



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

VERNEUIL

par

P. LEBRET, F. MÉNILLET, P. BÉGUIN,
F. CHARNET, D. FAUCONNIER, S. GARDIN,
J.C. KOENIGUER, C. MONCIARDINI

VERNEUIL

La carte géologique à 1/50 000
VERNEUIL est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest : BERNAY (N° 46)
au sud-ouest : MORTAGNE (N° 63)
à l'est : CHARTRES (N° 64)

Rugles	Breteuil- sur-Iton	St-André- de-l'Eure
L'Aigle	VERNEUIL	Dreux
Mortagne-au- Perche	La Loupe	Courville- sur-Eure



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VERNEUIL À 1/50 000**

par

**P. LEBRET, F. MÉNILLET, P. BÉGUIN, F. CHARNET,
D. FAUCONNIER, S. GARDIN, J.C. KOENIGUER,
C. MONCIARDINI**

1996

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : LEBRET P., MÉNILLET F., BÉGUIN P., CHARNET F., FAUCONNIER D., GARDIN S., KOENIGUER J.C., MONCIARDINI C. (1996) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Verneuil (215). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Lebre et al. (1996), 82 p.

— *pour la notice* : LEBRET P., MÉNILLET F., BÉGUIN P., CHARNET F., FAUCONNIER D., GARDIN S., KOENIGUER J.C., MONCIARDINI C. (1996) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Verneuil (215). Orléans : BRGM, 82 p. Carte géologique par P. Lebre et al. (1996).

© BRGM, 1996. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1215-3

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION ADMINISTRATIVE</i>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	12
Formations crétacées	13
Formations tertiaires résiduelles	18
Formations superficielles tertiaires et quaternaires	27
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	38
ÉVOLUTION TECTONIQUE	41
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	46
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	47
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	50
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	50
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	56
<i>RISQUES NATURELS</i>	57
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	58
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	62
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	64
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	64
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	64
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	65
<i>GLOSSAIRE</i>	65
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	68
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	76
AUTEURS	76
ANNEXE : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (tabl. I à IV)	77

RÉSUMÉ

La carte géologique à 1/50 000 Verneuil se situe à proximité de la bordure occidentale de l'auréole crétacée du bassin de Paris. C'est une région de plateau de faible altitude (100 à 250 m) à la topographie peu différenciée à la limite entre la Normandie, le Perche et l'Île-de-France. Cette carte couvre une région où une épaisse couverture d'altérites riches en silex, de 20 et 30 m d'épaisseur, masque totalement le substrat crayeux.

Les divers sondages effectués sur ce territoire montrent que les dépôts transgressifs de l'Albien («Sables verts» ou glauconitites) recouvrent directement les assises calcaires du Kimméridgien (Jurassique supérieur). La «mer de la Craie» s'est peu à peu installée dans la région pendant que le bassin s'approfondissait au Nord-Ouest. Au Cénomaniens moyen-supérieur, un cône de matériaux détritiques (les «Sables du Perche») envahit le Perche. Il se termine sur la feuille Verneuil et passe latéralement aux faciès crayeux vers le centre du bassin. Ensuite, au Turonien et au Sénonien, la sédimentation est monotone et représentée exclusivement par des dépôts crayeux. Ce sont des boues carbonatées constituées essentiellement de microorganismes (mannofossiles calcaires), déposées sous une tranche d'eau d'environ 150 m de profondeur.

La région émerge à la fin du Crétacé et est soumise à l'altération continentale. Il est possible qu'au Paléogène (Rupélien), une incursion marine de très faible amplitude ait couvert la région, mais les vestiges de diverses roches (grès, brèches à silex) rencontrés sur cette carte peuvent tout autant évoquer des silicifications de dépôts strictement continentaux (fuviatiles par exemple) d'âge indéterminé (Éocène ? Oligocène ?), que des reliques de sédiments marins ou lagunaires. Au cours du Néogène (et peut-être plus anciennement) et au Pléistocène inférieur, la craie est progressivement altérée et ne laisse subsister que ses silex dans une matrice argilo-sableuse. Cette couverture d'altérites, dont l'âge et les modalités d'évolution depuis le début du Néogène (23,5 Ma) restent difficiles à préciser, constitue le bâti sur lequel les climats du Quaternaire et l'épirogénie de la région vont donner aux paysages leur aspect actuel.

Au Pléistocène, des cycles climatiques où se succèdent périodes froides (glaciations) et périodes tempérées (interglaciaires) vont progressivement générer la morphologie actuelle de la région. À chaque période froide, les effets du gel provoquent d'importants transits de matériaux en grande quantité sur les versants (gélifluxion). Ils sont ensuite éliminés par les rivières dont le régime de fonctionnement est alors très différent de l'actuel, avec de très fortes crues, vraisemblablement au printemps lors de la fonte de la glace. Au cours des maxima de froid de ces cycles glaciaires, des poussières apportées par le vent (loëss) se déposent au sommet des plateaux ; elles correspondent

actuellement aux surfaces les plus propices aux cultures. C'est aussi pendant le Pléistocène que la région connaît une surrection lente et générale (épirogénie) qui provoque l'enfoncement progressif des rivières au sein de vallées entaillées dans les altérites à silex et dans la craie sous-jacente.

Avec l'Holocène, le climat tempéré conjugué à l'action de l'homme se traduit par le dépôt de matériaux fins (limons, argiles) peu épais dans les fonds de vallées. Malgré le grand nombre de petites vallées, il n'existe que peu de rivières permanentes sur cette carte. Par contre, les écoulements souterrains (milieu karstique) sont nombreux et importants. La complexité du transit de l'eau à travers la craie et dans ces karsts explique pourquoi l'Avre reste d'un débit assez constant toute l'année mais aussi pourquoi certaines sources sont polluées ou chargées de particules argileuses lors de gros orages. Enfin, dans un passé encore récent, tous les types de roches de la région ont été utilisés pour la construction.

ABSTRACT

The area of the 1:50,000-scale geological map of Verneuil is located near the western border of the Cretaceous belt of the Paris Basin. This region is formed by a fairly regular plateau of low altitude (100 to 250 m) situated between Normandy, Perche and Île-de-France. In the map area, a layer of alterite with abundant flint overlies the chalky substratum forming a cover between 20 and 30 m thick.

The various boreholes drilled in this area reveal that transgressive Albian sediments (« Green sands » or glauconitic sand) lie directly on Kimmeridgian calcareous beds. The « Chalk sea » gradually invaded this region during deepening of the basin in the northwest. During the middle-late Cenomanian, a cone of clastic sediments (« Sables du Perche ») was deposited in the Perche region. These sediments pass laterally into chalky facies towards the centre of the basin. Deposition was monotonous during the Turonian and Senonian and is represented exclusively by chalky sediments composed of carbonate mud essentially comprising microorganism debris (calcareous nannofossils) which accumulated in water approximately 150 m deep.

The region emerged at the end of the Cretaceous and was subjected to continental weathering. There was possibly a small-scale marine incursion that affected this area in the Paleogene (Rupelian), but remnants of various rock types such as sandstone and flint breccia in the map area may also be interpreted as the result of silicification of continental deposits (fluvial for example) of undetermined age (Eocene ? Oligocene ?), or as evidence of marine or lagoonal sedimentation. During the Neogene (or possibly earlier) and the Early Pleistocene, the chalk underwent progressive weathering and is now represented by its flint in an argillo-arenaceous matrix, forming the alterite cover. This cover, the age of which and evolution from the

beginning of the Neogene (23.5 Ma) to Present are still unclear, acted as the framework moulded by Quaternary climatic conditions and epeirogenic processes which resulted in the current landscape.

During the Pleistocene, climatic cycles with successive cold («glacial») and temperate («interglacial») periods progressively led to the present morphology of the region. During each cold period, a large amount of material was transported down slope due to the effects of ice («periglacial solifluction»). This material was subsequently carried away by rivers that had very different flow conditions to Present, with strong floods, probably in spring when the ice melted. During the cold maxima of these glacial cycles, dust transported by the wind (loëss) was deposited on the tops of the plateaux which now form the most favourable cultivation areas. The region was also subjected to gradual and widespread uplift (epeirogeny) during the Quaternary which caused the progressive incision of the rivers into the flint alterite and the underlying chalk, now represented by narrow valleys.

The temperate climate during the Holocene, combined with the influence of man, resulted in the deposition of a thin layer of fine loam and clay on the valley floors. Despite the large number of small valleys, there are only a few permanent rivers in the map area. Conversely, there are many large water flow in the underground karstic environment. The complexity of the water-transport network through the chalk and these karsts explains why the Avre region has a fairly constant flow rate all year round, and also why certain sources are polluted or laden with argillaceous particles during heavy storms. Finally, in the not too distant past, the different rock types of the region have been used for construction purposes.

INTRODUCTION

SITUATION ADMINISTRATIVE

La feuille Verneuil se situe aux frontières de trois départements rattachés chacun à une région différente : l'Eure au Nord-Est (région Haute-Normandie), l'Eure-et-Loir au Sud-Est (région Centre) et l'Orne à l'Ouest (région Basse-Normandie). Le périmètre de la feuille concerne tout ou partie des communes suivantes :

— *département de l'Eure* : Armentières-sur-Avre, Bâlines, Les Barils, Bourth, Breux-sur-Avre, La Chaise-Dieu-du-Theil, Chennebrun, Chéronvilliers, Cintray, Courteilles, Francheville, Gournay-le-Guérin, L'Hosme, Mandres, Pullay, Saint-Christophe-sur-Avre, Saint-Victor-sur-Avre, Tillière-sur-Avre, Piseux, Verneuil-sur-Avre ;

— *département de l'Eure-et-Loir* : Beauche, Bérou-la-Mulotière, Boissy-lès-Perche, Brézolles, La Chapelle-Fortin, Les Châtelets, Crucey-Villages, La Ferté-Vidame, Fessanvilliers-Mantavilliers, La Framboisière-la-Saucelle, Lamblore, Louvilliers-lès-Perche, Maillebois, La

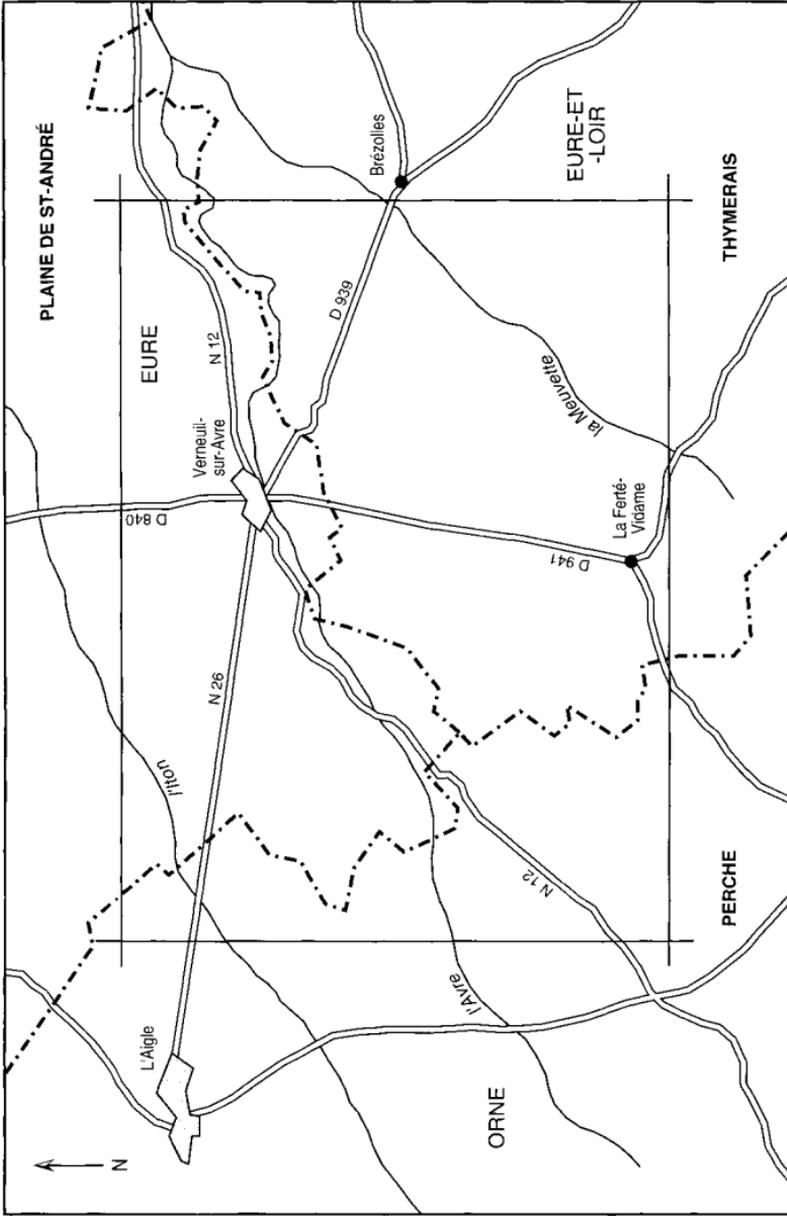


Fig. 1 - Cadre géographique

Mancelière, Le Mesnil-Thomas, Montigny-sur-Avre, Morvilliers, La Puisaye, Les Ressuintes, Revercourt, Rohaire, Ruil-la-Gadelière, Saint-Lubin-de-Cravan, Senonches ;

— *département de l'Orne* : Beaulieu, Chandai, Crulai, L'Hôme-Chamondot, Irai, Marchainville, Moussonvilliers, Normandel, La Poterie-au-Perche, Randonnai, Saint-Maurice-lès-Charancey, Saint-Michel-de-Tubœuf, Saint-Ouen-sur-Iton, Saint-Sulpice-sur-Risle, La Ventrouze, Vitrai-sous-l'Aigle.

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille (fig. 1) se situe à la limite septentrionale du Perche, au Sud des « plaines du Neubourg et de Saint-André ». Depuis la conquête normande, au Moyen-Âge, ce territoire est une zone frontalière entre le Thymerais au Sud-Est, le Perche au Sud-Ouest et la Normandie au Nord. La géographie de cette région est peu variée : ce sont des plateaux faiblement ondulés, en pente douce orientée du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Les altitudes s'échelonnent de 250 m au Sud à 170 m au Nord, les points les plus bas (135 m environ) étant situés à l'Est, sur le cours de l'Avre. Ces plateaux sont peu disséqués par le réseau hydrographique ; trois rivières principales, l'Avre grossie de la Meuvette et l'Iton ont un cours plus encaissé qui draine de nombreux petits affluents temporaires et reçoivent des eaux d'origine karstique.

La plupart des talwegs de cette feuille ont un cours orienté SW-NE, à l'exception de l'aval de l'Avre qui prend un axe E-W à partir de Verneuil-sur-Avre, et de la partie amont de quelques talwegs du coin sud-ouest de la feuille qui sont orientés WNW-ESE. L'ensemble de ces drains appartient au bassin-versant de l'Eure qui recueille les eaux de cette région entre Chartres et Évreux.

Quant à l'implantation humaine, le territoire de la carte peut se diviser en trois ensembles. Au Nord, dans les vallées, des petites industries se sont développées au siècle dernier pour exploiter les minerais de fer de la région. Quelques-unes de ces usines fonctionnent encore actuellement, spécialisées dans la métallurgie à partir de fer importé et déjà partiellement travaillé. Sur la bande centrale de la carte, l'activité principale est la grande culture et se caractérise par des champs de grande superficie sans haies ou bosquets. Enfin, au Sud, pour des raisons naturelles (qualité du sous-sol) et historiques (frontières du duché de Normandie), ce sont les massifs boisés qui dominent, concourant à l'existence de quelques scieries.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire de la feuille Verneuil est situé immédiatement sur le revers oriental de la cuesta crétacée de l'Ouest du bassin de Paris. Au Sud-Ouest, le substratum rocheux est constitué de sables du Cénomaniens moyen-supérieur (Sables du Perche) et de craies marneuses du Turonien, alors qu'au Nord-Est il s'agit des craies du Sénonien qui n'affleurent pas à l'exception de rares points en limite orientale de la feuille. Une structure importante, l'axe de Senonches (faille ou flexure) correspond à un accident profond réactivé au Cénozoïque, qui affecte le Crétacé au Sud de la feuille. Cette structure appartient à l'ensemble des accidents tectoniques qui affectent la région (éperon du Perche, faisceau de l'Huisne).

Les assises crétacées sont recouvertes d'un manteau d'argiles à silex. C'est une formation d'altération complexe, épaisse (plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres), qui s'est constituée au cours du Cénozoïque. Quelques poches de sables et des blocs épars de poudingues et de grès, mélangés à cette altérite, incitent à penser que la région a été atteinte par une transgression marine au cours du Tertiaire, peut-être à l'Oligocène.

Les variations climatiques importantes du Quaternaire (périodes glaciaires), vraisemblablement accompagnées de réajustements néotectoniques, ont contribué à modeler le paysage actuel en engluant les versants avec des matériaux soliflués et accompagnés d'un saupoudrage de lœss (limons apportés par le vent lors des périodes glaciaires). L'érosion des sols, favorisée par les défrichements et les pratiques agricoles, a provoqué, depuis la fin du dernier cycle climatique froid, la remobilisation des matériaux fins de surface et la mise en place de colluvions en pied de versant.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La coupure Verneuil correspond approximativement au quart nord-est de l'ancienne carte à 1/80 000 Mortagne-au-Perche. La première édition de la carte géologique à 1/80 000 date du siècle dernier (Guillier, 1882) et proposait une synthèse actualisée de diverses cartes géologiques régionales (Blavier, 1840; Potier, 1868). Une deuxième édition (Bigot *et al.*, 1942) a été revue et complétée (Pareyn *et al.*, 1967). La présente édition se situe dans la lignée des cartes à 1/50 000 récemment levées, comme Breteuil-sur-Iton (Kuntz *et al.*, 1977), Vimoutiers ou Dreux (Ménillet *et al.*, 1994a,b).

Elle bénéficie du progrès des connaissances acquises depuis 25 ans, notamment en ce qui concerne la stratigraphie du Crétacé (travaux de P. Juignet et de C. Monciardini). Un des apports notables de cette carte est la mise en évidence d'une série quartzo-détritique presque continue depuis les Sables verts albiens jusqu'à la transition Céno-

manien—Turonien. Une attention particulière a été portée au levé des formations superficielles : dans la logique du projet « Formations superficielles et géomorphologie » qui réunit les compétences de chercheurs des universités (Dijon, Rouen, Tours), du CNRS, de l'INRA et du BRGM, les auteurs ont cherché à réaliser une cartographie objective des formations superficielles à cette échelle.

Les levés ont été effectués en 1992 et 1993. La précision des contours et le niveau de connaissance des différentes formations ont été fortement gênés par la mauvaise qualité des affleurements sur toute la carte et par l'importante couverture forestière. P. Lebret, aidé de F. Ménillet, a effectué les levés cartographiques, complétés par les observations de P. Béguin sur les phénomènes karstiques et les carrières souterraines, de F. Charnet sur la couverture végétale et la pédologie des massifs forestiers, et de D. Fauconnier (palynologie), S. Gardin (nanoflore), J.C. Koeniguer (végétaux fossiles) et C. Monciardini (foraminifères de la craie et des silex creux) pour les attributions biostratigraphiques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Aucun sondage profond n'a été effectué sur le territoire de la carte. L'ouvrage le plus proche est le sondage pétrolier Marville 1 en limite septentrionale de la carte Courville-sur-Eure (Gigot *et al.*, 1990). Ce sondage a atteint vers 1 025 m de profondeur les schistes lustrés du Paléozoïque après avoir traversé 1 000 m de dépôts mésozoïques marins dont 754 m de Jurassique. De par leur situation plus occidentale, les assises jurassiques de la feuille Verneuil doivent être moins épaisses et le substrat paléozoïque moins profond. La série jurassique, transgressive sur les dépôts paléozoïques, commence par des calcaires argileux et des marnes au Lias, se poursuit par des dépôts carbonatés de plate-forme au Dogger et se termine au Malm par des faciès marneux ou marno-calcaires de milieu plus confiné.

Sur le territoire de la feuille, deux sondages A.E.P. effectués à Rueil-la-Gadelière (B.S.S. n° 215-3-2002) et Boissy-lès-Perche (215-6-01) ont atteint les formations du Jurassique supérieur. Ces sondages (tabl. I, en annexe) donnent la base du Crétacé respectivement à 185 m et 206 m de profondeur, reposant sur des marnes grises du Kimméridgien. Un réexamen micropaléontologique de quelques échantillons des sondages qui ont pu être conservés à la lithothèque du BRGM, montre que les âges proposés dans certains bordereaux de sondages archivés dans la banque de données du sous-sol sont à utiliser avec précaution : l'épaisseur du Turonien, estimée au faciès, semble exagérée aux dépens de l'épaisseur du Cénomancien supérieur crayeux sous-estimée (tabl. II, III et IV, en annexe).

Au Nord de l'axe de Senonches (faille probable cartographiée au Sud de la carte), le Crétacé débute avec des sables gris-vert très glauconieux, sur 10 à 20 m d'épaisseur environ, attribués à l'Albien (détermination des foraminifères par C. Monciardini), qui passent à une glauconite à la limite avec le Cénomaniens inférieur. La formation évolue alors vers des sables argileux, des marnes et silts micacés puis des marnes crayeuses grises en partie recristallisées, accompagnées de silicifications (chailles qui évoquent la Craie de Rouen, Cénomaniens inférieur et moyen). D'après ces données de sondage, l'épaisseur totale du Cénomaniens paraît constante : 100 m environ à Boissy-lès-Perche et à Rueil-la-Gadelière (tabl. III et IV).

Au Sud de l'axe de Senonches, le sondage de Saint-Maurice-lès-Charancey (la Bourgeoiserie) traverse la presque totalité du Cénomaniens (l'Albien sableux est pressenti en fond de sondage) et recoupe une série quartzo-détritique presque continue et composée de trois ensembles : sables grossiers à la base (équivalent des Sables du Maine ?), marnes silteuses grises (équivalent plus détritique des Marnes de Nogent-le-Bernard ?) et sables grossiers au sommet (Sables du Perche). L'ensemble du Cénomaniens dépasse 80 m dont 15 m environ pour les Sables du Perche s.s. (tabl. II).

Enfin, si les craies du Turonien intéressent une grande partie de la carte, elles sont toujours recouvertes de formations superficielles (Formation résiduelle à silex) et ne sont jamais visibles à l'affleurement. En sondage, elles sont blanches à jaunes, argileuses (montmorillonite dominante et illite-clinoptilolite accessoires) et renferment des niveaux (« bancs ») de silex noirs à gris bleuté. Leur épaisseur sur la carte est de 30 m environ à Boissy-lès-Perche comme à Rueil-la-Gadelière et augmente un peu (40 m env.), vers l'Est, sur la feuille Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b). Dans la partie sud de la carte, elles sont profondément (voire totalement) altérées et donnent des argiles à silex très plastiques, blanches, de 10 à 20 m d'épaisseur, qui préservent en partie la géométrie du dépôt initial. Ces argiles sont bien visibles dans la sablière de La Ventrouze, à 1 km du coin sud-ouest de la carte, sur la feuille L'Aigle. Le dépôt de ces craies marneuses au Turonien traduit l'installation d'un milieu de plate-forme distale qui indique un approfondissement du bassin après le dépôt des Sables du Perche (Juignet, 1974).

TERRAINS AFFLEURANTS

Le très petit nombre d'affleurements, généralement de très mauvaise qualité, a représenté une gêne lors des levés cartographiques du substrat crétacé et des formations résiduelles cénozoïques. C'est pourquoi les auteurs de la carte attirent l'attention du lecteur sur l'éventualité de variations de faciès ou d'épaisseur plus importantes que celles proposées dans cette notice.

Formations crétacées

Les formations mésozoïques visibles sur la carte sont limitées aux formations crétacées. Les terrains les plus anciens datent du Cénomaniens moyen et supérieur : ce sont les Sables du Perche, formation marine détritique intercalée entre les craies glauconieuses du Cénomaniens inférieur (non visibles sur la carte) et les craies du Turonien (reconnues par sondage sur cette carte). Les formations mésozoïques les plus récentes sont des craies blanches à silex du Sénonien. En conformité avec les cartes déjà levées sur la région, l'échelle biostratigraphique adoptée est celle fondée sur les associations de foraminifères (microfossiles marins) établie par C. Monciardini (1980) pour le bassin de Paris et utilisée pour le découpage stratigraphique des craies en biozones successives.

c2b. **Cénomaniens moyen-supérieur. Sables du Perche** (15 à 30 m). Ces sables sont présents dans le coin sud-ouest de la carte. Ils apparaissent sur le versant oriental du ruisseau de Charency à l'amont de la Ferme-du-Hubert, sont subaffleurants en aval de l'étang du Belloy et forment autour du Mont-Huchet le versant de la vallée de la Jambée (feuille La Loupe). Il convient de noter l'interruption brutale de l'affleurement de sable juste en amont du hameau de la Ferme-du-Hubert, au niveau de talweg du ruisseau de Mainoë orienté WNW-ESE et perpendiculaire au ruisseau de Charency (Onfray, 1939).

À l'affleurement, ce sont des sables moyens à grossiers, plus ou moins argileux, blancs à ocre clair. Ils présentent une organisation en lits décimétriques tabulaires avec parfois des stratifications obliques. Souvent recouverts d'une pellicule (1 à 5 m) de formations superficielles sur les versants (résidus à silex flués), ils sont altérés sur 1 à 3 m à partir de la surface par la pédogenèse qui génère un sol brun à bandes complexe. L'examen des sondages qui ont traversé cette formation sur la carte ou à proximité, montre que l'épaisseur des sables est d'une trentaine de mètres au maximum.

Les résultats analytiques présentés ci-après proviennent presque exclusivement des travaux de P. Juignet (Juignet, 1974; Juignet et Breton, 1992; Juignet et Louail, 1986) complétés des analyses faites sur les quelques points d'affleurement et sur sondages. Les analyses granulométriques et morphoscopiques effectuées sur ces sables (tabl. 1), souvent grossiers mais de granulométrie variable, dénotent un milieu soumis à l'action de courants assez rapides (vitesse estimée supérieure à 3 nœuds), vraisemblablement des courants de marée, qui affectaient le bassin à cette époque.

La composition moyenne en minéraux lourds fait apparaître le cortège suivant (Juignet, 1974) : rutile, 1,9 % ; andalousite 36,7 % ; tourmaline 29 % ; disthène 1,4 % ; zircon, 7 % ; staurotide 22 % ; anatase traces ; brookite, traces ; amphibole, traces. Le fort pourcentage d'andalousite et de staurotide en grains relativement grossiers traduit un remaniement et un transport assez rapide de matériaux détritiques

	Md mm	Md Φ	X	P 84	P 16	σ 68	α P
Soligny, la Trappe, niveau 3	1,15	- 0,20	0,20	1,20	- 0,80	1,00	1,20
Soligny, la Trappe, niveau 1	1,50	60,60	- 0,15	1,00	- 1,30	1,15	1,15
Soligny, le Chêne, niveau 4	0,32	1,70	1,60	2,00	1,20	0,40	- 0,75
Soligny, le Chêne, niveau 1	0,95	0,10	0,05	0,80	- 0,70	0,75	- 0,20
Bizou, Patrais, niveau 5	0,95	0,10	0,50	1,40	- 0,40	0,90	1,30
Mortagne, Chartrage, niveau 9 base	2,10	- 1,10	- 0,05	1,60	- 1,70	1,65	1,90
Mortagne, Chartrage, niveau 9 milieu	0,27	1,90	1,90	2,30	1,50	0,40	0,00
Senonches, Rond-Sablonnière, sommet	0,57	0,80	0,85	1,40	0,30	0,55	0,30
Luigny, Vaigumier, sommet	0,9	0,1	0,05	1,1	- 1,2	1,15	- 0,40
	Forme des grains			État de surface			
	Coin arrondi	arrondi	ovoïde	luisant	mat lustré		
Soligny, le Chêne, niveau 1	58	30	12	12	68		
Bizou, Patrais, niveau 5	46	36	18	18	54		
Mortagne, Chartagne, niveau 9	62	30	8	8	54		
Senonches, Rond-Sablonnière	50	46	4	52	48		

Tableau 1 — Granulométrie et morphoscopie des Sables du Perche dans l'Orne et l'Eure-et-Loir (Juignet, 1974)

issus de l'érosion du Massif armoricain. P. Juignet (1974) considère que les apports proviendraient pour partie du démantèlement des auréoles de métamorphisme de contact des granites mancelliens et des Côtes-d'Armor (andalousite) d'une part, et des massifs métamorphisés du Nord de la Bretagne (staurotide) d'autre part.

Enfin, la fraction argileuse est principalement smectitique, à l'exception des sites où la percolation de particules argileuses provenant du résidu d'altération à silex qui recouvre les sables peut provoquer un enrichissement important en kaolinite.

La faune de cette formation est rare et souvent mal conservée. On peut y trouver des céphalopodes (*Calycocheras naviculare*, marqueur du Cénomaniens supérieur), des lamellibranches (*Exogyra*, *Lopha*, *Chlamys*) et des brachiopodes. Ces fossiles sont le plus souvent à l'état de fragments silicifiés et remaniés au sein des niveaux grossiers. Les affleurements sur cette carte n'ont livré aucun reste de macrofaune. L'analyse micropaléontologique (foraminifères, palynologie et nanno-fossiles) effectuée sur les échantillons des sondages de Boissy-lès-

Perche et de Saint-Maurice-les-Charancey (la Bourgeoiserie) montrent l'existence d'une phase carbonatée minoritaire avec présence de glauconie, de débris d'échinodermes et des petits rotaliformes (*Rotalia* sp.). L'analyse palynologique et la nannoflore de quelques échantillons du forage de la Bourgeoiserie confirment l'origine marine de cette formation et son attribution stratigraphique au Cénomanién moyen-supérieur (tabl. 2).

Ces sables se placent entre les craies de Rouen et de Théligny, d'âge cénomanién moyen, et les craies marneuses du Turonién, leur base datant vraisemblablement de la fin du Cénomanién moyen et leur toit débordant légèrement la limite chronostratigraphique Cénomanién/Turonién (Juignet et Louail, 1986). Ils appartiennent à la Zone à *Calycoceras naviculare* et sont l'équivalent latéral de la partie supérieure de la Craie de Rouen. La transition entre ces deux faciès est rapide (Onfray, 1938; Juignet, 1974) mais mal connue. Sur la carte Verneuil, cette transition se situe immédiatement au Nord de l'axe de Senonches, mais aucune donnée ne permet de savoir si ces sables viennent bloquer sur une faille syngénétique de leur dépôt ou s'ils s'amenuisent très vite au bord d'un relief (ride par exemple) généré par un rejeu antérieur de cette structure.

Ces sables constituent un cône d'éléments détritiques alimentés par l'érosion de la bordure armoricaine et qui envahit la plate-forme du Maine. Leur épaisseur est dans la région de Senonches de 30 m environ et correspond à la zone de transition entre la plate-forme littorale de la marge armoricaine et le « bassin » normand au Nord-Est, plus profond (100 à 150 m) et à sédimentation crayeuse. D'origine armoricaine (Côtes-d'Armor, Mayenne), ils ont vraisemblablement été transportés par un réseau fluvial développé entre les reliefs paléozoïques d'Avranches—Écouves au Nord et du synclinorium de Laval au Sud. Ils se sont déposés dans le Perche, vraisemblablement au large d'un estuaire. Leur existence entre deux assises à sédimentation crayeuse dominante traduit un soulèvement épirogénique des marges armoricaines au cours du Cénomanién supérieur.

C4-5. Coniacien—Santonien indifférenciés. Craie blanche à jaunâtre, riche en silex (40 m env.) La craie constitue le substratum de la majeure partie de la carte, mais la couverture de formations superficielles très épaisse explique que les affleurements de craie se limitent à cinq sites (anciennes carrières) le long de la vallée de l'Avre, à proximité de Tillières-sur-Avre. Sur le reste du territoire étudié, la craie n'est accessible que par sondage. Les informations fournies par la banque de données du sous-sol, malgré les réserves qu'il convient d'émettre sur la validité de certaines attributions stratigraphiques proposées, montrent que la majeure partie du territoire étudié repose sur des craies cénomaniennes ou turoniennes, à l'exception du coin nord-est et du coin sud-ouest où le substrat est respectivement constitué de craies santonniennes et de Sables du Perche.

Les craies visibles (santonniennes) sont blanches à jaunâtres et généralement tendres. Elles se présentent en bancs réguliers et horizontaux

	Transition Albien- Cénomanién	Cénomanién inférieur et moyen		Cénomanién supérieur proche de la limite avec le Turonien	
Profondeur de l'échantillon analysé dans le sondage					zone oxydée
	89 à 90 m	86 à 91 m	62 à 61 m	37 à 34 m	32 à 33 m
Kystes de dinoflagellés					
<i>Palaeohystrichophora infusorioides</i>					
<i>Epelidosphaeridia spinosa</i>					
<i>Coronifera striolata</i>					
<i>Pervosphaeridium truncatum</i>					
<i>Paralecaniella indentata</i>					
<i>Spiniferites membranaceus</i>					
<i>Trichodinium castaneum</i>					
<i>Coronifera oceanica</i>					
<i>Florentinia mantellii</i>					
<i>Spiniferites ramosus</i>					
<i>Cleistosphaeridium huguoniotii</i>					
<i>Cyclonephelium distinctum</i>					
<i>Xenascus ceratioides</i>					
<i>Microdinium ? crinitum</i>					
<i>Apteodinium deflandrei</i>					
<i>Exochosphaeridium bifidum</i>					
<i>Cyclonephelium vannophorum</i>					
<i>Kleithrisphaeridium loffrensis</i>					
<i>Florentinia laciniata</i>					
<i>Senoniasphaera rotundata</i>					
<i>Ellipsodinium rugulosum</i>					
<i>Spiniferites crassimuratus</i>					
<i>Dinogymnium sp.</i>					
Pollens et spores					
<i>Klausipollenites sp.</i>					
<i>Camarozonosporites insignis</i>					
<i>Gleicheniidites senonicus</i>					
<i>Atlantopollis sp.</i>					
<i>Atlantopollis verrucosus</i>					
<i>Plicatella tricornitata</i>					
<i>Cyathidites australis</i>					
<i>Retitricolporites sp.</i>					
<i>Cicatricosisporites dorogensis</i>					
Nannoflore					
<i>Arkhangelskiella sp.</i>					
<i>Axopodorhabdus albianus</i>					
<i>Biscutum ellipticum</i>					
<i>Biscutum magnum</i>					
<i>Cretarhabdus conicus</i>					
<i>Cretarhabdus crenulatus</i>					
<i>Cribrosphaerella ehrenbergi</i>					
<i>Discorhabdus sp.</i>					
<i>Eiffellithus turriseiffelii</i>					
<i>Litraphidites carniolensis</i>					
<i>Manivitella pecten</i>					
<i>Manivitella pemmatoidea</i>					
<i>Parhabdolithus achlyostaurion</i>					
<i>Prediscosphaera cretacea</i>					
<i>Rhagodiscus angustus</i>					
<i>Rhagodiscus splendens</i>					
<i>Tranolithus phacelosus</i>					
<i>Vagalapilla matalosa</i>					
<i>Vekshinella sp.</i>					
<i>Watznaeria barnesae</i>					
<i>Zeughrabdothus stenopus</i>					
<i>Litraphidites acutum</i>					
<i>Tegumentum stradneri</i>					
<i>Zeughrabdothus xenotus</i>					
<i>Zygodolites sp.</i>					
<i>Garnerago prebliquum</i>					
<i>Eprolithus floralis</i>					
<i>Zeughrabdothus theta</i>					
<i>Chiastozygus litterarius</i>					
<i>Sollasites sp.</i>					
<i>Gartnerago nanum</i>					

Pas de nannoflore dans ces échantillons

**Tabl. 2 - Micro - et nannoflore de l'Albo-Cénomanién
du sondage de St-Maurice-lès-Charencey (la Bourgeoiserie)
(D. Fauconnier, S. Gardin)**

de 0,20 à 1 m de puissance, limités par des bancs de silex en rognon de taille décimétrique (10 à 40 cm de long). Dans la carrière de Bérrou-la-Mulotière (route D. 102), quelques petites discontinuités sur le front de taille évoquent des surfaces durcies (hardgrounds) perforées de terriers. Ces discontinuités sont soulignées par la karstification récente qui exploite ces variations sédimentologiques. Les assises crayeuses n'ont pu être suivies au-delà de cet affleurement mais leur épaisseur, qui croît progressivement vers le Nord-Est, ne doit pas excéder 40 m près de Tillières-sur-Avre.

Les analyses de la craie effectuées sur la feuille voisine Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b), montrent la présence quasi constante de dolomite en très faible proportion (< 4 %). Une analyse géochimique des éléments majeurs et traces de la craie (hors silex) du site des champignonnières de Tillières-sur-Avre donne 40 % de Ca, 2,7 % de SiO₂ et 1,7 % de Al₂O₃ pour les éléments majeurs, 963 ppm de phosphates (P₂O₃) et 165 ppm de strontium pour les éléments traces les plus représentés, avec la présence (< 100 ppm) de bore, vanadium, zinc, nobélium, lanthane, cérium et zirconium.

Les silex sont généralement noirs à gris clair, avec parfois un centre plus brun ou des zonations concentriques, et présentent souvent des cavités à remplissage pulvérulent et des cristallisations de quartz ou de calcédonite sur leurs parois. Ils se disposent en lits de rognons faiblement branchus ou en « bancs » réguliers de 0,20 m d'épaisseur, qui peuvent constituer une dalle presque continue pour les bancs les plus massifs.

Pour assurer la cohérence avec les cartes voisines déjà levées, c'est la biozonation fondée sur les foraminifères (Pomerol *et al.*, 1987 ; Monciardini, 1980) qui a été utilisée pour déterminer l'âge de ces craies. Par ailleurs, l'affinement de cette biozonation, réalisé à l'occasion du levé de la feuille Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b), se retrouve ici.

Les attributions stratigraphiques (C. Monciardini) vont du Coniacien supérieur possible (biozone *b-c*) au Santonien moyen (*e*). Site par site, on notera la présence des biozones *d2* et *d3* à la Mulotière (limite orientale de la carte), *d2-3* et *d4-e1* dans la carrière au Sud de Tillières, *b-c* près des forges de Bérrou-la-Mulotière et *b-c*, *d1-2* et *d2-3* aux champignonnières de Tillières (tabl. 3, en pages centrales). Hormis les foraminifères, les 10 échantillons analysés sont caractérisés par des bioclastes de bryozoaires, d'inocérames, d'échinodermes et d'ophiurides-stellérides associés à de rares restes d'annélides, de spongiaires calcaires, de polypiers et d'entrouques.

L'impossibilité de représenter cartographiquement ces biozones sur d'aussi petits affleurements justifie le regroupement des assises sénoniennes affleurantes sous la même appellation générique *c4-5*.

En conclusion, les formations crétacées de cette carte peuvent se

résumer à trois ensembles. À la base, les formations détritiques et glauconieuses albo-cénomaniennes recouvrent les calcaires kimméridgiens. À partir du Cénomaniens moyen, la sédimentation est surtout carbonatée et se traduit par le dépôt de craies. La sédimentation crayeuse est interrompue au Sud-Est par l'épisode détritique des Sables du Perche. Le Turonien est marqué par un retour sur l'ensemble de la région de la sédimentation crayeuse qui se poursuit pendant le Sénonien. L'ensemble de la série apparaît globalement continu même si, dans le détail, de petites discontinuités existent (hardgrounds, « bancs » de silex) et signalent des interruptions ou des modifications de détail de l'environnement sédimentaire de cette zone.

Formations tertiaires résiduelles (Oligocène probable)

Les formations tertiaires se limitent à trois types de roches : des sables quartzeux, des grès à grain fin et des conglomérats à éléments de silex et matrice gréseuse. Ce sont des formations résiduelles, le plus souvent à l'état de matériaux remaniés, épars ou piégés dans des poches de dimension variable au sein des altérites à silex. Il existe toutefois quelques sites (Mandres, Chandai, Brézolles, la Heunière) où ces reliques semblent plus concentrées et moins perturbées. Malgré les connaissances acquises sur ces formations depuis vingt ans, notamment dans le cadre du levé de la Carte géologique de la France à 1/50 000, leur datation reste incertaine. Ces formations apparaissent toujours superposées aux altérites à silex dans les rares coupes visibles dans la région.

Rg2. **Zones riches en poches et lambeaux résiduels de sable.** À proximité de l'école des Roches, à l'Ouest de Verneuil-sur-Avre, on trouve sous quelques décimètres à 1,5 m maximum de dépôts périglaciaires de versants, des sables blancs à jaunes, plus ou moins argileux, dont l'épaisseur n'excède pas 4 m. Ils reposent sur une formation à silex dont le faciès (identique ou différent des altérites visibles ailleurs) et l'épaisseur au-dessus de la craie sont inconnus. Ces sables sont blancs en profondeur et deviennent jaunes et rouges à proximité de la surface ; leur grain est moyen (200-300 μm) et ils ne montrent pas de structures sédimentaires sur les petits affleurements observés. Sur ce site, de nombreux blocs de conglomérat ou parfois de grès ont été accumulés en tas au bord des champs.

Quelques sites d'ampleur plus restreinte ont été cartographiés sous le même caisson générique. Au Sud de Chandai, deux buttes dans la topographie ont fait l'objet d'exploitation et renfermaient des sables et grès. Le mauvais état des fronts de taille n'a pas permis d'observation de détail. Au Nord-Ouest de Verneuil, le long de la D. 56 et au Nord-Est de Balines, deux grandes poches (lieu-dit les Sablons) contenaient des sables de faciès identique. Au Sud-Est, des « poches » de sable ont été exploitées : à Bel-Air, au bord de la Meuvette près de Magny et à la Rue près de la Saucelle. Dans ce dernier site, le sable est jaune clair puis devient rouge sur 2 m d'épaisseur sous la surface

du sol et ne montre pas de structures sédimentaires. Il apparaît bien trié et est toujours siliceux.

Ces sables ont une médiane granulométrique comprise entre 150 et 300 μm et une courbe cumulée représentative d'un sédiment assez bien trié (fig. 2). Une proportion de fines non négligeable (13 à 40 % de fraction < 50 μm) est toujours présente mais les conditions d'affleurement ne permettent pas de dissocier les produits de lessivage de la pédogenèse de surface des particules fines du sédiment originel.

L'analyse des minéraux lourds montre, par ordre décroissant d'importance, un cortège à andalousite, tourmaline, leucoxène et rutile. Tous les minéraux denses sont arrondis, particulièrement les tourmalines fortement abrasées, à l'exception des andalousites et des zircons généralement plus anguleux. Ce spectre est cohérent avec l'analyse des courants détritiques au Rupélien (fig. 3) : l'apport occidental est marqué principalement par l'andalousite provenant du Massif armoricain ou des assises du Lutétien (Riveline-Bauer, 1970). Mais ce critère ne suffit pas pour attribuer au Rupélien les sables tertiaires de cette carte.

Le faciès (granulométrie, organisation sédimentaire, chimie et minéralogie) de ces sables est identique sur l'ensemble de la carte et évoque les Sables de Fontainebleau (Rupélien) reconnus plus à l'Est (Riveline-Bauer, 1970). Mais, en l'absence d'arguments plus fiables (datations paléontologiques), il est possible que tout ou partie d'entre eux soit à rattacher aux Sables du Thymerais, plus mal classés et plus grossiers que les Sables de Fontainebleau, dont l'âge de mise en place est encore incertain : Éocène ou Oligocène (Ménillet *et al.*, 1994b).

Indices de sable. Sur le reste du territoire de la carte, des sables de faciès analogue aux sables de l'école des Roches ont été repérés et correspondent à des poches d'ampleur limitée (quelques dizaines de mètres maximum) au sein de la couverture d'altérites à silex. Les sites tertiaires cartographiés sur les précédentes éditions à 1/80 000 qui n'ont pas été retrouvés ont été mentionnés dans cette rubrique.

La coupe visible le long du talus de la route N. 12 (déviation de Tillières-sur-Avre) montre de telles poches de sable. Leur base n'est pas visible mais elles semblent toutes se positionner stratigraphiquement au-dessus d'altérites à silex. Toutefois, aucun élément ne permet d'affirmer si les altérites se sont développées sous les sables après leur dépôt (crypto-karst) ou si les sables ont recouvert un premier niveau d'altération avant leur érosion partielle et leur fossilisation au sein d'entonnoirs de soutirage karstique. Cette coupe permet néanmoins d'apprécier la géométrie générale de ces poches reconnues ailleurs par un simple indice de surface.

Blocs de grès. Sur l'ensemble du territoire cartographié, on trouve des grès fins (parfois désignés sous l'appellation régionale « grès la-dères ») en blocs de quelques décimètres à plus d'un mètre de longueur.

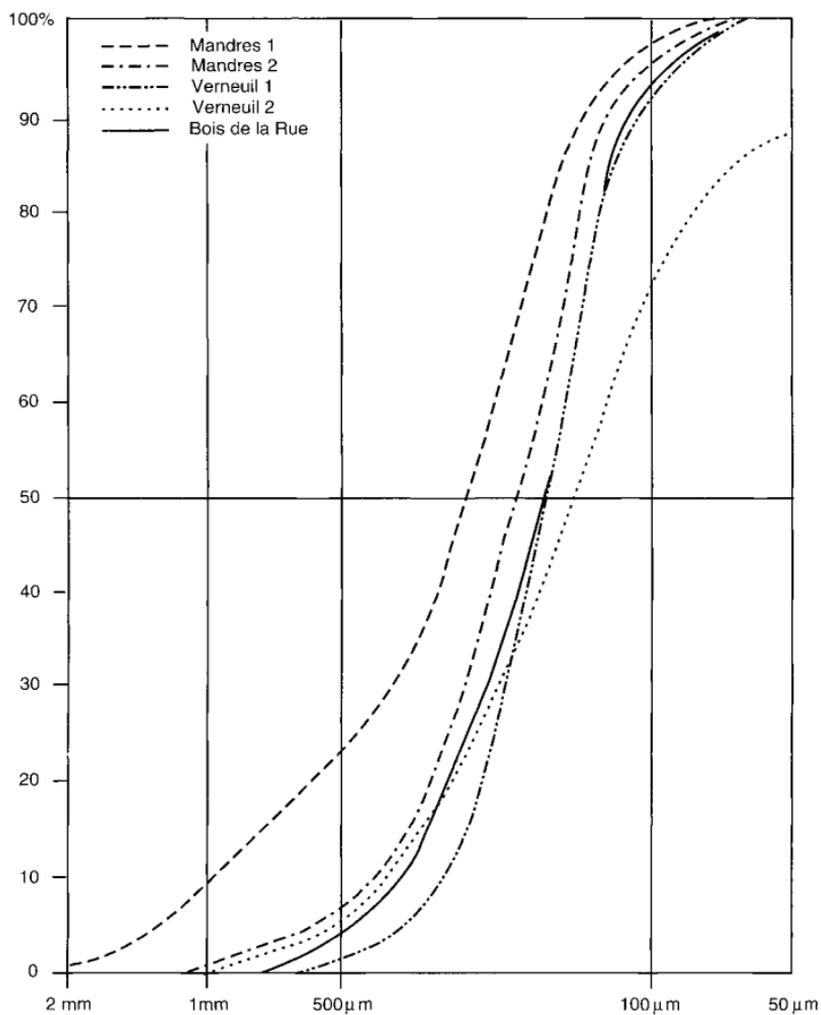


Fig. 2 - Courbes granulométriques de quelques sables tertiaires de la région de Verneuil-sur-Avre

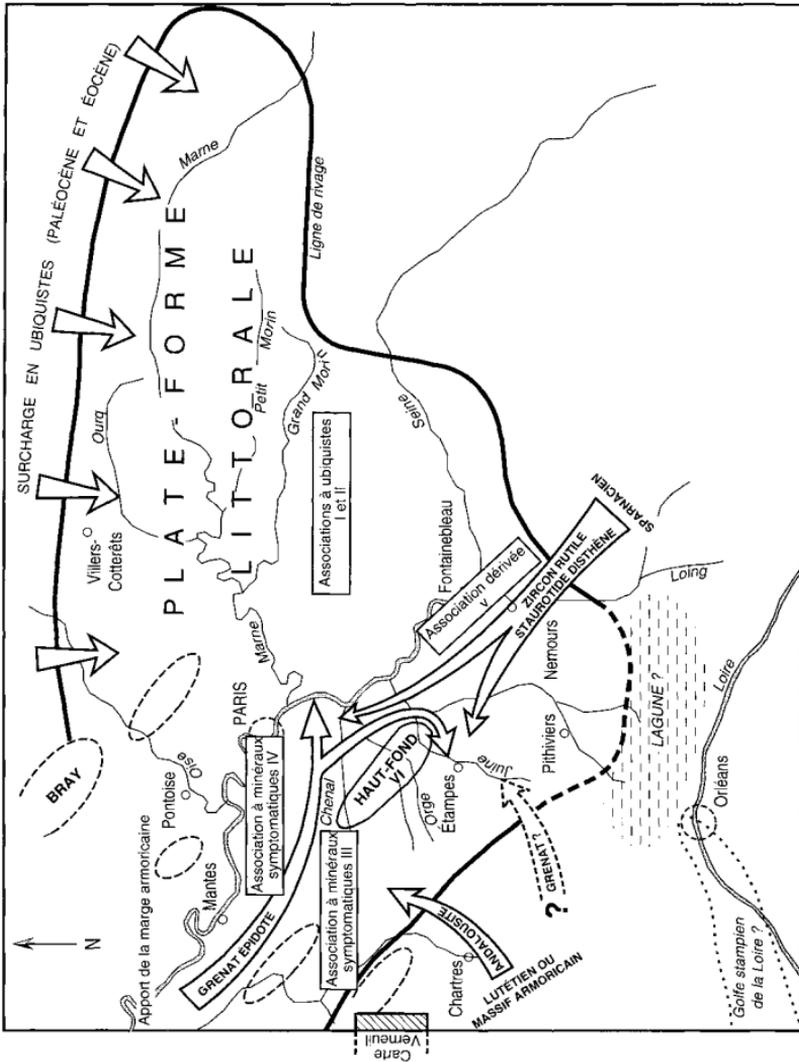


Fig. 3 - Répartition probable des courants détritiques au Rupélien (Riveline-Bauer, 1970)

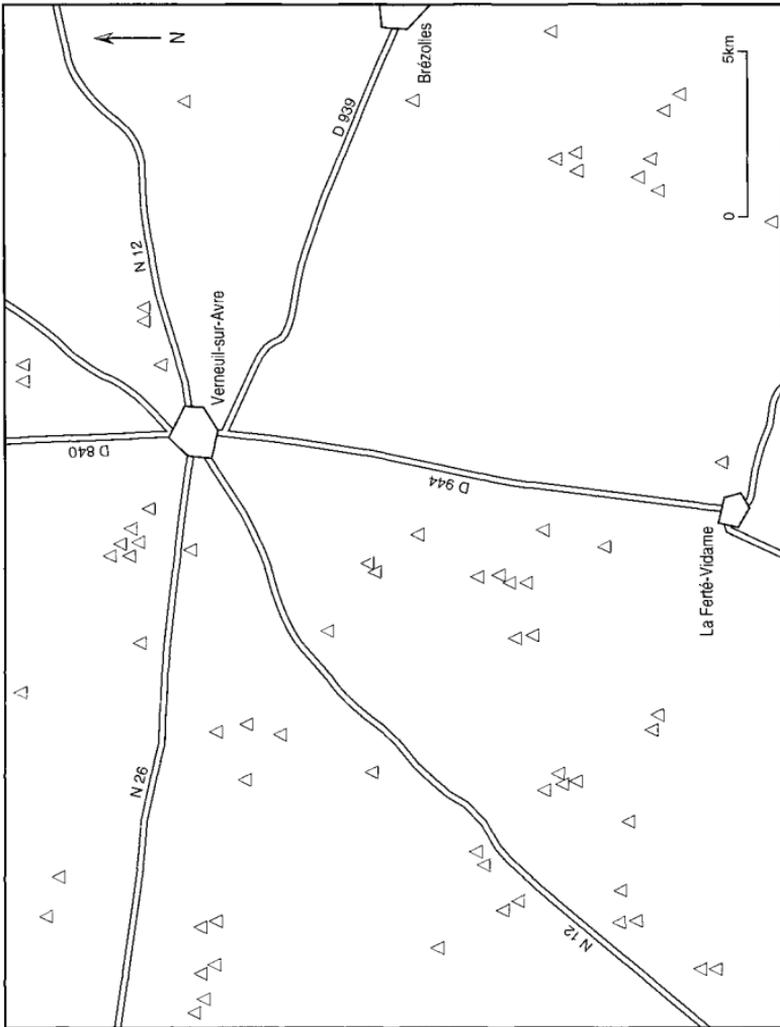


Fig. 4 - Répartition des blocs de grès

Ils sont généralement ocre brun et présentent parfois sur leurs faces des formes qui évoquent un ancien réseau de fissures organisé en prismes. Ces grès sont constitués de grains de quartz émoussés ou peu anguleux, jointifs, avec parfois des passées à litage oblique.

Ces blocs de grès sont uniformément répartis (fig. 4) sur la carte mais ils ont presque tous été déplacés par l'homme, soit simplement en bord de champ, soit réutilisés dans les hameaux comme bornes ou moellons. On constate toutefois une fréquence et une taille généralement plus grandes de ces blocs dans les zones riches en blocs de conglomérat. La plupart d'entre eux présentent, sur une ou plusieurs faces, un aspect lustré qui traduit une éolisation de surface vraisemblablement acquise au cours du Pléistocène (Cailleux, 1942; Mary, 1964).

Deux sites à l'Ouest de la carte (la Devinière et les Jarretières) fournissent quelques blocs peu déplacés qui se présentent sous forme de dalles irrégulières de 20 à 60 cm d'épaisseur. La morphologie en dalles de ces blocs évoque une cimentation diffuse des sables originels qui préserve parfois un litage oblique (visible sur les cassures fraîches de ces blocs).

Aucun faciès comparable aux grès ferrugineux présents sur la feuille Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b) n'a été reconnu : ils peuvent être absents mais ont pu être aussi systématiquement exploités pour le minerai de fer qu'ils contenaient, ce qui expliquerait la concentration de petites carrières anciennes dans les bois de Saint-Christophe-sur-Avre ou de Bourth, par exemple.

En lame mince, tous ces grès sont constitués de grains de quartz détritique (quartz à extinction roulante) ou de quartzite aux grains souvent jointifs, avec parfois un ciment de microquartz qui peut être antérieur ou postérieur à la quartzification. Quelques concentrations peu nettes d'oxydes évoquent les fantômes de figures d'illuviation. Ces grès correspondent au faciès homogène décrit sur la feuille Dreux.

L'origine de ces blocs reste encore soumise à hypothèses. Certains faciès présentent des structures en prisme à l'échelle du bloc qui évoquent les silcrètes (sans litage visible et structure quartzitique recristallisée), tandis que d'autres ne sont qu'une simple silicification (« grésification ») diffuse de séquences sédimentaires sableuses vraisemblablement provoquée par le battement de nappes phréatiques (Thiry, 1978, 1981; Ménillet *et al.*, 1994b). Si on admet, par analogie de faciès avec les Sables de Fontainebleau, que les sables qui les constituent sont rupéliens, leur cimentation sous forme de blocs s'est faite dès le Rupélien ou ensuite, au Néogène ou au cours du Pléistocène ancien, lors de la mise à l'affleurement de ces grès. À titre d'hypothèse, cette période propice à la mobilisation de la silice pourrait être contemporaine de la meuliérisation en Hurepoix, principalement d'âge miocène (Ménillet, 1988) ou un équivalent local de la grésification des Sables de Fontainebleau qui est attribuée au Pléistocène (Thiry *et al.*, 1988).

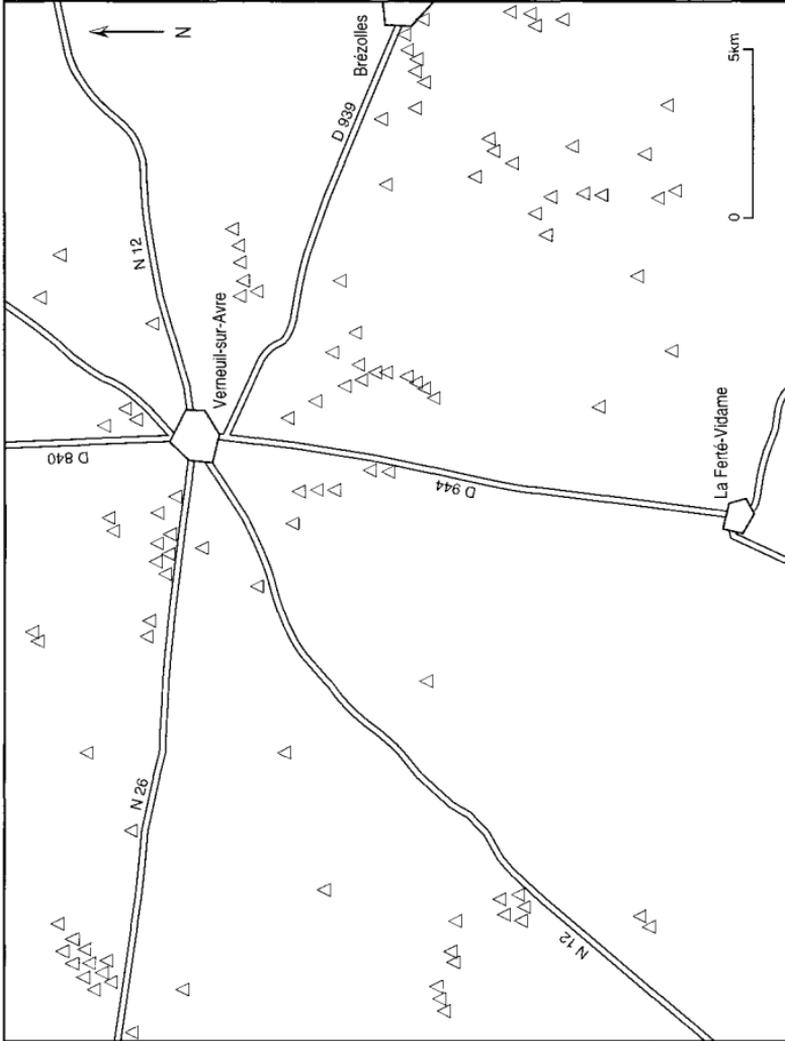


Fig. 5 - Répartition des blocs de conglomérat

Blocs de conglomérat à éléments de silex (Oligocène probable ou Yprésien ?). Il existe, en dehors de la zone de l'école des Roches, quelques concentrations (fig. 5) de gros blocs (parfois plusieurs mètres cubes) de conglomérat à éléments figurés anguleux ou parfois arrondis. Toujours déplacés, ils seraient disposés en « dalles » irrégulières sous la surface du sol (renseignement obtenu auprès des agriculteurs) qui sont exhumées pour faciliter le labour des parcelles concernées. De telles concentrations existent à Chandai, le long de la vallée de l'Iton, à Brézolles, le long de la vallée de la Meuvette, et près de la Heunière, le long du ruisseau de Charencey.

Ces blocs ont généralement le même aspect : des éléments figurés rarement jointifs constitués de silex émoussés à anguleux, montrant parfois un cortex préservé, et un ciment gréseux non carbonaté dont la taille des grains de quartz varie de $300\ \mu\text{m}$ à 2 mm (les faciès fins sont généralement mieux triés). La proportion d'éléments anguleux semble dominer sur l'ensemble des faciès conglomératiques examinés, mais presque tous montrent des silex émoussés. Des passées d'arénite plus ou moins grossière (0,5 à 2 mm de taille de grain) sont intercalées entre les lits conglomératiques. À l'échelle métrique, ces dépôts s'organisent en un ensemble de corps chenalisés lenticulaires séparés par des surfaces d'érosion.

Quelques-uns de ces blocs montrent une face où le ciment et les éléments figurés ont subi une dissolution partielle de la silice qui est en partie reprécipitée en pellicule secondaire autour des grains initiaux. Des films d'oxydes ferrugineux donnent souvent une teinte rouge rosé à ces blocs. Cette remobilisation de la silice apparaît postérieure à la cimentation des conglomérats.

L'observation de ces blocs en section fait apparaître certaines nuances : le ciment quartzitique peut être fin et isogranulaire ou plus grossier et hétérométrique. Les éléments figurés sont des silex noirs ou beiges, sains, aux contours arrondis. Ils peuvent être partiellement dissous dans la masse (pores millimétriques ouverts) et présenter parfois un liseré plus blanchâtre de dissolution plus poussée de l'élément figuré. La polarité de ces figures de dissolution existe alors généralement sur tout le bloc examiné. L'examen au microscope confirme ces observations et démontre l'existence d'une phase de quartzification précédée et suivie de cimentation intergranulaire micro-quartzitique. Sur quelques lames, certains fragments de silex montrent ponctuellement des figures identiques aux meulières du centre du bassin de Paris (plage de microquartz en bordure) et, sur plusieurs blocs, des concentrations d'oxydes évoquent d'anciennes figures d'illuviation. Enfin, sur une lame, les grains de quartzite sont dissous à leur périphérie et recouverts d'une engobe de silice épaisse dont l'aspect spectaculaire évoque une deuxième phase de mobilité de la silice.

Il est à noter que l'aspect de ces blocs est souvent analogue à celui des poudingues de Damville (Passy, 1874 ; Lemaître, 1959).

À la sortie ouest de Brézolles, au Sud du lieu-dit Fontaine, un bloc de poudingue a livré des empreintes allochtones (débris vraisemblablement flottés et sédimentés dans les chenaux sableux) de flore fossile (organes aériens de végétaux) au sein d'une petite passée de grès grossier entre deux lits à éléments de silex roulés. Ces différents restes sont conservés au laboratoire de paléobotanique de l'université P.-M.-Curie (Paris VI). On note la présence de nombreux fragments d'empreintes de tiges d'un diamètre de quelques millimètres à 1 cm et d'une longueur de quelques centimètres à plus de 10 cm. Deux bases de tiges cannelées de 4 à 5 mm de diamètre et de 1 cm de hauteur pourraient provenir de prêles (*Equisetum*).

Un fragment d'empreinte de 1 cm de large provient d'une feuille à bords entiers et parallèles. Une empreinte de feuille, bien conservée, de plus de 8 cm de longueur et de 2,5 cm de largeur, présente une nervure primaire bien marquée, des nervures secondaires courbes et ouvertes distantes de 5 à 7 mm, des bords entiers et des nervures tertiaires à mailles polygonales lâches ; sa surface est d'une vingtaine de centimètres carrés. D'après divers ouvrages de référence (Bonnet, 1905 ; Crie, 1878 ; Fritel, 1903), cette feuille s'apparenterait à celles des lauracées et notamment de *Laurophyllum* cf. *forberi*, que l'on connaît dans les grès de l'Ouest de la France (Éocène inférieur) et de l'Oligocène du Massif central (Furon et Soyer, 1947 ; Vaudois-Mieja, 1985).

La faible surface de ces deux feuilles est significative d'une certaine sécheresse du sol ou de l'air ; le type de nervation secondaire est par ailleurs fréquent en zone tempérée chaude (Mouton, 1985).

Comme pour les blocs de grès, la genèse de ces conglomérats est mal connue. Le climat contemporain évoqué par la végétation fossilisée peut correspondre aux climats de l'Éocène ou de l'Oligocène. Avec toutes les réserves que justifient le peu de données recueillies, ces blocs pourraient correspondre au résidu d'un épandage détritique d'origine fluviatile ou fluvio-deltaïque (plaine côtière ?) plus continental que les poudingues de Damville dont la faune étudiée est caractéristique d'une eau saumâtre (Cavelier et Dewolf, 1967), et qui marquent une ligne de rivage du Rupélien.

L'induration de ces blocs traduit vraisemblablement une histoire polyphasée. Comme pour les « grès ladères » précédemment décrits, les microfaciès évoquent l'existence de silcrètes (silicifications d'origine pédologique) compatibles avec la morphologie à grands glacis (Thiry, 1993) qui existait jusqu'au début du Quaternaire, mais il est aussi possible que des phénomènes de silicifications soient associés à des battements de nappes phréatiques (*ibid.*).

La datation de ces conglomérats est problématique. Au moins deux hypothèses peuvent être proposées en fonction des connaissances acquises sur le Bassin parisien (Ménillet, 1993 ; Thiry, 1993) et des données recueillies lors de la réalisation des cartes géologiques à 1/50 000 de la région :

— ces conglomérats sont contemporains des grès et brèches à silex décrits plus au Nord dans la région de Beaumont-le-Roger (Kuntz *et*

al., 1981) et susceptibles d'être yprésiens. Ils pourraient alors être contemporains ou d'âge peu différent des Sables du Thymerais supposés éocènes par F. Ménillet (Ménillet *et al.*, 1994b). Dans ce cas, la mobilité de la silice pourrait correspondre à la fin de l'Éocène qui est marqué dans le centre du bassin de Paris par des silcrètes bien développées (Thiry, 1981);

— ces conglomérats sont contemporains des poudingues de Damville (Cavelier et Dewolf, 1967) et se seraient alors mis en place au Rupélien supérieur. La période de remobilisation de la silice serait dans ce cas à rechercher au cours du Néogène ou au Pléistocène inférieur et pourrait éventuellement être contemporaine de la grésification des Sables de Fontainebleau (Plio-Pléistocène inférieur) ou de la silicification des Calcaires d'Étampes (fini-Miocène à Pléistocène inférieur; Ménillet, 1985).

Comme des conglomérats sont associés à des blocs de grès et des sables qui évoquent plutôt les sables rupéliens et que nombre d'entre eux ont le même aspect que ceux de Damville, leur âge oligocène apparaît *a priori* plus vraisemblable, mais l'évolution continentale complexe de la bordure sud du bassin de Paris (Blanc-Valleron et Thiry, 1993) démontre qu'il faut rester très prudent sur l'âge de ces formations.

Blocs de grès, de conglomérat et poches de sable, par leur association apparente, semblent appartenir à un même ensemble sédimentaire. Il pourrait s'agir d'un épandage fluvial de plaine côtière dont il ne reste que des éléments résiduels.

Formations superficielles tertiaires et quaternaires

Les formations superficielles forment une couverture presque totale du territoire couvert par la carte. En surface, les limons à silex et les formations résiduelles à silex couvrent la plupart des interfluves et masquent totalement les accidents structuraux et les variations lithologiques de la craie. Une étude des relations entre morphologie de surface et nature des formations superficielles sur les quelques coupes disponibles démontre qu'elles s'ordonnent selon des toposéquences régies par la pente, l'importance des dénivelés et l'exposition (voir schéma sur carte). Les règles de répartition ainsi définies ont permis une différenciation satisfaisante à cette échelle des différents matériaux de surface.

Cinq catégories de formations superficielles ont été distinguées : les altérites, les dépôts de versants, les dépôts fluviaux, les dépôts éoliens et les dépôts anthropiques.

Altérites

RS. Formation résiduelle à silex. Deux types d'affleurement de cette formation se rencontrent sur la feuille :

— Formation résiduelle à silex affleurante (RS_[1]). Sur le flanc des

vallées plus fortement entaillées, cette formation est érodée et permet d'observer des coupes verticales partielles ;

— Formation résiduelle à silex subaffleurante (RS [2]) avec couverture irrégulière de limons à silex (B-LPS) peu épais. Sur les plateaux et les versants faiblement entaillés, au niveau des petites ruptures de pente, de très nombreux silex peu fractionnés par la gélifraction (de 5 à 10 cm de longueur) apparaissent dans les champs et indiquent la présence de cette formation en surface sous une couverture de limons à silex peu épaisse (< 0,40 m) et discontinue.

Cette formation, généralement dénommée « Argile à silex », se présente sur la feuille sous deux faciès. Le plus fréquent (plus de 90 % de la superficie de la carte) montre une matrice argileuse brun-rouge à ocre-rouge (7,5YR à 5YR code Munsell) plus ou moins polluée de sable et de débris de silex, qui enrobe des rognons de silex peu fragmentés à cortex blanc à jaune. L'ensemble est sans organisation nettement apparente. Le sommet de la formation est souvent affecté de cryoturbations (festons, cryoclastie des silex) et pollué de limons en poches irrégulières qui évoquent les restes de loëss anté-weichséliens. Sur la carte, les seuls affleurements intéressants sont concentrés autour de Tillières-sur-Avre, le long de la vallée de l'Avre ou sur les talus de la N. 12.

L'examen des sondages A.E.P. effectués dans la région montre que l'épaisseur de cette formation oscille entre 20 et 30 m sous la surface des plateaux. Son épaisseur décroît dans les vallées ainsi que dans la partie sud de la carte où elle dépasse alors rarement 10-12 m.

Une analyse du contenu microfaunistique (foraminifères) de quelques silex creux prélevés à l'altitude maximum des affleurements sur les interfluves, permet de mieux percevoir l'âge des craies les plus récentes qui ont été altérées. Ces déterminations (C. Monciardini) donnent des âges sénoniens qui s'échelonnent des biozones *c* à *e*, les microfaunes de la biozone *d* (Santonien inférieur) étant les plus fréquentes.

Le second faciès visible (moins de 10 % en superficie) est une argile plastique ocre à blanche (10YR code Munsell), parfois polluée en surface par une phase limoneuse. Elle renferme des silex en rognons céphalaires peu branchus, gris-noir bleuté avec un cortex blanc. Ce faciès est présent dans le coin sud-ouest de la carte, en superposition parfois directe sur les Sables du Perche, et ne semble pas dépasser 15 m d'épaisseur. Le contenu microfaunistique de quelques silex creux prélevés en sommet d'interfluve dans cette formation, conduit à des attributions stratigraphiques comprises entre Turonien et Coniacien.

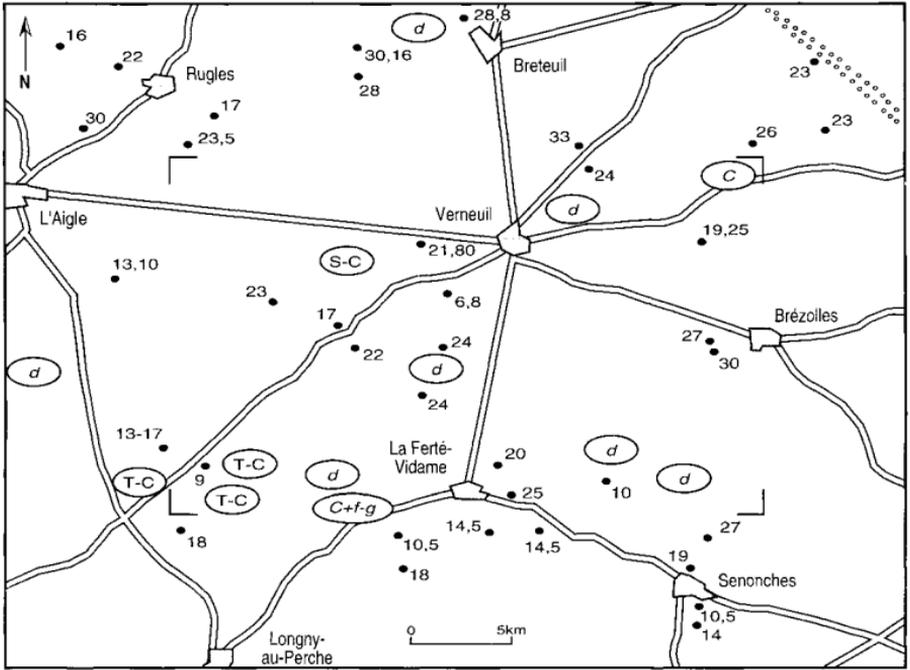
Ces différenciations biostratigraphiques montrent que ces deux faciès d'altérites à silex reflètent les différences de nature lithologique et d'âge des craies qui leur ont donné naissance : craie plus argileuse du Turonien pour le coin sud-ouest, et craies du Sénonien pour le reste

de la carte (fig. 6). Cette variation de faciès n'a pas été représentée sur la carte.

L'analyse minéralogique des argiles de la matrice montre une composition presque exclusivement kaolinique avec, en faible proportion, des interstratifiés smectitiques vers la base des profils. Dans les formations à silex issues de la décalcification des craies du Sénonien (au-dessus des champignonnières à Tillières-sur-Avre), une analyse chimique (I.C.P.) donne 40,4 % de SiO_2 , 20 % de Al_2O_3 , 13 % de CaO (pollutions possibles de craie) et 7,8 % de Fe_2O_3 accompagnés de 0,5 % de K_2O et 0,08 % de MnO_2 pour les éléments majeurs, et 6762 ppm de P_2O_3 , 263 ppm de zirconium, 169 ppm de chrome, 157 ppm de vanadium, 147 ppm de cérium, 126 ppm de cuivre, 125 ppm de strontium, et 109 ppm de zinc, ainsi que la présence (< 100 ppm) de nickel, de bore, de lithium, de nobélium, d'ytterbium, de neubium, de baryum et de lanthane.

L'âge précis de cette formation est encore mal connu. Les observations effectuées sur les poudingues de Damville (Cavelier et Dewolf, 1967) et sur les dépôts matérialisant le paléorivage de la feuille Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b) démontrent la forte corrosion de certains galets de silex avant leur reprise marine. Ces silex proviendraient de formations d'altération à silex qui seraient donc déjà développées au Rupélien. Des pollens éocènes (lame BRGM 11612, détermination G. Farjanel) et des ostracodes marins, probablement sparnaciens, ont été découverts dans la matrice argileuse d'une altérite à silex sous une poche de sable attribué au Rupélien (près de la Neuve-Lyre; Kuntz *et al.*, 1982). Ceci indiquerait le développement d'une couverture altéritique sur la craie dès la fin de l'Yprésien. Par contre, la plus faible épaisseur des argiles à silex près de Dreux, dans la zone érodée par la transgression rupélienne, démontre la poursuite du phénomène pendant le Néogène et vraisemblablement au Pléistocène inférieur. Sur la carte Verneuil, en l'absence de données complémentaires, on peut considérer qu'un profil d'altération existait vraisemblablement avant le Rupélien et qu'il a continué à se développer au cours du Néogène. L'enfoncement des vallées au Pléistocène a favorisé le développement de karsts à travers le massif crayeux, qui ont déformé par soutirage une partie de ces altérites.

La mise en place de ces altérites s'est faite sous la double influence de la pédogenèse de surface et de la karstification de la craie en profondeur (Brajnikov, 1937; Klein, 1975). Si il est évident que les silex représentent ce qui subsiste du massif crayeux dissous, la matrice de cette formation démontre que sa genèse n'est pas uniquement due aux phénomènes d'altération : le sommet des profils est souvent pollué de silts fins qui évoquent des loëss anciens percolés, la présence de sables quartzeux indique des mélanges avec des matériaux tertiaires d'origine et d'âge mal connus, et la variabilité des éléments traces dans cette formation semble difficilement compatible avec une origine unique de l'ensemble des constituants minéralogiques. Cette formation altéritique est vraisemblablement le produit cumulé de plusieurs phé-



- 23 Épaisseur
- (d) Âge et biozone des silex creux prélevés en surface
- Paléorivage du Rupélien
- (T-C) Turonien-Coniacien
- (S-C) Santonien-Campanien

Fig. 6 - Répartition de la Formation résiduelle à silex

nomènes dont l'altération est le facteur dominant. Toutefois, les rejeux tectoniques (reprise de l'érosion de surface), la karstification (effets de soutirage et de piège), et l'installation de périodes froides du Quaternaire (cryoturbations) ont influencé plus ou moins largement l'aspect actuel de cette formation.

F. **Conglomérat à ciment ferrugineux («grison»)**. Sur tout le territoire de la carte, on trouve dans les champs ou employés comme moellons dans les constructions, des blocs de petits silex géolifracés plus ou moins enrobés de limon et agglomérés par un ciment d'oxydes de fer. Ces conglomérats sont remontés par la charrue à l'occasion des labours et se présentent alors sous forme de blocs dont les éléments périphériques se détachent aisément. Après déshydratation à l'air, le fer précipite principalement sous forme de Fe_2O_3 et consolide remarquablement ces blocs. Outre leur esthétique, la résistance mécanique de ces éléments explique leur emploi fréquent dans les constructions importantes (églises, maisons d'habitation).

L'examen en lame mince confirme l'observation macroscopique : le ciment se présente sous la forme de pellicules de précipités d'oxydes de fer qui provoquent la consolidation de la matrice limoneuse autour des fragments de silex.

Examinés *in situ* (fonds de fossés de drainage, abreuvoirs fraîchement recrusés), ces blocs de grison sont toujours à l'interface entre les formations à silex remaniées au Quaternaire et la faible pellicule de loess préservée sur les zones les plus plates et les plus mal drainées de la région. L'alternance de périodes d'enneigement (hiver) et de dessiccation (été) au contact de cette discontinuité granulométrique relativement proche de la surface (moins de 1,20 m et inférieur à 0,70 m le plus souvent) expliquerait la concentration en fer solubilisé par la pédogenèse dans cet horizon (le fer est mobilisé sous la forme Fe^{++} soluble, puis précipite lors de l'assèchement du milieu sous forme de Fe^{+++} insoluble).

Comme il semble que chaque phase climatique froide (glaciation) corresponde dans ces régions à d'importantes érosions à la surface des plateaux, on peut penser que s'il existe des grisons d'âge pléistocène, la plupart de ces concrétionnements sont plus récents (holocènes) et continuent à se former actuellement.

Dépôts de versants

SRS_[1]. **Formation à silex solifluée sur Sables du Perche (Pléistocène)** (1 à 2 m). Le long des berges du ruisseau de Belloy, près du château des Gués, et du ruisseau de Charencey, une couverture de dépôts de versants à silex, en rognons pluridécimétriques plus ou moins fracturés et enrobés dans une matrice argileuse et non carbonatée, est visible au-dessus des Sables du Perche.

Cette formation apparaît peu épaisse (1 à 2 m environ en moyenne)

et présente globalement les caractéristiques lithologiques des altérites à silex développées aux dépens des craies du Turonien. Partiellement décompactée et montrant une vague organisation des silex géolifracés disposés parallèlement à la pente, cette formation s'est mise en place sous climat périglaciaire au cours du Pléistocène par cumul des processus de versant en climat froid : fauchage, reptation, solifluxion et géolifluxion à partir des altérites à silex développées aux dépens des assises turoniennes.

C'est dans la sablière de La Ventrouze (feuille L'Aigle) déjà citée (cf. « Terrains non affleurants ») que ces formations superficielles sont les mieux visibles.

SRS[2]. Formation à silex solifluée sur craie (Pléistocène) (5 m en moyenne). Dans la vallée de l'Avre, en aval de Verneuil-sur-Avre, les quelques carrières creusées sur les versants et qui atteignent la craie (turonienne ou sénonienne) montrent une couche d'environ 5 m d'épaisseur de dépôts à silex flués et présentant les caractéristiques géométriques d'un head. Cette formation de pente présente toutes les caractéristiques chimiques et minéralogiques des altérites à silex des plateaux, mais on y perçoit parfois un pseudo-litage peu net des silex disposés parallèlement à la pente.

Sa mise en place s'est effectuée au cours du Pléistocène, lors des périodes de climat périglaciaire, par fauchage et solifluxion du résidu à silex au toit de la craie. Bien que son extension exacte soit difficile à cerner, sa représentation sur la carte a pour but d'alerter le lecteur sur l'existence de cette formation superficielle épaisse sur certains versants.

B-LPS. Limons à silex (Pléistocène) (1 m en moyenne). Cette formation recouvre presque toute la surface de la carte. Ces limons à silex géolifracés couvrent les versants à l'exception des zones très plates et des vallées. Ils sont constitués d'une matrice silto-argileuse brune (10YR à 7,5 YR code Munsell) qui enrobe des silex géolifracés provenant initialement des altérites sous-jacentes, et parfois quelques fragments de grès.

La charge en silex dépend de la proximité des altérites à silex : petits géolifracés de quelques centimètres maximum sur les glacis et gros éléments (5 à 10 cm de longueur) près des ruptures de la pente où on passe graduellement à la formation résiduelle à silex subaffleurante (RS[2]). Certains silex de cette formation présentent un émoussé qui évoque un transport fluvial peut important. Par analogie avec la coupe de La Ventrouze (feuille L'Aigle) où étaient visibles en 1993 des petits chenaux à silex roulés ravinant la Formation résiduelle à silex, on peut considérer que ces silex proviennent du démantèlement de sédiments fluviaux anciens antérieurs à l'enfoncement des vallées.

La matrice provient du mélange des altérites du substrat et de loess pléistocènes.

Ces différents matériaux ont subi la dynamique périglaciaire (transit des formations superficielles sur les versants par cryoturbations, fauchage, solifluxion, gélifluxion) lors des refroidissements climatiques du Pléistocène. Cette évolution complexe et polyphasée a peu à peu généré cette formation superficielle.

Cz. Colluvions de bas de versant (Holocène probable) (0,5 à 1 m environ). Ce sont des dépôts silto-argileux sans structures sédimentologiques nettes qui se développent au bas des versants, et mis en place par le ruissellement diffus. Leur composition granulométrique est voisine des lœss (silt); elle est enrichie en fraction argileuse quand les altérites à silex sont subaffleurantes en sommet de versant ou en sable quartzeux quand une poche de sables résiduels tertiaires existe en amont. Elles renferment généralement des petits silex gélifractés en très faible quantité.

Ce sont principalement les pieds de versants occidentaux (côtés sud-ouest, ouest, nord-ouest des talwegs) qui abritent ces dépôts. Cette répartition non aléatoire s'explique par la pente plus faible de ces versants par rapport aux autres en pente plus forte et qui n'ont pu retenir les particules en transit vers le talweg. Autour de La Ferté-Vidame, les très faibles pentes autour des drains expliquent la présence de ces colluvions. Au Sud de Saint-Maurice-lès-Charencey, c'est au pied d'un petit versant morphologique orienté E-W qu'elles s'accumulent. Dans ces deux cas, la présence sous-jacente de l'axe de Senonches n'est vraisemblablement pas étrangère à cette répartition : l'accumulation de ces colluvions signalant peut-être un rejeu néotectonique très récent (au Pléistocène supérieur ou à l'Holocène ?).

Bien que non datées précisément, la plupart de ces colluvions sont d'âge holocène. En effet, très sensibles à l'érosion, elles n'auraient pu se maintenir lors des phases climatiques froides du Pléistocène. Une fraction non négligeable de ces dépôts s'est vraisemblablement mise en place depuis l'intervention de l'homme sur le paysage (érosion des sols).

Dépôts éoliens

LPy. Lœss (Pléistocène supérieur probable) (0,5 m à 0,8 m environ). Ce sont des silts argileux bruns (10YR à 7,5YR code Munsell). D'extension réduite, les lœss cartographiés sont des placages que l'on rencontre en sommet de plateau, sur des replats (pente inférieure à 1%) ou à l'abri de petites ondulations topographiques. Leur épaisseur moyenne n'excède généralement pas 0,50 m mais augmente vers le Nord où elle atteint 0,80 m. Ces lœss ne sont pas carbonatés. Principalement constitués de silts quartzeux (Lautridou, 1985), ils sont pollués de cailloux remontés lors des labours ou, pour les lœss antérieurs au Weichsélien supérieur, par cryoturbation lors des phases froides du Pléistocène. C'est la très faible charge en gélifractés à la surface des champs par rapport au limon à silex (B-LPS) qui a déterminé les auteurs à les individualiser en tant que lœss.

Ces lœss se sont vraisemblablement déposés lors de la dernière phase froide et sèche du Weichsélien, entre 20 000 et 12 000 ans B.P. et correspondent au « lœss de couverture » (dernier lœss déposé dans la région; Lautridou, 1985). Apportés par le vent à partir de la Manche asséchée à l'époque, l'épaisseur des lœss diminue du Nord vers le Sud. La région de Verneuil se situe aux limites méridionales de cette couverture, ce qui explique sa faible extension en surface et l'épaisseur limitée.

Sous ces lœss ou sous le glacis de limons à silex, des lœss plus anciens (Pléistocène moyen) existent ponctuellement et sont parfois visibles à l'occasion de terrassements. Ils constituent alors le contenu de poches peu profondes (1 m plus souvent) et sont fortement cryoturbés. Leur teinte est généralement plus brun-rouge (7,5 YR à 5YR code Munsell) et ils sont toujours très argileux (20 à 30% < 2 µm). La mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis d'envisager leur cartographie, mais tout laisse supposer que des petites poches de ces lœss anciens parsèment l'ensemble du territoire cartographié.

Dépôts fluviaux

Fx. Alluvions grossières (Pléistocène indifférencié). Ces alluvions sont toutes constituées d'éléments pluricentimétriques de silex aux arêtes anguleuses à émoussées, souvent jointifs et inclus dans une matrice limono-argileuse pédogénisée qui représente 5 à 20 % du sédiment. Elles sont toujours siliceuses sur le périmètre de la carte et leur épaisseur semble généralement limitée (0,5 à 1,5 m environ). Les quelques coupes visibles le long de la vallée de l'Avre près de Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b) permettent d'observer une organisation sédimentaire en remplissage de chenaux à litage oblique. Aucun caractère lithologique ne permet de les différencier, leur contenu et leur état d'altération apparaissant identiques d'un niveau à l'autre.

Leur répartition est complexe et généralement étagée dans la morphologie : plusieurs niveaux d'enfoncement successifs existent et ont été soulignés sur la carte dans la mesure du possible. La nature grossière de ces alluvions et leur organisation sédimentaire implique une dynamique de dépôt de haute énergie avec une forte charge des rivières. Ces conditions ne peuvent être réunies que pendant les périodes froides du Quaternaire, au moment des dégels saisonniers. Ce contrôle par les cycles climatiques de l'évolution des rivières explique partiellement l'étagement de ces dépôts en niveaux successifs.

En complément de la carte, quelques précisions méritent d'être mentionnées dans cette notice (les altitudes relatives données correspondent à la différence entre l'altitude du sommet actuel des alluvions anciennes et le sommet du remplissage de la vallée actuelle).

• **Vallée de l'Iton.** Des alluvions anciennes forment une sorte de « cône alluvial » bien visible sur la carte Breteuil-sur-Iton (Kuntz *et al.*, 1977). Ce complexe, où s'interpénètrent certainement plusieurs

niveaux, se situe entre 5 et 10 m au-dessus de la vallée actuelle. Son âge est incertain : Pléistocène (probable) ou Pliocène. La distribution très particulière de ces alluvions a été attribuée (Dewolf et Kuntz, 1980) à un rejeu tectonique d'une fracture orientée N70 dont la partie orientale soulevée aurait fait momentanément barrage au transit des alluvions. Cette hypothèse n'a pu être confirmée, faute de données nouvelles, lors du levé de la présente carte.

En aval de Chandai, des alluvions anciennes forment un replat à 8 m au-dessus de la vallée actuelle. Ce niveau n'a pu être individualisé en aval de La Chaise-Dieu-du-Theil où il devient coalescent avec les alluvions situées à + 2-3 m.

● **Vallée de l'Avre et confluences attenantes.** Près de Saint-Victor-sur-Avre, quelques lambeaux d'alluvions anciennes subsistent. Leur sommet se situe à 10 m au-dessus de la vallée. L'érosion ultérieure ayant généré un glacis en pente douce, il n'a pas été possible de distinguer d'éventuels niveaux intermédiaires.

En amont de Verneuil-sur-Avre, deux talus morphologiques délimitent des alluvions à 8-10 m et 18 m au-dessus du cours actuel.

À Verneuil-sur-Avre, de part et d'autre de la ville sur la rive nord, on rencontre des alluvions assez largement étalées de silex émoussés (5 à 7 cm de longueur moyenne) à 15-20 m au-dessus du cours actuel. La répartition cartographique de ces alluvions ressemble, en plus petit, au «cône alluvial» de l'Iton : un épandage en éventail qui s'interrompt sur un versant NW-SE au flanc oriental relativement abrupt, situé dans la continuité d'un des linéaments reconnus sur la carte Breteuil-sur-Iton ; l'hypothèse d'un rejeu néotectonique d'une fracture pourrait alors être proposée pour expliquer la disposition particulière de ces alluvions. Il ne faut toutefois pas ignorer l'influence éventuelle de la lithologie des argiles à silex sur la morphologie : une variation de sensibilité à l'érosion de cette formation peut contribuer à expliquer cette disposition morpho-sédimentaire.

À la confluence de Rueil-la-Gadelière, au point de rencontre du ruisseau de Lamblore et du ruisseau du Buternay, la vallée s'évase brusquement et correspond à une zone d'exurgences karstiques à fort débit. Sur ce site, au moins deux niveaux d'alluvions existent, vers 8 m et vers 15 m environ au-dessus du niveau actuel de la vallée. Ils marquent l'enfoncement discontinu et méandrique de la rivière dans cette portion de son cours.

De Montigny-sur-Avre à Tillières-sur-Avre, sur la rive sud de l'Avre, trois niveaux peuvent être distingués dans la morphologie : 8-10 m, 15 m et 20 m environ au-dessus du cours actuel de la vallée. Chacun de ces niveaux se marque dans la morphologie par un replat bien individualisé qui se relie au versant par un glacis colluvial en pente douce sur la rive convexe des méandres développés par l'Avre dans cette partie de son cours.

● **Vallée de la Meuvette.** En amont de Brézolles, en rive sud, il existe un niveau d'alluvions anciennes situé vers 8-10 m au-dessus de la vallée actuelle. L'identification de ce niveau est parfois difficile quand

des blocs de conglomérats tertiaires altérés présents à la surface des champs libèrent des galets de silex comparables aux composants des alluvions anciennes.

Toutes ces alluvions anciennes sont certainement plus complexes qu'il n'apparaît : la dynamique des versants peut avoir fait disparaître des replats intermédiaires et plusieurs séquences climato-sédimentaires générées par les périodes froides du Quaternaire peuvent exister pour un même niveau. Toutefois, ces différents ensembles traduisent un enfoncement saccadé du cours de la vallée qui pourrait signaler, dans cette région hors de l'influence des variations du niveau marin (le « Knick Point » du réseau se situe près de la confluence Seine—Eure pour la région), des mouvements épirogéniques positifs saccadés dans le temps.

Dater précisément ces différents stades est actuellement impossible. Par comparaison avec la vallée de l'Eure, où le site de Saint-Prest (alluvions piégées au sommet du versant, à plus de 40 m au-dessus du cours actuel de l'Eure) a été daté du Cromérien (limite Pléistocène inférieur et moyen) et signifierait déjà l'enfoncement des vallées de la région (Dewolf, 1982), les différentes alluvions anciennes de la carte Verneuil se seraient déposées au cours du Pléistocène moyen.

Fx1. Alluvions grossières (Pléistocène moyen, Saalien ?) (< 1 m environ). Ces alluvions sont visibles le long des cours de l'Iton et de l'Avre et sont préservées localement le long de la vallée de la Meuvette et de quelques petits ruisseaux. Elles regroupent des dépôts situés vers 2-3 m au-dessus du cours actuel des rivières et qui forment parfois une terrasse morphologique le long du cours actuel. Elles se présentent sous la forme de cailloux de silex souvent jointifs et plus ou moins émoussés, dans une matrice sablo-argileuse peu importante (10 à 15 % environ) et siliceuse. Cette matrice supporte toujours une altération pédogénétique de type sol brun lessivé. La granulométrie des éléments grossiers varie de 2-3 cm à 10 cm environ.

La taille de ces matériaux indique un flux de haute énergie et une charge importante des rivières, conditions qui ont existé lors des épisodes de dégel pendant les périodes froides du Quaternaire, lorsque la région subissait des climats périglaciaires. Malgré l'absence d'éléments de datation, le faible dénivelé entre ces alluvions et les dépôts fluviaux plus récents nous incite à proposer un âge pléistocène moyen (vraisemblablement saalien) pour ces dépôts, comme dans le bassin de la Seine (Lautridou, 1985 ; Lecolle, 1987) ou celui de l'Orne (Pellerin, 1977).

FzC, CFz. Colluvions et alluvions silto-argileuses des vallées sèches (Holocène) (< 1 m). Ce sont des silts argileux qui tapissent le fond des vallées sèches ou intermittentes. D'allure comparable aux alluvions fines (Fz) des cours d'eau principaux, elles s'en distinguent par une moindre épaisseur (rarement plus de 50 cm) et la présence de cailloux directement issus des versants. Elles reposent généralement directement

sur le substrat d'altérites à silex, sans alluvions grossières intercalées. Elles sont siliceuses sur l'ensemble de la carte. Elles proviennent du ruissellement diffus qui affecte les versants et transporte les particules fines (loëss, argiles), ruissellement plus actif depuis les défrichements anthropiques et la pratique des cultures en « open-field ». Leur mise en place s'est faite sous climat tempéré au cours de l'Holocène.

La différenciation entre FzC (alluvions dominantes) et CFz (colluvions dominantes) est difficile à délimiter, un continuum existant depuis les colluvions en pied de versant jusqu'aux alluvions fines de fond de vallée. Un choix a été fait de consacrer l'appellation FzC au remplissage des talwegs à écoulement intermittent et l'appellation CFz aux talwegs secs. Cette subdivision peut apparaître théorique. Elle traduit néanmoins la nuance qui peut exister entre des matériaux assez régulièrement remobilisés par l'écoulement de l'eau et des matériaux simplement remobilisés par le ruissellement lors de fortes pluies sporadiques.

Fz/Fy; Fz. **Alluvions silto-argileuses holocènes sur alluvions grossières weichséliennes** (0,5 à 3-4 m en moy.); **dépôts fluvio-palustres holocènes des étangs** (0,5 m à 1 m env.). Ce sont des sédiments fins, généralement silto-argileux (Fz) qui tapissent le fond des vallées drainées en permanence. Leur existence se traduit dans la morphologie par des vallées à fond plat. Elles recouvrent des alluvions plus grossières (Fy) mises en place lors de la dernière glaciation (Weichsélien).

• Les **alluvions fines** de surface (Fz) sont souvent grises, plus ou moins gleyifiées et peuvent localement être enrichies en matière organique (matériaux à tendance tourbeuse). Elles sont siliceuses, sauf peut-être en quelques points en aval de la vallée de l'Avre, près de Tillières où la proximité de la craie peut fournir quelques particules carbonatées en très faible proportion. L'épaisseur de ces alluvions fines est généralement de l'ordre de 50 cm mais elles peuvent dépasser 1 m dans le fond des vallées de l'Avre ou de l'Iton quand elles comblent un ancien chenal.

Leur mise en place s'est faite au cours de l'Holocène (climat tempéré) et peut-être plus particulièrement depuis les interventions de l'homme sur le paysage (défrichements, pratiques agricoles).

• Les **alluvions grossières** (Fy) ne sont visibles que dans le lit vif des rivières ou dans les quelques gravières ouvertes sur la région, dans le cours de l'Avre (Tillières, Montigny, Verneuil et Saint-Christophe). Ces alluvions sont constituées presque exclusivement de silex dont la taille varie de quelques millimètres (sables d'éclats de silex) à 20 cm de longueur, avec une taille moyenne autour de 5-7 cm. Si certains silex peuvent être émoussés et présenter l'aspect des galets d'origine fluviale que l'on rencontre dans les grandes vallées comme celle de l'Eure, ils sont la plupart du temps assez anguleux, leur transport étant trop court dans ces petites rivières pour que ces cailloux s'émoussent (les rivières de la carte sont courtes et situées très en amont

du bassin-versant de l'Eure). L'épaisseur de ces alluvions est variable : de 10 cm dans les petites vallées, elles peuvent dépasser 3 m dans la vallée de l'Avre (le sondage 3-26 donne 9,50 m d'alluvions à Verneuil-sur-Avre, épaisseur qui semble exceptionnelle). Elles reposent sur un bedrock d'argiles à silex sauf dans la vallée de l'Avre, en aval d'Armentières, où le substratum est crayeux.

Leur mise en place s'est faite pendant la dernière glaciation, au Weichsélien, sous climat périglaciaire. Elles traduisent le régime contrasté des rivières lors de cette période : fort débit et forte charge lors du dégel, avec d'importants apports latéraux des versants et fonctionnement d'un réseau en tresse avec système de barres graveleuses.

Dépôts anthropiques

X. Remblais. Les remblais rencontrés sur cette carte peuvent être regroupés en trois catégories. La première en volume correspond à l'assise des anciennes voies ferrées et aux levées de terre barrant les étangs. Ils sont constitués de résidus à silex issus de sites d'extraction généralement proches des ouvrages.

La seconde marque les puits d'accès à l'aqueduc de l'Avre qui s'échelonne régulièrement sur les plateaux. Ces puits sont entourés de remblais de craie extraite lors du creusement de l'aqueduc.

Enfin, la troisième correspond à des sites ponctuels de dépôts de gravats mélangés de déchets (ferrailles et ordures ménagères) qui comblent quelques anciennes carrières et dépressions sur les plateaux ou au flanc de versants. Leur cartographie n'est pas exhaustive (c'est un « état des lieux » 1992-93).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les connaissances sur la géologie du substrat antérieur au Crétacé moyen proviennent pour l'essentiel des données des sondages pétroliers et des forages A.E.P. effectués dans la région, et de deux ouvrages de synthèse sur la géologie du bassin de Paris (Mégny et Mégny, 1980 ; Cavelier et Lorenz, 1987).

Sur un bâti hercynien plissé et pénéplané au Permo-Trias, la transgression jurassique envahit la région et la recouvre entièrement dès le Pliensbachien. Le Jurassique est marqué par la présence de la mer dans la région et représente entre 700 et 800 m de dépôts sédimentaires marins (calcaires ou marnes).

Cette série jurassique s'organise en deux grands cycles « transgression-régression ». Le premier débute par des dépôts de marnes et de calcaires argileux qui traduisent l'approfondissement de la plate-forme. Au Jurassique moyen s'amorce une tendance régressive qui se traduit par une sédimentation de plate-forme carbonatée : calcaires à oolites

et calcaires bioclastiques. Le deuxième cycle s'amorce au début du Jurassique (Callovien), connaît son maximum de transgression au cours de l'Oxfordien (plate-forme carbonatée de l'Oxfordien moyen) et se poursuit au moins jusqu'au Kimméridgien. La région connaît alors une sédimentation de mer ouverte peu profonde qui provoque le dépôt de marnes ou de calcaires argileux.

Une lacune importante caractérise la période entre le Jurassique supérieur (Kimméridgien) de la fin du Crétacé inférieur. Cette lacune correspond à l'émersion de la région à la fin du Jurassique, mais l'âge exact et la nature des derniers dépôts marins jurassiques restent inconnus, l'érosion continentale au Crétacé inférieur les ayant détruits. À la fin du Crétacé inférieur, la grande transgression néocrétacée atteint la région étudiée.

L'essentiel de nos connaissances sur la transgression albo-cénomannienne et la paléogéographie de cette période provient des travaux de P. Juignet (1974, 1980). La reconstitution paléoécologique des environnements marins au Turonien, fondée sur l'analyse des lithophases et biophases, est issue des travaux de C. Monciardini et G. Alcaydé, (1982).

Cette transgression débute au cours de l'Albien et se traduit par le dépôt de sables verts (glaucוניeux) qui reposent directement en discordance sur le Kimméridgien marin. Ce « niveau de condensation correspond à une sédimentation très lente sur une plate-forme littorale peu profonde » (Juignet, 1974). Des sables ou des marnes et craies glaucוניeuses encore riches en éléments détritiques (silts micacés) se déposent ensuite au Cénomannien inférieur et moyen, dans un environnement marin légèrement plus profond. Au Nord de l'axe de Senonches (Onfray, 1938), la sédimentation crayeuse se poursuit au Cénomannien supérieur dans un environnement plus calme et relativement plus profond, circalittoral.

Au Sud de cet axe, la sédimentation marneuse est interrompue, au Cénomannien moyen-supérieur, par le dépôt des Sables du Perche qui forment un cône détritique alimenté par l'érosion des marges armoricaines vraisemblablement émergées au cours du Cénomannien. Ils se sont déposés dans un environnement marin infralittoral dominé par des courants de marée subméridiens.

Après une petite lacune de sédimentation (condensation ?) à la limite Cénomannien/Turonien, la sédimentation crayeuse s'étend et recouvre ces épandages détritiques au Sud de l'axe de Senonches, tandis qu'elle se poursuit au Nord. Les craies sont d'abord marneuses au Turonien inférieur (faciès les plus profonds de la craie, en relation avec le maximum d'inondation de valeur globale du Crétacé), puis évoluent vers les faciès de craie à bryozoaires qui caractérisent le Sénonien de cette partie du bassin. Les éléments diagnostiques des paléoenvironnements qui caractérisent ces craies sont principalement la périodicité des bancs de silex (généralement inframétriques) qui limitent des couches de craie homogène, sans figures sédimentaires visibles sauf quelques petites discontinuités (hardgrounds d'extension limitée). D'après les études de synthèse effectuées par les pétroliers

(Elf-Aquitaine, 1975, 1977) et les quelques travaux faits dans cet esprit sur la craie (Monciardini et Alcaydé, 1982), le milieu de dépôt serait circalittoral, la boue carbonatée se déposant sous une tranche d'eau supérieure à 100 m (Bignot, 1987). La présence des silex, leur rythmicité qui traduit vraisemblablement des discontinuités sédimentaires préalables à leur diagenèse, et les accumulations bioclastiques (bryozoaires), indiquent une énergie assez élevée compatible avec l'étage circalittoral proximal. Le maintien de ces caractéristiques laisse supposer une relative constance de cet environnement marin au cours du Coniacien supérieur et du Santonien dans cette région, sans exclusion des périodes particulières de non-dépôt matérialisées par des surfaces durcies (hardgrounds).

La régression fini-crétacée entraîne une émergence de la région comme de la plus grande partie du bassin de Paris. Le peu de dépôts tertiaires préservés ne permet qu'une vague esquisse de l'évolution de cette zone depuis l'émergence fini-crétacée.

Il est possible qu'au cours de l'Éocène, la région ait été localement recouverte d'une tranche d'eau (lacs ? systèmes fluviaux ? lagunes ? ou mer confinée ?). Si cette hypothèse se vérifiait, le territoire cartographié pourrait avoir été alors occupé par un réseau de rivières ou des dépressions laguno-lacustres éventuellement en relation avec la zone de sédimentation des Sables du Thymerais située en dehors de la carte, plus au Sud-Est (proximité de Senonches). La fin de l'Éocène pourrait s'être traduite par une période de mobilisation de la silice générant indurations et silcrètes (conglomérats à silex) (Thiry *et al.*, 1988).

La présence de sables à faciès « Sables de Fontainebleau » peut correspondre à la transgression rupélienne (Oligocène) qui aurait recouvert la région (Kuntz *et al.*, 1977). Les sables marins qui se déposent alors peuvent provenir du remaniement des sables cénomaniens de la région du Mans, des roches du substrat paléozoïque (Fleury *et al.*, 1982) ou de la reprise de sables tertiaires (éocènes par exemple) déposés dans le bassin de Paris.

Il est aussi possible que tout ou partie des sables de la carte Verneuil soit d'origine fluviale ou fluvio-deltaïque. La répartition des lambeaux les plus importants n'est pas aléatoire sur la carte mais limitée à quelques zones le long des vallées principales actuelles. On peut évoquer l'érosion pour expliquer la répartition des affleurements sur les versants. Mais il est aussi envisageable d'y voir l'existence de drains anciens dont une partie du cours aurait été réexploitée par les rivières au Quaternaire : la répartition de ces dépôts tertiaires ne serait alors pas uniquement le reflet de l'érosion des versants. Suivant cette hypothèse, la paléogéographie de l'époque pourrait être un paysage de basses terres parcourues de rivières comparables aux oueds d'Afrique du Nord, transportant les sables de la bordure occidentale du bassin de Paris vers le centre de la cuvette. La (ou les) ligne(s) de rivage se situait alors plus à l'Est (Ménillet *et al.*, 1994b) ou au Nord (Kuntz *et al.*, 1977, 1981, 1982 ; Dewolf *et al.*, 1977) où des alignements de blocs de conglomérats datés du Rupélien supérieur (Cavelier et Dewolf, 1967) correspondaient aux restes d'un cordon littoral.

La région est ensuite émergée jusqu'à nos jours. Son évolution relève alors de la géodynamique de surface (cf. « Géodynamique récente »).

ÉVOLUTION TECTONIQUE

À l'échelle de la carte, l'organisation structurale d'ensemble est un monoclinale à faible pendage orienté vers le Nord-Est et traversé d'une faille ou d'un anticlinal faillé WNW-ESE : l'axe de Senonches. Cet axe appartient au système de failles de l'axe du Merlerault (N110-115) qui, conjugué aux accidents orientés N40 comme le faisceau de l'Huisne, déterminent l'organisation de la structure régionale.

Comme tous ces accidents importants, l'axe de Senonches, parallèle à la « faille de l'Eure » (Bigot *et al.* 1938 ; Mégnien et Mégnien, 1980), correspond à un accident structural profond qui a joué à diverses reprises (au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque). Il est interprété comme une faille verticale mettant en contact anormal les sables cénomaniens et la craie turonienne (Onfray, 1939). L'examen des différents sondages situés à proximité confirme l'existence d'une fracture en certains points de cet axe dont la nature reste mal connue : faille, anticlinal faillé ou failles et flexures en relais ?

L'analyse morphologique de cette zone apporte des éléments complémentaires. L'examen des replats (Musset, 1920 ; Briquet, 1939), montre que le plateau à proximité de l'axe de Senonches est surélevé et domine de plus de dix mètres les plateaux au Nord de cet axe. D'autre part, les interfluves forment des compartiments morphologiques (replats à la même altitude) qui semblent décalés les uns par rapport aux autres. À titre d'hypothèse et par analogie avec la faille de Moulins-la-Marche située plus à l'Ouest (communication F. Ménillet et A. Cauvin), on peut supposer que le substrat crayeux est affecté de structures (failles ou flexures) en chevrons, qui génèrent des petits ensembles légèrement décalés entre eux (fig. 7). De plus, à proximité de l'axe de Senonches, on constate que l'amont de plusieurs talwegs orientés N30-40 sur leur cours principal présentent des tracés en baïonnette avec des orientations proches de N110 subparallèles à l'accident principal. Tous ces éléments semblent confirmer l'existence d'une faille, mais celle d'une simple flexure dans la craie ne peut être totalement exclue.

Hormis cet axe important, d'autres linéaments apparaissent dans l'organisation du réseau hydrographique ou dans la morphologie. À l'Est de Verneuil et à Tillières-sur-Avre, au moins deux linéaments géomorphologiques orientés N70 correspondent dans la topographie à des vallons au tracé rectiligne, situés dans le prolongement de deux coudes importants de l'Avre. C'est à l'intersection de ces linéaments et de la vallée que se distribuent des résurgences importantes. Ces

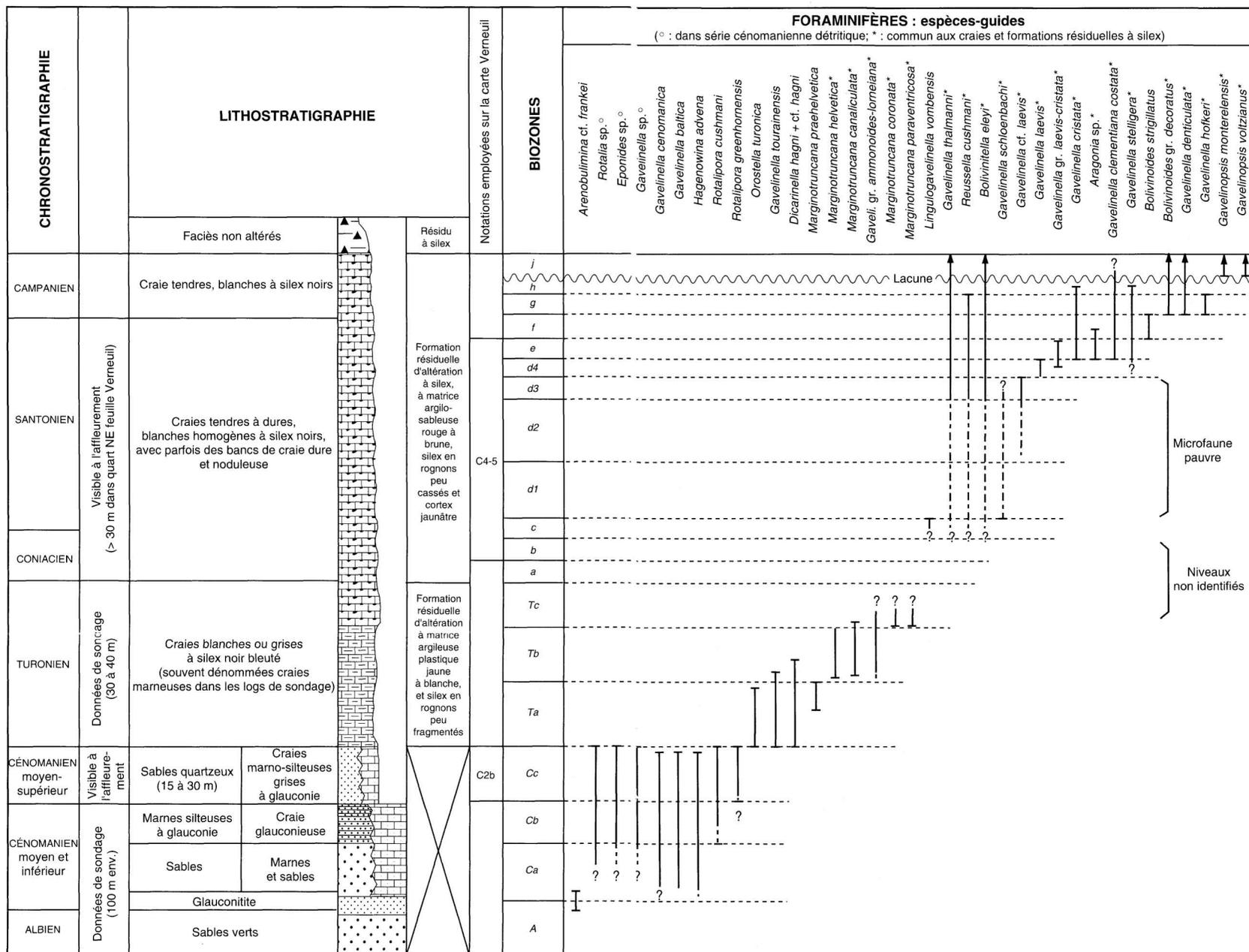


Tableau 3 - Synthèse stratigraphique du Crétacé supérieur régional (feuilles Dreux et Verneuil)
Biozonation par les foran infères (C. Monciardini)

linéaments peuvent être d'origine structurale (failles, flexures ou champ de diaclases ?) ou signaler des variations lithologiques de la craie (limite Turonien/Sénonien, surfaces durcies). Enfin, les divers traçages démontrent l'indépendance relative des écoulements souterrains par rapport aux drains de surface. Les liaisons mises en évidence démontrent qu'en amont de Verneuil-sur-Avre, les craies sont fortement fissurées et la concentration en quelques points des résurgences suggère que des failles affectent le substrat et limitent les trajets karstiques.

Enfin, l'examen du schéma structural détaillé (fig. 7) montre qu'au Nord, les linéaments sont plutôt orientés NW-SE et, au Sud, NE-SW, ces deux domaines étant séparés par une zone sans trait morphologique ou structural exprimé. Cette partition en trois domaines peut être le résultat dans le paysage (morphologie) de la conjonction entre le rejeu de différentes familles de fractures du bâti déjà structuré (N40, N110, N140), de l'influence du pendage monoclinale des craies qui s'exprime dans la répartition des altitudes sur la carte, et de l'érosion différentielle du substrat en fonction de sa nature lithologique (altérites différentes en fonction des craies dont elles dérivent).

Associé à cette analyse morphologique, l'examen de la géométrie des formations permet de compléter l'évolution tectonique de cette zone. Ainsi, l'axe de Senonches semble influencer la paléogéographie du bassin dès le Toarcien où sont enregistrées des variations d'épaisseur des couches de part et d'autre de cet axe (Mégnyen et Mégnyen, 1980). Au Jurassique moyen, il joue en faille verticale et décale les calcaires bathoniens mais n'apparaît pas influencer sur la répartition des dépôts du Jurassique supérieur.

Au Cénomaniens, le rejeu de cette faille semble influencer la répartition des faciès sableux au Sud («Sables du Perche») et faciès carbonatés au Nord (Onfray, 1938 ; Juignet, 1974).

Enfin, au Tertiaire, il est vraisemblable que cette structure ait connu plusieurs rejeux mais les dépôts tertiaires résiduels ne permettent pas d'en reconstituer les différentes phases. Toutefois, l'existence du fossé éocène de l'Huisne (Isambert et Coutelle, 1989) au Sud-Ouest, les analyses effectuées au Sud du Perche (Suzzoni, 1988) ou près de Rouen (Wazi, 1988), démontrent des mouvements tectoniques à différentes périodes du Tertiaire, notamment aux alentours de la limite Éocène/Oligocène. De plus, la différence d'épaisseur d'altérites à silex que l'on observe en comparant les sondages de part et d'autre de l'axe de Senonches, à La Ferté-Vidame (253-3-2001 et 215-7-02), démontre sans équivoque que cet axe correspond sur ce tronçon à une faille (cf. coupe géologique en marge de la carte). Un décalage vertical originel des craies de part et d'autre de la fracture, une plus grande épaisseur de craie associée à des nuances lithologiques, peuvent expliquer le développement différent des altérites de part et d'autre de la fracture. Mais cette faille peut aussi affecter les altérites, ce qui traduirait alors un rejeu néotectonique de l'accident au Néogène ou plutôt au Quaternaire.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

À la fin du Protérozoïque, cette région qui appartient au domaine « mancellien », est constituée de terrains sédimentaires marins briovériens. L'ensemble est déformé et intrudé de granodiorites lors de l'orogénèse cadomienne (phase de tectonogenèse la plus ancienne connue de la région). Au Cambrien, la région est émergée et soumise à l'érosion continentale. À partir de l'Ordovicien, la région est à nouveau subsidente et soumise à une transgression marine qui perdure jusqu'au Dévonien. À la fin du Paléozoïque, l'orogène varisque (ou chaîne hercynienne) déforme l'ensemble de ces formations, dans la continuité du Massif armoricain (Bignot, 1987 ; Doré, 1972).

Au Permo-Trias, comme le suggère la région de Grandcamp—Baleroy dans le Calvados, la chaîne hercynienne est presque totalement pénéplanée. Elle est parcourue par un réseau fluvial qui transporte les matériaux issus du démantèlement des reliefs cadomo-hercyniens plus en amont. Il existe alors un paysage de type appalachien généré par les couches de grès et de schistes en position synclinale.

L'ensemble du Jurassique de la bordure armoricaine permet d'individualiser 18 séquences regroupées en quatre unités lithostratigraphiques majeures (Aalénien—Bajocien, Bathonien, Bathonien terminal—Oxfordien inférieur et Oxfordien supérieur ; Rioult *et al.*, 1991). Au début du Jurassique (Pliensbachien, peut-être dès l'Hettangien ; Rioult *et al.*, 1991), une transgression marine provoquée par la subsidence du bassin de Paris envahit la région. Le Lias s'y caractérise par une sédimentation de mer ouverte (Robin *et al.*, 1991). La limite Lias/Dogger est une période d'instabilité tectonique. Le Dogger est caractérisé par l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde soulignée en particulier par des calcaires oolitiques. Au Malm, deuxième épisode jurassique de subsidence maximale du bassin (Guillocheau, 1991), l'étalement maximum se situe au cours du Callovien et de l'Oxfordien, associé à une sédimentation principalement marneuse ou marno-calcaire. La subsidence régionale permet l'accumulation de 650 m de dépôts marins jurassiques près de Prey (forage pétrolier Prey 1, feuille Saint-André-de-l'Èure). On peut y dissocier trois cycles transgression-régression mineurs (Barbier *et al.*, 1991) : le cycle Callovien inférieur-moyen est surtout représenté par des marnes, le cycle Callovien moyen-Oxfordien moyen présente en son sommet des faciès oolitiques et récifaux, le cycle Oxfordien supérieur—Portlandien est tronqué et se caractérise par des calcaires argileux.

Au cours du Crétacé inférieur, la région est émergée et soumise à l'érosion continentale. Cette émergence fait suite à une remontée épirogénique générale du bâti qui s'accompagne, dès l'Oxfordien, de voissures dont l'organisation prédétermine les grandes structures du Crétacé.

La fin du Crétacé inférieur correspond à une nouvelle phase de subsidence générale. En discordance sur les assises jurassiques, les

dépôts transgressifs albiens débutent par des sédiments détritiques et glauconieux qui évoluent verticalement peu à peu vers des faciès fins (marnes silteuses ou crayeuses) au fur et à mesure que la profondeur du bassin augmente. Au Cénomaniens moyen-supérieur, un épisode détritique, les Sables du Perche, se traduit par l'édification d'un prisme sédimentaire depuis la région du Mans proche de la zone armoricaine continentale jusqu'à l'axe de Senonches (fig. 8). Au Nord de cet axe, les dépôts silicoclastiques passent latéralement à des craies glauconieuses. Pendant le Turonien et le Sénonien, périodes de subsidence maximale, une sédimentation de plate-forme carbonatée favorise l'accumulation de craies à « bancs » de silex. Il est admis que la mer de la Craie est profonde de 100 à 150 m et ouverte sur l'océan Atlantique et sur la Téthys (Bignot, 1987). Le cycle sédimentaire se termine à la fin du Crétacé par l'émergence de la région.

Au Cénozoïque, pendant que le centre du bassin de Paris connaît une évolution complexe où se succèdent plusieurs cycles transgression-régression en domaine épicontinental, la bordure occidentale du bassin apparaît le plus souvent émergée et ne connaît qu'une ou deux (à l'Oligocène et peut-être à l'Éocène) incursions marines marginales. À cette même période, le Massif armoricain et la frange occidentale du bassin de Paris (auréoles jurassiques et bordure crétacée) sont émergés. Les produits de l'érosion de cette zone continentale soumise à l'altération (bordure armoricaine) viennent alimenter en éléments détritiques le centre du bassin situé alors au niveau de l'Île-de-France.

L'évolution régionale est principalement caractérisée par l'intensité de l'altération météorique du massif crayeux (karst à pinacles ?) dont le résidu insoluble, principalement composé de silex, constitue un important manteau d'altérite souvent appelé « Argile à silex ». Comme le prouve la présence de quelques galets formés aux dépens de silex de l'altérite au sein du cordon littoral rupélien découvert sur la feuille Dreux (Ménillet *et al.*, 1994b), des argiles à silex se sont formées avant l'Oligocène. La genèse de ces altérites s'est poursuivie au cours du Néogène et vraisemblablement au début du Quaternaire et a constitué un manteau de 20 à 30 m d'épaisseur au-dessus de la craie. Si les silex proviennent indiscutablement de la dissolution de la craie, la matrice silto-argileuse a une origine plus complexe car la simple dissolution de la craie n'apparaît pas toujours suffisante pour fournir une telle quantité de matrice. L'apport de dépôts tertiaires aujourd'hui disparus (sables et argiles) et la pollution par des loess anciens altérés (phénomène confirmé pour les horizons superficiels de cette formation) sont des explications possibles au volume de matrice fine que renferme cette formation.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

C'est vraisemblablement au début du Quaternaire, en réponse à un changement dans le régime des contraintes régionales (Pareyn, 1987), que la région se soulève (épirogénie). La disposition des poches de

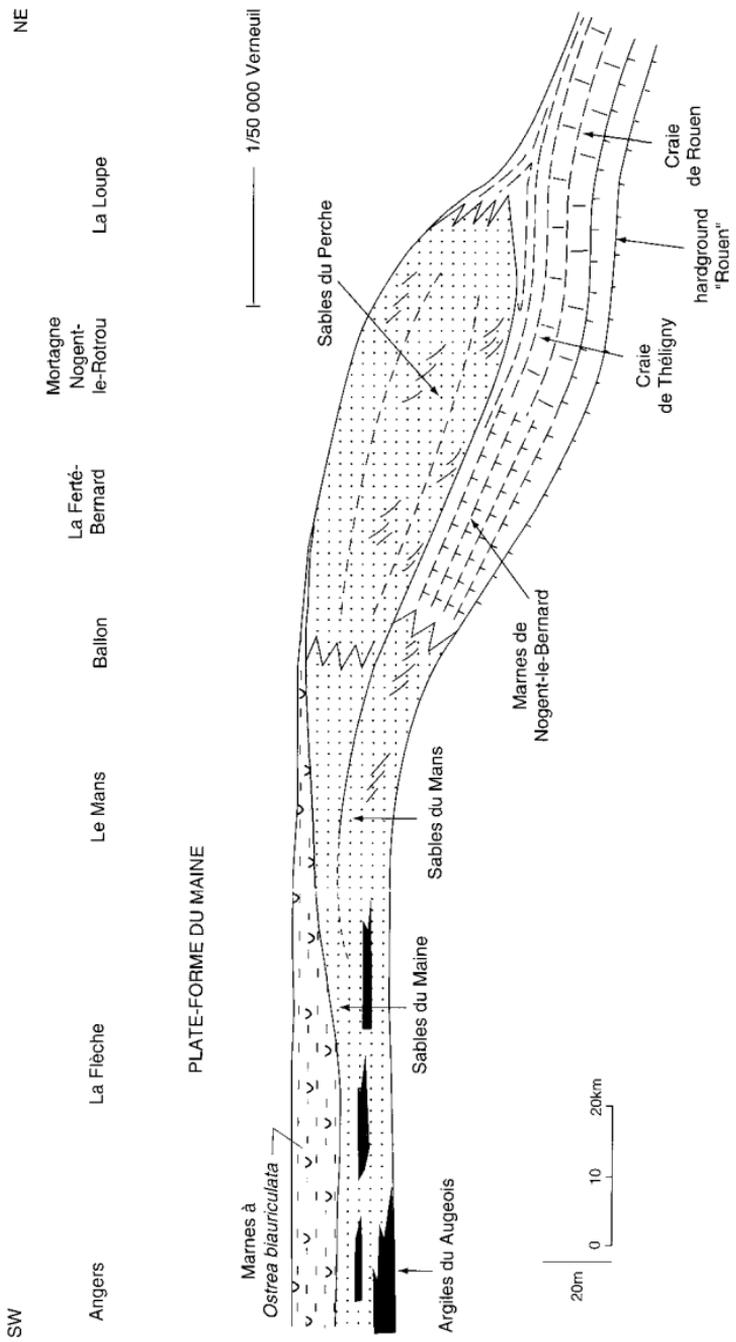


Fig. 8 - Organisation schématique des systèmes sédimentaires en Normandie orientale, Maine et Anjou au Cénozoïque moyen et supérieur (Juignet et Louail, 1986)

sables rupéliens piégés à proximité de failles (Kuntz *et al.*, 1977) ou la disposition particulière (cônes alluviaux) des alluvions les plus anciennes de l'Iton et de l'Avre (Dewolf et Kuntz, 1980), constituent un faisceau d'indices en faveur de rejeux néotectoniques, au Pléistocène inférieur, des structures régionales. L'examen des dépôts plio-quaternaires du Bec-de-Caux (« Redonien » de Valmont et Fécamp : Bassompierre *et al.*, 1972 ; Cavelier et Kuntz, 1974 ; Reuvérien de la Londe : Tourenq *et al.*, 1991) démontre un soulèvement d'une amplitude d'environ 100 m de la région. Dans ce contexte général, le début de l'incision des vallées à travers la surface acquise à la fin du Tertiaire se situerait juste avant ou pendant le Cromérien (Dewolf, 1982).

Cette évolution a pour conséquence l'abaissement du niveau de base de la nappe phréatique, ce qui permet le développement de conduits karstiques dans la craie. Ces mouvements épigénétiques positifs sont à l'origine de la disposition étagée des alluvions (les plus anciennes sont aux altitudes relatives les plus élevées), l'organisation des talwegs et la répartition des replats signalant vraisemblablement le rejeu en « touches de piano » de différents blocs du substrat crayeux. Enfin, l'organisation du réseau hydrographique actuel, avec ses nombreux talwegs secs et ses circulations karstiques complexes, incite les hydrogéologues à expliquer l'enfoncement de la nappe phréatique par un mouvement récent, au Pléistocène supérieur ou à l'Holocène (Chemin et Hole, 1980).

De plus, les deux derniers millions d'années (la discontinuité climatique majeure se situe vers 2,4 Ma, à la limite Reuvérien/Prétiglien, tandis que la limite Tertiaire/Quaternaire est actuellement fixée à 1,6 Ma) sont caractérisés par d'importantes variations climatiques (phases « glaciaires » et « interglaciaires »). Elles correspondent dans la région à une succession de climats périglaciaires (froids) et de climats tempérés (comparables au climat actuel ou légèrement plus chauds). Lors des périodes froides, ce sont les processus d'érosion physique qui dominent : les alternances de gel et de dégel provoquent, par cryoptation, fauchage et gélifluxion, la migration progressive en masse de formations superficielles sur les versants. Sur les plateaux où les pentes sont plus faibles, c'est la cryoturbation qui est le phénomène dominant et provoque le mélange des différentes formations qui affleurent. Au maximum de froid (pléniglaciaire) de ces périodes, la sécheresse du climat permet le dépôt de loess : ce sont des poussières transportées par des vents soufflant du NNW qui ont été piégées par la steppe herbeuse qui couvre alors la région. Du fait de leur faible épaisseur, ces loess n'ont subsisté que sur les zones les plus plates de la région. À chaque période interglaciaire, la végétation change, devient surtout arbustive (développement de forêts), et fixe pour un temps le paysage. Lors de ces interglaciaires, c'est surtout l'altération chimique des matériaux affleurants qui domine sous l'effet de la pédogenèse.

À l'Holocène, interglaciaire actuel, le climat tempéré influe peu sur la répartition des formations superficielles acquise à la fin de la dernière période froide (Weichsélien). C'est la pédogenèse qui altère

lentement le substrat. Mais outre l'influence du climat, l'homme devient un élément d'influence sur le paysage : les déboisements et défrichages puis les mises en culture provoquent ou accélèrent l'érosion des sols depuis le Néolithique. Une pellicule de colluvions se développe et s'accumule peu à peu dans les points bas et les talwegs.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols

Il existe peu d'études pédologiques sur la région. La partie sud-est de la feuille (département de l'Eure-et-Loir) est couverte par le catalogue des types de station forestière du Perche de la région Centre (Charnet, 1988). Au Nord-Ouest, en direction du pays d'Ouche, le secteur de référence préliminaire au drainage, cartographié par J. Favrot et F. Bouzigues en 1975, apporte des renseignements sur les sols agricoles, mais les cartes à 1/10 000 concernées (au Nord des Barils et à l'Ouest de Verneuil-sur-Avre) n'ont pas été publiées. Pour une connaissance générale des sols sur formations à silex et lœss (ou matériaux dérivés) dans l'Ouest du bassin de Paris, la notice de la Carte des sols à 1/100 000, feuille Châteaudun (Isambert, 1984), est le travail de référence.

Le périmètre de la feuille se partage en deux grands domaines pédologiques d'importance inégale. Près du bord inférieur, au Sud d'une ligne transversale passant à peu près par Saint-Maurice-lès-Charencey et La Ferté-Vidame, c'est un plateau forestier à dominance de sols hydromorphes et très dégradés. Au-delà de cette ligne, une surface inclinée vers le Nord-Est, drainée et modelée par un réseau hydrographique de même direction, offre un paysage plus varié où des sols de culture plus sains alternent avec des bois circonscrit — à quelques exceptions près relevant d'explications historiques — aux sols les plus pentus ou les plus caillouteux.

Secteur sud

Hormis quelques lentilles sommitales de lœss qui supportent des sols lessivés acides, le relief subconcave du secteur sud, avec ses pentes faibles et ses écoulements lents, se démarque nettement par le caractère accusé de ses sols planosoliques développés indifféremment dans les formations à silex subaffleurantes ou dans les limons à silex.

Les traits morphologiques communs à ces sols sont une texture limoneuse en surface, un horizon de diagnostic albique, blanchâtre, mal structuré et à rares taches d'oxydation, reposant sur une argile plastique de couleur vive, ocre-rouge ou rouille. Sous un humus de type moder ou dysmoder, la micropodzolisation est quasi constante.

La variante sur formations à silex occupe surtout les bords de dépressions collectrices (zones d'érosion) : l'horizon Eg y est très caillouteux et le plancher argileux apparaît entre 25 et 45 cm. Celle sur limons à silex se distingue par une faible charge en silex brisés dans la couche limoneuse, excédant rarement 10 %, et par un plancher argileux plus profond (entre 50 et 70 cm). D'un point de vue morphogénétique, la première variante caractérise un **planosol** lithomorphe et micropodzolique, de développement A/(E)/Bsh/E'g/IIBCg/IIIC ; la seconde un sol lessivé dégradé planosolique avec une série d'horizons du type A/(E)/Bsh/E'g/(II)Btdg/IIICg. Dans ce dernier cas, un lessivage n'est pas à exclure mais la différenciation texturale est surtout d'origine lithologique ; aussi est-ce par analogie de la forme et du fonctionnement, plus que de la genèse, que ces sols complexes ont été rattachés aux sols lessivés. Ces deux types de plansols, très acides et désaturés (pH 4, CEC < 15 meq pour 100 g, S/T < 20 %), recouvrent d'importantes surfaces en forêt de La Ferté-Vidame.

Les dépressions collectrices qui drainent les eaux des plateaux sont tapissées par des colluvions (CFz) de texture limoneuse ou limono-argileuse à charge grossière variable. Les sols y sont peu évolués, du type **pseudogley acide**, puis mésotrophe en aval. Aux abords des massifs, ils s'encaissent quelque peu : des petits vallons (FzC) à régime intermittent font apparaître sur leurs versants des sols mieux drainés que les plansols de plateau, et dont la répartition est commandée par une dissymétrie d'origine climatique. Sur les versants exposés au Sud ou à l'Ouest, l'érosion a fait affleurer le résidu à silex (RS), qui supporte un **sol micropodzolique** le plus souvent : A/(E)/Bsh/E'(g)/IIBCg/IIC. Sur les versants exposés au Nord ou à l'Est, un limon de solifluxion peu caillouteux (se rattachant à B-LPS) donne naissance à un **sol brun acide** ou un **sol brun lessivé** de couleur brun-jaune ou jaune en surface : A/E/(Bt)/IIBCg/IIC.

Les vallées à fond plat qui collectent les eaux de ces vallons affluents et les évacuent vers le Nord-Est se distinguent de ceux-ci, outre la morphologie, par des matériaux plus fins, du moins en surface. Les sols peu évolués de ces alluvions (Fz), de texture limono-argileuse (parfois un peu sableuse), sont des **semi-gleys** ou des **gleys**, eutrophes ou mésotrophes (A/Go/Gr/(II)C).

Secteur nord

Dans la plus grande partie de la feuille, située au Nord-Est du faisceau d'accidents WNW-ESE, les sols sur formations équivalentes sont moins évolués dans l'ensemble et mieux drainés.

Les épandages sommitaux de loess (LPy) sont assez épais pour être le siège d'un lessivage net, créant des **sols lessivés dégradés à pseudogley** (A/E/Btdg/IIBCg/IIIC). Les profils plus courts, surtout au Sud, caractérisent des sols complexes, où l'horizon illuvial Bt et le substrat sont moins bien séparés.

Sur les limons à silex (B-LPS), qui couvrent les plus grandes surfaces, on observe un ensemble de sols rattachés aux sols lessivés dégradés, qui présentent dans le détail un certain nombre de types morphogénétiques selon la situation topographique. Les plus épais se rapprochent des sols sur loëss, d'autres, surtout en pente ou en rebord de plateau, s'apparentent aux **planosols lithomorphes**. Le fer et le manganèse qui circulent en solution dans les écoulements hypodermiques (à la limite E/II/BCg) peuvent reprécipiter et cimenter le cailloutis à silex en grison. Les profils sont du type A/Eg/(II)Bg/IIBCg/IIICg. Une variante épaisse et peu caillouteuse, formée par solifluxion sur les versants exposés au Nord ou à l'Est, supporte des sols peu évolués (**sols bruns** ou **sols bruns lessivés**) et moins hydromorphes; les surfaces concernées sont faibles.

L'affleurement de la Formation résiduelle à silex (RS) est associé à l'érosion, principalement sur les rebords de plateau qui dominent les grandes vallées alluviales, accessoirement les versants des petits vallons ou les marges, surtout orientales, des dépressions sur plateau. La pédogenèse et le drainage sont liés à la situation topographique. Les caractères planosoliques sont fréquents dans ces sols à forte discontinuité texturale, quoique moins accusés que dans leurs équivalents du massif de La Ferté-Vidame. L'évolution de surface varie du **sol lessivé à pseudogley** (ou du sol brun acide) au **sol brun** mésotrophe (sur versants courts des dépressions collectrices).

Voisines des argiles à silex par la morphologie, les colluvions de pente forte (plus de 15 %) donnent des **sols bruns acides** ou des **sols ocre podzoliques**, bien drainés, avec d'assez fortes variations latérales des caractères physiques hérités du matériau, comme la texture ou la pierrosité.

Les sols colluviaux des dépressions collectrices (CFz, FzC) sont en général plus riches que les sols colluviaux de la frange méridionale de la carte, car alimentés par un matériel fin moins appauvri. De fait, il n'est pas rare de voir des sols mésotrophes ou eutrophes. Quant aux sols des grandes vallées (Fz), de texture limono-argileuse, ce sont des **pseudogleys** ou des **semi-gleys** à hydromor, souvent inondables.

Les autres roches n'affleurent que sporadiquement, en conditions artificielles (craie des carrières de la vallée de l'Avre) ou peu nettes (sables tertiaires, souvent masqués par des colluvions). Si les sables présumés rupéliens ne donnent pas naissance à des sols distincts, ce stock granulométrique se mêle à celui des autres matériaux, faisant osciller la texture de surface des sols développés dans les limons à silex (B-LPS) ou la Formation résiduelle à silex (RS) entre un pôle limoneux et un pôle limono-sableux.

Quelques traits génétiques, bien visibles dans les sols forestiers, disparaissent dans les sols cultivés. C'est notamment le cas de la podzolisation, si fréquente comme processus accessoire dans les sols sur B-LPS ou RS. De la même manière, des caractères analytiques

associés à des degrés d'évolution, comme le pH ou le taux de saturation du complexe d'échange, ont été nivelés à des valeurs moyennes (pH proche de 7, complexe saturé) par les amendements ou les apports d'engrais. L'influence du fonctionnement propre du sol ressort dans les cinétiques ou dans les difficultés que rencontre le cultivateur pour maintenir ces taux. Dans le même ordre d'idées, le taux moyen de matières organiques de l'horizon cultural est plus élevé sur les sols caillouteux (RS et une partie de B-LPS) que les sols sur loess (LPy, certains B-LPS).

D'un point de vue spéculatif et plus général, on aura noté que ce paragraphe fait une place importante à la topographie, à la fois comme facteur ancien de répartition des formations superficielles — matériaux parentaux de la pédogenèse — et comme antécédent direct du régime hydrique et du fonctionnement des sols actuels. Cela ne signifie pas que la lithologie du substrat soit sans influence sur la différenciation de la couverture pédologique. Au-delà de faits probables mais non vérifiés faute de données locales, comme l'héritage d'éléments traces *via* les cycles biogéochimiques, un phénomène plus apparent comme la plus forte évolution planosolique des sols dans le massif de La Ferté-Vidame *pourrait* relever aussi d'une cause pétrographique : le faciès local des formations à silex — formées aux dépens de la craie du Turonien — est notamment moins perméable que ses équivalents septentrionaux, provenant de l'altération de craies sénoniennes.

Végétation

Les études de synthèse sur la végétation sont, elles aussi, peu nombreuses. La thèse de G. Lemée (1937), intéressante à d'autres égards, ne couvre que la partie percheronne, comme le rapport phytosociologique de M.C. Deconninck (1984) et le catalogue des types de station forestière (Charnet, 1988). La feuille Chartres (Lavergne et Bournérias, 1973) de la Carte de la végétation de la France à 1/200 000 représente les séries de végétation selon la doctrine climatique de Gaussen, peu opérante pour rendre compte des variations de végétation à l'échelle d'un 1/50 000, essentiellement commandées par les facteurs édaphiques et historiques. En revanche, elle apporte des renseignements phytogéographiques intéressants. Une contribution à la connaissance de la flore locale est apportée par les comptes rendus d'herborisation ou les cartographies d'espèces rares (voire protégées) dans le Bulletin du muséum d'histoire naturelle d'Eure-et-Loir (Chartres).

La plus grande surface des terres agricoles se partage entre la culture des céréales (blé, maïs, orge) et les prairies. Celles-ci sont en régression (déclin de l'élevage laitier) mais dans les années soixante-dix, la surface de prairies pouvait représenter, en pays d'Ouche, plus de la moitié de la surface agricole utilisée (S.A.U.).

L'association végétale spontanée qui domine dans la couverture forestière est la ***hêtraie-chênaie acidophile*** à houx, dont l'ensemble

floristique* s'organise autour d'un noyau d'espèces fréquentes comme le chêne sessile (*Quercus petraea*), le chêne pédonculé (*Quercus robur*), le hêtre (*Fagus sylvatica*), le charme (*Carpinus betulus*), le tilleul à petites feuilles (*Tilia cordata*), le bouleau (*Betula pendula*), le sorbier des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*), le néflier (*Mespilus germanica*), le houx (*Ilex aquifolium*), la callune (*Calluna vulgaris*), la canche flexueuse (*Deschampsia flexuosa*), la laiche à pilules (*Carex pilulifera*), la germandrée scorodaine (*Teucrium scorodonia*), la fougère-aigle (*Pteridium aquilinum*), et *Polytrichum formosum*, *Dicranum scoparium*,...

Les variations floristiques observées sur le terrain peuvent être associées à des changements de station (groupements végétaux spontanés) ou être le produit de l'action de l'homme sur le milieu (incendies, surexploitations, pratiques sylvicoles) déterminant alors des **sylvofaciès**. L'effet de la station joue dans un registre hydrique et trophique. C'est ainsi qu'on distingue trois grandes variantes de la chênaie : une xérocline (canche flexueuse, laiche à pilules), une mésophile à fougère-aigle (la plus fréquente) et une hygrocline à bouleau pubescent diffus, bourdaine, fougère-aigle et molinie, faisant transition avec la chênaie pédonculée hygroacidiphile à molinie. L'ensemble est rattaché à divers degrés d'hydromorphie (contrôlés par le relief) des sols acides sur LPy, B-LPS ou RS. Sur les sols mésotrophes de versants et bas de versants, très minoritaires, la variante mésophile s'adjoint un groupe d'espèces neutrophiles à large amplitude ou neutroacidiphiles comme *Holcus mollis*, *Festuca heterophylla*, *Oxalis acetosella*, *Polygonatum multiflorum*, *Convallaria majalis*, *Melica uniflora* tandis que les acidiphiles strictes comme *Carex pilulifera* ou *Dicranum scoparium* peuvent disparaître.

La chênaie pédonculée hygroacidiphile à molinie (association *Molinio-Quercetum roboris*) occupe les pseudogleys des dépressions et les chenaux collecteurs peu encaissés. Floristiquement pauvre, elle regroupe des espèces comme le bouleau pubescent (*Betula pubescens*), le tremble (*Populus tremula*), les saules (*Salix* sp.), la bourdaine (*Frangula alnus*), la molinie (*Molinia coerulea*, en tapis) la potentille tormentille (*Potentilla erecta*) et parfois des sphaignes (*Sphagnum* sp.). En aval elle passe généralement à une chênaie pédonculée-charmaie à houlque molle sur les sols colluviaux mésotrophes, relevant du *Querceto-Holcetum mollis* (dans une acception plus restreinte que la vaste association définie sous ce nom par G. Lemée, 1937). Pour rencontrer des groupements plus riches sur les sols colluviaux développés dans CFz, il faut aller en direction de Brézolles, dans les bois de Buffalo, de la Saucelle ou des Chênes-Baudry. En quelques points, apparaît la chênaie pédonculée-charmaie à jacinthe. Ce groupement neutrophile, appartenant à l'association de l'*Endymio-Carpinetum*, héberge des espèces neutrophiles comme le gouët (*Arum maculatum*), la véronique (*Veronica montana*), la benoîte (*Geum urbanum*), le

* nomenclature in Rameau et al. (1989)

lierre terrestre (*Glechoma hederacea*), la laiche des bois (*Carex sylvatica*), la ficaire (*Ranunculus ficaria*) ou neutrocalcicoles comme l'éérable champêtre (*Acer campestre*), le troëne (*Ligustrum vulgare*), le cornouiller sanguin (*Cornus sanguinea*), ou la mercuriale (*Mercurialis perennis*). Le frêne et l'éérable sycomore y sont fréquents.

Dans les vallées alluviales, souvent défrichées, les groupements forestiers ripisylves subsistent à l'état de fragments ou de linéaments où l'on reconnaît, selon le degré d'humidité des gleys, l'aunaie-frênaie à hautes herbes ou l'aulnaie. La richesse floristique de ces milieux à conserver (d'autant qu'ils sont difficilement exploitables), ne permet pas, dans le cadre restreint de cette notice, de citer la longue liste des espèces.

Le poids de l'histoire est souvent sensible dans un massif dégradé comme La Ferté-Vidame. Les surexploitations et mobilisations massives de bois exigées par l'industrie métallurgique jusqu'à la fin du XIX^e siècle ont dû avoir une part importante que l'on peut apprécier par comparaison avec la forêt domaniale de Senonches, mieux protégée de ces abus. Il s'y est ajouté des réquisitions pour approvisionner les armées lors de la Grande Guerre, et les dégâts dus au gibier... Depuis 1949, plusieurs incendies provoqués par le train à voie étroite, ont créé une zone de landes.

La Caisse nationale de prévoyance a racheté en 1980 une grande partie de cette forêt plus ou moins ruinée, ce qui a marqué le début d'une série de travaux de reboisements et l'introduction d'essences exotiques comme le sapin de Douglas (*Pseudotsuga menziesii*), le pin laricio (*Pinus nigra* subsp. *laricio*) ou le sapin de Vancouver (*Abies grandis*).

Les facteurs stationnels et l'influence de l'aménagement ont été traités séparément pour des raisons de commodité : dans les faits, leurs actions sont intimement liées, c'est-à-dire simultanées et non indépendantes. C'est tout le problème de ce qu'on appelle, en écologie théorique, les « adhérences » et qu'illustre de façon significative la répartition du hêtre. Ecartons d'emblée l'explication climatique, car le gradient pluviométrique négatif de direction NE, résultant de l'effet de fœhn en arrière de la cuesta du Perche, ne s'exprime pas nettement sur un périmètre aussi restreint. Du reste, si on rencontre du hêtre par bosquets en forêt de La Ferté-Vidame, il y en a aussi plus au Nord, dans les bois Francs et le bois de la Noë, près de Verneuil-sur-Avre. Si le hêtre est beaucoup plus rare qu'à Senonches où l'aménagement en cours le maintient en sous-étage dans un but cultural, après que l'aménagement de 1952-1981 en eut fait une essence-objectif, c'est à la fois pour des raisons d'ordre stationnel (sols planosoliques plus humides, très acides) et historiques. Mais l'influence des facteurs historiques et culturels ne s'étant pas exercée de façon spécifique, ce n'est pas un hasard si les quelques sujets restants de hêtre sont sur les stations qui sont les plus favorables pour ses exigences écologiques.

Géographie humaine

La dominante rurale de cette carte explique la grande dispersion de l'habitat constitué de fermes et de petits hameaux disséminés sur l'ensemble de ce territoire. Le réseau routier est dense, les principales voies de communication sont organisées en axes rayonnants autour de chaque ville ou village important (fig. 1). On notera les axes Paris—L'Aigle et Paris—Alençon qui se rejoignent à Verneuil-sur-Avre. Le tracé rectiligne des voies principales doit vraisemblablement être imputé à la période gallo-romaine et dénote une structuration ancienne des activités humaines. De plus, des quelques voies ferrées construites au siècle dernier, il ne reste que la voie Paris—Granville qui dessert Verneuil-sur-Avre et Bourth, villes les plus industrielles de cette carte.

La région est grossièrement composée de trois bandes E-W sensiblement égales :

- au Nord, la culture en open-field s'accompagne de petites villes industrielles (métallurgie, commerce,...) encore actives ;
- au centre, c'est surtout la grande culture qui se marque dans le paysage, avec des grandes parcelles où sont cultivés blé, betterave et maïs, et quelques petits bois principalement sur les versants les plus pentus moins favorables aux cultures ;
- au Sud, ce sont des massifs forestiers et les activités qui en découlent qui dominent.

Le poids de l'histoire médiévale est encore très présent sur cette feuille : la transition entre la Normandie au Nord et le Perche au Sud se traduit par une densité plus faible d'habitations et un réseau routier localement moins dense. Bien qu'amoindrie, cette transition est encore sensible actuellement et sépare effectivement le Perche, sensible à l'influence du Mans, du plateau plutôt ouvert sur Dreux ou Évreux et influencé par l'Île-de-France. Aux périodes modernes, la quantité de manoirs encore bien conservés ou l'ampleur du site de La Ferté-Vidame signalent la richesse historique de cette région.

Enfin, si au Nord, l'activité industrielle (forges) a représenté un facteur important de dynamisme économique au siècle dernier, cette activité n'est aujourd'hui plus aussi florissante. L'aménagement d'un parc résidentiel de loisirs, aux Bois-Francis, est une tentative de redynamisation de la contrée par le tourisme « vert », l'agglomération parisienne se situant à moins de deux heures de route de ce domaine.

ELÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

À l'exception des vides souterrains, la région ne présente pas de contraintes géotechniques importantes. Dans le cas de ces vides, une reconnaissance préliminaire est conseillée (Évrard, 1987) : une consolidation faite *a priori* par simple rebouchage ou injection de béton peut nécessiter des volumes de matériaux plus importants que prévu

et ne supprimera pas obligatoirement le tassement postérieur d'une autre partie du vide souterrain ainsi traité.

L'argile à silex est le principal matériau susceptible d'être utilisé sur cette carte. Eventuellement traitée à la chaux en fonction de ses caractéristiques locales, elle constitue un matériau de remblai aisément accessible sans transport. La variabilité physico-chimique de cette formation nécessitera toutefois une bonne identification des volumes destinés au réemploi.

Lors de l'implantation d'ouvrages en fond de vallée, une reconnaissance fine du substrat est nécessaire pour éviter une perturbation trop importante d'un écoulement karstique mais aussi pour assurer un bon ancrage des ouvrages. Dans le fond des vallées principales, il pourra être nécessaire de prévoir un drainage ou un rabattement de la nappe lors du chantier.

Enfin, l'importance des captages de Rueil-la-Gadelière pour l'alimentation en eau de la ville de Paris introduit une contrainte à tout aménagement à proximité des forages ou le long du tracé de l'aqueduc creusé au siècle dernier.

RISQUES NATURELS

Les risques naturels à prendre en compte sur le territoire couvert par la carte sont principalement dus aux nombreux vides souterrains qui existent sur l'ensemble de la région (Guillope *et al.*, 1982).

La sismicité historique apparaît nulle malgré les quelques indices de néotectonique quaternaire relevés dans la région.

Cavités naturelles

Comme le montre le chapitre suivant sur les ressources en eau de la région, l'existence de réseaux karstiques souterrains nombreux peut engendrer des mouvements de terrain brutaux et imprévisibles sur les points d'infiltration des eaux (« bétoires »), mais l'extension des désordres en surface se limite généralement à quelques mètres carrés. Ces points sont parfois connus des agriculteurs qui exploitent les champs concernés par ces phénomènes. Les effondrements ou points d'absorption identifiés ou supposés ont été mentionnés sur la carte.

Cavités artificielles

On distingue habituellement dans ces régions les carrières souterraines dont l'ouverture est une galerie horizontale qui s'ouvre sur un versant, des « marnières » dont l'ouverture est un puits vertical d'accès à la craie à partir du plateau ou d'un haut de versant.

Les marnières existent sur l'ensemble de la feuille Verneuil. La consultation des archives départementales de l'Eure permet de situer parfois précisément les marnières déclarées et oubliées sur les communes de ce département. Mais cela ne permet en aucun cas de constituer une liste exhaustive de ces cavités sur une commune. Quasi indétectables par photos aériennes, le plus grand nombre de marnières que l'on puisse répertorier ne peut être obtenu que par le biais d'une enquête systématique à grande échelle sur le terrain. Cette démarche peut accroître la quantité des cavités rencontrées dans une proportion de 1 à 2 sans pour autant être totalement exhaustive (Béguin, 1991).

Pour ce qui concerne la localisation de ces cavités artificielles, il semble qu'il y ait une prédominance d'implantation en versant SSW par rapport au nombre de marnières implantées sur le plateau. Mais la connaissance actuelle de ces cavités dans le Sud du département de l'Eure et des communes limitrophes de l'Eure-et-Loir et de l'Orne ne permet pas d'être plus précis. Les carrières souterraines et les marnières reconnues lors du levé de terrain ont été mentionnées sur la carte.

Les risques associés à ces cavités sont de deux ordres. D'une part, le tassement du bouchon du puits d'accès peut générer une dépression de quelques mètres de profondeur et de quelques mètres carrés de diamètre; ces phénomènes se produisent souvent lors des premières pluies après une période sèche. D'autre part, c'est tout ou partie des chambres de l'exploitation souterraine qui peut s'effondrer; l'ampleur du phénomène dépend alors de la surface effondrée en sous-sol et peut concerner quelques ares.

RESSOURCES EN EAU

Le climat de la région est de type tempéré, océanique et humide. Les précipitations (moyenne 1891-1930) évoluent de 715 mm/an à L'Aigle, à 603 mm/an à Verneuil-sur-Avre et 551 mm à Dreux. Les mois les plus humides sont généralement octobre, novembre et décembre ainsi que le mois de juillet souvent orageux, et le mois le plus sec est souvent février (Chemin et Hole, 1980).

La température moyenne annuelle se situe entre 9,5 et 10 °C. Les vents dominants enregistrés sur l'anémomètre de la station d'Évreux (Station O.N.M. Évreux-Huest) sont les vents d'Ouest mais les vents les plus violents ont une rosace plus étalée (SW,W,NW). Ils sont répartis de décembre à mars.

À partir de ces données, la formule de Turc permet le calcul de l'évapotranspiration réelle (E.T.R.) et les précipitations efficaces (P eff.) sur la région : pour L'Aigle, E.T.R. = 472 et P eff. = 243 et pour Dreux, E.T.R. = 419 et P eff. = 132 (Chemin et Hole, 1980).

Hydrologie de surface

L'Avre est la rivière la plus importante. Son débit moyen mesuré à Acon (feuille Dreux) donne $1,82 \text{ m}^3$ pour un bassin de 490 km^2 . Pour l'Iton, les mêmes mesures effectuées à Mathelon (Nord-Est de Breteuil-sur-Iton), donnent un débit de $0,71 \text{ m}^3$ pour un bassin de 414 km^2 .

La nappe libre est la nappe de la craie qui se situe sous les plateaux entre 10 et 30 m de profondeur environ. Le toit de cette nappe est fortement influencé par la topographie de surface et en suit de manière amortie les irrégularités. La recharge de cette nappe se fait alors de deux manières : très vite (quelques heures à quelques jours) après la pluie par les points d'introduction karstiques, et lentement (quelques mois) par percolation des eaux d'infiltrations (le taux de percolation est de quelques centimètres par jour dans les pores de la craie massive). Ce mode de fonctionnement étale l'alimentation en eau dans le temps et amortit les alternances saisonnières. Les études hydrogéologiques effectuées dès le siècle dernier pour plusieurs captages, dont un pour les besoins de la ville de Paris, ont montré l'importance des écoulements souterrains de type karstique dans la région (Albagnac, 1954 ; Albert-Lévy, 1901 ; Bonnin, 1866 ; Ramond, 1896 ; Rutot, 1898).

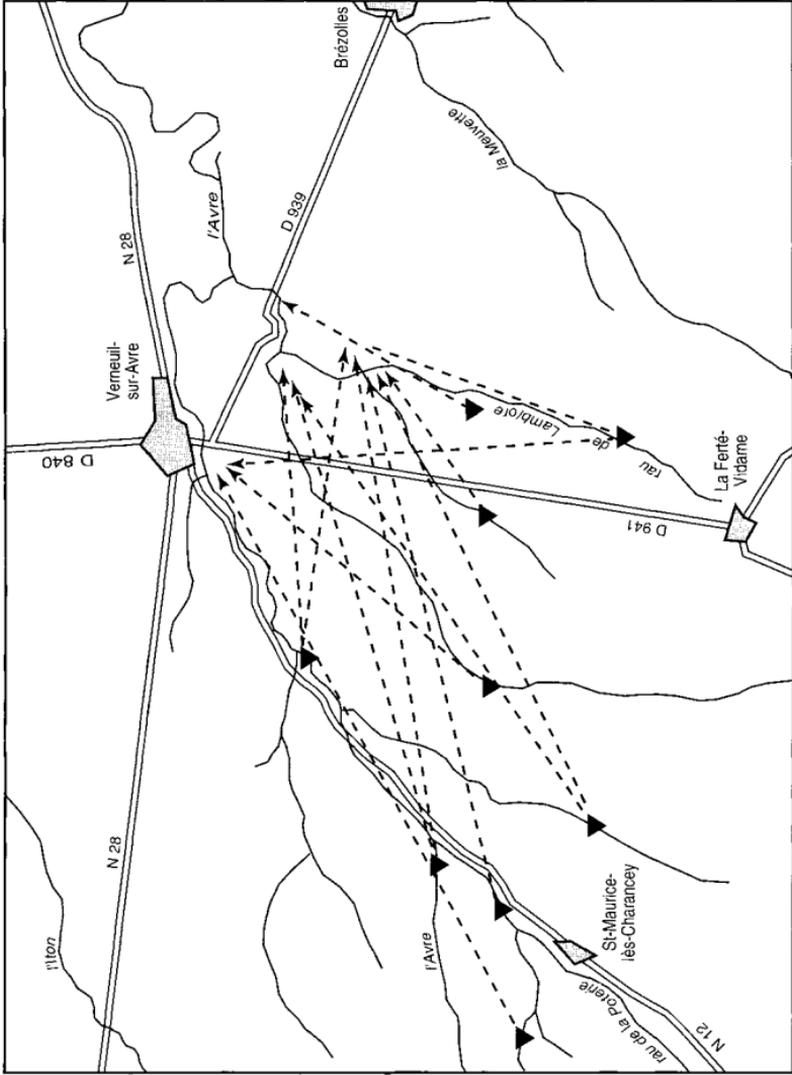
Les principales sources se concentrent surtout aux abords de deux axes majeurs, la vallée de l'Iton et celle de l'Avre avec ses affluents, tels la rivière de Saint-Maurice à l'Ouest ou le ruisseau de Lamblore à l'Est.

Deux principaux types de sources sont à signaler :

- les sources qui sont en amont des talwegs du Sud de la zone proviennent du ruissellement concentré des plateaux ;
- les sources de restitution qui sont localisées en bas de versant lorsque la vallée est nettement incisée et présente un écoulement permanent. On peut citer la source Gonord qui alimente la ville de Verneuil-sur-Avre en eau potable et la source du Breuil qui alimente la ville de Paris.

Au Sud, la limite de partage des eaux de surface est constituée par la ligne de crête qui limite le plateau du Haut-Perche et les vallées de la Jambée et de l'Eure, tandis que la limite de partage des eaux souterraines se situerait au passage de l'axe de Senonches. Au Nord, les talwegs se partagent entre l'Avre et l'Iton. L'absence de crête morphologique bien marquée entre les deux bassins-versants de ces rivières a permis la création de nombreux bras artificiels entre Verneuil-sur-Avre et Breteuil-sur-Iton.

Dans le détail, la lithologie du substrat permet un zonage dans la nature de l'alimentation de la nappe. Au Sud de la carte, à l'amont des talwegs, le substrat argileux étanche génère des petits ruisseaux permanents de faible débit. Plus au Nord, dans la partie médiane de la carte, c'est l'écoulement karstique concentré qui domine, ne laissant aux talwegs qu'un rôle de trop-plein en hiver ou lors de gros orages.



▼ Point d'engouffrement
--- Relation mise en évidence par traçage

Fig. 9 - Principaux traçages effectués sur les réseaux karstiques de l'Avre

Enfin, dans les vallées principales (Avre, Iton et Meuvette), la nappe phréato-karstique de la craie devient coalescente avec la nappe des alluvions et contribue à l'existence d'un écoulement permanent particulièrement net pour l'Avre à partir de Verneuil.

Phénomènes karstiques, eaux souterraines

Les eaux souterraines exploitées sur le territoire de cette carte proviennent de la « nappe de la craie » et sont d'origine mixte : karstique et phréatique. Les forages A.E.P. sur ce territoire sont le plus souvent implantés en fond de vallées, sites qui offrent généralement les meilleures productivités et qui correspondent vraisemblablement à la conjonction d'exutoires karstiques, de craies plus fissurées que sous les plateaux et d'une réserve secondaire constituée par les alluvions. Cette règle n'est pas systématique, des forages étant aussi implantés sur les plateaux. La plupart des forages sont destinés aux réseaux d'eau potable et correspondent à des prélèvements inférieurs à 200 m³ mais quelques-uns (Grosbois, Courteilles) sont exploités de manière plus importante (200 et 500 m³/j). Enfin, la source Gonord, exutoire karstique dans la vallée de l'Avre, à Verneuil-sur-Avre, est exceptionnelle : elle fournissait 2380 m³/j (moyenne journalière) en 1979 (Chemin et Hole, 1980).

Aucune cavité karstique pénétrable n'a été répertoriée sur la feuille Verneuil (Andrieu, 1973, 1974, 1975). Toutefois, plusieurs phénomènes de surface traduisent avec plus ou moins de certitude l'existence de karst souterrain. Dans certains cas, on constate la présence d'alignement de bosquets pouvant marquer des dépressions fermées. Des dépressions de ce type peuvent être d'anciens effondrements de surface alignés comme au lieu-dit les Turgères de la commune de Balines, ou également alignés mais moins parfaitement au Plessis, sur la commune de Rueil-la-Gadelière. D'autres dépressions existent (commune de Moussonvilliers, par ex.) sans que l'on puisse affirmer qu'elles s'inscrivent sur un axe d'orientation nettement marqué. Dans l'hypothèse d'une origine naturelle, ces dépressions, généralement situées à mi-versant ou en position d'interfluve, sont à rattacher au fonctionnement d'un réseau karstique endogène. En revanche, les témoins de surface indiscutables du karst de la région de Verneuil-sur-Avre sont les bétouilles ou pertes naturelles reconnues dans la vallée de l'Avre et dans les vallées affluentes. Ces phénomènes karstiques hypogés sont particulièrement actifs dans les talwegs où leur rôle de point d'engouffrement des eaux de surface engendre une mauvaise qualité des eaux souterraines. Ces pollutions sont particulièrement importantes lors des fortes pluies qui provoquent des pics de turbidité accompagnés de pollutions chimiques et bactériologiques (Conrad, 1978a,b).

Deux grands axes de circulation souterrains de type karstique (fig. 9) ont pu être mis en évidence :

— un premier axe WSW-ENE qui présente des percées hydrogéologiques de 18 km reconnues par traçage depuis 1884 ;

— un second axe, orienté SSW-NNE, moins important (on retrouve l'orientation de la vallée du ruisseau de Lamblore, affluent de l'Avre).

Comme le montre la figure 10, les sources de la partie aval de l'Avre sur la carte sont en relation (prouvées par traçages) avec de nombreuses bétouilles situées en amont. Il semble que, comme l'a étudié J. Rodet (1982, 1992), chaque système karstique développe en amont de l'exutoire une organisation en « delta » souterrain souvent interconnecté avec le delta du réseau voisin. Cette organisation explique la complexité des relations souterraines entre les points d'engouffrement nombreux et dispersés et l'existence de nombreuses sources de restitution recevant des eaux de diverses origines. Cette organisation dépend étroitement des structures du massif crayeux (diaclasses, failles éventuelles,...) qui sont exploitées par la karstification.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Dans le domaine cartographié, les activités d'extraction en matériaux du sous-sol se réduisent à un groupe de carrières exploitant les alluvions du fond de la vallée de l'Avre, en amont de Tillières-sur-Avre. Il existe par contre de nombreuses traces d'anciennes carrières, généralement de taille réduite, qui ont exploité la plupart des matériaux disponibles sur la région.

Pierre de taille

Les silex ont été largement employés dans la construction des murs, en association ou en concurrence avec la brique. Pour les bâtiments plus importants (maisons des fermes, manoirs, églises), les silex étaient taillés en moellons. Les grès et les blocs de grison ont été taillés et utilisés comme pierres d'angle ou de corniche. Accessoirement, les blocs de grès et de conglomérat ont été utilisés, bruts ou taillés, comme bornes.

Sables et graviers

Entre Verneuil et Tillières, la vallée de l'Avre a été exploitée pour l'extraction des alluvions (sables et galets de silex). Seule une exploitation est encore en activité et fournit des granulats pour les travaux publics.

La plupart des poches de sables tertiaires et les affleurements de Sables du Perche au Sud-Ouest de la carte ont été systématiquement exploités (ces poches correspondent souvent à des lieux-dits, comme les Sablons ou la Sablonnière). Ces sables ont vraisemblablement servi dans le passé de matériaux de viabilisation ou, en association avec de la chaux ou du limon, à la confection de mortiers ou de torchis.

Terre à tuiles et briques

En raison de la faible extension et de l'épaisseur réduite des limons lœssiques dépourvus de silex, l'industrie des tuiles et briques n'a jamais été développée sur le territoire de la carte. Toutefois, il existait généralement au moins une briqueterie par village dont il reste parfois trace dans la dénomination d'un lieu-dit (la Briqueterie, la Tuilerie, les Buttes-Rouges,...). De plus, le limon à silex a été largement employé comme constituant du torchis utilisé pour la confection de murs d'enceinte ou de petites constructions à colombages.

Argile pour poterie

Seule la toponymie prouve l'existence passée de cette activité : dans la commune de La Poterie-au-Perche (coin sud-ouest de la feuille), c'est très certainement de l'argile à silex comparable aux faciès blancs visibles dans la sablière de La Ventrouze (au-delà de la limite sud de la carte, au bord de la N. 12) qui a été exploitée. Aucune trace actuelle de cette activité ne permet d'en connaître l'ampleur.

Craie pour marnage et chaux

Les craies du Sénonien ont été exploitées sur presque tout l'ensemble de la zone pour le marnage des champs. Cette activité était très répandue et explique la grande quantité d'exploitations souterraines. Quelques-unes des carrières creusées sur les versants de la vallée de l'Avre ont certainement été ouvertes pour la fabrication de la chaux (Bizet, 1884). Par contre, l'exploitation de la craie pour la confection de pierres de taille apparaît restreinte à la limite orientale de la feuille (champignonnières de Tillières-sur-Avre).

Fer

Le souvenir d'anciennes exploitations de fer est conservé par la toponymie et l'existence à Bourth d'une ancienne forge recentrée sur la chaudronnerie. Les lieux-dits le Minerai ou Mineray sont nombreux : Sud de Bourth, Sud-Est de Chandai, Nord-est de La Puisaye. Ce sont les concentrations ferrugineuses (grison ou précipités d'oxydes de fer dans l'argile à silex) qui ont été exploités (Blavier, 1842 ; Dollfus, 1880) mais peut-être aussi des grès ferrugineux tertiaires dont il ne reste plus trace actuellement. Ce fer était exploité dans des « puits ou petites fosses rondes » de 5 à 25 m de profondeur ; quelques sites comme le bois de Saint-Christophe-sur-Avre, dont la surface du sol est très perturbée par la cicatrice de petites excavations circulaires, pourraient correspondre à la description des exploitations de fer des siècles passés.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Aucun indice ou gîte minéral n'est recensé sur la carte. De manière anecdotique, on peut rencontrer quelques silex creux montrant de petites cristallisations millimétriques de quartz ou de calcédonite sans intérêt économique.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Peu de sites préhistoriques ou protohistoriques sont répertoriés sur la carte. Quelques sites du Paléolithique inférieur ou moyen (débitage levallois présent) ont été découverts (Doiteau, 1983) sur les communes de Verneuil-sur-Avre, Saint-Victor-sur-Avre et Boissy-lès-Perches, ainsi que quelques éclats à débitage levallois sans contexte défini sur les communes de Chéronvilliers et Chandai. Ces traces d'occupations paléolithiques, d'âge vraisemblablement compris entre 200 000 ans et 35 000 ans B.P., ont été découvertes au sein des alluvions anciennes de l'Avre, de l'Iton ou de leurs affluents. Leur répartition est corrélée avec l'existence de dépôts pléistocènes affleurants.

Au Mésolithique, la présence de l'homme est attestée sur le site de Chéronvilliers récemment fouillé (Chancerel et Paulet-Locard, 1991) et qui a livré une riche industrie à microlithes ainsi que des traces de structures (fosses, trous de poteaux).

Pendant le Néolithique et la protohistoire, l'occupation humaine est prouvée par la présence fréquente de silex taillés dans les labours. Toutefois, aucun site important n'a été découvert sur le territoire de la carte. Il reste possible que certains blocs de conglomérat ou de grès aujourd'hui déplacés par les agriculteurs aient été des mégalithes (Rémy-Watte, 1972).

La rectitude de certaines routes représente la seule signature marquante de l'influence gallo-romaine sur le territoire de la carte.

Au Moyen-Âge, l'organisation administrative de l'époque a provoqué l'édification de fossés et d'enceintes circulaires (communes de Beaulieu, Moussonvilliers et Saint-Maurice-lès-Charancey) et de sites fortifiés importants comme la ville de Verneuil-sur-Avre qui servait de garnison à la frontière du duché de Normandie (Glatigny et coll., 1988).

Enfin, l'histoire plus récente est riche d'un passé architectural varié dont on retrouve aisément les traces dans les maisons de Verneuil-sur-Avre, de La Ferté-Vidame, ou dans les fermes fortifiées et les nombreux manoirs de la campagne environnante. La vue de ces constructions offre généralement un inventaire complet des matériaux exploités dans la région. De nombreux sites d'intérêt historique sont

d'ailleurs classés ou inscrits à l'Inventaire des monuments historiques. Pour éviter tout problème lors de la réalisation d'un projet d'aménagement ou de construction, les auteurs convient le lecteur de la carte à se renseigner auprès des directions régionales des Monuments historiques du département concerné (Eure, Eure-et-Loir ou Orne) sur la nature et l'emprise des périmètres de protection de ces différents sites.

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

L'intérêt géologique de la région se limite à quelques sites qui ne justifient pas la proposition d'un itinéraire mais plutôt une simple halte au gré d'un déplacement dans la région. Dans cet esprit, on notera les blocs de conglomérat au Nord-Ouest de Chandai, sur le versant occidental de l'Iton, les blocs de grison bien visibles parmi les moellons d'angle de l'église de Tillières-sur-Avre, accompagnés de quelques blocs de grès locaux, et éventuellement les argiles à silex ou les poches de sable susceptibles d'être mis au jour dans les loupes d'arrachement qui affectent les talus de la N. 12. Enfin, un regard sur les champs labourés en hiver donnera une bonne idée des formations limoneuses à cailloux qui couvrent la presque totalité des plateaux.

La consultation du **guide géologique régional : Normandie** (Doré *et al.*, 1977) fournira un complément utile à l'observation de ces quelques points.

GLOSSAIRE

Bétoire. Ce terme désigne le plus souvent un point d'infiltration concentré des eaux à la surface des plateaux. Il ne présage pas de l'origine naturelle (karst) ou artificielle (marnière) du site concerné. Ce terme peut aussi désigner un point de tassement (puits de marnière par ex.) sans influence sur le drainage des eaux.

Glaucinitite. Roche meuble ou consolidée, presque exclusivement constituée de grains de glauconie.

Glette. Terme utilisé par les agriculteurs, surtout dans le Perche, pour désigner une argile développée à partir des formations albocénomaniennes et qui donne des sols lourds à cultiver. Ce terme est aussi employé dans la région cartographiée pour désigner les argiles à silex développées à partir des craies argileuses turoniennes et qui génèrent des sols lourds et mal drainés.

Gley. Horizon (noté Gr) ou type de sol hydromorphe subissant un engorgement permanent lié à une nappe phréatique d'origine alluviale ou liée à des suintements, présentant une couleur gris-bleu ou verdâtre caractéristique due à des sels ferreux formés en conditions réductrices (anaérobiose). L'existence de phases intermittentes de réoxydation, consécutives au battement de la nappe, se traduit par l'apparition de quelques taches rouille et/ou de concrétions ferromanganiques : c'est

le gley oxydé (horizon Go). Le profil d'un gley est donc constitué des horizons suivants : Ag/(Go)/Gr. Il en existe plusieurs variantes selon l'acidité : eutrophe, mésotrophe, oligotrophe.

Grison. Terme local pour désigner les blocs de limon à silex indurés par des oxydes de fer et de manganèse et remontés par la charrue lors des labours.

Head. C'est un dépôt périglaciaire de versant, hétérométrique (« diamicton ») mis en place par des processus essentiellement de gélifraction, gélifluxion, cryoreptation et parfois de ruissellement. Le matériel provient de la gélifraction des roches et des formations superficielles acquises lors de l'interglaciaire précédent. La disposition apparemment chaotique est en fait bien précise : grand axe parallèle à la pente, la tête des blocs se relevant vers le haut (« blocs laboureurs »).

Horizon. Couche élémentaire d'un sol, généralement parallèle à la surface, distinguée des couches sus-jacentes et sous-jacentes d'après quelques caractères apparents, comme la couleur, la texture, la structure ou les éléments grossiers,... puis située, avec la considération éventuelle de quelques paramètres physico-chimiques mesurés en laboratoire, dans une classification et une nomenclature à peu près normalisées au niveau international, contrairement à celle des sols eux-mêmes. L'épaisseur courante des horizons dans les sols sous climat tempéré varie de quelques centimètres à quelques décimètres.

Hydromorphe. Marqué par l'hydromorphie ; qualificatif s'appliquant à des horizons et surtout à des sols à titre de processus principal (les sols de la classe des sols hydromorphes : gleys, stagnogleys, pseudogleys, planosols,...) ou comme caractère accessoire de sols relevant d'un autre processus dominant (sol brun à pseudogley, sol lessivé à pseudogley, par exemple).

Hydromorphie. Ensemble de caractères physiologiques associés à un mauvais drainage interne du sol, créés par une redistribution du fer associé ou non au manganèse, à l'état réduit-soluble, suivie d'une réoxydation sous la forme de taches rouille, de concrétions noirâtres (voir **pseudogley**), ou parfois d'une exportation hors du profil (voir **planosols**).

Knick Point. Point particulier du cours d'un fleuve qui correspond à la limite d'influence des marées.

Ladère. Issu de ladre (lépreux), ce terme désignait autrefois dans la région de Chartres, des terrains aux propriétés agronomiques médiocres au sein desquels il était fréquent de trouver de fortes concentrations de grès. Par extension, l'expression « grès ladères » désigne depuis le siècle dernier ces blocs de grès résiduels dans l'Ouest de la France.

Marne. Terme local qui désigne la craie ; par extension, les carrières de craie s'appellent des « marnières ».

Planosols. Type de sols hydromorphes (engorgement temporaire) à fort contraste textural et en situation topographique de soutirage latéral, caractérisés par l'existence d'un horizon de diagnostic blanchi — l'horizon albique — qui témoigne d'un appauvrissement en fer par « lessivage » latéral. Le fer et le manganèse, mais aussi les cations et

les argiles, mis en solution ou en suspension, sont évacués par les écoulements hypodermiques qui circulent au sommet de l'horizon peu perméable. On distingue les *planosols primaires* — où cette discontinuité morphologique est le résultat même de la progression, depuis la surface, d'un front de planosolisation —, et les *planosols secondaires* (dominants dans la zone tempérée) où elle est préexistante. Les *planosols secondaires* se subdivisent eux-mêmes en *planosols lithomorphes*, où la discontinuité est héritée d'un matériau complexe, souvent façonné par les actions périglaciaires (voile éolien ou colluvial, sur substrat ou altérite imperméables), et les *planosols pédomorphes*, où elle a été créée par une pédogenèse antérieure comme le lessivage.

Perron. Appellation locale courante pour désigner les blocs de conglomérat ou de grès à éléments grossiers utilisés anciennement comme pierre à bâtir.

Pseudogley. Terme désignant un horizon ou un sol (de la classe des sols hydromorphes) subissant le régime de l'engorgement temporaire, reconnaissable à sa matrice grisâtre — plus déferifiée que réduite — et ses taches d'oxydation plus ou moins grandes, nettes et nombreuses, associées ou non à des concrétions.

Semigley. Sol qui présente en profondeur un horizon réduit (au moins partiellement) qui l'apparente au gley, mais dont les horizons sous-jacents ne sont pas hydromorphes.

Sols bruns. Classe ou sous-classe de sols typiques de la zone tempérée (forêt caducifoliée) produits par une altération ménagée de matériaux fort divers (mais rarement calcaires ou très siliceux) dont l'horizon de diagnostic — l'horizon *cambique* (classification U.S.), noté (B) ou Bw — est structuré et coloré en brun de façon plus ou moins nette par les oxydes de fer libérés (gœthite). On distingue les sols bruns modaux, dont le pH dans l'horizon (B) est supérieur à 5,5 (et qui regroupent en fait, selon une acidité croissante, les sols bruns eutrophes et les sols bruns mésotrophes) et les sols acides (ou oligotrophes), de pH inférieur. Ceux-ci font transition, *via* les sols bruns ocreux, avec la classe des sols podzolisés.

Sols lessivés. Appartenant avec les sols bruns, à la classe des sols brunifiés, mais où le processus principal est la migration d'argile, associée ou non au fer, en profondeur, créant un horizon appauvri ou *éluvial* (noté A2 ou E) en surface, et un horizon enrichi en argile ou horizon *illuvial* (dit aussi argilique, et noté Bt). Selon les indices d'entraînement de l'argile et la micromorphologie, on distingue plusieurs types de sols lessivés, formant une série de différenciation croissante : sol brun lessivé, sol lessivé acide (avec ou sans pseudogley), sol lessivé dégradé (à pseudogley ou planosolique). L'optimum de tels sols se rencontre sur matériaux loessiques, préalablement décarbonatés s'il y a lieu.

Sol micropodzolique. Type de sol fréquent en forêt sur matériau silteux et sous humus de type moder ou dysmoder, de statut taxonomique incertain, qui présente sous forme contractée la série d'horizons caractéristique des sols podzolisés (E)/Bsh/Bs, avec des contrastes de couleur et des taux de libération ou d'entraînement réduits. L'en-

semble, qui fait 5 à 15 cm d'épaisseur, est souvent associé ou superposé à un autre processus, généralement le lessivage ou la planosolisation.

Sol ocre podzolique. Sol podzolisé peu différencié avec une libération et un entraînement de fer encore modeste, conduisant à une morphologie du type A/(E)/Bsh/C. L'horizon Bs, de structure « floconneuse » et de couleur ocre (oxyde de fer), présente à sa base un maximum (invisible) d'alumine libre, les éléments ayant migré sous la forme de complexes organominéraux.

Sylvofaciès. Groupement végétal arborescent qui s'est substitué directement ou par dérivés successives et incontrôlées, au groupement naturel ou *climax*. La hêtraie normande est un sylvofaciès dérivé de la chênaie-hêtraie à houx ; une futaie d'épicéas en est un autre, de substitution.

Tuf. Terme local pour désigner l'argile à silex (à distinguer de l'usage habituel de ce terme qui désigne un amas de cendres volcaniques ou un dépôt de calcaire en sortie de source).

BIBLIOGRAPHIE

- ALBAGNAC J. (1954) — La région entre l'Eure et l'Iton : étude morphologique. *Bull. Assoc. géographes Fr.*, 239-240, p. 15-25.
- ALBERT-LÉVY M. (1901) — Étude de l'Avre (premier trimestre 1900). *In* : « Travaux des années 1899 et 1900 sur les eaux de l'Avre et de la Vanne ». Préfecture de la Seine, Paris, p. 225-252.
- ANDRIEU P. (1973) — Carte des curiosités spéléologiques de la région d'Évreux. *Spéleo-27*, CDS-27, Évreux, p. 13.
- ANDRIEU P. (1974) — Inventaire spéléologique de l'Eure. 1^{re} partie : arrondissement d'Évreux ; 2^e partie, arrondissement des Andelys. *Spéleo-27*, CDS-27, Évreux, 3, p. 10-13.
- ANDRIEU P. (1975) — Le karst de l'Iton. *Spéleo-27*, CDS-27, Évreux, 4 p. 20-21.
- BASSOMPIERRE P., BRÉBION P., BUGE E., LAURIAT A., LE CALVEZ L., MARTIN P. (1972) — Le gisement redonien de Fécamp (Seine-Maritime). *Bull BRGM* (2), 1, p. 29-48.
- BARBIER S., LE STRAT P., GUILLOCHEAU F., DAGALLIER G., BOURQUIN S., VAIRON J. (1991). — Évolution géométrique des plates-formes carbonatées du Jurassique supérieur du bassin de Paris. 4^e congrès français sédimentologie, Paris. *Bull. Assoc. sédim. fr.*, Paris, 19, p. 25-26.
- BÉGUIN P. (1991) — Pour une approche géographique du milieu souterrain artificiel en Haute-Normandie. Mém. D.E.A. (géographie), Caen, 92 p.
- BIGNOT G. (1987) — La Haute-Normandie. *In* C. Cavelier, J. Lorenz (coord.) : « Aspect et évolution géologique du Bassin parisien ». *Bull. inf. géol. bassin Paris*, mém. h.s., 6, p. 203-224.
- BIGOT A., DANGEARD L., ONFRAY J. (1938) — L'axe de Senonches et la faille de Mortagne, dans l'Est du département de l'Orne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 17, p. 328-330.

- BIGOT A., DANGEARD L., ONFRAY J. (1942) — Carte géol. France (1/80 000), feuille Mortagne-au-Perche (63), 2^e édition. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BIZET P. (1884) — Note explicative sur le profil géologique de la route de Verneuil à Alençon. *Bull. Soc. géol. Normandie*, X, p. 44-52.
- BLANC-VALLERON M.N., THIRY M. (1993) — Minéraux argileux, paléoaaltérations, paléopaysages et séquences climatiques : exemple du Paléogène continental de France. *In colloque : « Sédimentologie et géochimie de la surface »* (Paris, avril 1993). Paris : Acad. Sciences-CADAS édit., p. 199-216.
- BLAVIER E. (1842) — Études géologiques sur le département de l'Orne. *Ann. départ. Orne, Alençon*, 94 p.
- BONNET E. (1905) — Contribution à la flore fossile des grès éocènes de Noirmoutier. *Bull. Muséum hist. nat.*, Paris, p. 59-60.
- BONNIN R. (1866) — Étude sur les pertes de l'Iton. *Bull. Soc. amis sci. nat. Rouen*, 2, p. 505. (réimpr. in « l'Eure souterraine »).
- BRAJNIKOV B. (1937) — Recherches sur la formation appelée « Argile à silex » dans le bassin de Paris. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, X-1 et 2, p. 7-90 et 109-130.
- BRIQUET A. (1939) — La tectonique du Perche d'après la carte hypsométrique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (9) 8, p. 114-115.
- CAVELIER C., DEWOLF Y. (1967) — Sur une brèche marine à éléments continentaux du Stampien des environs de Damville (Eure). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 160-162.
- CAVELIER C., KUNTZ G. (1974) — Découverte de Pliocène marin (Redonien) à Valmont (Seine-Maritime). Conséquences sur l'âge post-redonien des argiles rouges à silex de Haute-Normandie, *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (7) 16-6, p. 160-162.
- CAVELIER C., LORENZ J. (coord.) (1987) — Aspect et évolution géologique du Bassin parisien. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, mém. h.s, 6, 271 p.
- CAILLEUX A. (1942) — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Thèse, Paris, 176 p.
- CHANCEREL A., PAULET-LOCARD M.A. (1991) — Le Mésolithique en Normandie : état des recherches. Actes 113^e congr. soc. savantes (Bordeaux, 1988). C.T.H.S. édit.
- CHARNET F. (1988) — Catalogue des types de stations forestières du Perche, Eure-et-Loir et Loir-et-Cher. Centre régional de la propriété forestière d'Île-de-France et du Centre, Orléans, 583 p.
- CHEMIN J., HOLE J.P. (1980) — Atlas hydrogéologique de l'Eure. Orléans : BRGM, 1 carte à 1/100 000 + notice 62 p.
- CONRAD G. (1978a) — Le développement du karst de la craie en Normandie et ses conséquences sur la circulation et la qualité des eaux souterraines. Le karst, son originalité physique, son importance économique. Réunion Assoc. géol. Sud-Ouest (Tarbes, 17-18 octobre 1978). S.E.P.M.A.S.T., Toulouse, p. 94-111.

- CONRAD G. (1978b) — Hydrologie continentale et pollution des eaux souterraines. Travaux réalisés en Haute-Normandie de 1974 à 1978. Institut scientifique de Haute-Normandie, Mont-Saint-Aignan, département environnement, résumé des travaux, 7, p. 18-24.
- CRIE L. (1878) — Recherche sur la végétation de la France à l'époque tertiaire. Paris : Masson édit., 72 p.
- DECONNINCK M.C. (1984) — La végétation forestière du Perche et du Perche-Gouët. Mém. D.E.A., E.N.G.R.E.F., univ. Nancy I, 121 p.
- DEWOLF Y. (1982) — Le contact Île-de-France - Basse-Normandie. Étude géodynamique. Mém. et doc. géogr., Paris, 253 p.
- DEWOLF Y., KUNTZ G. (1980) — Présomption de rejeux plio-quaternaires ou quaternaires, d'anciens accidents en Basse-Normandie, du Perche à la vallée de la Seine. Analyse de phénomènes de subsurface repérés lors du lever des cartes géologiques et géomorphologiques à 1/50 000. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, 17-4, p. 15-19.
- DEWOLF Y., KUNTZ G., WYNS R., MONCIARDINI C. (1977) — Carte géol. France (1/50 000), feuille St-André-de-l'Eure (180). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz, Y. Dewolf, P. de La Quèrière, D. Lavergne, C. Bock, G. Verron (1977), 44 p.
- DOITEAU S. (1983) — Les industries paléolithiques de la vallée de l'Avre (Eure). Mém. maîtrise, (préhistoire), Paris I, 218 p.
- DOLLFUS G. (1880) — Esquisse des terrains tertiaires de la Normandie. *Bull. Soc. géol. Normandie*, VI (1879), p. 478-522.
- DORÉ F. (1972) — La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7) XIV, p. 79-93.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR L., PAREYN C., RIOULT M. et coll. (1977) — Normandie. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson édit., 207 p.
- ELF-AQUITAINE (1975) — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : Éléments d'analyse. Elf-Aquitaine France, Centres de recherches de Boussens et de Pau, 173 p.
- ELF-AQUITAINE (1977) — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Éléments d'interprétation. Elf-Aquitaine France, Centres de recherches de Boussens et de Pau, 231 p.
- ÉVRARD H. (1987) — Risques liés aux carrières souterraines abandonnées de Normandie. In : « Colloque sur les vides souterrains en Haute-Normandie » (CETE Rouen, 23 janvier 1987). *Bull. liaison Ponts et Chaussées*, 150-151, p. 96-108.
- FAVROT C., BOUZIGUES R. (1975) — Études préliminaires en vue du drainage des terres agricoles du Sud-Ouest du département de l'Eure. INRA-ENSA, Service d'étude des sols, Montpellier, 5 fasc.
- FLEURY L., CLÉMENT J.P., MÉNILLET F., MOGUEDET G., VINCHON C., FARJANEL G. (1982) — Les sables rouges et graviers des plateaux et des karsts du Maine méridional. Étude sédimentologique. *Géologie de la France*, 1-2, p. 257-277.

- FRITEL P.H. (1903) — Paléobotanique. *In* : « Histoire naturelle de la France ». Paris : Deyrolles édit., 24, 350 p.
- FURON R., SOYER R. (1947) — Catalogue illustré des fossiles tertiaires du bassin de Paris. Paris : Lechevallier édit., 230 p.
- GIGOT C., avec la collaboration de SCANVIC J.Y., MONCIARDINI C., MAGET P., VINCHON C. (1990) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Courville-sur-Eure (254). Orléans : BRGM, 35 p. Carte géologique par C. Gigot et coll. (1990).
- GLATIGNY et coll. (1988) — Le Pays de Verneuil-sur-Avre. Évreux : Fromont-Glatigny édit., 159 p.
- GUILLIER (1882) — Carte géol. France (1/80 000), feuille Mortagne-au-Perche (63), 1^{re} édition. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- GUILLOCHEAU F. (1991) — Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 1, 312, p. 1587-1593.
- GUILLOPE P., PRUVOST A., GIGOT P. (1982) — Cartographie des risques d'effondrements sur les plateaux hauts-normands. Actes colloque « Mouvements de terrain » (CETE Rouen, 1982). Documents BRGM, 83, p. 195-204.
- ISAMBERT M. (1984) — Carte pédologique de la France à 1/100 000, feuille J-9 : Châteaudun + notice 259 p. S.E.S.C.P.F.-INRA, Ardon.
- ISAMBERT M., COUTELLE A. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Nogent-le-Rotrou (289). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Isambert, A. Coutelle (1989), 23 p.
- JUIGNET P. (1974) — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse État, Caen, 2 vol., 786 p.
- JUIGNET P. (1980) — Conditions de dépôt et diagenèse de la craie. *In* C. Mégnien, F. Mégnien, (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 314-317.
- JUIGNET P., BRETON G. (1992) — Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, p. 197-218.
- JUIGNET P., LOUAIL J. (1986) — La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du Massif armoricain. Dynamique sédimentaire, relations bassin de Paris - Bassin aquitain, eustatisme et contrôle régional. *In* : « Colloque transgressions et régressions au Crétacé » (Dijon, sept. 1985). Mém. géol. univ. Dijon, 10, p. 31-45.
- KLEIN C. (1975) — Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Poitou septentrional et contrées adjacentes. Thèse État (géographie), Paris. Mém. Fondation Baulig, Orphrys impr., XII, 3 vol.
- KUNTZ G., DEWOLF Y., MONCIARDINI C., VERRON G. (1977) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Breteuil-sur-Iton (179). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz, Y. Dewolf, P.N. Frileux, C. Monciardini, P. de La Quèrière, G. Verron (1977), 39 p.

- KUNTZ G., DEWOLF Y., MONCIARDINI C., VERRON G. (1981) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaumont-le-Roger (149). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz, C. Monciardini, Y. Dewolf, P. de La Quèrière, P.N. Frileux, G. Verron (1977), 38 p.
- KUNTZ G., DEWOLF Y., MONCIARDINI C., VERRON G. (1982) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Rugles (179). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz, Y. Dewolf, P.N. Frileux, C. Monciardini, P. de La Quèrière, G. Verron (1982), 39 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) — Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse État (géographie), Caen. Rouen : Groupe Seine édit., 908 p.
- LAVERGNE D., BOURNÉRIAS M. (1973) — Carte de la végétation de France, feuille 24 : Chartres. Service de la Carte de la végétation, Toulouse.
- LECOLLE F. (1987) — Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. Géologie et préhistoire. Thèse État (géologie), Paris VI. Rouen : Groupe Seine édit., 701 p.
- LEMAÎTRE H. (1959) — Présence de fossiles stampiens dans les conglomérats de silex au Sud d'Évreux (Eure). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 30.
- LEMÉE G. (1937) — Recherches écologiques sur la végétation du Perche (thèse). Librairie générale de l'Enseignement, Paris, 392 p.
- MARY G. (1964) — Le périglaciaire des environs du Mans (Sarthe, France). *Biuletyn periglacialny*, Łódz (Pologne), 13, p. 53-96.
- MÉGNIEU C., MÉGNIEU F. (coord.) — Synthèse géologique du bassin de Paris. Mém. BRGM, n° 101, 102, 103.
- MÉNILLET F. (1985) — Les meulière et les argiles à meulière ; leurs rapports avec les surfaces Néogène à Quaternaire ancien du bassin de Paris. *Géologie de la France*, 2, p. 213-226.
- MÉNILLET F. (1988) — Désilicifications et silicifications au Plio-Quaternaire dans les karsts de calcaires tertiaires du bassin de Paris. Genèse et caractéristiques des meulière types. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, 25-4, p. 81-91.
- MÉNILLET F. (1993) — Les meulière du Bassin parisien (France) et les faciès associés. Rôle des altérations supergènes et Quaternaire ancien dans leur genèse. Documents BRGM, 222, 425 p.
- MÉNILLET F., GONZALÈS G., KUNTZ G., RIOULT M., HAVLICEK P., LEBRET P. (1994a) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Vimoutiers (177). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet, M. Rioult, avec la coll. de P. Havlicek, A. Lecointe, C. Monciardini, P. Pascaud (1994), 91 p.
- MÉNILLET F., HAVLICEK P., FROBERT L., DUGUEY E., GIGOT C., LEBRET P., PIERRET A., MONCIARDINI C. (1994b) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Dreux (216). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet avec la coll. de E. Duguey, L. Frobert, P. Havlicek, M. Isambert, C. Monciardini, P. Maget, A. Pierret (1994), 67 p.

- MONCIARDINI C. (1980) — Profil « Ecors Nord de la France » : corrélations biostratigraphiques entre quarante-six sondages sismiques intracrétacés. *Géologie de la France*, 4, p. 39-48.
- MONCIARDINI C., ALCAYDÉ G. (1982) — Les paléomilieus turoniens dans le bassin de Paris (colloque Turonien, octobre 1981). *Mém. Muséum hist. nat.*, Paris, p. 35-41.
- MOUTON J.A. (1985) — Morphologie foliaire : nouvelles perspectives. Actes 110^e congr. nat. soc. sav., Montpellier, Sciences, fasc II, p. 267-276.
- MUSSET R. (1920) — Le relief du Perche. *Ann. géographie*, 29, p. 99-126.
- ONFRAY J. (1938) — Un forage sur les plateaux du Perche. *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), 1 (1937), p. 3-15.
- ONFRAY J. (1939) — Nouveaux tracés de failles dans le Perche (feuille géologique de Mortagne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), 1 p. 55-67 et 81-82.
- 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*, Caen, 32, p. 127-160.
- PAREYN C., DORÉ F., JUIGNET P., POMEROL C., RIOULT M. (1967) — Carte géol. France (1/80 000), feuille Mortagne-au-Perche (63), 3^e édition. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- PASSY A. (1874) — Description géologique du département de l'Eure. Évreux : Herissey et fils édit., 289 p.
- 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*, LXIV-4, p. 75-80.
- POMEROL B., BAILEY H.W., MONCIARDINI C., MORTIMORE R.N. (1987) — Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Lewes and Seaford Chalks : A Link across the Anglo-Paris Basin at the Turonian/Senonian boundary. *Cretaceous Research*, p. 289-304.
- RAMEAU J.C., MANSION D., DUMÉ G. et coll. (1989) — Flore forestière française ; guide écologique illustré, tome 1 : plaines et collines. I.D.F.-D.E.R.F.-E.N.G.R.E.F, Paris, 1 785 p.
- RAMOND G. (1896) — Géologie de l'aqueduc de l'Avre, dérivation vers Paris des sources de la Vigne et de Verneuil. *Bull. Mus. hist. nat.*, Paris, 3, p. 1-5.
- RÉMY-WATTE M. (1972) — Inventaire des monuments mégalithiques de Haute-Normandie (Seine-Maritime et Eure). *Mém. maîtrise (histoire)*, Rouen, 185 p.
- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL P.R. (1991) — Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Parisian Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset), *Bull. Centres rech. expl. prod. Elf-Aquitaine*, 15-1, p. 101-194.

- RIVELINE-BAUER J. (1970) — Contribution à l'étude sédimentologique et paléogéographique des sables de l'Oligocène du bassin de Paris et de Belgique. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 2 vol., 53 pl., 164 p.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., LE STRAT P., DESRASSE S., BESSEREAU G., BONJOLY D., VAIRON J. (1991) — Évolution géométrique de la plate-forme mixte terrigène/carbonatée du Jurassique inférieur du bassin de Paris. 4^e congrès français sédimentologie, Paris. *Bull. Assoc. sédim. français*, 19, p. 317-318.
- RODET J. (1982) — Contribution à l'étude du karst de la craie : l'exemple normand et quelques comparaisons. Thèse 3^e cycle (géographie physique), Paris I, 427 p.
- RODET J. (1992) — La craie et ses karsts. Centre normand d'étude du karst et des cavités du sous-sol et Groupe Seine co-édit., Rouen, 560 p.
- RUTOT A. (1898) — Alimentation de Paris en eau potable. Dérivation des sources de la Vigne et de Verneuil. Étude géologique et hydrogéologique. *Bull. Soc. belge géol. paléont. et hydrogéol.*, Bruxelles, XII, p. 54-70.
- SUZZONI J.M. (1988) — Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8) VI-6, p. 995-1002.
- THIRY M. (1978) — Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du Sud-Est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. *Bull. BRGM* (2) sect. 1, 1, p. 19-46.
- THIRY M. (1981) — Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. *Sciences géologiques*, Strasbourg, 64, 173 p.
- THIRY M. (1993) — Silicifications continentales. *In* colloque : « Sédimentologie et géochimie de la surface » (Paris, avril 1993). Paris : Acad. Sciences-CADAS édit., p. 177-198.
- THIRY M., BERTRAND-AYRAULT M., GRISONI J.C., MÉNILLET F., SCHMITT J.M. (1988) — Les Grès de Fontainebleau : silicifications de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8) IV-3, p. 419-430.
- TOURENQ J., KUNTZ G., LAUTRIDOU J.P. (1991) — Démonstration par l'exoscopie des quartz des conditions marines de mise en place des sédiments pliocènes (Sables de Lozère...) de Haute-Normandie (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II) 312, p. 855-862.
- VAUDOIS-MIÉJA N. (1985) — La flore des grès à palmiers de l'Ouest de la France. *Bull. sec. sci. C.H.T.S.*, VIII, p. 259-273.
- WAZI N. (1988) — Le Crétacé du Roumos (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute-Normandie). Stratigraphie et tectonique. Thèse doct. univ. Rouen, 532 p.

Documents et rapports consultés

ARTIS H., MARTIN P., ROUX J.C. (1971) — Étude hydrogéologique du Sec-Iton. Rapport BRGM 71 SGN 127 BNO, Caen, 22 p.

BÉGUIN P. (1992) — Banque de données sur les cavités souterraines, Haute-Normandie, journée du 27 mars 1992. Note 92 NT 156 HNO. BRGM, Mont-Saint-Aignan, 20 p.

BLAVIER E. (1840) — Carte géologique du département de l'Orme.

CHAMBRE D'AGRICULTURE DE L'EURE (1992) — Opération vallée de l'Avre, compte rendu du comité de pilotage du 23 juin 1992. Mairie de Breux-sur-Avre. Document 92 OUV 103 HNO. BRGM, Mont-Saint-Aignan.

DESPREZ N., MARTINS C. (1972) — Protection des captages de la ville de Paris dans la région de La Ferté-Vidame. Rapport BRGM 72 SGN 323 BP, Orléans, 18 p.

FAUCONNIER D. (1993) — Palynologie de Crétacé moyen du sondage la Bourgeoiserie (feuille à 1/50 000 Verneuil). Rapport BRGM GEO/GSM/NT/93/053, Orléans, 2 p.

MONCIARDINI C. (1990) — 1/50 000 Dreux. Étude micropaléontologique de 60 échantillons de craie. Rapport BRGM GEO/BAS/067, Orléans, 7 p.

MONCIARDINI C. (1993a) — 1/50 000 Verneuil, L'Aigle et Mortagne-au-Perche. Étude micropaléontologique de 55 silex creux et d'un ancien sondage A.E.P. de Senonches. Rapport BRGM GEO/GSM/NT/93/011, Orléans, 12 p.

MONCIARDINI C. (1993b) — 1/50 000 La Loupe et Brionne. Étude micropaléontologique de 6 échantillons meubles. Rapport BRGM GEO/GSM/NT/93/051, Orléans, 3 p.

MONCIARDINI C. (1993c) — 1/50 000 Verneuil. Étude micropaléontologique de deux sondages A.E.P. Boissy 2 et la Bourgeoiserie, plus étude ponctuelle de deux autres forages. Rapport BRGM GEO/GSM/NT/93/043, Orléans, 12 p.

MONCIARDINI C. (1993d) — Études micropaléontologiques complémentaires sur les sondages A.E.P. de Rueil et Boissy 2. Rapport BRGM GEO/GSM/NT/93/059, Orléans, 4 p.

POTIER (1868) — Carte géologique du département d'Eure-et-Loir.

En ce qui concerne les vides souterrains d'origine humaine (carrières, marnières) anciens ainsi que quelques écrits d'érudits locaux sur les anciens métiers de la région (forges de la région de L'Aigle), les auteurs invitent le lecteur à consulter les archives départementales, particulièrement la liste non exhaustive suivante :

— pour *l'Eure (Évreux)* : Mines et carrières série S, Répertoire numérique des cartes et plans, série 3PL 1937. Évreux : Baudot Marcel édit.

— pour *l'Eure-et-Loir (Chartres)* : Ouvertures de carrières, arrondissement de Dreux 1875-1885, série 8S27,

Marnières, correspondance 1806-1829, série 8S21,

Cavernes et caves de grandes dimensions 1942, série 10R123,
Carrières, accident 1858-1905, série 8S28.

— pour l'Orne (Alençon) : Mines et carrières, déclaration d'ouverture
et de fermeture 1879-1905, série S1152,

Mines et carrières, déclaration d'ouverture 1932-1936, série S1142

Extraction de matériaux, carrières appartenant à des particuliers
ou à des communes série S1144,

Recherches statistiques et expériences sur les matériaux de construc-
tion, Répertoire des carrières de taille exploitées en 1889. Paris :
Baudry et Cie édit. (1890), série 1153.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire
des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre
de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les docu-
ments peuvent être consultés aux services géologiques régionaux suivants :

— pour l'Eure, S.G.R. Haute-Normandie, parc de la Vatine, 14, rue
Raymond-Aron, 76130 Mont-Saint-Aignan ;

— pour l'Eure-et-Loir, S.G.R. Centre, avenue de Concyr, 45060 Or-
léans Cedex 2 ;

— pour l'Orne, S.G.R. Basse-Normandie, CITIS « Le Pentacle », ave-
nue de Tsukuba, 14209 Herouville-St-Clair Cedex ;

ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-
Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

P. LEBRET (coordinateur), ingénieur géologue au BRGM,
SGN/CSG, Orléans.

F. MÉNILLET, ingénieur géologue au BRGM, SGN/CSG, Orléans.

P. BÉGUIN, stagiaire au BRGM.

F. CHARNET, ingénieur à l'Institut pour le développement fores-
tier, antenne d'Orléans.

D. FAUCONNIER, ingénieur géologue au BRGM, SGN/GEO,
Orléans.

S. GARDIN, chercheur au BRGM, SGN/GEO, Orléans.

J.C. KOENIGUER, maître de conférences à l'université Paris VI.

C. MONCIARDINI, ingénieur géologue au BRGM, SGN/GEO,
Orléans.

Les auteurs remercient M.M. Billard (direction de l'Archéologie de Haute-Normandie), Clément
(direction de l'Archéologie du Centre), Lafarge (SAGEP, Dreux), Lemoine (hydrogéologue départemental
de l'Orne, Alençon) et Mandy (direction de l'Archéologie de Basse-Normandie) pour les renseignements
ou échantillons qu'ils nous ont obligeamment donnés lors de la réalisation de cette carte et de sa notice.

Les analyses ont été effectuées au BRGM (Orléans) par J. Cubizolles (granulométries), P. Jézéquel
(minéraux denses), F. Pillard (diffractométrie R.X.) et A. Batel (chimie I.C.P.).

Présentation au CCGF : 17 juin 1993.

Acceptation de la carte et de la notice : 25 novembre 1993.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1996.

ANNEXE

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Commune	Gournay-le-Guéryn	Pullay	Saint-Christophe-sur-Avre	Boissy-lès-Perche	Verneuil-sur-Avre	Piseux	Rueil-la-Gadellière	Verneuil-sur-Avre	Rueil-la-Gadellière	Tillières-sur-Avre	Bérou-la-Mulotière	Boissy-lès-Perche	Armentières-sur-Avre
Date	1932	1951-1957	1964	1969	1963	1950	1966	1952-4	1949	1978	1964	1963	1963
N° B.S.S.	1-03	2-01	2-02	2-2001	3-01	3-02	3-03	3-26	3-2002	4-08	4-2001	6-01PF	6-01P
X (Lamb. 1)	485,030	492,225	488,500	492,800	496,325	499,025	499,730	495,580	499,850	505,560	504,700	492,925	488,650
Y (Lamb. 1)	1113,250	1116,350	1111,850	1113,400	1117,575	1118,975	1113,920	1115,330	1114,050	1118,440	1116,200	1110,855	1110,700
Z (NGF)	212	194,49	188	189	172,68	168,2	150	182,13	149	135	140	193	195
Épaisseur RS (m)	20,00	21,80	3	6,80	30	19,40	29,30	4,40	29,80	> 20	> 19,25	24	22
Âge du toit du Crétacé	Turonien	Turonien?	Turonien	Turonien	Turonien	?	Turonien	Turonien	Turonien	Coniacien?	?	Turonien	Turonien
Cote du toit du Crétacé (non altéré)	192	171,39	181	182,20	142,68		120,20	148,13	119,70	130,70		166	185
Cote limite Turonien/Cénomannien	?	149,29?	?	?	?		?	?	89	?		130	92
Cote de base des Sables du Perche (Czb)		?							absents			absents	?
Cote limite Cénomannien/Jurassique									-36,5			17 (contact Albien sur Kimméridgien)	
Âge du Jurassique							Kimméridgien		Kimméridgien			Kimméridgien	
Cote de base du sondage	161,85	119,19	161,70	133	130,03	19,40	97	145,25	-37,95	115	19,25	-16	175

Tableau I — Principaux sondages

Commune	Boissy-lès-Perche	La Puisaye	La Ferté-Vidame	Lamblore	Beauce (Hérangeville)	La Pommeraye	La Pommeraye	Magny-lès-Châtelets	Brézolles, ferme la Queron	Brézolles, ferme la Fontaine	St-Maurice-lès-Charançay	La Ferté-Vidame (Citroën)	Grandvilliers
Date	1930	1937	1959	1951	1969	1963	1965	1965	1969	1969	1987	1986	1955
N° B.S.S.	6-02	7-01	7-02	7-03	7-04	8-01	8-03	8-04	8-21	8-22	non inscrit	253-3-2001	179-8-04
X (Lamb. 1)	491,750	499,440	495,300	495,200	498,290	504,900	506,300	503,250	504,250	504,800	481,600	495,000	506,450
Y (Lamb. 1)	1107,900	1103,040	1101,900	1104,070	1109,240	1106,400	1105,950	1107,900	1110,150	1110,650	1103,900	1100,700	1121,900
Z (NGF)	214	223,66	245	234	195,22	184	175	168,24	181	180	237	255	184
Épaisseur RS (m)	24	10	30	20	29,50	36	34	?	30	27	9	14,50	26
Âge du toit du Crétacé (non altéré)	Turonien	Turonien	Cénomannien (czb)	Turonien	Turonien	Turonien	Turonien ?	Turonien	Turonien	Turonien	Cénomannien (czb)	Cénomannien (czb)	Sénonien (Santonien ?)
Cote du toit du Crétacé	190	213,66	215	214	165,72	148	141	< 82	151	153	228	240,5	?
Cote limite Turonien/Cénomannien	?	?	/	?	155,72	?	?	34,24	?	?	/	/	
Cote de base des Sables du Perche (czb)			200,50		?			?			203	225,5	
Cote limite Cénomannien/Jurassique			?								?	?	
Âge du Jurassique													
Cote de base du sondage	175	208,66	113,4	188	115,22	138	121	-19,76	131	137	146	190,3	131,5

Tableau I — Principaux sondages (suite)

Non inscrit B.S.S.	Coordonnées Lambert (zone I)			Chronostratigraphie
	Profondeurs	X = 481,600	Y = 1103,900	
0 à 1 m	Limon argileux à silex fragmentés par le gel			Pléistocène
1 à 3 m	Résidu à silex apparemment pauvre en matrice d'argile brune			Tertiaire-Pléistocène (silex : Santonien)
3 à 7 m	Résidu à silex très riche en silex dans matrice argilo-limoneuse brun rosé plus importante vers le bas			Tertiaire-Pléistocène (silex : Turonien Tb, Tc)
7 à 9 m	Argile brun foncé, massive, renfermant en faible quantité des sables quartzeux millimétriques et des petits graviers de silex noirs			Tertiaire-Pléistocène (silex : Cénomaniens sup. Cc à Turonien moyen Tb)
9 à 17 m	Sable quartzeux millimétrique (type Sables du Perche) dans matrice silto-argileuse brune			Cénomaniens supérieurs (et base du Turonien inférieur au sommet vers 10-15 m)
17 à 19 m	Passée de sable grossier et graviers de silex émoussés			
19 à 30 m	Niveau plus sableux, pauvre en graviers			
30 à 33 m	Sable argileux brun-roux et fragments (2-5 mm) de silex noirs ou roux			
33 à 34 m	Niveau de graviers de silex anguleux, gris à roux. Niveau de base des Sables du Perche ?			
34 à 62 m	Marne silteuse grise, carbonatée, micacée à grains de glauconie			Cénomaniens moyens (toit vers 60 m ?)
62 à 77 m	Lacune d'observation			
77 à 91 m	Sable gris, carbonaté et peu glauconieux, plus grossier vers la base et à débris de coquilles			Cénomaniens inférieurs à moyens
				Transition Albien/Cénomaniens vers 90 m

Tableau II — Sondage de Saint-Maurice-lès-Charancey (la Bourgeoiserie). Lithologie, chrono- et biostratigraphie (foraminifères et palynologie)

B.S.S. : 215-6-01PF	Coordonnées Lambert (zone I)			Chronostratigraphie
Profondeurs	X = 492,925	Y = 1110,855	Z = + 193	
0 à 4 m	« Terre végétale »			Quaternaire
4 à 15 m	Argile blanchâtre, sableuse avec petits graviers quartzeux			Tertiaire-Pléistocène (silex : Santonien)
15 à 24 m	Argile à silex rougeâtre et silex entiers			Tertiaire-Pléistocène (silex : Turonien <i>Ta</i> , <i>Tb</i>)
24 à 92 m	Craie marneuse avec lits de silex noirs assez abondants (vers 40 m, fissures ouvertes sans venues d'eau)			Turonien inférieur (<i>Ta</i> sup. : 36 m, <i>Ta</i> : 53 m à 46 m, <i>Ta</i> inf. 53 à 49 m)
				Cénomaniens supérieur <i>Cc</i> (55 à 92 m)
92 à 117 m	Marne grise avec quelques silex (102 m) et petits bancs de grès siliceux gris, piqueté de glauconie			Cénomaniens moyen (faciès « Craie de Rouen »)
117 à 128 m	Sable fin peu gréseux			Cénomaniens inférieur à moyen
128 à 149 m	Argile sableuse grise			Passage Albo-Cénomaniens inf.
149 à 161 m	Graviers de quartz blanc			Albien s.s. vraisemblable
161 à 163 m	Grès concrétionné			
163 à 173 m	« Grès vert », très glauconieux			Albien inférieur et moyen
173 à 206 m	Marne grise fossilifère			Jurassique : Kimméridgien

Tableau III — Sondage de Boissy-lès-Perche. Lithologie, chrono- et biostratigraphie (foraminifères et palynologie).

B.S.S. : 215-03-2002	Coordonnées Lambert (zone I)			Chronostratigraphie
Profondeurs	X = 499,850	Y = 1114,050	Z = + 149	
0 à 1 m	« Terre végétale » argileuse grise			Tertiaire-Pléistocène (silex : Sénomien vraisemblable) et alluvions pléistocènes
1 à 6 m	Silex (résidu à silex)			
6 à 17,30 m	Silex (résidu à silex)			
17,30 à 29,30	Silex avec un peu de craie			Turonien moyen (Tb et Ta vers 28 m)
29,30 à 49 m	Lacune d'observation			
49 à 87,25 m	Craie marneuse blanche			Turonien inférieur (Ta final : 42 à 30 m Ta : 47 à 42 m Ta inf. : 53 à 47 m) et toit du Cénomaniens supérieur extrapolé vers 55 à 60 m ?
87,25 à 91,25 m	Craie grise avec silex foncés			
91,25 à 104,85 m	Craie grise, dure, parties marneuses, quelques silex			
104,85 à 119 m	Craie grise, dure, avec passées marneuses et silex			
119 à 120 m	Craie marneuse grise			
120 à 140 m	Craie marneuse blanche			
140 à 145 m	Marne blanc verdâtre avec grains de glauconie			Cénomaniens
145 à 154,50 m	Marne gris-vert très glauconieuse			Probablement glauconite du passage Albien/Cénomaniens
154,50 à 157,50 m	Argile gris foncé			
157,50 à 158 m	Sable			? ? ? ? ? ? ?
158 à 161 m	Sable vert très fin, quartzeux et glauconieux			
161 à 178 m	Argile gris foncé			Albien ?
178 à 185,50 m	Argile alternant avec du sable glauconieux foncé			
185,50 à 186,95 m	Calcaire lithographique bleu-gris			Jurassique : Kimméridgien

Tableau IV — Sondage de Rueil-la-Gadelière. Lithologie, chrono- et biostratigraphie (foraminifères et palynologie)

