. 191, 1tab.
- PURSER B.H. (1980)-"Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. Les éléments de la sédimentation et de la diagénèse". Pub. de l'Institut Français du Pétrole, édit. Technip, tome I, p. 11-39, 73-157.
- ROEBROEKS W. (1981)-Middenpaleolithische vondsten uit de gemeente Maastricht, Westerheem, 30, p. 98-105.
- ROEBROEKS W. (1986)-Archaeologie and Middle Pleistocene stratigraphy : the case of Maastricht-Belvédère (NL). In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 26, p. 81-88, 5 fig.
- ROEBROECKS W. (1989)-From find scatters to early hominid behaviour : a study of Middle Paleolithic riverside settlement at Maastricht-Belvédère (the Netherlands). Thèse Doc.Univ. Leiden., 184 p., 158 fig.
- ROUSSEAU D.D. (1985)- Structure des populations quaternaires de Pupilla muscorum (Gastropode) en Europe du Nord. Thèse de 3ème cycle, Dijon, 133 p., 83 fig., 1 pl.
- RUDDIMAN W.F. and MAC INTYRE A (1982)-Severity and speed of Northern Hemisphere glaciation pulses : the limiting case? . Bull. Soc. Geol. Amer., 93, p. 1273-1279.

- SARNTHEIM M. ET STREEME H. E. (1986)**-The Holstein Interglaciation : Time-Stratigraphic position and Correlation to Stable-Isotope Stratigraphy of Deep Sea Sediments. Quaternary Research, 26, p. 283-298, 5fig., 3 tab.
- SCHUMM S.A., MOSLEY M.P., WEAVER W.E.(1987)**-Valleys and channels in bedrock. In : "Experimental fluvial geomorphology". John Wiley & sons editors, p. 225-250.
- SHACKLETON N.J. and OPDYKE N.D. (1973)**-Oxygene isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial pacific core V28-238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10. 5 and 10. 6 years scale. Quaternary research, 3, p. 39-55.
- SHACKLETON N.J. and OPDYKE N.D. (1976)**-Oxygen isotope stratigraphy of pacific core V28-239 : Late Pliocene to Latest Pleistocene. Geological Society America (Memoirs), 145, p449-464.
- SOMME J. (1969)**-Stratigraphie des limons de la région du Nord de la France (Flandre-Artois). In : "La stratigraphie des loess d'Europe", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., Congrès INQUA, Paris p. 71-78, 3 coupes.
- SOMME J. (1975)**- Les plaines du Nord de la France et leurs bordure : étude géomorphologique. Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, 810 p., 185 fig.
- SOMME J. (1979)**-Quaternary coastlines in Northern France. In : The Quaternary History of the North Sea (E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm and A.J. Wiggers editors). Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annu. Quingenterique Celebrantis, 2, Uppsala, p. 147-158, 7 fig.
- SOMME J. (1978)**-Géomorphologie et stratigraphie du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 15, p. 27-34, 7 fig.
- SOMME J. (1984)**-Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviales dans l'Europe du Nord-Ouest. Rapport Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 17-19, p. 9-12.
- SOMME J. (1989)**-La terrasse de Grâce. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 1989, p. 34-40, 6 fig.
- SOMME J. et TUFFREAU A. (1976)**-La terrasse fluviale de Bagarre et ses industries (Etaples, Pas-de-Calais). In "Livret-guide de l'excursion A10 : Nord-Ouest de la France (Bassin de la Seine, Bassin de la Somme et Nord)". IX^e Congrès U.I.S.P.P., Nice, p. 168-172, 3fig.
- SOMME J., PAEPE R., BAETMAN C., BEYENS L., CUNAT N., GEERAERTS R., HARDY A.F., HUS J., JUVIGNE E., MATHIEU L., THOREZ J., et VANHOORNE R. (1978)**-La formation d'Herzeele : un nouveau stratotype du Pléistocène moyen marin de la Mer du Nord. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 15, p. 81-149, 33 fig.
- SOMME J. et TUFFREAU A. (1978)**-Historique des recherches sur le Quaternaire de la région du Nord de la France. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 15, p. 5-13, 1 tabl.

- 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 la Belgique. In "Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes", Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., nouvelle série, n° 1, p. 148-162, 2 fig.
- SOMME J., FAGNART J.P., LEGER M., MUNAUT A.V., PUISSEGUR J.J. et TUFFREAU A. (1984)**-Terrasses fluviatiles du Pléistocène moyen en France septentrionale : signification dynamique et climatique. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 21, p. 52-58, 1 fig.
- SOMME J., MUNAUT A.V., PUISSEGUR J.J. et CUNAT N. (1986a)**-Stratigraphie et signification climatique du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). In "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest". Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 26, p. 187-195, 5 fig.
- SOMME J., LAUTRIDOU J.P., HEIM J., MAUCOURPS J., PUISSEGUR J.J., ROUSSEAU D.D., THEVENIN A. et VAN VLIET-LANOE B. (1986b)**-Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les loess d'Alsace à Achenheim. Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 23, p. 97-104, 4 fig.
- SOMME et Coll. (1988)**-Chronostratigraphie et environnement. In : "Le Gisement Paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Pas de Calais)", vol I, A. Tuffreau et J. Sommé édit., Mém. Soc. Préhist. Fr., T 21.
- STREEME H.E. (1985)**-Altersbestimmung und Paläoböden in der Quartärstratigraphie. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 22, p. 159-166, 3 fig.
- TAVERNIER R. et DE MOOR R. (1974)**-L'évolution du bassin de l'Escaut. In : "L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale", Mém. Cent. Soc. Géol. Belg., Liège, p. 159-231, 7 fig.
- TERS (1977)**-La vallée de la Somme entre Amiens et Saint-Valéry. Bull. Ass. Géogr. Fr., 443, p. 143-147.
- TERS M., DELIBRIAS G., DENEFFLE M., ROUVILLOIS A. et FLEURY A. (1980)**-Sur l'évolution géodynamique du Marquenterre (Basse-Somme) à l'Holocène et durant le Weichsélien ancien : la série de dépôts marins et continentaux aux environs de Rue. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 17, p. 11-23, 3 fig., 2 tabl.
- TUFFREAU A. (1977)**-Le gisement moustérien du Château d'eau à Bapaume (Pas-de-Calais). Septentrion, 7, p. 9-16, 5 fig.
- TUFFREAU A. (1978)**-Les industries acheuléennes de Cagny-la Garenne (Somme). L'Anthropologie, 82, p. 37-60, 7 fig.
- TUFFREAU A. (1979)**-Le gisement moustérien du Château d'eau à Corbehem (Pas-de-Calais). Revue du Nord, LXI, p. 946-949, 1 fig.

- TUFFREAU A. (1980)**-Le Paléolithique inférieur de la moyenne terrasse du bassin de la Somme : Cagny-Cimetière et Cagny l'Épinette. Bull. Soc. Préhist. Fr., 77, p. 197-198.
- TUFFREAU A. (1980b)**-Les fouilles paléolithiques de Cagny-Cimetière (Somme) : rapport préliminaire. Cahiers Archéologiques de Picardie., 7, p 1-5,9 fig.
- TUFFREAU A. (1981)**-L'Acheuléen dans la France septentrionale. Anthropologie, XIX/2, p. 171-183, 7 fig.
- TUFFREAU A. (1987)**-Le Paléolithique inférieur et moyen du Nord de la France (Nord, Pas-de-Calais, Picardie) dans son cadre stratigraphique. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, 609 p., 246 fig., 65 tab.
- TUFFREAU A., ZUATE Y. et ZUBER J.(1975)**-La terrasse fluviale de Bagarre (Etaples, Pas-de-Calais) et ses industries : note préliminaire. Bull. Soc. Préhist. Fr., LXXII, p. 229-235, 6 fig.
- TUFFREAU A., MUNAUT A.V., PUISSEGUR J.J. et SOMME J. (1982a)**-Stratigraphie et environnement de la séquence archéologique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais).Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 2è S, 19, p.57-61, 1fig.
- TUFFREAU A., MUNAUT A.V., PUISSEGUR J.J., et SOMME J.(1982b)**-Stratigraphie et environnement des industries acheuléennes de la moyenne terrasse du bassin de la Somme (région d'Amiens). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 2e s., 19, p. 73-82, 4 fig.
- TUFFREAU A., REVILLION S., SOMME J., AITKEN M.J., HUXTABLE J. et LEROI-GOURHAN Ari. (1985)**-Le gisement paléolithique moyen de Seclin (Nord, France). Archäologisches Korrespondenzblatt, 15, p. 131-138, 4 fig., 2 pl. h.t.
- TUFFREAU A. et FAGNART J.P. (1986,1987)**-Nouvelles recherches à la carrière Bultel-Tellier de Saint-Acheul (Amiens, Somme). Antiquités Nationales, n°18, p. 47-54, 8 fig.
- TUFFREAU A. BOUCHET J.P., MOIGNE A.M, et MUNAUT A.V. (1986)**-Les niveaux acheuléens de la moyenne terrasse de la vallée de la Somme à Cagny-l'Épinette (Somme). L'Anthropologie, 90, p. 9-27., 16 fig.
- TUFFREAU A. et SOMME J. (1988)**-"Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Pas de-Calais), Vol I / Stratigraphie, Environnement études archéologiques"., A. Tuffreau et J. Sommé édit., Mém Soc. Préhist. Fr., 21, 338 p., 202 fig., 32 tab.
- VALLIN L. et CARPENTIER G. (1987)**-Tourville-la-Rivière : un site de boucherie probable au Pléistocène moyen supérieur. In : "Livret guide de l'excursion A.F.E.Q. La Normandie", Mai 1987, p. 73-75, 1 fig.
- VAN DER AMMEN T., MAARLEVELD G.C., VOGEL J.C. and ZAGWIJN W.H.(1967)**-Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. Geol. Mijn., 46, p. 79-95.

- VAN NEER W. (1986)**-La faune Saalienne du site paléolithique de Mesvin IV (Hainaut, Belgique). In : "Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest", suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 26, p.103-111, 1 fig., 4 tab.
- VAN VLIET-LANOE B. (1982)**-Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation : leurs conséquences. In "proc. 4th Canadian Permafrost confér. Calgary" 1981, p. 116 à 122.
- VAN VLIET-LANOE B. (1983)**-Etudes cryopédologiques au Sud du Kongsfjord, Svalbard. Rapport de la mission Spitzberg 1982. Publication interne du centre de Géomorphologie du C.N.R.S. Caen, 39 p., 19 fig., 14 photos.
- VAN VLIET-LANOE B. (1984)**-Etude pédologique et micromorphologique des Pédocomplexes d'Achenheim. In "Livret-guide Sym. I.N.Q.U.A.", Besançon, p. 71 à 80.
- VAN VLIET-LANOE B. (1985)**-Frost effects in soils. In "Soil and Quaternary landscape evolution". Edit. J. Boardman et J. Wiley Publ. Co. London, p. 117-156.
- VAN VLIET-LANOE B. (1986)**-Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125 000 à 75 000 B.P.). Variations de faciès et signification paléoclimatique du Sud de la Pologne à l'Ouest de la Bretagne. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 23, p. 139-150, 5 fig.
- VAN VLIET-LANOE B. (1987a)**- Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe du Nord-Ouest. Thèse Doct-ès-Lettres, Université Paris I, 864 p., Gand, Belgique.
- VAN VLIET-LANOE B. (1987b)**-Dynamique périglaciaire actuelle et passée apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. Bull. Ass. Fr. Et. Quat, 24, p. 113-132, 13 fig.
- VAN VLIET-LANOE B. (1988)**-Etude pédologique et micromorphologique. In "Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast" (Pas-de-Calais), vol. I, Stratigraphie et Environnement, études archéologiques (1^è partie). A. Tuffreau et J. Sommé édit., Mém Soc. Préhist. Fr. , 21, p. 69-75, 11 fig.
- VAN VLIET-LANOE B. (1989)**-Observations paléopédologiques sur les gisements de Cagny-la Garenne, Cagny-Cimetière et Saint-Acheul. In "Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme". Colloque "L'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe", Saint-Riquier, juin 89, p.95-99, 1 fig.
- VAN VLIET-LANOE B. et LANGHOR R. (1981)**-Correlation between fragipan and permafrost with special reference to weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. Catena, 8, p. 137-154.
- WOILLARD G. (1975)**-Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. Acta Géogr. Lovaniensis, 14, 118 p.
- WOILLARD G.M. et MOOK W.G. (1982)**-Carbon 14 dates at Grande Pile : correlation of land and sea chronologies. Sciences, 215, p. 159 à 161, 2 fig.

- ZAGWIJN W.H. (1961)**-Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of The Netherlands. Part I : Eemian and Early Weichselian. Med. Geol. Stichting. N.S.14, p. 15-45.
- ZAGWIJN W.H. (1973)**-Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian Beds in the northern Netherlands. Med. Rijks Geol. Dienst. N.S., 24, p. 139-156.
- ZAGWIJN W.H. (1974)**-The Pliocene-Pléistocene Boundary in western and southern Europe. Boréas, Vol. 3, p. 75-97, 11 fig.
- ZAGWIJN W.H. (1985)**-An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. Geol. Mijn. 64, 17-24, 6 fig.
- ZAGWIJN W.H. (1986)**-The Pleistocene of the Netherlands with special reference to glaciation and terrace formation. In "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere", Quaternary Science Reviews, Vol. 5, 341-345, 4 fig.
- ZAGWIJN W. and PAEPE R. (1968)**-Die stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. Eiszeitalter und Gegenwart, 19, p. 129-146, 6 fig.
- ZONNEVELD J.I.S. (1974)**-The terraces of Maas (and the Rhine) downstream of Maastricht. In "L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale". Mém. Cent. Soc. Géol. Belg., Liège, p. 133-157.

RAPPORTS et ETUDES GEOTECHNIQUES :

- Autoroute A1(franchissement de la vallée de la Somme à Feuillières) : C.E.T.E.
- Rocade d'Abbeville : C.E.T.E., 1988.
- Rocade Ouest d'Amiens : C.E.T.E., 1980
- Rocade Est d'Amiens (Pont Jules-Verne) C.E.T.E.
- Ressources en sables et graviers alluvionnaires de la vallée de la Somme et de ses principaux affluents : Etude B.R.G.M/C.E.T.E. (1975).
- Estimation des ressources en granulats des terrasses de la Somme et prospection des gisements paléolithiques. (rapports d'étude D.R.I.R./D.R.A.C. Picardie: P. Antoine.1989).

ANNEXES.

1-TABLEAU SYNTHETIQUE DES DONNEES ALTIMETRIQUES SUR LA NAPPE DE FOND DE VALLEE.

2-PROFIL EN LONG DE LA NAPPE DE FOND.

3-COUPES TRANSVERSALES DE LA VALLEE ACTUELLE.

4-SYNTHESE DES DONNEES ALTIMETRIQUES SUR LES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA SOMME.

5-PROFIL EN LONG DES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA SOMME.

6-COUBE DETAILLEE DU SYSTEME DES TERRASSES DE LA SOMME A MONTIERES.

7-EXEMPLES DE COUPES TRANSVERSALES SCHEMATIQUES (vallée de l'Avre et vallée de la Somme en amont d'Amiens).

8-EXEMPLES DE CARTOGRAPHIE DES NAPPES ALLUVIALES. AU 25 000ème.

9-FICHES DE SONDAGE (Numérotation par 8ème de carte au 50 000ème).

-Fiche type.

-Légende.

-Moreuil N°3/4/8

-Amiens N°5/6/7/8

-Hallencourt N°2/3/4

10-DONNEES GRANULOMETRIQUES (graviers des nappes alluviales).

**ANNEXE I TABLEAU SYNTHETIQUE DES DONNEES
ALTIMETRIQUES SUR LA NAPPE DE FOND DE VALLEE,
d'après les données du B.R.G.M. (1975) et des anciens
auteurs (V. Commont, A. Briquet).**

I-Le Hourdel - La Chaussée-Tirancourt

Localisation	Km.	Alt.	Référence
Le Hourdel	0	-33	Commont. 1910
Le Hourdel	0	-32	B.R.G.M 32/2/40
St. Valéry/ Pinchefalaise	8,5	-21,6	B.R.G.M 32/3/42
Port le Grand	14	-20,1 -18	Commont. 1910
Port le Grand	14,5	-19,9	B.R.G.M. 32/4/25-28
Mautort	19,4	-12,5	Moy. Sondages rocade 1988
Abbeville	20,7	-11,5	B.R.G.M. 33/5/6.
Abbeville	22	-9	33/5/31
Abbeville	22,1	-10,5	33/5/30
Abbeville	23,1	-11,3	33/5/38
Epagnette	25,6	-8,7	33/5/109
Epagne - Epagnette	27,5	-10,3	33/5/110
Eaucourt	28,1	-9,5	33/5/115
Eaucourt	28,8	-8,3	33/5/114
Pont-Rémy	29,8	-8,5	33/6/54
Pont-Rémy	31,5	-7,1	33/6/58
Fontaine sur Somme	34,5	-5/-6	45/2/55
Coquerelle	34	-5,6	33/6/53
Long	36,7	-3,8	45/3/61
Long	37	-4	Commont 1910
Longpré-les-Corps-Saints	37,5	-3,5	B.R.G.M 45/3/62
Longpré-les-Corps-Saints	37,6	-3	Briquet 1930
Condé-Folie	39,8	-3,9	B.R.G.M. 45/3/53
Condé-Folie	40,9	-2,7	45/3/7
L'Etoile	42	-0,5	45/3/3
Bourdon	44	+0,6	45/4/82
Bourdon	45	+1,9	45/4/68
Gouy	47,2	+1,6	45/4/84
Yzeux	47,9	+2,8	45/4/80
Yzeux	48,1	+3,5	45/4/70
Chaussée-Tirancourt	52,3	+4,2	45/4/74
Chaussée-Tirancourt	52,1	+7,5	45/4/23

II-La Chaussée-Tirancourt - Longueau

Localisation	Km.	Alt.	Référence
Breilly	54,8	+5,7	B.R.G.M 46/5/47
Saint-Sauveur	56,1	+8,1	46/5/48
Saint-Sauveur	57,2	+9/9,5	46/5/49
Etouvie	59,9	+10,5	Moy. sond. C.E.T.E 1980
Montières écluse	60,7	+11	Commont 1909
Tissage Cosserat	62,4	+11,8	Commont 1909
Amiens Pont-Teinturiers	64,3	+12	Commont 1909
Amiens Pont-Célestin	64,6	+14	Commont 1909
Amiens Pont-Beauvillé	65,4	+12,5	Commont 1909
Saint-Acheul	68	+14	Commont 1910
Longueau	69	+15,5	B.R.G.M 46/7/23

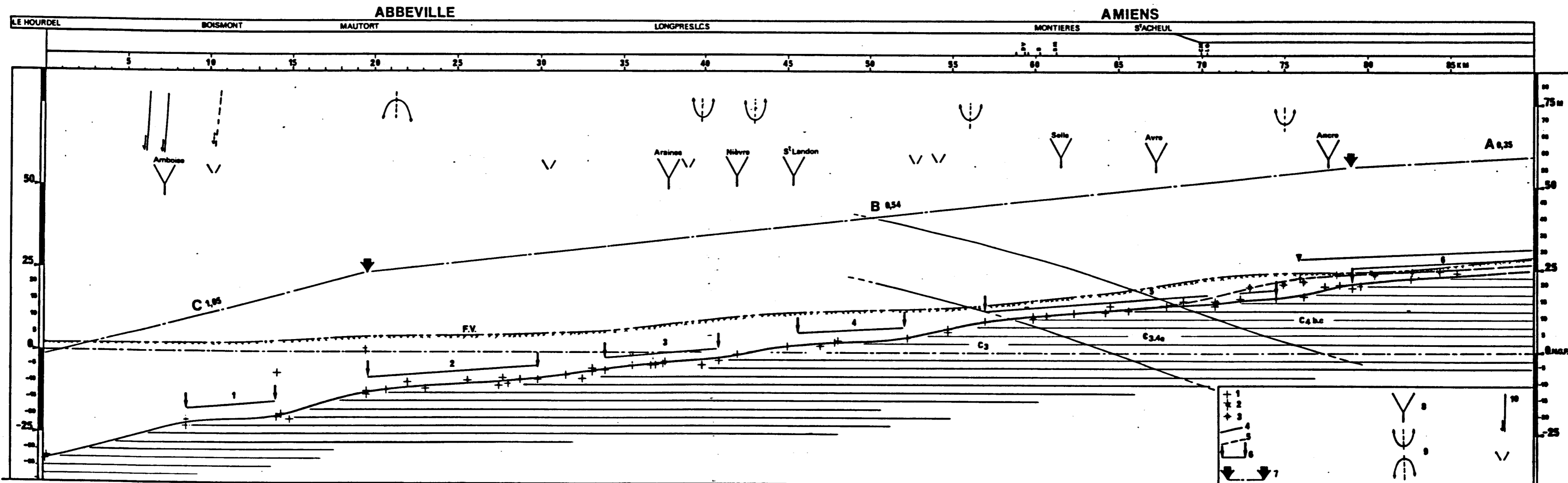
III-1-Longueau - Corbie (et côtes amont)

Localisation	Km.	Alt.	Référence	
Longueau	69	+15,5	B.R.G.M. 46/7/23	
Camon . E	70,9		Sond-Rocade N.Est 1984 L. Vallée=600 m.	
		+13,8	50 m Nord/Axe	Alt. moy. +14,7
		+15,4	120 m.Nord/ Axe	
		+14,3	180 m. Sud/Axe	
		+14,8	230 m .Nord/ Axe	
+15,4	60 m. Sud/ Axe			
Camon	71	+14,8	B.R.G.M 46/7/77	
Glisy	72,4	+16,3	46/7/73	
Blangy-Tronville	74,6	+16,5	46/7/74	
Blangy-Tronville	76,2	+16,7	46/8/111	
Yecquemont	77,5	+19,5	Commont 1910	
Yecquemont	78,4	+20,6	B.R.G.M 46/8/41	
Yecquemont	79,2	+19,3	46/8/112	
Daours	79,9	+20	46/8/113	
Corbie	83,1	+22,3	46/8/118	
Yaire sous Corbie	88,1	+21,5	47/5/40 (N.F.=0)	
Etinehem	101	+27,3	47/6/29 (N.F.=0)	
Autoroute A1	125	+36,3	Etude géotechnique	

III.2- Vallée de l'Avre de Longueau à Moreuil.

Longueau	69	+15,5	B.R.G.M. 46/7/23
Boves	73	+19,7	62/3/4
Boves	75	+20,7	62/3/62
Boves	76,2	+21,5	62/3/60
Fouencamps	76	+22,7	62/3/67
Thésy-Glimon	78,2	+23,7	62/3/65
Thésy-Glimon	80,5	+23,7	62/4/72
Castel	82,3	+24,3	62/4/74
Moreuil	84,4	+24,5	62/4/73












Légende :
 1-Cotes de sondage : vallée de la Somme. 2-Cote moyenne obtenue d'après un profil transversal. 3-Cote de sondage : vallée de l'Avre. 4-Profil du bed-rock de la Nappe de fond de la Somme. 5-Profil du bed-rock de la Nappe de fond de l'Avre. 6-Paliers secondaires. 7-Paliers principaux A, B et C. 8-Localisation des confluences avec les vallées secondaires principales. 9-Structures tectoniques transverses (d'après le schéma structural). 10-Failles. 11-Vallées sèches.
 F.V. profil de la surface de la plaine alluviale actuelle, C3-Turonien, C3-4a : Turonien supérieur (niveau plus résistant) C4-b-c : Coniacien basal.

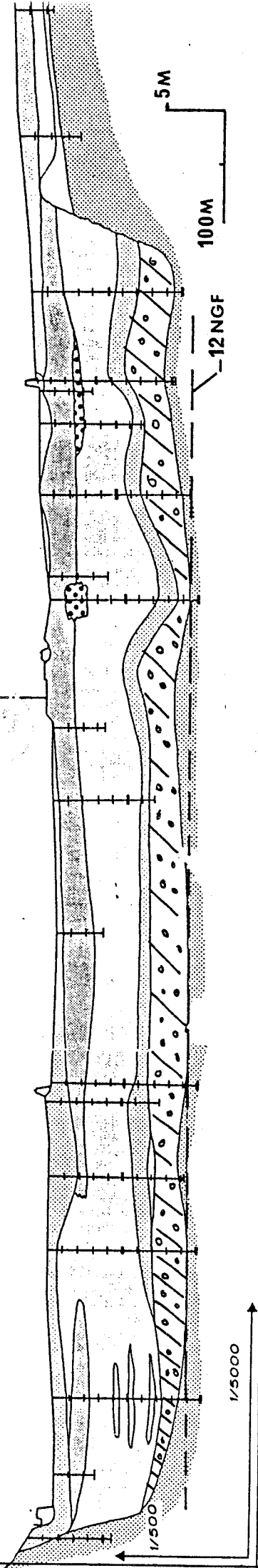
ANNEXE 2 : PROFIL EN LONG DE LA NAPPE DE FOND.



-  Limon sableux à sable limoneux
-  Tourbe " très compressible "
-  Tuf
-  Silt :
-  Tourbe " consolidée "
-  Grève
-  Craie

Lo Somme

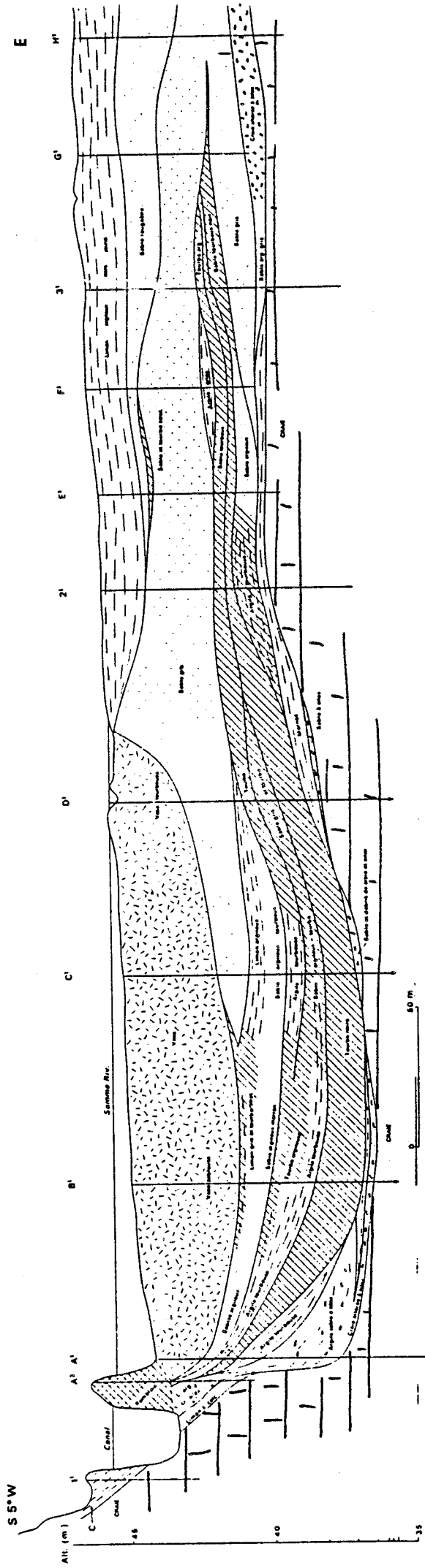
N.



3.1 - Coupe de la vallée de la Somme entre Mautort et Grand-Laviers (Rocade Ouest d'Abbeville), d'après un document C.E.T.E (1988).



ANNEXE 3 : COUPES TRANSVERSALES DE LA VALLEE ACTUELLE.



3.2-Coupe de la vallée de la Somme à Feuillères (haute vallée),
d'après un document C.E.T.E/B.R.G.M.

ANNEXE 4 :

TABLEAU SYNTHETIQUE DES COTES N.G.F. DE LA BASE DES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA SOMME (SOMME ET AVRE) : D'APRES LES DONNEES DES TRAVAUX RECENTS:

- Sondages et coupes P. Antoine 1987-1989
- Travaux de P. Haesaerts et C. Dupuis 1977 et 1986
- Travaux de A. Tuffreau 1980-1988

ET LES DONNEES ANCIENNES (Essentiellement d'après la synthèse de P. Haesaerts et C. Dupuis 1986)

- V. Commont 1908-1913.
- A. Briquet 1930.
- H. Breuil 1934.
- F. Bourdier 1974.
- R. Agache et al. 1963.

I: Saint-Valéry sur Somme (estuaire) - Mautort (Abbeville Ouest).

LOCALISATION	K.M	ALT.N.G.F	AUTEURS	NAPPE
Saint valéry/S	Mont de la Capelle	4,5	40-41	Dupuis et Haesaerts, 1977
	Croix-l'abbé	5,5	24	//
	Bois-Cassin	6,2	31-32	Dupuis et Haesaerts, 1977
	Carr. du Moulin	5,7	35	Commont, 1910
	Moulin Rignon	5,8	30	Dupuis et Haesaerts, 1977
	Butte des Marins	6	25	//
	St. Val./Somme	6	8-10	Commont, 1910
Pinchefalise	Bois des Quatorze	8,5	35	//
	Bois-Soeurette	8,7	20	//
	Mont-Pillard	8,9	46-47	Dupuis et Haesaerts, 1977

Boismont Ferme des bruyères	9,4	40	//
Bois de Bretelles	10,3	38	//
Bois de Prêle	11,6	42	//
Trou aux Etôts	10	22-23	//
Chemin des Salines	11,6	16	Dupuis et Haesaerts, 1977
Saigneville Vallée de St. Valéry	12,7	30	//
Saigneville	13	13	//
Saigneville	13	7	Commont, 1910
Saigneville	13	31	Commont, 1910
Saigneville	13	17	Commont, 1910
Port le Grand	14	-6,7	Commont, 1911
Port le Grand	14,4	-13,5	B.R.G.M 32/4/27
Mautort (prospection-rocade)	19,5	1/2,5	C.E.T.E. St.Q.1987
Mautort (sondages rocade)	19,5	7/8	Tuffreau et coll., 1988
Mautort- carrières	20	8	Commont, 1910

II: Mautort (Abbeville Ouest) - Longueau (Amiens Est).

Abbeville-Menchecourt	20,2	2/2,5	Antoine et Fagnart 1989
Abbeville centre	22,1	-5	Commont, 1910
Abbeville- Rue Millevoeye- rue St. Gilles	22,1	7,5	Commont, 1910
Abbeville-Car. Carpentier	22,8	26	Commont, 1910
Abbeville-Car. Carpentier	22,8	27	Antoine et Fagnart 1989
Abbeville-Champ de Mars- Stade-St. Gilles	23	18-19 ?	Agache et al., 1963
Caubert-Eglise	24,4	41 -	Commont, 1910
Mont de Caubert	24,4	65-70?	Agache et al., 1963
Mareuil-Caubert	26,4	34,5	Antoine 1989
Mareuil-Caubert	26,5	20-21	Tuffreau, 1987
Mareuil-Est	26,6	22-23	Commont, 1910
Bois d'Eronnelle	30	45	Agache et al., 1963
Liercourt	30,8	59	Antoine 1989 Hall/2/N°2

Liercourt	30,8	59,9	Antoine 1989 Hall/2/N°3
Longpré-les-Corps-Saints	37,6	10	Commont, 1910
Longpré-les-Corps-Saints	37,6	11,5	Antoine 1989 (fig. 100).
Condé-Folie O.	40,4	22	Antoine 1989 Hall/3/N°16
Condé-Folie O.	40,5	11	Antoine 1988 Hall/3/N°17
Condé-Folie O.	40,7	12	Antoine 1989 Hall/3/N°10
Condé-Folie O.	40,8	11,5	Haesaerts et Dupuis, 1986
Condé-Folie E.	41,1	22	Antoine 1989 Hall/3/N°12
	41,1	21	Antoine 1989 Hall/3/N°13
Condé-Folie E.	41,6	19	Haesaerts et Dupuis, 1986
Condé-Folie C. Fer	42,1	27	Briquet 1930
Bourdon Carr. basse	44,8	10,5	Haesaerts et Dupuis, 1986
Bourdon inf.	44,1	12,5	Antoine 1988 Hall/4/N°21
Bourdon moy.	44,1	17	Antoine 1988 Hall/4/N°19
Bourdon Cim.	44,8	20,5	Haesaerts et Dupuis, 1986
Bourdon inf.	45	16 ?	Briquet, 1930
Bourdon sup.	45	26	Briquet, 1930
Bourdon sup	45	25,2	Antoine 1988 Hall/4/N°7
Hangest E.	46,3	12	Haesaerts et Dupuis, 1986
Crouy Briqueterie	46,5	13	Antoine 1988 Hall/4/N°18
Crouy nouv. carr.	46,8		Antoine 1988
Crouy E.	47,4	30	Antoine 1988 Hall/4/N°23
Crouy O.	47,8	28,4	Antoine 1988 Hall/4/N°25
Crouy Le Quesnot O.	48,3	36,7	B.R.G.M. 45/4/78
Crouy Le Quesnot O.	48,3	36	Haesaerts et Dupuis, 1986
Crouy Le Quesnot E.	48,5	37	Haesaerts et Dupuis, 1986
Belloy/Somme	50,3	11,5	Commont, 1910
Saint Pierre à Gouy	50,7	60	Haesaerts et Dupuis, 1986
Picquigny O.	51,5	36,5	Haesaerts et Dupuis //
Picquigny E.	52,5	43,5	Haesaerts et Dupuis //
Le Carmel	53,1	40	Haesaerts et Dupuis //
Brelly O.	54,4	48,5	Haesaerts et Dupuis //
Brelly E.	55,4	52	Haesaerts et Dupuis //
Ailly/ Somme	56	29	Briquet, 1930

St. Sauveur O.	56	15,8	Antoine 1988 Am/5/N°48
St. Sauveur O.	56,3	17,4	Antoine 1988 Am/5/N°49
St. Sauveur	57,1	15	Bourdier et al., 1974
St. Sauveur E.	57,5	17	Antoine 1988 Am/5/N°47
St. Sauveur E.		17,5	Antoine 1988 Am/5/N°46
St. Sauveur E.		17,1	Antoine 1988 AM/5/N°51
Argoeuves O.	58,8	23,5	Haesaerts et Dupuis, 1986
Argoeuves E.	59,4	25	Haesaerts et Dupuis //
Argoeuves E.	59,4	24-24,7	Antoine 1988 Am/5/N°44

AMIENS-MONTIERES:

Pointe à Chemises	59,7	36-37	Antoine 1988 Am/5/N°35-36
Grande Armoire O.	59,8	64	Antoine 1988 Am/5/N°37
Etouvie carr. Devallois	60	16,8-17,5	Commont, 1913
Rue de Dreuil	60,1	19,5	Antoine 1988 AM/5/N°34
La Vierge	60,2	38	Haesaerts et Dupuis, 1986
La Vierge	60,2	36	Tuffreau 1987
Carr. Boutmy	61,3	20	Commont, 1909
Carr. Boutmy	61,3	21,3	Antoine et Fagnart 1988
Carr. Buh., Much., Tattegrain	62,1	21,3 (moy.)	Commont, 1909

Les données de distance par rapport à l'estuaire n'ont pas été mentionnées pour l'ensemble des cotes concernant les nappes qui s'étagent entre le Bois de Montières et la ferme Muchembled; en effet celles-ci se développent essentiellement selon un axe Ouest-Est, sans rapport avec l'axe actuel de la vallée.

Cette remarque est aussi valable pour les nappes anciennes de Renancourt, conservées sur le même axe entre la Vallée du Champ de tir et la Vallée de la Selle.

Bois de Montières	60	83?	Bourdier et al., 1974
Carr. Jourdain		63	Haesaerts et Dupuis, 1986
Grande Armoire S.		61	Antoine 1988 Am/5/N°32
Ferme de Grâce O.		61,5	Antoine 1988 Am/5/N°31
Ferme de Grâce N.		59,5	Antoine 1988 Am/5/N°25
Cim. de Montières S.		55	Antoine 1988 Am/6/N°23

Cim. de Montières S.		53,7	B.R.G.M. 46/6/506
Montières Le Christ S.		53,3	Antoine 1988 Am/6/N°20
Montières Le Christ S.		50	Antoine 1988 Am/6/N°21
Montières Le Christ S.		50	Antoine 1988 Am/6/N°22
Montières Le Christ E.		48,5	Antoine 1988 Am/6/N°18
Montières Le Christ E.		45,5	Antoine 1988 Am/6/N°19
Montières Fme. Muchembled	61,8	33,7	Antoine 1988 Am/6/N°27 et fig. 94
Montieres Carr. Muchembled	61,8	33	Commont, 1909
AMIENSRENANCOURT.			
Renancourt Bois-Brûlé O.	60,5	61,5	Antoine 1988 Am/5/N°28
Renancourt Bois-Brûlé E.		61	B.R.G.M. 46/5/57
Renancourt Coup de Couteau S.		56,5	Antoine 1988 Am/5/N°27
Renancourt Coup de Couteau S.		51	B.R.G.M. 46/5/58
Renancourt Cimetière		51	Antoine 1988 Am/6/N°24
Renancourt Cimetière S.		49	Antoine 1988 Trav. E.D.F.
Renancourt Les Coutures E.		40 ?	Antoine ancienne carr.
AMIENS.			
Carr. St. Roch	63,8	23	Commont, 1910
Gare St. Roch	63,8	41	Commont, 1910
Bd. de Strasbourg	63,8	56	Commont, 1910
Rue St. Louis	64	59	Commont,1910
Bd.Chateaudun	64,2	66	Commont,1910
Préfecture	64,8	22	Commont, 1913
AMIENSSAINT-ACHEUL.			
Ecole de la Vallée	65,7	18	Commont, 1909
Ecole de la Vallée	65,7	22	Commont, 1913
Rue M. Berthelot	66,6	47	Tuffreau et al.,1982
RuedeCagny	66,7	43	Commont, 1908
Rue de Boves	66,8	49	Commont, 1909
Bd. de Bapaume	66,9	49	Commont, 1910
Carr. Freville	67,3	49	Commont, 1909
Chée du Périgord	67,3	42	Commont,1909

Rue de Mortillet	67,4	59	Commont,1909
Route de Cottency	67,7	69	Commont,1909
Carr. Tellier	68	57	Commont,1909
Carr. Bultel et Tellier	68	44	Commont,1909

III 1-LONGUEAU (Amiens-Est)-CORBIE (Somme)

Longueau	68 ?	31	Commont, 1912
Lamotte-Brebière O.	72,3	64	Haesaerts et Dupuis, 1986
Lamotte-Brebière E.	73,5	66	Haesaerts et Dupuis //
Vecquemont	74,5	49	Haesaerts et Dupuis, 1986
Vecquemont	74,2	48	Antoine 1988 Am/8/N°23
Vecquemont	74,6	47,5	Antoine 1988 Am/8/N°22
Vecquemont	75	33	Antoine 1988 Am/8/N°17
Vecquemont	75	33,5	Antoine 1988 Am/8/N°18
Vecquemont	75	24	B.R.G.M. 46/8/108
Vecquemont	74,7	24,2	Antoine 1988 Am/8/N°20
Vecquemont	74,7	24	Antoine 1988 Am/8/N°21
Vecquemont	74,7	23	B.R.G.M 46/8/53
Daours	77,7	49	Commont, 1910
Daours N.	79	55	Haesaerts et Dupuis, 1986
Aubigny	78	26,5	B.R.G.M 46/8/40
Daours N.	79	59	Haesaerts et Dupuis, 1986

III 2-LONGUEAU (Amiens-Est)-MOREUIL (Avre)

Cagny Cimetière	70	44	Haesaerts et Dupuis,1986
Cagny La Garenne	70,4	43	Haesaerts et Dupuis //
Cagny L'épinette	70,9	37	Haesaerts et Dupuis //
Cagny Carr. Benoit	70,8	26	Haesaerts et Dupuis //
Cagny Chaîne d'Or	71,3	76-77	Antoine 1988 M/3/N°20
Boves Ouest	73,7	40	Bourdier et al 1974

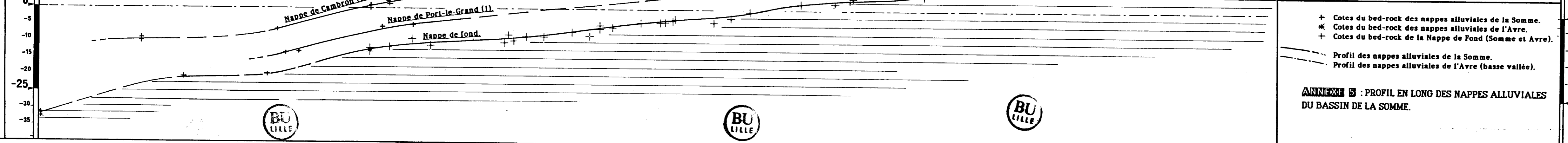
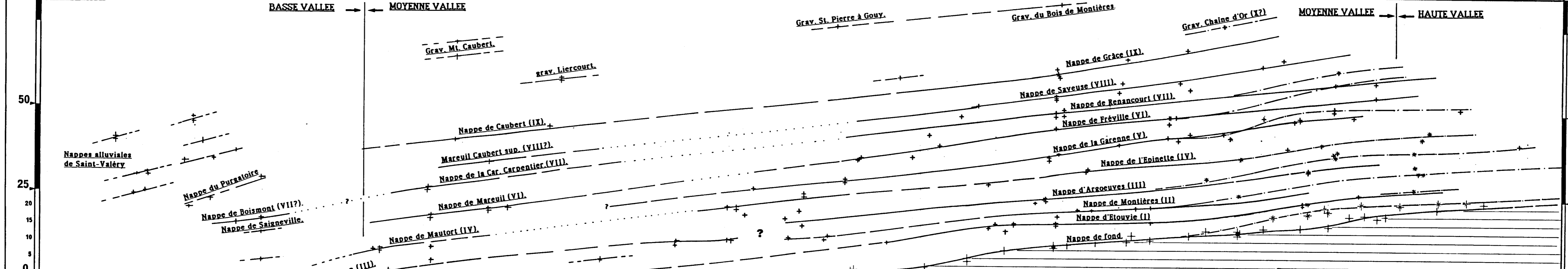
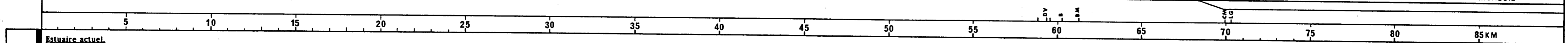
Boves Fosse-Chaudrons E.	72,4	49	Antoine 1988 M/3/N°22
BovesChateauS.	74,6	85-86	Antoine 1988
Boves Fau-Timon O.	75,6	63 ?	Antoine 1988 M/3/N°16
Fouencamps-Pont	75,7	43,5	Antoine 1988 M/3/N°23
Boves-Paraclet	76,2	33	Antoine 1987
Fouencamps inf. Carr.	76,5	38,5	Antoine 1988 M/3/N°27
Fouencamps inf. Carr	76,7	39 ?	Haesaerts et Dupuis, 1986
Fouencamps inf. carr	76,7	<37,4	Antoine 1988 M/3/N°28
Fouencamps moy.	76,6	51-53	Antoine 1988 M/3/N°26
Fouencamps sup.	76,6	58,5	Antoine 1988 M/3/N°30
Hailles E.	81,3	39,2	Antoine 1988 M/4/N°12
Hailles E.	81,3	33,5	Antoine 1988 M/4/N°13
Thennes inf.	81,4	28 ?	Breuil, 1934
Thennes moy.	81,4	35	Antoine 1988 M/4/N°10
Thennes moy.	81,5	33	Haesaerts et Dupuis, 1986
Thennes moy.	81,7	33,1	Antoine 1988 M/4/N°16
Thennes sup.	81,7	43	Antoine 1988 M/4/N°14
Thennes sup.	82,2	45	Haesaerts et Dupuis, 1986
Castel S.	84,1	52	Antoine 1988 M/4/N°7
Neuville S-Brd., Fme St. Ribert	87,7	41,5	Antoine 1988 M/8/N°3



ABBEVILLE

AMIENS

LE HOURDEL BOISMONT MAUTORT LONGPRESLCS. MONTIERES S'ACHEUL CAGNY THENNES MOREUIL



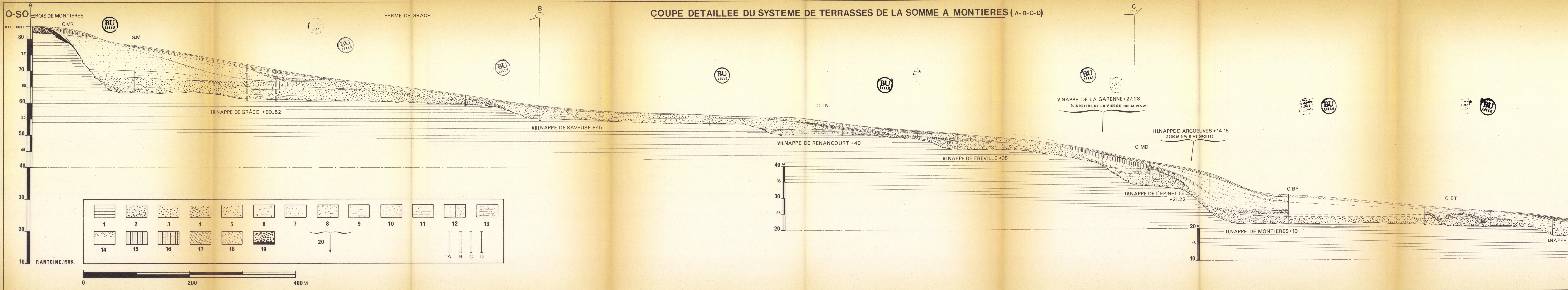
- + Cotes du bed-rock des nappes alluviales de la Somme.
- * Cotes du bed-rock des nappes alluviales de l'Avre.
- + Cotes du bed-rock de la Nappe de Fond (Somme et Avre).
- Profil des nappes alluviales de la Somme.
- - - Profil des nappes alluviales de l'Avre (basse vallée).

ANNEXE 5 : PROFIL EN LONG DES NAPPES ALLUVIALES DU BASSIN DE LA SOMME.

ANNEXE 6 : COUPE DETAILLEE DU SYSTEME DE TERRASSES DE LA SOMME A MONTIERES.

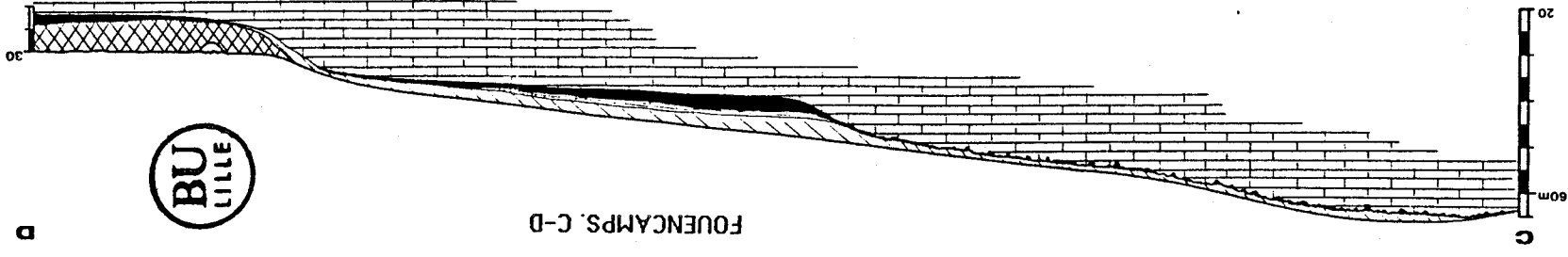
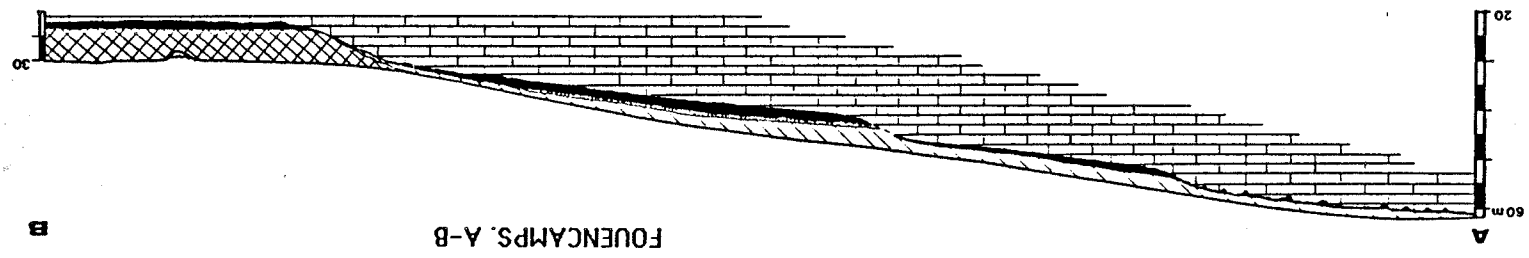
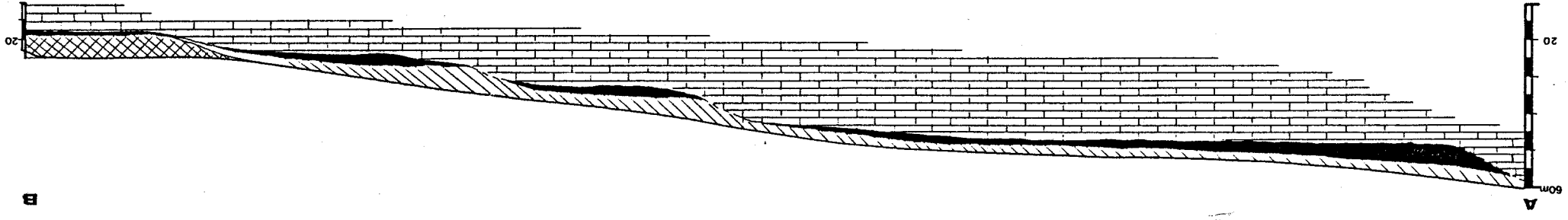
Légende :

- 1-Substratum crayeux (pendage non représentatif).**
 - 2-Graviers à éléments calcaires et matrice sableuse.**
 - 3-Graviers non calcaires à matrice sableuse.**
 - 4-Graviers non calcaires altérés (matrice argilo-sableuse).**
 - 5-Cailloutis de silex géoliffractés à matrice limoneuse.**
 - 6-Dépôts fluviatiles fins calcaires à mollusques.**
 - 7-Dépôts limono-sableux de la couverture de la Nappe de Grâce.**
 - 8-Sables faiblement argileux de la couverture de la Nappe de Grâce.**
 - 9-Dépôts fluviatiles fins sableux ou limoneux.**
 - 10-Limon à granules de craie.**
 - 11-Loess calcaire lité à microfentes.**
 - 12-A : Loess calcaire homogène.**
-B : Loess calcaire hétérogène sableux à granules de craie.
 - 13-Dépôt limoneux à granules de craie abondants.**
 - 14-Horizon Ap. du sol de surface.**
 - 15-Horizons Bt (sol de surface et paléosols).**
 - 16-Horizons Bt marmorisés.**
 - 17-Sols ou complexes de sols humifères.**
 - 18-Tourbes du fond de vallée.**
 - 19-Graviers du Bois de Montières à matrice argileuse abondante ("graviers des Plateaux").**
-
- A-Sondage mototarière.**
 - B-Sondage tarière lourde.**
 - C-Sondage pelle mécanique.**
 - D-Observations en carrière (essentiellement d'après les données anciennes).**

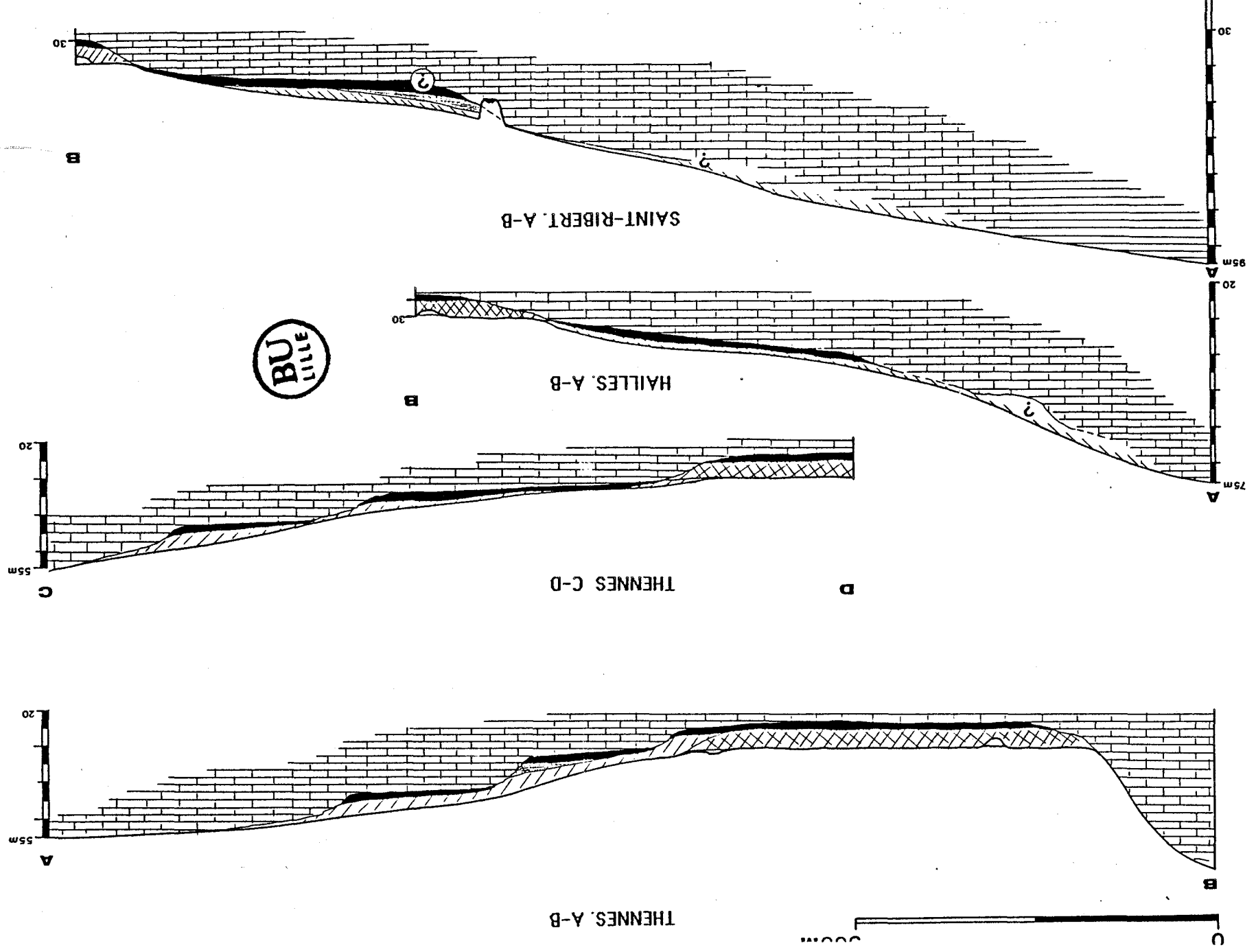


ANNEXE 7 : EXEMPLES DE COUPES TRANSVERSALES
 SCHEMATIQUES DES TERRASSES (localisation cf. annexe 8).

7.1-Vecquemont (vallée de la Somme en amont d'Amiens):
 Fouencamps (vallée de l'Avre).



7.2-Thennes, Hailles, Moreuil Saint-Ribert (vallée de l'Avre).

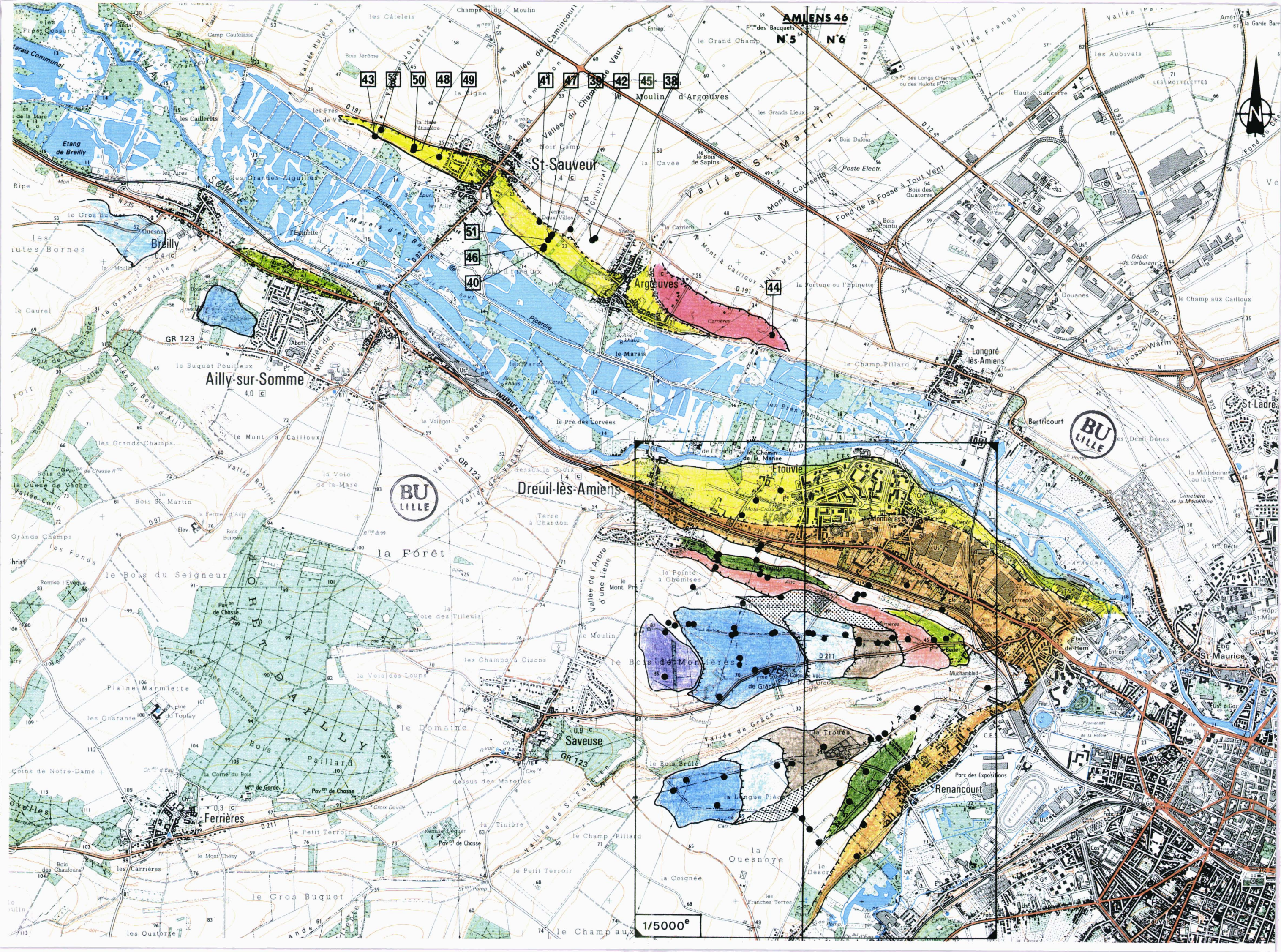


**ANNEXE 8 : EXEMPLES DE CARTOGRAPHIE DES NAPPES
ALLUVIALES AU 25 000^{ème} (légende des couleurs cf. carte de la
figure 55).**

**8-1-Amiens N° 5/6. (vallée de la Somme d'Ailly sur Somme à
l'Ouest d'Amiens).**

**8-2-Amiens N° 7/8 (vallée de la Somme de l'Est d'Amiens à
Corbie).**

8-3-Moreuil N°3/4 (vallée de l'Avre de Cagny à Thennes)



1/5000^e

BU
LILLE

BU
LILLE

AMIENS 46
N°5 N°6

43 44 45 46 47 48 49 50 51

Ailly-sur-Somme

Dreuil-lès-Amiens

Etouvie

Saveuse

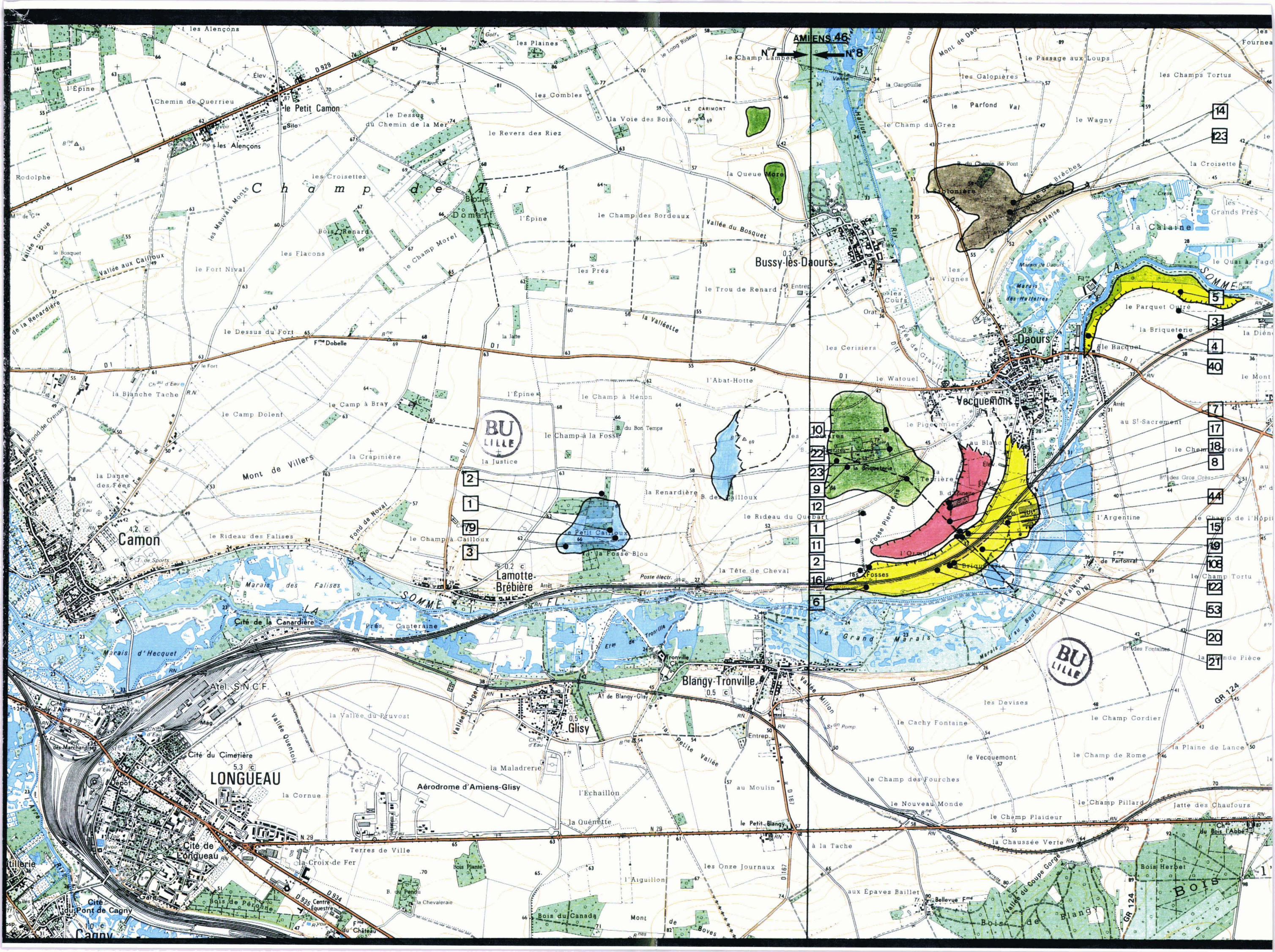
Renancourt

Ferrières

St-Sauveur

Argouvès





AMIENS 46

Bussy-lès-Daours

Daours

Vecquemont

Blangy-Tronville

LONGUEAU

Aérodrome d'Amiens-Glisy

Glisy

BU LILLE

BU LILLE

14

23

5

3

4

40

7

17

18

8

44

15

19

108

22

53

20

21

1

2

1

79

3

10

22

23

9

12

1

11

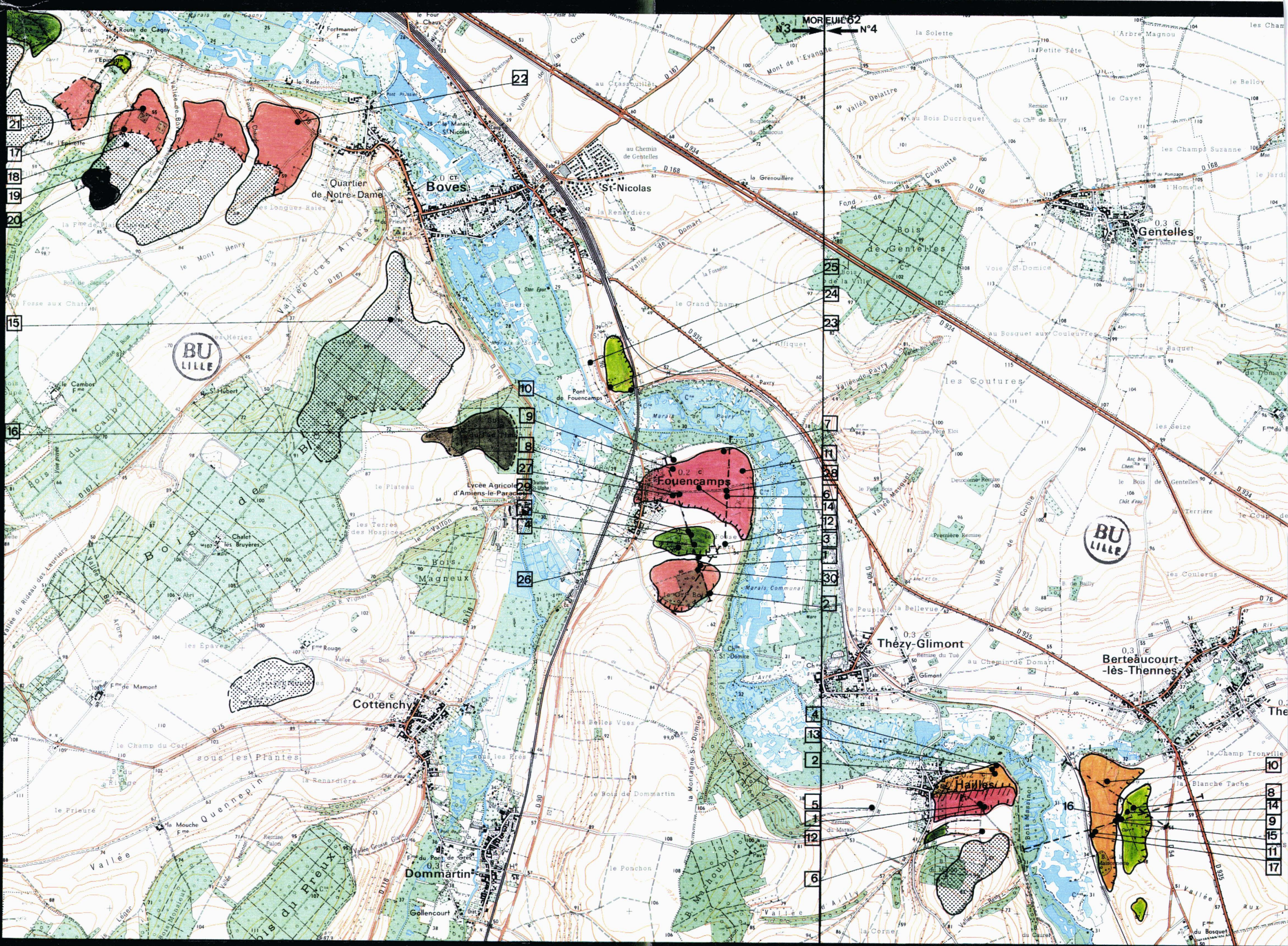
2

16

6

1





21
17
18
19
20

15

16

22

10

9

8

27

29

4

26

25

24

23

7

11

28

6

14

12

3

30

2

4

13

2

5

1

12

6

10

8

14

9

15

11

17

BU
LILLE

BU
LILLE

MOREUIL 62
N°3 ← N°4

Quartier de Notre-Dame

Boves

St-Nicolas

Genteselles

Fouencamps

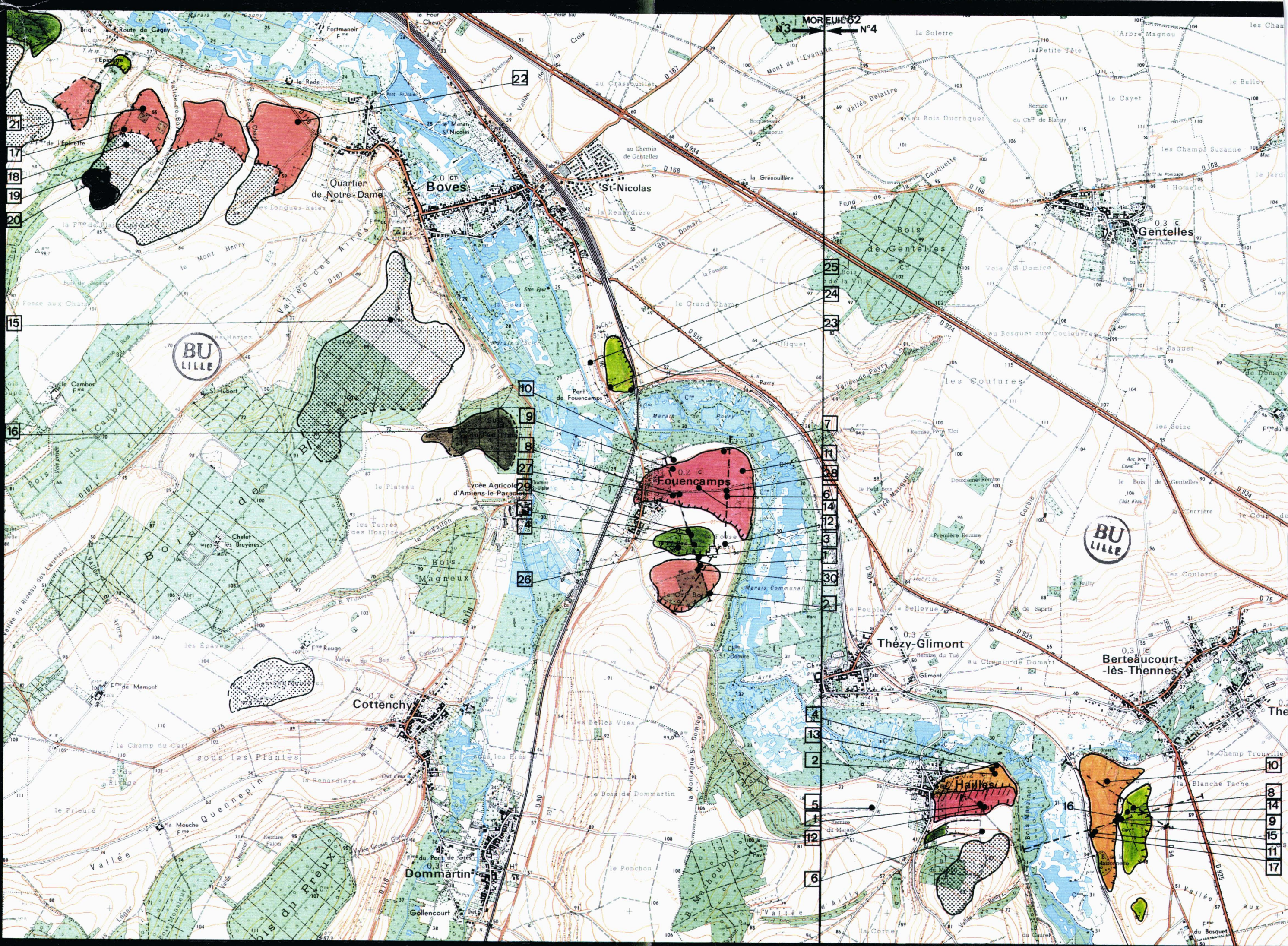
Thézy-Glimont

Berteaucourt-lès-Thennes

Cottenchy

Dommartin

Hailles

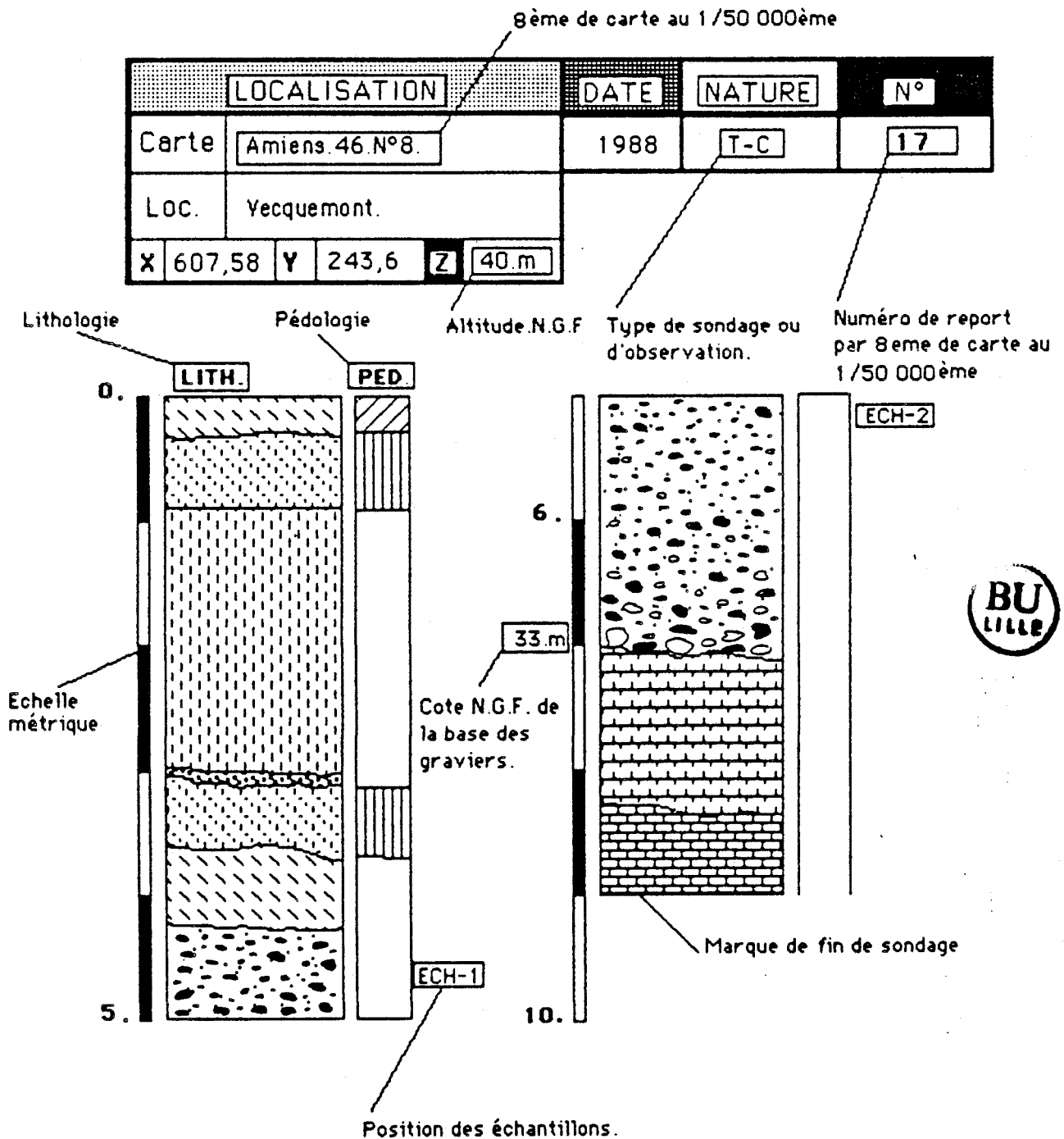




ANNEXE 9 : FICHES DE SONDAGE (légende cf. fiche type et figurés).

- Amiens N° 5/6.
- Amiens N°7/8.
- Moreuil N°3/4 et 8.
- Hallencourt N°2/3/4.

Exemple de fiche de sondage

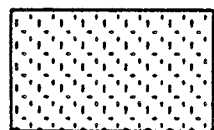


FIGURES ET SYMBOLES

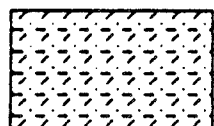
LITHOLOGIE



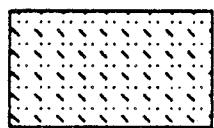
Loess, limon calcaire



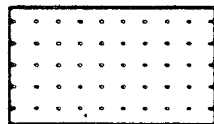
Limon argileux



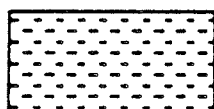
Limon sablo-argileux



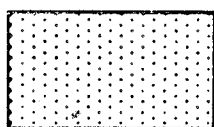
Limon sableux



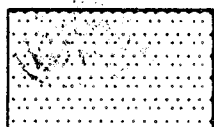
Argile (matrice)



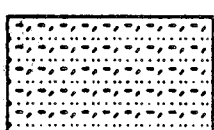
Argile (niv-blocage)



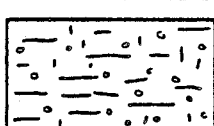
Sable



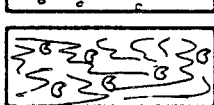
Sable lité fluviale



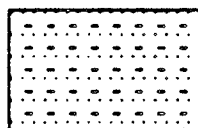
Sable limono-argileux fluviale



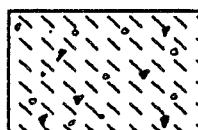
Dépôt à granules de craie



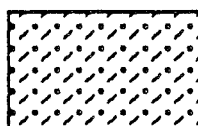
Tuf calcaire à mollusques



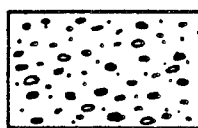
Sable argileux



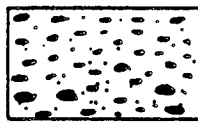
Limon à granules de craie et silex géolifracés



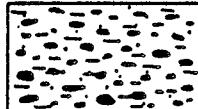
Colluvions limoneuses à silex fluviaux remaniés



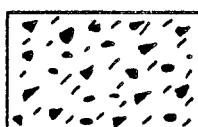
Gravier fluviaux à éléments craeux (matr-sablo-lim-calcaire)



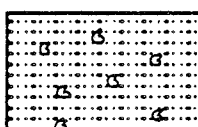
Gravier fluviaux non calcaires (matr-sableuse ou limono-sableuse)



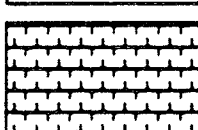
Gravier fluviaux altérés, plus ou moins soliflués, à matrice argilo-sableuse.



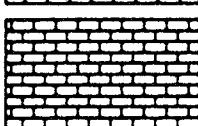
Cailloutis de solifluxion à matrice limoneuse



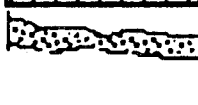
Limons fluviaux calcaires à mollusques



Craie altérée

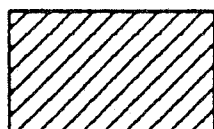


Craie



Cailloutis de silex

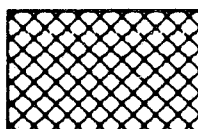
PEDOLOGIE



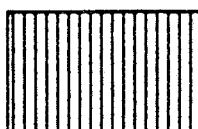
Horizon Ap ou remblai



Horizon marmorisé

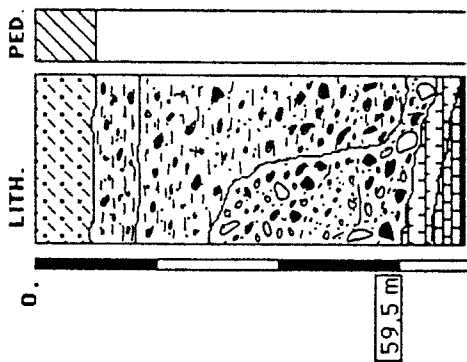


Horizon ou sol humifère

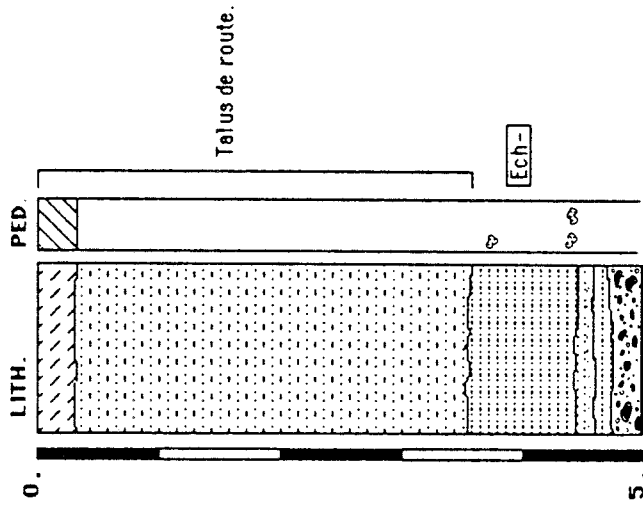


Horizon Bt de sol brun-lessivé

LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	P-M	25
LOC.	Amiens - Montières.			
X	593,300	Y	245,105	Z
				62,5 m

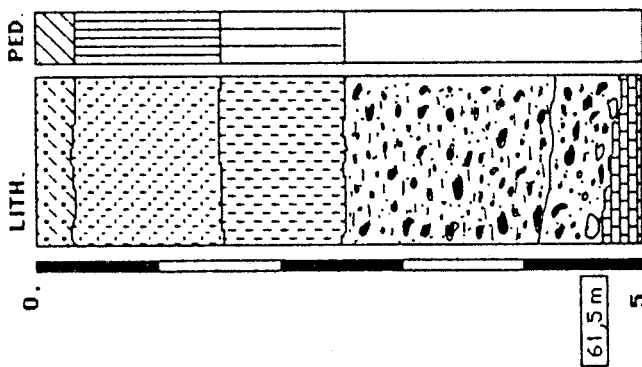


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	M-T	8
LOC.	Amiens - Fme de Grâce.			
X	592,935	Y	244,635	Z
				72 m

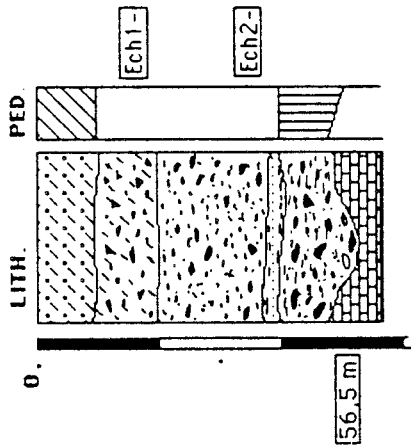




LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Amiens.46.N°5.		1988	P-M	28
LOC. Amiens - Renancourt.				
X	592,600	Y	243,970	Z
			66,5 m	

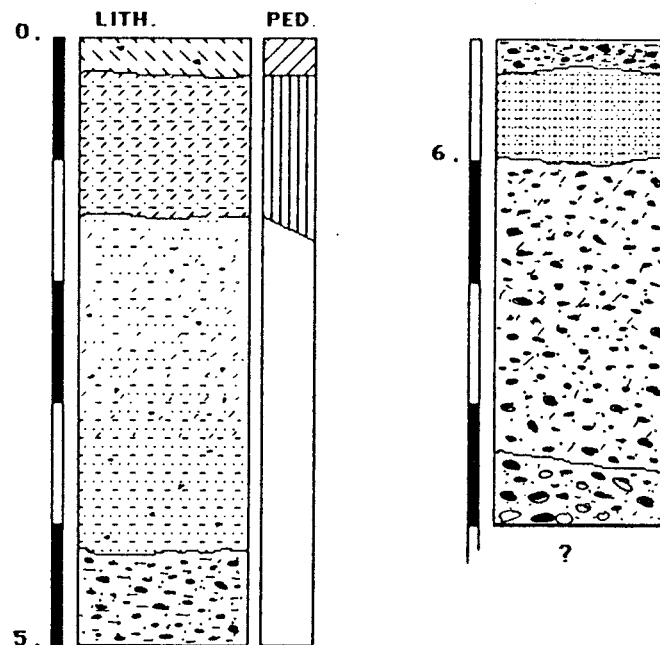
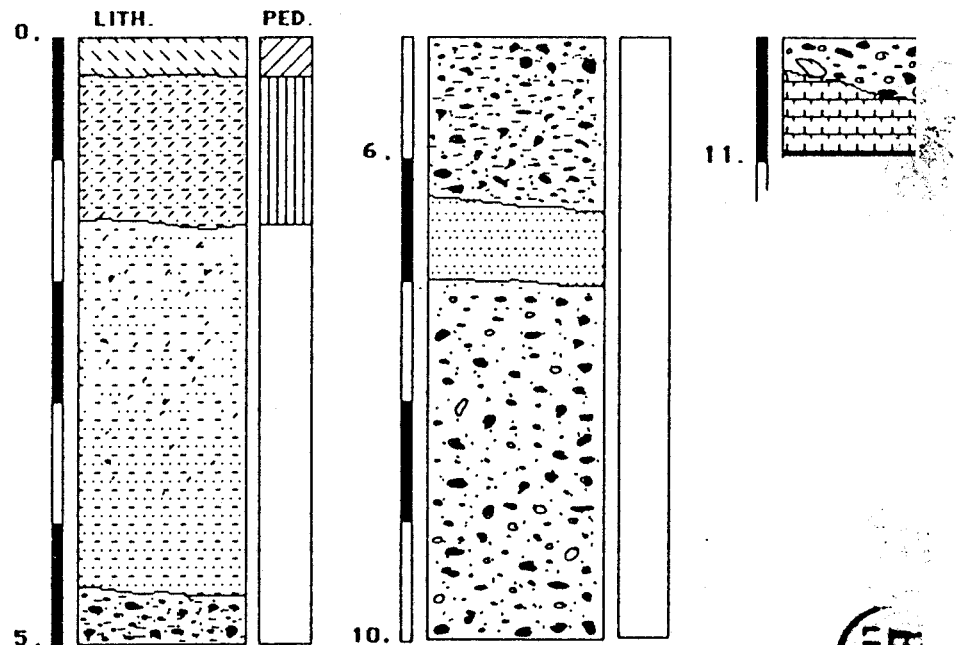


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Amiens.46.N°5.		1988	P-M	27
LOC. Amiens - Renancourt.				
X	593,380	Y	244,95	Z
			59 m	



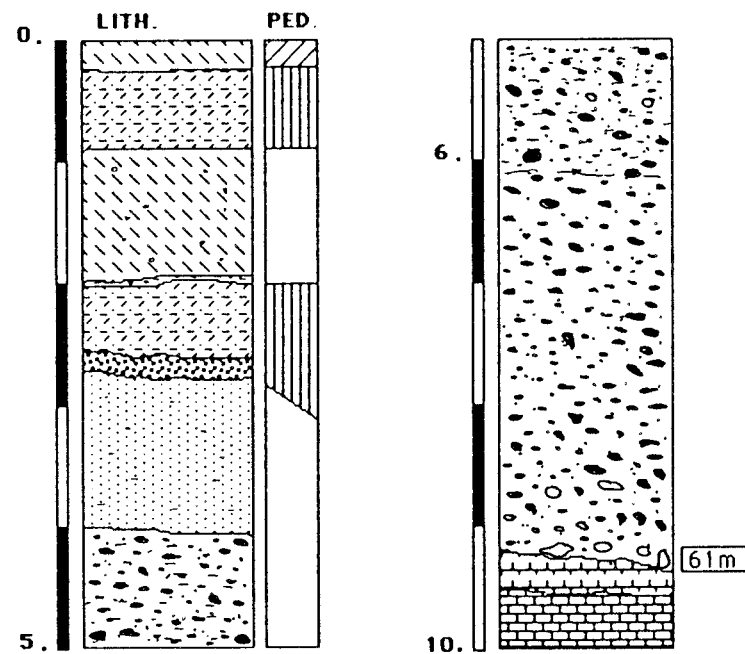
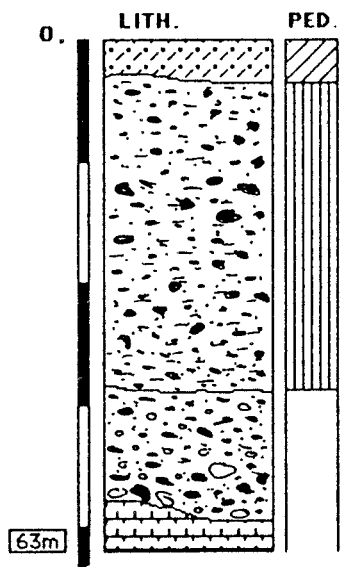
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Amiens.46.N°5.	1988	T-C	31	
Loc.	Amiens - Fme de Grâce.				
X	593,45	Y	244,860	Z	71,8 m

LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Amiens.46.N°5.	1988	T-C	30	
Loc.	Amiens - Fme de Grâce.				
X	593,435	Y	244,830	Z	71,55 m

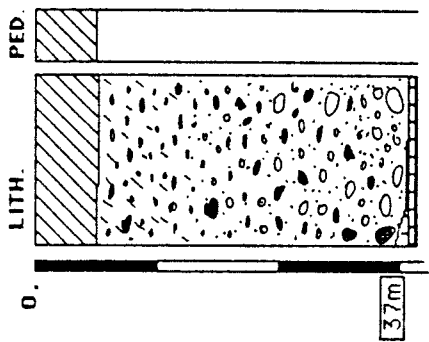
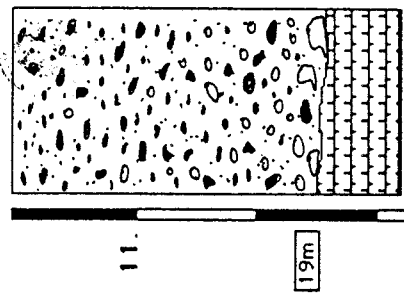
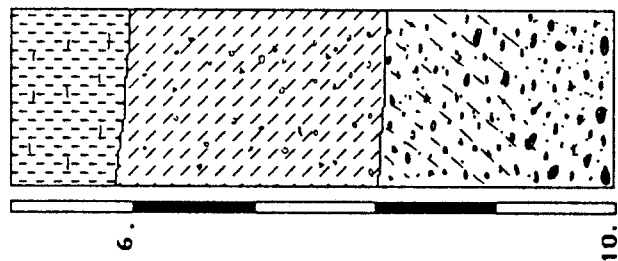
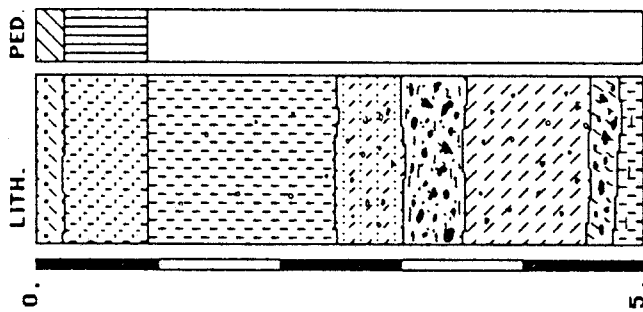


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°5.	1988	T-C	33
Loc.	Amiens - Fme de Grâce.			
X	593,180	Y	244,815	Z 67 m

LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°5.	1988	T-C	32
Loc.	Amiens - Fme de Grâce			
X	593	Y	245,96	Z 70,2 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	T-C	34
LOC.	Amiens - La Yierge.			
X	593,225	Y	245,880	Z
				31,5 m

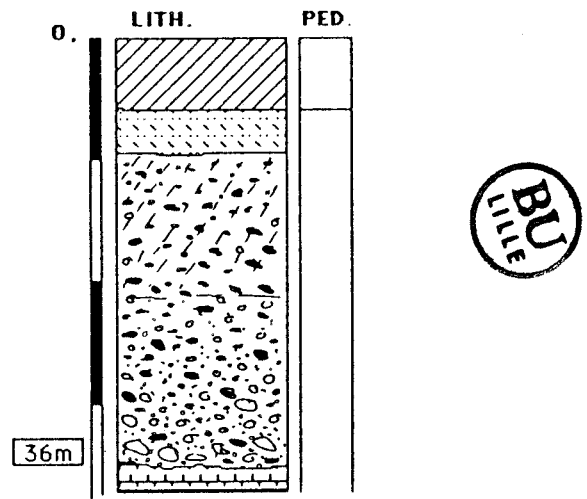
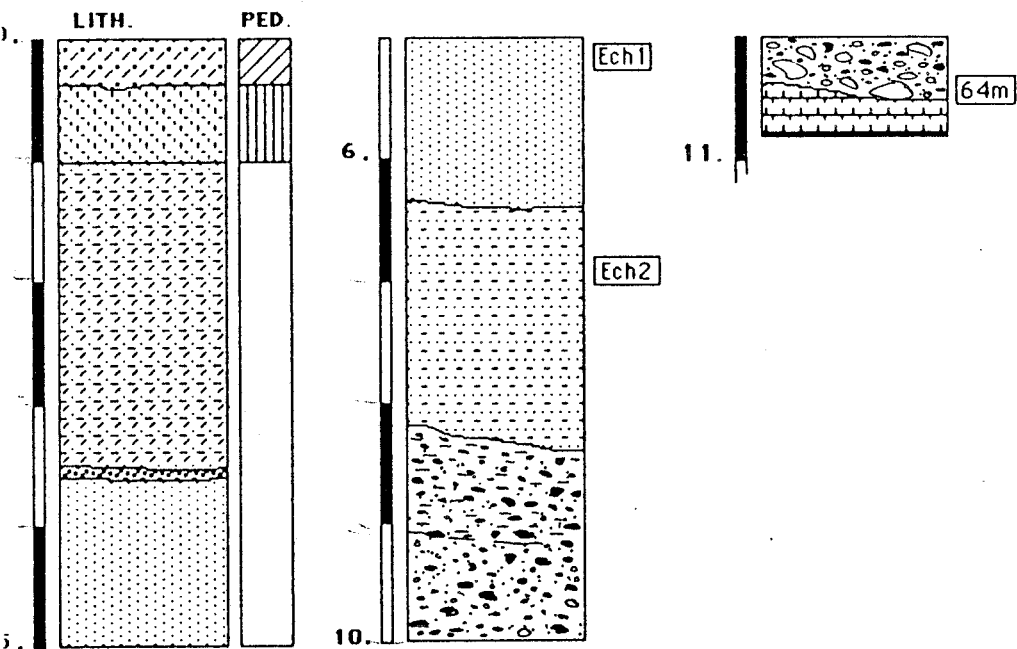


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	T-C	35
LOC.	Amiens - Pointe à Chemises.			
X	592,860	Y	245,685	Z
				40 m

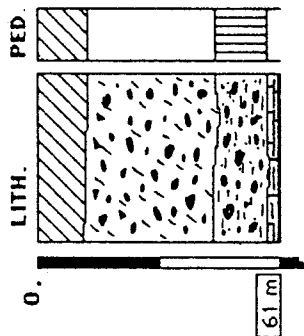


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N° 5.	1988	T-C	37
Loc.	Amiens - Fme de Grâce.			
X	Y	Z		
592,690	245,149	74,6 m		

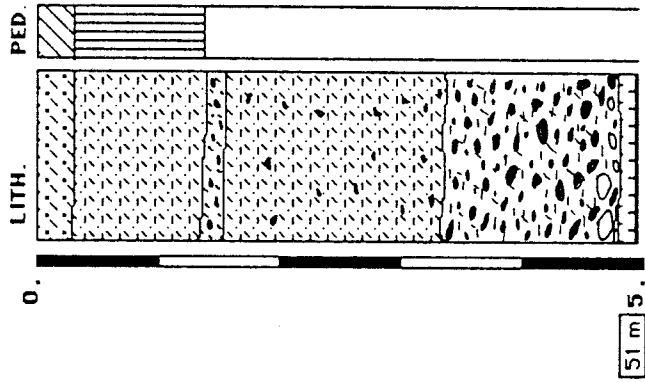
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N° 5.	1988	T-C	36
Loc.	Amiens - Pointe à Chemises.			
X	Y	Z		
592,865	245,685	39,3 m		



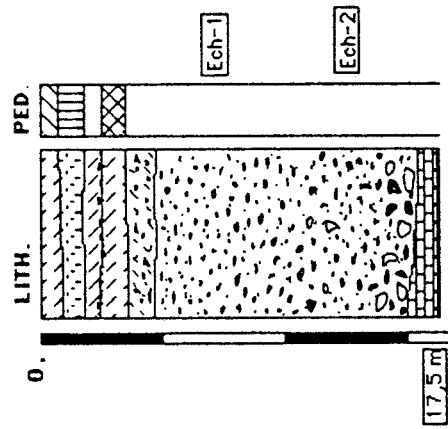
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Amiens. 46. N°5.		1975	Tar-	B.R.G.M. 57
LOC. Amiens - Renancourt.				
X	592,915	Y	243,990	Z
				63 m



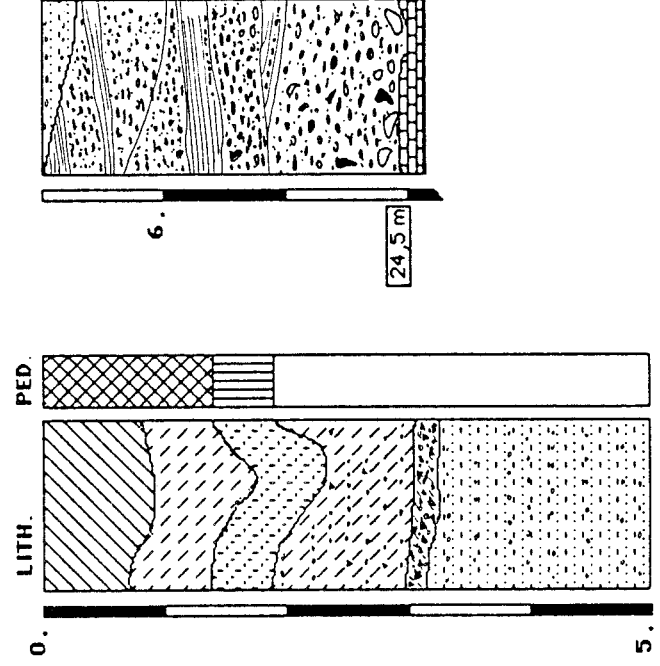
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Amiens. 46. N°5.		1975	Tar-	B.R.G.M. 58
LOC. Amiens - Renancourt.				
X	593,475	Y	244,90	Z
				56 m



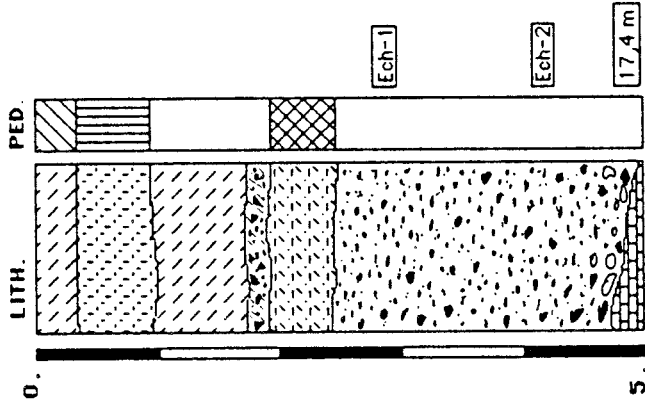
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	P-M	46	
LOC.	St-Sauveur.				
X	591,430	Y	248,85	Z	20,5 m



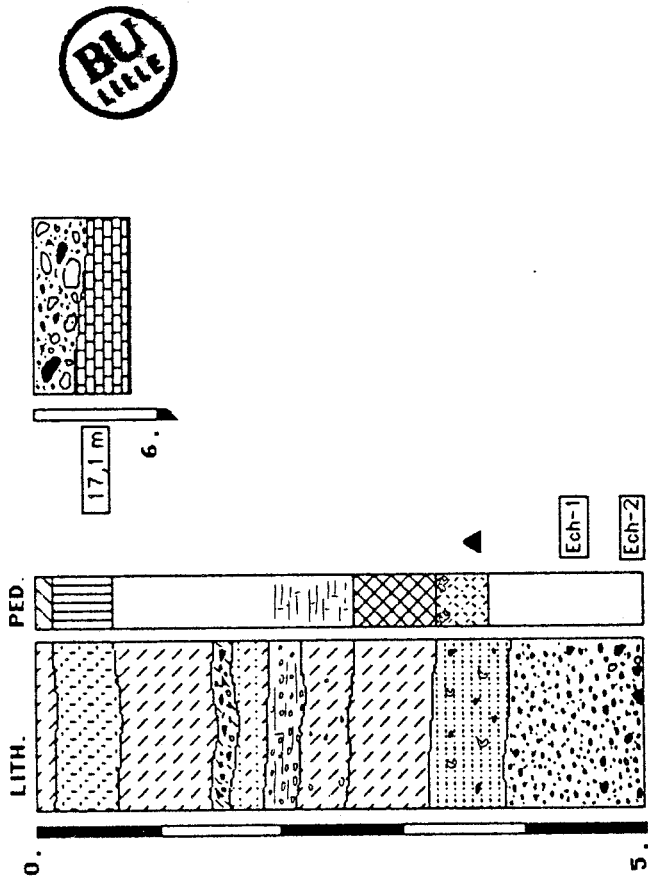
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	Carr-	44	
LOC.	Argoeuves.				
X	593,750	Y	247,400	Z	32,5 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	P-M	49
LOC.	St-Sauveur.			
X	590,630	Y	248,825	Z
				22,4 m

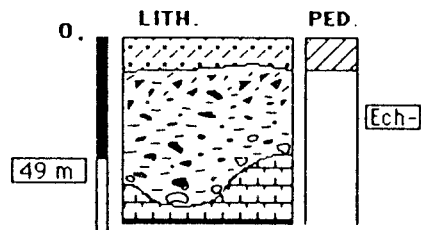
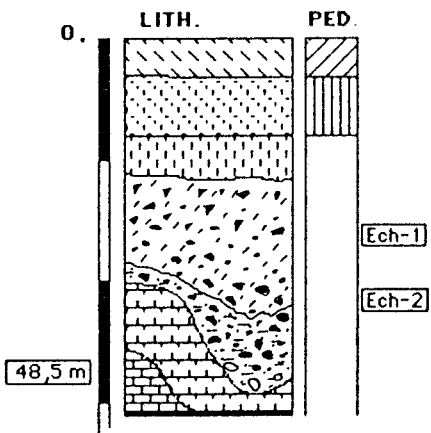


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°5.	1988	P-M	51
LOC.	St.Sauveur.			
X	591,475	Y	248,145	Z
				22,6 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°6.	1988	P-M	18
Loc.	Amiens - Montières			
X	594,225	Y	245,40	Z 51,3 m

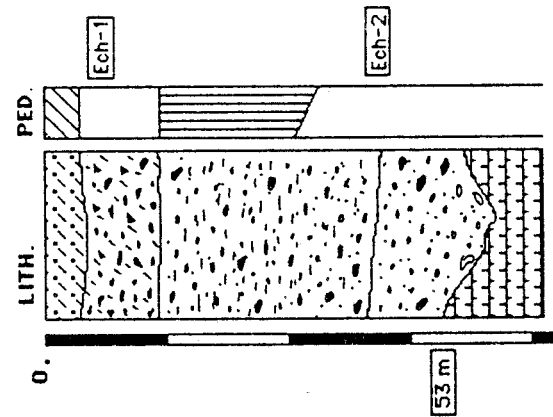
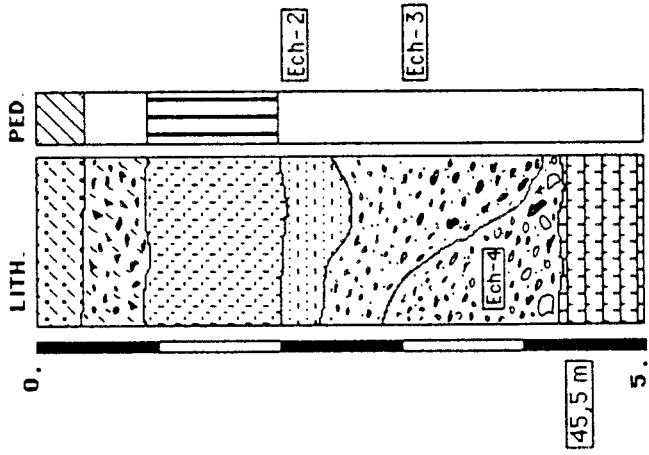
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°6.	1988	Trav-E.D.F.	7
Loc.	Amiens - Renancourt			
X	593,850	Y	244,135	Z 50 m



BU
LITE

LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°6.	1988	P-M	19
LOC.	Amiens - Montières.			
X	594,310	Y	245,35	Z
				49,9 m

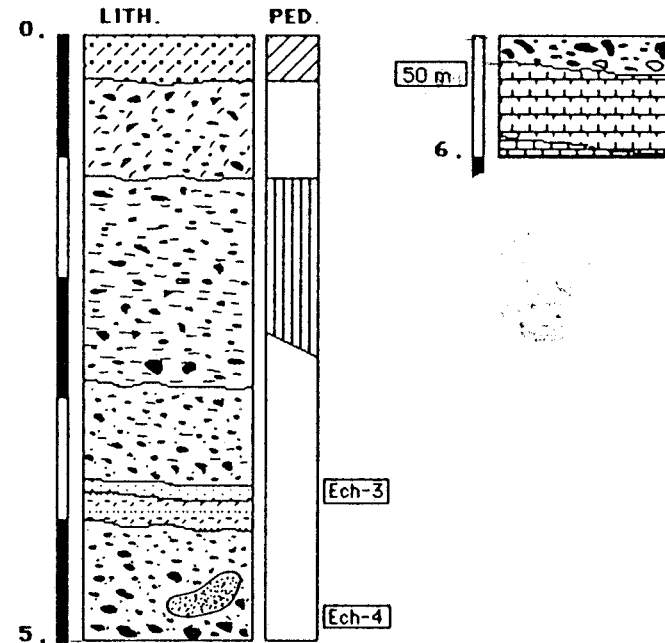
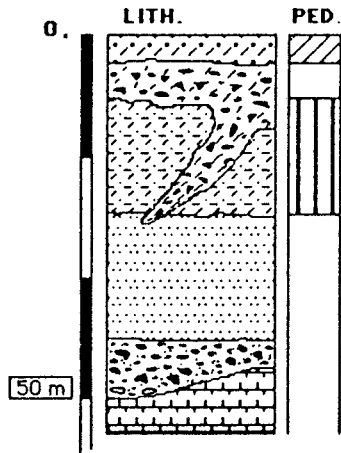
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°6.	1988	P-M	20
LOC.	Amiens - Montières.			
X	593,860	Y	245,80	Z
				56,3 m



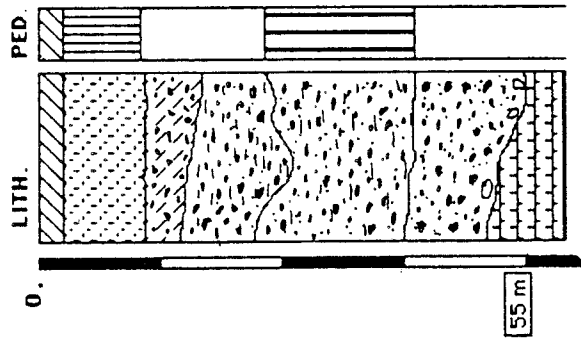
BU
LILLE

LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°6.	1988	P-M	22
Loc.	Amiens-Montières.			
X	594,115	Y	245,35	Z 53,3 m

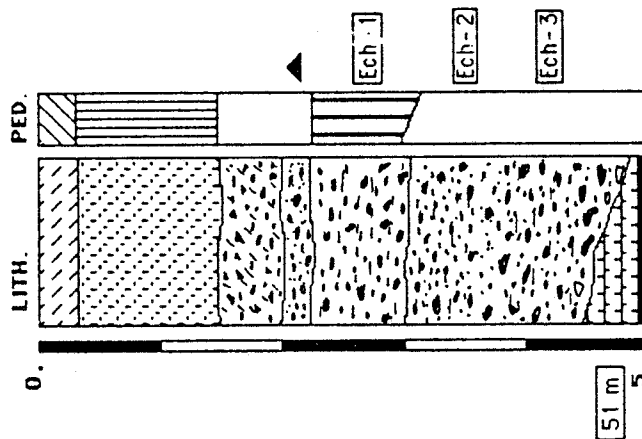
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°6.	1988	P-M	21
Loc.	Amiens-Montières.			
X	593,990	Y	245,50	Z 55,5 m



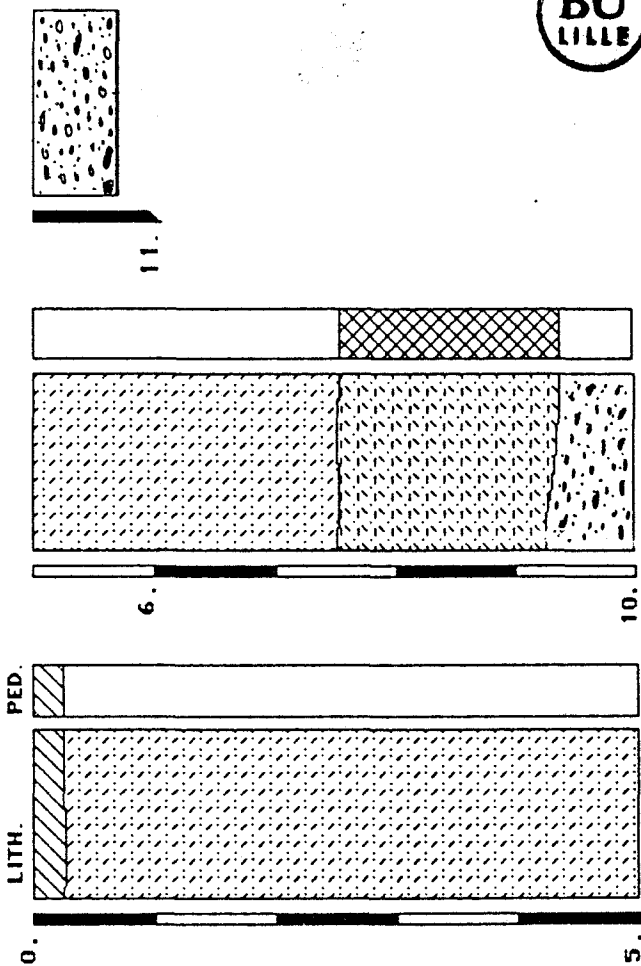
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°6.	1988	P-M	23
LOC.	Amiens - Montières.			
X	593,555	Y	245,90	Z
				59 m



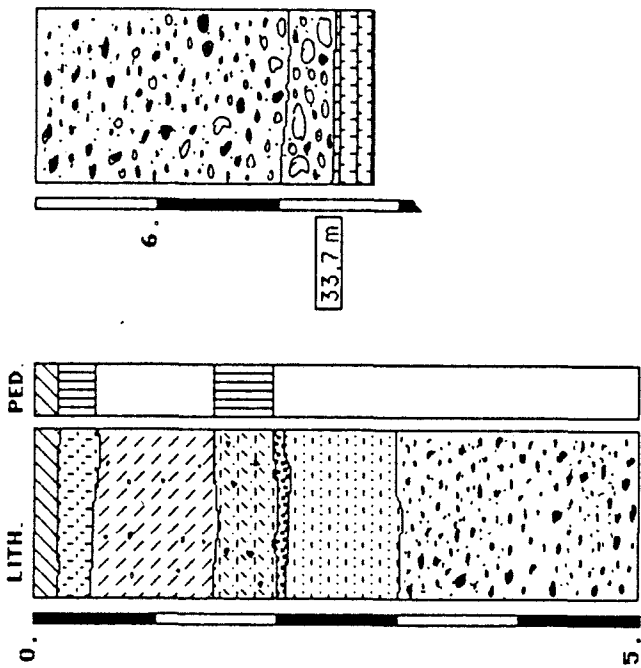
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens. 46. N°6.	1988	P-M	24
LOC.	Amiens - Renencourt.			
X	293,690	Y	244,180	Z
				56 m



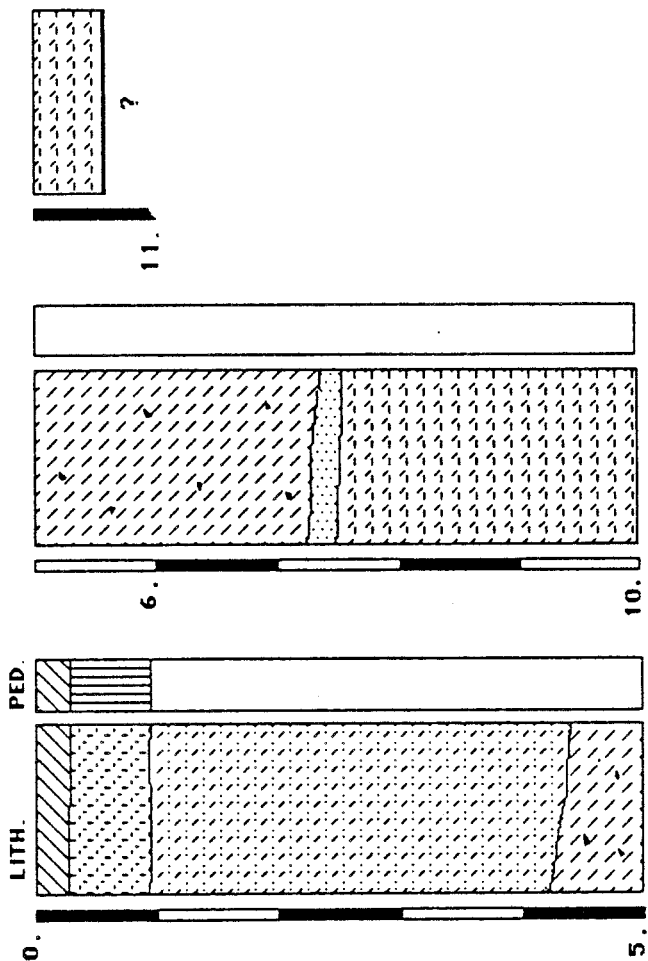
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte Amiens. 46. N° 6.		1988	T-C	29	
Loc. Amiens - Montières.					
X	594,55	Y	245,510	Z	33,5 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte Amiens. 46. N° 6.		1988	T-C	27	
Loc. Amiens - Montières.					
X	594,655	Y	245,50	Z	41,2 m

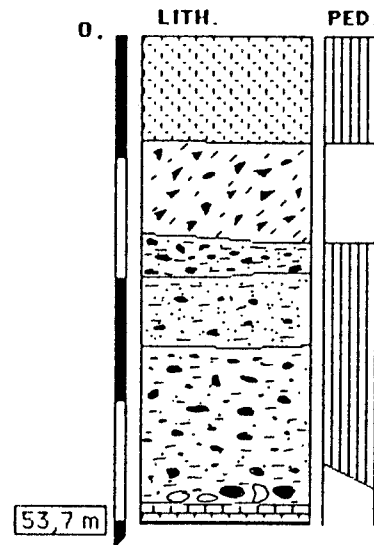
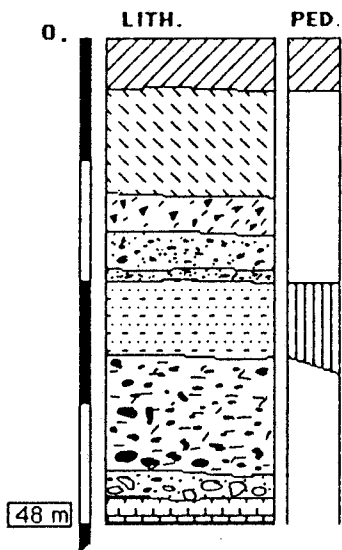


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte Amiens. 46. N°6.		1988	T-C	30	
LOC. Amiens - Montières.					
X	594,30	Y	245,450	Z	37,2 m

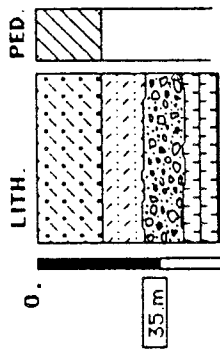


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°6.	1975	Tar.	B.R.G.M. 506
Loc.	Amiens-Renancourt.			
X	593,675	Y	245,20	Z 52 m

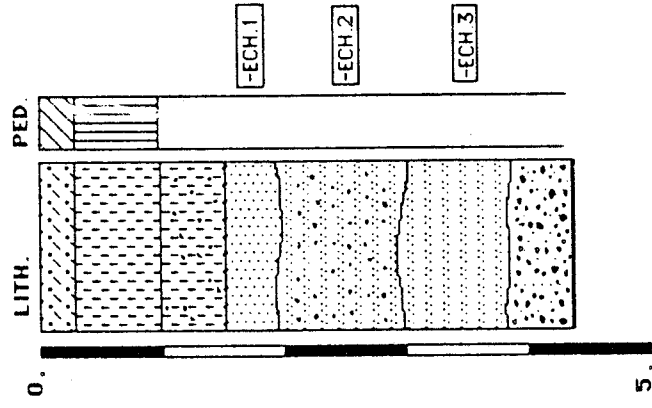
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°6.	1975	Tar-	B.R.G.M. 507
Loc.	Amiens-Montières.			
X	594,170	Y	245,70	Z 57,7 m



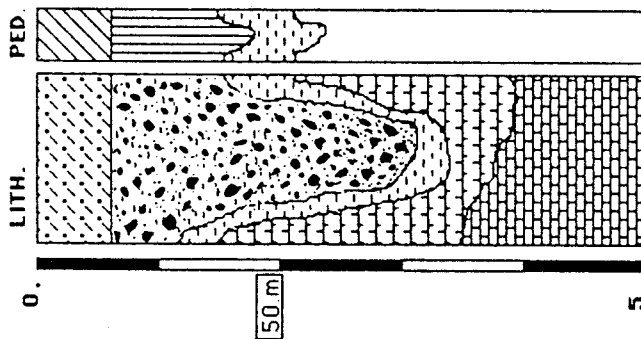
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N° 3	1988	M-T	7
LOC.	Fouencamps.			
X	605,58	Y	236,9	Z
				36.m



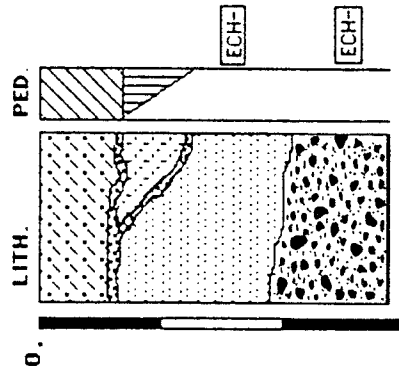
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3	1988	M-T	6
LOC.	Fouencamps			
X	605,75	Y	236,02	Z
				45. m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3	1988	AFFL-	22
LOC.	Boves.			
X	602,4	Y	239,04	Z
				52 m

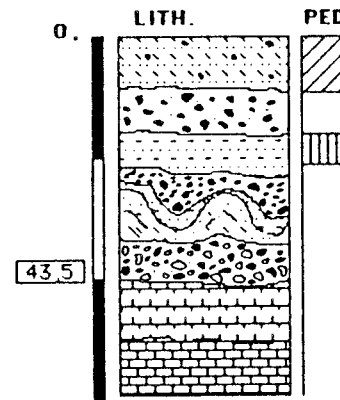
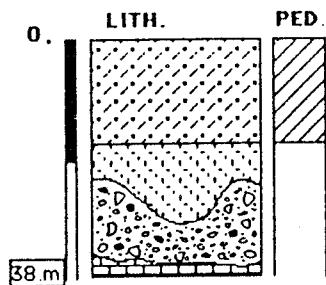


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3.	1988	CAR-	20
LOC.	Boves, "chaîne d'or"			
X	600,83	Y	238,6	Z
				80 m

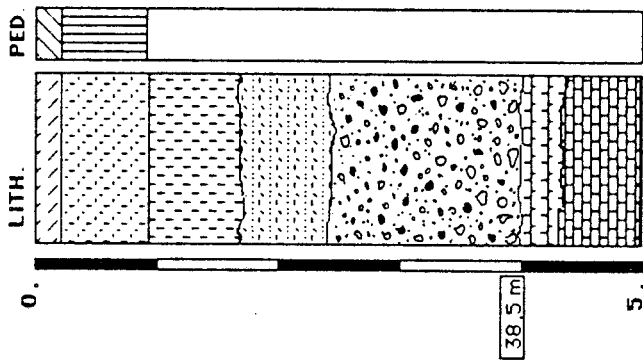


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3	1988	P-M	24
Loc.	Boves, "pont de Fouencamps"			
X	604,81	Y	237,05	Z 40.m

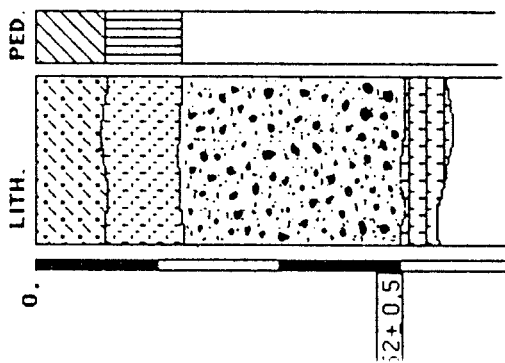
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3.	1988	AFFL-	23
Loc.	Boves, "pont de Fouencamps"			
X	236,93	Y	604,98	Z 45,5.m



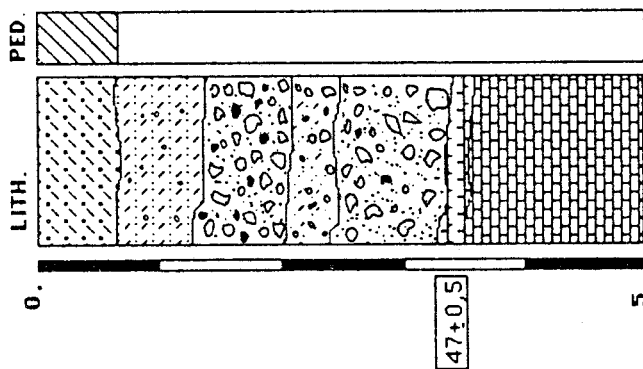
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3	1988	P-M	27
LOC.	Fouencamps			
X	605,38	Y	236,2	Z
				42,5 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3.	1988	CAR-	26
LOC.	Fouencamps.			
X	605,32	Y	235,80	Z
				55 m



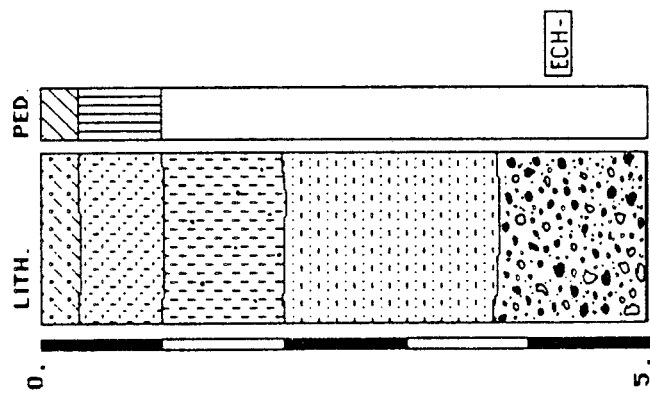
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3.	1988	P-M	29
LOC.		Fouencamps.		
X	235,94	Y	605,46	Z
				50,5 m



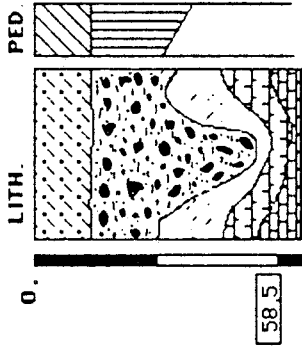
47±0,5



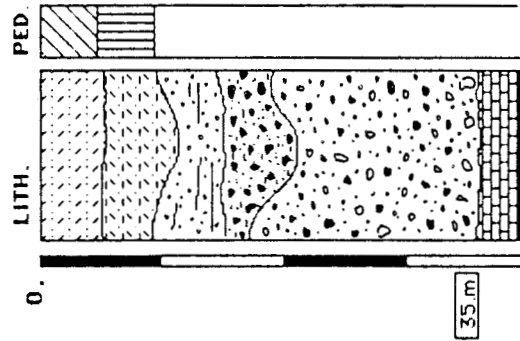
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°3	1988	P-M	28
LOC.		Fouencamps.		
X	605,75	Y	236,28	Z
				42,4 m



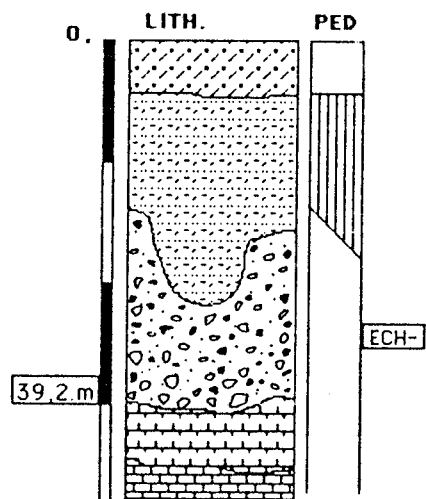
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Moreuil.62.N°3.	1988	P-M	30	
LOC.	Fouencamps.				
X	605,48	Y	235,56	Z	60,5



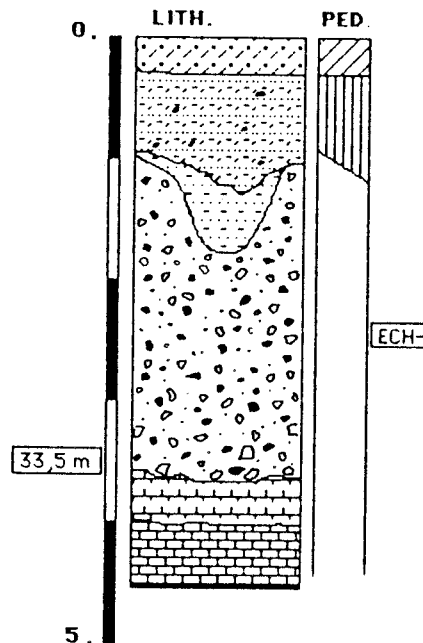
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°4	1988	CAR-	10
LOC.		Thennes.		
X	608,67	Y	234	Z
				38,5 m



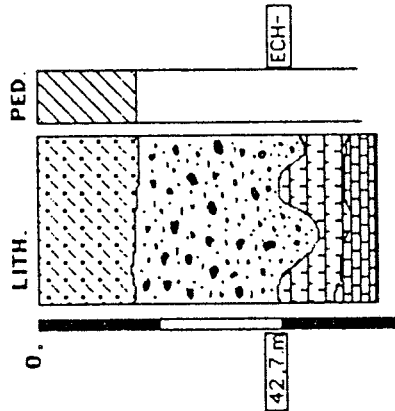
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°4.	1988	P-M	12
LOC.	Hailles.			
X	607,75	Y	233,84	Z 42,2.m



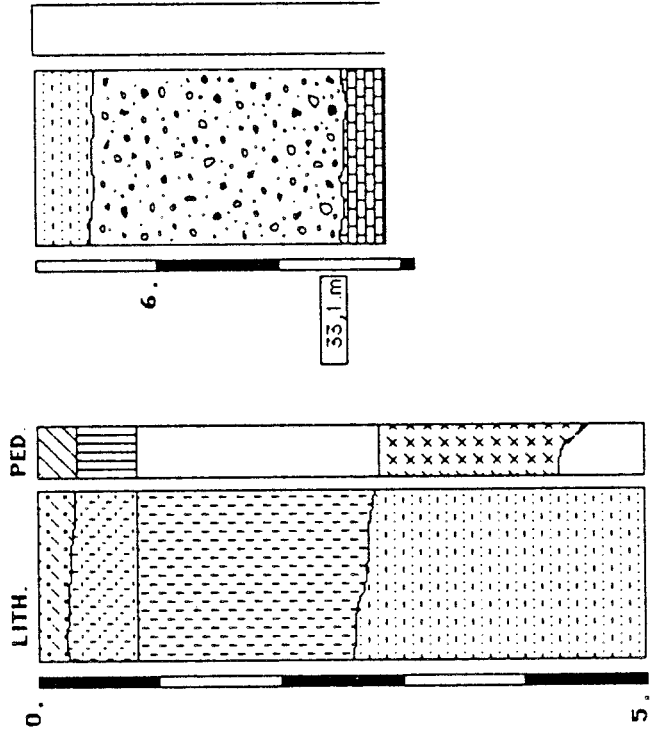
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°4	1988	P-M	13
LOC.	Hailles.			
X	607,82	Y	234,06	Z 37 m



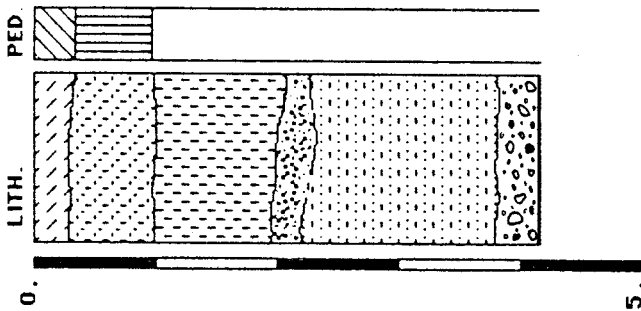
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.n°4.	1988	P-M	14
LOC.	Thennes.			
X	608,86	Y	233,78	Z
			44,7	m



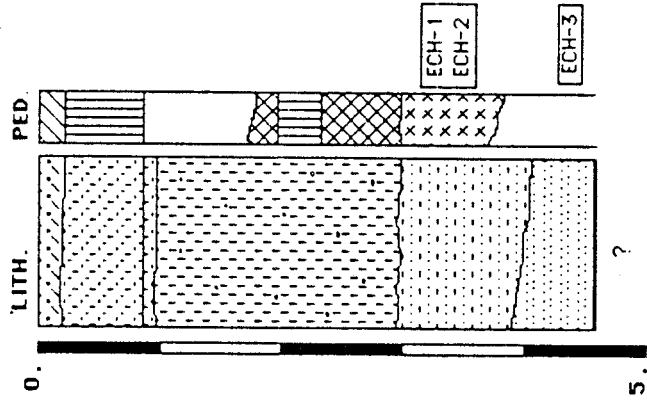
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°4.	1988	T-C	16
LOC.	Thennes.			
X	608,74	Y	233,73	Z
			40,6	m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°4.	1988	P-M	17
LOC.	Thennes.			
X	608,6	Y	233,65	Z
				33,1.m

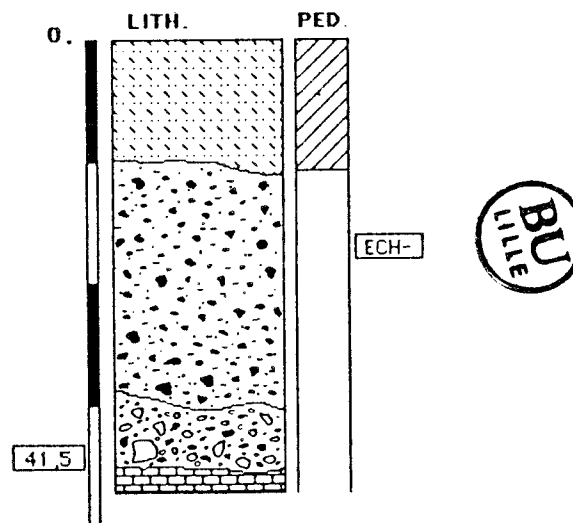


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°4	1988	P-M	15
LOC.	Thennes.			
X	608,74	Y	233,72	Z
				39,6.m

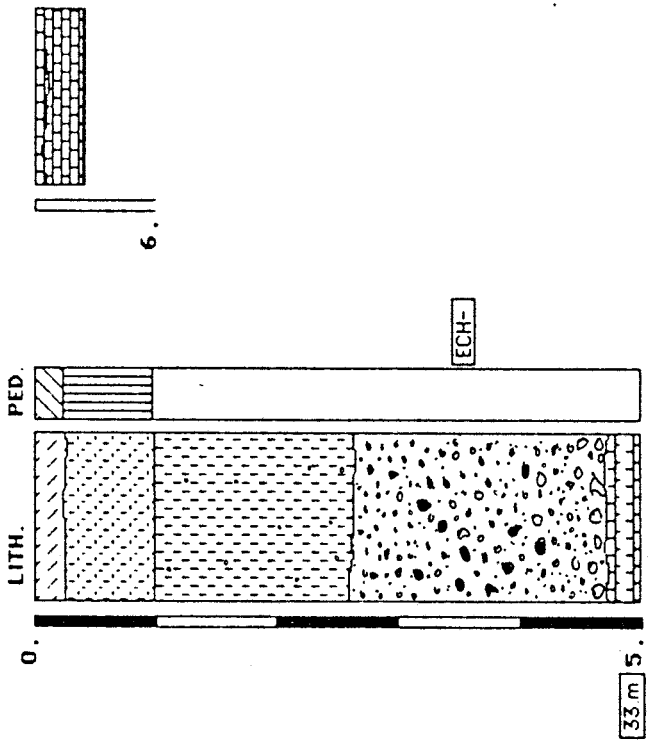




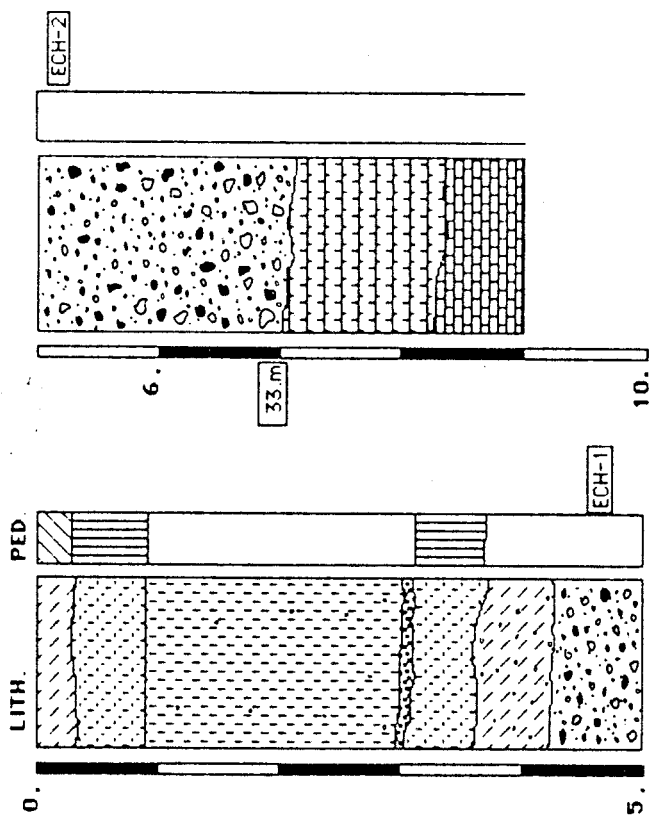
	LOCALISATION	DATE	NATURE	N°
Carte	Moreuil.62.N°8	1988	AFFL-	3
Loc.	Morisel, "F.me.St.Ribert".			
X	612,28	Y	227,85	Z 45 m ?



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N8.	1988	T-C	18
LOC.	Yecquemont.			
X	607,6	Y	243,4	Z
			38 ± 0,5	

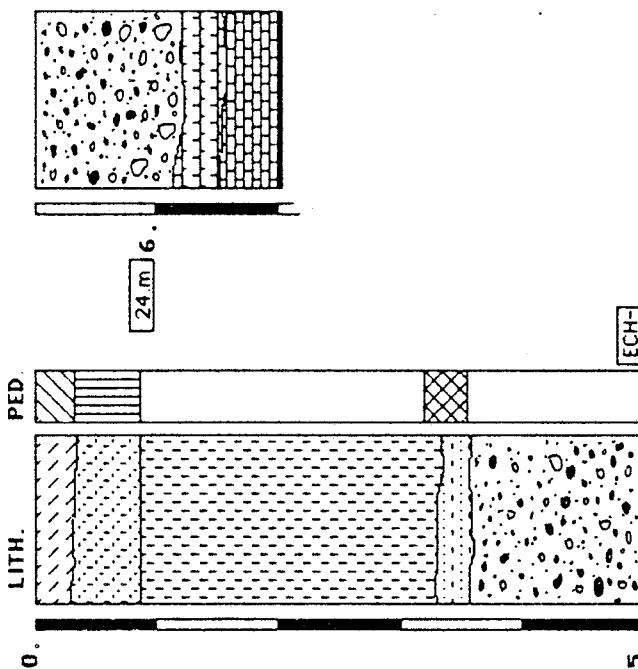


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°8.	1988	T-C	17
LOC.	Yecquemont.			
X	607,58	Y	243,6	Z
			40.m	

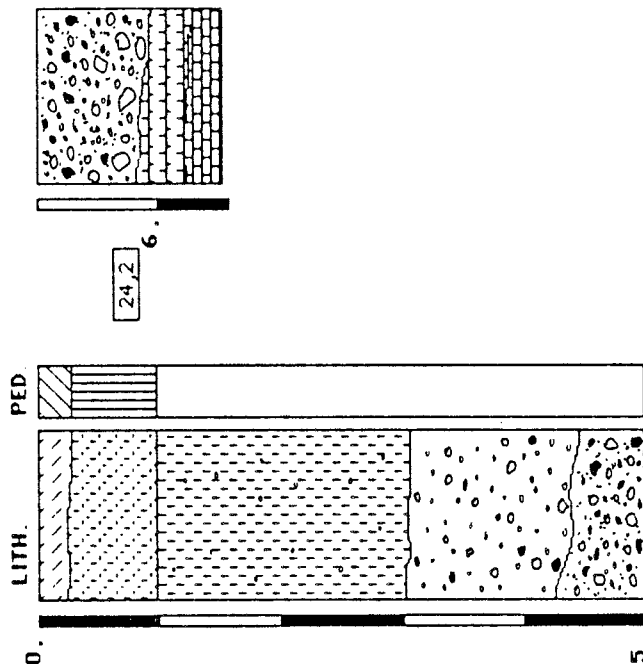




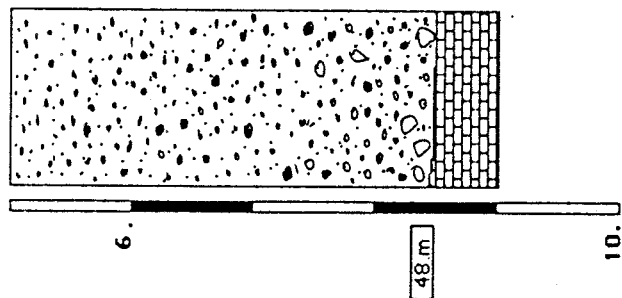
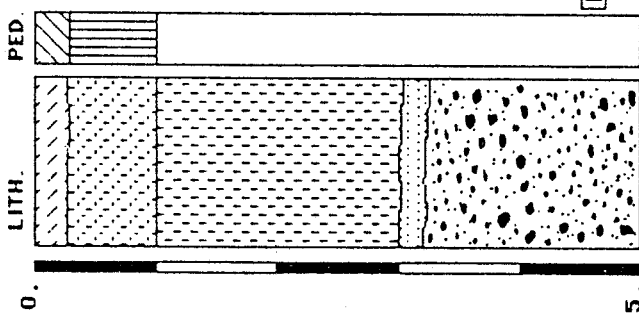
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Amiens.46.N°8.		1988	T-C	21
LOC. Yecquemont.				
X	607,5	Y	243,1	Z
		30 m		



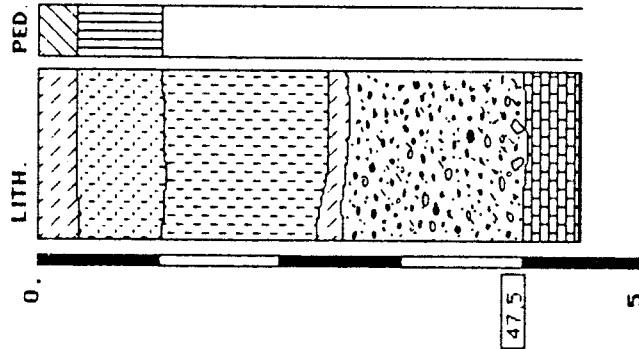
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Amiens.46.N°8.		1988	T-C	20
LOC. Yecquemont.				
X	607,57	Y	243,13	Z
		30 m		



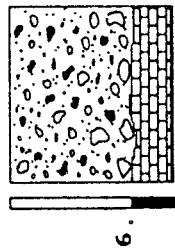
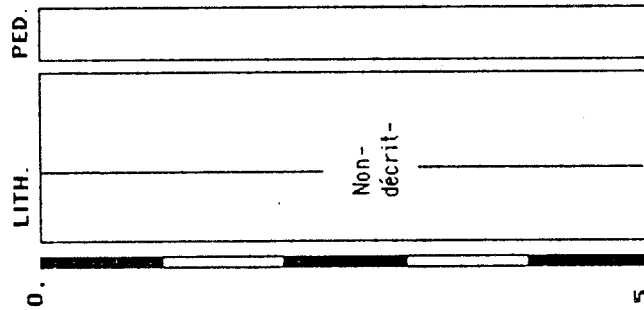
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens 46 N°8.	1988	T-C	23
LOC.	Yecquemont.			
X	606,65	Y	243,92	Z
56,5 m				



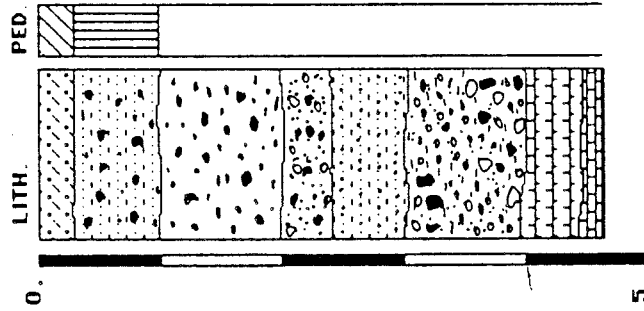
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens 46 N°8.	1988	T-C	22
LOC.	Yecquemont.			
X	607,1	Y	244,04	Z
51,5 m				



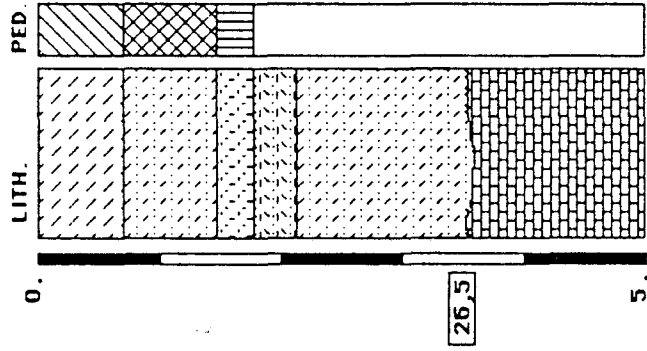
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°8.	1956	HYDR-	B.R.G.M.108
LOC.	Vecquemont "la briquetterie"			
X	607,86	Y	243,31	Z 30 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Amiens.46.N°7	1974	M-T	B.R.G.M.79
LOC.	Lamotte-Brebière.			
X	604,49	Y	243,29	Z 64 m

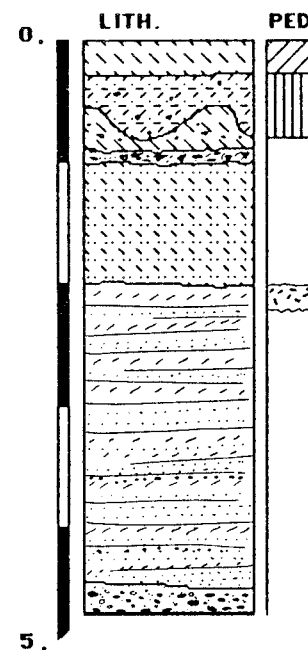
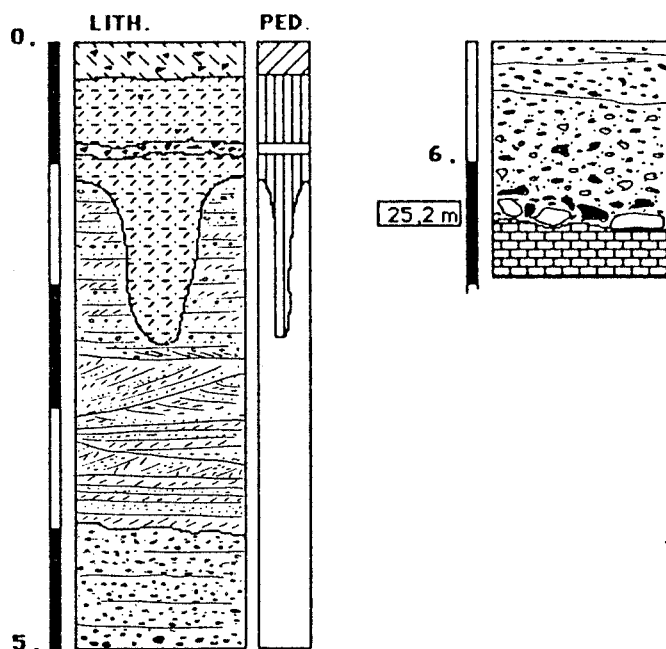


[LOCALISATION]		[DATE]		[N°]	
Carte	Amiens 46. N° 8	1964	HYDRO	B.R.G.M. 40	
Loc.	Aubigny				
X	608,44	Y	244,95	Z	30. m

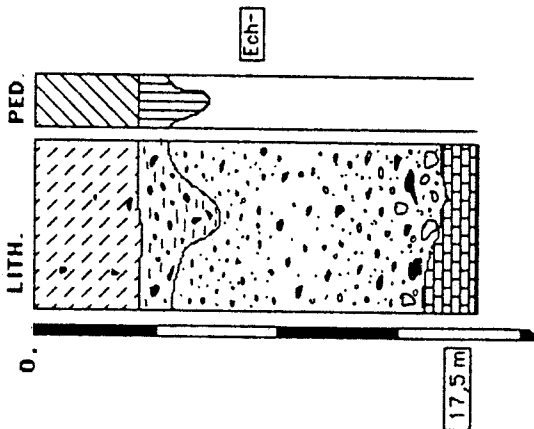


LOCALISATION			DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.		1988	Carr-	7
Loc.	Bourdon.				
X	581,575	Y	254,360	Z	31,6 m

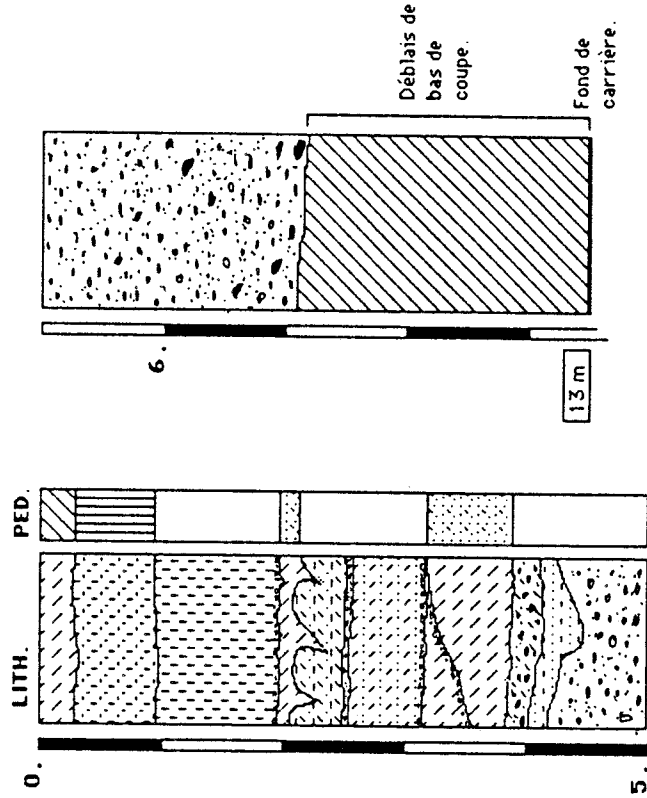
LOCALISATION			DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.		1988	Carr-	8
Loc.	Bourdon.				
X	581,150	Y	255,120	Z	20 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Hallencourt. 45. N° 4.	1988	P-M	19	
Loc.	Bourdon.				
X	581,200	Y	255,70	Z	21 m



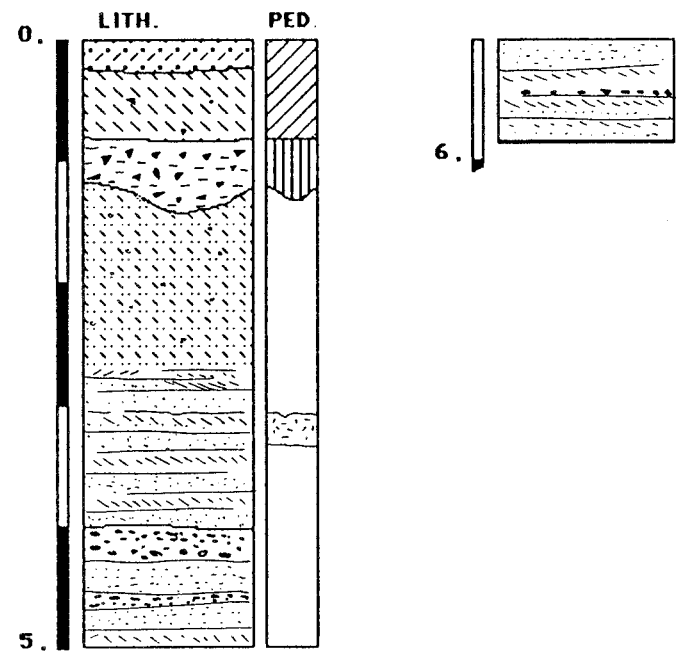
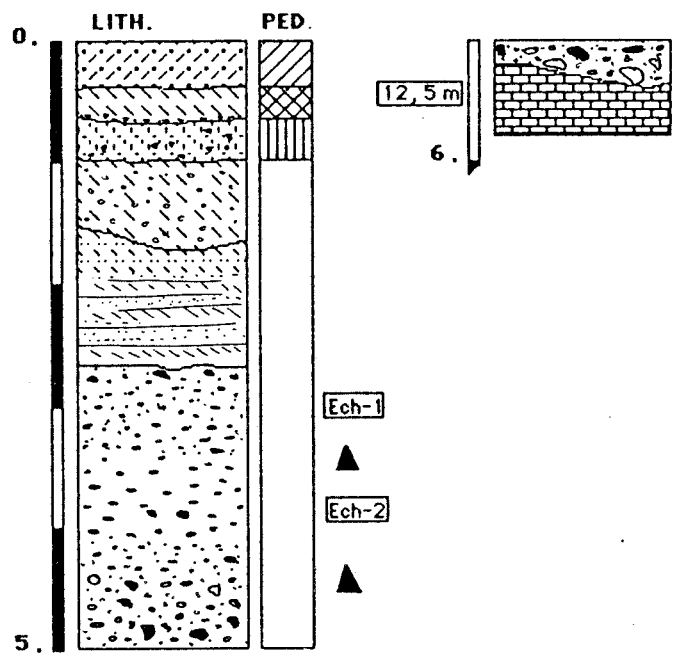
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°	
Carte	Hallencourt. 45. N° 4	1988	Carr-	18	
Loc.	Crouy.				
X	581,90	Y	252,620	Z	22,7 m



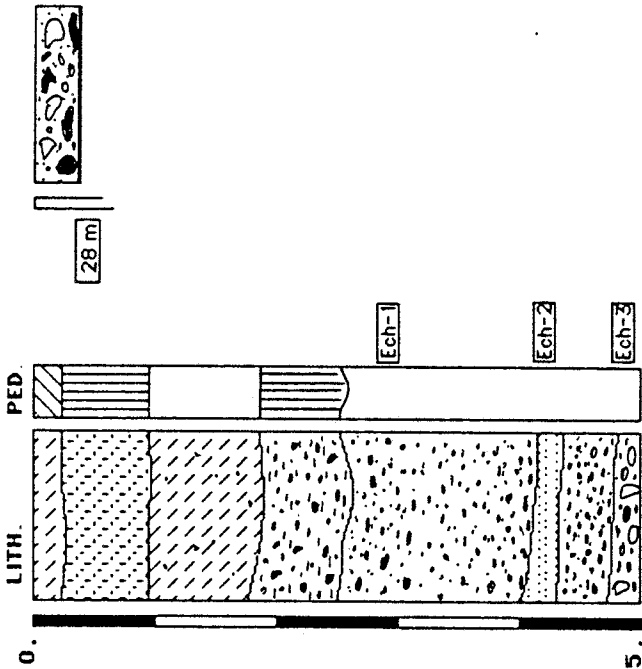


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hellencourt.45.N°4.	1988	P-M	21
Loc.	Bourdon.			
X	581,150	Y	255,70	Z 18 m

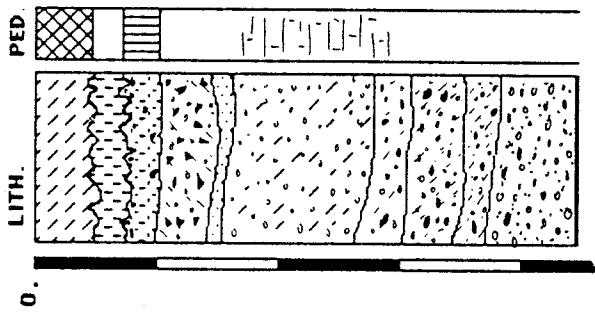
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hellencourt.45.N°4.	1988	P-M	20
Loc.	Bourdon.			
X	581,150	Y	255,70	Z 19,5 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.	1988	P-M	23
Loc.	Crouy.			
X	581,730	Y	251,885	Z
				33,5 m

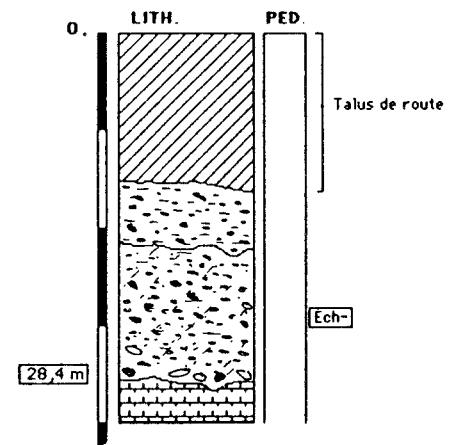
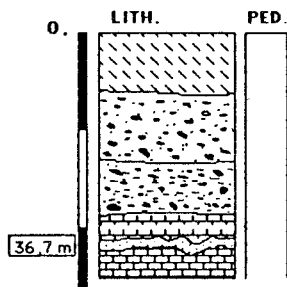


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.	1988	M-T	22
Loc.	Bourdon.			
X	581	Y	255,70	Z
				16 m

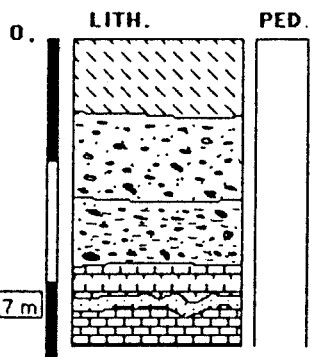


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.	1975	Ter-	B.R.G.M. 78
Loc.	Crouy.			
X	582,770	Y	251,730	Z 39 m

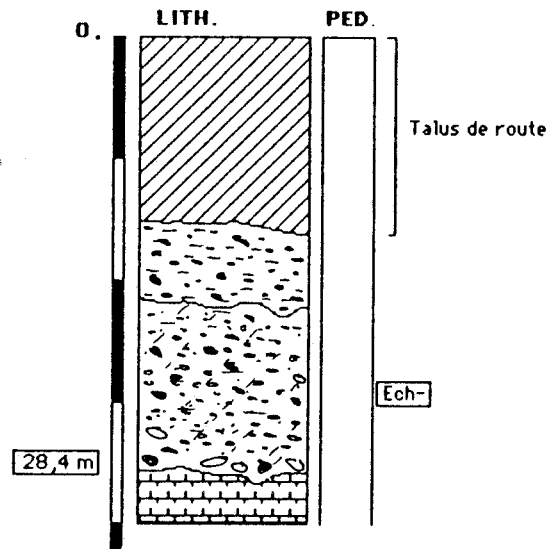
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.	1988	P-M	25
Loc.	Crouy.			
X	582,55	Y	251,885	Z 32 m



LOCALISATION				DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.			1975	Tar-	B.R.G.M. 78
Loc.	Crouy.					
X	582,770	Y	251,730	Z	39 m	

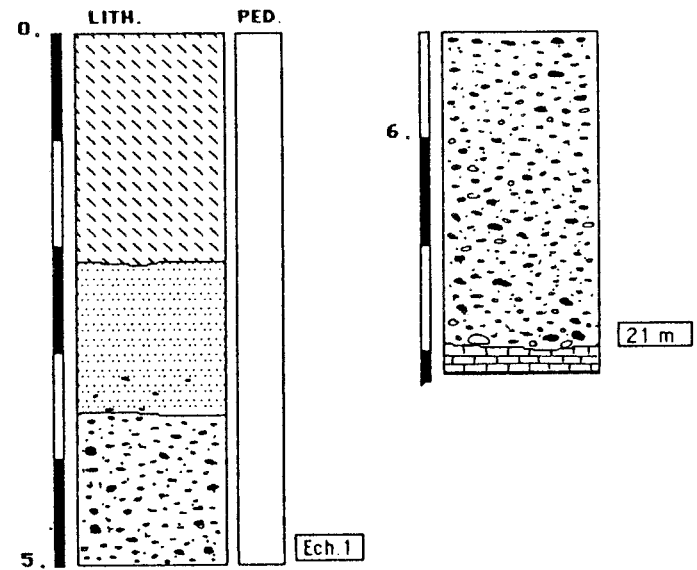
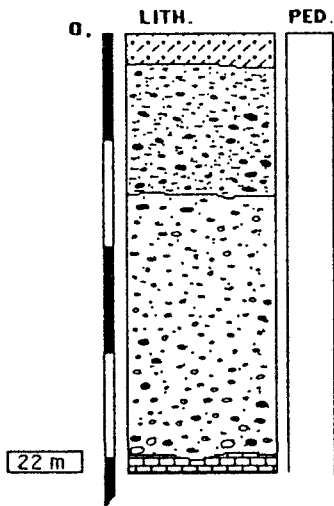


LOCALISATION				DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt.45.N°4.			1988	P-M	25
Loc.	Crouy.					
X	582,55	Y	251,885	Z	32 m	

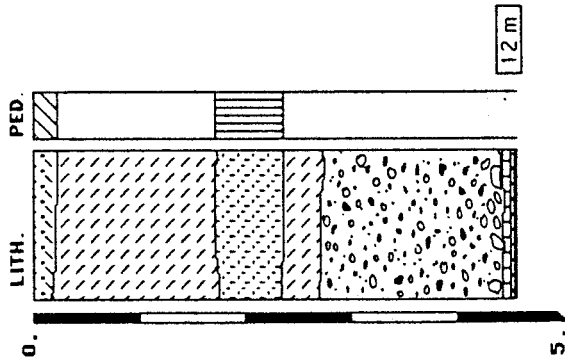


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt 45 N°3	1989	T-C	12
Loc.	Condé-Folie			
X	577,8	Y	256,24	Z 26,5 m

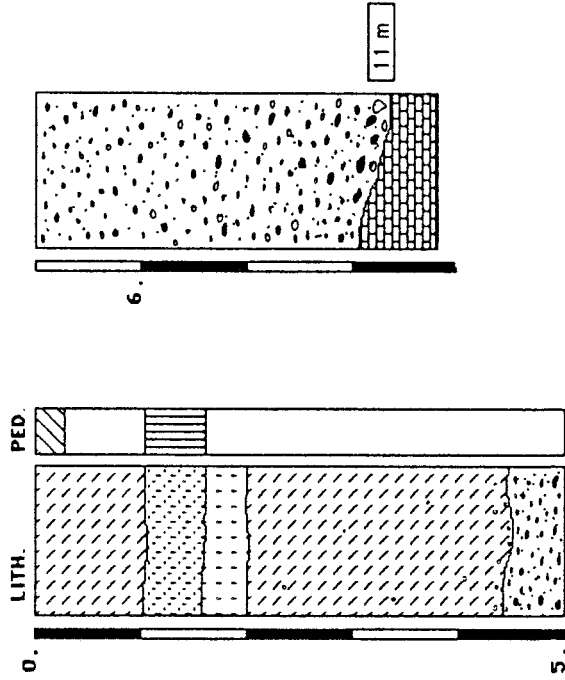
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt 45 N°3	1989	T-C	13
Loc.	Condé-Folie			
X	578	Y	256,12	Z 29 m



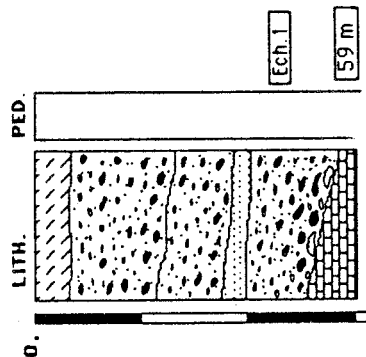
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Hallencourt 45 N°3		1989	P-M	10
Loc. Condé - Folie				
X	577,8	Y	256,54	Z
				16,5 m



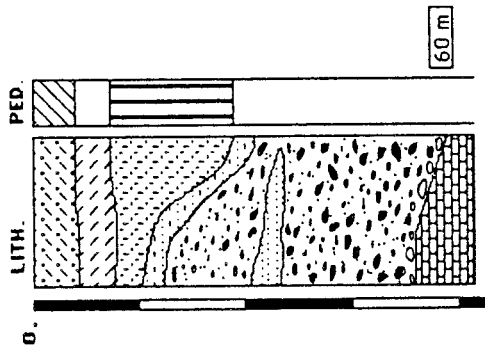
LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte Hallencourt 45 N°3		1989	T-C	17
Loc. Condé - Folie				
X	577,52	Y	256,56	Z
				19,5 m

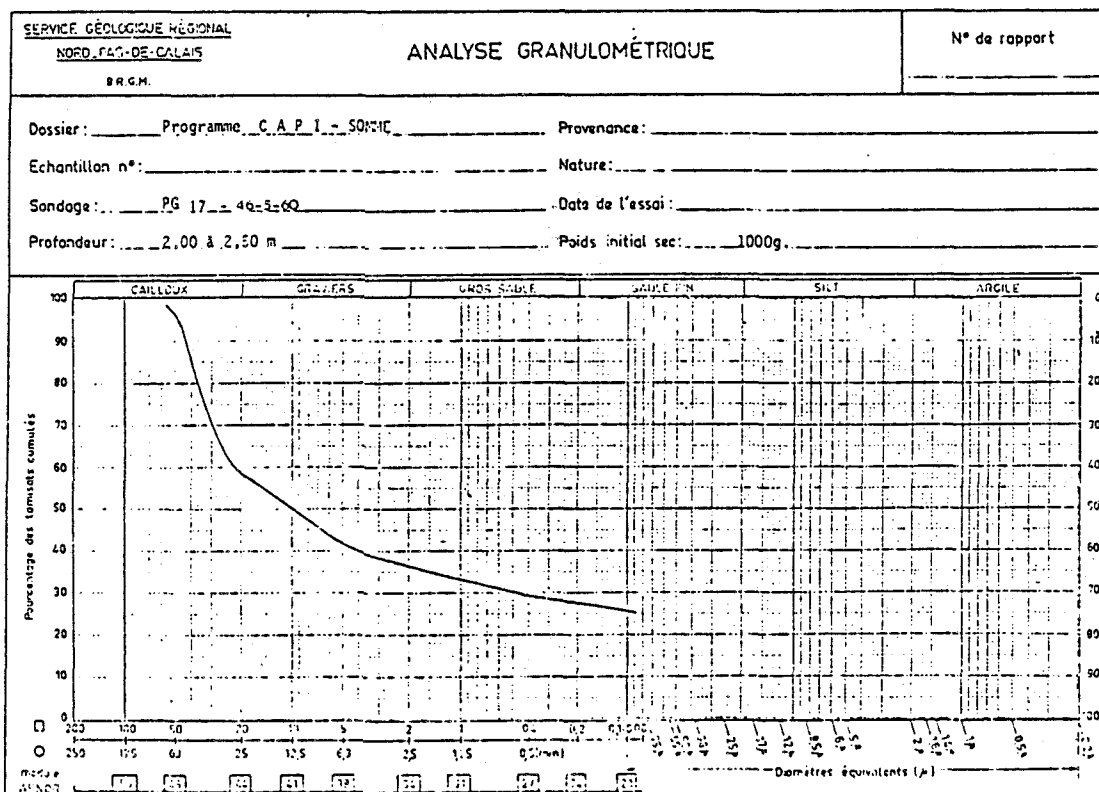
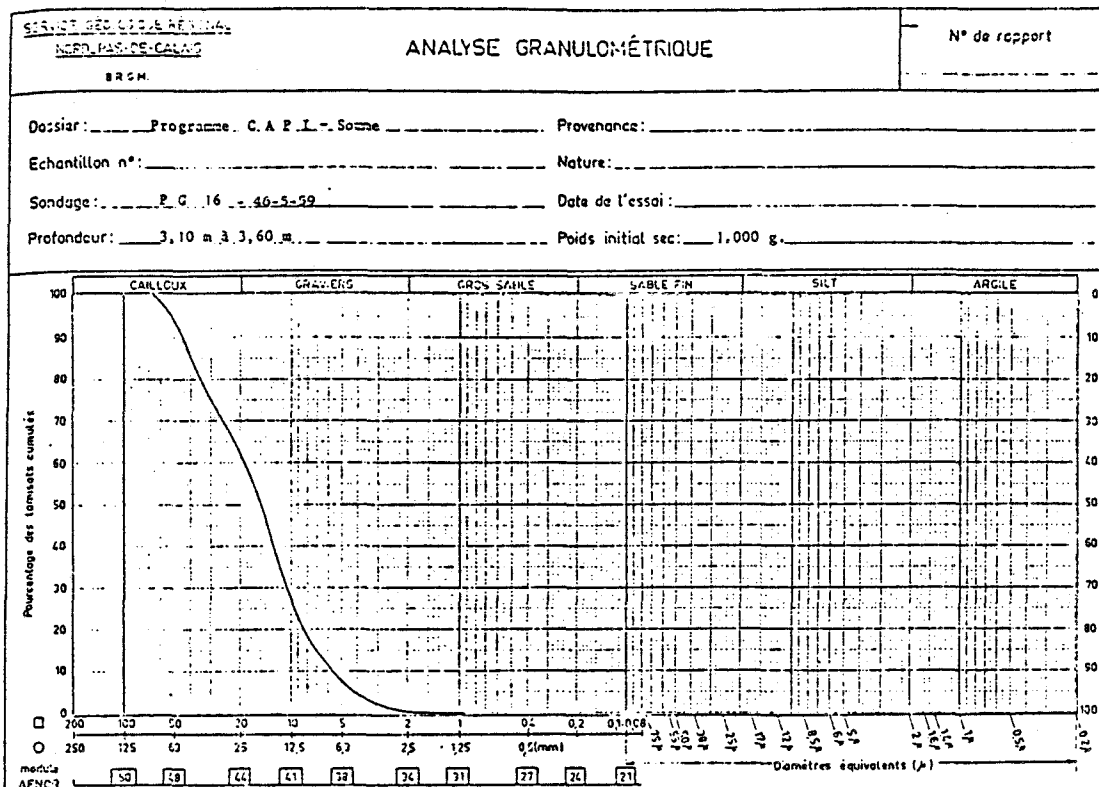


LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt 45 N°2	1989	P-M	2
LOC.	Liercourt - Bois des Proies			
X	568,5	Y	259,85	Z 62 m



LOCALISATION		DATE	NATURE	N°
Carte	Hallencourt 45 N°2	1989	P-M	3
LOC.	Liercourt - Bois des Proies			
X	568,5	Y	259,80	Z 63,9 m





10.1 - Nappe de fond de la Somme (moyenne vallée).

ANNEXE 10 : DONNEES GRANULOMETRIQUES (graviers des nappes alluviales).

ECH 999

AM.5 N°49 (-3 m)

CAILLOUX GRAVIERS GROS SABLE SABLE FINE

%100

50

0

50

100

Diamètre en mm

20 30 40 50 60 70 80 90 100

ECH 3

AM.5 N°49 (-3,8 m)

CAILLOUX GRAVIERS GROS SABLE SABLE FINE

%100

50

0

50

100

Diamètre en mm

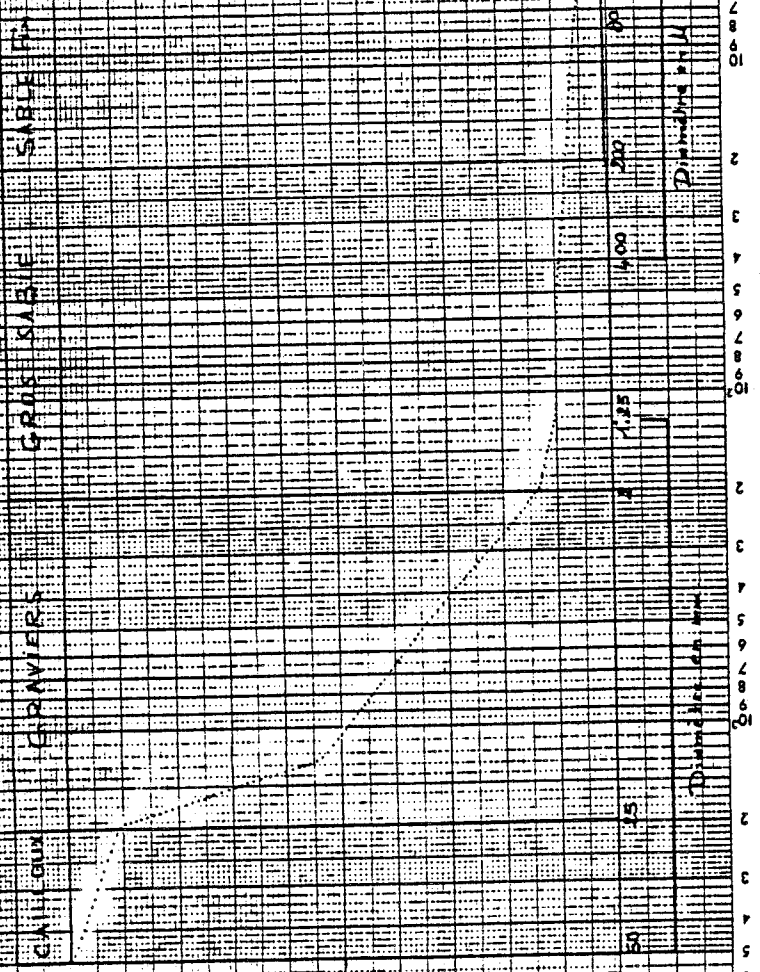
20 30 40 50 60 70 80 90 100

10.2-Nappes alluviales des terrasses (cf. annexes 8 et 9).



ECH 998

AM.6 N°20 (-2.7 m)



ECH 999

AM.6 N°21 (-2 m)

