

Synthèse sur les formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie (feuille Caen à 1/250 000)*

Jean-Pierre LAUTRIDOU ⁽¹⁾
Jean-Paul AUFFRET ⁽¹⁾
Jean-Pierre COUTARD ⁽¹⁾
Michèle LAVOLLÉ ⁽¹⁾
Jean-Claude OZOUF ⁽¹⁾
Jean VERAGUE ⁽¹⁾

Overview of the Cenozoic surficial formations of Lower Normandy (1:250,000-scale Caen sheet)

Géologie de la France, n°4, 2000, pp. 57-69, 7 fig., 1 carte en couleurs en fin d'ouvrage.

Mots-clés : Loess, Sables éoliens, Formations périglaciaires de versant, Dépôts alluviaux holocènes et pléistocènes, Tourbes, Formations marines holocènes et pléistocènes, Formations sous-marines de la Manche, Argiles à silex, Altérites sur schistes et grès, Arènes granitiques, Formations silicifiées.

Key words: Loess, Eolian sand, Periglacial slope deposits, Holocene and Pleistocene alluvial deposits, Holocene and Pleistocene marine formations, Peat, Submarine formations of the English Channel, Flint-bearing clay, Weathered shale and sandstone, Granitic gruss, Sarsen.

Résumé

La première caractéristique qui explique le type de formations superficielles est la position de la région qui comprend la partie orientale du Massif armoricain à l'ouest (roches précambriennes et roches primaires) et la couverture sédimentaire essentiellement jurassique (calcaires et marnes) et crétacée (craie), la craie étant limitée aux plateaux situés à l'est de la Dives. La deuxième caractéristique est la présence d'une mer épicontinentale peu profonde, la Manche, souvent émergée pendant les périodes froides. Le relief comprend des plateaux de 100 à 200 m d'altitude qui correspondent à la surface polygénique tertiaire de la pénéplaine de l'ouest érodant des calcaires au sud (Cinglais) et des roches siliceuses à l'ouest, de larges glacis tertiaires (60 à 100 m) s'appuyant sur les plateaux et enfin, il y a la dépression du Seuil du Cotentin (5-30 m) d'ori-

gine tectonique. De ce fait, en raison de la proximité d'un niveau de base marin très déprimé (parfois de 100 m) pendant les périodes froides l'incision des vallées est très forte et la pente de leurs profils longitudinaux et transversaux importante.

En conséquence, les formations superficielles sont caractérisées par des dépôts de pente périglaciaires peu épais excepté le long des côtes (heads), par des altérites résiduelles en raison de l'intensité des processus périglaciaires de dénudation, par le classique système étagé des terrasses alluviales et marines et par une épaisse couverture de loess weichsélien alimenté par des sources situées au fond de la Manche.

Sous la Manche, on peut retrouver les chenaux fluviaux pléistocènes des rivières (graviers de fonds et deux terrasses alluviales connues aussi en amont) ; de même les sédiments fins holocènes infratidaux sont la continuation des

estuaires flandriens des grandes rivières : Sienne, Vire, Orne, Dives.

English abridged version

The first feature explaining the types of surficial formation is the region's location, which incorporates the eastern part of the siliceous Armorican Massif (Paleozoic and Precambrian rocks) and the western part of the Mesozoic cover of the Paris Basin (mainly compact Jurassic limestone, with Cretaceous chalk only to the east of the river Dives, and Jurassic marl). The second important feature is the proximity of the English Channel, which is a shallow epicontinental sea whose floor was often exposed during the cold periods. The landscape includes (i) plateaux (100-200 m high) truncating limestone in the south (Cinglais) and siliceous rocks in the west where they form the complex Cenozoic "pénéplaine de l'Ouest" (Western peneplain), (ii) broad Cenozoic glacis (60-100 m), and

* Manuscrit reçu le 6 mai 1996, accepté le 9 avril 1997.

(1) CNRS-UMR 6143, Morphodynamiques continentale et côtière (M2c), 24, rue des Tilleuls, Université de Caen, 14000 Caen.

(iii) the tectonic depression of the *Seuil du Cotentin (Cotentin trough)* (5-30 m). The proximity of a sea level base at times depressed by as much as 100 m during the cold periods resulted in intense valley incision and steeply sloping longitudinal and transversal river profiles. Consequently the surficial formations are characterized by (i) thin periglacial slope deposits, except at the coastal heads, (ii) residual weathered deposits due to the intensity of the periglacial denudation, (iii) a classic stepped system of Pleistocene alluvial and marine terraces, and (iv) a thick cover of Weichselian loess derived from Channel bottom deposits during the periods of emergence. Pleistocene alluvial gravels are well known beneath the present Channel: the Weichselian bottom gravels correspond to continental alluvial sediments, and the fine-grained sublittoral Holocene sediments are the extension of the Flandrian estuarine deposits of the main rivers: *Sienna, Vire, Orne, Dives*.

This overview derives from the activities of a "surficial formations" working group led by P. Le Bret (BRGM) and including BRGM geologists, as well as research students and lecturers from the universities of Dijon, Rouen and Tours, from CNRS (UMR 6143 at Caen: Geomorphology Centre, Department of Geology at the universities of Caen and Rouen) and from INRA (SESCPF, Orléans). The research activities were at first based on reviewing the nomenclature of the surficial formations for the BRGM 1:50,000-scale maps and on supervising the work for three theses dealing with flint-bearing clay and large-scale (1:1000) modeling of the surficial formations of the three watersheds in Lower Normandy so as to represent these at the 1:50,000 scale. This new phase is the first methodological update of the 1:250,000-scale mapping of the surficial formations based on a region of Lower Normandy where their characterization, extent and age are generally well known. It is the counterpart of recent studies at the same map scale (BRGM) devoted essentially to the substratum.

The map is based on both published and unpublished surveys at 1:25,000 to 1:50,000 scale.

Introduction

L'intérêt de la région couverte par la carte Caen

La feuille Caen se situe au contact du Massif armoricain et de la couverture sédimentaire (Trias graveleux et argileux, Jurassique calcaire ou marneux). La deuxième particularité est la position en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche émergée en période froide : de ce fait le contrôle glacio-eustatique du niveau de base a été très important et a entraîné des érosions importantes en période froide.

En conséquence :

- les profils longitudinaux des rivières sont tendus et les versants ont des pentes fortes excepté au sud dans la Campagne de Caen. De ce fait, il subsiste peu de dépôts de pente cryoclastiques périglaciaires ; ils ont migré dans les vallées et ont été évacués vers l'aval. Il n'y a que le cas particulier des heads du littoral ;

- par contre, les loess weichséliens sont omniprésents parce que la source (actuel fond de la Manche) est abondante et proche ;

- il subsiste peu de restes de formations anté-weichséliennes puisqu'on est dans un contexte de dénudation périglaciaire : donc peu de loess ancien, de formations tertiaires, d'altérites sauf dans les cas particuliers de pièges d'origine karstique ou tectonique (bassin de Carentan), de substrat granitique résistant à paléotopographie irrégulière qui a protégé partiellement les arènes, ou d'angle mort entre une ancienne falaise littorale ou alluviale et un replat (heads, nappes fluviales et marines pléistocènes).

Toutefois les surfaces anciennes de 100 à 200 m d'altitude (surface post-hercynienne, pénéplaine polygénique tertiaire de l'ouest) sont encore largement préservées : plateaux de Cinglais et du Pays d'Auge où les altérites de type argile à silex couvrent de vastes étendues, plateaux du Bocage Normand et du Cotentin (voir carton surfaces anciennes).

De grands lambeaux de surface s'appuyant sur ces plateaux sous forme de glacis descendent depuis 100 m jusqu'à 60 m N.G.F. en campagne de Caen - Bessin et de part et d'autre de la diorite de Coutances.

Ils s'avèrent dans ce deuxième cas beaucoup plus développés au sud en dehors de la carte vers Granville et dans la baie du Mont-Saint-Michel où ils sont jalonnés par des silicifications tertiaires. Deux autres traits du relief doivent être signalés : d'une part, le Seuil du Cotentin qui comporte dans le bassin de Carentan en particulier un épais remblaiement tertiaire et quaternaire, et à l'ouest une plate-forme sur grès : la plate-forme de Lessay non datée (pénéplaine de l'ouest affaissée ?) ; d'autre part, la présence de môles ou de barres qui dominent les plateaux vers 200-250 m : diorite de Coutances, grès armoricain au sud de Cherbourg, grès cambrien du synclinal de Montmartin-sur-Mer au sud de la diorite (Bois de Souilles).

Le canevas tectonique est encore mal connu. Des études sont en cours dans le Seuil du Cotentin. Dans le schéma tectonique de la carte, seules les failles indiscutables ayant joué ou rejoué au Quaternaire ont été signalées.

N'ont été représentées sur la carte, en fin d'ouvrage, que les formations dépassant 1 mètre d'épaisseur. Sinon, elles ne sont pas cartographiées, ce qui explique les plages en blanc. Il n'y a que l'exception de la région du Plain qui demeure encore mal connue.

Formations périglaciaires

OEy

Faciès

Les limons éoliens sont généralement homogènes comme dans toute la France septentrionale. Cependant, il y a localement des faciès qui sont liés à des apports de versant notamment dans la Campagne de Caen lorsque le substrat calcaire restait affleurant en période froide, sous forme de granules de gélifraction du calcaire qui forment des petits lits millimétriques au sein du loess (ruissellements, gélifluxion, rôle du vent sur des surfaces verglacées).

On peut opposer les loess carbonatés de la Campagne de Caen aux loess non carbonatés du Bocage normand et du Cotentin. Les loess non carbonatés de l'ouest ont un faciès particulier, lité, appelé « limon à doublets » quand ils sont épais, mais en général ils sont homogènes et brunâtres. L'interprétation de ce faciès a fait l'objet de nombreuses discussions

(Lautridou, 1985 ; Van Vliet-Lanoe, 1988). Il est clair que le stock minéralogique a été le même que pour les loess calcaires, mais qu'une décarbonatation pendant ou peu après le dépôt, liée à l'altitude (un peu plus de précipitations même en phase périglaciaire) et au fait que les eaux étaient acides à la différence de celles de la Campagne de Caen (comme dans la vallée de la Seine) ait eu lieu sans doute avant la pédogenèse du sol de surface provoquant la formation d'un sol en bandes (doublets).

Le classique sol brun lessivé de surface d'âge essentiellement holocène, d'épaisseur voisine de 1,2 m couronne les loess avec souvent une tendance à l'hydromorphie sur le massif ancien.

Extension - épaisseur

Les limons d'origine éolienne périglaciaire sont pratiquement répartis sur toute la carte (excepté les crêtes). Seuls les limons de plus d'un mètre d'épaisseur ont été cartographiés, mais en fait, ils sont omniprésents : lorsqu'ils demeurent peu épais, ils sont, soit homogènes, soit avec des apports locaux (granules de schistes ou de calcaires).

Leur épaisseur est inférieure à celle reconnue en Haute-Normandie (Lautridou, 1985) : elle dépasse rarement 3 mètres.

Sédimentologie

La granulométrie est typiquement éolienne (fig. 1) : courbe cumulative en sigmoïde indiquant un très bon classement, médiane entre 20 et 30 μm , peu de sables (moins de 10 %) et une teneur en argile de 10 à 20 %. Du point de vue pétrographique, ils sont caractérisés par un stock dominant de quartz comme tous les loess, une faible proportion de feldspath et de micas. Les minéraux lourds sont à prédominance de « stock marin » : épidote -amphibole - grenat, excepté sur la côte ouest du Cotentin où les minéraux de métamorphisme prennent plus d'importance par exemple à Ecalgrain (Lautridou, 1985). Les argiles comprennent surtout de la smectite ou de la vermiculite de basse charge excepté sur la côte du Cotentin (kaolinite dominante) ainsi qu'en faible proportion, comme en Haute-Normandie, de la chlorite qu'on ne trouve que dans le loess weichsélien. La teneur en silice est autour de 70-80 %, en aluminium de 8 à 9 %, en fer de 3 %.

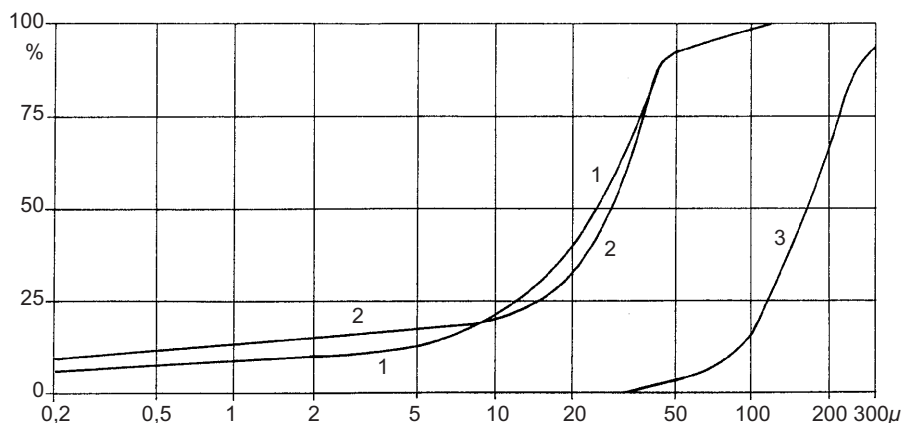


Fig. 1.- Courbes granulométriques cumulatives de Loess et de Sables éoliens pléniglaciaires (sables de couverture). 1 : Loess carbonaté ; 2 : Loess non carbonaté ; 3 : Sables de couverture.

Fig. 1.- Cumulative granulometric curves of the loess and aeolian pleniglacial sands. 1: Calcareous loess; 2: Non calcareous loess; 3: Sands (Cover sands).

Source des loess

La source essentielle est le fond de la Manche avec les vents de nord-ouest pour la Campagne de Caen et d'ouest pour la partie sud-ouest de la carte, ce qui explique de petites différences minéralogiques.

Âge

Les loess sont d'âge essentiellement weichsélien. Ils font partie d'une séquence de la dernière période froide comportant, à la base, un remaniement d'altérites, de gélifractions avec exceptionnellement, au sud de Caen, un sol noir (comme en Haute-Normandie et dans le Vexin), puis deux loess séparés par un niveau cryoturbé à langues (niveau de Nagelbeek, ex. « Sol de Kesselt ») daté de 22 000 BP. Mais en raison de leur épaisseur limitée, ils sont pour l'essentiel post Niveau de Nagelbeek et antérieurs à 12 000 BP, cet épisode de dénudation (cryopédiment) ayant provoqué l'érosion presque totale du loess weichsélien antérieur.

Très rarement, il subsiste, près de Caen ou dans la vallée du Laizon, des lambeaux de loess ancien préweichsélien, ainsi qu'à Ecalgrain (Cotentin) au sein des heads du littoral.

Dy : sables éoliens de période froide (sables de couverture)

Ils constituent comme en Belgique et en Hollande le faciès latéral des loess. Ils sont peu représentés sur cette carte parce

que fossilisés par le Flandrien ; il en va de même le long de la côte ouest de Jersey (Keen, 1993). La répartition respective des sables et des loess est particulièrement nette plus au sud de la carte dans la Baie du Mont-Saint-Michel (fig. 2). Epais le long de la côte (fig. 7) où ils sont recouverts par les sédiments flandriens, ils deviennent discontinus sur les collines schisteuses, puis passent à partir de 50-60 m d'altitude à des loess.

Faciès

Sables fins bien classés à médiane entre 100-150 μm (fig. 1) de couleur grise, souvent lités ou comportant dans les petits vallons des horizons graveleux. Ces sables émoussés à subémoussés, peu éolisés en raison de leur taille, contiennent surtout du quartz, un peu de feldspath et un stock de minéraux lourds identiques à celui des loess.

Epaisseur

1 à 3 mètres, à la différence de ceux situés plus au sud vers Granville, Genêts (Baie du Mont-Saint-Michel) qui peuvent dépasser localement 5 mètres (Lautridou *et al.*, 1982, Lautridou, 1985).

Âge

Il est l'équivalent de celui du loess récent supérieur (post 22 000 et anté 12 000 BP). Il y a probablement des sables weichséliens plus anciens, mais non datés en l'absence d'affleurements significatifs.

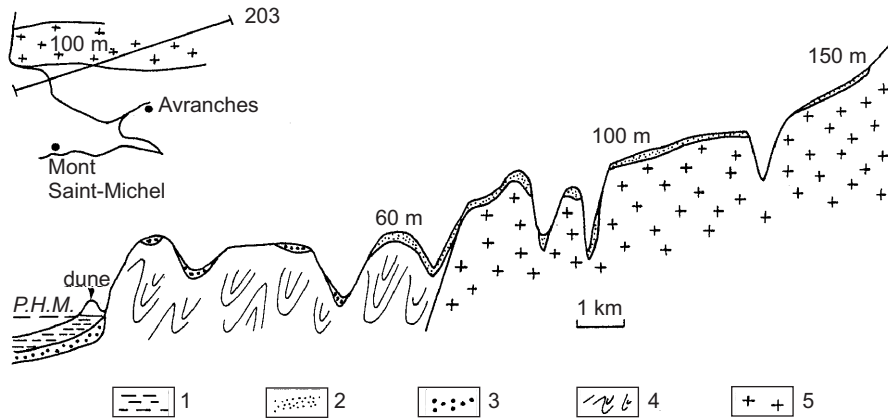


Fig. 2.- Modèle du passage des sables de couverture aux loess dans la baie du Mont Saint-Michel. 1 : Flandrien ; 2 : Loess ; 3 : Sables de couverture ; 4 : Schistes ; 5 : Granite et roches métamorphiques.

Fig. 2.- Model of the relationship between the Cover sands and the loess in the Bay of Mont Saint-Michel. 1: Flandrian; 2: Loess; 3: Cover sands; 4: Shale; 5: Granite and metamorphic rocks.

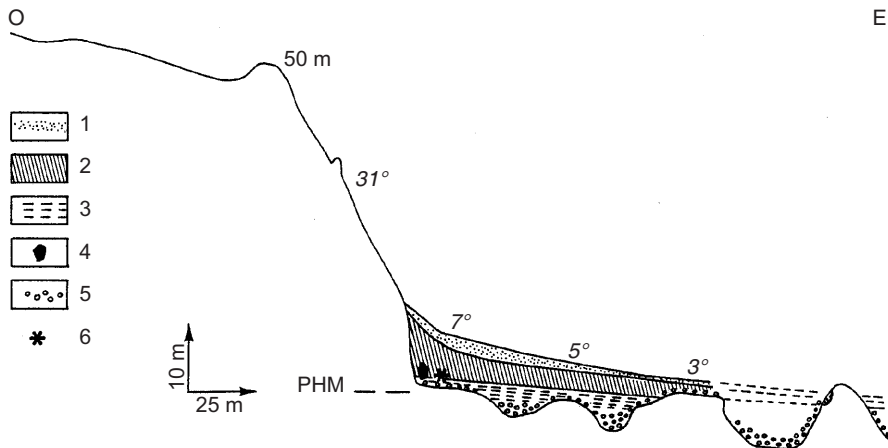


Fig. 3.- Head et plage marine à Port-Racine (pointe de la Hague).

1 : Loess weichsélien ; 2 : Head weichsélien ; 3 : Niveau de boue organique et de limon noir à flore de début Weichsélien contenant l'industrie ; 4 : Gros blocs effondrés ; 5 : Plage à galets de l'optimum éémien sur une plate-forme marine rocheuse conservée surtout au pied de la falaise fossile littorale ; 6 : Moustérien à denticulés.

Fig. 3.- Head and raised beach at Port-Racine (La Hague Cape).

1: Weichselian loess; 2: Weichselian head; 3: Organic mud and humic loam (early Weichselian) with artifacts; 4: Fallen block; 5: Pebble beach of the Eemian optimum resting on a rocky platform; 6: Artifacts (Mousterian with denticulates).

Des sables dunaires associés aux heads sont connus localement (Montfarville, Le Rozel, Saint-Vaast-la-Hougue) sur les côtes, mais non cartographiés en raison de leur extension très limitée.

SH : dépôts de pente périglaciaires

Pour la raison présentée en introduction ils sont en général peu épais (moins d'un

mètre) et non cartographiés. Le cas particulier des heads du littoral s'explique par l'angle mort entre une plate-forme marine à 1-2 m au-dessus des plus hautes mers, d'âge pléistocène moyen, et une falaise littorale associée (fig. 3). Lorsque l'érosion marine actuelle est arrivée près de cette falaise, les épaisseurs de head sont importantes : 15 à 30 m sur la côte ouest de la Pointe de la Hague (Ecalgrain, Herquemoulin). De là une discussion ancienne sur la signification et sur l'âge de ce head.

Faciès

Le head comporte du matériel hétérométrique souvent très grossier (10-30 cm) et anguleux, mais le faciès dépend du substrat amont : granite fissuré et arène à Port-Racine (côte nord du Cotentin) donc assez fin (graviers, sables), graviers de schiste à certains endroits d'Ecalgrain, blocs de grès primaires (Ecalgrain, Herquemoulin). Ce matériel n'est pas particulièrement orienté, mais globalement le grand axe se situe dans le sens de la pente et est légèrement relevant vers l'aval.

Le head est interprété comme un dépôt de gélifluxion périglaciaire ayant glissé, non pas comme des coulées boueuses ou des débris flows, mais par un mouvement de masse lent facilité par la présence d'une matrice souvent argileuse qui ne dérive pas de la gélifraction du substrat siliceux. En réalité, cette matrice est issue d'altérites des plateaux (Pléistocène moyen). Le head est donc un dépôt complexe qui intègre des loess, des paléosols, des boues organiques et des altérites remaniées. Son ampleur impressionnante ne doit pas faire illusion (30 m ou plus). En fait, les reconstitutions de ce prisme détritique montrent qu'un à deux mètres de versant (roche, altérite) au maximum ont été érodés en période froide (Lautridou, 1985). Localement on observe à l'intérieur des terres des heads au pied de reliefs (Mont-Castre, Le Mesnil-Aubert, Caumont-l'Éventé).

Âge

L'âge a été discuté depuis un siècle en Bretagne, Normandie, Nord de la France, Irlande et Angleterre. Les plages perchées sous-jacentes ne livrent pas d'éléments de datation indiscutable. Par contre, l'étude stratigraphique détaillée a mis en évidence la complexité de ces heads.

Ainsi sur la côte nord du Cotentin (les Ilets, Port-Racine), une seule séquence de période froide (Weichsélien) a été mise en évidence (fig. 3) avec de bas en haut : boue organique à flore de Début Glaciaire, head, loess pléniglaciaire. Par contre, sur la côte ouest, à Ecalgrain, deux cycles de périodes froides sont présents : l'inférieur (Saalien) comporte à la base du head et des boues organiques à flore et à insectes indiquant un Début Glaciaire, puis un head typique, un loess ancien et un lambeau de sol interglaciaire

(Éémien). Au-dessus, une nouvelle séquence weichsélienne est constituée par une succession de sols noirs, de head, de loess avec son sol de surface.

Le head s'est donc surtout mis en place en début de période froide lorsque les premiers refroidissements associés à une augmentation de l'humidité et à une atrophie de la végétation ont provoqué un déséquilibre des versants.

Domaine fluvial

Dans la région étudiée, on retrouve le système classique de la bordure Manche-Atlantique de replats et de nappes alluviales périglaciaires qui constituent des terrasses étagées, les plus anciennes étant les plus élevées. A cette échelle du 1/250 000, il n'était pas possible de distinguer les quatre nappes de l'Orne (Pellerin, 1977) et les sept de la Dives (Houari, 1994). Elles ont été regroupées en Pléistocène moyen et ancien : les graviers de fond weichséliens n'ont pas été cartographiés parce qu'ils n'affleurent pas, étant recouverts par les limons fluviaux holocènes.

Fz : alluvions holocènes

Les formations holocènes ont une texture fine : limons, limons sableux, tourbes, boues organiques. Les limons et limons sableux dérivent surtout des loess ; ils comportent souvent des intercalations organiques (Orne, Dives, Vire, Taute, Douve) datées, au 14C et par la palynologie, le plus souvent du Boréal, de l'Atlantique, du Subboréal et du Subatlantique (Elhai, 1963).

Tz : tourbes

Les tourbes littorales, dont les affleurements visibles sont discontinus, ont été indiquées par le signe Tz (voir chapitre « Formations marines »).

Les vastes tourbières continentales sont figurées par une teinte à plat. Ces tourbes se sont développées en arrière du colmatage marin des basses vallées dû à la remontée marine flandrienne. La plupart sont fibreuses, avec branches et souches d'arbres (histosol fibrique). Certaines, comme au sud de Carentan, sont encore actives (Sphagnum). Les grands ensembles

se situent l'un en arrière de la baie des Veys : basses vallées de la Douve, de la Sèves (Baupte), de la Taute, de la Vire et de l'Aure ; l'autre dans la basse vallée de la Dives entre Victot-Pontfol et Bures-sur-Dives.

Des tourbières plus localisées existent en Cotentin : la Sangsusière, Marais Saint-Clair (Marchésieux) ; dans le Bessin : Marais du Véret près de Grandcamp ; dans la Campagne de Caen : marais de Bellengreville et de Saint-Pierre-Oursin.

Dans le marais de Baupte, la tourbe homogène peut atteindre 11 mètres d'épaisseur (Pareyn, 1965). Très souvent, dans les vallées du Seuil du Cotentin, les dépôts tourbeux reposent sur une argile saumâtre épaisse de 2 à 4 m attribuable au Boréal (Elhai, 1963) ; leur épaisseur varie de 3 à 7 m. A l'approche de la baie des Veys, ils sont recouverts de dépôts marins sur 3 à 4 m. Ces derniers deviennent presque exclusifs en aval de Carentan, de Saint-Pellerin et d'Isigny.

Dans la vallée de la Dives, l'épaisseur des dépôts tourbeux est très fluctuante (2 à 7 m). La zone de transition vers les formations marines dominantes se fait vers Robehomme où 4 m de silts argileux recouvrent 4 m de tourbe. La cuvette de Bellengreville est surtout remplie de sables et boues calcaires ; la tourbe n'y est que superficielle. Le marais de Saint-Pierre-Oursin renferme plusieurs mètres de tourbe.

Les silts argileux sont très souvent geyifiés, leur épaisseur ne dépasse pas 3 m en amont, mais augmente en aval où ils passent aux dépôts fluvio-marins (estuaire de l'Orne, baie des Veys, Basse vallée de la Dives) dont la puissance peut dépasser 30 m (voir chapitre « Formations marines »).

F_{v-x} : nappes alluviales pléistocènes

Faciès

Ce sont des sables, des graviers et des galets venant des versants en période froide et repris par les rivières. L'exemple classique (fig. 4) est celui de la vallée de l'Orne (Pellerin, 1977). Les très hautes nappes proches du sommet du plateau de la Campagne de Caen sont très altérées

(argilisation à kaolinite, rubéfaction, fantômes de granites et de schistes) alors que les basses nappes le sont beaucoup moins, les graviers de fond weichséliens n'ayant aucune altération. On retrouve le style étagé des grandes vallées comme la Dives (fig. 5) ou la Seine. La pétrographie est variable : elle reflète celle des versants en amont : grès, schistes, granites dominant dans la vallée de l'Orne, silex et calcaires dans celle de la Dives.

Extension

Toutes les vallées ont des restes de nappes alluviales, mais à cette échelle, seules les terrasses développées ont été cartographiées particulièrement dans la vallée de la Dives où elles sont hypertrophiées (substrat marneux tendre) dans la vallée de l'Orne, de la Seulles.

Le cas de la plus haute terrasse de la Dives et de l'Orne est particulier : c'est en fait un très large glacis à gros blocs. On peut considérer que c'est l'équivalent de la Formation de Saint-Sébastien-de-Raids du Seuil du Cotentin.

Epaisseur

Les nappes sont presque toujours résiduelles, notamment les plus anciennes. Globalement l'épaisseur des nappes anciennes ne dépasse pas 2 m. Les nappes les plus récentes saaliennes et weichséliennes ont 2 à 4 m d'épaisseur (maxima dans la vallée de la Dives).

Âge

Les graviers de fond recouverts par l'Holocène sont weichséliens ; ils jalonnent la dernière phase de creusement de la vallée. Les deux nappes (basse terrasse) plus élevées, qui affleurent, sont attribuées aux deux périodes froides du Saalien par analogie avec le site de référence de Tourville-la-Rivière près de Rouen (qui comporte un enregistrement long, de la faune et des datations absolues (Lautridou *et al.*, 1982 ; Balescu, 1996). Pour les nappes plus anciennes très altérées, la datation est donc relative. Par comparaison avec les travaux menés sur la Seine (Lecolle, 1989) et récemment sur la Somme, on considère que l'enfoncement des rivières a commencé vers 1 à 1,5 million d'années.

PI 3-4 : Formation de Saint-Sébastien-de-Raids

Les formations de Saint-Sébastien-de-Raids et des Sables de la Lande de Millières font partie des plus anciens apports fluviaux du Seuil du Cotentin.

D'altitude variant de 20 à 30 m N.G.F. et d'épaisseur limitée dépassant rarement 2 m, la Formation de Saint-Sébastien-de-Raids recouvre une vaste surface entre Périers et Carentan et également sur les communes de Marchésieux et de Gorges. Les galets sont constitués de roches briovériennes, paléozoïques, de silex et de graviers de quartz. La matrice est argilo-sableuse riche en kaolinite bariolée. Cette formation ravine les formations sous-jacentes (Sables de Saint-Vigor, formation de la Lande de Millières). Elle apparaît comme un vaste épandage jalonnant un glaciaire qui s'appuie sur la bordure du socle (Périers-Millières). Comparable au plus ancien glaciaire du Bassin de la Dives (Pays d'Auge) sa place dans le Pléistocène ancien n'est pas encore assurée.

Formation des sables de la Lande de Millières

Les recherches en cours ont montré que le symbole Po des anciennes cartes recouvrait des dépôts d'origine différente, marine ou fluviale. Les fronts d'exploitation de la carrière de La Lande de Millières (20 m N.G.F. au sommet) pré-

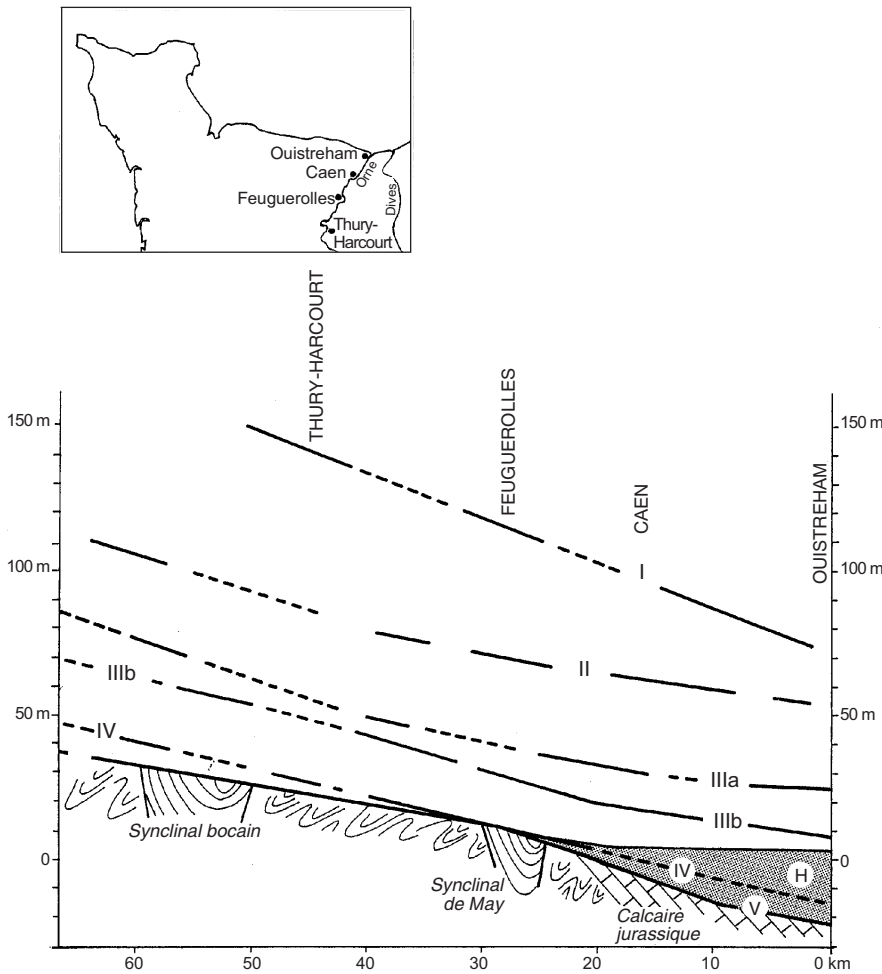


Fig. 4.- Profils longitudinaux des nappes alluviales de l'Orne. 1 : Gravier de plateau ; 2, 3, 4 : Terrasses ; 5 : Gravier de fonds weichséliens. H : Sédiments post-glaciaires holocènes (Flandrien).

Fig. 4.- Longitudinal profile of the alluvial gravels of the river Orne. 1: Plateau gravel; 2, 3, 4: Terraces; 5: Weichselian bottom gravels. H: Post-glacial Holocene sediments (Flandrian).

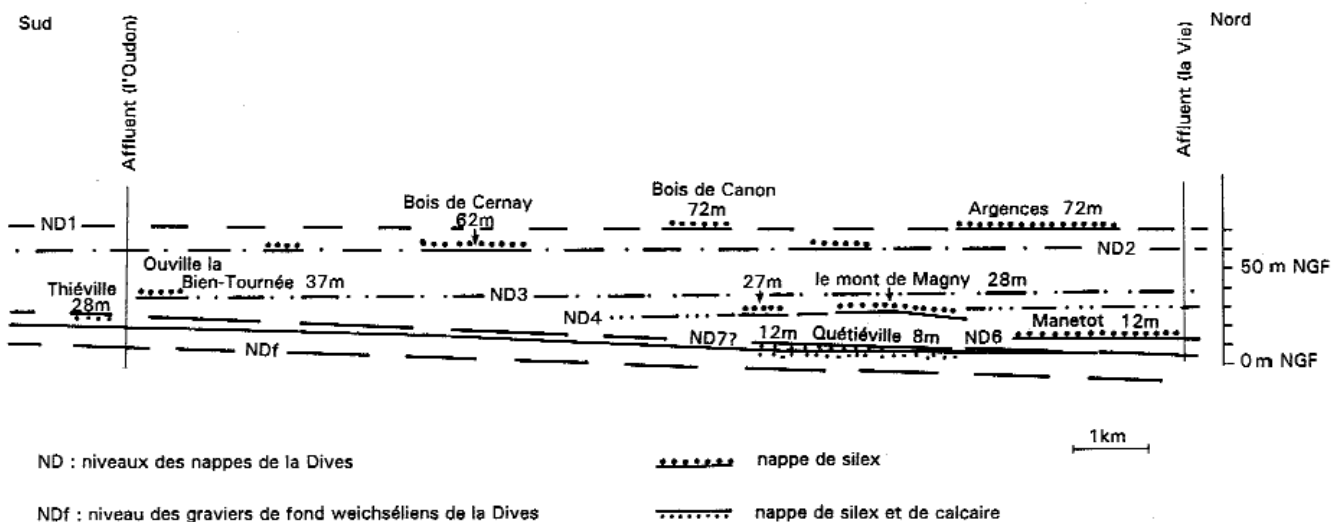


Fig. 5.- Profils longitudinaux des nappes alluviales de la Dives (cours moyen). NDf : niveaux des nappes. NF : graviers de fond weichséliens.

Fig. 5.- Longitudinal profiles of the gravels of the river Dives (middle section). NDf: levels of the gravels; NF: Weichselian bottom gravels. Flint gravels (black points). Gravels with flints and limestones (small black points).

sentent à la base une série marine assimilable aux Sables de Saint-Vigor et au-dessus une série fluviatile dont l'épaisseur peut atteindre 20 m qui a été dénommée Formation des Sables de la Lande de Millières. Cette dernière comprend deux membres : le membre inférieur, le plus épais, est sableux à sablo-graveleux et renferme des apports par debris flows traduisant une détérioration du climat et une érosion importante des reliefs. Le membre supérieur est silto-tourbeux (matériaux de plaine d'inondation) et son âge pourrait être fini-waalien d'après les données stratigraphiques et palynologiques. Le faciès du membre inférieur est retrouvé en divers points des communes de Millières, Lessay, Vesly (ruisseau de Claidis), Gorges et semble avoir connu une extension plus grande vers l'est : témoins vers Graignes et Remilly-sur-Lozon (Dugue *et al.*, 1997 ; Clet-Pellerin *et al.*, 1997).

Rq : Gravieres des plateaux

Très tôt, peut-être même en partie au cours du Tertiaire, de vastes glacis se sont établis reprenant ou érodant la surface polygénique tertiaire. Leurs dépôts caractéristiques sont des épandages de graviers et de petits galets subémoussés en très forte majorité quartzeux. Ces derniers sont plus particulièrement présents, sous les loess, à l'ouest de Caen : Saint-Contest, Villons-les-Buissons, Secqueville-en-Bessin, à des altitudes proches de 70 à 80 m N.G.F. Ces épandages jalonnent la surface signalée sur le carton surfaces anciennes.

Des placages beaucoup plus restreints existent dans le Bessin, aux environs de Tilly-sur-Seulles, Campigny où les dépôts quartzeux ravinent les argiles à silex. Ils ne sont pas figurés sur la carte de même que ceux du Saint-Lois, environs de Cerisy-la-Forêt et Saint-Gilles à l'ouest de Saint-Lô, très limités en extension.

Domaine marin littoral

Les formations marines non holocènes ont, en général, une extension limitée. De ce fait, elles sont représentées cartographiquement le plus souvent par des cercles symboliques. Il y a, comme en Bretagne, un système étagé de plages perchées pléistocènes (fig. 6) de divers âges (Bigot, 1930 ; Elhai, 1963 ; Graindor,

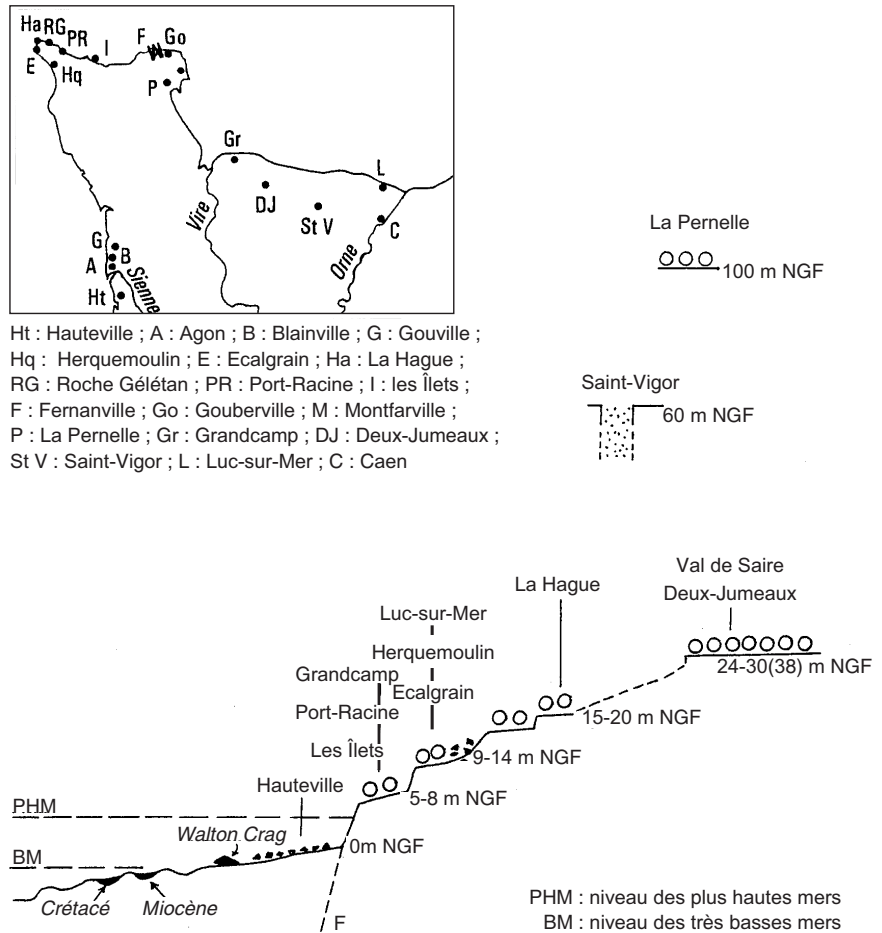


Fig. 6.- Plats-formes d'abrasion marine et formations marines pléistocènes.

Fig. 6.- Erosional marine platforms and Pleistocene marine formations.

1964 ; Lautridou, 1985). On a différencié les plages éémienne et les plages pré-éémienne. Il existe aussi de rares cas de galets et de graviers de plateaux antépléistocènes non figurés sur la carte (région de Villers-Bocage).

La différenciation des âges s'est faite à partir de la stratigraphie des dépôts de couverture (voir chapitre « Dépôts de pente ») et parfois du degré d'altération des galets. En fonction des études de ces vingt dernières années, le critère altitudinal peut être pris en compte, mais de la façon suivante : la plage de l'optimum éémien ne dépasse pas une cote de +1 à +3 m au-dessus des plages actuelles. Donc toute formation située au-dessus est pré-éémienne. Mais une plage qui se situe

par exemple au niveau des hautes mers actuelles n'est pas pour autant obligatoirement éémienne : elle peut correspondre à un faciès régressif d'une formation originellement plus élevée et plus ancienne (cas d'Ecalgrain). De même, les trouvailles archéologiques nombreuses, notamment dans le Cotentin (Port-Racine et Roche Gélétan à Saint-Germain-des-Vaux, Fermanville, Gouberville, Saint-Vaast-la-Hougue) ne permettent pas de dater avec précision les dépôts lorsqu'il y a uniquement du Moustérien bien que celui-ci soit presque exclusivement présent au sommet des plages éémienne ; néanmoins la présence de bifaces et hachereaux de l'Acheuléen supérieur indique un âge anté-éémien pour certains niveaux marins pouvant s'être mis en place

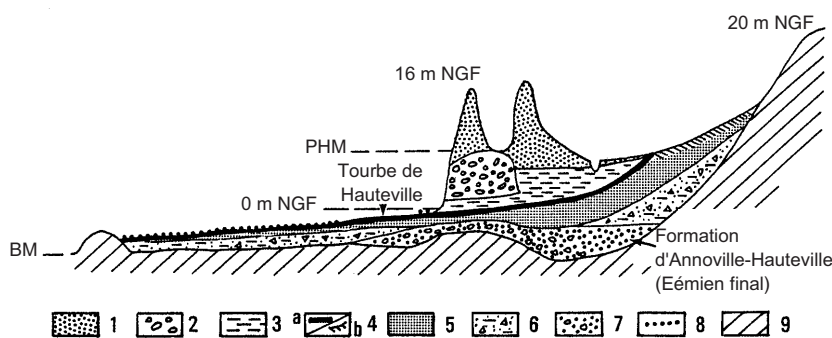


Fig. 7. - Profil perpendiculaire à la côte des formations du littoral de Blainville-Agon (Golfe normand-breton).

1 : Dunes récentes ; 2 : Cordon de sables et galets (barrière littorale) ; 3 : Argile-silt saumâtres flandriens ; 4a : Tourbe de Hauteville et alios ; 4b : Sol podzolique ; 5 : Sables éoliens pléniglaciaires weichséliens ; 6 : Formations graveleuses ou sablo-argileuses du Weichsélien ancien ; 7 : Sable marin fini-éémien (formation d'Annville-Hauteville) ; 8 : Dépôt actuel ; 9 : Substrat rocheux ; PHM : niveau des plus hautes mers ; BM : niveau des basses mers.

Fig. 7. - Profile of the littoral formations at Blainville-Agon (Norman-Breton Gulf), perpendicular to the coast.

1: Recent dunes; 2: Beach barrier (dune and gravel); 3: Flandrian brackish silty clay; 4a: Peat and iron pan; 4b: Podzolic soil; 5: Aeolian pleniglacial Cover sands; 6: Weichselian head; 7: End-Eemian marine sands (Annville-Hauteville Formation); 8: Present marine sands; 9: Bedrock; PHM: High spring tide; BM: Low spring tide.

vers 220 000 ans (Roche Gélétan à la pointe de la Hague, la Saline à Cherbourg, Port Pignot à Fermanville, la Houe à Montfarville).

Mz : Formations holocènes

A la différence des dépôts holocènes fluviatiles elles sont très épaisses et constituent le prisme sédimentaire de remblaiement flandrien des basses vallées profondément creusées qui se prolongent en zone intertidale et infratidale (voir chapitre « Formations sous-marines ») Clet *et al.* (1976), Huault et Larssonneur (1972).

Faciès

Limons parfois argileux et sables fins très carbonatés, tourbes et boues organiques. Les limons et sables fins sont appelés des tangues. Elles comportent des alternances de faciès marins transgressifs et de faciès indiquant des régressions ou au moins une stabilisation de la remontée flandrienne du niveau de la mer. Cependant, comme dans l'estuaire de la Seine et dans la baie du Mont-Saint-Michel, il faut tenir compte de la morphologie littorale, la présence de tourbes ou d'argile pouvant être simplement liée à une sédimentation lagunaire derrière une barrière côtière comme on l'observe actuellement dans les lagunes (havres) de

la côte ouest de Flamanville à la Pointe d'Agon (Golfe normand-breton).

Sur la côte du Calvados (Asnelles - Arromanches), sur celle du nord du Cotentin et surtout sur la côte ouest, des sédiments tourbeux affleurent en général au niveau du 0 m N.G.F. en fonction du profil variable des plages selon les marées, ils sont peu épais (1 m) et comportent souvent des troncs d'arbres. On les trouve vers Coutainville, Gouville, Sciotot, Nacqueville, au-dessus de formations éoliennes weichséliennes (loess, sables de couverture). Ces sédiments organiques (tourbes, argiles) se sont formés dans des havres derrière une barrière côtière, puis ont été exposés dans la zone intertidale suite au recul du cordon littoral pendant la continuation de la transgression flandrienne (fig. 7).

Pour des raisons cartographiques, les sédiments graveleux (côte nord du Cotentin) ou sableux des autres côtes de la zone intertidale n'ont pas été représentés. Par contre, le cordon dunaire plus large a été mis en valeur (*cf. infra*).

Épaisseur

Elle peut atteindre 25 m à Ouistreham (nord de Caen) et 30 m dans la baie des Veys. Mais le long des côtes, les tourbes dégagées par la mer sont démantelées et par conséquent résiduelles.

Âge

Au sud-ouest de Coutainville-Pointe d'Agon la tourbe de Hauteville à 0 m N.G.F. est datée de 6 500 à 5 000 BP (Giresse et Lautridou, 1973 ; Lautridou, inédit). Sur la côte du Calvados, les âges vont du Boréal jusqu'au Subboréal (Clet-Pellerin *et al.*, 1987).

My : Formations marines éémienne

Elles sont peu nombreuses sur la côte du Calvados (excepté Asnelles, Graye-sur-Mer, Grandcamp), mais fréquentes dans le Cotentin et à Jersey car préservées sur une petite plate-forme rocheuse à +1 à +3 m au-dessus des plus hautes mers. On considère qu'elles correspondent à l'optimum éémien. A Port-Racine, une riche industrie de Moustérien à denticulés datée par thermoluminescence de $106\,000 \pm 10\,000$ (Cliquet, 1994) se place un peu au-dessus, sur un niveau organique (fig. 3).

Au sud-ouest, à la limite sud de la carte (Pointe d'Agon), une formation à flore fini-éémienne - début glaciaire a été reconnue ; son stratotype se situe à 500 m au sud de la feuille de Caen à Hauteville (Lautridou *et al.*, 1982). Elle n'affleure pas car elle est recouverte par les sables éoliens pléniglaciaires.

M_{U-X} : Formations du Pléistocène moyen et inférieur

Ce sont des plages de sables et galets présentes au nord de Caen (Luc-sur-Mer) fréquentes surtout dans le Cotentin (fig. 6), à Jersey (Keen, 1993) et à Aurigny. Les plus répandues sont entre 12 et 18 m N.G.F. et attribuées sur une base d'études floristiques et stratigraphiques à l'interglaciaire du stade isotopique 7 comme, par exemple, à Ecalgrain (Lautridou *et al.*, 1982 ; Lautridou, 1985 ; Clet, 1988). A Luc-sur-Mer, la faune et les datations par acides aminés démontrent un âge, soit du stade 7 isotopique, soit du stade 9 (Pellerin *et al.*, 1987).

Cependant, des lambeaux limités de plages, subsistent à 20-30 m parfois à 40 m d'altitude (Saint-Helier à Jersey ; Keen, 1993) dans le Cotentin (La Hague, Val de Saire). Les galets sont très altérés et la stratigraphie condensée des dépôts de couverture ne permet pas de les dater.

Un cas particulier est celui de la Formation étendue de Deux-Jumeaux dans le Bessin, à l'ouest de Bayeux qui se localise à 30 m d'altitude, mais dont l'âge précis demeure inconnu.

P₂ - Pl₂ : Formations marines plio-pléistocènes du Seuil du Cotentin

Plusieurs formations, sables, marnes, faluns, piégées dans des petits grabens du Seuil du Cotentin et datant de la fin du Pliocène et du début du Pléistocène ont été étudiées par C. Pareyn (1980 et 1987), mais sont en cours de redéfinition (Baize, 1999). Les accidents tectoniques à rejeu récent qui délimitent les compartiments affaissés sont reportés sur un croquis en annexe de la carte.

Formations de Marchésieux et du Bosq d'Aubigny

Un important sondage du BRGM réalisé à Marchésieux, lieu-dit Champeaux a traversé successivement, 7,5 m d'argile verdâtre, 25 m de sables coquilliers et 127 m d'argiles et de sables gris. L'étude multidisciplinaire réalisée a permis d'attribuer au Pléistocène final (Reuvérien) l'essentiel des dépôts. Vers 33 à 45 m de profondeur, les assemblages polliniques indiquent le passage au Prétiglien (Clet *et al.*, 1996).

Les rapports entre les sédiments traversés par le forage de Champeaux à Marchésieux et les Marnes du Bosq d'Aubigny, identifiées dès 1830 grâce à des affleurements en bordure du Marais Saint-Clair (Marchésieux), ont été récemment réexaminés. La succession est la suivante : Sables et grès de marchésieux (Reuvérien B), Marnes du Bosq d'Aubigny à *Nassa Prismatica*, p' des cartes géologiques à 1/80 000 datées du Tiglien par la Palynologie (Clet-Pellerin, 1983) avant d'être replacées dans le Reuvérien C (Clet-Pellerin *et al.*, 1999 ; Clet-Pellerin *et al.*, à paraître), marnes de Saint-Sauveur-de-Pierrepont et Falun de Bohon, préti-gliens.

La formation de Saint-Nicolas-de-Pierrepont a été définie dans le bassin néogène de Saint-Sauveur-le-Vicomte-la Sangsurière où existent également de

fortes épaisseurs de sédiments sableux et sablo-argileux.

Sables de Saint-Vigor

Au-dessus des dépôts qui viennent d'être décrits se sont accumulés, après une phase d'érosion, des sables marins quartzeux, parfois légèrement feldspathiques, décarbonatés, blancs à jaunâtre atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les affleurements sont nombreux autour des marais du Cotentin et dans le Bessin où de nombreuses carrières les ont exploités. Ces sables sont fins à moyens, bien classés, et connus sous le nom de Sables de Saint-Vigor (commune limitrophe de Bayeux). Ils étaient considérés comme fini-pliocènes et symbolisés par Po sur les cartes géologiques anciennes. Selon la chronostratigraphie en cours de révision, ils dateraient plutôt du début du Tiglien (début du Pléistocène si on se réfère à la nomenclature chronologique nordique).

D : Dunes du littoral

On les trouve surtout sur les côtes ouest et est du Cotentin et au nord de Caen (Elhai, 1963). Elles forment un cordon épais parfois de plus de 5 m, exceptionnellement 20 m à Vauville près de La Hague, mais souvent très dégradé par les actions anthropiques et l'érosion de la mer (cas d'Asnelles-Courseulles). Elles reposent dans le Cotentin sur une barrière de sables et graviers poussés par la mer pendant la transgression flandrienne. Localement elles sont sur des tourbes et des boues comme à Sciottot, à Coutainville et à Ver-Asnelles près d'Arromanches (Calvados). Les datations au 14 C et les études stratigraphiques et palynologiques ont démontré plusieurs étapes de formation pendant l'Holocène. C'est également le cas pour les champs de dunes perchées de Biville jusqu'à 100 m N.G.F. et de Beaubigny-Carteret. Pour l'essentiel, ces dunes sont récentes et subissent une importante érosion marine (Levoy, 1994).

Formations immergées

Mz : Dépôts marins holocènes

Ils sont localisés sur une plate-forme d'abrasion marine d'âge probablement

très ancien retouchée pour la dernière fois lors de la transgression holocène. Cette surface tronquée en continuité le substrat constitué de roches et de sédiments mésozoïques et cénozoïques au nord et à l'est, protérozoïques et paléozoïques à l'ouest et les dépôts alluviaux comblant les paléovallées. Les formations sous-marines ont été reconnues par des méthodes sismiques et par carottage.

Les formes d'accumulation comportent au large des rubans sableux (sables moyens) et des étendues pelliculaires de sables fins "sand sheet" (Auffret et Larssonneur, 1977).

Dans les baies, il y a des bancs et des dunes sous-marines de sables fins (baie des Veys, baie de Seine) d'épaisseur plurimétrique. Localement ces bancs se prolongent en amont par des plages sous-marines en relation avec les cordons littoraux actuels.

Les dépôts vaseux sont surtout à proximité des domaines estuariens.

F_{u-y} : Nappes alluviales pléistocènes

Faciès, épaisseur, extension

Elles sont constituées de cailloutis, de graviers et de sables fluviatiles ou fluvio-marins, et se localisent essentiellement dans les paléochenaux du réseau sous-marin des rivières s'encaissant dans la plate-forme d'abrasion marine. L'unité la plus développée est la paléovallée de Seine dont le remplissage alluvial est composé de un à deux niveaux étagés dont l'épaisseur cumulée dépasse rarement 15 m, qui surplombent les graviers de fond épais de quelques mètres, longeant la bordure sud de la paléovallée (Auffret *et al.*, 1980 ; Auffret *et al.*, 1982).

Au nord-est de Barfleur, la disposition des nappes alluviales est différente : celles-ci remblaient les fosses de la Manche centrale qui s'encaissent de 50 à 80 m dans la plate-forme. Les mesures sismiques montrent la superposition de 3 à 7 nappes selon la fosse considérée. Les dépôts sont hétérogènes et comportent de minces unités gravelo-caillouteuses d'épaisseur plurimétrique alternant avec de puissantes unités sableuses (Auffret et Larssonneur, 1977).

Âge

Les graviers de fond de la paléovallée de la Seine et de ses affluents sont d'âge weichsélien car ils prolongent les graviers de fond des vallées continentales (Alduc *et al.*, 1979). Les terrasses prolongent de même les unités saaliennes de la Seine bien datées à Tourville, près de Rouen (Alduc *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1985).

Par contre, l'âge et la genèse des dépôts des fosses de la Manche centrale demeurent encore problématiques. Ils représentent vraisemblablement l'ensemble des dépôts plio-pléistocènes de la Manche.

Formation d'altération

Rs : Les argiles résiduelles à silex

Les argiles résiduelles à silex proviennent de la décalcification de craies ou de calcaires et sont constituées par les insolubles et les silex, cherts, calcaires silicifiés que ces roches mères contiennent. Elles incorporent parfois des éléments allochtones : sables albiens ou tertiaires par exemple. Les faciès de ces formations sont étroitement dépendants de ceux des assises géologiques dont elles sont issues.

Extension

Les affleurements les plus étendus forment une large bande NW-SE du Bessin (région de Bayeux) au sud de la Campagne de Caen. À l'est, elles sont présentes sur le plateau dont la limite occidentale est constituée par la cuesta du Pays d'Auge. Enfin, un témoin isolé est connu depuis longtemps dans le nord du Cotentin sur le granite de Flamanville.

Faciès, lithologie, épaisseur

Les argiles résiduelles à silex de la Campagne de Caen et du Bessin proviennent de l'altération des séries jurassiques (Toarcien, Bajocien, Bathonien) (Pellerin, 1967). Le Bathonien moyen et le Toarcien présentent de nombreuses variations verticales et latérales de faciès qui se reflètent dans ceux des argiles d'altération. Les accidents siliceux y sont également d'aspect varié : silex blancs et très durs du Bajocien à Spongiaires, silex mal formés à cortex poreux, ou chailles et silex noduleux et tabulaires de la Mâlière, silex tabulaires du

Bathonien. La kaolinite est dominante, voire exclusive, dans les argiles non remaniées localisées au sud d'une ligne Bayeux - Grainville-Langannerie. Elle est associée à des sables marins quartzueux très usés, bien classés et assez fins, datés de l'Albien (Riout, Pellerin et Juignet, 1966). L'évolution a débuté au moins à l'Albien, sous climat chaud et humide. L'épaisseur moyenne est de 3 à 4 m et peut atteindre jusqu'à 7 m dans des poches. Au nord de cette ligne les argiles sont essentiellement des mélanges kaolinite-illite dérivant directement de la décalcification du calcaire sous-jacent avec seulement un début d'enrichissement en kaolinite. Les argiles à silex de la partie sud du Bessin et de la Campagne de Caen (Cinglais) sont préservées sur les vestiges de la pénélaine tertiaire de l'ouest de la France peu retouchés. Au nord, où les épaisseurs moyennes sont plus faibles, les profils ont été souvent tronqués (glacis avec cailloutis) et un âge plus récent n'est pas impossible.

Les argiles résiduelles à silex du Pays d'Auge sont issues de l'altération d'assises crétacées, essentiellement cénomaniennes, qui se présentent sous deux faciès différents : la craie et un sable fin (médiane 45 à 50 (m) pouvant contenir des cherts. L'altération de la craie a donné une argile à silex et à cherts constituée essentiellement de kaolinite. La matrice est formée de plus de 60 % de colloïdes et souvent enrichie en sables et en limons. De manière générale, les courbes granulométriques (Elhai, 1963) présentent un faciès logarithmique correspondant à des sédiments peu évolués essentiellement d'origine pédogénétique. À partir du sable siliceux (sud de Dozulé), une formation sablo-argileuse, plus ou moins rubéfiée, s'est développée, représentant le reste d'un sol, équivalent latéral des argiles à silex sur un substrat différent (cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000, feuille de Caen, 1971). Lorsque ces sables renferment des cherts, leur altération prend la forme de sables argileux à cherts. Les épaisseurs moyennes sont de 3 à 4 m et peuvent atteindre 8 mètres dans les poches.

Enfin, dans le nord du Cotentin, deux placages isolés ont été reconnus. Le premier, sur la commune de Tréauville entre le Hameau Mocquet et l'Hôtel Livrais a

été découvert en 1886 par A. Bigot et porté en 1900 sur la carte géologique à 1/80 000 avant d'être reporté sur la carte géologique à 1/50 000 ; ce placage repose sur le granite de Flamanville. Les silex ont été remaniés dans les dépôts de pente et nombre d'entre eux atteignent 15 à 20 cm de longueur. Le second, sur la commune de Siouville, au Hameau Couvert, repose sur l'auréole métamorphique du granite de Flamanville (schistes et Grès de May et Grès culminant). La taille des rognons et blocs de silex oscille entre 10 et 40 cm (Vilgrain *et al.*, 1988). Malgré l'absence de roche mère, le gisement de Tréauville a été attribué au Sénonien (Bigot, 1932). Pour les silex du gisement de Siouville, M. Riout a confirmé l'âge sénonien de la craie dont ils sont issus, craie fine santonienne selon toute vraisemblance. Des affleurements de craie sénonienne sont connus en mer au large de la côte ouest du Cotentin (Hommeril, 1967).

Âge, genèse

La formation des argiles résiduelles à silex a commencé dès l'émersion finicrétacée et s'est poursuivie au Tertiaire, les transgressions n'ayant pas atteint cette région (Elhai, 1963). Les périodes à climat chaud et humide semblent avoir été les plus favorables au développement de ces formations. Cependant, Y. Dewolf (1982) rappelle que l'âge de ces formations ne peut se définir qu'après une étude très approfondie de leur environnement géologique et géomorphologique.

- A_{s-g} : Altérites sur roches schisto-gréseuses du socle

Deux grandes catégories d'altérites doivent être discernées, celles qui sont en rapport avec la surface post-hercynienne en voie d'exhumation et celles qui jalonnent la surface polygénique tertiaire.

Les premières, épaisses de quelques mètres, situées en limite des placages de Trias sont peu évoluées sur le plan minéralogique, illite et interstratifiés restant dominants ; il y a fragilisation de la roche et coloration en rouge lie-de-vin. Ces altérites existent dans le Val de Saire, le Saint-Lois au nord de Saint-Lô (Sainte-Marguerite-d'Elle), la région de Périers et la vallée de l'Orne en amont de Caen.

Les altérites les plus évoluées portées sur la carte dans lesquelles la kaolinite

devient souvent dominante et qui présentent des quartz totalement altérés sont situées sur les plus vieilles surfaces, entre 100 et 180 m d'altitude. Au sud-sud-ouest de Caen, elles apparaissent dans le prolongement des argiles à silex. On en retrouve dans La Hague autour de Beaumont-Hague, Sainte-Croix-Hague et au sud de Cherbourg (La Glacière). Des poches et des placages plus restreints existent également au nord-est de Saint-Lô : Couvains, Forêt de Cerisy. L'épaisseur de ces altérites, presque toujours tronquées, oscille entre 3 et 5 mètres.

- Aγη : Altérites sur massifs de granitoïdes

Les altérites sont étendues, mais leur faciès et leur épaisseur varient selon les massifs ; souvent épaisses sur les massifs dioritiques de Coutances et granodioritique de Flamanville, les altérites le sont beaucoup moins sur le massif alcalin de Fermanville-Barfleur.

Faciès et granulométrie

Il s'agit, le plus souvent, d'altérites sablo-graveleuses ocre-gris, rougeâtres dans la partie sommitale ; elles contiennent peu d'argiles.

La distribution des classes granulométriques donne le plus souvent un caractère hyperbolique aux courbes granulométriques cumulatives : expression d'altérites faiblement évoluées. Ce type granulométrique caractérise d'abord les altérites du massif de Flamanville avec une dominante sableuse et moins de 10 % d'argile. Le type logarithmique définit en partie les courbes granulométriques des altérites des massifs dioritique de Coutances et granodioritique de Flamanville avec une équité-répartition des classes de grains. Sur le massif de Barfleur, les arènes ont fréquemment un faciès hyperbolique ou localement parabolique : les sables et graviers prédominent mais avec une fraction limon (20 %) et argile (10 % et parfois plus). Les argiles sont à dominante de kaolinite mal cristallisée et illite ; smectites et interstratifiés caractérisent aussi le cortège minéralogique de la fraction phylliteuse.

Les altérites correspondent fréquemment à une altération ménagée des granitoïdes ; l'amenuisement granulométrique traduit aussi les effets de la désagrégation mécanique en milieu froid. La composition

chimique reste très proche de celle des différents granitoïdes avec une mobilisation limitée des bases (Verague, 1996). Ces altérites ménagées diffèrent des altérites évoluées qui jalonnent les plateaux et les hauts replats d'une manière très discontinue. La macrofissuration, la microfissuration, la minéralogie et la taille des grains sont les vecteurs majeurs du processus d'altération des granitoïdes étudiés (Verague, *ibid*).

Typologie, extension et épaisseur

Les altérites aréniques semi-profondes (moins de 5 m d'épaisseur) couvrent 30 % de la surface du granite de Fermanville-Barfleur, le reste de celle-ci étant caractérisé par une altérite pelliculaire. Les altérites non pelliculaires enveloppent 70 % de la superficie du massif de Coutances et 100 % de celle du massif de Flamanville où existent, dans la partie subcentrale, d'épaisses altérites (résultats d'une prospection géoélectrique) dépassant 10 m (parfois 20 m). L'explication est l'intense fissuration géométrique du volume granitoïde (Verague, 1996).

Âge

A la différence de certaines altérites tronquées beaucoup plus évoluées des massifs méridionaux normanno-manceaux (âge ancien antépliocène), les arènes ménagées sont très probablement plio-quaternaires. Mais la datation reste problématique faute d'éléments de calage.

Sg : Silicifications post-éocènes (Grès du Cinglais)

Les blocs de silcrètes, parfois de plusieurs mètres cubes, sont assez nombreux en particulier au sud-est (Cinglais) et au sud-ouest de la carte.

Faciès, extension

La silicification (à ciment quartzeux) a consolidé des sables et des graviers subémoussés. Les blocs ont résisté à l'érosion alors que les sédiments détritiques de type pédiment ont été entraînés. Ces sédiments sont bien visibles au-delà de la limite sud-ouest de la carte, à Montmartin-sur-Mer (près de la Pointe d'Agon). Ils jalonnent, de façon discontinue, un glaciaire descendant au sud-ouest des hauteurs (100 m) jusqu'au

littoral (50-60 m), développé sur schiste, et sans doute équivalent de celui du Bessin et de la Campagne de Caen sur calcaire (voir le carton Paléosurfaces).

Âge

Les sédiments azoïques ne sont pas datés. Par corrélation avec des graviers silicifiés de la région de Domfront-Ceauce (Orne) à flore du Ludien supérieur, on leur attribue un âge fini-éocène (Lautridou, 1995) et les silicifications sont considérées, de ce fait, d'âge post-éocène sans qu'on puisse exclure un âge de l'extrême fin de l'Eocène. Ils jalonnent des glaciaires de la phase rhexistasique (comme aussi en Bretagne) de la fin de l'Eocène.

Colluvions

Les colluvions sont très généralement répandues en bas de versant. De texture surtout limoneuse car elles dérivent des loess, leur épaisseur est très faible dans le Bocage normand et dans le Cotentin à occupation humaine tardive, et plus notable dans la Campagne de Caen à défrichements précoces et denses.

Leur épaisseur ne dépasse pas un mètre sauf dans les fonds de vallon (parfois 2 m). De ce fait, elles n'apparaissent pas sur la carte et sa légende.

Perspectives

Cette première tentative de synthèse à cette échelle a posé de nombreux problèmes. Le résultat nous paraît probant. Il ne faut pas se dissimuler qu'il subsiste des questions non résolues. Ainsi la connaissance du rôle de la tectonique quaternaire est encore insuffisante. Des études sont en cours en particulier dans la zone sensible du Seuil du Cotentin. On sait ainsi que les plateaux se sont globalement soulevés de 150 m, puisque plus à l'est, en Haute-Normandie, leur surface porte des dépôts pliocènes littoraux ou fluvio-marins bien datés. Mais la relation avec la Manche demeure inexpliquée. L'existence pressentie par H. Elhai dans sa thèse d'un champ de failles le long de la côte ouest a été confirmée par la découverte d'un bassin tectonique plio-quaternaire à proximité des Ecréhous (Baize, 1999). De même Lautridou (1985) a avancé l'hypothèse que la plate-forme sous-marine de la Manche, selon des éléments de datation

assez nombreux dans le Golfe normand-breton, du sud de Gouville jusqu'à la baie du Mont-Saint-Michel, serait une partie affaissée de la surface polygénique fondamentale (pénéplaine de l'ouest).

De même quelle a été l'extension de la transgression crétacée sur le continent ? Pourquoi y-a-t-il une lacune de la première partie du Pléistocène moyen (Cromérien). Quel est l'âge exact des silicifications ? Quelles sont les relations entre les hauts

glacis-terrasses du Pays d'Auge et le glacis de Saint Sébastien de Raids (Seuil du Cotentin) ? L'effort actuel va porter sur ces problèmes en tentant notamment de nouvelles datations absolues, en quantifiant les volumes de formations et le taux d'ablation du relief qui leur est associé.

Documents consultés

Levers à 1/25 000 de J.P. Coutard, M. Helluin, J.P. Lautreidou, J.C. Ozouf,

J. Pellerin utilisés dans des cartes morphologiques et de formations superficielles à 1/50 000 Mézidon, Caen, Bayeux-Courseulles (bulletins 4, 11, 17 du Centre de Géomorphologie), des cartes géologiques à 1/50 000 (Caen, Granville, Coutances, Carentan, Saint-Lô, sous presse), dans des thèses inédites (R. Leportois, A. Houari, F. Coutard, Caen). Certaines autres cartes n'ont pas encore fait l'objet de publications.

Références

- Alduc D., Auffret J.P., Carpentier G., Lautreidou J.P., Porcher M. (1979) - Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **16**, 2, 27-34.
- Auffret J.P., Larsonneur C. (1977) - Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord Cotentin. *Bull. Soc. Géol. Normandie*, t. 64, 4, Journées Lennier 1, 21-33.
- Auffret J.P., Horn R., Larsonneur C., Curry D., Smith A.J. (1982) - La Manche orientale, carte des paléovallées et des bancs sableux, BRGM édit.
- Auffret J.P., Larsonneur C., Smith A.J. (1980) - Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles en Manche orientale. *Ann. Inst. Oceanogr., Paris*, **56**, 21-35.
- Baize S. (1999) - Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). BRGM, document n° 289, 366 p.
- Balescu S., Lamothe M., Lautreidou J.P. (1996) - Luminescence evidence of two Middle Pleistocene Interglacial events at Tourville (Northern France). *Boreas*, **26**, 61-72.
- Bigot A. (1930) - Les terrasses pléistocènes du littoral du Cotentin. Livre Jubilaire du Centenaire de la Société Géologique de France, **1**, 133-149.
- Bigot A. (1932) - Géologie des environs de Flamanville (Manche). *Bull. Soc. linn. Normandie*, (8), **5**, 3-15.
- Clet-Pellerin M. (1983) - Le Plio-Pléistocène en Normandie. Apports de la Palynologie. Thèse 3^{ème} cycle géologie, Univ. Caen, 135 p.
- Clet M. (1988) - Etude de séquences marines interglaciaires en Normandie corrélables aux stades isotopiques 7 et 5. *Inst. Fr. Pondichéry. Trav. Sec. Sci. Tech.*, **25**, 151-168.
- Clet M., Huault M.F., Larsonneur C., Pellerin J. (1976) - La basse vallée de l'Orne, le remblaiement périglaciaire et post-glaciaire, l'évolution paléo-géographique et l'histoire de la végétation. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, **105**, 23-44.
- Clet-Pellerin M., Baize S., Walter A.V., Dugué O., Coutard J.P. (1997) - Mise en évidence d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans une formation fluviale du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Géographie Physique et Quaternaire*, **51**, 363-378.
- Clet-Pellerin M., Dupeuble P.A., Helluin M., Lefebvre D., Pellerin J. *et al.* (1987) - Les formations marines et continentales du Pléistocène récent dans la région d'Asnelles-St-Côme-de-Fresné (Calvados). *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 32, 71-98.
- Clet-Pellerin M., Lautreidou J.P., Morzadec-Kerfourn M.T., Farjanel G., Huault M.F. (1999) - Stratigraphy and palynology of the late Pliocene and early Pleistocene: Sequences in marine and lagunal sediments in Normandy (France). *In: Wrenn J.H. Suc J.P. and Leroy S.A.G. (eds), The Pliocene: Time of Change; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 131-143.
- Clet-Pellerin M., Dugué O., Walter-Simonnet A.V., Baize S., Coutard J.P., Ozouf J.C., Poupinet N., (à paraître) - Palaeoclimatic evolution of the Plio-Pleistocene of north-western Europe: the Seuil du Cotentin Series (Normandie, France). *J. Quatern. Sci.*
- Cliquet D. (1994) - Le gisement paléolithique moyen de Saint-Germain-des-Vaux - Port-Racine (Manche) dans son cadre régional. Etude paléolithographique. Thèse de Doctorat, Université Paris I - Sorbonne, Editions ERAUL, **63**, 2 vol., 648 p.
- Coutard J.P., Helluin M., Ozouf J.C., Pellerin J. (1969) - Cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000. Feuille Mézidon. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 4.
- Coutard J.P., Helluin M., Ozouf J.C., Pellerin J. (1973) - Cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000. Feuille de Bayeux-Courseulles. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 17.
- Coutard J.P., Helluin M., Pellerin J., Quinejure E. (1971) - Cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000. Feuille de Caen. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 11.
- Coutard F. (1983) - Le Bessin occidental. Etude géomorphologique. Mémoire du Centre de recherche en géographie physique de l'environnement n° 1, Université de Caen, UER Sci. de la Terre et Am. Régional, 183 p.
- Dewolf Y. (1982) - Le contact Île-de-France - Basse-Normandie. Evolution géodynamique. Mémoires et Documents de Géographie. Editions du CNRS, Paris, 253 p.
- Dugué O., Clet M., Walter A.V., Baize S., Coutard J.P. (1997) - Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans les tourbes du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **234**, (2a), 583-590.

- Elhai H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Etude morphologique. Thèse Fac. Lettres de Paris, Impr. Bière, Bordeaux, 624 p.
- Giresse P., Lautridou J.P. (1973) - Les formations quaternaires du littoral du golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches. *Bull. Assoc. Fr. Et. Quat.*, **2**, 89-101.
- Graindor M.J. (1964) - Contribution à l'étude du Quaternaire marin de Normandie. *Bull. Soc. Géol. Normandie*, **54**, 1-5.
- Hommeril P. (1967) - Etude de la géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Caen, 304 p.
- Houari A. (1994) - Le modelé mammo-calcaire du bassin de la Dives à partir de la région clé de Livarot, Pays d'Auge, Normandie. Thèse de Doctorat, Université de Caen, 252 p.
- Huault M.F., Larssonneur C. (1972) - La baie des Veys et les Marais de Carentan. Histoire post-glaciaire. *Bull. Inform. Géol. Bass. Paris*, n° 33, juin 1972, B6-B12.
- Keen D.H., éditeur (1993) - The Quaternary of Jersey. Quaternary Research Association, London, 162 p.
- Lautridou J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Doctorat d'Etat, Caen, 907 p. (2 vol.). Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen édit.
- Lautridou J.P. (1988) - L'Age des formations marines pléistocènes du Cotentin comportant des industries paléolithiques. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 35, 79-90.
- Lautridou J.P. (1995) - La grande crise détritique fini-éocène dans le Bocage Normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*, **116**, 41-44.
- Lautridou J.P. *et al.*, (1982) - The Quaternary of Normandy. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 26, 88 p.
- Lecolle F. (1989) - Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. Géologie et Préhistoire. Thèse d'Etat, Université Paris VI (1987). Groupe Seine, Centre de Géomorphologie édit., Caen, 549 p.
- Leportois R. (1976) - Le bassin-versant de la Dives. Conditions de l'écoulement, en relation avec les formations superficielles. Thèse 3^{ème} cycle Géographie, Université de Caen, 322 p.
- Levoy F. (1994) - Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales. L'exemple de la Côte ouest du Cotentin. Thèse, Université de Caen, 423 p.
- Pareyn C. (1965) - Aperçu sur le Néogène et les formations qui constituent le substratum de la tourbière de Baupré (Manche). In: compte rendu du Colloque International pour l'Etude du Néogène Nordique, France. *Mém. Soc. Géol. et min. Bretagne*, **13**, 99-104.
- Pareyn C. (1980) - Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le Bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **22**, n° 4, 695-701.
- Pareyn C. (1987) - Sédiments marins néogènes et pléistocènes de Normandie : onze unités stratigraphiques, 400 m démontrés en épaisseur cumulée, ça compte... Bilan de 10 ans d'exploration sous les marais du Cotentin. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 32, 127-159.
- Pellerin J. (1967) - Premiers résultats d'une étude des argiles d'altération à silex jurassiques de la Campagne de Caen. *Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 60-64.
- Pellerin J. (1977) - Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins sur la côte du Calvados. *Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, **44**, (4), 4^{ème} trim., Journées Lennier, n° 1, 75-80.
- Pellerin J., Brebion Ph., Helluin M., Hollin J.T., Lauriat-Rage A., Lefebvre D., Miller G.H. (1987) - Données nouvelles sur le gisement marin quaternaire +14,5 m/+15,7 m N.G.F. du cimetière de Luc-sur-Mer (Calvados, France). *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 32, 99-115.
- Rioult M., Pellerin J., Juignet P. (1966) - Témoins résiduels d'Albien en Basse-Normandie et spécialement sur la Campagne de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), **7**, 19-44.
- Van Vliet-Lanoë B. (1988) - Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest, Processus et Héritages. Thèse de Doctorat d'Etat, Géographie, Université de Paris I - Sorbonne, Editec, Caen, 854 p.
- Verague J. (1996) - Altération des granites et géomorphologie. L'exemple des massifs de Basse-Normandie et du Maine. Thèse, Paris 1, 2 vol., 667 p.
- Vilgrain G., Coutard J.P., Fosse G., Ozouf J.C. (1988) - Les gisements moustériens de Siouville et de Tréauville. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS*, Caen, n° 35, 33-65.