



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

L'AIGLE

par

F. MÉNILLET, P. LEBRET, P. BÉGUIN,
F. CHARNET, B. HÉRARD, B. LEMOINE,
C. PERRON

L'AIGLE

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

Vimoutiers	Rugles	Breteuil- sur-Iton
Sées	L'AIGLE	Verneuil
Alençon	Mortagne- au-Perche	La Loupe

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
L'AIGLE À 1/50 000**

par

**F. MÉNILLET, P. LEBRET, P. BÉGUIN, F. CHARNET,
B. HÉRARD, B. LEMOINE, C. PERRON**

1998

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : MÉNILLET F., LEBRET P., LETURCQ T. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille L'Aigle (214). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet *et al.* (1998), 114 p.

pour la notice : MÉNILLET F., LEBRET P., BÉGUIN P., CHARNET F., HÉRARD B., LEMOINE B., PERRON C. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille L'Aigle (214). Orléans : BRGM, 114 p. Carte géologique par F. Ménillet *et al.* (1998).

© BRGM, 1998. 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 : 2-7159-1214-5

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	8
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE</i>	13
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	14
<i>Jurassique</i>	14
<i>Crétacé</i>	25
<i>Formations superficielles</i>	37
TECTONIQUE	60
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	64
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	69
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	71
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	71
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	77
<i>RISQUES NATURELS</i>	79
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	80
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	87
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	89
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	91
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	91
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	92
<i>GLOSSAIRE</i>	93
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	98
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	99
AUTEURS	108
ANNEXES	109
<i>LA MÉTÉORITE DE L'AIGLE</i>	109
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	114

RÉSUMÉ

En région Basse-Normandie, dans le département de l'Orne, la carte à 1/50 000 L'Aigle est située sur la bordure occidentale de l'auréole crétacée du bassin de Paris. À l'Ouest de la carte, une tectonique cassante a permis, sur plusieurs panneaux remontés, le dégagement par érosion de formations d'âge jurassique. Ainsi, la série stratigraphique affleurante s'étend du Bathonien supérieur au Turonien. Le socle armoricain n'a pas été atteint en sondage et aucun témoin d'âge triasique ou liasique n'a encore été découvert. La couverture secondaire débute, au plus tard, au Bathonien moyen.

À l'Ouest, les panneaux où affleurent les assises jurassiques comprennent :

- des calcaires de plate-forme marine, d'âge bathonien moyen à supérieur ;
- des marnes à intercalations de calcaire fin et passées silteuses, d'âge callovien à oxfordien inférieur (envasement de la plate-forme, avec apports détritiques épisodiques) ;
- des calcaires de plate-forme marine, d'âge oxfordien inférieur à moyen, surmontés par des calcaires fins à intercalations marneuses d'âge oxfordien supérieur à kimméridgien possible vers l'Est.

La mer quitte la région, au plus tard au Kimméridgien et revient, après une longue phase d'évolution continentale, à l'Aptien (au Nord-Ouest) ou à l'Albien, pour déposer des sables et argiles très riches en glauconie dans une vasière littorale. Au Cénomaniens, la mer s'ouvre progressivement et les apports détritiques et la glauconie se diluent de plus en plus dans une boue carbonatée crayeuse à coccolithes. Au Cénomaniens supérieur, un apport détritique local engendre le prisme sédimentaire des Sables du Perche. Au Turonien, la sédimentation devient franchement crayeuse ; les cherts et les silex gris, très riches en spicules de spongiaires du Cénomaniens, sont remplacés par les silex noirs à brun résineux, typiques des craies de Normandie. Ces craies se sont déposées ici au moins jusqu'au Campanien, mais ont été très largement altérées et seules celles du Turonien inférieur à moyen sont conservées dans la moitié nord-est de la carte, sous une couverture de Formation résiduelle à silex assez argileuse. Dans sa partie supérieure, cette dernière renferme des blocs de grès et de conglomérats provenant de la cimentation de probables sables fluviatiles tertiaires ; certains d'entre eux présentent des structures symptomatiques de silcrètes (âge probable : Éocène supérieur).

Vraisemblablement au cours du Tertiaire, le rejeu d'accidents de socle fracture la couverture secondaire, avec des accidents en N60 à 70°E à l'Ouest (failles de Courtomer et du Merlerault) et N110°E à l'Est (faille de Senonches). Après la longue évolution continentale fini-crétacée et tertiaire, en réponse à des phénomènes d'épirogénie positive et aux phénomènes

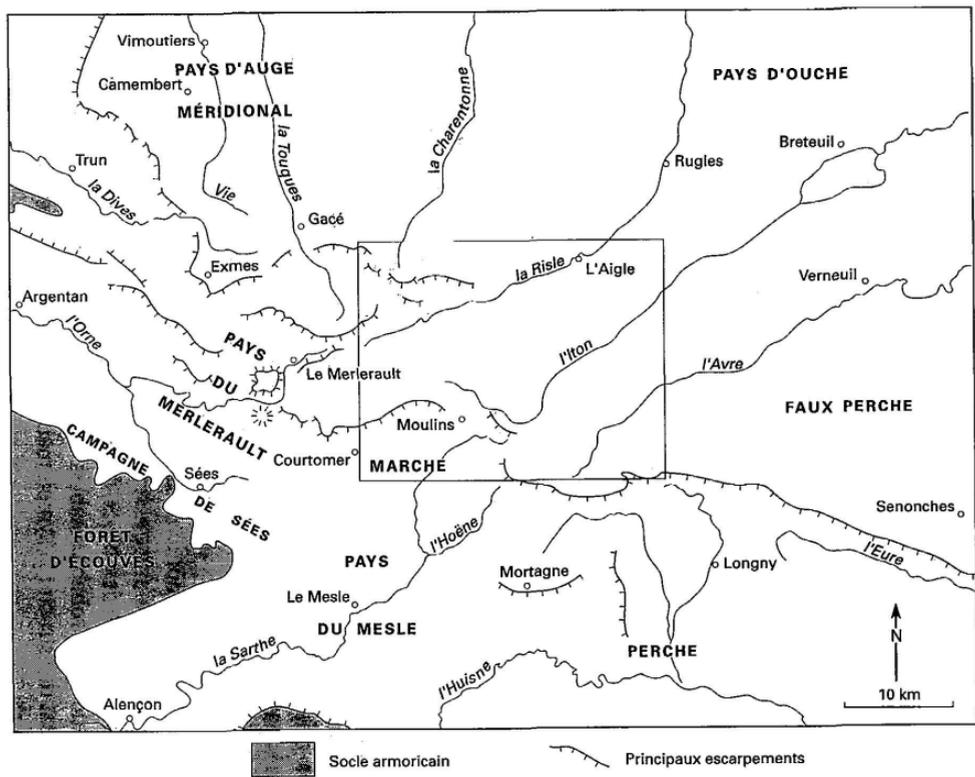


Fig. 1 - Situation de la carte à 1/50 000 L'Aigle dans le contexte géographique régional

froids, périglaciaires du Quaternaire, le paysage prend peu à peu sa physiologie actuelle : creusement des vallées, épandage de limons éoliens, constituant les terres fertiles des plateaux, recouvrement des versants par des formations de solifluxion.

Le sous-sol est à l'origine des vocations forestières, agricoles et ferroviaires qui ont engendré l'utilisation du sol et la civilisation traditionnelle locale. Parmi les principales ressources actuelles du sous-sol, citons les Sables du Perche, matériau et siège d'un aquifère, et l'eau des calcaires jurassiques et des dépôts crayeux du Crétacé.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille se situe dans la région Basse-Normandie. Tout le territoire qu'elle recouvre fait partie du département de l'Orne. Les communes concernées sont, en partie ou en totalité : Aube, Auguaie, Beaufai, Beaulieu, Bonnefoi, Bonsmoulins, Bresollettes, Brethel, Bubertré, Champ-Haut, Champs, Chandai, Cisai-Saint-Aubin, Courtomer, Crulai, Échauffour, Écorcei, Fay, Ferrières-la-Verrerie, Irai, La Chapelle-Viel, La Ferrière-au-Doyen, La Génévraie, L'Aigle, La Chaise-Dieu-du-Theil, La Poterie-au-Perche, La Trinité-des-Laitiers, La Ventrouze, Le Plantis, Le Ménil-Bérard, Les Aspres, Les Authieux-du-Puits, Les Genettes, L'Hôme-Chamandot, Lignerolles, Mahéru, Montchevreil, Moulins-la-Marche, Normandel, Orgères, Planches, Prépotin, Rai, Randonnai, Saint-Agnan-sur-Sarthe, Saint-Aquilin-de-Corbion, Saint-Aubin-de-Courteraie, Saint-Évroult-Notre-Dame-des-Bois, Saint-Hilaire-sur-Risle, Saint-Martin-d'Écublei, Saint-Martin-de-Pézerits, Saint-Michel-Tubœuf, Saint-Ouen-de-Sécherouvre, Saint-Ouen-sur-Iton, Saint-Pierre-des-Loges, Saint-Sulpice-sur-Risle, Saint-Symphorien-des-Bruyères, Sainte-Céronne-lès-Mortagne, Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe, Soligny-la-Trappe, Tellières-le-Plessis, Touquettes, Tourouvre, Vitrai-sous-Laigle.

La feuille L'Aigle de la Carte géologique de la France à 1/50 000 se situe sur la bordure occidentale du bassin de Paris, aux confins de la Normandie et du Perche (fig. 1). La topographie est assez complexe, le relief comprend une série de plateaux, faiblement inclinés vers le Nord et limités par un escarpement à regard sud. Les parties les plus hautes de ces plateaux avoisinent et dépassent localement 300 m (331 m dans le bois de Trémont, au Nord d'Échauffour). Entre ces plateaux, les dépressions, d'orientation WSW-ENE ou WNW-ESE sont pour la plupart liées à des failles. Localisé dans ces dépressions, le cours des principales rivières est cependant souvent distinct des tracés de failles.

La feuille recoupe la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire : amont des cours de la Risle, de l'Iton et de l'Avre, tributaires de la Seine, en pays d'Ouche et Faux-Perche ; amont du cours de la Sarthe, tributaire de la Loire, dans la partie sud-ouest de la carte ; ruisseaux tributaires de l'Hoesne, affluent de la Sarthe, au Sud de la carte. Au Nord-Ouest, le ruisseau de Fontaine-Bouillante est tributaire de la Touques, fleuve côtier normand. Le fond de la vallée de la Sarthe (200 à 165 m) est à une altitude sensiblement plus basse que celui des rivières du bassin-versant de la Seine (250 à 200 m pour la Risle, l'Iton et l'Avre).

Le pays d'Ouche

Au Nord, la surface qui porte la forêt de Saint-Évroult est l'extrémité méridionale du plateau d'Ouche. La vallée de la Risle et les plateaux qui la bordent au Sud sont encore rattachés au pays d'Ouche dont la limite méridionale peut être placée sur l'Iton et l'escarpement dominé par la D 131 entre Moulins-la-Marche et Ferrières-la-Verrerie. Le pays d'Ouche est un plateau bocager, avec des parties ouvertes cultivées.

La Marche

L'amont du bassin-versant de la Sarthe est une zone de transition entre la Normandie proprement dite et le Perche, parfois appelée « Marche » ou « Marches normandes », comme l'indique l'attribut de Moulins-la-Marche. Cette zone de transition se rattache à l'Ouest au pays du Merlerault, terroir auquel appartient le canton de Courtomer. Son originalité est de juxtaposer, par le jeu de la faille de Moulins-la-Marche, un paysage de type « pays d'Auge », au Sud, à celui d'un glacis calcaire très disséqué par le réseau hydrographique. Le même phénomène se retrouve au Nord-Ouest de Sainte-Gauburge (secteur d'Orgères).

Perche et Faux-Perche

Au Sud-Est d'une ligne Saint-Ouen-de-Sècherouvre–vallée de l'Iton, débute le Perche : Perche *sensu stricto*, pour la zone boisée au Sud d'une ligne Les Genettes–Randonnai ; Faux-Perche (= Haut-Perche = Terres françaises) au Nord-Est de cette ligne. Le Perche comprend des plateaux boisés très disséqués à versants sablonneux ; le Faux-Perche a un paysage analogue au pays d'Ouche : plateau bocager ou découvert et cultivé.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte se situe sur le bord occidental de l'auréole crétacée du bassin de Paris. L'ordonnance monoclinale de ce bord ouest de la cuvette parisienne

est perturbée par plusieurs accidents, notamment la faille du Merlerault au Nord et celle de Courtomer–Moulins-la-Marche au Sud-Ouest, qui remontent à l’affleurement des terrains d’âge bathonien supérieur à oxfordien. Ainsi, la série sédimentaire affleurante va du Bathonien supérieur au Turonien (fig. 2), le Crétacé terminal (super-étage Sénonien) étant entièrement altéré (Formation résiduelle à silex). Le Tertiaire n’est représenté que par de très rares lambeaux de sables et des blocs de grès résiduels ; le Quaternaire, par des dépôts de versant, des limons lœssiques de plateaux et des alluvions.

Le Jurassique est représenté par des dépôts marins comprenant :

- des calcaires biodétritiques et sublithographiques, de plate-forme marine, du Bathonien supérieur, n’affleurant qu’en limite sud-ouest de la feuille, aux alentours de Courtomer où ils sont largement masqués par des limons lœssiques quaternaires ;
- une série marneuse d’âge callovien à oxfordien inférieur ;
- des dépôts carbonatés de plate-forme (faciès biodétritiques, oolitiques, pisolitiques et périrécifaux), d’âge oxfordien inférieur à oxfordien moyen ;
- une alternance de calcaires argileux et de marnes liés à l’envasement de la plate-forme à l’Oxfordien supérieur.

Une longue lacune, de l’Oxfordien supérieur à l’Aptien ou l’Albien, correspond à la régression fini-jurassique, augmentée à la base par une érosion probable de dépôts du Kimméridgien et même de l’Oxfordien supérieur à l’Ouest de la carte.

La série crétacée va de l’Aptien (probable) au Turonien, le Sénonien, sous faciès de craie à silex, étant entièrement altéré. Les silex creux de la Formation résiduelle à silex renferment des microfossiles d’âge campanien. Jusqu’au Cénomaniens moyen, la série crétacée se rattache à la province normande :

- Aptien sableux (à silteux), localisé au Nord-Ouest de la carte (golfe marin ou estuaire) ;
- Albien glauconieux (Glauconie de base : vasière circalittorale) ;
- Cénomaniens inférieur sous faciès de craie glauconieuse, à masses de gaize, cherts à spongiaires, silex et hardgrounds (milieu infratidal, peu profond).

Au Cénomaniens supérieur, une importante arrivée de matériaux détritiques originaires du massif armoricain, construit un vaste cône sableux dans le Perche. La carte L’Aigle recoupe le bord septentrional de ce cône. Après érosion, les Sables du Perche, de grain grossier à fin, ne sont conservés que dans la partie sud-est de la feuille.

Au Turonien, la sédimentation crayeuse, reprend sur l’ensemble de la région et se poursuit au moins jusqu’au Campanien. Les silex, peu abondants au Turonien inférieur, deviennent beaucoup plus nombreux dans les assises suivantes et formeront, après altération, la carcasse de la Formation

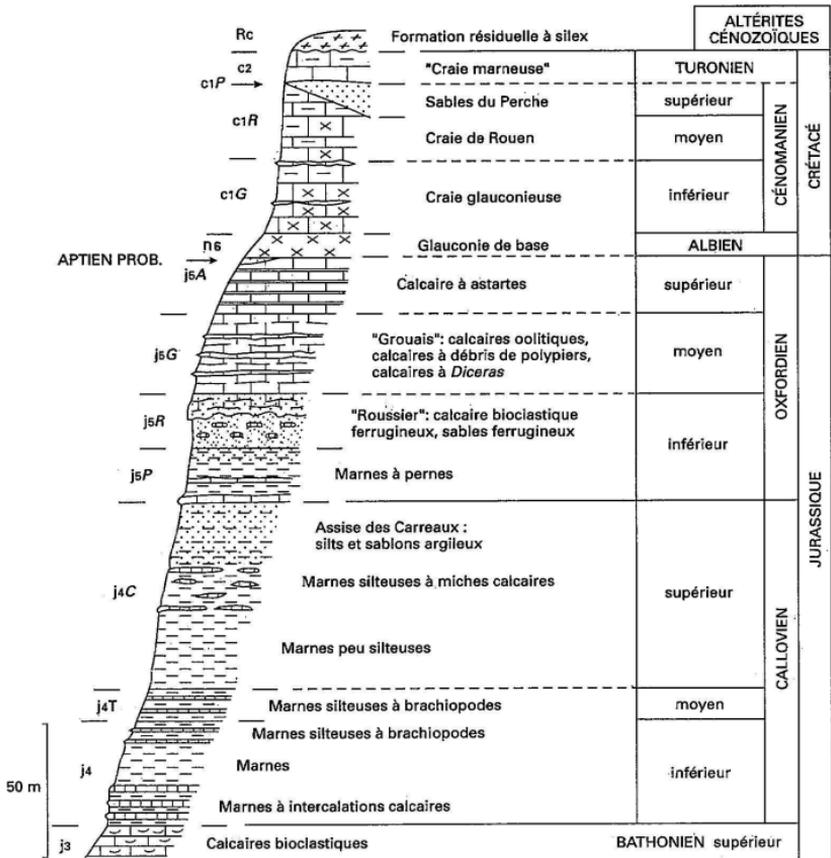


Fig. 2 - Série lithostratigraphique affleurant sur la carte à 1/50 000 L'Aigle

résiduelle à silex. La succession craie à silex–Formation résiduelle à silex constitue le substrat de cette partie du pays d’Ouche comme celle de tous les plateaux haut-normands. À la différence de ces derniers, la couverture de limons lœssiques quaternaires est ici peu épaisse et souvent mêlée de silex par solifluxion.

Vraisemblablement au Tertiaire, le jeu des failles du Merlerault et de Courtomer remonte nettement, sur leur lèvre nord, des panneaux plus fortement soumis à l’érosion, permettant la mise à l’affleurement des terrains jurassiques.

Au Quaternaire, l’abaissement eustatique de la mer pendant les phases froides facilite le creusement des vallées. Les alluvions d’âge pléistocène inférieur à moyen ne sont pas conservées. Au plus rencontre-t-on quelques galets dans les formations périglaciaires de versant (vallée de l’Iton) ; ces dernières, liées aux grands dégels à la fin des périodes froides du Quaternaire, recouvrent quasiment tous les versants. Seuls les fonds de vallées sont recouverts d’alluvions avec, à la base, des galets déposés pendant la dernière période froide et, en surface, des dépôts fins limoneux à limono-sableux d’âge holocène.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D’ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

La carte départementale de l’Orne (Blavier 1842), celle de l’Est de ce département (Puillon de Boblaye, 1837), puis la carte géologique de France à 1/500 000 de P.A. Dufrenoy et L. Élie de Beaumont (1842) fournissent les premiers éléments cartographiques sur la région. La seconde est complétée par une monographie sur le département de l’Orne (Blavier, 1842). L’exploration détaillée du sous-sol débute avec les levés de la Carte géologique de la France à 1/80 000 dont deux coupures intéressent la feuille L’Aigle : Bernay (n° 46) pour une étroite frange nord, et Mortagne (n° 63) pour la majeure partie de la feuille. Deux éditions se succèdent pour le 1/80 000 Bernay : 1880 (A. Guyerdet) et 1944 (A. Bigot) ; pour celui de Mortagne, trois éditions (Guillier, 1882 ; Bigot *et al.*, 1942 ; Pareyn *et al.*, 1967). M. Pinçon (1881) publie une carte géologique des environs d’Échauffour. En 1926 paraît de façon assez exceptionnelle une carte géologique départementale pour l’Orne (Bigot, 1926). Les cartes à 1/80 000 sont complétées par des monographies régionales (Bigot, 1942 ; Bigot *et al.*, 1939 ; Dangeard, 1951).

Ensuite, les recherches géologiques dans le champ de la feuille L'Aigle sont essentiellement poursuivies par les centres universitaires et CNRS de Caen. Sur le Jurassique de la région, G. Féray (1959) élabore une carte des environs de Gacé à 1/25 000, inédite. La base actuelle des connaissances sur le Lias régional est donnée par M. Rioult (1968, 1980a). Le Cénomaniens a été finement étudié par P. Juignet (Alcaydé *et al.*, 1980 ; Juignet, 1974). Plus récemment, des études très détaillées en sédimentologie et stratigraphie séquentielle, concernent les terrains bathoniens (Fily, 1980 ; Rioult et Fily, 1975) et callovo-oxfordiens (Dugué, 1987, 1989, 1990, 1991 ; Dugué et Rioult, 1989a,b ; Païenda, 1987a,b). Les grandes synthèses régionales permettent de replacer les observations locales dans leur cadre : P. Juignet et M. Rioult pour le Crétacé et le Jurassique normand (*in* Mégnien, 1980) ; stratigraphie séquentielle des affleurements du Jurassique moyen et supérieur du Bassin anglo-parisien (Rioult *et al.*, 1991). Les principales données régionales sur la géomorphologie sont fournies par H. Elhaï (1963), C. Klein (1974) et J.P. Lautridou (1985).

Conditions d'affleurement et choix cartographiques

À l'exception des zones d'affleurement des calcaires oxfordiens, une couverture végétale quasi continue laisse peu apparaître le sous-sol. En outre, les versants sur formations crétacées sont généralement recouverts de matériaux soliflués, craie altérée et Formation résiduelle à silex.

La carte L'Aigle se place dans la lignée des cartes à 1/50 000 récemment levées telles que Rugles (Kuntz *et al.*, 1985), Vimoutiers et Dreux (Ménillet *et al.*, 1994a,b), Verneuil (Lebret *et al.*, 1996) et Sées (Ménillet *et al.*, 1997). Elle bénéficie du progrès des connaissances, acquises depuis 30 ans, en particulier sur le Jurassique (travaux de M. Rioult, O. Dugué et O. Païenda) et le Cénomaniens (travaux de P. Juignet). Une attention particulière a été apportée 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, tout en laissant apparaître la nature du substrat.

La précision des contours dépend des conditions d'observation. Elle est bonne dans la partie occidentale, moyenne dans les massifs forestiers ou sur les plateaux de l'Est de la feuille où les affleurements sont peu nombreux et de mauvaise qualité. Des sondages à la tarière ont été effectués pour préciser le tracé de certaines failles.

En l'absence de noms de formations officiellement déposés selon les règles internationales définies par le « code Hedberg », nous avons utilisé,

comme pour les cartes géologiques voisines, les noms de « formations » employés par les géologues régionaux et répertoriés dans la Synthèse géologique du bassin de Paris (Mégny, 1980).

Connue sous le nom de « météorite de L'Aigle », la chondrite tombée au Nord de cette ville, à la fin du XVIII^e siècle, pendant la Révolution, a permis de démontrer scientifiquement l'existence de « pierres tombées du ciel ». L'impact est en réalité sur la carte à 1/50 000 Rugles, mais cet événement important dans l'histoire des sciences n'ayant pas été signalé dans la notice correspondante, un texte d'un spécialiste des météorites, C. Perron, est ici proposé (voir annexe).

Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Par comparaison avec les levés géologiques antérieurs des feuilles à 1/80 000 Bernay et Mortagne, la présente cartographie à 1/50 000, effectuée de 1992 à 1995, apporte beaucoup de précisions dans la connaissance du sous-sol de la région étudiée :

– du point de vue *cartographique*, les contours des affleurements ont été précisés et certains sont entièrement nouveaux :

- formations jurassiques et crétacées avec distinction de nouveaux repères et d'unités complémentaires,
- formations résiduelles (Tertiaire) et superficielles (Quaternaire), auparavant largement ignorées ;

– du point de vue *biostratigraphique*, la succession jurassique et crétacée est détaillée et précisée par de nouvelles coupes et récoltes de fossiles : Bathonien, Callovien, Oxfordien, Albien et Cénomaniens ;

– du point de vue *lithologique* et *pétrographique*, la composition des différentes formations se trouve précisée par des analyses minéralogiques et des études pétrographiques. Du point de vue de la géologie de surface, de nombreuses formations superficielles ont été identifiées ;

– du point de vue *structural*, divers accidents cassants sont précisés : faille du Merlerault, faille de Coutomer–Moulins-la-Marche et faille de Senonches.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

Socle hercynien

Aucun sondage n'a atteint le socle hercynien dont la connaissance est uniquement déduite de données géophysiques, exprimées sur un écorché cartographique du socle hercynien (Debégli, 1980). La surface de ce socle est

ici probablement constituée principalement de terrains sédimentaires détritiques plissés, briovériens et paléozoïques, les données géophysiques n'indiquant pas la présence de granite. L'accident N10 qui semble décaler le granite d'Alençon dans le secteur de Mortagne, pourrait passer par le centre de la feuille, mais il n'affecte pas la couverture secondaire. Le prolongement du synclinorium paléozoïque bocain jusqu'à cette faille supposée est très hypothétique. Le Grès armoricain (Ordovicien inférieur, Arénig) est connu à proximité de l'angle sud-ouest de la carte (3,25 km WSW, paléoécueil de Montchevreil, feuille à 1/50 000 Alençon ; 4 km au Sud du Plantis, sondage 252-1-1, feuille à 1/50 000 Mortagne). Profond de plus de 153 m dans ce dernier sondage (cote + 29), le toit du socle hercynien s'approfondit dans l'ensemble vers le Nord-Est. À L'Aigle, sa profondeur est probablement supérieure à 250 m.

Couverture mésozoïque masquée

Du fait du plongement du socle hercynien vers le Nord-Est et de l'affleurement de terrains de plus en plus jeunes du Sud-Ouest au Nord-Est de la feuille, la série mésozoïque masquée augmente en épaisseur et en compréhension dans cette direction.

Dans le sondage 252-1-1, 4 km au Sud du Plantis (commune de Laleu, feuille à 1/50 000 Mortagne), la couverture mésozoïque, sur les grès ordoviciens, débute par une série carbonatée épaisse de 51 m, entièrement rapportée au Bathonien par comparaison avec les calcaires de cet âge affleurant sur les feuilles à 1/50 000 Sées et Alençon. Constituée par une alternance de calcaires argileux et de calcaires sublithographiques, la partie médiane de cette série rappelle le faciès du Calcaire de Valframbert qui affleure en carrière juste à l'Ouest de Courtomer (carte à 1/50 000 Sées : Ménillet *et al.*, 1997). Cette alternance est surmontée par 12 m de marnes blanches à grises, avec une intercalation de calcaire dur, surmontées par 3 m de calcaire crayeux blanchâtre. La série carbonatée du sondage de Laleu se termine par 5 m de calcaires à grains ferrugineux et à brachiopodes, rapportés au « Cornbrash » des anciens auteurs. Nous avons vu (feuille à 1/50 000 Sées) qu'il est possible que ces faciès appartiennent déjà au Callovien inférieur. Ces calcaires ferrugineux sont surmontés par la série marneuse du Callovien.

TERRAINS AFFLEURANTS

Jurassique

La série jurassique affleurante débute ici par des formations attribuées au Bathonien supérieur ; au sommet, elle a été tronquée par la transgression albienne. Ainsi, au centre de la carte, la Glauconie de base de l'Albien repose

sur l'assise la plus récente de l'Oxfordien supérieur, et à l'Ouest sur des couches du Callovien supérieur. Marine, la série jurassique locale comprend trois grands ensembles correspondant à trois épisodes principaux de la sédimentation du Dogger et du Malm en Basse-Normandie ; de bas en haut :

- des calcaires de plate-forme du Bathonien ;
- une série marneuse à intercalations de calcaires silteux, parfois ferrugineux, d'âge callovien à oxfordien inférieur ;
- des calcaires de plate-forme de la fin de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien supérieur.

Bathonien supérieur

Au-dessus de la surface durcie qui termine habituellement le Calcaire de Valframbert, s'observent des calcaires grenus jaunâtres à débit en plaquettes, dans lesquels s'intercalent des faciès très grossiers à bryozoaires (type Calcaire d'Argentan).

‡. ***Calcaires finement grenus à pelletoides et petits bioclastes roulés (Bathonien supérieur)*** (épaisseur inférieure à 10 m). Ces calcaires jaunâtres, à débit en plaquettes de l'épaisseur d'une grosse tuile, ont un faciès assez constant. Ils entourent les lentilles de calcaire grossier, dépôts de barres ou dunes hydrauliques, ce qui explique leur grande variation d'épaisseur.

Ce sont d'anciennes calcarénites, plus ou moins calibrées (taille moyenne des grains 0,3 à 0,5 mm), à éléments généralement très roulés et ciment de sparite souvent en mosaïque assez fine. Habituellement jointifs (grainstones), les éléments prédominants sont des pelletoides dont certains proviennent de la micritisation de menus débris coquilliers. Ils peuvent présenter des parties meubles. Les calcaires ‡ se terminent généralement par une surface durcie et perforée. Généralement subhorizontale, leur stratification peut être localement oblique, mais avec des feuilletés plus minces et moins pentés que ceux du Calcaire d'Argentan.

Le Bathonien terminal (Sous-zone à Discus), connu au Nord d'Argentan avec un faciès de marnes et de calcaire noduleux à assemblage caractéristique de brachiopodes, n'a pas été identifié. Ce niveau est discontinu et manque dans le secteur de Sées–Courtomer.

Callovien à Oxfordien inférieur

De lithologie très monotone, la série marneuse callovo-oxfordienne ne donne que des affleurements limités, dispersés et de médiocre qualité. Elle présente des intercalations calcaires dures, pour la plupart discontinues et, à l'exception d'un niveau ferrugineux marquant approximativement la limite

Callovien/Oxfordien, leur faciès est trop peu différencié pour en faire des niveaux repères.

Les faunes d'ammonites et surtout les brachiopodes (zonation de Alméras *et al.*, 1990), beaucoup plus abondants, donnent les meilleurs repères et permettent, en particulier, de bien suivre la partie supérieure du Callovien moyen. Dominée par les foraminifères benthiques, principalement par des arénacés (*Ammobaculites coprolithiformis*), la microfaune comprend quelques ostracodes dont la répartition stratigraphique est trop large pour subdiviser la série : *Nophrecythere cruciata* (subsp. *intermedia* et *cruciata*), *N. caesa costata*, *Praeschuleridea caudata*. Constituée principalement de pollens de conifères (*Classopollis*) et de spores de ptéridophytes, la microflore comprend quelques kystes de dinoflagellés avec des marqueurs de l'Oxfordien inférieur (*Wanaea fimbriata*, *Compositosphaeridium polonicum*, *Ctenidodinium ornatum*).

La série marneuse callovo-oxfordienne n'a pas été complètement traversée en sondage. Son épaisseur ne peut donc être évaluée qu'à l'aide de coupes partielles et de sa disposition cartographique. Son épaisseur peut être estimée à 130 m à Courtomer.

Dans la région, seule la partie sommitale de la série a été étudiée récemment (Dugué, 1989 ; Féray, 1959 ; Riout, 1980b,c). Pour sa partie inférieure et moyenne, les coupes de référence sont encore celles de E. Eudes-Deslongchamps (1859), aux environs d'Argentan. Plus au Sud, M. Riout (*in* Dassibat *et al.*, 1982) en donne une description détaillée.

Quel que soit leur niveau, toutes les marnes callovo-oxfordiennes, grises en profondeur, sont généralement altérées en surface et prennent des teintes beiges, brun clair à ocre. L'altération, peu profonde sur les assises inférieures, peut dépasser 4 m sur les faciès silteux et sableux du sommet du Callovien inférieur et du Callovien supérieur. Dans les bas-fonds et en bas de versant, l'altération est hydromorphe (faciès pseudogley et gley).

La composition minéralogique de la fraction argileuse des marnes callovo-oxfordiennes est assez homogène. Elles comprennent des interstratifiés irréguliers illite-smectite, de l'illite et de la kaolinite en quantités sensiblement égales (Dugué, 1989). La teneur en carbonates varie de 10 à 20 % dans les faciès les plus silto-argileux, à 80-90 % dans les niveaux calcaires.

3. **Marnes silteuses à intercalations calcaires (Callovien inférieur à Callovien moyen, partie inférieure)** (épaisseur : 35 m environ). Lithologiquement caractérisée par une alternance, en bancs souvent peu épais, de marnes silteuses et de calcaires argileux et silteux, l'unité cartographique 3 affleure seulement dans la dépression de Courtomer D'après les sondages et

la disposition cartographique, son épaisseur serait de l'ordre de 35-40 m (34 m dans le sondage 213-8-14, feuille à 1/50 000 Sées ; une quarantaine de mètres dans le sondage 252-1-1, 4 km au Sud du Plantis, feuille à 1/50 000 Mortagne).

Assez argileuses à la base (proportion silt/argile voisine de 50 %), les marnes deviennent très silteuses dans le haut de la série, avec quelques passées finement sableuses. Les couches de marnes sont généralement plus épaisses (0,4 à 0,6 m à Courtomer, sur la route de Moulins) que les bancs calcaires (0,15 à 0,40 m). Les bancs calcaires ont un grain fin et contiennent fréquemment des brachiopodes. La présence de traces de bioturbation et de grosses pholades trapues pourrait être l'indice d'arrêts de sédimentation après le dépôt des bancs calcaires, l'alternance marne-calcaire représentant une certaine rythmicité de la sédimentation.

La succession est probablement peu différente de celle observée sur la feuille à 1/50 000 Sées : partie inférieure riche en intercalations calcaires et en brachiopodes ; partie moyenne plus argileuse et moins fossilifère ; partie sommitale riche en bancs calcaires et en lumachelles constituées principalement de brachiopodes. L'association *Septaliphoria orbignyana*, rhynchonelle aux ailes assez larges (appelée « poulette » par les agriculteurs), *Caryona saemanni*, *Ornithella umbonella* (petites formes), et *Torquirhynchia royeriana*, caractéristique de la première zone d'ammonite du Callovien moyen (Zone à Jason), a été recueillie 750 m au Nord de Courtomer.

‡T. **Marnes silteuses à intercalations calcaires riches en grosses térébratules (Callovien moyen, partie supérieure)** (épaisseur : 12 m environ). Ces couches n'affleurent qu'au Nord-Est de Courtomer, à la surface des champs. Cette unité a une quinzaine de mètres d'épaisseur sur la feuille voisine Sées (notée ‡b) et une dizaine de mètres dans le sondage 252-1-1, 4 km au Sud du Plantis (feuille à 1/50 000 Mortagne). Elle se reconnaît par l'abondance des grosses formes de la térébratule ventruée *Ornithella umbonella* (longueur 3 à 4,5 cm) ou de la rhynchonelle trapue *Ivanoviella oxoniensis*. Sur la feuille à 1/50 000 Sées, des fragments de grosses ammonites de la seconde et dernière zone du Callovien moyen (Zone à Coronatum) accompagnent localement ces brachiopodes : *Erymnoceras cf. baylei*, la plus fréquente, *E. coronatum*, *Rollierites minuendum*.

Dans la partie supérieure de l'unité, les marnes et calcaires prennent fréquemment, par altération, une teinte rousse (oxydation probable de pyrite), expliquant l'appellation ancienne de « Callovien rouge » donnée à ces niveaux (Bizet, 1885 ; Guillier, 1886).

ǰC. **Marnes silteuses à miches et intercalations calcaires ; Assise des Carreaux (Callovien supérieur) : marnes silto-sablonneuses** (épaisseur : 70 m environ). Les parties inférieure et moyenne de cette unité cartographique forment une cuesta qui relaie vers le Sud-Est la côte d'Auge (feuille à 1/50 000 Vimoutiers : Ménillet *et al.*, 1994a). Sur la carte, cette cuesta n'est bien individualisée qu'au Nord-Est de Courtomer (Sud de Ferrières-la-Verrerie et côte de la D 3, au-dessus du Marais). Elle est liée à l'abondance de lentilles et de cordons de miches de calcaire dur dans la partie moyenne de l'unité, qui peut être schématiquement subdivisée en trois parties, non différenciées sur la carte en l'absence de niveaux repères pour les délimiter avec précision ; de bas en haut :

- silts très argileux et carbonatés, pauvres en intercalations calcaires (30 m environ) ;
- silts très argileux et carbonatés, à passées sableuses dans leur partie supérieure, avec intercalations calcaires en lentilles et miches de 10 à 30 cm d'épaisseur (puissance, 20 m environ) ;
- silts grossiers et sables fins, plus ou moins argileux et carbonatés, intercalations de calcaires gréseux (15 à 20 m) (Assise des Carreaux).

La partie inférieure est pauvre en sablons (1 à 10 %) et ne contient pratiquement pas de macrofaune. Celle-ci devient assez abondante dans la partie supérieure de la cuesta (*Gryphaea bilobissa*) et à la base des silts grossiers supérieurs ; abondance locale de *Thurmanella obtrita* à Courtomer (Pont-Édelin), feuille à 1/50 000 Sées. Dans ces derniers niveaux, la proportion de sablons peut atteindre 60 %, en passant au faciès sableux de l'Assise des Carreaux définie autour de Mortagne (Bigot et Onfray, 1937 ; Bizet, 1884a, 1885). Les ammonites sont peu abondantes ; les mieux représentées sont les peltocératidés (*Peltoceras athleta*).

Rattachée autrefois à l'Oxfordien (Bigot, 1938 ; Blavier, 1842), l'unité cartographique ǰC doit être aujourd'hui placée dans le Callovien supérieur. La partie inférieure des silts grossiers, à Courtomer (Pont-Édelin), feuille à 1/50 000 Sées, a livré *Peltoceras* gr. *annulosum*, *Kosmoceras* (*K.*) *rowlstonense* et *K. (Zugokosmoceras) proniae* (déterminations D. Marchand), confirmant cet âge.

ǰP. **Marnes à pernes (Oxfordien inférieur, partie inférieure) : marnes grises à intercalations calcaires** (épaisseur : 20 m). Précisé par M. Rioult (1980b), le terme « Marnes à pernes » désigne les marnes grises comprises entre les faciès sablonneux du Callovien terminal et les calcaires sableux et ferrugineux du « Roussier ». Sur la carte, un niveau de calcaire ferrugineux très continu marque approximativement leur base ; il a été figuré comme niveau repère.

Ces marnes ont une vingtaine de mètres d'épaisseur. Elles sont riches en huîtres (*Nanogyra nana*, *Gryphaea dilatata*, *Lopha gregara*) et en isognomnides (ptériacés), en particulier *Isognomon promytiloides*, c'est-à-dire les « pernes » qui ont donné leur nom à la formation. La teneur en carbonate des Marnes à pernes est variable ; elle est assez élevée et peut dépasser 50 %. La teneur en quartz détritique (silts et sablons) est souvent importante dans le faciès sommital que G. Féray (1959) a distingué sous le nom d'Assise de la Vieillerie, à Orgères (commune au Nord-Ouest d'Échauffour). En profondeur, ces marnes peuvent être pyriteuses. La fraction argileuse est constituée d'illite, d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et de kaolinite (Dugué, 1989).

Le **niveau à repère de calcaire ferrugineux** hydroxydé (P₁) de la base de la formation est constitué d'un ou plusieurs bancs. Localement, son aspect rappelle certains faciès de la base du « Roussier ». Son faciès le plus caractéristique est une lumachelle de fragments de coquilles émoussés et assez calibrés (0,5 cm environ). En plaque mince, les bioclastes apparaissent plus ou moins micritisés et profondément pénétrés par des oxydes noirâtres (fer probable).

P. Bizet (1888) avait distingué une assise inférieure à « *Ammonites mariae* et *perarmatus* », plus argileuse et pauvre en intercalations calcaires, d'une assise supérieure à « *Perna mytiloides* », plus riche en bancs calcaires, en passées siliceuses et gréseuses ; les conditions d'affleurement n'ont pas permis de faire ici cette distinction.

Les Marnes à pernes sont attribuées à la Zone à *Mariae* (Rioult, 1980b), cette ammonite ayant été récoltée dans leur partie inférieure, dans la région de Mortagne. Sur la feuille voisine Sées (Ménillet *et al.*, 1997), la térébratule *Caryona oxfordiana* indique l'Oxfordien, et quelques formes de dinoflagellés montrent qu'à 2 m du sommet de la formation, à Mahéru (Champ-Meslier), on est encore dans l'Oxfordien inférieur (*Wanaea fimbriata*, *Compositosphaeridium polonicum* et *Ctenidodinium ornatum*). La microflore, dominée par les pollens de conifères, présente un cachet continental.

§R. **Silts et sablons ocre ; « Roussier » de Gacé (Oxfordien inférieur, partie supérieure) : calcaire gréseux bioclastique roussâtre à passées lumachelliques ou oolitiques** (épaisseur : 0 à 30 m). Cette unité cartographique comprend deux faciès : des silts et sablons ocre, formant les deux tiers inférieurs dans le secteur de Mahéru, surmontés par le « Roussier », calcaire bioclastique sableux et ferrugineux qui s'épaissit vers le Nord-Ouest et constitue l'essentiel de l'unité dans le secteur d'Échauffour.

L'ensemble silto-sablonneux inférieur a été recoupé sur 12 m dans la tranchée de la D 3, au Champ-Meslier (Sud-Est de Mahéru). Aux faciès

typiques des Marnes à perles succèdent 5 m de silts ocre peu argileux à rognons de calcaire spathique de 10 à 20 cm de longueur, puis 1,50 m de silts sablonneux et 6 m de sables contenant toujours des rognons calcaires dont certains présentent une structure septarielle. Guère fossilifère, cet ensemble correspond vraisemblablement aux sables ferrugineux de Mortagne ou du Vairais, mais ici dépourvus de niveaux de calcaire ferrugineux.

Bien caractérisé par sa teinte rouille, plus rarement rosâtre, le « Roussier » a été défini à Gacé et ses environs (feuille à 1/50 000 Vimoutiers) par G. Féray (1959) qui a substitué le nom vernaculaire de la formation au terme anglais « *Calcareous grit* » (Bizet, 1885). Elle n'affleure que dans les talus de routes (Sud-Est du Vieux-Bourg d'Échauffour) et à la surface des champs où elle donne des terres rouges. Son épaisseur, de 15 m au Nord-Ouest de la feuille, augmente vers l'Est (35 m à Saint-Évroult-Notre-Dame-des-Bois, feuille à 1/50 000 Rugles : Kuntz *et al.*, 1986), mais diminue vers le Sud-Est où sa base passe latéralement au faciès silto-sablonneux. À Mahéru son épaisseur varie de 5 (sondages 5-38 et 5-41) à 7 m (sondages 5-43 et 5-46). Au Sud et au Sud-Est d'Échauffour, jusqu'à la faille du Merlerault, il est dolomitique (Féray, 1959). Il présente souvent des cavités dans sa partie inférieure (érosion des parties sableuses par les eaux karstiques).

Selon O. Dugué (1989), le microfaciès le plus représentatif du Roussier est un calcaire ferrugineux bioclastique à pelletoides. Il contient des quartz détritiques (10 à 15 % ; localement jusqu'à 50 % et plus dans les faciès de grès à ciment calcaire) et de nombreux bioclastes de bivalves et d'échinodermes. En dehors des concrétions dues à des phénomènes d'altération tardive, les éléments ferrugineux sont des pelletoides ferrugineux et des oolites ferrugineuses. La fraction argileuse (sommet de la formation à Gacé, feuille à 1/50 000 Sées) est principalement constituée d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et d'un peu d'illite. La kaolinite n'apparaît qu'en traces.

La faune comprend principalement des bivalves libres dont *Myophorella hudlestoni*, *Limatula corallina*, *Chlamys fibrosa*, *Nanogyra nana* et de nombreuses astartes, des échinodermes (astéries, crinoïdes et l'oursin *Nucleolites scutatus*). L'ammonite caractéristique de la première sous-zone de la Zone à Cordatum : *Cardioceras (Scarburgiceras) buskowskii-reesidei* a été récoltée à Gacé (feuille à 1/50 000 Vimoutiers ; Féray, 1959, détermination J.W. Arkell).

Le Roussier représente un dépôt de plate-forme, soumis à des influences estuariennes, dans un contexte transgressif.

‡G. « *Grouais* » (*Oxfordien moyen*) : *calcaires oolitiques, oncolitiques et bioclastiques, calcaires à débris de polypiers, calcaires à Dicerias* (épaisseur : 0 à 40 m). Ces différents calcaires, irrégulièrement

cimentés, se décomposent à l'altération en une bouillie calcaire graveleuse, appelée localement le « Grouais », terme souvent utilisé pour désigner l'ensemble des trois calcaires (Riout, 1980b). Présentant tous un fond boueux, oolitique, oncolitique et bioclastique, les trois membres de l'Oxfordien moyen ne se distinguent pas toujours nettement. Ils ont été définis par P. Bizet (1883) dans la région de Bellême–Mortagne où la série est beaucoup plus puissante.

L'épaisseur du Grouais augmente du Sud-Ouest au Nord-Est : inférieure à 10 m à l'Ouest de Ferrières-la-Verrerie et à Saint-Agnan-sur-Sarthe ; 33 m à Mahéru (sondage 5-42) ; une trentaine de mètres à Échauffour ; et 50 m, 4,5 km au Nord de Saint-Pierre-des-Loges (sondage 178-6-17, feuille à 1/50 000 Rugles : Kuntz *et al.*, 1986).

- Les **calcaires oolitiques** (= « Oolithe de Mortagne ») sont peu épais (0,6 m à Échauffour, 2 m à Mahéru). Les oolites sont de petits grains sphériques à structure interne concentrique. Les calcaires oolitiques ne sont pas toujours bien consolidés et peuvent être assez fossilifères (mollusques : *Nanogyra nana*, *Isognomon*, *Gervilleia*, *Pinna*, *Pinnigenna*, *Myophorella* ; oursins : *Hemicidaris*, *Acrosalenia*, *Pseudodiadema* ; débris de polypiers). À Échauffour (l'Aunay) (Paienda, 1987a,b), il se termine par une surface perforée et encroûtée.

- Les **calcaires à débris de polypiers et nérinées** forment la masse principale du Grouais. Ils affleurent en carrière à l'Ouest d'Échauffour, à Fay et à l'Est de Saint-Aubin-de-Courteraie. C'est un faciès grossièrement bioclastique à pâte oncolitique à oolitique. Les oncolites sont des grains de 3 mm de longueur, de forme ellipsoïdale, à structure interne concentrique. Les nérinées, grands gastéropodes de forme allongée et pointue, peuvent être abondantes mais sont inégalement réparties. Beige rosé à ocre, la roche est généralement peu cimentée sauf au Sud et au Sud-Est d'Échauffour où elle présente un ciment dolomitique ou de calcite magnésienne (Féray, 1959). Ces faciès magnésiens se présentent en masses ou bancs durs, de teinte ocre, généralement vacuolaires.

La lithologie des calcaires à nérinées est assez variable. Le faciès oncolitique à nérinées prédomine généralement, formant une masse graveleuse et peu indurée. Localement, il présente une organisation séquentielle : carrière de Mesnil-Cher, à 750 m au Sud-Est d'Échauffour (Paienda, 1987b), (fig. 3) ; carrière de la Croix-des-Carrés, à 2 km au Sud-Est d'Échauffour (Dugué, 1989), chaque séquence élémentaire comprenant un calcaire crayeux à brachiopodes (*Zelleria douvillei*) surmonté par un banc de calcaire oncolitique à nérinées et débris de polypiers. Rarement conservées, les colonies de polypiers se sont développées entre les deux couches de la séquence (Dugué, 1989) (fig. 4). Les dimensions de ces colonies étaient

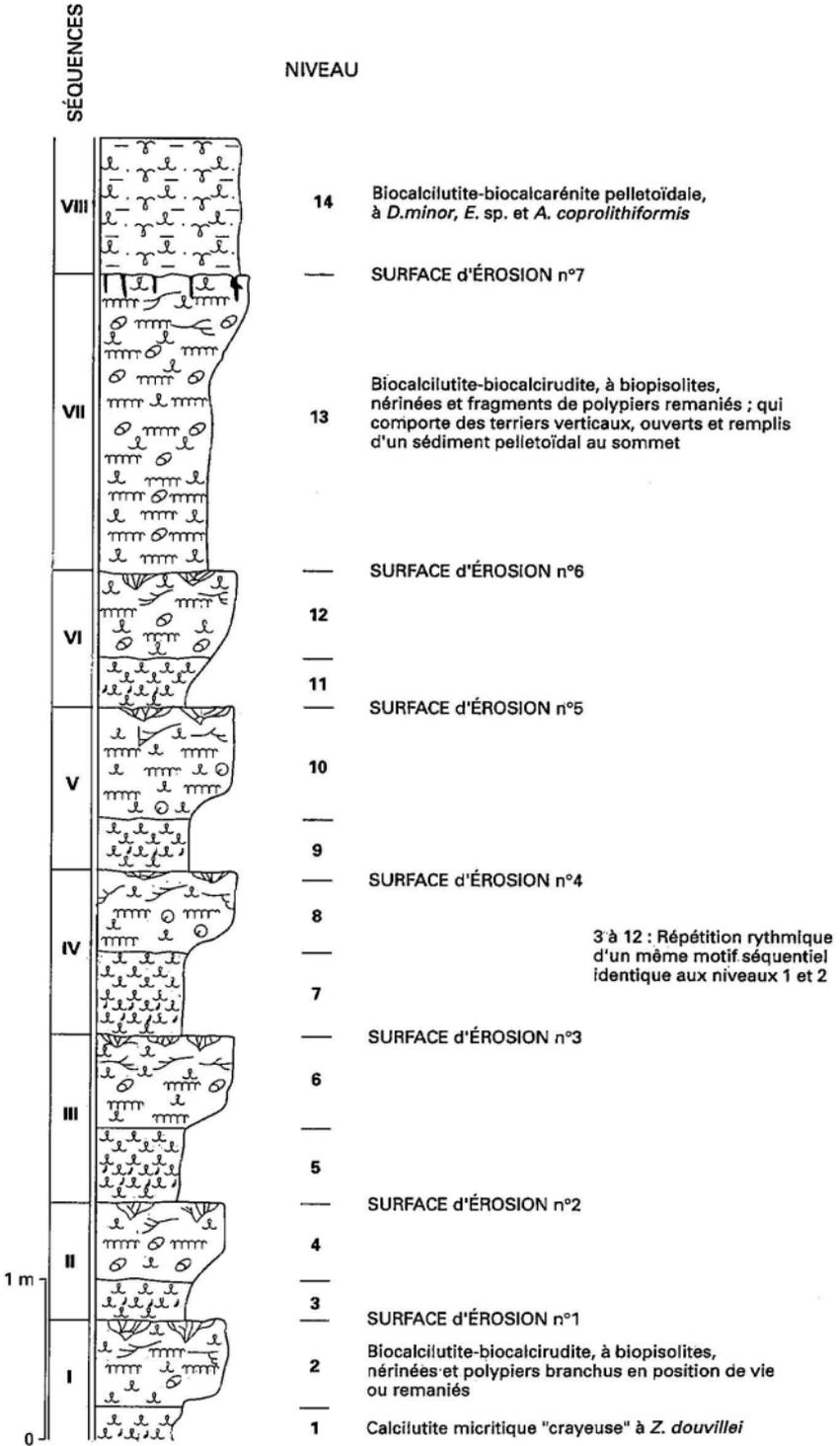


Fig. 3 - Coupe lithologique de la carrière de Mesnil-Cher (Échauffour) (d'après Païenda, 1987b)

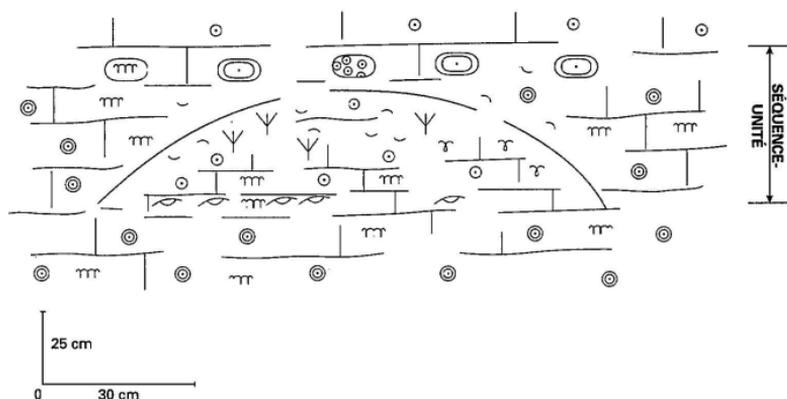


Fig. 4 - Séquence-unité dans le calcaire pisolitique à nérinées (carrière du Montcel)

Au-dessus de calcaire pisolitique à petites nérinées, les polypiers en position de vie apparaissent après le dépôt de calcaire crayeux à brachiopodes. À l'intérieur du dôme récifal vu en section (1 m de longueur, 0,7 m de hauteur), des faciès diversifiés se succèdent avec de bas en haut :

- 1) calcaire oolitique à petites nérinées;
- 2) polypiers branchus entourés de calcaire pelletoidal à *Diceras*.

Ce dôme récifal est recouvert par des épandages de lithoclastes rarement encroûtés: galets pugilaires oolitiques de bioclastes de nérinées (d'après Dugué, 1989)

modestes (1 à 2 m de longueur pour une hauteur de 0,2 à 0,5 m). Dans le sondage 5-41, les calcaires à nérinées présentent des joints argileux dans leurs 10 m inférieurs.

□ Les **calcaires à *Diceras*** sont blanchâtres, fins, « boueux », riches en fins granules calcaires (pelmicrite à texture de wackestone-packstone), riches en pelletoides, boulettes de micrite et foraminifères agglutinants (Dugué, 1989) et souvent en lamellibranches du genre *Diceras*. Leur épaisseur est généralement voisine de 2 m. Au Sud et au Sud-Est d'Échauffour, ils sont souvent dolomitisés.

Cette assise terminale du Grouais ne doit pas être confondue avec des passées à grain fin dans les calcaires à nérinées qui peuvent renfermer des *Diceras*, même s'ils se trouvent en position sommitale, car dans la partie sud-ouest de la feuille, le Grouais a été érodé lors de l'émergence fini-jurassique et de la transgression albienne.

Un âge oxfordien moyen est attribué au Grouais, en référence à sa position lithostratigraphique dans le contexte régional. Selon M. Rioult (1980b), il est encadré par deux lacunes.

♣A. *Calcaire à astartes (Oxfordien supérieur) : alternance de marnes et de calcaires gris à beiges très durs, sublithographiques, à lumachelles d'astartes ou petits gastéropodes* (épaisseur : 0 à 30 m). Bien reconnaissable par son faciès fin sublithographique, beige ou d'un gris tirant un peu sur le violet, cette formation est représentée dans le secteur d'Échauffour et forme une longue bande d'affleurements de Mahéru à La Ferrière-au-Doyen. Elle affleure dans une ancienne tranchée de chemin de fer à Échauffour (Closomer). À la surface des champs le Calcaire à astartes se présente en plaquettes à patine blanche. Il renferme de nombreuses intercalations de marnes grises ayant souvent entraîné la formation, en surface, de sols argileux exploités en herbages. Au Nord d'Échauffour, dans la partie supérieure de la formation, sur les talus des anciennes tranchées de chemin de fer, P. Bizet (1884a,b) a observé des intercalations de lits de sable fin, parfois cimentés en grès, présentant de nombreuses empreintes de *Trigonia bronni*. Le Calcaire à astartes se termine en biseau à proximité de la bordure orientale de la carte et, approximativement, au Sud d'une ligne Ferrières-la-Verrerie-Soligny-la-Trappe. Son épaisseur augmente du Sud-Ouest au Nord-Est : quelques mètres à Ferrières-la-Verrerie ; 22 m dans le sondage 5-42, au Nord de Mahéru ; une quinzaine de mètres à l'Ouest d'Échauffour ; 30 m, 4,5 km au Nord de Saint-Pierre-des-Loges (sondage 178-6-17, feuille à 1/50 000 Rugles : Kuntz *et al.*, 1986).

Les astartes (*Astarte minima*) sont de petits bivalves (5 mm de largeur environ), à test lisse. La formation renferme aussi des mytilidés et des huîtres. Au Nord de Mahéru, le sondage 5-42 donne une coupe complète du Calcaire à astartes ; de bas en haut :

- alternance de marne grise, de calcaire lithographique gris et de calcaire bioclastique beige (11 m) ;
- alternance de calcaire beige sublithographique et de calcaire beige bioclastique à ciment de calcite et à gravelles oolitisées (11 m).

À la base du Calcaire à astartes, à Échauffour, G. Féray (1959) a observé des couches de transition constituées de calcaires gréseux à exogyres (épaisseur 2 m environ). De tels calcaires ont été retrouvés à Fay, avec de rares graviers de quartzite.

À Échauffour (Closomer), les couches marneuses renferment une faune très bien conservée : débris de mollusques à test nacré (gastéropodes, pectinidés, ostréidés), rares foraminifères benthiques (arénacés, *Lenticulina*) et ostracodes à test lisse, indiquant un milieu de dépôt margino-littoral. Sou-

vent silteuses, les couches marneuses terminales (Échauffour, hameaux de Saint-Germain et du Mesnil) contiennent en outre des dents de poisson et quelques débris phosphatés.

Par sa faune, le Calcaire à astartes appartient à l'Oxfordien supérieur (Riout, 1980b). C'est un dépôt de vaseuse, en contexte marin régressif. Il correspond à un épisode d'envasement de la plate-forme de l'Oxfordien moyen.

Des dépôts kimméridgiens ont été identifiés plus au Nord sur la carte Rugles (Kuntz *et al.*, 1985), sous faciès argileux et à l'Est de Mortagne (Moguedet *et al.*, 1998), sous faciès sableux. Cependant, le sondage 3-42, à Rai, n'a rencontré sous la Glauconie de base de l'Albien que des calcaires fins et des marnes gris violacé rappelant, par leur faciès, le Calcaire à astartes. Dans la même position, le sondage 3-15 à Écorcei s'est terminé dans des faciès argileux (6,75 m, principalement des argiles marron foncé) attribués également à cette formation. Si le Kimméridgien est représenté, sur la carte, c'est uniquement dans sa partie orientale et de façon partielle. La lacune fini-Jurassique-Crétacé inférieur débute donc à l'Oxfordien supérieur à l'Ouest de la carte, et peut-être au Kimméridgien inférieur au Nord-Est d'une ligne Rai-Randonnai. Elle se termine à l'Aptien (Nord-Ouest de la feuille) ou à l'Albien. Cette grande lacune est connue dans toute la région.

Crétacé

Le Crétacé est principalement représenté par les craies glauconieuses du Cénomaniens, surmontant une formation sablo-argileuse verte : la Glauconie de base, transgressive, vers l'Ouest, sur les assises de l'Oxfordien puis sur celles du Callovien, tronquant de plus en plus la série jurassique en se rapprochant du Massif armoricain. La série crétacée a été largement érodée. Au Nord-Ouest de la carte, des faciès silteux et sableux s'intercalent entre le Calcaire à astartes et la Glauconie de base. Il se placent dans le prolongement de la zone d'affleurement des « Sables ferrugineux » dont les faciès argileux sommitaux ont été datés de l'Aptien supérieur par P. Juignet (1974) à Courtonne-la-Meudrac (Calvados), près de Lisieux. La biozonation de foraminifères planctoniques utilisée ici est celle de F. Robaszynski et M. Caron (1995).

n5. **Silts argileux (Aptien probable)** (épaisseur : 0 à 10 m). Les silts et sables attribuables à l'Aptien forment une longue bande d'affleurement du Nord-Ouest d'Échauffour au Nord d'Aube, tronquée vers le Sud par la faille du Merlerault. À Échauffour, elle est essentiellement constituée de silts argileux, ocre et altérés à l'affleurement. Ces silts peuvent renfermer des intercalations argileuses gris sombre à noires (Closomer), d'une teinte ocre

assez intense à l'altération ; à Saint-Pierre-des-Loges, ils surmontent des sables, jadis exploités pour les fonderies locales ; aux confins orientaux de cette commune, ils se biseautent entre les sables et la Glauconie de base. Les silts renferment fréquemment des plaquettes ferrugineuses qui ont été probablement exploitées aux Minières du Vieux-Ménil, 2 km au Nord-Est d'Échauffour.

Visibles encore dans d'anciennes sablières au Sud de Saint-Pierre-des-Loges (la Sablonnière) et à Beaufai (Langerie) les sables, jaunes à l'affleurement, sont fins (mode et médiane compris entre 80 et 100 μm , 88 % des grains se classant dans la fraction 50-250 μm , à la Sablonnière). Ils sont presque dépourvus de fraction arénite moyenne à grossière et plus ou moins riches en fraction fine (10 % à la Sablonnière). Les sables sont localement cimentés en grès (Sud et Sud-Est de Saint-Pierre-des-Loges).

L'épaisseur de l'unité est mal connue et difficile à évaluer, aucun pendage n'étant appréciable dans ce type de formation meuble. Elle dépasse probablement 10 m à Saint-Pierre-des-Loges.

À la base du sondage 3-28, 0,50 m de marnes et calcaire pyriteux, graviers et tests de lamellibranches ont été attribués à l'Aptien selon le contexte régional, mais sans critère de datation. À Mahéru (la Moinerie), D. Dufay (1957) a attribué à l'Aptien 0,40 m de sable argileux non glauconieux à fragments d'huîtres, observés sous la Glauconie de base. Cette interprétation est admise par P. Juignet (1974) ; entre cette couche et le dernier banc, marneux du Calcaire à astartes, il a regroupé sous l'appellation « formation continentale » 0,20 m d'argile « pure » bleu-vert, à la base, et 0,10 m d'argile noire à plaquettes siliceuses vacuolaires à opale, argile et cavités tapissées de calcédonite.

n6. **Glauconie de base (Albien à Cénomanién basal ?) : glauconitite plus ou moins sableuse** (épaisseur : 0 à 15 m). Meuble, généralement gorgée d'eau, la Glauconie de base se reconnaît par sa couleur vert noirâtre. Elle est très riche en grains de glauconie, minéral argileux riche en fer et en potassium qui lui donne sa couleur verte. À l'altération, elle devient ocre, le fer s'oxydant. D'un diamètre de quelques dixièmes de millimètre, les grains de glauconie ont une forme arrondie, boursoufflée et souvent craquelée, avec un couche externe fibroradiée indiquant leur caractère authigène (Dufay, 1957). Formant le plancher de l'aquifère de la craie cénomaniénne, la Glauconie de base donne un niveau de sources. Dans la partie sud-ouest de la carte, elle pénètre souvent en poches le « Grouais » karstifié. Dans le département de la Sarthe, elle est connue sous le nom de Glauconie à *Ostrea vesiculosa*.

Comprise dans une fourchette de 0 à 15 m, l'épaisseur de la Glauconie de base varie selon les secteurs : une dizaine de mètres à Ferrières-la-Verrerie ; 15 m au Nord de Rai (sondage 3-42) ; 9,7 m à Écorcei (sondage 3-15). À sa base elle peut renfermer de petits galets de quartz, plus rarement de quartzite, de 1 à 10 cm de diamètre, très roulés, à façonnement marin (forme subarrondie, ou plus rarement aplatie en forme de palets) ; ils sont parfois accompagnés de rognons phosphatés. La Glauconie de base contient souvent des paillettes de muscovite. Légèrement carbonatée à l'état frais, elle s'altère en limon argileux à sableux, de teinte ocre à rouille.

Les deux séquences glauconite sableuse-craie glauconieuse observées sur la feuille voisine Sées (sondage 213-7-16 ; Ménillet *et al.*, 1997) n'ont pas été retrouvées, mais la partie supérieure de la formation, à Ferrières-la-Verrerie (la Pelleterie) comprend deux horizons noduleux de 20 à 30 cm d'épaisseur, séparés par 1 m de glauconite. Ces horizons correspondent à des surfaces durcies (hardgrounds ; Juignet, 1974).

À la base du sondage 8-29 (Les Aspres : la Futelaye), 34,6 m de sables et argiles dont 4 m seulement glauconifères dans leur partie supérieure, sont rapportées à l'Albien (Onfray, 1938). L'épaisseur anormalement faible des assises attribuées au Cénomaniens dans ce sondage (21,5 m), même s'il faut lui ajouter 4 m de « Vraconien », laisse planer un doute sur l'âge albien de ces dépôts. Dans le sondage 3-15, situé 6 km seulement au Nord-Ouest de la Futelaye, le Cénomaniens a 53 m d'épaisseur et apparaît très sableux. Comme le Cénomaniens s'épaissit vers l'Est, il est probable qu'une partie, voire la totalité des « sables albiens » de la Futelaye appartiennent encore au Cénomaniens.

La Glauconie de base est habituellement pauvre en macrofaune, mais présente d'assez nombreuses figures de bioturbation (*Spongeliomorpha*, *Thalassinoides*, *Chondrites* ; Juignet, 1974). Près de Fay, la partie supérieure de la formation contient de nombreux spongiaires (*Guettardia stellata* ; Juignet, 1974).

À Rai (la Gibonnière), la microflore indique un âge albien inférieur à aptien (?) dans la partie inférieure de la formation (pollens de gymnospermes abondants : *Callialasporites dampieri*, *Exesipollenites scabratus*, *Classopollis* sp. ; spores de ptéridophytes : *Gleicheniidites senonicus* ; kystes de dinoflagellés : *Surculosphaeridium trunculum*, *Systematophora silyba*, *Ctenodinium elegantulum*, *Occisucysta* sp.). À mi-hauteur de la formation, l'âge est Albien inférieur à moyen (?) (pollens de gymnospermes abondants : *Cerebropollenites mesozoicus*, *Abietinaepollenites microalatus*, *Parvisaccites radiatus* ; spores de ptéridophytes : *Gleicheniidites senonicus*, *Dictyophyllidites* sp. ; kystes de dinoflagellés : *Cribooperidinium edwardsii*, *Achomosphaera ramulifera*, *Palaeoperidinium cretaceum*, *Exochosphaeri-*

TURONIEN MOYEN			Craie □ <i>Terebratella bourgeoisii</i>
TURONIEN INFÉRIEUR	Zone □ Nodosoides	CRAIE MARNEUSE	Craie □ <i>Inoceramus labiatus</i>
CÔNOMANIE N SUPÉRIEUR	Horizon □ Gourdoni Geslinianum	SABLES du PERCHE	----- Hardground □(Longny 2) ----- Craie □ <i>Terebratella carantonensis</i>
	Zone □ Naviculare		----- Hardground □(Longny 1) ----- Partie supérieure fine Partie moyenne grossière Partie inférieure fine
CÔNOMANIE N MOYEN	Zone □ Jukesbrownei	CRAIE	Séquence G ----- Hardground □(Rouen 3) -----
	Zone □ Acutus	de	Séquence F ----- Hardground □(Rouen 2) -----
	Zone □ Costatus	ROUEN	Séquence E ----- Hardground □(Rouen 1) -----
CÔNOMANIE N INFÉRIEUR	Zone □ Dixoni	CRAIE GLAUCONIEUSE	Séquence D ----- Hardground □(Mesnières) ou □(Perronnières) -----
	Zone □ Saxii		Séquence C ----- Hardground □(Coulimer 2) -----
	Zone □ Carcitanensis		Séquence B ----- Hardground □(Coulimer 1) ou □(Vichères) -----
ALBIEN SUPÉRIEUR	Dispar ? Inflatum	GLAUCONIE □ <i>Ostrea vesiculosa</i>	Séquence A

Tableau 1 - Subdivisions biostratigraphiques et lithologiques du Crétacé dans le Perche (d'après Juignet, 1974)

dinium phragmites, *Cleistosphaeridium huguoniotii*, *Oligosphaeridium complex*, *Spiniferites ramosus*).

c1. **Gaizes, craies silteuses et glauconieuses à cherts (Cénomalien inférieur à moyen)**. Épaisses d'une cinquantaine de mètres (53 m dans le sondage 3-15, à Écorcei), les couches glauconieuses du Cénomalien (Craie glauconieuse et Craie de Rouen) sont constituées de craies, silts et gaizes (spongolites). Appelées « marne » ou « tuf » par les agriculteurs, elles affleurent principalement dans les anciennes marnières où les faciès les plus carbonatés ont été jadis extraits pour amender les terres acides des plateaux ou pour la fabrication de la chaux. La teinte varie sensiblement selon les faciès : de façon schématique, blanchâtre à blanc jaunâtre si la phase carbonatée est prédominante, grise pour les gaizes, verte d'autant plus foncée que la glauconie est plus abondante, gris verdâtre à ocre pour les silts sablonneux. La glauconie y est généralement remaniée (Dufay, 1957).

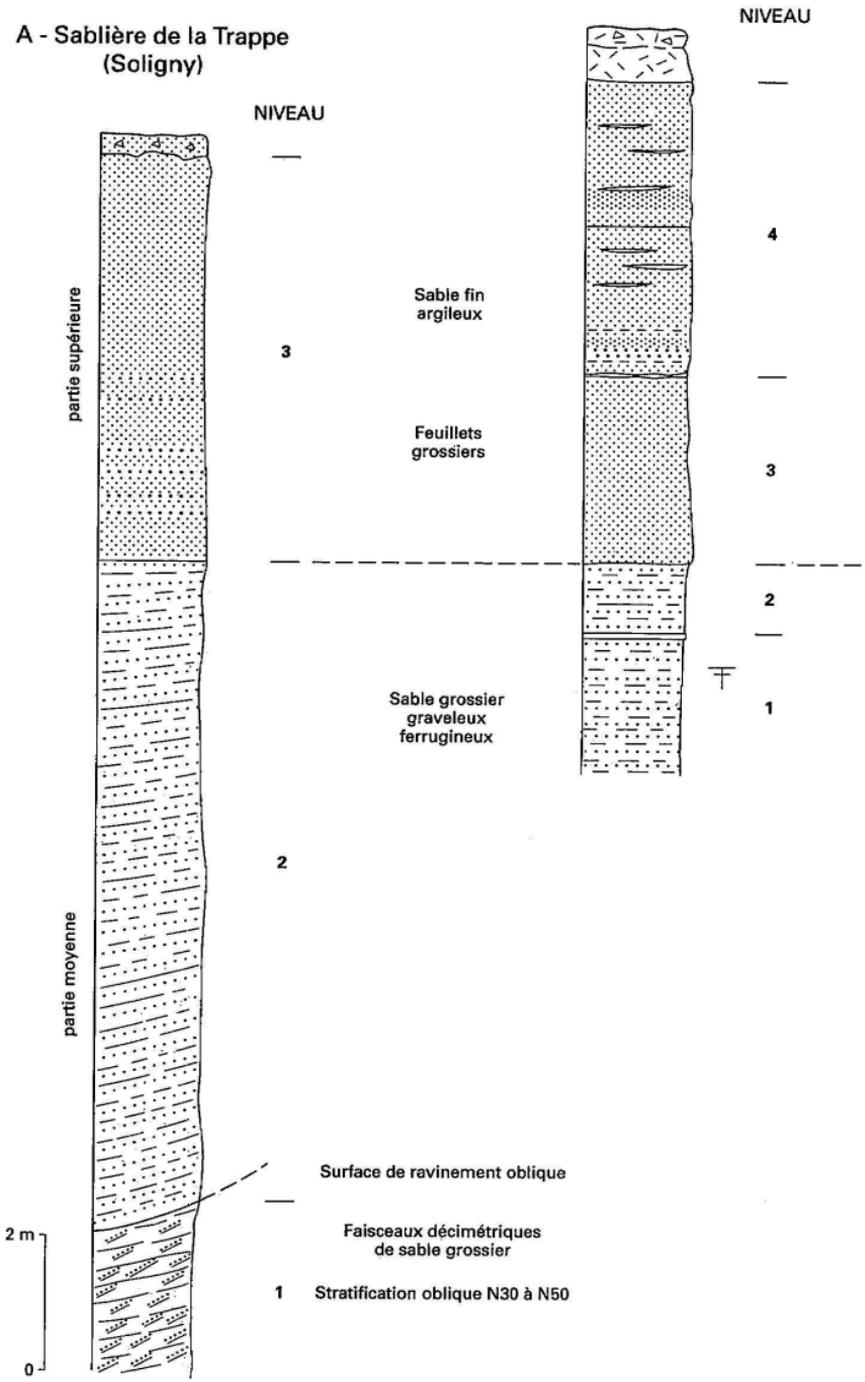
De faible hauteur (4 m au plus) et dégradés, les anciens fronts de taille des carrières n'exposent que des coupes d'extension très limitée. Les descriptions des diverses coupes de sondages sont très différentes. Cela provient de la variabilité du matériau qui évolue entre plusieurs compositions lithologiques : carbonaté crayeux ou bioclastique, silto-sablonneux, glauconieux, bioclastique siliceux (spicules d'éponges siliceuses) ; différences exagérées par l'attention apportée à l'un des composants par les auteurs dans leurs descriptions sur le terrain. Les nodules siliceux, épars ou en niveaux, sont fréquents : nodules gris clair ou verdâtres à opale (cherts au sens de L. Cayeux) abondants dans la partie inférieure de la Craie glauconieuse ; silex, gris à noirs, à cortex épais, principalement localisés dans la partie supérieure de la Craie glauconieuse et dans la Craie de Rouen, où leur épaisseur peut atteindre 40 cm.

À l'aide de niveaux durs, noduleux (bancs durcis ou hardgrounds), d'extension régionale et des faunes d'ammonites, P. Juignet (1974 et tableau 1) a distingué différentes séquences, difficiles à retrouver ici, les hardgrounds n'étant pas toujours signalés dans les coupes de sondages et certains d'entre eux manquant probablement ou étant peu indurés (Juignet, 1974). En particulier, le hardground Rouen 1, séparant la Craie glauconieuse de la Craie de Rouen n'a pu être suivi sur le terrain et ces deux formations ne sont distinguées que ponctuellement, à la faveur d'analyses micropaléontologiques (cf. *infra*).

À l'altération, la teinte des couches du Cénomalien inférieur et moyen vire au gris verdâtre, au jaune ou à l'ocre, avec des sols souvent gris ou noirâtres. Entièrement décalcifiées, elles deviennent des limons bruns plus ou moins sableux et argileux.

B - Sablière du Chêne
(Lignerolles)

A - Sablière de la Trappe
(Soligny)



**Fig. 5 - Coupes lithologiques des Sables du Perche
aux environs de Soligny-la-Trappe (Orne)
(d'après Juignet, 1974)**

C1P. Sables du Perche (Cénomaniens supérieurs) : sables siliceux hétérométriques blancs à ocre (épaisseur : 0 à 30 m). Déposés en milieu marin, les Sables du Perche, dans leur faciès le plus typique, sont des sables siliceux grossiers blancs à ocre (sables de maçonnerie). Plus précisément, ce sont des sables hétérométriques, fins à grossiers, un peu argileux et micacés, dont la granulométrie varie selon les différents lits dont l'épaisseur est variable (quelques centimètres à plusieurs mètres). Leur stratification est subhorizontale ou oblique. De rares intercalations de plaquettes siliceuses à spicules d'éponges caractérisent assez bien les Sables du Perche aux environs de Soligny (Dangeard, 1937). En outre, ils renferment quelques fines intercalations argileuses et des lentilles de grès ferrugineux (« roussards ») dont l'épaisseur peut atteindre localement plusieurs mètres. De teinte souvent rouille à rouge sombre, ces bancs indurés n'ont jamais été reconnus en sondages sous les plateaux : la cimentation pourrait être quaternaire et liée au dépôt d'oxydes de fer, dans la zone de battement de l'aquifère des sables, par les eaux s'écoulant en direction des versants (cf. hypothèse de Thiry *et al.*, 1988, pour certains grès à ciment siliceux). En surface, les sables bien drainés supportent souvent un podzol (« terre de bruyère ») sur 0,5 m à 1 m d'épaisseur, dont le développement est souvent facilité par l'implantation de résineux.

Dans le secteur de Soligny (fig. 5), les Sables du Perche sont grossiers dans leur partie inférieure et moyenne, plus fins dans leur partie supérieure, avec toutefois des feuilletts grossiers. Dans le sondage 7-3, les sables fins sont aussi épais que les sables grossiers, (12,5 m) et 0,5 m de plaquettes siliceuses à spicules d'éponges séparent les deux faciès. Cette disposition ne peut cependant pas être généralisée à toute la carte, des faciès grossiers pouvant être prédominants au sommet de la formation (La Ventrouze ; Juignet, 1974).

Les Sables du Perche affleurent dans le quart sud-est de la carte. Les meilleures coupes sont offertes par la sablière de La Ventrouze, exploitée à une dimension industrielle, et la sablière abandonnée située 750 m à l'Est de l'abbaye de la Trappe (sablière de la Grande-Trappe). Leur limite sud-ouest est une limite d'érosion et il ne prennent leur pleine puissance qu'à l'aplomb de la cuesta, armée par la Formation résiduelle à silex, qui limite les plateaux des forêts de la Trappe et du Perche. Au contraire, vers le Nord-Est, les Sables du Perche s'étendent jusqu'à leur limite de dépôt qui suit classiquement l'« axe de Senonches » de direction N110°E (ondulation anticlinale faillée, aussi appelée dans la littérature « axe du Merlerault »). Les lambeaux de sable observés entre Planches et Bonnefoi suivent bien cet axe, mais celui du Ménil-Bérard suggère que cette limite théorique peut être localement dépassée.

L'épaisseur des Sables du Perche, dans les zones où ils ne sont pas érodés, décroît ici du Sud vers le Nord, la puissance maximale du corps sableux (50 m) s'observant beaucoup plus au Sud, dans la région de Nogent-le-Rotrou. Ainsi, en bordure sud de la feuille, l'épaisseur des Sables du Perche dépasse 25 m dans le sondage 7-3 (commune de Lignerolles) et atteint la trentaine de mètres à La Ventrouze. Elle reste voisine de 20 m à Soligny (Prépotin) et jusqu'à Bonmoulins (18,5 m, dans le sondage 6-31) et diminue rapidement à proximité de l'axe de Senonches (9,5 m dans le sondage 7-37).

Dans leur zone d'extension, les Sables du Perche recouvrent habituellement la Craie de Rouen (Juignet, 1974) et sont recouverts soit par la Formation résiduelle à silex ou peut-être par les craies argileuses du Turonien dans certaines parties du bois du Châtelet. Dans la partie sud-ouest de la feuille, ces sables s'affinent vers le bas et passent à des silts argileux et oxydés ocre avec de rares passées sableuses (sondage 7-39). Ces silts ont été pénétrés sur 13,5 m dans le sondage 8-34 et sur 16,5 m dans le sondage 7-39. Ils n'ont pas livré de microfaune. Ces faciès correspondent probablement à des craies silteuses du Cénomanien moyen (Craie de Rouen) altérées probablement au Cénozoïque (altération sous couverture). Au sommet, le contact entre les Sables du Perche et la Formation résiduelle à silex est brutal et subhorizontal ; les sables sont seulement contaminés par un peu d'argile et d'oxydes de fer, leur donnant une teinte ocre unie ou disposé en bandes, sur quelques mètres de profondeur. Vers le Nord-Est, la limite d'extension des Sables du Perche, apparemment rapide, n'a jamais pu être observée. Se termine-t-elle en biseau, par un passage progressif à la Craie de Rouen ou selon un talus paléogéographique lié à l'axe de Senonches ? La présence de faciès sableux dans le Cénomanien moyen du sondage 8-29 (Les Aspres : la Futelaye ; Onfray, 1938) est un argument en faveur de la première hypothèse.

Au plan sédimentologique, les résultats analytiques présentés proviennent presque exclusivement des travaux de P. Juignet (Juignet, 1974 ; Juignet et Breton, 1992 ; Juignet et Louail, 1986), complétés par quelques données granulométriques sur des affleurements échantillonnés lors des levés. Constitués essentiellement de grains de quartz, les Sables du Perche présentent des variations granulométriques importantes (tabl. 2), en particulier selon la stratification. Hétérométriques, les faciès grossiers ont un mode et une médiane compris entre 0,9 et 1,5 mm (Soligny). Au contraire, les faciès fins sont bien triés, avec un mode compris entre 0,125 et 0,160 mm (Soligny et La Ferrières-au-Doyen). Les grains les plus gros peuvent atteindre et dépasser 3 mm. Blanc laiteux, les quartz des sables à grain moyen et grossier sont émoussés et propres. La fraction fine, peu importante (5 à 10 % maximum), est constituée de grains de quartz très fins (silts), de paillettes de

muscovite (mica blanc), d'oxydes de fer et d'un peu d'argile. Enfin, la fraction argileuse est principalement smectitique, mais les Sables du Perche ont été souvent contaminés par des argiles kaoliniques déposées par les eaux percolant à partir de la Formation résiduelle à silex qui les recouvre.

	Md mm	Md ϕ	X	P 84	P 16	σ 68	x 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 (Patras) 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 (Patras) niveau 5	46	36	18	18	54		
Mortagne (Chartrage) niveau 9	62	30	8	8	54		
Senonches (Rond-Sablonnière)	50	46	4	52	48		

* Localité sur la carte à 1/50 000 L'Aigle

Tableau 2 - Granulométrie et morphoscopie des Sables du Perche dans l'Orne et l'Eure-et-Loir (Juignet, 1974)

La composition moyenne de la fraction « minéraux lourds » (Juignet, 1974) montre une prédominance de minéraux généralement liés au métamorphisme : andalousite (36,7 %), staurotide (22 %). Les autres minéraux sont la tourmaline (29 %), le zircon (7 %), le rutile (1,9 %), le disthène (1,4 %), l'anatase, la brookite et l'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 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 (Nord-Est du Massif armoricain : andalousite) d'une part, et des massifs métamorphisés du Nord de la Bretagne (staurotide) d'autre part.

La faune de cette formation est rare et souvent mal conservée. On peut y trouver des céphalopodes (*Calycoceras naviculare*, marqueur du Cénomaniens supérieur), des lamellibranches (*Exogyra columba* et *E. conica*, *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 Sables du Perche se placent entre les craies de Rouen et de Théligny d'âge cénomanien moyen et les craies marneuses du Turonien, leur base datant vraisemblablement de la fin du Cénomaniens moyen et leur toit pouvant être proche de la limite chronostratigraphique Cénomaniens/Turonien (Juignet et Louail, 1986). Ils appartiennent à la Zone à *Calycoceras naviculare*. Ces sables sont l'équivalent latéral de la partie supérieure de la Craie de Rouen de Haute-Normandie.

Les Sables du Perche constituent un cône d'éléments détritiques alimenté par l'érosion de la bordure armoricaine ayant envahi la plate-forme du Maine entre le littoral armoricain de l'époque et le « bassin » normand au Nord-Est, plus profond (100 à 150 m) et à sédimentation crayeuse. D'origine armoricaine (Mayenne et Côtes-d'Armor), ils ont vraisemblablement été transportés par un réseau fluvial développé entre les reliefs paléozoïques d'Avranches-Écouves au Nord et ceux 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 Cénomaniens moyen-supérieur.

Cénomaniens et Turonien identifiés par leur microfaune

† C1G. **Craie glauconieuse (Cénomaniens inférieur)**. Les assises du Cénomaniens inférieur affleurent dans la moitié occidentale de la feuille, principalement dans le bassin-versant de la Sarthe. Les deux meilleures coupes sont les entrées d'anciennes carrières souterraines, de faible hauteur (2 à 4 m) et difficilement accessibles : Ferrières-la-Verrerie (la Morandière) et Mahéru (Tilières). La coupe la plus complète est donnée par le sondage 3-28, dans le Nord de la feuille où la formation a une épaisseur de 25,5 m ; de bas en haut (descriptions C. Pareyn) :

- craie de teinte crème, un peu glauconieuse, cherts gris un peu calcédonieux à bryozoaires, serpulidés et lamellibranches (7,5 m) ;
- craie durcie, type « hardground » (1 m) ;
- craie glauconieuse, à spicules en opale, grains phosphatés, bryozoaires, serpulidés, exogyres, *Arenobulimina* (1,5 m) ;
- craie de teinte crème, peu glauconieuse, à cherts gris, nombreux bryozoaires et lamellibranches (5,5 m) ;
- craie de teinte crème, grenue, à cherts gris et calcédonieux (6,5 m) ;
- craie peu glauconieuse à spicules en opale, grains phosphatés, cherts gris calcédonieux, spongiaires, *Arenobulimina* (1,5 m) ;
- craie à spongiaires, à silex blonds et cherts gris (2 m) ;
- hardground cf. « Rouen ».

Vers le Sud, les spongiaires siliceux deviennent plus abondants et leurs spicules forment de véritables masses de gaize, en particulier la base de la formation, aux alentours de Saint-Agnan-sur-Sarthe et de Saint-Aubin-de-Courteraie (Dufay, 1957 ; Juignet, 1974) ; les niveaux calcaires peuvent être bioclastiques (débris de bryozoaires, de lamellibranches, de spicules de spongiaires et de calcaire sparitique).

En analyse séquentielle, P. Juignet (1974), a observé dans l'ensemble du Perche et des pays du Mesle et du Merlerault la répétition d'un motif « glauconitite–biomicrite–biosparite–gaize », au sein d'une évolution générale marquée par la diminution progressive de la fraction détritique quartzeuse. Malgré la récurrence de niveaux à glauconie, la teneur en ce minéral décroît aussi, en moyenne, vers le haut ; il en est de même pour la muscovite (mica blanc).

Les foraminifères, composés de différentes associations ou populations, datent la Craie glauconieuse du Cénomanién inférieur : *Hedbergella delrioensis*, *Gavelinella cenomanica*, *Hagenowina advena*, *Flourensina* cf. *intermedia*, *Quinqueloculina antiqua*, *Praeglobotruncana delrioensis*.

‡ C1. ***Craies silteuses et glauconieuses à cherts (Cénomanién inférieur à moyen)***. La microfaune du Cénomanién étant souvent peu significative et les lithofaciès du Cénomanién inférieur et moyen différant peu, les parties inférieures et moyennes du Cénomanién n'ont pas toujours pu être différenciées.

‡ C1R. ***Craie de Rouen (Cénomanién moyen)***. Calcaire tendre, crayeux, contenant des couches glauconieuses, quelques bancs durs et des niveaux de silex, la Craie de Rouen est représentée sur l'ensemble de la carte, à l'exception des panneaux remontés par les failles de Moulins-la-Marche et du Merlerault. Son épaisseur est de l'ordre d'une vingtaine à une trentaine de mètres (21 m dans le sondage 8-29 : Onfray, 1939 ; 33 m Écorcei : Juignet, 1974).

La Craie de Rouen a été identifiée par sa faune à Saint-Aquilin-de-Corbion (Juignet, 1974) et à l'Ouest de Saint-Hilaire-sur-Risle, mais elle n'affleure plus guère (déblais de terriers, talus routiers dégradés). P. Juignet (1974) a défini sa base par le hardground Rouen 1, d'extension régionale et reconnu par cet auteur à Bubertré et Tourouvre, à proximité de la limite sud de la carte (feuille à 1/50 000 Mortagne). Cette surface durcie serait représentée aussi au Nord de la carte, dans le sondage 3-28 de bas en haut (coupe C. Pareyn) :

- hardground (cf. « Rouen », Rouen 1 probable) ;
- craie très glauconieuse, cherts calcédonieux (1 m) ;
- craie peu glauconieuse, spicules d'opale, cherts (1,5 m) ;

- craie grenue avec cherts, *Neithea* (1,5 m) ;
- hardground (cf. « Rouen », Rouen 2 probable) ;
- glauconite avec nombreux nodules calcaires, silex blonds (2 m) ;
- craie crème, nombreux cherts calcédonieux (2 m) ;
- craie partiellement décalcifiée ; partie supérieure tronquée par érosion.

La Craie de Rouen présente encore de nombreuses couches glauconieuses, mais diffère de la Craie glauconieuse par la prédominance des faciès crayeux et la faible abondance des gaizes.

À la sortie nord-est de Saint-Aquilin-de-Corbion et à l'Ouest de Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe, la Craie de Rouen a livré *Rotalipora thomei* et *R. cushmani* ; la présence conjointe de ces deux foraminifères planctoniques caractérise la partie inférieure de la Zone à *Rotalipora cushmani* (= sommet de la Zone à *Acanthoceras rhotomagense*).

‡ c2. **Craies argileuses à rares silex (Turonien)**. Les assises du Turonien sont constituées de calcaires marins crayeux et argileux, blancs à blanc grisâtre, renfermant des rognons de silex bruns ou noirs, épars ou disposés en niveaux. Elles n'existent qu'à l'intérieur d'un triangle Normandel-Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe-Nord de L'Aigle. Recouvrant la Craie de Rouen et peut-être, localement, les Sables du Perche (Le Ménil-Bérard), elles sont tronquées à leur partie supérieure par une formation d'altération : la Formation résiduelle à silex. Leur épaisseur correspondant donc à un Turonien incomplet, augmente, dans l'ensemble, du Sud-Ouest au Nord-Est et atteint une vingtaine de mètres sur les plateaux au Sud de L'Aigle : 19,55 à Écorcei, dans le sondage 3-15 ; 25,3 m, aux Aspres, dans le sondage 8-29. Plus à l'Est et au Nord-Est, le Turonien est probablement plus complet et plus épais. Il atteindrait la quarantaine de mètres à Irai selon A. Bigot *et al.* (1939) et 60 m à Crulai selon J. Onfray (1939). Le Turonien n'affleure que sous un faciès décalcifié, argileux, sur les versants de la Risle (Aube). Il n'en existe aucune coupe sur la carte. Les coupes de référence les plus proches sont celles de Longny-au-Perche (feuille à 1/50 000 La Loupe) (Juignet, 1974 ; Pomerol, 1984).

Classiquement, le Turonien de la région comprend (Juignet et Louail, 1986) :

- la craie à *Inoceramus labiatus*, craie argileuse à niveaux noduleux (ébauches de hardgrounds) et cordons de silex noirs, épaisse ici d'une vingtaine de mètres (Turonien inférieur) ;
- la craie à *Terebratella bourgeoisii* (Turonien moyen).

La base du Turonien a été atteinte dans les sondages 7-42 et 7-43, au Nord de Bonnefoi et des Genettes. Aux silts argileux et craies silteuses et micacées, contenant encore des éléments de microfaune cénomaniennne, succèdent des

craies argileuses verdâtres (1 m ; profondeur 15 à 16 m dans le sondage 7-43) surmontées par une vingtaine de mètres de craies blanches, pratiquement dépourvues de silex, recouvertes par la Formation résiduelle à silex.

Dans le sondage 7-42, le sommet de ces craies blanches contient encore une microfaune planctonique du Turonien inférieur (*Praeglobotruncana* cf. *stephani*, *Heterohelix moremani*, *Guembeltria cenomana*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Dicarinella algeriana*). 15 m plus haut, (Ouest de la faille de l'Iton), au fond du sondage 7-35 (profondeur 25 m), on retrouve ces craies du Turonien inférieur, contenant en plus *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix* cf. *reussi*, et des foraminifères benthiques : *Gavelinopsis tourainensis*, *Orostella turonica*, *Praebulimina* sp., *Lingulogavelinella globosa*. 12 à 14 m au dessus, on atteint au plus le passage Turonien inférieur/Turonien moyen avec : *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Dicarinella* cf. *hagni* (planctoniques) et *Gavelinopsis tourainensis*, *Tritaxia tricarinata*, *Orostella turonica*, *Vaginulina costulata*, *Dentalina* sp. et *Fron-dicularia* cf. *inversa*, pour les formes benthiques.

La base du Turonien est souvent riche en radiolaires, comme au Sud de Sainte-Gauburge : *Alievum* gr. *superbum*, *Orbiculiforma chartonae*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *Mita gracilis*, *Cyrtocapsa* cf. *perspicua*. Elle contient encore des débris de spicules d'éponges. et des débris d'échinodermes (ophiures). Vers le haut, le Turonien inférieur se charge en débris de prismes d'inocérames. Il renferme aussi quelques granules phosphatés.

Probablement présents au Nord-Est de la carte, le Turonien moyen et le Turonien supérieur n'ont pu être caractérisés, par manque de sondages et d'échantillons.

Suivant probablement une lacune de sédimentation, le Turonien inférieur régional correspond à une phase transgressive, permettant des apports pélagiques. Ici, le milieu de dépôt reste cependant circalittoral.

Formations superficielles

Meubles, les formations superficielles forment une couverture quasi continue, le substrat n'affleurant que sporadiquement sur les versants, dans les carrières ou dans les fouilles de terrassements. Elles n'ont été représentées que lorsque leur extension et leur épaisseur sont importantes. Celles qui correspondent à une simple décarbonatation du substrat, sans modifications importantes de leur structure, sont représentées par une surcharge sur la teinte de la formation altérée. Azoïques pour la plupart et difficile à dater avec précision, les formations superficielles ont été essentiellement distinguées par leur mode de mise en place qui a déterminé leur lithologie :

- des formations d'altération, très étendues sur les assises crétacées ;
- des formations résiduelles, principalement la Formation à résiduelle silex ;
- des formations de versant, mises en place par solifluxion, creeping ou colluvionnement, représentées seulement quand elles sont assez épaisses (généralement plus de 3 m) ;
- des lœss, dépôts de poussières d'origine éolienne ;
- des alluvions récentes, dépôts fluviatiles, liées aux vallées actuelles.

Dépôts résiduels et altérites

Âge tertiaire probable

Les matériaux attribués au tertiaire se limitent à trois types de roches : des sables quartzeux, des grès à grain fin à moyen et des conglomérats à éléments de silex et ciment gréseux. Ils gisent en lambeaux sableux et blocs épars à la surface de la Formation résiduelle à silex ou piégés en poche au sein de cette formation. Il existe toutefois quelques sites (Rai, bois du Châtelet, Saint-Michel-de-Tubœuf) où ces reliques semblent plus concentrées et mieux conservées. Malgré les connaissances acquises sur les sables et grès tertiaires de Normandie depuis vingt ans, notamment dans le cadre des levés de la Carte géologique de la France à 1/50 000, leur datation reste incertaine (Éocène, Oligocène, Néogène polyphasé ?).

Grès du Ménil-Bérard : Sables du Perche probables, cimentés (croix rouges). À la Métairie, au Sud de Saint-Hilaire-sur-Risle et au Nord du Ménil-Bérard, des grès très homogènes et à grain moyen gisent en blocs dans les champs. En 1995, à l'Est de la Métairie, un grand nombre d'entre eux ont été arrachés et évacués. Leur position, en vis-à-vis d'un affleurement de Sables du Perche, approximativement à leur niveau stratigraphique, l'absence d'éléments de silex, leur homogénéité et une faible dureté permettent de les différencier des autres grès attribués au Tertiaire. Ils proviennent probablement de la cimentation d'un faciès marginal, à grain moyen, des Sables du Perche. L'âge de la cimentation est inconnu (Tertiaire ?).

Blocs de conglomérat à éléments de silex crétacés et ciment de grès (Éocène-Oligocène ?) (triangles pleins). Il existe quelques concentrations (fig. 6) de gros blocs (parfois plusieurs mètres cubes) de conglomérat à éléments anguleux* de silex et à matrice de grès quartzeux fin, parfois totalement recristallisée en quartzite ou présentant, comme au Nord de Cru-lai, des structures indiscutables de silcrète. Là, un bloc détruit à l'explosif montrait, en section, des passées ou des lits d'extension décamétrique et d'é-

* Si les conglomérats de la région renferment souvent des éléments arrondis, ici ils sont rares.

paisseur décimétrique, alternant avec des faciès plus fins, gréseux, et des faciès plus bréchiqes à débris de silex. Le ciment peut être blanc gréseux ou quartzitique ou être plus fin, de teinte crème, microcristallin et à structure noduleuse. Enfin, les éléments de silex sont généralement surmontés de coiffes qui sont d'autant plus nettes que la granulométrie du ciment est plus fine.

En lame mince, les éléments figurés sont des silex qui apparaissent tous avoir subi des dissolutions d'origine pédogénétique probable ; quelques nodules sont constitués de calcédonite fibroradiée avec des pseudomorphoses possibles de concrétions carbonatées. La phase gréseuse est plus complexe. On y observe des grains de quartz détritiques anguleux ou arrondis et des concentrations en bandes d'oxydes métalliques (fer surtout) avec un ciment à microquartz ou quartzitique.

Généralement déplacés, ces blocs seraient disposés, selon des agriculteurs, en « dalles » irrégulières sous la surface du sol ; ils les enlèvent, quand ils le peuvent, pour permettre la culture. Des concentrations de blocs de conglomérat existent en haut de versant sur la rive nord de la Risle, entre Rai et L'Aigle, au Nord-Est de Saint-Michel-de-Tubœuf, au bois de la Pierre (Nord de Crulai) et aux alentours de Normandel.

L'âge de la cimentation des conglomérats est aussi mal connu que celui des grès. Pour ceux qui présentent des formes d'origine pédologique (silcrète ; Thiry, 1993), il pourrait être éocène, âge d'un épisode d'encroûtement siliceux bien connu du Chartrain au centre du bassin de Paris (Thiry, 1978).

Blocs de grès (Éocène-Oligocène ?) (triangles vides). À la surface de l'unité cartographique RC2, sur l'ensemble du territoire cartographié, on trouve des grès fins (parfois désignés sous l'appellation régionale « grès ladères ») en blocs de quelques décimètres à plus d'un mètre de longueur. Leur teinte va du blanc à l'ocre-brun. Ces grès sont constitués de grains de quartz émoussés ou peu anguleux, jointifs, avec parfois des passées à litage oblique.

Les blocs de grès ont une répartition assez large sur la carte (fig. 6), 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. Ils apparaissent toutefois plus fréquents et de plus grande taille au Nord de la vallée de la Risle entre Rai et L'Aigle, à Saint-Michel-de-Tubœuf et à Normandel, où ils sont généralement associés à des blocs de conglomérat. Au Sud d'Échauffour, à l'Aunay-aux-Sages, ils ont été récemment extraits du

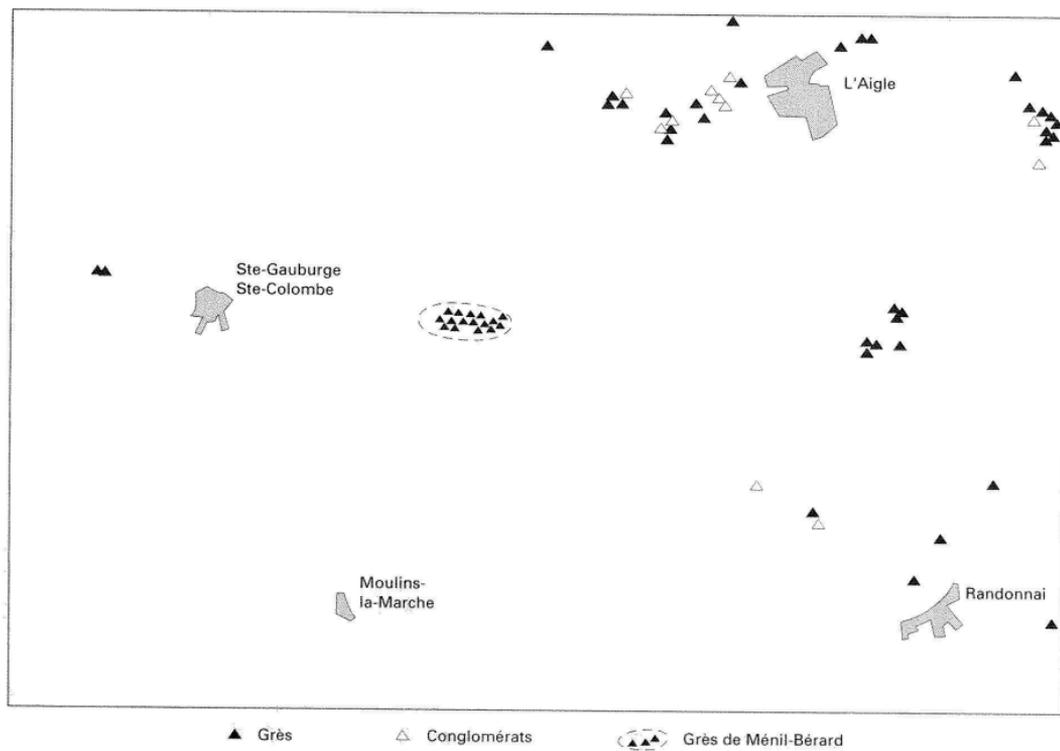


Fig. 6 - Répartition des blocs de grès ou de conglomérats sur le territoire de la carte L'Aigle

champ voisin. La plupart des grès de la partie orientale de la carte présentent, sur une ou plusieurs faces, un aspect lustré dû à une éolisation, d'âge pléistocène probable (Cailleux, 1942 ; Mary, 1964). Aucun faciès semblable aux grès ferrugineux visibles dans les murs des bâtiments (église de Rai par exemple) n'a été retrouvé sur le terrain : ont-ils été importés de zones plus orientales où ils sont connus (Ménillet *et al.*, 1994b), systématiquement exploités pour tailler des moellons ou extraits des anciennes exploitations de minerai de fer ? (voir « Gîtes minéraux »).

En lame mince, les grès que nous avons attribués au Tertiaire sont constitués de grains de quartz détritiques (quartz à extinction roulante) ou de quartzites aux grains souvent jointifs avec parfois un ciment de microquartz qui peut être antérieur ou postérieur à une quartzification. Quelques lames d'échantillons prélevés plus à l'Est ont montré des concentrations peu nettes d'oxydes dont la disposition évoque des figures d'illuviation.

L'origine des grès « tertiaires » de la feuille L'Aigle est très mal connue. Certains faciès présentent des structures en prisme à l'échelle du bloc, qui évoquent les silcrètes (sans litage visible et texture quartzitique recristallisée) tandis que d'autres ne sont qu'une simple silicification (« grésification ») diffuse de séquences sédimentaires sableuses, comme on peut en observer dans les zones de battement de nappes phréatiques (Thiry, 1978, 1981).

Indices de sable (Oligocène ?) (points rouges). À l'exception de deux sites (Nord de Rai et Nord de Saint-Michel-de-Tubœuf) où des vestiges d'anciennes exploitations laissent supposer la présence de poches de sables volumineuses, il n'existe pas d'ensemble sableux méritant d'être cartographié en Oligocène résiduel (R_{G2}) comme sur les cartes Breteuil-sur-Iton (Kuntz *et al.*, 1982) ou Verneuil (Lebret *et al.*, 1996). L'ensemble des sables cénozoïques de la feuille L'Aigle a été cartographié sous l'appellation « indice de sable ». Des sables « stampiens » cartographiés sur les éditions précédentes à 1/80 000 dans l'emprise de la présente carte L'Aigle, certains doivent être rattachés à d'autres formations : aux sables aptiens, à Beaufai et Saint-Pierre-des-Loges ; d'autres aux Sables du Perche (Le Ménil-Bérard, forêt de Bonsmoulins). Au Nord de Rai, quelques terriers au sein d'une ancienne carrière ont permis d'observer un sable quartzeux, à grain moyen (300 à 500 µm environ), apparemment bien classé, jaune pâle à rougeâtre. Des sables existent vraisemblablement en forêt de L'Aigle, au Nord-Ouest de Saint-Michel-de-Tubœuf (petits grattages superficiels), avec une extension plus importante que celle qui est figurée sur la carte ; en haut du versant nord de la Risle, entre Rai (la Desverrie, Beauséjour) et L'Aigle et peut-être à Normandel.

Comme sur les cartes géologiques voisines, (Breteuil-sur-Iton : Kuntz *et al.*, 1982 ; Rugles : Kuntz *et al.*, 1985 ; Verneuil : Lebret *et al.*, 1996), situées plus au Nord ou à l'Est, ces sables ont été vraisemblablement piégés

dans des poches karstiques de la craie, suffisamment actives pour entraîner, par soutirage, des matériaux gisant au-dessus de la Formation résiduelle à silex. Au Nord de Rai, la présence d'indices de sables près de la faille du Merlerault pourrait être liée à une karstification plus intense des craies du panneau abaissé, vraisemblablement très fracturé.

L'âge stampien (rupélien) attribué par la carte à 1/80 000 Mortagne (Pareyn *et al.*, 1967) est d'autant plus hypothétique que la carte L'Aigle se situe en-deçà, vers le Sud-Ouest, de l'extension maximale connue du Rupélien marin (Cavelier et Dewolf, 1967 ; Dewolf *et al.*, 1977 ; Kuntz *et al.* 1982 ; Ménillet *et al.*, 1994). Un âge plus ancien (éocène) est plausible pour les sables associés aux grès à faciès de silcrète, une importante phase d'encroûtement siliceux étant scellée par des dépôts d'âge éocène supérieur au centre du bassin de Paris (Thiry, 1981).

Âge tertiaire à quaternaire

La plupart des formations sont altérées en surface, même sur les versants les plus escarpés. Seuls les terrassements profonds et les carrières mettent à jour les roches saines, en place. La profondeur de l'altération varie principalement selon la nature de la formation : de quelques décimètres sur les calcaires bathoniens, elle atteint fréquemment 8 m sur les craies du Cénomaniens. Seules les altérites épaisses et étendues ont été figurées sur la carte et seront d'abord décrites. Puis un texte complémentaire décrira succinctement les altérites des autres formations, présentées dans l'ordre stratigraphique de ces dernières.

Formation résiduelle à silex. Caractérisée par sa richesse en blocs et fragments de silex emballés, sans organisation, dans un matériau argileux ou argilo-sableux brun-ocre, ocre, rose, rouge, verdâtre, gris clair ou même blanc, teintes plus souvent mélangées (bariolures, marbrures, mouchetures) qu'unies, la Formation résiduelle à silex présente un faciès plus ou moins typique d'argile à silex, très développé en Thymerais et Haute-Normandie. Nous avons évité ce terme classique, car il est employé dans un sens différent selon les régions. En outre, la Formation résiduelle à silex regroupe différentes altérites développées aux dépens des faciès crayeux du Crétacé supérieur, souvent mélangées et plus ou moins contaminées de sables tertiaires et de limons quaternaires. En fonction de leur couleur, de leur lithologie et de leur contexte géologique, deux types ont été distingués.

Rc1. Formation résiduelle à silex et cherts d'âge cénomaniens prédominants, entourés d'argile silteuse verdâtre ou ocre, en couverture peu épaisse (épaisseur : 1 à 4 m). Sur les assises du Cénomaniens silto-crayeux, généralement altérées (**A_{C1}**), la couverture de Formation résiduelle à silex est généralement discontinue et peu épaisse

(1,2 m dans le sondage 5-49 ; 4 m dans le sondage 6-33, à l'Est de Ferrières-au-Doyen). Dans RC₁, la fraction fine, une argile silteuse vert clair plus ou moins oxydée avec une teinte ocre-jaune, est généralement plus abondante que les fragments de cherts et de silex. De taille modeste, dépassant rarement 15 cm, ces derniers sont épars et présentent tous les faciès d'accidents siliceux observés dans le Cénomaniens crayeux : cherts verdâtres à structures internes de spongiaires siliceux ; silex gris, fréquemment à cortex très épais, pouvant dépasser le centimètre ; silex blanchâtres altérés. Ils peuvent être oxydés et présentent alors une belle teinte ocre-jaune. Souvent, quelques fragments de silex francs, bruns à noirs, noduleux, pleins ou creux, leur sont associés.

La fraction fine de RC₁ peut être assez riche en kaolinite dans sa partie supérieure, mais a, en profondeur, sensiblement la même composition que celle des altérites AC₁ : prédominance d'interstratifiés illite-smectite à feuillets de smectite bien représentés (40 à 50 %), avec des traces d'illite et de kaolinite.

Plus pauvres en kaolinite et de faciès plus proches de la roche mère que les altérites RC₂ (cf. *infra*), les altérites RC₁ sont plus jeunes ou constituent, sous les plateaux, la partie inférieure la base du profil RC₂ tronqué par érosion en forêt de Saint-Évroult. Leur substrat est aussi légèrement différent.

Seul le sondage 5-49 (Sud de Ferrières-la-Verrerie) a été étudié en micro-paléontologie. La faune de radiolaires, mal préservée, comprend des espèces d'âge sénonien dont l'extension va du Coniacien au Campanien inférieur : *Pseudoaulophacus* sp. (*praeflorensis* ou *florensis*), *Dictyomitra* sp., *Holocryptocanium* sp. et *Cryptamphonella coronata*, et montre que RC₁ provient en partie de l'altération de craies de cet âge. Dans ce sondage, RC₁ renferme aussi des éléments remaniés de microfaune d'âge albien supérieur. Des remaniements d'Albien dans le Cénomaniens ont été déjà décelés au Nord-Ouest de la feuille Sées (Ménillet *et al.*, 1997).

RC₂. Formation résiduelle à silex d'âge turonien à sénonien, entourés d'argile silteuse ou sableuse ocre-rouge, grise, verte ou bariolée, en couverture épaisse (épaisseur : 4 à 10 m). Argileuse, vivement colorée (brun-rouge à ocre-rouge, code Munsell 7,5 YR à 5 YR) et très riche en silex dans sa partie supérieure, l'unité cartographique RC₂ forme une couverture quasi continue sur les plateaux du pays d'Ouche et du Faux-Perche. Dans sa partie supérieure (1 à 3 m), les silex, bruns à ocre, oxydés et souvent altérés (cortex d'altération blanc jaunâtre d'épaisseur très irrégulière) sont très fragmentés ; la fraction fine a généralement été enrichie en silts par illuviation à partir des limons lœssiques (LP_x, LP_y). En dessous, les silex sont moins fragmentés, bruns à noirs, peu altérés et à cortex blanc originel d'épaisseur plus ou moins régulière (1 à 5 mm). La

teinte est souvent moins rouge (ocre à brun-ocre) avec des taches, marbrures et masses grises plus larges et abondantes. Dans la partie inférieure, les silex deviennent moins abondants et plus petits ; la teinte devient souvent grise voire blanche, avec, de place en place des mouchetures, des masses ou des lentilles roses.

La Formation résiduelle à silex affleure dans les talus des routes, aux ruptures de pente des plateaux. Dans cette position morphologique, de très nombreux silex peu fragmentés par la gélifraction (de 5 à 10 cm de longueur) apparaissent dans les champs et indiquent que RC2 est subaffleurante, sous une couverture de limons à silex peu épaisse (< 0,40 m) et discontinue. Elle est rarement recoupée sur une grande profondeur par les travaux de terrassements. Deux coupes ont pu être observées lors des levés : l'entaille de la déviation de la N 26, au Sud-Est d'Aube et le front de taille de la découverte de la sablière de La Ventrouze (Laignel, 1993).

L'épaisseur de l'unité RC2 augmente, dans l'ensemble du Sud-Ouest au Nord-Est :

Commune	Prépotin	Bubertré	Bonmoulins	Bonnefoi	Les Aspres	Écorcei	L'Aigle
N° sondage	7-2	7-40	6-31	6-35	8-29	3-15	4-1
Épaisseur	7 m	8 m	11 m	10 m	12,7 m	15,5 m	14,6 m

Les données des trois derniers ouvrages sont en accord avec les observations des anciens auteurs dans les anciennes marnières (13,4 m aux Brosses, près des Aspres ; 15,6 m au Nord de L'Aigle ; Bizet, 1884a). Vers le Nord-Ouest, les données sont plus éparées : 7,5 m au Sud-Est d'Aube (déviation de la N 26), 10 m dans les marnières de Boutrais, au Sud-Est de Saint-Pierredes-Loges (indication d'un agriculteur). En bordure des plateaux, l'épaisseur de RC2, érodée, décroît, mais beaucoup moins que ne le laisse prévoir les cotes de la base de la formation sous les plateaux.

Des phénomènes de solifluxion, d'origine périglaciaire, ont souvent fait glisser la Formation résiduelle en masse sur le versant, surtout lorsqu'elle est épaisse. L'aspect de cette formation solifluée en masse est quasiment identique à celui de la formation restée en place. Au plus observe-t-on des silex de forme allongée inclinés parallèlement au versant. C'est pour cette raison que la Formation résiduelle à silex solifluée en masse n'a pas été différenciée de RC2 en place (par exemple sur la rive droite de l'Iton).

Sous les forêts de la Trappe et du Perche, le faciès argileux gris, parfois mêlé de blanc ou de rose s'épaissit et forme la masse principale de RC2. Ce faciès provient de l'altération des craies argileuses du Turonien inférieur à moyen (Laignel 1993). La fraction argileuse est essentiellement kaolinique

et le faciès argileux gris comprend des lentilles d'argile sans silex. Le sondage 7-41 en a recoupé une, entre 5 et 6 m de profondeur, d'une belle teinte rose, un peu panachée de blanc-gris. Ces lentilles d'argile sont peut être à l'origine de l'ancienne activité céramique de La Poterie-au-Perche.

À La Ventrouze (Laignel, 1993), sous une couverture de 2 m de limons anciens, le front de taille de la découverte d'une grande sablière exploitant les Sables du Perche recoupe la Formation résiduelle à silex sur une épaisseur maximale de 6 m. Elle présente ici son faciès argileux gris, remarquablement homogène. Les silex, branchus ou en forme de rognons, sont disposés en lignes horizontales rappelant les cordons de silex de la craie. Ils sont plus abondants (40 à 60 % du matériau), la craie qui les séparait ayant été dissoute. De teinte grise à noir un peu bleuté, ces silex sont peu altérés, peu fragmentés et leurs petites cavités renferment une microfaune silicifiée d'âge turonien inférieur à turonien moyen (cf. *infra*). Les silex les plus nombreux ont entre 10 et 20 cm de longueur (maximum, 40 cm). Autour des silex, l'argile renferme 65 à 75 % de particules de taille inférieure à 20 μm où prédomine la kaolinite, le reste étant constitué de limons grossiers, sables et graviers. Les quartz détritiques prédominent dans les limons et les sables fins, tandis que les graviers sont uniquement constitués de débris de silex. B. Laignel (1993) démontre que la Formation résiduelle à silex provient essentiellement de l'altération *in situ* de craies d'âge turonien inférieur à moyen.

En 1995, l'entaille de la RN 26 au Sud-Est d'Aube exposait une coupe assez représentative de la Formation résiduelle à silex des plateaux du Sud du pays d'Ouche. De haut en bas, on distingue :

- limons à silex, plus ou moins riches en limons ou en résidus argileux à silex (0,5 à 3 m) ;
- sables fins ou silts blanc à rosâtre, en petites poches de quelques mètres de largeur et de 1 à 2 m de profondeur ;
- Formation résiduelle à silex à matrice brun vif à brun-rouge et silex gris, noirs ou miel, en gros rognons céphalaires et silex fracturés (gel ?) (1 à 5 m) ;
- Formation résiduelle à silex à matrice brun à brun verdâtre, parfois blanche, pauvre en silex gris à noir bleuté (2 à 5 m) ;
- craie. La craie apparaît sous la forme de pitons résiduels ; c'est une craie blanche, argileuse, déjà altérée, peu compacte et parcourue de marbrures d'argile, d'âge turonien.

Aux Aspres (la Futelaye), dans le sondage 8-29, un banc de silex compact, épais de 1 m est mentionné 5,35 m au-dessus de la base de RC2. Les puits des anciennes marnières des Brosses (commune des Aspres ; Bizet, 1884a) recoupaient, à 3 m de la base de RC2, une couche de minerai de fer de 0,40 cm d'épaisseur. Le fer de la Formation résiduelle à silex comptait

parmi les principaux types de gisements exploités par les ferriers du pays d'Ouche, dans les siècles passés.

Par sa composition granulométrique : cailloux et blocs emballés dans un matériau argileux à silto-argileux, la Formation résiduelle à silex appartient à la classe des diamictites. La proportion rudites/fraction fine est variable (10 à 70 %). Souvent fragmentés, la plupart des silex ont une taille inférieure à 20 cm, mais les silex plus gros ne sont pas rares et leur proportion augmente dans la partie supérieure et vers le Nord-Est de la carte. La fraction sableuse, sauf à proximité des rares poches de sable résiduels, est principalement constituée de fines esquilles de silex. La fraction argileuse est presque exclusivement kaolinique. Vers la base des profils apparaissent des minéraux interstratifiés riches en smectites. Dans les formations à silex issues de la décalcification des craies du Sénonien, une analyse chimique (ICP) donne 40,4 % de SiO₂, 20 % de Al₂O₃, 13 % de CaO (pollutions possibles de craie) et 7,8 % de Fe₂O₃, accompagnés de 0,5 % de K₂O et 0,08 % de MnO₂ pour les éléments majeurs et 6 762 ppm de P₂O₃, 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 niobium, de baryum et de lanthane.

L'analyse du contenu microfaunistique (foraminifères) de quelques silex creux prélevés sur les interfluves les plus hauts permet d'apprécier l'âge des craies les plus récentes qui ont été altérées. Les âges (déterm. C. Bourdillon, BRGM) s'échelonnent du Turonien moyen (La Ventrouze ; Laignel, 1993) : *Marginotruncana marginata*, *M. canaliculata*, *Praeglobotruncana imbricata*, *P. helvetica* (typique) pour les faciès argileux gris du Sud-Est de la feuille, au Campanien supérieur pour le sommet de la formation en pays d'Ouche (Aube, forêts de la Trappe et de Saint-Évrout), âge attesté par une riche faune de foraminifères conservée dans des silex creux :

– planctoniques : *Globotruncana linneiana*, *G. falsostuarti*, *Globigerinelloides subcarinata*, *Globotruncanella havanensis*, *Rugoglobigerina rugosa* ;
– benthiques (choix significatif, parmi une longue liste) : *Gavelinella monterelensis*, *Heterostomella laevigata*, *Coryphostoma incrassata*, *Bolivina noides* gr. *decoratus*, *Stensioina pommerana*.

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-est, et craies du Sénonien pour le reste de la carte. Cette variation de faciès n'a pas été représentée sur la carte.

L'âge précis de la Formation résiduelle à silex 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 existant déjà au Rupélien (âge minimum). Des pollens éocènes et des ostracodes marins, probablement yprésiens (lame BRGM 11612, détermination G. Farjanel), ont été découverts dans la matrice argileuse d'une altérite à silex sous une poche de sables attribués au Rupélien (près de La Neuve-Lyre ; Kuntz *et al.*, 1982). Ceci indiquerait le développement d'une couverture d'altérite sur la craie dès la fin de l'Yprésien (Blanc-Valleron et Thiry, 1993). Comme pour 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 et de probables mouvements épirogéniques positifs ont favorisé le développement de karsts à travers le massif crayeux qui ont déformé par soutirage une partie de ces altérites. En outre, le cloisonnement en panneaux tectoniques par des failles dont le jeu principal a un âge probablement tertiaire (failles du Merlerault, de Moulins-la-Marche et de Senonches), a vraisemblablement joué un rôle dans l'évolution de la karstification et de l'altération.

La genèse des altérites à silex RC_2 s'est faite sous la double influence d'une pédogenèse kaolinisante et de phénomènes de karstification de la craie en profondeur (Brajnikov, 1937 ; Dewolf, 1982 ; Klein, 1974 ; Quesnel, 1993 ; Quesnel *et al.*, 1995 ; Thiry, 1973 ; Thiry et Trauth, 1976). Si les silex représentent l'essentiel de l'insoluble du massif crayeux dissous, la composition de la fraction fine de RC_2 (Laignel, 1993) montre que cette dernière ne provient pas uniquement de l'altération de la craie : le sommet des profils est souvent pollué de silts fins qui évoquent des lœss anciens percolés. D'autre part, la présence de sables quartzeux indique une contamination à partir de matériaux tertiaires d'origine et d'âge mal connus. Enfin, la variabilité du cortège en éléments traces de cette fraction fine semble difficilement compatible avec une origine unique pour l'ensemble des constituants minéralogiques. RC_2 est vraisemblablement le produit cumulé de plusieurs phénomènes dont l'altération est le facteur dominant. Parmi les autres facteurs, citons les rejeux tectoniques (reprise de l'érosion de surface, variation du niveau de base), la karstification (effets de soutirage et piègeage de matériaux). En outre, les phénomènes de cryoturbation et de cryoclastie des périodes froides du Quaternaire ont plus ou moins profondément affecté la Formation résiduelle à silex.

A_{jn}. Altérites de Calcaire à astartes et de Glauconie de base : argiles limoneuses de teinte variable, brune, verdâtre ou grise. Entre Moulins-la-Marche et Ferrières-la-Verrerie, l'interfluve et le versant qui descend en pente douce vers l'Iton sont tapissés par une formation

argileuse où l'on reconnaît, plus ou moins mêlés, des faciès d'altération de la Glauconie de base : des argiles silteuses à sableuses verdâtres, à galets de quartz épars et des argiles gris violacé à brunes. Ces dernières ont le faciès, plus ou moins altéré, des intercalations argileuses du Calcaire à astartes. Certaines passées renferment des fragments de Calcaire à astartes.

L'épaisseur de ces altérites est variable : 1,75 m dans le sondage 6-37, plus de 3 m, 350 m plus au Sud. Elles ne sont guère rubéfiées et leur âge ne paraît pas très ancien (altération holocène ? altérite éémienne solifluée + altération holocène ?).

AC1. Altérites de craies cénomaniennes pauvres en silex : argiles silteuses ou finement sableuses vertes à ocre. À la base de la Formation résiduelle silex RC1, sous une mince couche de silex ou en surface, on observe des argiles silteuses ou sableuses contenant épisodiquement des rognons cherteux poreux et altérés, plus rarement des silex. L'épaisseur de ces altérites est difficile à déterminer avec précision, le passage à la roche saine étant souvent très progressif. Elle dépasse souvent 5 m :

Commune	Ferrières-la-Verrerie	Ferrières-au-Doyen	
		la Grimmondière	la Haute-Corne
liaudit	la Morandière	la Grimmondière	la Haute-Corne
RC1	1,2 m	0	4 m
AC1	4,5 m	8 m	2 m

En coupe, les couleurs claires et vertes alternent souvent, soulignant des restes de litage plus ou moins déformé par la karstification des craies sous-jacentes et les phénomènes de cryoturbation. Les teintes vertes correspondent à des niveaux plus riches en glauconie, mais celle-ci est altérée et ne montre plus guère sa structure en grains. Les niveaux initialement riches en glauconie peuvent être localement très oxydés, avec un faciès d'argile rouge (Ferrières-au-Doyen, sondage 6-34, entre 2 et 6 m de profondeur, avec de rares veines vert clair, et Moulins-la-Marche, chemin de la Dépenserie, en contrebas de la D 932). En surface subhorizontale, ces altérites montrent fréquemment des traces d'hydromorphie (teintes bariolées grises, verdâtres et ocre ; faciès pseudogley). La fraction argileuse est essentiellement constituée d'interstratifiés irrégulier illite-smectite à feuillets de smectites nettement prédominants, accompagnés d'un peu d'illite et de traces de kaolinite.

Déjà noté par L. Dangeard (1937b), D. Dufay (1957) et F. Ménillet *et al.* (1997), l'altération des craies cénomaniennes est générale dans la région et s'observe même sur les versants, la craie n'affleurant qu'en carrière ou

dans les terrassements profonds. Les remarques sur l'âge de R_{C1} s'appliquent aussi aux altérites A_{C1} .

Rappelons que les Sables du Perche peuvent recouvrir des silts argileux oxydés que nous avons interprétés comme de la Craie glauconieuse altérée. Cette altération pourrait être beaucoup plus profonde que celle de surface puisqu'elle a été pénétrée, sans être traversée, sur 11 m à l'Est de Randonnai, (sondage 8-34) et sur 16,5 m au Sud-Ouest de Bresollette (sondage 7-39). Il est vraisemblable qu'il s'agisse d'une altération sous couverture.

A_{C2} . Altérites de craies turoniennes : argiles silteuses grises à verdâtres. Sous la Formation résiduelle à silex (faciès R_{C2}) ou subaffleurantes sur les versants, ces altérites présentent un faciès assez homogène, diversifiés seulement par la couleur ocre, rouge à rose ou même violacée de ses parties oxydées. Elles se singularisent par l'absence ou la rareté des silex, car elles proviennent essentiellement de l'altération de craies sans silex du Turonien inférieur. Leur épaisseur peut atteindre plusieurs mètres (5 m, dans le sondage 6-32, au NNE de La Ferrière-au-Doyen, où elles sont silteuses et verdâtres, et recouvertes par 2,5 m de Formation résiduelle à silex). Les remarques sur l'âge de R_{C1} s'appliquent aussi aux altérites A_{C2} .

A_{C1-2} . Altérites de craies d'âge cénomanien moyen à turonien indifférenciées. Ces altérites affleurent sur les versants de la vallée de la Risle et de ses affluents entre Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe et Aube. Leur faciès évolue entre celui des altérites A_{C1} et A_{C2} .

Autres altérites (non représentées sur la carte)

- **Altérites sur calcaires bathoniens.** Fragmentés par des phénomènes de dissolution et la gélifraction quaternaire, les calcaires bathoniens sont disloqués en surface. Les fragments calcaires sont d'autant plus abondants et grossiers que le calcaire altéré est plus dur. Ils sont empâtés par des limons argileux marron à brun-rouge constitués par l'insoluble des formations calcaires et des limons colluviaux et lœssiques piégés entre les éléments de roche. Ces limons ne constituent véritablement une formation superficielle qu'en poches, de profondeur généralement inférieure au mètre : poches karstiques déformées par cryoturbation et festons de cryoturbation.

- **Altérites sur marnes calloviennes.** L'épaisseur et la granulométrie des altérites de marnes calloviennes varient selon les différentes assises constituant cet étage. Très argileuses sur les premières assises (fraction argileuse $< 2 \mu\text{m}$ pouvant atteindre et dépasser 50 %), elles se chargent en limon grossier parfois même en sablons à partir du sommet du Callovien inférieur. Limons grossiers et sablons deviennent souvent prédominants sur

le Callovien supérieur, sauf au sommet de cet étage où la lithologie redevient plus argileuse. L'épaisseur de ces altérites croît aussi en fonction de la granulométrie. Souvent inférieure au mètre sur le Callovien inférieur argileux, la profondeur des altérites atteint et dépasse souvent 3 m sur le Callovien supérieur. De même, la teinte varie en fonction de la granulométrie, plus sombre, brun clair, brun-beige, grise, souvent maculée d'ocre sur les faciès argileux ; jaune ocreux homogène sur le Callovien supérieur silto-sablonneux.

Au sommet du Callovien moyen, les altérites ont souvent une teinte ocre-rouge due probablement à l'altération de pyrite. L'abondance de fragments calcaires et de débris de fossiles en surface sont des indices de faible épaisseur. En topographie subhorizontale, les limons d'altération des marnes calloviennes sont souvent recouverts par un sol gris hydromorphe (épaisseur, 0,20 à 0,40 m). À leur base, la marne, un peu altérée, présente fréquemment un faciès pseudogley (teintes bariolées gris clair et ocre) et de petites accumulations de calcaire secondaire, tendres.

- **Altérites sur marnes oxfordiennes.** Comme celles des assises du Callovien, les altérites des marnes de l'Oxfordien inférieur sont argileuses à la base de la formation et se chargent en silt à leur sommet, sans toutefois donner des masses de limons aussi importantes que les altérites du Callovien supérieur. Elles contiennent souvent des fragments calcaires et des débris coquilliers.

- **Altérites sur calcaires oxfordiens.** Sous la Glauconie de base du Cénomaniens, les calcaires oxfordiens peuvent être altérés. Le Roussier donne des terres sableuses rousses. le Grouais se désagrège en sable graveleux calcaire, contenant presque toujours des cailloux et blocs de calcaire dur ; près de la surface, ce sable est plus ou moins mêlé de limons argileux.

- **Altérites sur formations glauconieuses albo-cénomaniennes.** Ces altérites se remarquent par leur grande variabilité en teinte et granulométrie, à l'échelle de l'affleurement, en contraste avec les altérites de marnes calloviennes, généralement très homogènes. Les teintes vertes et ocre prédominent généralement, souvent panachées dans le faciès pseudogley ; de la base au sommet du profil, la teinte vert bouteille de la glauconie passe rapidement à une couleur vert clair où les grains de glauconie deviennent de plus en plus rares. En surface, le sol est habituellement noir. En conditions de mauvais drainage, l'altérite devient gris noirâtre putride (gley), avec des parties blanchâtres quand le matériau est très sableux et lessivé. Les proportions de sable, limon et argile varient largement.

Âge quaternaire

F. Conglomérat à fragments de silex et ciment ferrugineux et manganique (type « grison » du Perche, variété d'aliros). Sur les plateaux du pays d'Ouche, les limons LPy et B-LPS ou les colluvions de fond de vallon recouvrent parfois, en site humide, un conglomérat à éléments de silex et ciment noir ferrugineux ; l'aspect terne du ciment est lié à la présence d'oxydes ou d'hydroxydes de manganèse. Il affleure souvent dans l'entaille ou au fond de fossés de drainage. Son épaisseur dépasse rarement 0,50 m. Grains ferrugineux et silex à enduits ferrugineux à la surface des champs sont un indice de sa présence en profondeur.

Rarement en niveau continu, le grison est remonté par la charrue sous forme de blocs de faible dureté. Après déshydratation à l'air, le fer précipite principalement sous forme de Fe_2O_3 et consolide remarquablement le conglomérat. Cette propriété a favorisé son emploi jusqu'au siècle dernier comme moellon, en particulier dans la construction des églises du Perche et du pays d'Ouche (églises de L'Aigle et d'Aube, par exemple). Tous les intermédiaires existent entre des taches et concrétions ferrugineuses éparses, typiques du concrétionnement du fer au cours de l'altération hydromorphe des lèss, et le conglomérat bien cimenté. En condition de mauvais drainage, le fer, lessivé sous forme réduite (Fe^{++}) par les eaux d'infiltration, s'accumule au sommet de la Formation résiduelle à silex, assez argileuse et très peu perméable. Ensuite, lors des périodes d'assèchement, le milieu devient oxydant et le fer précipite, un peu plus en aval, sous forme de goëthite (Fe^{+++}). Cette roche ferrugineuse a été anciennement exploitée comme minéral de fer (voir « Gîtes minéraux »). Le grison a été principalement observé au Nord-Est de la carte. A. Bigot *et al.* (1939) notent sa présence en forêt de Moulins.

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

Lié à la topographie actuelle, le grison est récent.

Formations éoliennes

La notation LP, traditionnelle pour les lèss du centre du bassin de Paris, a été conservée par souci d'homogénéité avec les feuilles voisines du pays d'Ouche.

LPx. *Læss argileux ocre, altérés et décalcifiés (Pléistocène moyen possible)* (épaisseur : 0 à 1 m). Sous les læss LPy, ou sous le glacis de limons à silex, des læss plus anciens existent ponctuellement et sont parfois visibles en surface (Sud de Sainte-Gauburge : la Croix) ou en profondeur, à l'occasion de terrassements (au-dessus de la sablière de La Ventrouze). Ils constituent alors le contenu de poches peu profondes (1 m le plus souvent) et sont fortement cryoturbés. Leur teinte est généralement plus brun-rouge (7,5 YR à 5 YR, code Munsell) et ils sont toujours très argileux (20 à 30 % < 2 µm). Ces petites poches de læss anciens parsèment l'ensemble du territoire cartographié.

LPy. *Læss altérés et décalcifiés (Pléistocène supérieur, Weichsélien probable)* (épaisseur : 0,5 m à 2 m). Ce sont des silts argileux brun (10 YR à 7,5 YR, code Munsell). D'extension réduite, les læss cartographiés sont des placages que l'on rencontre en sommet de plateau, sur des replats (pente < 1 %) ou à l'abri de petites ondulations topographiques, sur des hauts de versant exposés à l'Est ou au Nord. Leur épaisseur moyenne n'excède généralement pas 0,50 m mais augmente vers le Nord ou elle atteint 0,8 m.

Ces læss ne sont pas carbonatés. Principalement constitués de silts quartzeux (Lautridou, 1985), ils sont pollués de cailloux remontés lors des labours ou, pour les læss antérieurs au Weichsélien supérieur, par cryoturbation lors des phases froides du Pléistocène. C'est la très faible charge en gélifracts à la surface des champs par rapport au limon à silex (B-LPS) qui a déterminé les auteurs à les individualiser en tant que læss.

Vers l'Ouest, les læss LPy sont des silts assez grossiers et argileux. Au Sud de Ferrières-la-Verrerie, dans le sondage 5-49, leur mode est compris entre 20 et 30 µm ; ils renferment 15 % de sables fins et 3 % de sable à grain moyen à grossier et leur fraction argileuse, analysée au sédigraphe, compte pour 35 % du matériau. Au Sud de L'Aigle, à la Frémondrière, ils comptent 96 % de particules de taille inférieure à 50 µm (Jouis et Lecacheux, 1956).

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

Formations de versant

Présentes en couverture quasi continue sur presque tous les versants, ces formations n'ont été figurées que localement, dans des sites où elles sont épaisses et ne laissent pas transparaître la nature du substrat.

B-LPS. **Limons à silex (Pléistocène)** (épaisseur : 1 m en moyenne). Cette formation recouvre presque toute la surface des plateaux à substrat crayeux de la carte. Faible (0,2 à 2 m), son épaisseur varie de façon irrégulière et elle n'a été figurée que lorsque son épaisseur atteint et dépasse 0,50 m. Ces limons à silex géolifracés couvrent les versants à l'exception des zones très plates et des vallées. Ils sont constitués par un matériau silto-argileux brun (10 YR 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 pente où on passe graduellement à la Formation résiduelle à silex subaffleurante. Certains silex de cette formation présentent un léger émoussé qui évoque un court transport fluvial. Par analogie avec la découverte de la sablière de La Ventrouze où étaient visibles en 1993 des petits chenaux à silex roulés ravinant la Formation résiduelle à silex, on peut admettre que ces silex proviennent du démantèlement de sédiments fluviaux anciens, antérieurs à l'enfoncement des vallées. Les limons à silex sont souvent humides et présentent, lorsqu'ils sont baignés d'eau de façon temporaire, un faciès pseudogley (teinte panachée grise et ocre).

Les limons à silex masquent souvent des limons LPx (La Ventrouze) ou des limons très argileux plus anciens, panachés ocre et gris (hydromorphie temporaire) issus probablement du mélange d'horizons d'accumulation argileuse de lœss anciens et de matériaux argileux remaniés de la Formation résiduelle à silex, car ils renferment des fragments de silex. Leur épaisseur atteint 2 m au-dessus de la sablière de La Ventrouze.

Ces différents matériaux ont subi la dynamique périglaciaire (transit des formations superficielles sur les versants par cryoturbation, fauchage, solifluxion, géolifluxion) lors des refroidissements climatiques du Pléistocène.

SC1P. **Sables du Perche et fragments de silex colluvionnés et soliflués sur les craies (Pléistocène)** (épaisseur : 1 à 3 m). Argilo-sableuse, cette unité est brun jaunâtre (10 YR5/4), siliceuse, riche en fragments de silex ou de cherts. En contrebas des versants raides façonnés dans les Sables du Perche, elle recouvre les replats morphologiques (pente < 1 % env.) au sommet des craies jaunâtres du Cénomanién inférieur à moyen ainsi que les versants les moins pentus des talwegs entaillés dans ces

craies. On peut observer cette formation en divers endroits, notamment à l'Est de Saint-Aquilin-de-Corbion et au Sud-Est de Soligny-la-Trappe (la Galopinière).

Leur épaisseur est généralement faible (< 1 m) mais peut atteindre localement 3 m. Les principaux constituants proviennent du transport sur les pentes (gélifluxion, solifluxion, fauchage) des formations résiduelles à silex de plateaux et du remaniement des Sables du Perche. Ces matériaux ont été souvent mélangés, par cryoturbation et fauchage, avec les altérites de craies du Cénomaniens moyen. Elles s'apparentent ainsi aux formations de versant périglaciaires comme les heads ou les presles, les matériaux parentaux étant simplement différents.

Bien qu'aucun élément de datation n'existe, leur origine principalement périglaciaire permet de supposer un âge pléistocène, leur dernière phase de mise en place datant vraisemblablement du Pléistocène supérieur (Weichsélien). Il est intéressant de noter que ces formations recouvrent des craies peu altérées tandis qu'à proximité (moins de 1 km), on trouve des formations à silex épaisses et guère remaniées au-dessus des Sables du Perche. Ce constat est un élément de présomption de mouvements tectoniques récents (quelques millions d'années maximum).

SRc. Formation résiduelle à silex solifluée (Pléistocène). Représentée par un figuré de points rouges sur la teinte de la formation recouverte, cette unité est bien développée en pays d'Ouche où la Formation résiduelle à silex est épaisse et a très largement solifluée sur les versants. Tous les faciès intermédiaires existent entre une SRc solifluée en masse, ne différant de la formation en place que par la présence de blocs disposés parallèlement à la pente et une SRc complètement disloquée et mêlée à d'autres matériaux sus-jacents remaniés (LPx ou LPy) ou, surtout à la base, arrachés au substrat.

Cette unité s'est mise en place sous climat périglaciaire au cours du Pléistocène par le jeu cumulé des différents mécanismes de remaniement sur pente en climat froid : fauchage, reptation, solifluxion (plus précisément, gélifluxion), affectant en particulier les altérites à silex.

Sur les Sables du Perche, la couverture de dépôts de versant à silex, en rognons pluridécimétriques plus ou moins fracturés et enrobés dans une matrice argileuse et non carbonatée, 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 décompactées et montrant une vague organisation des silex gélifractés disposés parallèlement à la pente. Ces figures sont bien visibles à La Ventrouze, aux endroits où le front de taille recoupe le versant.

En aval de Bonnefoi, sur la rive gauche de l'Iton, sur un replat en pente douce d'origine tectonique probable, l'unité SRc s'épaissit vers l'aval (2,5 m dans le sondage 7-42 ; 4,5 m dans le sondage 4-33). De place en place, elle renferme des silex émoussés, semblables à ceux des alluvions pléistocènes de l'Iton, observées plus en aval (feuille à 1/50 000 Verneuil ; Lebreton *et al.*, 1996). Ces galets sont les témoins d'alluvions anciennes, disposées en terrasses, remaniées par gélifluxion et intégrés dans SRc.

Cz. Colluvions de bas de versant (Holocène probable) : limons et limons sableux à passées caillouteuses sporadiques (épaisseur : 0,5 à 1 m environ). Ce sont des dépôts silto-argileux, sans structures sédimentologiques nettes, localisés en bas de versant et mis en place par ruissellement diffus. Leur composition granulométrique est voisine de celle des lœss (silt) ; elle est enrichie en fraction argileuse quand les altérites à silex sont subaffleurantes en sommet de versant ou en sable quartzeux si de tels matériaux affleurent sur le versant (glauconie sableuse, dans la vallée de la Sarthe ; poches de sables résiduels tertiaires dans le secteur de L'Aigle). Elles renferment généralement des petits silex gélifractés en très faible quantité.

Les colluvions Cz sont principalement localisées sur les bas de versants exposés à l'Est (Sud-Est à Nord-Est), souvent à pente faible. En exposition ouest, les pentes sont généralement plus fortes et les particules fines sont entraînées jusqu'à la rivière. Il n'est pas rare d'y trouver des restes d'activité humaine protohistorique à historique et la plupart de ces colluvions sont d'âge holocène. 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 (déboisement et érosion des sols).

Autres formations de versant non figurées. La base du « Roussier » donnant un niveau de sources, cette formation, irrégulièrement indurée et sableuse dans sa partie inférieure, a fréquemment flué sur les versants et recouvert les marnes oxfordiennes sous-jacentes sur une frange de largeur variable. Cette formation de versant est un sable argileux roux, plus ou moins riche en fragments de Roussier, de la taille du caillou à celle du gros bloc. Aux matériaux issus du Roussier peuvent être associés ou superposés des éléments de formations affleurant plus haut sur le versant, surtout quand la formation est épaisse (3 m et plus). Ainsi, à Fay, en bas de versant, dans le sondage 5-44, la succession comprend de haut en bas :

- terre brunâtre, sableuse et glauconieuse (2 m) ;
- terre brunâtre et de calcaire corallien remanié (2 m) ;
- mélange de calcaire corallien, de sable et d'argile brunâtre et quelques faciès du Roussier (3 m) ;
- marnes oxfordiennes en place.

Souvent meuble, le « Grouais » se prête bien à des remaniements sur les versants : grèze fine, avec ou sans blocs, pour les faciès oolitiques et pisolotiques ; head à blocs quand le matériau parental est un hardground ou un faciès dolomitisé. Disposées en vrac ou litées parallèlement à la pente, ces formations de versant sont souvent hétérogènes, avec une imbrication de matériaux différents, mélangés ou juxtaposés en lentilles : grèze franche, grèze terreuse, head à blocs de Grouais, head hétérogène à cailloux et blocs de Grouais, de Calcaire à astartes et de silex, argile sableuse verdâtre remaniée de la Glauconie de base. L'épaisseur de ce complexe de formations de versant est très variable et peut atteindre et dépasser 4 m, comme au forage 5-41, à l'Ouest de Mahéru ; de haut en bas :

- blocs calcaires sublithographiques et calcaire sableux roux (2 m) ;
- argile sableuse gris-vert (1 m) ;
- argile rouille mêlée à un sable blanc (1 m) ;
- Grouais en place.

Enfin, le niveau de sources formé par la Glauconie de base a souvent favorisé des fluages, d'autant plus fréquents que cette formation est plus sableuse. Aux glauconitites et sables glauconieux, plus ou moins altérés, se mêlent généralement des silts sablonneux à cherts remaniés du Cénomaniens et des fragments de silex. Toutefois, comparés à ceux du pays d'Auge où ils donnent de nombreuses loupes de glissement et, presque partout, un recouvrement complet des formations jurassiques, les fluages sont ici de dimensions beaucoup plus modestes (généralement quelques dizaines de mètres d'extension) et localisés, les assises jurassiques affleurants souvent, quelques mètres en dessous de la Glauconie de base.

Formations fluviales

À l'exception des silex émoussés remaniés dans les formations de versant de la rive gauche de l'Iton (SRC), aucun témoin d'alluvions anciennes, antérieures aux alluvions de fond de vallée, n'a été observé.

Fz/Fy. ***Alluvions holocènes (Fz) : limons et limons sableux, recouvrant des alluvions grossières (Fy) d'âge weichsélien probable, et dépôts fluvo-lacustres des zones marécageuses.*** Les alluvions grossières de fond de vallée (Fy) sont généralement masquées par les alluvions fines holocènes (Fz) limoneuses ou limono-sableuses qui recouvrent tout le lit majeur des rivières actuelles.

□ Les alluvions Fy 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. La carte L'Aigle se situant à l'amont des différents bassins-versants qu'elle recouvre, le transport a été très court pour émousser les silex.

Les alluvions F_Y ne sont visibles que, localement, dans le lit vif des rivières. Dans la vallée de la Risle, elles sont suffisamment épaisses en aval d'Aube (3 à 4 m) pour avoir été exploitées en ballastières. En amont de cette localité, leur puissance s'amenuise et la couverture de F_Z s'épaissit. Au débouché de la vallée de l'Aubette (déviation de la N 26), une F_Y sableuse et argileuse est moins épaisse que la couverture F_Z (F_Y, 1,6 m ; F_Z, 1,7 m). Dans la vallée de l'Iton, à Vitrai-sous-Laigle, le sondage 4,34 a traversé 7,1 m de limons argileux à fragments de silex émoussés, sous 1,4 m de F_Z. Plus en amont, à La Ferrière-au-Doyen (la Grimmonière), le sondage 6-35 a recoupé 1 m de silt sableux à fragments de silex anguleux à émoussés sous 2,5 m de F_Z. Donc, en dehors du secteur Rai-L'Aigle, les alluvions F_Y sont « sales », limoneuses et généralement peu épaisses.

Ces alluvions se sont déposées pendant la dernière glaciation, au Weichsélien, sous climat périglaciaire. Leur granulométrie grossière est liée au débit élevé et à la forte charge des rivières, lors des périodes de dégel, d'importants apports latéraux depuis les versants soumis à la gélifluxion s'ajoutant aux apports de l'amont.

□ Les alluvions holocènes (F_Z) sont constituées principalement de limons alluviaux (silts faiblement argileux), plus ou moins sableux, d'un brun terreux, tirant parfois sur le vert ou le gris. En profondeur, elles deviennent hydromorphes, passant au faciès pseudogley (teinte grise tachée d'ocre) puis au faciès gley (aspect de vase putride de teinte gris bleuté à gris verdâtre, sombre à l'état humide). Elles sont siliceuses, sauf en contrebas des affleurements de calcaires jurassiques. Elles sont localement noires, riches en matière organique, notamment dans les parcelles colonisées par les rose-lières. L'épaisseur moyenne des alluvions holocènes est de 1,5 m (1,5 à 3 m). Profonde de 0,5 à 2 m, l'entaille du lit mineur n'atteint pas toujours les graviers de fond.

	Aube (la Fenderie)	La Ferrière-au-Doyen	Vitrai-sous-Laigle
Sondage	déviation N 26	6-35	4-34
□ épaisseur	1,7 m	2,5 m	1,4 m

Ces alluvions ne sont bien individualisées des colluvions que dans les vallées principales et encore seulement dans les parties présentant un fond bien plat (flat alluvial), limité du versant par une rupture de pente très nette. Les remplissages des fonds de vallées secondaires ont été notés CF_Z ou FC_Z (cf. *infra*).

Les alluvions Fz se sont déposées au cours de l'Holocène, sous climat tempéré, en particulier dans les périodes de grands défrichements. La plantation des haies bocagères a beaucoup réduit la sédimentation alluviale. L'arrachage des haies après les remembrements tend actuellement à la favoriser.

FCz-CFz. *Colluvions et alluvions indifférenciées immatures des fonds de vallons et des vallées secondaires (Holocène) : limons et limons sableux* (épaisseur : 0,5 à 1 m). Ce sont des silts argileux qui tapissent le fond des vallées sèches ou intermittentes. Peu différentes des 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 (silex, cherts ; cailloux calcaires en contrebas des affleurements de calcaires jurassiques), originaires des versants. Elles reposent généralement directement sur le substrat d'altérites à silex, sans alluvions grossières intercalées ou sur des formations de solifluxion. À l'exception des vallons façonnés dans le Grouais, elles sont siliceuses. En site mal drainé, les matériaux deviennent hydromorphes en profondeur et prennent un faciès de pseudogley (teinte grise à taches ocre) ou même de gley (aspect de vase putride) dans les zones déprimées. Sur les marnes calloviennes, les gleys sont souvent très compacts et faciles à confondre avec les marnes.

La différenciation entre FCz (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. Sur la carte, la notation FCz est attribuée au remplissage des talwegs à écoulement intermittent et la notation CFz aux talwegs secs. Cette subdivision peut apparaître théorique, mais elle traduit néanmoins la nuance qui peut exister entre des matériaux assez régulièrement remobilisés par le ruisseau et ceux qui sont seulement déplacés par le ruissellement lors de fortes pluies sporadiques.

La phase colluviale a été principalement apportée par le ruissellement diffus qui draine les versants et transporte les particules fines (lœss, argiles). Limité par les haies bocagères, le ruissellement redevient actif depuis les défrichements anthropiques et la pratique des cultures en « open-field ». Les éléments de roche viennent davantage de coulées de solifluxion que de ruisselets engendrés par de fortes pluies, car le matériau ne montre guère de traces de lavage et de tri par l'eau.

L'épaisseur de la formation est généralement comprise entre 0,5 et 1,5 m, mais elle peut être beaucoup plus importante au pied des versants raides (4 m, au Sud de Fay, dans le sondage 5-46).

Uz. Encroûtements calcaires de galets et de végétaux (Holocène). Des dépôts de calcaire encroûtant ont été découverts essentiellement en fond

de vallon ou dans des lits de rivières, principalement au Sud de Fay (ruisseau de Fay). Encroûtant des végétaux actuels, ils sont actifs. Les fonds de vallées et les zones de sources n'ont pas été prospectés de façon systématique et les petites formations de travertin sont probablement beaucoup plus nombreuses. Des travertins comparables ont été décrits par P. Havlicek *et al.* (1991) dans les vallées de la Vie et de la Touques, en pays d'Auge.

Tz. **Dépôts tourbeux des fonds de vallées (Holocène).** Si les phénomènes de réduction de type gley sont fréquents dans les zones plates non drainées, les formations tourbeuses sont peu nombreuses et il n'existe pas de masses de tourbes épaisses et étendues. Les zones tourbeuses les plus vastes s'observent dans les vallées de la Risle (zone de confluence avec l'Aubette, Rai, Boisthorel) et dans celle de l'Iton : la tourbière du Coudray (20 ha), à la pointe nord-est de la commune de Saint-Aquilin-de-Corbion et celle des Barres (15 à 18 ha), au Sud-Est des Genettes.

Ces tourbières, dites de la Grande-Trappe, ont été étudiées par G. Lemée (1939b). Elles sont neutro-alkalines ; la tourbe, de structure souvent mal conservée (humification avancée) contient d'assez nombreux débris de bois. L'épaisseur maximale de la masse de tourbe est de 1,2 m au Coudray, 1,75 m aux Barres. L'étude palynologique (Lemée, 1939b) permet de placer l'évolution de ces tourbières dans l'histoire paléosylvatique de l'Holocène normand (Lemée, 1938). Celle du Coudray s'est essentiellement développée pendant la phase du noisetier ; celle des Barres à la fin de la phase de la forêt mixte (période Atlantique) et au début du Préboréal : régression du chêne et développement de l'aulne.

Formations anthropiques

X. **Remblais.** Très nombreux, mais d'extension limitée, les remblais n'ont pas été systématiquement figurés. Le plus étendu barre la vallée de la Risle, en aval de L'Aigle, sur presque toute sa largeur. Signalons, les remblais des anciennes voies ferrées Mortagne-Ménil-Mauger, par Moulins-la-Marche et Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe et celle qui joignait cette dernière localité à Bernay. Les divers amas anthropiques ont des compositions variées : déblais locaux inertes, gravats issus de démolition, parfois avec éléments métalliques ou goudrons, ordures ménagères, déchets végétaux, vieux appareils. Ils peuvent être à l'origine de pollutions localisées.

X (Ré). **Dépôts de scories des anciennes industries métallurgiques.** Fréquemment signalés dans la littérature, mais sans localisation précise (exemple : « forêt de L'Aigle »), ces témoins de l'extraction et de l'industrie du fer n'ont pas été recherchés de façon systématique. Seul a été

figuré un amas important, à l'Est de la forêt de Saint-Évroult, déjà représenté sur la carte à 1/80 000 (Pareyn *et al.*, 1967).

TECTONIQUE

La feuille L'Aigle est située sur la bordure occidentale du bassin de Paris, dans une zone où elle est affectée par une fracturation en N60°E à N70°E (éperon du Perche) (voir le schéma structural en marge de la carte).

Pour le socle, ici masqué, l'histoire tectonique est semblable à celle de la partie nord-est du Massif armoricain (Autran *et al.*, 1980), affectée par les plissements cadomiens et varisques. Les principales structures armoricaines se prolongent vers l'Est sous la couverture sédimentaire du bassin de Paris (Debéglia, 1980). Sur la carte de cet auteur, l'accident N10°E qui semble décaler en senestre le granite d'Alençon et doit passer par le centre de la feuille L'Aigle, n'est marqué par aucune structure dans la couverture. D'autre part, il n'est pas certain que le synclinorium bocain se prolonge régulièrement vers l'Est. Sur l'emprise de la feuille à 1/50 000 Sées (Ménillet *et al.*, 1997), la flexure de Nonant, en N40°E, pourrait être, au niveau du socle, une faille décrochante, décalant cette structure.

Plissement cadomien

La structuration la plus ancienne connue dans la région n'intéresse que des terrains n'affleurant pas, mais probablement bien représentés sous la couverture mésozoïque : les formations du Briovérien, d'âge protérozoïque supérieur. Les couches du Briovérien, silteuses et gréseuses (wackes), ont été intensément plissées lors de l'orogénèse cadomienne. D'axe généralement parallèle à la stratification (N60 à N70°E), les plis sont isopaques, serrés, les couches étant souvent subverticales. Dans le Bocage normand, ces plis sont recoupés par les granodiorites mancelliennes datées à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982).

Plissement varisque (ou hercynien)

Affectant l'ensemble du Massif armoricain et le substrat du bassin de Paris, la structuration varisque intéresse ici tout le socle infra-mésozoïque. Les terrains paléozoïques, reposant dans la région en discordance angulaire sur les séries briovériennes (Kuntz *et al.*, 1987), ont été plissés en plis symétriques d'axe N110, déversés vers le Sud. La fourchette d'âge du plissement est déduite d'observations paléontologiques dans la partie nord-ouest de la zone bocaine (département de la Manche ; Dupret *et al.*, 1990) : post-Viséen inférieur ou moyen et Autunien. Elle est probablement plus étroite, mais la flore westphalienne du Plessis (Coquel *et al.*, 1970 ; Lemoigne,

1968) ayant été recueillie sur des terrils, postérieurement à des importations de charbon depuis le Pays de Galles, et le contexte sédimentologique cadrant mal avec cet âge (indications orales de R. Feys et J.F. Becq-Giraudon), la présence de sédiments westphaliens en Normandie est incertaine.

Déformation et fracturation post-varisques

La carte L'Aigle est située dans une zone où la couverture mésozoïque est affectée par deux directions de fracturation : N110°E et N60 à N70°E (éperon du Perche). L'examen de la carte tectonique à 1/1 000 000 de la France (Autran *et al.*, 1980) montre que les accidents suivant cette dernière direction se situent dans le prolongement du faisceau de failles N60°E Vitré–Mayenne–Alençon qui se rattache à l'Ouest au cisaillement nord-armoricain. Ces accidents peuvent donc être interprétés comme des rejeux de fractures hercyniennes.

La direction N110°E, prédominante plus à l'Ouest (zone bocaine, extrémité nord du massif d'Écouves ; feuille à 1/50 000 Sées : Ménillet *et al.*, 1997), est relayée dans la partie orientale de la feuille Sées par la direction N60 à N70°E, soulignée par deux accidents décalant nettement (jusqu'à 50 m de rejet et plus) les formations jurassiques et crétacées de la bordure occidentale du bassin de Paris. Dans le Sud-Est de la feuille L'Aigle, la direction de fracturation N110°E réapparaît, avec la faille de Senonches.

Les failles en N60 à N70°E et en N110°E découpent la couverture secondaire en panneaux à faible pendage nord-est (1 à 3 %). Ces accidents sont connus de longue date, mais la carte L'Aigle apporte beaucoup de précision dans leur tracé.

• ***Faille du Merlerault.*** La faille du Merlerault se suit bien du Sud d'Échauffour au Nord de Rai. Sur ce tronçon, sa direction moyenne est N70°E. Son rejet, de l'ordre de la cinquantaine de mètres à l'Ouest, reste encore important à l'Est, le décalage du toit de la Glauconie de base étant, à Rai, d'environ 100 m entre le sondage 3-42 et ceux de la vallée de la Risle. Elle est localisée avec une bonne précision pour l'échelle de la carte, mais le contact n'affleurant pas, aucune donnée microtectonique ne peut préciser son histoire. Au Sud même d'Échauffour, il semble que ce soit une forte flexure ou une faille flexurante. À l'Ouest de la carte, elle est décalée par de petits accidents de direction N10 à N25°E. Au Nord de la faille, les couches jurassiques plongent vers le Nord-Est (pendage 2 % environ). Au Sud, les couches remontent légèrement vers le Sud-Ouest. Il faut souligner que le tracé subrectiligne de la vallée de la Risle entre Planches et Rai ne correspond à aucun accident connu. Il est cependant plausible que l'altération karstique, probablement à l'origine de cette vallée, ait été canalisée par une faille de faible rejet dans la craie.

• **Faille de Courtomer–Moulins-la-Marche.** La faille de Courtomer dite aussi « de Moulins-la-Marche » a été bien suivie de Courtomer à Moulins. Des travaux de rectification de la D 3 en 1991 ont permis de voir le contact en quatre endroits, mais dans des conditions d’affleurement malheureusement insuffisantes pour effectuer une analyse microtectonique. Juste à l’Ouest de Moulins, une rectification de la route en tranchée montrait un remplissage de glauconite de 2 m de large entre les deux lèvres, l’une en calcaire grossier à *Diceras* (JG), l’autre en Cénomanién inférieur (C1G). Inverse, la faille présentait un pendage nord de 70° environ. Le rejet, ici au moins de l’ordre de la quarantaine de mètres, augmente vers l’Ouest pour dépasser probablement 130 m à Courtomer.

De Courtomer à Moulins, la faille de Courtomer se décompose en plusieurs segments où alternent des tronçons longs en N80°E et des segments courts en N°50 E. Au Sud-Est de Ferrières-la-Verrerie, elle est décalée par une petite faille en N150°E, direction de fracturation bien représentée dans l’Ouest de la carte à 1/50 000 Mortagne (Moguedet *et al.*, 1998), avec en particulier une faille affectant aussi le Sud-Est de la carte L’Aigle, près de Saint-Agnan-sur-Sarthe.

À l’Est de Moulins, la faille de Courtomer se subdivise en plusieurs branches qui semblent se rejoindre à Bonnefoi, la faille médiane se prolongeant en rive gauche de l’Iton. Au Nord de Bonnefoi, elle est attestée par un décalage des assises du Turonien inférieur entre les sondages 7-36 et 7-42.

• **Faille de Senonches.** Localisée avec assez de précision à la traversée de la vallée de l’Iton, la faille de Senonches (direction moyenne N110°E) est vraisemblablement décalée par une faille en N20°E dans le bois du Châtelet pour rejoindre Randonnai où elle semble limiter l’extension, vers le Nord-Est, des Sables du Perche. Plus à l’Est, la faille de Senonches continue presque jusqu’à Chartres et présente toujours un tracé en baïonnette (Lebert *et al.*, 1996).

La structure même de l’accident est inconnue : faille simple, en faisceau, faille flexure, flexure ? Comme les autres accidents connus dans la région sont des failles, nous l’avons interprété comme une faille. Cet accident, limitant approximativement l’extension vers le Nord des Sables du Perche et jouant un rôle non négligeable dans l’histoire sédimentaire de ce secteur du bassin de Paris, est connu sous le nom d’« axe de Senonches » (Dollfus, 1891), ou « axe du Merlerault » ; ce dernier terme est à éviter, car il prête confusion avec la faille du Merlerault qui n’a pas la même direction. Soulignons que la succession des anticlinaux et synclinaux indiqués par G. Dollfus (1891) et reprise dans de nombreux documents publiés, ne doit plus être retenue.

L’âge du jeu des failles N110 et N60-70 n’est pas connu avec précision. Les terrains les plus jeunes affectés ont un âge crétacé, atteignant le Séno-

nien pour la faille de Senonches, plus à l'Est. Ces failles se situent dans la partie septentrionale d'une zone particulièrement sensible à l'épirogénie et marquée par des changements de faciès au cours du Mésozoïque, principalement les failles de Gouffern et du Merlerault : l'« axe du Merlerault » ou « axe de Senonches », entrevu sur des arguments morphologiques par L. Lecornu dès 1889. Le rôle paléogéographique de cet axe est confirmé par toutes les études récentes ; il a formé la limite septentrionale de l'éperon du Perche au Jurassique et au Crétacé. Les affleurements du Callovien ne sont pas assez nombreux dans le secteur pour permettre de suivre l'évolution de la sédimentation et déceler une influence éventuelle de ces accidents. Mais l'axe de Senonches limite, au Cénomaniens supérieur, les faciès carbonatés « normands » des faciès sableux percherons et manceaux (Juignet, 1974).

Le jeu principal des failles est postérieur au Turonien. Le jeu inverse de la faille de Courtomer, à Moulins-la-Marche, pourrait être mis au compte de la compression pyrénéenne. Les seuls sédiments tertiaires connus à proximité des failles sont des sables et des grès attribués au Tertiaire, mais en lambeaux et blocs résiduels. Même leur répartition n'apporte aucun argument en faveur de l'âge des failles. L'utilisation des arguments morphologiques est ici délicate, car si des tronçons de faille suivent un escarpement, d'autres sont complètement gommés dans la morphologie. Des jeux d'âge tertiaires sont probables. Des jeux plus récents sont beaucoup plus hypothétiques et ne peuvent être que d'ampleur très limitée.

Possibilité de mouvements cénozoïques

Depuis le pays du Merlerault jusqu'en Anjou, J.M. Suzzoni (1988) a étudié la chronologie des principales déformations cassantes observées dans les formations jurassiques et crétacées. Il distingue :

- des accidents subméridiens, rapportés à la compression pyrénéenne (Crétacé terminal-Éocène) ;
- des jeux décrochants E-W NW-SE, qui pourraient être liés à une phase compressive alpine d'âge miocène ;
- des fentes de tension selon ces mêmes directions, rapportées à une distension N-S, d'âge pliocène possible ;
- des microdécrochements tardifs N20 à N50E, reliés aux contraintes de compression récentes actuelles.

La présence de traits morphologiques subrectilignes et vigoureux pourrait conduire à des hypothèses sur un jeu tectonique récent. Cependant, aucun accident démontré ne correspond à des linéaments morphologiques et certaines failles sont complètement gommées dans la morphologie (faille de Courtomer dans le secteur de Moulins-la-Marche, par exemple). Au plus certains linéaments (vallée de la Risle) sont parallèles à une faille (faille du Merlerault) ; ils pourraient correspondre à des accidents de faible rejet,

impossible à déceler avec les conditions locales d'affleurement. Et cela n'implique pas forcément un âge cénozoïque récent. En bordure des accidents, seules les assises du Cénomaniens, armées de gaizes, cherts et silex, forment des escarpements, mais ceux-ci ne diffèrent guère des simples cuestas façonnées dans ces mêmes matériaux.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'emprise de la feuille L'Aigle appartient au bloc cadomien du socle armoricain.

Protérozoïque terminal : bassin marin briovérien et orogénèse cadomienne

Les premières données sur l'histoire géologique de la partie normande du socle armoricain nous sont fournies par les dépôts briovériens du Protérozoïque supérieur existant probablement sous la couverture secondaire. À cette époque (il y a environ 600 millions d'années), elle se situait dans un bassin assez profond, en bordure d'une masse continentale comprenant les roches les plus anciennes d'Ibérie et d'Armorique méridionale, soudées au vaste ensemble proto-gondwanien. Ce dernier comprenait les parties les plus anciennes de l'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Australie, de l'Antarctique et du Dekkan, en voie de regroupement. Probablement marin, le bassin briovérien, ou « mancennien », était limité au Nord par un arc orogénique : la cordillère constantienne (Dissler *et al.*, 1986). À la fin de cette période, les sables et boues déposés puis lithifiés dans ce bassin sont intensément plissés selon des directions WSW-ENE et acquièrent une schistosité. Au Sud-Ouest, ces plis sont recoupés par des granodiorites datées à 540 Ma. La région était donc intégrée à une chaîne de montagnes (chaîne cadomienne) et émergeait.

Paléozoïque : retour de la mer, puis plissement varisque

Dès le **Cambrien**, le bâti cadomien se fracture et la mer tend à réenvahir la région. La sédimentation est probablement, comme dans le Nord-Est du Massif armoricain, essentiellement détritique : gréseuse à pélitique, selon les variations paléogéographiques, climatiques et structurales. Elle se continue probablement jusqu'au milieu du Dévonien.

Une lacune étendue des dépôts postérieurs au Dévonien, dans le Nord-Est du Massif armoricain, est généralement rapportée à une émergence liée aux prémices de la phase bretonne, en particulier par E. Dissler *et al.* (1986). Ils la considèrent comme une réponse épigénétique aux mouvements de com-

pression et de coulissage complexes, contemporains de la collision continentale sud-armoricaine.

Au **Carbonifère**, la région subit les plissements varisques, entre le Namurien et le Stéphanien, les sédiments du bassin houiller de Littry (Calvados), au Nord-Ouest, n'étant pas plissés (voir « Tectonique »). Les dernières phases de l'orogénèse varisque se sont traduites dans la région par une fracturation, en particulier selon des directions subméridiennes.

Période post-varisque

Après le paroxysme de l'orogénèse varisque, la région reste émergée pendant toute la fin du Paléozoïque, le Trias et le début du Lias (Rhétien). L'érosion transforme la chaîne de montagnes en pénéplaine. Certaines dépressions se sont probablement remplies de sables et graviers d'origine continentale, dépôts ultérieurement érodés lors des transgressions.

Au **Lias**, la mer envahit le réseau de drainage de cette pénéplaine pour conquérir progressivement la bordure orientale de Massif armoricain. La mer plienschbachienne s'étend tardivement, mais brusquement sur la pénéplaine bas-normande. Elle contourne ou recouvre les reliefs résiduels et borde alors les terres émergées armoricaines qui fournissent des apports terrigènes et des restes végétaux. Mais la sédimentation restait très condensée et discontinue, avec arrêts de dépôt, surfaces d'érosion, remaniements et lacunes fréquents, indiquant d'importantes fluctuations hydrodynamiques et des réajustements épirogéniques du tréfonds armoricain, notamment la limite Carixien/Domérien, au début et la fin du Toarcien et à la fin de l'Aalénien.

La série jurassique normande a été récemment réexaminée en terme de stratigraphie séquentielle (Guillocheau, 1991 ; Rioult *et al.*, 1991), donnant un cadre géodynamique global pour l'ensemble du bassin de Paris.

Ce n'est qu'au **Bajocien supérieur** que débute l'enregistrement accessible à l'œil de l'histoire géologique de la région. La mer s'étale alors largement sur la Normandie, débordant la limite des dépôts liasiques. Un régime de plate-forme carbonatée s'ébauche. Les couches bajociennes transgressives reposent sur divers substrats : tantôt sur des formations aaléniennes, toarciennes ou plienschbachiennes, plus ou moins condensées et ravinées, tantôt directement sur le socle paléozoïque ou même protérozoïque, altéré ou érodé. Ces divers types de contact stratigraphique indiquent bien qu'à l'Ouest, une phase épirogénique, plus importante que celle du Lias, accompagnée d'une dénudation intense et d'une lacune, est intervenue juste avant la transgression rapide du Bajocien supérieur, et qu'elle a profondément affecté cette partie du Massif armoricain.

Une nouvelle pulsation transgressive intéresse la même région durant le **Bathonien inférieur à moyen**. Le secteur de Courtomer–Sées se situe probablement dans une zone plus abritée, protégée par des paléoreliefs de Grès armoricain (écueils), favorisant le dépôt de boues calcaires (Calcaire de Valframbert).

Après une lacune recouvrant approximativement la Zone Hudsoni, la sédimentation bioclastique marine reprend avec plus d'énergie au **Bathonien supérieur**, engendrant des calcaires à gravelles et des faciès plus grossiers à bryozoaires, à grandes stratifications obliques (type Calcaire d'Argentan). Ces calcaires bioclastiques supportent l'épaisse série argileuse callovienne.

Au **Callovien**, en effet, un important changement de sédimentation intervient avec la substitution brutale d'un régime terrigène au régime carbonaté de plate-forme du Bathonien. La sédimentation se trouve homogénéisée et les dernières couches du Bathonien terminal (Sous-zone à Discus) ne semblent pas représentées ici. Dans la région de Sées–Courtomer, des calcaires ferrugineux de la Zone à *Macrocephalus* témoignent d'une résistance locale à l'envasement de la plate-forme. Les alternances marnes silteuses-calcaire micritique du Callovien inférieur dénotent une certaine rythmicité de la sédimentation.

À partir du sommet du Callovien inférieur, la vasière reçoit des apports détritiques épisodiques qui vont subsister en s'amplifiant jusqu'au Callovien supérieur. Les lumachelles à brachiopodes du sommet du Callovien supérieur et du Callovien moyen, sont de probables thanathocénoses liées à des variations rapides de certains facteurs écologiques. Au-dessus viennent les marnes plus monotones, peu fossilifères et à passées silteuses du Callovien supérieur (équivalent latéral des Marnes de Dives) qui se terminent par un niveau de calcaire bioclastique ferrugineux très continu. Au-dessus les Marnes à pernes (base de l'Oxfordien inférieur), riches en *Isognomon promytiloides*, *Gryphaea dilatata* et localement *Thurmannella obtrita*, se chargent en passées silto-sableuses au sommet dans la région de Gacé.

Cette épaisse série terrigène callovo-oxfordienne correspond à d'anciens dépôts de vasières littorales à huîtres ou brachiopodes, recevant les apports détritiques des terres armoricaines voisines soumises à l'érosion, et ouvertes épisodiquement aux influences franchement marines du large. Les céphalopodes occasionnels indiquent des affinités avec la province subboréale, dominantes au Callovien inférieur et supérieur, moins marquées au Callovien moyen et à l'Oxfordien inférieur.

À la **fin de l'Oxfordien inférieur**, le Roussier de Gacé, formation carbonatée détritique et ferrugineuse, à passées gréseuses ou lumachelliques et à stratifications obliques, reflète des influences continentales, fluviales,

liées à une crise épirogénique régionale. Celle-ci a précédé l'installation de la plate-forme carbonatée de l'**Oxfordien moyen** sur la bordure est-armoricaine, pratiquement nivelée par les dépôts terrigènes callovo-oxfordiens. Des sables oolitiques calcaires se mettent d'abord en place sous le contrôle de courants, suivis de couches périrécifales, débris de polypiers, oncolites d'origine cyanobactérienne et nérinées, et terminés par des couches carbonatées tantôt boueuses, tantôt sableuses, à *Diceras minor*. L'évolution de ces carbonates indique une tendance au confinement et localement, une dolomitisation affecte ces couches coralliennes poreuses (Échauffour). Des discontinuités d'extension limitée et des galets intraformationnels se rencontrent dans cette série, notamment au milieu et au sommet. Les faunes récifales et les algues calcaires présentes dans ces dépôts carbonatés indiquent un climat plus chaud contrôlant une sédimentation de plate-forme carbonatée.

Les derniers dépôts jurassiques de cette région datent de l'**Oxfordien supérieur** et sont représentés par le Calcaire à astartes, à alternances de marnes et de calcaires fins, micritiques. Ce nouveau changement de sédimentation conduit à des vasières littorales proches de l'émersion avec peuplement de petits mollusques en associations oligospécifiques riches en individus. Ce type de dépôt caractérise l'Oxfordien supérieur, mais le faciès monte dans le Kimméridgien, plus à l'Est.

La mer quitte la bordure est-armoricaine au cours du Jurassique supérieur, au plus tôt au Kimméridgien. Après l'émersion, la surface d'érosion continentale anté-Aptien-Albien, recoupe donc des formations jurassiques d'âge différent, depuis l'Oxfordien inférieur, au Sud-Ouest, jusqu'au Kimméridgien (probable) au Nord-Est.

À l'**Albien**, la mer réenvahit le domaine abandonné à la fin du Jurassique et déborde sur les limites actuelles du Massif armoricain. Elle fossilise plus ou moins la surface d'érosion continentale fini-jurassique-éocécétacée et exprime en discordance stratigraphique la troncature des couches due à cette érosion. Des galets de quartz jalonnent localement la surface de transgression. Le taux de sédimentation reste faible, avec des dépôts essentiellement détritiques, dans une vaste vasière circalittorale. Le milieu confiné favorise un enrichissement en fer et potassium et une importante authigenèse de grains de glauconie.

Au **Cénomanién**, le milieu s'ouvre progressivement, mais avec des fluctuations plus ou moins rythmiques soulignées par une organisation séquentielle, difficile à observer dans la région, par manque d'affleurements. La plupart des paraséquences (craie très glauconieuse, parfois sableuse à la base, craie silteuse au-dessus) sont limitées à leur partie supérieure par un niveau de craie noduleuse ou un banc durci (hardground). Certains d'entre eux, d'extension régionale, limitent des mégaséquences. Ces dernières cor-

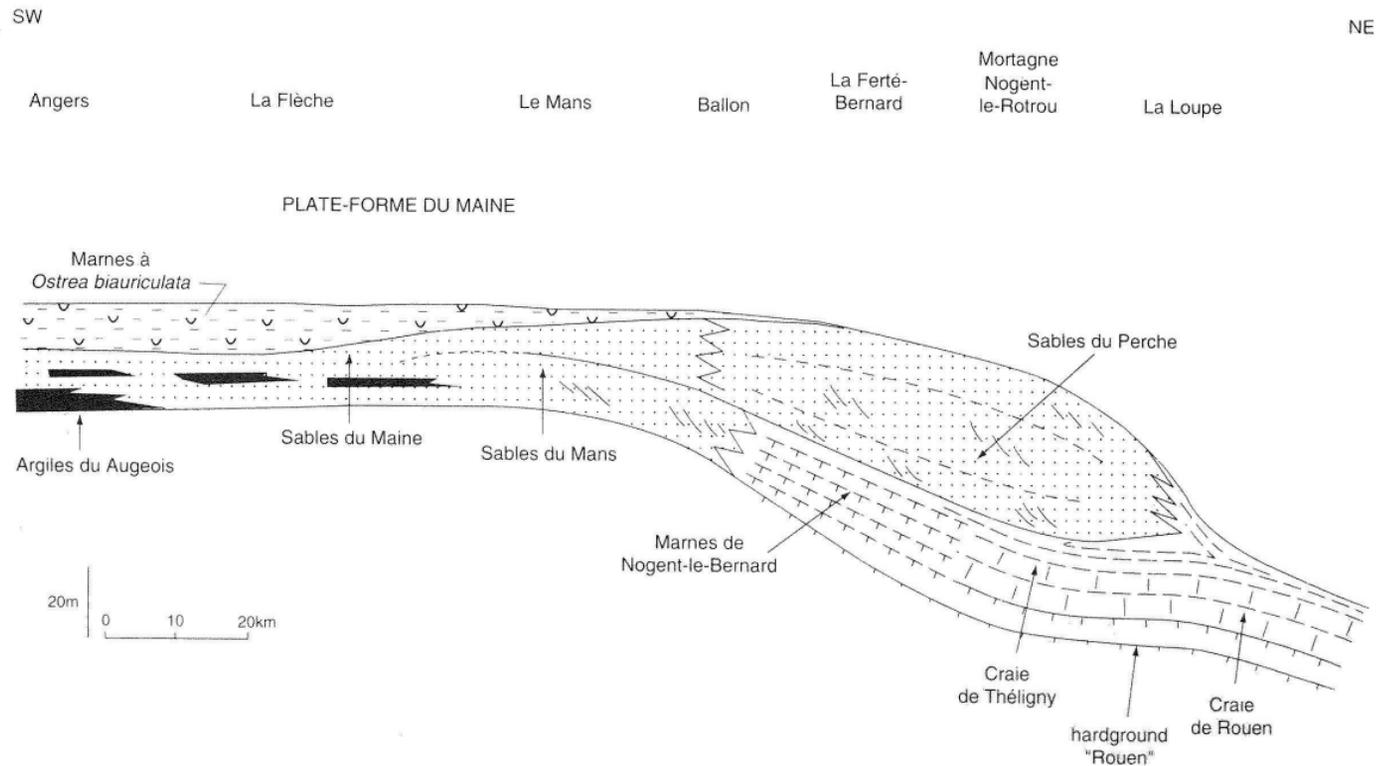


Fig. 7 - Organisation schématique des systèmes sédimentaires en Normandie orientale, Maine et Anjou au Cénomaniens moyen et supérieur
(Juignet et Louail, 1986)

respondraient à des cycles eustatiques transgression-régression, au nombre de cinq (Juignet et Breton, 1992), le dernier débordant largement sur le Turonien. Au cours de cette évolution, la phase carbonatée augmente progressivement, le faciès évoluant de craies glauconieuses riches en éléments détritiques bioclastes et spongiaires, avec même des masses de spongolites, à des craies plus franches.

Au **Cénomanién supérieur**, un épisode détritique, les Sables du Perche, forme un prisme sédimentaire depuis la région du Mans jusqu'à l'axe de Senonches (fig. 7). Vers le Nord, les sables passent latéralement, assez rapidement, à des craies silteuses et glauconieuses. Les apports sableux ont une origine armoricaine (Juignet, 1974).

Au **Turonien**, une pulsation transgressive permet à la sédimentation crayeuse de s'étendre à toute la région. Une sédimentation presque exclusivement carbonatée, si on exclut les bancs de silex dont l'origine est mal connue, s'est poursuivie au moins jusqu'au Campanien, ainsi qu'en témoignent les foraminifères recueillis dans la Formation résiduelle silex, altérite qui surmonte et entame ici les craies du Turonien et celles du Cénomanién moyen, au Sud-Ouest de la carte. Au cours de la régression fini-crétacée, la mer se retire du bassin de Paris et livre les dépôts crayeux à l'altération et l'érosion. La présence de microfossiles remaniés de l'Albien révèle le soulèvement et l'érosion de la bordure du socle armoricain.

En l'absence de dépôts datés, l'histoire de la région au **Tertiaire** est très mal connue. Le contexte régional permet de supposer une évolution essentiellement en milieu continental, avec altération des roches à l'affleurement. Les dépôts sableux et gréseux sont trop localisés et trop résiduels pour permettre de reconstituer des ébauches de réseaux fluviaux.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Les formations superficielles, l'évolution du réseau hydrographique et la géomorphologie sont les principaux témoins de l'histoire récente. Les éléments de datation sont rares ou imprécis, mais les contextes régional et du Nord-Ouest européen permettent de saisir les grandes lignes de la géodynamique récente. Le fait majeur est le jeu d'accidents anciens, probablement en contrecoup des principales phases d'activité orogénique du domaine pyrénéo-alpin. Sur les plateaux et les reliefs, les altérites sont fréquemment puissantes.

La dispersion actuelle du réseau hydrographique autour de l'éperon du Perche est l'indice d'une tendance épirogénique positive. L'évolution du réseau hydrographique est marquée par quelques changements. L'analyse

géomorphologique de la région (Briquet, 1939 ; Dewolf et Kuntz, 1980 ; Musset, 1920) laisse supposer des mouvements récents (fini-Tertiaire et Quaternaire) mais l'absence de données complémentaires (datations de dépôts préservés) interdit toute certitude quant à l'âge et l'amplitude de ces mouvements. Les deux seuls faits qui montrent l'existence de mouvement sont l'enfoncement des rivières au cours du Pléistocène (alluvions étagées) qui matérialise la tendance épirogénique régionale d'une part, et le fait que dans la partie orientale de la carte, le toit de la nappe phréatique se situe au sein des altérites, ce qui démontre une légère subsidence locale d'autre part.

Au cours des périodes froides du Quaternaire, les phénomènes périglaciaires, liés principalement aux alternances gel-dégel ont intensément marqué, déformé et remanié les dépôts et altérites qui affleuraient à la surface des plateaux et des versants. Cryoturbation, gélifluxion, cryoptation, glissements en masse et, dans les périodes plus clémentes (interglaciaires), le ruissellement diffus, ont largement contribué à générer un manteau de formations superficielles épais et diversifié (dépôts de versants, colluvions). Ces dernières ont fourni leurs principaux matériaux parentaux aux sols de cultures et constituent la plupart des sols de fondation. Sans oublier les dépôts de poussières minérales, les less, laissées sur les plateaux par des vents froids et secs.

D'un point de vue sismique, la région apparaît assez stable. Aucun épicycle de tremblement de terre important n'a été localisé à l'aplomb du territoire de la feuille L'Aigle par les recherches de sismicité historique et les sismographes instrumentaux (Vogt et Weber, 1980). Parmi les séismes des régions voisines ayant secoué ce territoire (Vogt *et al.*, 1979), citons celui du 30 décembre 1775 qui a ébranlé la région de Caen, celui du 30 mai 1889 qui a touché Condé-sur-Noireau (intensité MSK : VI) et celui du 19 novembre 1927 dont l'épicentre se situait 7 km au Sud-Est de Flers-de-l'Orne. Si la sismicité historique apparaît donc peu importante dans la région, rappelons cependant que la structure profonde de celle-ci appartient au Massif armoricain dont l'évolution néotectonique, au cours du Quaternaire, est loin d'être négligeable.

Enfin rappelons qu'au début du XIX^e siècle, une météorite pierreuse tombée au Nord de L'Aigle a fait l'objet de la première analyse scientifique de ces phénomènes. À la suite de ce travail, la communauté scientifique a admis l'existence de l'origine spatiale des météorites.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols

Les sols de la feuille de L'Aigle sont suffisamment conditionnés par la lithologie, surtout dans leurs caractères physiques, pour justifier une présentation par secteurs géomorphologiques et écologiques.

Sur la surface d'altération jalonnée par la Formation résiduelle à silex qui occupe les deux tiers de la feuille au Nord et à l'Est, on rencontre des sols lessivés de texture limoneuse en surface, développés dans un matériau parental du type B-LPS, dont l'épaisseur – de l'ordre du mètre – et la charge en fragments de silex dépendent de la situation topographique selon des règles générales établies sur la feuille voisine La Loupe (Charnet, 1988). Ceux du cordon forestier qui souligne le revers de la cuesta, à plus de 300 m (331 m dans le bois de Trémont, en limite de la forêt domaniale de Saint-Évrault), sont développés dans les faciès les plus caillouteux de B-LPS, témoignant d'un remaniement de la Formation résiduelle à silex sous-jacente, qui affleure en rebord de plateau. Ce sont des sols acides et fortement désaturés où la micropodzolisation est fréquente, que l'on peut rattacher aux sols lessivés bien qu'il s'agisse de sols complexes : la Formation résiduelle à silex y apparaît souvent à moins d'un mètre.

D'un point de vue agronomique, les caractères physiques de ces sols, aggravés par leurs carences magnésiennes et potassiques, les rendent peu propices aux grandes cultures : ceux qui ne sont pas en nature de bois sont occupés par des prairies.

Plus bas sur ce plateau monoclin et au centre des interfluves (au cœur des massifs de Moulins-Bonsmoulins et Perche-Trappe, par exemple) se trouvent des sols acides, désaturés mais pas très lessivés, sur des formes moins caillouteuses et plus épaisses de B-LPS qui peuvent déjà être considérées comme des limons des plateaux, bien que non cartographiés comme formations lœssiques franches (LPy). Pour rencontrer celles-ci, qui sont minoritaires, il faut sortir des massifs forestiers, plus bas vers la plaine du Drouais. Les sols agricoles correspondants, qui sont des sols lessivés à engorgement temporaire, sont sensibles à la battance, conséquence d'une faible stabilité structurale qui peut se corriger avec des amendements organiques et calcimagnésiques, en plus d'améliorations de fond comme le drainage.

La surface de la Formation résiduelle à silex est drainée par un réseau peu hiérarchisé de dépressions collectrices à pseudogleys (CFz) puis de vallons (FCz, Fz) qui se raccordent à la Risle, l'Iton et l'Avre, où les alluvions holocènes Fz supportent des gleys de texture limono-argileuse en surface.

Sur le talus de la cuesta du Perche et vers le centre de la feuille, les affleurements des Sables du Perche, localement recouverts par des complexes polygéniques de versant alimentés par B-LPS et RC, sont le domaine des sols à tendance podzolique. En raison de la teneur souvent élevée en fer, de l'influence d'une fraction fine issue de la Formation résiduelle à silex ou des limons et d'une topographie peu favorable, les podzols vrais (notamment humo-ferrugineux) ne sont pas dominants. On peut observer des sols podzoliques assez évolués en rebord de plateau des forêts domaniales ou sur le talus de la cuesta, comme sur le front de la carrière de la Trappe, sous une lande à callune et quelques pins. Ils passent en bas de versant à des sols bruns acides un peu plus silteux, voire à des sols mésotrophes.

La surface substructurale de la Craie glauconieuse qui s'étale sur la moitié occidentale est jalonnée par un manteau peu épais d'altérites (A_{C1}) argileuses et verdâtres, deux caractères que l'on retrouve dans les sols peu évolués qui y sont associés, avec quelques variantes en relation avec la situation topographique. Ceux qui occupent les plateaux sont limoneux en surface et plus acides, puis grisâtres avec des signes d'engorgement temporaire. En revanche, les profils situés en rebord de plateau ou sur la partie haute des versants sont peu différenciés, argileux dès la surface et saturés en bases échangeables, avec des traits de structure verticale sur l'ensemble du profil, qui les apparentent à des pélosols* vertiques. Bien pourvus en éléments minéraux et dotés d'une forte capacité d'échange, ces sols (du type brun eutrophe ou brun calcique) pèchent par un défaut de drainage interne, car la porosité fissurale se referme assez vite après les pluies du fait de la présence d'argiles gonflantes, et la texture argileuse induit une hydromorphie d'imbibition capillaire qui ne peut être corrigée par les techniques classiques de drainage : il en résulte une faible portance, rédhitoire pour le passage d'engins lourds. De fait, ils sont mis en valeur par des prairies pour l'élevage des bovins. Les sols sur RC_1 de la forêt de Saint-Évroult (qui appartient au pays d'Ouche) semblent plus argileux que leurs équivalents topographiques du Perche.

Les terrains jurassiques qui affleurent à la faveur des deux faisceaux de failles de direction SW-NE, apportent une note de variété par rapport au Perche oriental (feuilles Verneuil et La Loupe). La nature des sols correspondants est déterminée par le faciès de la roche-mère et le relief. L'accident situé dans le quart nord-ouest aux environs d'Échauffour, est à l'origine d'une dénivellation de près de 100 m. Au Nord de cette faille affleurent, sur les replats des versants en particulier, les calcaires durs, plus ou moins oolitiques et/ou bioclastiques, de l'Oxfordien (\mathfrak{J}_R à \mathfrak{J}_A), où dominent des sols bruns rougeâtres, limono-argileux ou argilo-limoneux en surface, passant à faible profondeur à un calcaire en plaquettes. Les caractères chimiques de

* Voir glossaire.

ces sols bruns (calciques en conditions forestières) sont bonnes pour l'agriculture, si ce n'est le pH trop élevé (7,5 à 8,5) qui peut être la cause de carences induites en oligo-éléments. Là encore ce sont les caractères physiques, en particulier la faible profondeur et une réserve utile médiocre, qui limite leur vocation agricole et en font des sols de prairie. Plus au Sud, entre la Risle et la Sarthe, les terrains marno-calcaires du Callovien supérieur (ĵC) et de l'Oxfordien inférieur (ĵP) supportent des sols assez variés : les types de replat ou pente faible, rares, ont des horizons supérieurs plus limoneux et sont plus épais. Sur les versants, les sols dominants sont des sols bruns calciques, limono-argileux, jaunâtres, à charge calcaire variable, dont le pH varie de 6,5 à 7,5 et qui sont bien structurés. En bas de versant, ils ont un caractère colluvial prononcé qui s'exprime par un approfondissement et l'apparition de l'hydromorphie. Le Calcaire à astartes de l'Oxfordien supérieur (ĵA) est à l'origine d'un relief différentiel en forme de corniche qui relie Ferrières-la-Verrerie à Moulins-la-Marche.

Cultures et végétation

La forêt occupe les terrains les plus caillouteux, les plus hydromorphes, c'est-à-dire les sols sur Formation résiduelle à silex ; il s'agit de forêts domaniales à dominante feuillue, d'assez grande surface (Saint-Évroult, Moulins-Bonsmoulins, Perche-Trappe) formant une sorte de cordon forestier NW-SE qui sépare deux secteurs agricoles : le plateau monoclinale jalonné par la Formation résiduelle à silex des environs de L'Aigle et un secteur valonné de terrains marno-calcaires englobant la vallée de la Sarthe, sur le canton de Moulins-la-Marche.

La nature des sols y a déterminé quelques spécificités parmi beaucoup de grands traits communs. Par contraste avec les plaines céréalières du Drouais, de la Beauce chartraine ou du Faux-Perche, ce sont des secteurs d'élevage, même si le cheptel bovin – surtout laitier – a un peu régressé. Les exploitations sont de taille moyenne (40 à 100 ha), et sont gérées en fermage ou en faire valoir direct. La plus grande partie de la surface agricole utilisée (S.A.U.) y est occupée par des cultures fourragères constituées de prairies permanentes et de maïs-fourrage. On constate une diversification du cheptel, avec une nette augmentation, ces quinze dernières années, des surfaces consacrées à l'élevage de porcs à l'engrais ou des poulets de chair. Sur le plan économique, les faits les plus marquants sont une tendance nette et déjà ancienne à la concentration des unités de production et un effort important fait dans l'assainissement : dans le canton de Moulins, par exemple, la surface de parcelles drainées est passée de 275 à 1 508 ha entre 1979 et 1988. Au Sud-Ouest de L'Aigle, les terrains plus plats et moins lourds affirment une vocation céréalière : le blé tendre et l'orge occupent près du quart de la surface.

La documentation floristique sur les prairies permanentes étant à peu près inexistante, on insistera sur les associations « climaciques » forestières et leurs sylvo-faciès, en relation avec l'histoire des usages et la sylviculture pratiquée*.

Dans la moitié sud-ouest de la feuille, un paysage cloisonné et bocager ne laisse plus subsister que quelques petits bois, où s'observent les espèces de la chênaie-frênaie neutrophile ou neutrocalcicole.

Dans les grandes forêts, c'est le domaine de la chênaie-hêtraie acidophile à houx et myrtille, avec un cortège assez pauvre, d'autant plus que le hêtre est abondant et que les peuplements sont « mûrs ». Sur les sols moins évolués de versant, à tendance mésotrophe, les espèces acidiphiles strictes disparaissent et les indicatrices du mull oligotrophe, comme *Millium effusum*, *Oxalis acetosella*, *Luzula sylvatica* ou *Melica uniflora*, révèlent une moindre désaturation, qui s'exprime par ailleurs dans la plus grande vigueur du hêtre. Dans les dépressions et leurs pseudogleys colluviaux, on peut rencontrer la chênaie pédonculée hygro-acidophile à molinie, qui passe assez vite en aval à une chênaie pédonculée-charmaie méso-acidophile à *Holcus mollis*. Enfin, dans les stations les plus humides (suintements, dépressions fermées), une boulaie ou aulnaie-boulaie à molinie et sphaignes de faible étendue et assez pauvre en espèces signale ces conditions d'engorgement extrêmes.

Du point de vue phytosociologique, la chênaie-hêtraie acidophile percheronne relève de l'association *Fago-Quercetum*, sous une race atlantique qui se distingue de la race hyperatlantique armoricaine par la disparition de l'if (*Taxus baccata*), du buis (*Buxus sempervirens*), du fragon (*Ruscus aculeatus*), et par l'intrusion concomitante d'un élément circumboréal et médio-européen en relation avec le faciès submontagnard du climat local : sorbier de oiseleurs (*Sorbus aucuparia*), *Vaccinium vitis-idaeae* (rare), bouleau pubescent (*Betula pubescens*) dans les variantes acides ; tilleul à petites feuilles (*Tilia cordata*) et oxalide (*Oxalis acetosella*) dans les variantes acidoclines.

Les peuplements observables sur le terrain diffèrent plus ou moins de ces types « stationnels et potentiels » selon la sylviculture en cours et/ou des pratiques plus anciennes. Sur les stations de plateau à sols lessivés, limoneux et plus profonds (B-LPS), la vocation feuillue est attestée par la composition de l'étage dominant, où la proportion de hêtre est commandée par l'histoire et le stade culturel des parcelles. Le sapin pectiné (*Abies alba*) y est présent, parfois fréquent (bois du Châtelet, rond-point de la Sapine-Noire), plus sou-

* Pour plus de précisions sur la flore des groupements végétaux, on pourra consulter le catalogue des stations forestières du Perche de l'Orne (C.R.P.F. de Normandie) et celui du Perche d'Eure-et-Loir (Charnet, 1988).

vent présent à l'état de taches en sous-étage d'un taillis-sous-futaie de chênes (comme en forêt de L'Aigle) où ses semis profitent de l'abri.

La question du sapin en Normandie, comme « relique glaciaire », reste controversée. Cette hypothèse, défendue en particulier par G. Aubert (1933), n'a pas été confirmée par l'analyse des pollens fossiles des tourbières du Coudray et des Barres, près la Grande-Trappe, pas plus que de celles d'une demi-douzaine d'autres tourbières bas-normandes (Lemée, 1939a).

Les trois massifs forestiers de cette feuille sont des forêts domaniales. Celles de Perche-Trappe et de Moulins-Bonsmoulins sont d'anciennes forêts confisquées à la Révolution. En revanche, l'actuelle forêt domaniale de Saint-Évroult appartenait à la Société des houillères de Lorraine depuis 1949, avant d'être réunie au domaine de l'État en 1955, dans le cadre d'un échange.

Comme dans l'ensemble de la Basse-Normandie, l'industrie métallurgique eut une influence variable en intensité mais notable, du Moyen-Âge jusqu'à la deuxième moitié du XIX^e siècle, par la consommation en bois que nécessitait cette activité. Sur la feuille L'Aigle on comptait plusieurs établissements : les forges et fourneau de Saint-Évroult, et ceux d'Aube, sur la Risle ; celui de Gaillon-Randonnai, sur le cours de l'Avre, avec fonderie en aval de l'étang de Conturbie. La forge d'Aube datait de 1509 ; c'était une des plus importantes de Normandie puisqu'en comptant les employés occasionnels elle faisait travailler jusqu'à 400 personnes au début du siècle dernier. Le minerai pouvait venir d'assez loin mais le charbon de bois provenait presque toujours d'une carbonisation faite par le personnel de la forge dans les forêts environnantes. La forge de Gaillon-Randonnai (fondée en 1487), par exemple, s'approvisionnait en forêt de Bonsmoulins et consommait chaque année 25 000 sacs de charbon (de 50 kg) obtenus par la carbonisation de 10 000 cordes de bois, soit le produit des coupes d'une centaine d'hectares. Le déclin de cette activité et des productions sous-traitantes (tréfileries, clouteries,...) commença avec la raréfaction de la ressource en bois – suite aux exploitations excessives et incontrôlées pendant la Révolution – et son renchérissement, imputé par les maîtres de forge (voir leurs réponses à l'enquête administrative de 1811, analysées par G. Richard, 1969) aux pratiques spéculatrices de certains acheteurs non professionnels admis aux adjudications ; elle fut précipitée vers 1860 par la concurrence de la fonte au coke.

Depuis que cette activité ne pèse plus sur la forêt, la production de bois d'œuvre est devenue l'objectif principal de ces massifs. Après quelques introductions de résineux (pin sylvestre, épicéa) tentées à la fin du siècle dernier, et celles faites de façon plus circonstancielle dans les parcelles ruinées de Saint-Évroult qui ont été anihilées par un incendie en avril 1984, la tendance des aménagements en cours est nettement au maintien et à la

reconstitution de futaies feuillues à longue révolution, avec le chêne comme essence principale. Le hêtre, qui avait connu une certaine vogue dans les années 1950-1960, n'a pas donné les résultats escomptés : il est maintenu en mélange, et dans un but cultural plus que de production.

Géographie humaine

Depuis le Moyen-Âge jusqu'à nos jours, les activités humaines ont été très liées au sol et au sous-sol : l'agriculture et l'élevage, la sylviculture et l'industrie du fer.

L'élevage (bovins, cheval percheron et étalons) est principalement développé sur la Craie glauconieuse du Cénomaniens inférieur et moyen. L'aménagement rural est essentiellement de type bocager, mais le paysage s'est ouvert récemment, à la suite de la grande extension du drainage, permettant les cultures, en particulier celle du maïs.

Les cultures s'étendent principalement sur les plateaux jurassiques (Échauffour, Fay, Mahéru) et sur les plateaux du pays d'Ouche. Initialement bocager, ce dernier s'est déjà ouvert à une époque ancienne, ainsi qu'en témoigne l'abondance des lieux-dits « champagne », significatif de grandes étendues labourées sans clôtures. L'extension des cultures, à la suite d'une pratique fréquente du drainage, a encore augmenté la surface cultivée, donnant au pays d'Ouche l'aspect d'une grande plaine céréalière, en contradiction avec le terme d'Ouche (= champ clos).

La forêt s'étend essentiellement sur la Formation résiduelle à silex, des limons anciens très argileux et sur les coteaux sableux (Sables du Perche), largement recouverts de formations à silex solifluées. Le maintien de grands massifs forestiers est lié à l'existence, sous l'ancien régime, de domaines ecclésiastiques étendus (forêts de la Trappe et forêt de Saint-Évroult) ou royaux (forêt de Moulins-Bonsmoulins et forêt du Perche).

Liée à de petits gisements de fer (voir « Gîtes et indices minéraux »), l'industrie métallurgique a largement contribué à animer les vallées et à y maintenir une abondante main d'œuvre. Cette activité a joué un grand rôle dans l'histoire et le développement de la ville de L'Aigle et les « barons aiglons et ferrons » ont compté parmi les grands pourvoyeurs d'armes du royaume de France. À Saint-Sulpice-sur-Risle, commune voisine de L'Aigle, l'importante usine Bohin fabrique toujours des épingles, dans la tradition métallurgique aiglone.

ÉLÉMENTS 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.

La Formation résiduelle à silex est le principal matériau de réemploi disponible sur cette carte. Éventuellement 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.

Fondations et stabilité

- **Calcaires jurassiques.** Les calcaires bajociens et bathoniens ont une dureté très variable. Ils peuvent être meubles ou présenter des bancs durs, souvent discontinus. Dans leur partie supérieure, ils sont disloqués sur une épaisseur moyenne de 1 m, mais parfois beaucoup plus profondément, en particulier sur des versants. Ils peuvent renfermer des poches d'argile brun-rouge, ayant au plus quelques mètres d'extension. Les calcaires oxfordiens ont eux aussi une dureté très variable. Le Roussier peut être meuble et sableux. Il est souvent très disloqué et glissé sur les pentes à substrat d'argile grise. Sa richesse en fer favorisera le colmatage des drains. Les calcaires de l'Oxfordien moyen sont fréquemment disloqués et ameublés sur plusieurs mètres d'épaisseur et peuvent présenter des cavités karstiques.

- **Marnes calloviennes et oxfordiennes.** Les marnes grises du Callovien et de l'Oxfordien sont assez compactes en profondeur. Elles renferment fréquemment de gros nodules ou bancs lenticulaires de calcaire dur. En surface, elles sont habituellement décompressées, assez instables et sujettes au fluage sur les versants quand elles sont gorgées d'eau. Les loupes de glissement ont généralement des dimensions modestes.

- **Albo-Cénomaniens.** Les argiles et les sables glauconieux de l'Albien et de la base du Cénomaniens forment le niveau le plus instable de la région.

Zone d'écoulement de l'aquifère de la craie du Cénomaniens, ces terrains sont particulièrement sujets au fluage, les glissements les plus importants entraînant des masses de craie parfois volumineuses (voir « Risques naturels »).

- **Cénomaniens crayeux.** Affleurantes ou recouvertes de Formation résiduelle à silex solifluée, les craies du Cénomaniens apparaissent sur des pentes assez fortes. Elles sont armées de niveaux durs (craie noduleuse, bancs durcis ou cordons de chert ou de silex) dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 2 m. Des cavités souterraines, souvent artificielles (anciennes marnières), et plus rarement naturelles, peuvent miner certains versants.

- **Formation résiduelle à silex et limons à silex.** Sur les plateaux du pays d'Ouche, on pourra rencontrer des problèmes de drainage, des poches de limons et de sables, difficiles à prévoir, et un risque d'effondrements lié à la rupture du plafond d'anciennes cavités souterraines. Ces dernières sont principalement d'anciennes marnières souterraines dont un certain nombre ont été figurées sur la carte, mais il en existe probablement d'autres. La figure 6 donne la localisation des principaux blocs de grès et de conglomérats.

- **Les limons lœssiques** sont facilement érodés et peuvent être largement « minés », comme les sables par des animaux fouisseurs. En surface, ils sont sensibles au gel. Leur résistance est faible et ils sont sujet à des tassements importants. Leurs propriétés mécaniques varient largement en fonction de leur teneur en eau. Quand ils sont hydromorphes, leurs caractéristiques deviennent franchement médiocres et ils n'ont plus aucune tenue.

- **Tourbes.** Dans les vallées et zones basses, les formations tourbeuses sont très locales et peu épaisses.

Terrassements

À l'exception des limons et de la Glauconie de base, la plupart des terrains nécessiteront de puissants engins de déroctage. Même les marnes présentent des parties dures. La Formation résiduelle à silex peut être assez compacte, avec une armature de silex, souvent plus dense en surface qu'en profondeur. Le recours aux explosifs ne s'imposera que rarement, pour les bancs les plus massifs des calcaires jurassiques (faciès dolomitiques d'Échauffour) et les plus gros blocs de grès et de conglomérats qui pourront se fragmenter facilement qu'à l'aide de petites charges d'explosif.

Réemploi des matériaux

Les matériaux de déblais locaux les plus appréciés sont les calcaires jurassiques. Ces derniers ne sont généralement utilisés que pour des remblais de

faible portance. L'hétérogénéité de la plupart d'entre eux nécessite des traitements particuliers pour des remblais de plus forte portance. Les autres matériaux seront d'autant plus difficiles à réutiliser qu'ils sont plus argileux, la plupart nécessitant des traitements particuliers, comportant au moins un tri et un agencement adapté.

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. Des fluages sont possibles dans les zones de sources situées à la base du Roussier et au niveau de la Glauconie de base.

Cavités naturelles

Aucune cavité naturelle n'a été répertoriée sur la feuille L'Aigle. Cependant, si aucun réseau karstique fossile et pénétrable n'a été décelé, la visite de caves situées dans la vallée de l'Iton (La Chapelle-Vieil) ou de marnières dans la vallée de la Risle pourrait permettre de nouvelles découvertes. L'existence de points d'engouffrement des eaux en surface, de type bétoire, en relation avec un système d'écoulement karstique, est un indice de la présence possible de cavités. Les plus fortes probabilités concernent les communes de Rai, dans la vallée de la Risle et d'Irai, dans la vallée de l'Avre. La base du Roussier et le Grouais peuvent présenter aussi des cavités. Les effondrements ou points d'absorption identifiés ou supposés ont été mentionnés sur la carte.

Cavités artificielles

Il existe sur la carte L'Aigle d'anciennes carrières souterraines de pierre de taille, des marnières à puits et des caves creusées dans la craie. Peu de communes disposent d'un inventaire de leurs cavités artificielles (Échauffour, Rai, Tellières-le-Plessis, Irai), mais il n'est généralement pas exhaustif. Cet état ne permet pas de tirer des conclusions globales, mais permet de prouver, ici, l'existence de cavités souterraines. En outre, il est probable qu'un certain nombre de dépressions fermées, souvent marquées par un bosquet, correspondent à des puits d'accès à ces excavations. Une recherche de documents anciens (cadastres, minutes de notaires etc.) et l'interrogation des anciens agriculteurs peut s'avérer utile. Les toponymes « les Marnières », « les Manières », « les Caves » et « les Fosses » désignent généralement les anciennes cavités artificielles.

RESSOURCES EN EAU

Climat

La région couverte par la carte est soumise à un climat océanique légèrement continental, humide et tempéré. La moyenne interannuelle des hauteurs de pluies qui tombent sur la région est comprise entre 750 et 800 mm, avec un maximum pouvant être supérieur à 1 000 mm (1 040 mm en 1994) et un minimum voisin de 550 mm, comme en 1996.

Le cycle hydrologique se répartit ainsi :

– d’octobre à mars, période d’alimentation, pendant laquelle la pluviométrie représente 55 % de la pluviométrie annuelle. L’évapotranspiration étant minimale, la pluie utile, qui permet d’alimenter les cours d’eau par ruissellement ou les différents aquifères par infiltration, représente 53 % de la pluviométrie de cette période, soit environ 220 mm, principalement de novembre à mars.

Les pluies de septembre à octobre permettent de reconstituer les réserves en eau du sol, la remontée des niveaux d’eau souterraine ne devenant réelle qu’à partir de novembre, dans la mesure où la pluviométrie est régulière.

Lorsque ces pluies d’automne sont quasi inexistantes, la phase principale de reconstitution des réserves du sol et la phase de début d’alimentation est absente. Les conséquences en sont les suivantes :

- si la période d’hiver est également déficitaire, l’alimentation des aquifères va être nulle, et il sera nécessaire d’attendre la période automnale suivante pour savoir si la sécheresse se poursuivra ou non,
 - si la période d’hiver connaît une pluviométrie normale, l’alimentation des aquifères se produira, mais sur une période très courte et avec une remontée des niveaux assez faible voire nulle,
 - si la période d’hiver connaît une pluviométrie importante, l’alimentation des aquifères sera également réelle sur une période très courte, mais avec une remontée des niveaux plus forte. Par contre un élément nouveau concerne le ruissellement qui, sur des sols non saturés, sera important ce qui engendra des crues qui peuvent être significatives et fortes, comme ce fut le cas en 1995 ;
- d’avril à septembre, période de tarissement puisque l’évaporation, en général, sera supérieure à la pluviométrie. Il ne se produira plus d’infiltration, sauf cas exceptionnel (orages) et les niveaux d’eau souterraine vont décroître jusqu’à l’été de début d’automne.

Aquifères

Les différents aquifères rencontrés sur la région sont les suivants, de bas en haut.

- **Bathonien supérieur** (j̄). Constitué de calcaires grenus, il est présent en affleurement sur un faible secteur à Courtomer. Une source avait été captée pour l'alimentation en eau potable (214-5-0032), mais sa faible productivité associée à la condition de nappe libre, sans protection et donc très vulnérable, ont entraîné son abandon.

- **Callovien–Oxfordien inférieur** (j̄, j̄T, j̄C, j̄P). Ces quatre horizons possèdent une imperméabilité de masse et ne contiennent pas d'eau souterraine utilisable en grande quantité.

- **Oxfordien inférieur** (j̄R). Le « Roussier » est constitué par des calcaires gréseux et des sables siliceux et ferrugineux roussâtres. Cette lithologie permet la présence d'une réserve en eau intéressante ; cependant, la finesse de sables peut le rendre difficilement exploitable.

Les affleurements se situent principalement dans le secteur de Ferrières-la-Verrerie et Moulins-la-Marche. Du fait des pendages des couches vers le NNE, cet ensemble devient captif sous les calcaires du Grouais (j̄G), et il est alors quelquefois très difficile de dissocier les deux aquifères, le Roussier pouvant jouer le rôle de couche drainante de l'aquifère sus-jacent.

Sur cette feuille, le Roussier de Gacé n'est pas exploité pour l'alimentation en eau potable.

- **Oxfordien moyen** (j̄G). Le « Grouais » se présente sous des faciès différents dont la partie inférieure et moyenne formée de calcaires oolitiques et pisolitiques, présente souvent des vides dus à l'altération des fossiles. De ce fait, ces calcaires ont une porosité très grande qui permet d'avoir une réserve en eau intéressante et une très bonne productivité.

La partie haute présente un faciès de calcaire boueux qui aura un comportement différent selon qu'il se trouve en configuration libre ou captive :

- en nappe libre, il est très perméable, les argiles et les fines ayant été enlevées ;

- en nappe captive, son faciès boueux peut être conservé, ce qui rend difficile la circulation des eaux.

D'une façon générale, lorsque l'aquifère se trouve en configuration de nappe libre, les terrains sont très favorables à la culture intensive. De ce fait, la migration d'éléments polluants – nitrates, pesticides organo-azotés – vers les eaux souterraines est facilitée par la très bonne porosité. C'est le cas à Échauffour, où il a été capté pour l'alimentation en eau potable (214-1-0015). La conjugaison d'une mauvaise qualité des eaux et d'une faible productivité a abouti à son abandon.

En position de captivité sous 18 m d'argile glauconieuse, en bordure de la faille E-W de Moulins-la-Marche, cet aquifère est très productif (120 m³/h exploitable et un débit spécifique de 50 m³/h/m) au lieu-dit le

Moulin-de-Fay (214-5-0046). Compte tenu de cette position, un doute subsiste sur la zone d'alimentation ainsi que sur le rôle de la fracturation et les possibilités de basculement et de pendages inverses limités localement.

- **Oxfordien supérieur** (JA). Le Calcaire à astartes, constitué par une alternance de marnes et de calcaires sublithographiques, n'a, *a priori* aucune vocation à être un réservoir intéressant en eau souterraine. Cependant, la présence de sables et graviers ou de sables et calcaires gréseux, fait que cette couche, située entre deux couches marneuses, peut avoir un comportement hydrogéologique non négligeable, notamment lorsque son épaisseur est de l'ordre d'une dizaine de mètres ou plus.

Sur cette carte, le seul secteur concerné se situe en bordure de la forêt domaniale de Saint-Évrault. Cependant, compte tenu de la faible demande, aucune prospection n'a été faite.

- **Aptien–Albien**. Sables silteux, argileux, glauconieux, jouent le rôle de couche imperméable pour les formations du Cénomaniens sus-jacentes.

- **Cénomaniens–Turonien**. Le Cénomaniens et le Turonien, constitués par une superposition de craie silteuse et glauconieuse, de sables siliceux et de craie argileuse, forment un ensemble hydrogéologique, continu ou discontinu, aquifère principal de cette carte, qui est le plus utilisé pour l'alimentation en eau potable, en raison :

- de ses affleurements qui occupent les trois quarts de la feuille ;
- de ses faciès qui sont tous favorables à l'infiltration, la circulation des eaux et la constitution de grands réservoirs ;
- de la facilité d'exploitation, notamment par l'intermédiaire de sources dont les débits étaient souvent supérieurs à la demande, et de leur pérennité.

Alimentation en eau potable

Les principaux points d'alimentation en eau potable sont les suivants.

- **Sources**

- *S.I.A.E.P. d'Échauffour–Saint-Pierre-des-Loges* : 214-2-0018 et 214-2-0034, sources de la Ville-Pelée, sur la commune de Saint-Pierre-des-Loges. Débit global de 24 m³/h, teneur en nitrates de 15 à 20 mg/l. La vulnérabilité de la zone d'alimentation risque d'entraîner, à terme, leur abandon.

- *Commune de Rai* : 214-3-0008, source du moulin de Porte. Abandonnée en raison d'une trop forte vulnérabilité, en liaison avec un système karstique dans la craie, proche de la surface et en relation avec des points d'engouffrement (bêtoires). Des traçages ont été réalisés, donnant des vitesses de circulation de l'ordre de 50 m/h, en période sèche.

– *Commune de L'Aigle* : 214-4-0006, source du moulin de Rollin, sur la commune de Vitrai-sous-Laigle. En bordure de la rivière l'Iton, présente un débit très important, variable entre 160 et 100 m³/h, avec une variation importante de la qualité, notamment en éléments solubles et en bactériologie. Ceci résulte de la présence d'un système karstique en relation vraisemblablement avec des points d'engouffrement. Une étude géophysique n'a pas pu mettre en évidence le système karstique, compte tenu de la réponse homogène entre les différents types de craie, aussi bien turonienne (en tête) que cénomaniennes ainsi que la Formation résiduelle à silex. Un sondage effectué à 15 m de cette source a permis de constater qu'il y avait une épaisseur de 15 m d'argiles à silex bien franches et compactes. En-dessous, le réseau karstique a été recoupé à 25 m de profondeur et visualisé ensuite par caméra, indiquant que la fracturation dans la craie remontait jusqu'au mur de la Formation résiduelle à silex. Le recouplement de ce réseau, lors de la foration, a perturbé la source, permettant de constater la relation entre celle-ci et le karst. En période de pluies de très forte intensité, les taux de nitrates peuvent dépasser les 100 mg/l, aussi son abandon et son remplacement sont envisagés.

– *S.I.A.E.P. de Soligny-la-Trappe* : 214-6-0009, source de la Pilletière, sur la commune de Soligny-la-Trappe. Source d'affleurement de la Craie glauconieuse avec un débit de 30 m³/h et une teneur en nitrates < 20 mg/l.

– *S.I.A.E.P. des Aspres-Auglaise* : 214-6-0006, source des Bourdinières, sur la commune des Aspres. Cette source issue de la Craie glauconieuse, en liaison avec un système karstique, présente une vulnérabilité importante lors d'épisodes pluvieux de forte intensité, et de ce fait une mauvaise qualité d'eau. Son abandon et son remplacement, à terme, sont envisagés. Débit de 20 m³/h, teneur en nitrates de 20 à 25 mg/l.

– *Commune de Randonnai* : 214-8-0010, source de la Maroyère, issue des Sables du Perche, avec un débit de 18 m³/h. Étant dans le bourg, elle présente une vulnérabilité très forte et s'avère être pratiquement imprévisible. Son remplacement devra être envisagé.

– *S.I.A.E.P. de La Poterie-au-Perche-Normandel* : 214-8-0030, source de la Motte-Rouge, source de trop-plein des Sables du Perche, l'aquifère venant buter sur l'accident WNW-ESE qui marque la limite des Sables du Perche vers le Nord. Cet aquifère correspond principalement à la base de la formation, constituée par des grès calcaires et des sables noirs très fins, très ferrugineux. Un sondage réalisé légèrement à l'amont de l'accident, a donné un débit correct (40 m³/h) mais un taux de fer trop élevé (33 mg/l).

• **Puits**

– *S.I.A.E.P. de Planches-Sainte-Gauburge* : 214-1-0034, captage de Feugeyron, sur la commune de Sainte-Gauburge-Sainte-Colombe. Il exploite

l'aquifère semi-captif de la craie cénomaniennne, avec un débit de production de 30 m³/h, et une bonne qualité d'eau dont une teneur en nitrates < 10 mg/l.

• **Forages**

– *S.I.A.E.P. d'Aube-Beaufai-Rai* : 214-2-0033, au Souchet, sur la commune d'Aube. Captant la craie du Turono-Cénomaniennne, sous 13 m de Formation résiduelle à silex, il est exploité au débit de 30 m³/h, pour une productivité de 100 m³/h, avec une eau de bonne qualité physico-chimique et bactériologique.

– *S.I.A.E.P. d'Échauffour-Saint-Pierre-des-Loges* : 214-2-0038, au Gué, sur la commune de Saint-Pierre-des-Loges. Il capte la craie du Turono-Cénomaniennne sous 6 m de Formation résiduelle à silex, avec un débit de productivité potentiel de 200 m³/h, un débit spécifique de 145 m³/h/m, et une eau de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. Un réseau karstique noyé a été recoupé entre 30 et 32 m de profondeur, gîte principal de l'aquifère. Ce forage va servir d'ouvrage structurant pour quelques unités distributrices du secteur, en permettant d'assurer la sécurisation de leur alimentation en eau potable.

– *S.I.A.E.P. de Saint-Symphorien-des-Bruyères* : 214-3-0028, au Cauche-Alain sur la commune de Saint-Symphorien-des-Bruyères. Capte la craie du Cénomaniennne, avec un débit de production de 25 m³/h, et une eau de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. Il est situé en début de bassin d'alimentation dans un vallon parallèle à la vallée de la Risle, dans le compartiment nord de l'accident WNW-ENE ; la productivité ne peut pas être très élevée.

– *Commune de L'Aigle* : 214-3-0029. Le forage F1 des Vautieux capte la craie du Cénomaniennne sous 7 m de Formation résiduelle à silex et 14 m de craie turonienne. Il est exploité au débit de 40 m³/h, pour un débit théorique de 60 m³/h. Sa très mauvaise infrastructure a entraîné une dégradation de la productivité, par colmatage progressif, une vulnérabilité de fait par intrusion d'eau superficielle ; elle ne permet pas de la rénover, et son abandon, à terme, est programmé.

214-3-0031, forage F2 des Vautieux. Situé à 150 m du F1, il capte également la craie du Cénomaniennne sous 7 m de Formation résiduelle à silex et 14 m de craie turonienne. Il est exploité au débit de 120 m³/h, pour un débit théorique de 180 m³/h, avec une eau de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. Mieux réalisé, il remplacera le forage F1, par augmentation du débit à 160 m³/h.

– *Commune de Rai* : 214-3-0041, au moulin de Porte. Situé à proximité de la source abandonnée (214-3-0008), captant la craie du Cénomaniennne sous 5 m de Formation résiduelle à silex et 11 m de craie turonienne, il est exploité au débit de 30 m³/h, pour un débit théorique de 40 m³/h, avec une eau de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. Les traçages

effectués à partir des points d'engouffrement superficiels au NNE n'ont révélé aucune relation avec le forage, alors qu'elle était très nette avec la source. L'alimentation de l'aquifère se fait à partir des coteaux, avec un axe drainant dans la vallée de la Risle.

– *S.I.A.E.P. d'Écorcei* : 214-3-0015, au Fay-de-la-Lande. Situé sur la commune d'Écorcei. Capte la craie cénomaniennne, sous 14 m de Formation résiduelle à silex, avec présence probable de craie turonienne ; l'argile glauconieuse a été trouvée à 89 m de profondeur. Le débit de production est relativement faible, 20 m³/h, en raison d'une implantation, sur un axe d'alimentation situé entre deux grands axes drainants que sont la vallée de la Risle et la vallée de l'Iton. L'eau captée présente une bonne qualité physico-chimique et bactériologique.

– *Commune de L'Aigle* : 214-4-0009, au moulin de Rollin. Situé sur la commune de Vitrai-sous-Laigle, à l'entrée du périmètre immédiat de la source captée (214-4-0008), il ne s'agit, a priori que d'un forage d'essai qui a été mis en exploitation pour compléter le débit de production de la source. Il capte uniquement la craie turonienne, sous 15 m de Formation résiduelle à silex, avec un débit de production relativement faible, 30 m³/h environ, avec une eau de meilleure qualité que celle de la source, surtout au niveau de la teneur en nitrates. D'après la prospection géophysique et le sondage réalisé à l'amont immédiat de la source, il semble que ce forage soit implanté sur une fracturation parallèle au réseau karstique, moins ouverte, donc moins productive, mais en relation quand même avec le réseau par des fissurations perpendiculaires plus ou moins ouvertes.

– *Commune des Aspres* : 214-4-0000, au Perchet. Situé en rive droite de la vallée de l'Iton, il ne s'agit pour l'instant que d'un forage d'essai, qui sera transformé prochainement en forage de production, afin de remplacer la source du moulin de Rollin à Vitrai-sous-Laigle (214-4-0008). Il capte la craie cénomaniennne sous 4 m de Formation résiduelle à silex, 16 m de craie turonienne et 2 m d'argile, l'argile glauconieuse ayant été trouvée à 55 m de profondeur. La productivité théorique est de 220 m³/h pour un débit spécifique de 50 m³/h/m, avec une eau de bonne qualité physico-chimique et bactériologique. La craie turonienne s'est révélée karstique, mais a pu être isolée jusqu'en dessous du passage argileux entre les deux craies. La craie cénomaniennne s'est aussi révélée très fracturée, mais avec une eau de meilleure qualité, notamment pour la teneur en nitrates. La préservation de la qualité de l'eau passera par une utilisation contrôlée et raisonnée du débit de production.

En dehors de l'alimentation en eau publique, d'autres ouvrages ont été créés pour des usages industriels, agricoles ou particuliers, notamment :

– commune de Rai. Deux forages industriels, dans la vallée de la Risle, à l'amont hydraulique de l'ouvrage A.E.P., avec des débits de production d'environ 80 à 100 m³/h ;

– commune de Randonnai. Deux ou trois forages industriels, situés à l'amont hydraulique de la source captée, dans les Sables du Perche, avec une productivité mal connue. Le site de l'usine étant fermé et transformé en zone artisanale, ces ouvrages sont abandonnés et devraient être rebouchés, afin de préserver la ressource en eau ;

– commune de Soligny-la-Trappe. Un captage est utilisé par la communauté des trappistes.

Il en existe vraisemblablement d'autres, notamment agricoles mais dont l'existence légale est mal connue, et qui peuvent être des points de contamination pour la ressource en eau, dans la mesure où les règles de l'art ne sont pas observées.

Informations d'ordre général sur l'écoulement des eaux superficielles et souterraines

Une des caractéristiques importantes de cette feuille, est la présence de la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Seine et celui de la Loire. Cette ligne, d'orientation W-E, passe par Ferrières-la-Verrerie, Moulins-la-Marche, Soligny-la-Trappe, Tourouvre et La Ventrouze.

• Au Nord :

– l'écoulement hydrologique est d'orientation SW-NE, par des axes parallèles – vallée de la Risle, vallée de l'Iton, vallée de l'Avre – qui s'appuient sur des fracturations et qui servent d'axes drainants à l'aquifère principal de la craie turono-cénomaniennne ;

– les vallons plus ou moins perpendiculaires, jouent un rôle également important dans la circulation des eaux souterraines, en venant alimenter les axes principaux ;

– les productivités les plus importantes ont toutes été trouvées en bordure des axes drainants principaux ;

– des influences humaines ont pu localement jouer un rôle. C'est le cas de la région de Crulai, au Nord-Ouest d'Irai, où d'anciennes exploitations souterraines de craie pouvaient descendre jusqu'à 40 m de profondeur, ce qui nécessitait de rabattre la nappe. Les galeries abandonnées doivent, désormais, jouer un rôle dans l'apparition d'axe de drainage préférentiel ;

– la karstification peut également servir d'axe drainant aux eaux souterraines, comme c'est le cas de l'axe NW-SE localisé entre Saint-Michel-Tubœuf et Saint-Ouen-sur-Iton, et qui alimente le forage A.E.P. de Chandai (feuille Verneuil à 1/50 000) ;

– la jonction piézométrique entre les vallées de l’Iton et de l’Avre, indique bien la continuité hydraulique entre la craie et les Sables du Perche.

• **Au Sud :**

– la Sarthe prend sa source sur la ligne de partage des eaux, en prenant au départ une orientation parallèle aux axes du compartiment nord, mais avec un écoulement en sens inverse, d’orientation NE-SW ;

– le fait d’un changement de direction dans la fracturation au niveau de Courtomer, la Sarthe prend d’abord une orientation SSW-NNE pour virer rapidement S-N, comme tous les talwegs qui se dirigent vers le Sud, et dont le pendant se retrouve dans le compartiment nord, mais avec une orientation et un pendage inverse ;

– l’influence de ces orientations se retrouve également sur les écoulements des eaux souterraines vers le Sud. Cependant, étant à la crête du système Loire, les potentialités productives sont relativement faibles.

Vulnérabilité de l’aquifère principal Turonien–Cénomancien

En présence des Sables du Perche, les massifs forestiers sont bien développés, constituant, non seulement une réserve de ressource en eau, mais aussi une très bonne protection pour celle-ci : forêts de Bonsmoulin, la Trappe, Châtelet, domaniale du Perche et La Ventrouze.

En présence de la Formation résiduelle silex mais sans les Sables du Perche :

– développement de l’agriculture intensive, de plus en plus fort vers le Nord-Est ;

– présence de points d’effondrement et d’engouffrement rapide (bétoires), liés au système karstique qui s’est développé dans les massifs crayeux.

La résultante en est une vulnérabilité d’ensemble très élevée, rendant la préservation de la ressource en eau délicate, ce qui nécessite l’adhésion de tous les acteurs.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Jadis très diversifiée et effectuée dans de très nombreuses carrières de dimension artisanale, l’industrie extractive est actuellement très limitée et restreinte à une carrière industrielle de sable quartzueux grossier. Les exploitations anciennes seront cependant mentionnées, leur connaissance pouvant contribuer à la restauration des constructions anciennes.

Pierres dures pour ballast et granulats

Anciennement, les parties les plus dures des calcaires jurassiques, les bancs durcis du Cénomaniens et les silex ont été utilisés pour l'empierrement des chemins et des cours de fermes.

Pierres de construction

Les bancs durs des calcaires jurassiques ont été largement utilisés comme pierre de taille. Les plus appréciées furent les faciès dolomités du Grouais, exploités à Échauffour, pour des usages variés : seuils, marches d'escaliers, jambages de portes et de fenêtres, bordures de trottoir, ouvrages d'art de lignes de chemin de fer, en particulier, la ligne Paris–Granville, entre L'Aigle et Le Merlerault. Les pierres plates du Roussier ont localement servi pour construire le soubassement des maisons, les silex, taillés en moellon de petite dimension ou bruts, ont été largement utilisés en association avec la brique et parfois le grison : conglomérat de fragments de silex à ciment ferugineux. Des moellons en grès tertiaires s'observent également dans les constructions anciennes ou même modernes, mais ils étaient surtout recherchés pour tailler les pierres cornières et les pavés (Blavier, 1842). Il n'existe plus aucune trace des lieux d'extraction.

Sables et graviers

Les graves alluviales de fond de vallée ont été exploités à l'Ouest de L'Aigle. Plus en amont et dans les autres vallées, l'épaisseur de ces matériaux est très faible (généralement inférieure à 2 m, avec un recouvrement souvent plus épais) ; en outre, elles sont souvent sales, terreuses.

Les Sables du Perche constituent une des principales ressources en sable de l'Ouest du bassin de Paris. Ils sont exploités à une échelle industrielle, à La Ventrouze. De grain souvent grossier, de teinte blanche en profondeur, ocre en surface, ils conviennent à la maçonnerie. Les variétés ocre sont principalement utilisées pour la restauration des monuments anciens. Les Sables du Perche ont été, dans les décennies passées, exploités dans d'innombrables carrières artisanales. Les plus fortes épaisseurs sont localisées sur les bordures méridionales des forêts de la Trappe et du Perche, ce qui limite l'extension de leur exploitation.

Les sables aptiens ont été utilisés pour la fonderie, à Saint-Pierre-des-Loges et Beaufai. Leur granulométrie est fine. Ils constituent une ressource limitée, intéressante seulement pour des besoins locaux.

Pierre à chaux

La Craie glauconieuse du Cénomanién et surtout les craies argileuses du Turonien ont été exploités dans d'innombrables marnières souterraines. Les plus gros tonnages servaient au marnage des terres, mais les craies du Turonien donnaient une chaux très appréciée, cuite, au siècle dernier, dans les fours à chaux de L'Aigle, de Notre-Dame-des-Aspres et d'Irai. P. Bizet (1884a) donne une composition des craies de L'Aigle et d'Irai, peu différentes d'analyses récentes de la craie turonienne de Longny-au-Perche (Laignel, 1993), ce qui montre l'homogénéité de ce matériau :

	L'Aigle	Irai
Résidu insoluble dans les acides	14,70	14,90
Alumine et peroxyde de fer	0,80	0,85
Chaux	43,50	36,65
Magnésie	0,50	0,45
Perte au feu	40,50	47,15

La teneur en acide phosphorique est de 0,07.

Les craies du Cénomanién ont aussi été utilisées, en particulier la Craie de Rouen.

Argiles et terres briques

Les faciès les plus argileux du Callovien et de l'Oxfordien, à l'état altéré, décalcifié, les limons lœssiques des plateaux et les parties les plus pauvres en cailloux de la Formation résiduelle à silex et d'altérites de craie glauconieuse colluvionnées, ont alimenté les tuileries et briqueteries, abandonnées pour la plupart de longue date. Souvent, seuls la toponymie et des déchets de fabrication permettent de les localiser. Généralement kaoliniques, les masses d'argile les plus grasses de la Formation résiduelle à silex (faciès gris homogène du Sud-Est de la carte) ont été appréciées en poterie et céramique réfractaire (Prépotin ; Blavier, 1842).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Fer

Le pays d'Ouche, et en particulier la ville de L'Aigle, a une très ancienne tradition métallurgique, attestée dès le Moyen-Âge et remontant probablement à l'Antiquité. Cette industrie est liée à l'exploitation ancienne de gisements de fer dans une grande partie du pays d'Ouche (sur les feuilles à

Numéro	Commune	Lieu-dit ou localisation	Coordonnées Lambert du centre du site	Description
1	Échauffour	Le Vieux-Ménil	x = 457,22 y = 1118,85	Motte castrale (Moyen-Âge)
2	Échauffour	Près du château moderne	x = 457,95 y = 1117,40	Motte castrale ou enceinte (Moyen-Âge)
3	Échauffour	Les Brossettes	x = 457,825 y = 1116,45	Dolmen (Néolithique)
4	Échauffour	Les Crouttes	x = 458,88 y = 1116,02	Ensemble mégalithique constitué d'un Dolmen et de trois menhirs (Néolithique)
5	Saint-Évroult-Notre-Dame-du-Bois	Le Camp-Romain	x = 464,65 y = 1120,30	Enceinte circulaire (Moyen-Âge)
6	L'Aigle	Le Château	x = 474,50 y = 1119,70	Motte castrale (XI ^e siècle)
7	Saint-Sulpice-sur-Risle	La Chevrolière	x = 475,20 y = 1120,40	Menhir (Néolithique)
8	Saint-Sulpice-sur-Risle	Le Jarrier	x = 476,70 y = 1120,50	Dolmen (Néolithique)
9	Saint-Michel-Tubœuf	Tuboeuf, près du château	x = 480,35 y = 1117,15	Vestiges d'un Château-Fort (Moyen-Âge)
10	Saint-Hilaire-sur-Risle	Les Gâstines	x = 465,01 y = 1114,28	Deux menhirs à l'origine, un seul subsiste aujourd'hui (Néolithique)
11	Les Aspres	Les Fossés-le-Roy	x = 472,72 y = 1110,87	Rempart avec fossé (XI ^e siècle)
12	Moulins-la-Marche	À la sortie du bourg, au sud	x = 463 y = 1106,925	Motte castrale (XI ^e siècle)
13	Bonsmoulins	Le Château	x = 467,20 y = 1107,30	Motte castrale avec basse-cour, chapelle et tour (Moyen-Âge)
14	Soligny-la-Trappe	Dans le bourg	x = 467,20 y = 1103,32	Motte castrale (Moyen-Âge)
15	La Ventrouze	Château de La Ventrouze	x = 479,25 y = 1102,45	Maison forte et enceinte (bas Moyen-Âge)
16	Tourouvre	La Haie-Châtel	x = 475,80 y = 1101,63	Motte castrale (Moyen-Âge)

Tableau 3 - Localisation des sites archéologiques majeurs

1/50 000 Rugles et Breteuil, principalement) et, de façon plus éparse, dans le Perche. Dans l'emprise de la carte L'Aigle, ont été exploités :

- les concentrations ferromanganiques à la base des limons meubles où en brèche de silex (grison) ;
- les accumulations d'oxydes de fer dans la Formation résiduelle à silex (RC2), principalement dans sa partie inférieure (« terre brûlée » ; Les Aspres, Normandel) et peut être dans le Cénomaniens altéré (Saint-Pierre-des-Loges) ;
- les roussards des Sables du Perche ;
- les plaquettes ferrugineuses dans les silts d'âge aptien supposé (Échauffour : les Minières) ;
- le Roussier (Échauffour ; Rioult, *in* Belhoste *et al.*, 1991).

Les données techniques sur les anciennes exploitations, de caractère artisanal, sont exceptionnelles (Blavier, 1842 ; Letacq, 1901). Textes et toponymie n'indiquent généralement pas de localisations précises (forêt de L'Aigle, forêt de Saint-Évroult). La trace des minières de La Ferrière-au-Doyen et de Ferrières-la-Verrerie semble perdue. Les scories et rejets de fonderie, parfois désignés par les habitants comme « minerai », se situent à proximité des anciens fourneaux plutôt qu'au voisinage des gisements.

Les minières locales et celles de secteurs voisins ont alimenté de nombreuses forges et hauts fourneaux, utilisant l'énergie hydraulique. La plus célèbre est celle d'Aube (monument historique), ancienne propriété du mari de la comtesse de Ségur. Citons celles d'Irai, de L'Aigle (hauts fourneaux attestés dès le XVI^e siècle), des Aspres, de Rai, de Randonnai et de Saint-Pierre-des-Loges (Logeard, XVII, XVIII et XIX^e siècle). Ça et là, on rencontre des scories métallurgiques et des rejets de fonderie vitrifiés, souvent d'une belle teinte bleu (nom local : « la cline »).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'inventaire archéologique fait état d'une soixantaine de sites archéologiques dans le secteur concerné par la carte géologique. Une quinzaine de sites majeurs répartis en deux catégories – mégalithes et fortifications – se dégage de cet ensemble (tabl. 3).

L'implantation des mégalithes semble suivre l'axe de la vallée de la Risle ; ils sont installés soit sur ses pentes, soit en fond de vallée. Trois dolmens sont visibles : dolmen des Brossettes et dolmen des Crouttes, tous deux sur Échauffour, et dolmen du Jarrier à Saint-Sulpice-sur-Risle. Le dol-

men des Crouttes, associé à deux menhirs, constitue un ensemble mégalithique des plus intéressants du département. Un groupe de menhirs semble avoir existé, plus à l'Est, sur la commune de Saint-Hilaire-sur-Risle, au lieu-dit les Gâtines. Aujourd'hui un seul menhir y subsiste. Le dolmen du Jarrier et le menhir de la Chevrolière, situés sur Saint-Sulpice-sur-Risle, à un peu moins d'un kilomètre l'un de l'autre, comptent également parmi les plus célèbres mégalithes du département. Ces sites néolithiques n'ont pas fait l'objet d'exploration ou d'étude scientifique depuis le XIX^e siècle.

Les fortifications visibles appartiennent presque exclusivement à la période du Moyen-Âge. Il s'agit généralement de mottes castrales (Échauffour, Moulins-la-Marche, Bonsmoulins, Soligny-la-Trappe, L'Aigle, Tourouvre) qui sont installées de part et d'autre de la vallée de la Risle. Associées à d'autres types de sites de cette époque, leur implantation semble dessiner les limites d'influences de la seigneurie de Bellême. Le site forestier de Saint-Évroult-Notre-Dame-du-Bois correspond probablement à une grande enceinte circulaire de la même période bien que la tradition populaire le définisse comme un camp romain. Les caractéristiques des autres sites fortifiés les font entrer dans les catégories des châteaux-forts et des maisons-fortes, sensiblement plus récentes.

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

La carte L'Aigle ne comprend aucun site géologique classé. La plupart des affleurements sont médiocres et se prêtent mal à des excursions didactiques. Les rares carrières intéressantes se trouvent presque toutes en domaine privé (autorisation de visite nécessaire). Parmi les coupes les plus intéressantes citons :

- un affleurement de Roussier au Sud du Vieux-Bourg d'Échauffour ;
- les faciès dolomités du Grouais de la scierie d'Échauffour (ancienne carrière) ;
- la carrière de Grouais, située près de la D 228, à Fay ;
- l'ancienne tranchée de chemin de fer de Closomer, au Nord-Ouest d'Échauffour (Calcaire à astartes) ;
- la sablière située 600 m à l'Est de l'abbaye de la Trappe (Nord-Est de Soligny-la-Trappe), avec d'épais niveaux de roussards ;
- la sablière de La Ventrouze (exploitée), très intéressante pour les fronts de taille de la découverte dans RC2, faciès gris homogène et limons altérés anciens (LPX) ;
- et à titre plus anecdotique, les « perrons » en blocs accumulés au pied du calvaire au bord de la RN 26, à la sortie est de Saint-Hilaire-sur-Risle.

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

Un itinéraire recoupant la partie occidentale de la feuille par la D 31, au Nord (traversant la vallée de la Risle à Sainte-Gauburge), relayée au Sud par la D 228, au Sud, en direction de Mortagne, offre une traversée assez complète des paysages et de la morphologie, en liaison avec la nature du sous-sol :

- plateau boisé de la forêt de Saint-Évroult, sur Formation résiduelle à silex et descente de la cuesta façonnée dans les formations du Cénomanién ;
- replat sur les formations de l'Albo-Aptien puis sur le Calcaire à astartes ;
- traversée de la faille du Merlerault, non apparente dans la morphologie, après le passage d'un pont sur une ancienne voie ferrée, ensuite, le replat continue sur la Formation résiduelle à silex RC2 ;
- au Sud de Sainte-Gauburge, on longe la butte-témoin des Marettes, couronnée par RC2, et présentant au Sud un affleurement de Sables du Perche, d'épaisseur réduite et se biseautant sous la butte, en direction du Nord ;
- au Sud de la Hardière, la route remonte sur un plateau légèrement incliné, mais recouvrant, en faible biseau, les couches du Cénomanién moyen puis inférieur, jusqu'à la cuesta de Ferrières-la-Verrerie-Moulins-la-Marche ;
- descente, par la D 228 de la cuesta recoupant la base du Cénomanién et la Glauconie de base ;
- replat sur les calcaires du Grouais (carrière à gauche de la route), puis les terres rouges d'altération du Roussier ;
- traversée de la faille de Courtoimer, 100 m environ après le carrefour avec la D 3 ; noter que la faille n'apparaît pas dans la morphologie et que le changement ne se remarque que par l'apparition des silex dans les champs ;
- le dernier tronçon, jusqu'à la route de Moulins à Mortagne, traverse une région bocagère sur les craies glauconieuses et les gaizes du Cénomanién, rappelant les paysages du pays d'Auge façonnés dans ces mêmes craies glauconieuses ; un replat, au Sud de la vallée de la Sarthe, laisse apparaître les calcaires du Grouais ; puis la route s'engage dans un vallon et passe devant une petite carrière montrant le contact entre le Grouais et la Glauconie de base, avant de remonter dans les assises du Cénomanién inférieur et moyen.

GLOSSAIRE

Accident siliceux : nodule siliceux de forme variable tel que les silex et les cherts gisant dans une roche – ici les craies du Cénomanién et du Turo-nien – sans lien apparent avec les figures sédimentaires, liés à des concen-

trations de silice après le dépôt du sédiment selon des mécanismes mal connus.

Arénite : fraction granulométrique correspondant aux sables (dimension des grains comprise entre 0,05 et 2 mm).

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.

Chert : nodule siliceux de teinte souvent claire, ici gris à verdâtre, moins dur que les silex et constitué, en grande partie, de restes et de spicules de spongiaires.

Coiffe : dépôt zoné enveloppant la partie supérieure d'un nodule ; dans le cas présent, dépôt siliceux par les eaux de percolation au niveau d'un sol fossile d'âge tertiaire probable (voir silcrète).

Colluvions : matériaux fins (sables ou limons, parfois avec des lentilles de petits cailloux de la taille des graviers) déposés par les eaux de ruissellement en bas d'un versant.

Cryoclastie : fragmentation des roches par le gel.

Cryoturbation : déformation des couches géologiques superficielles, lors des dégels, après de longues périodes froides gelant le sol à une profondeur nettement supérieure à 1 m (périodes froides du Quaternaire dites « glaciaires »).

Cuesta : terme géographique désignant un escarpement naturel, étendu sur plusieurs kilomètres et dû à la présence d'un ou plusieurs bancs de roches dures en disposition subhorizontale.

Découverte : terme de carrier désignant les couches géologiques recouvrant un gisement de matériaux et devant être évacuées pour exploiter celui-ci.

Diamictite : dépôt ou roche sédimentaire constitué par un mélange, sans organisation, de blocs et de matériaux fins (limons ou argiles).

Formation : une formation géologique est un ensemble de couches géologiques ou de masses de roches (meubles ou dures) définie selon des critères normalisés par les instances géologiques ou les géologues régionaux, prenant le plus souvent en compte leur lithologie et leur âge.

Gaize : terme vernaculaire désignant une roche constituée essentiellement de spicules d'éponges siliceuses (synonyme scientifique : spongolite).

Gélifluxion : glissement lent, selon la plus grande pente des versants, des couches géologiques affleurantes lors des dégels en fin de périodes froides où le sol est profondément gelé (ici, les périodes froides quaternaires dites « glaciaires »).

Gélifraction : voir cryoclastie.

Glauconitite : 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 albo-cénomaniennes 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 (suintements) ou plus souvent alluviale, 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).

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

Hardground : terme anglais désignant la partie supérieure d'une couche géologique durcie, taraudée par des animaux fouisseurs et parfois ferruginisée, lors d'un arrêt de sédimentation (synonyme français : surface durcie).

Head : c'est un dépôt périglaciaire de versant, hétérométrique (« diamicton ») mis en place par des processus essentiellement de gélifraction, géli-fluxion, 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 labourés »).

Horizon : couche élémentaire d'un sol, généralement parallèle à la surface, distinguée des couches sus- 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 physicochimiques mesurés en laboratoire, dans une classification et une nomenclature à peu près normalisées au niveau international, contrairement à celles des sols eux-mêmes. L'épaisseur 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 physionomiques 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, ou d'une exportation hors du profil (teinte grisâtre).

Karst : terme d'origine croate ou slovène, désignant les masses calcaires présentant de nombreuses cavités de dissolution dont les plus vastes sont des grottes.

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.

Lumachelle : roche constituée par l'accumulation de coquilles ou de débris de coquilles, généralement de mollusques.

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

Micrite : terme de microscopie désignant un calcaire constitué de cristaux de calcite de très petite taille, inférieure à 16 μm (millièmes de millimètres).

Oncolite : sorte de petit nodule, de forme oblongue et arrondie, de 0,5 à 1 cm de longueur, constitué par un « noyau » constitué d'un fragment de roche ou d'un débris de fossile, entouré de fines couches concentriques de calcaire.

Oolite : sorte de petit nodule, de forme arrondie, de 0,05 à 2 mm de longueur, formé par un « noyau » constitué d'un fragment de roche ou d'un débris de fossile, entouré de fines couches concentriques de calcaire.

Packstone : terme anglais désignant une accumulation de grains sédimentaires, généralement calcaires, en disposition jointive.

Pelletoïdes : petits grains sédimentaires, de forme subarrondie de quelques dixièmes de millimètres de diamètre, ressemblant à des déjections d'animaux mangeurs de vase (les vers en particulier).

Pélosol : sol peu évolué (libération de fer et désaturation du complexe faibles), à structure verticale sur matériaux très argileux et gonflants.

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 défériorisée que réduite – et ses taches d'oxydation plus ou moins grandes, nettes et nombreuses.

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

Silcrète (ou « croûte siliceuse ») : pellicule de roche siliceuse, généralement finement zonée à sa partie supérieure, recouvrant une couche sédimentaire généralement siliceuse à silico-alumineuse ou recoupant parfois obliquement plusieurs couches sédimentaires. Sous la frange supérieure zonée, gisent généralement des nodules siliceux couverts d'une coiffè (voir ce mot) finement zonée et en dessous des structures en colonnes coiffées. Un silcrète provient de la remobilisation, en surface, de la silice d'une roche, généralement sous climat semi-aride. Sur la carte L'Aigle, le silcrète qui a recouvert probablement une grande partie de la région au Tertiaire a été complètement démantelé par l'altération et l'érosion.

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 (B) est coloré en brun de façon plus ou moins nette par des oxyhydroxydes de fer.

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) en surface, et un horizon enrichi en argile ou horizon *illuvial* (dit aussi argilique, et noté Bt).

Sol podzolisé : classe de sols caractérisée par une altération (la complexolyse) sous l'influence de la matière organique, suivie d'un entraînement en profondeur du fer et (ou) de la matière organique, plus ou moins intenses, qui se traduit par des types morphologiques de différenciation verticale croissante (sol cryptopodzolique, sol ocre podzolique, sol podzolique, podzol,...). L'horizon lessivé du podzol est la « terre à bruyère ».

Sparite : terme de microscopie désignant un calcaire constitué de cristaux de calcite de longueur supérieure à 16 µm (microns = millièmes de millimètres).

Structure septarielle : structure d'un nodule, généralement calcaire, fragmenté par un réseau de fentes radiales et concentriques, souvent comblées par de la calcite macrocristalline. Les nodules à structure septarielle de la carte L'Aigle sont petits et ne présentent pas l'aspect esthétique en coupe des gros nodules de ce type vendus dans le commerce.

Structure vertique : type de structure lié à l'abondance de matériaux argileux gonflants de type smectites et interstratifiés, généralement hérités dans les sols tempérés, s'exprimant en profondeur (horizons BC et C) par des polyèdres grossiers à faces obliques et striées, et en surface (horizons A et B) par un réseau polygonal de fentes de retrait associé à une sous-structure de micropolyèdres, très anguleux, à facettes brillantes.

Sylvofaciès : groupement végétal arborescent qui s'est substitué directement ou par dérives successives et incontrôlées, au groupement naturel ou *climax* (*association climacique*). La hêtraie normande est un sylvofaciès de la chênaie-hêtraie à houx ; une futaie d'épicéas en est un autre.

Tuf : terme local pour désigner les argiles à silex, les craies décalcifiées ou les silts à nodules de gaize (à distinguer des usages habituels de ce terme dénommant un amas de cendres volcaniques ou un dépôt de calcaire en sortie de source, mais à rapprocher de sa signification initiale : bruit sourd du pic du terrassier sur une roche cohérente, mais moins dure que le « roc »).

Wackestone : roche sédimentaire constituée de grains calcaires flottant dans une boue, généralement calcaire et indurée.

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 zone et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Basse-Normandie, CITIS « Le Pentacle », avenue de Tsukuba, 14209 Hérouville-Saint-Clair cedex, qui archive les données du département de l'Orne, soit au BRGM, Maison de la géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

En ce qui concerne la documentation sur les vides souterrains anciens d'origine humaine (carrières, marnières) 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 : M. Baudot.

– 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, accidents 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 construction, répertoire des carrières de taille exploitées en 1889, série 1153. Paris : Baudry et Cie (1890).

BIBLIOGRAPHIE

- ALCAYDÉ G., JUIGNET P., MONCIARDINI C. (1980) - Crétacé supérieur. In C. Mégnién (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 289-325.
- ALMÉRAS Y., BOULLIER A., LAURIN B. (1990) - Les zones des brachiopodes du Jurassique en France. Ann. sci. univ. Besançon, n° 10, p. 3-30.
- AUBERT G. (1993) - Le sapin et les reliques subalpines en Normandie. *Rev. Eaux et Forêts*, LXX, n° 4, p. 280-283.
- AUTRAN A., BRETON J.P., CHANTRAINE J., CHIRON J.C., CABY R., COLBEAUX J.P., GIGOT P., HACCARD D., ROGER P., LAVILLE P., LE POCHAT G., LESCOPIER J.P., MÉGNIEN F., MÉNILLET F., OGIER M. (1980) - Carte tectonique de la France à 1/1 000 000. Orléans : BRGM.
- BELHOSTE J.F., LECHERBONNIER Y., ARNOUX M., ARRIBET D., AWTY B.G., RIOULT M. (1991) - La métallurgie normande, XII-XVIII^e, la révolution du haut fourneau. Cahiers de l'inventaire, p. 15-19.
- BIGOT A. (1926) - Notice sur la géologie et les régions naturelles de l'Orne, accompagnée d'une carte et de trois coupes géologiques. In T. Richard : « L'agriculture du département de l'Orne ». Paris : librairie acad. agric., p. 3-11.
- BIGOT A. (1938) - Observations géologiques sur la feuille de Mortagne *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), 10, p. 41-72.
- BIGOT A. (1942) - La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Caen : impr. Le Tendre, 123 p.
- BIGOT A. (1944) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Bernay (n° 46), 2^e éd. (réimpr. 1972). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BIGOT A., ONFRAY J. (1937) - Faciès sableux de la zone à *Peltoceras athleta* dans l'Orne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), X, p. 75-78 et note complémentaire, p. 20-21.
- BIGOT A., DANGEARD L., ONFRAY J. (1939) - Notice explicative de la feuille de Mortagne. *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), I, p. 83-96.
- BIGOT A., DANGEARD L., ONFRAY J. (1942) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Mortagne-au-Perche (n° 63), 2^e édition. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BIOT J.B. (1807) - Relation d'un voyage fait dans le département de l'Orne, pour constater la réalité d'un météore observé à L'Aigle le 6 floréal an 11. Mémoires de la classe des sciences mathématiques, Institut national de France. Paris : Beaudoin impr., 8, p. 224-266.
- BIZET P. (1883) - Notice à l'appui du profil géologique de Mamers à Mortagne. *Bull. Soc. géol. Normandie*, VII, p. 40-71.

- BIZET P. (1884a) - Note à l'appui du profil géologique de la route du chemin de fer de Mortagne à Mesnil-Mauger et de Mortagne à L'Aigle. *Bull. Soc. géol. Normandie*, IX (1882), p. 37-55.
- BIZET P. (1884b) - Note explicative sur le profil géologique de la route de Verneuil à Alençon (partie comprise entre la limite du département de l'Eure et le bourg du Mêle-sur-Sarthe). *Bull. Soc. géol. Normandie*, X (1883-1884), p. 44-52.
- BIZET P. (1885) - Aperçu général sur les terrains sédimentaires représentés dans l'Est du Pays d'Auge. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), IX, p. 210-241.
- BIZET P. (1888) - Considérations géologiques et paléontologiques sur les terrains des environs de Bellême et de Mamers. *Bull. Soc. linn. Normandie* (4), II (1887-1888), p. 201-204.
- BLANC-VALLERON M.N., THIRY M. (1993) - Minéraux argileux, paléoaaltérations, paléopaysages et séquence climatique : exemple du Paléogène continental de France. Colloque « Sédimentologie et géochimie de la surface » (Paris, avril 1993). Paris : Acad. Sci. - CADAS, p. 199-216.
- BLAVIER E. (1842) - Études géologiques sur le département de l'Orne. Ann. dép. de l'Orne, 94 p., avec une carte géologique. Réimpr. (1850) in *Mém. inst. provinces*, t. I, p. 280.
- BOUROT M., CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY M. (1973) - Reconsideration of the L'Aigle hypersthene chondrite. *Meteoritics*, 8, p. 329.
- 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.
- CAILLEUX A. (1942) - Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Thèse État, Paris, 176 p.
- 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.
- CHARNET F. (1988) - Catalogue des types de stations forestières du Perche (Eure-et-Loir, Loir-et-cher). Centre régional de la propriété forestière d'Île-de-France et du Centre, Orléans, 583 p.
- DANGEARD L. (1937) - Sur quelques caractères des Sables du Perche, aux environs de Soligny-la-Trappe (feuille de Mortagne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), 8 (1936), p. 53-54.
- DANGEARD L. (1951) - La Normandie. In : « Géologie régionale de la France ». Paris : Hermann et Cie, 241 p.

- DASSIBAT C., DORÉ F., KUNTZ G., LE GALL J., RIOULT M., VERRON G. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Alençon (251). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par F. Doré *et al.* (1981).
- DEBÉGLIA N. (1980) - Socle, écorché anté-triasique. *In* C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 102, pl. S1.
- DEWOLF Y. (1982) - Le contact Île-de-France - Basse-Normandie. Étude géodynamique. Mém. et doc. géogr., Paris : CNRS, 253 p.
- DEWOLF Y., KUNTZ G. (1980) - Présomption de rejeux plio-quatérnaires 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 Saint-André-de-l'Eure (180). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1977), 44 p.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) - Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion R.C.P. 706 (Paris, 13 oct. 1986), 1 p.
- DODD R.T., JAROSEWICH E. (1981) - Chemical variations among L. Group chondrites. III : Major element variation in L6 chondrites. *Meteoritics*, 16, p. 93-111.
- DOLLFUS G. (1891) - Recherche sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 14, t. II (1890-1891), p. 116-176.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M., BIGNOT G., HOMMERIL P., LAUTRIDOU J.P., POMEROL C., WYNS R. (1977) - Guide géologique régional : Normandie. Paris : Masson, 206 p.
- DUFAY D. (1957) - Étude stratigraphique et pétrographique du Cénomanién inférieur et moyen du Perche septentrional. *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), 8.
- DUFRENOY P.A., ÉLIE DE BEAUMONT L. (1842) - Carte géologique de la France à 1/500 000. Paris : ministère des travaux publics.
- DUGUÉ O. (1987) - La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien (Jurassique) : contrôle morphotectonique des changements sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 981-985.
- DUGUÉ O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massif ancien. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse doct. univ. Caen, 593 p.

- DUGUÉ O. (1990) - Transits argileux à l'Ouest du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : discrimination des apports externes et armoricains. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, 2, 8, p. 159-165.
- DUGUÉ O. (1991) - Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 81, p. 323-346.
- DUGUÉ O., RIOULT M. (1989a) - Les transitions terrigènes-carbonates au Callovo-Oxfordien sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien : contrôle morphotectonique, interprétation géodynamique. *Mém. assoc. sédimentologistes fr.*, 4, p. 83-87.
- DUGUÉ O., RIOULT M. (1989b) - Contrôle épirogénique et eustatique des séquences sédimentaires callovo-oxfordiennes sur la bordure de massifs paléozoïques à l'Ouest du Bassin anglo-parisien. 2^e congr. fr. sédimentologie (Paris), p. 113-114.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society*, Spec. Publ. n° 51, p. 115-131.
- ELHAÏ H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. Bordeaux : Bière, 624 p.
- EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1859) - Note sur la Callovien des environs d'Argentan et de divers points du Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie* (1), IV, p. 216-252.
- ÉVRARD H. (1987) - Risques liés aux carrières souterraines abandonnées de Normandie. Colloque sur les vides souterrains en Haute-Normandie (CETE Rouen, 23 janvier 1987). *Bull. liaison Ponts-et-Chaussées*, 150-151, p. 96-108.
- FÉRAY G. (1959) - Étude du Jurassique supérieur de la région de l'axe du Merlerault (Orne) et comparaison avec d'autres régions. *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), 10, p. 76.
- FILY G. (1980) - Jurassique moyen. In C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». *Mém. BRGM*, n° 103, p. 102, 108, 109, 120, 150, 173, 176.
- FOURCROY M. (1804) - Mémoire sur les pierres tombées de l'atmosphère, et spécialement celles tombées auprès de L'Aigle, le 6 floréal, an XI. *Ann. Mus. hist. nat.*, 3, p. 101-112.
- GUILLIER A. (1882) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Mortagne-au-Perche (n° 63), 1^{re} édition. Paris : Service de la Carte géologique de la France.

- GUILLIER A. (1886) - Géologie du département de la Sarthe. Le Mans : Monnoyer, 430 p.
- 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, 312, sér. II, p. 1587-1593.
- GUYERDET A. (1880) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Bernay (n° 46), 1^{re} édition. Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- HAVLICEK P., LEBRET P., LECOINTE A., MÉNILLET F., RIOULT M., CLET M. (1991) - Travertins actifs et fossiles dans le Sud du pays d'Auge (Basse-Normandie). *Géologie de la France*, n° 1, p. 23-42.
- JOUIS E., LECACHEUX M.T. (1956) - Les limons du pays d'Ouche. *Sciences du sol*, V, 12, p. 73-79.
- JUIGNET P. (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse État, Caen, 2 vol., 806 p., 174 fig., 28 pl.
- JUIGNET P., BRETON G. (1992) - Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 3/4, 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. Colloque « Transgressions et régressions au Crétacé » (Dijon, sept. 1985). *Mém. géol. univ. Dijon*, 10, p. 31-45.
- KUNTZ G., DEWOLF Y., MONCIARDINI C., VERRON G. (1982) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Breteuil-sur-Iton (179). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1982), 39 p.
- KUNTZ G., MONCIARDINI C., FAVROT J.C., BOUZIGUES R. (1985) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rugles (178). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1986), 42 p.
- KUNTZ G., RIOULT M., DASSIBAT C., LA QUÉRIÈRE P. (DE), MONCIARDINI C., PANEL R., VERRON G. (1986) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rugles (178). Orléans : BRGM, 42 p. Carte géologique par G. Kuntz *et al.* (1985).
- KUNTZ G., MÉNILLET F., GÉRARD J., PELLERIN J., RIOULT M., CALLIER L., DORÉ F., LE GALL J., VERRON G. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1989), 99 p.

- LAIGNEL B. (1993) - Les matériaux résiduels à silex de la marge occidentale du bassin de Paris. Caractérisation, bilan des transformations minérales au cours de leur genèse et utilisation potentielle comme granulats. Mém. D.E.A., Orléans, 51 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse doct. univ. Caen (géographie), 2 t., 908 p. (publication Centre géomorphologie du CNRS, Caen).
- 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. Le Bret *et al.* (1996), 82 p.
- LECORNU L. (1889) - L'axe du Merlerault. *Bull. Soc. linn. Normandie* (4), II, p. 291-303, 1 carte h.-t.
- LEMÉE G. (1938) - L'histoire forestière post-glaciaire en Basse-Normandie d'après l'analyse pollinique des tourbières. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 20, p. 1235-1236.
- LEMÉE G. (1939a) - Recherches sur l'histoire forestière post-glaciaire de la Basse-Normandie et du Perche. *Bull. soc. linn. Normandie*, 9^e sér. t. I, p. 97-145.
- LEMÉE G. (1939b) - Recherche écologique sur la végétation du Perche. Thèse, Paris, 388 p. et *Rev. gén. botanique* (1937), 39.
- LE PUILLOIN DE BOBLAYE (1837) - Sur l'élévation des couches de l'Oolithe moyenne depuis la mer jusqu'à la ligne de buttes de Champ-Haut. *Bull. Soc. géol. Fr.* (I), VIII, p. 329.
- LETACQ A.L. (1901) - Recherches pour servir à l'histoire des études géologiques dans le département de l'Orne jusqu'en 1870, extraites en partie d'un manuscrit de M. de La Sicotière. *Bull. Soc. linn. Normandie* (5), IV (1900-1901), p. 163-198.
- MARY G. (1964) - Le périglaciaire des environs du Mans (Sarthe, France). *Biuletyn periglacialny*, Łódź, 13, p. 53-96.
- MÉGNIEU C. (éd.) (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. Mém. BRGM, n° 101, 102, 103.
- 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 et coll. (1994), 91 p.
- MÉNILLET F., HAVLICEK P., FROBERT L., DUGUEY E., GIGOT C., LEBRET P., PIERRET A. (1994b) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Dreux (216). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet et coll. (1994), 67 p.

- MÉNILLET F., GÉRARD G., KUNTZ G., LETURCQ T., PELLERIN J., QUESNEL F. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Sées (213). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet, G. Gérard et coll. (1997), 103 p.
- MOGUEDET G., POINT I., POIRIER G., VAUTHIER S., WERKMEISTER M. (1998). Carte géol. France (1/50 000), feuille Mortagne-au-Perche (252). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Moguedet et coll. (1998), 86 p.
- 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.
- PAIENDA O. (1987a) - Microfaciès et milieux de sédimentation à l'Oxfordien moyen sur la plate-forme carbonatée armoricaine, autour de l'éperon du Perche, Orne et Sarthe (bordure occidentale du bassin de Paris). 1^{er} congrès fr. sédimentologie (Paris), p. 271-272.
- PAIENDA O. (1987b) - Les dépôts carbonatés oxfordiens de la bordure occidentale du bassin de Paris : lithostratigraphie, microfaciès, paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Rouen, 226 p., 10 pl., 1 carte h.-t.
- PAREYN C., DORÉ F., JUIGNET P., POMEROL C., RIOULT M. (1967) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Mortagne-au-Perche (n° 63), 3^e édition. Orléans : BRGM.
- PINÇON M. (1881) - Étude géologique des collines du Lieuvin sur les communes d'Échauffour, Champ-Haut, Orgères et Cisai-St-Aubin. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), V (1880-1881), p. 277-293.
- POMEROL B. (1984) - Géochimie des craies du bassin de Paris. Utilisation des éléments traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie et en paléocéanographie. Thèse État, Paris VI, 531 p. + annexes.
- QUESNEL F. (1993) - Les formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin parisien. Nouvelles méthodes d'investigation et de synthèse. Mém. D.E.A., Dijon, 33 p.
- QUESNEL F., LAIGNEL B., LEBRET P., MEYER R. (1995) - Residual clay-with-flints in western Paris Basin. A new regional scale synthetic approach. *Publ. Assoc. sédimentologiste fr.*, 22, p. 123.
- RICHARD G. (1969) - Les forges normandes en 1811. *Rev. hist. mines et métall.*, t. 1, n° 2, p. 151-232.
- RIOULT M. (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. Thèse État, Caen, 565 p. (n° CNRS : AO 1798).

- RIOULT M. (1980a) - Lias, 3.6. Maine et Normandie. *In* C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 102-106.
- RIOULT M. (1980b) - Jurassique moyen et Jurassique supérieur. *In* C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 103, p. 118-119, 184-185, 211-212, 227-228, 230-231.
- RIOULT M. (1980c) - Jurassique supérieur, 2.6. Maine, Perche, Normandie. *In* C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, n° 101, p. 214-253.
- RIOULT M. (1980d) - Lias, 3.6. Maine et Normandie. *In* C. Mégnien (éd.) : « Synthèse géologique du Bassin de Paris » Mém. BRGM, n° 101, p. 102-106.
- RIOULT M., FILY G. (1975) - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. 9^e congrès intern. sédimentologie (Nice), thème 5, p. 353-360.
- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL R. (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 1, p. 101-194, 39 fig., 18 tabl.
- RIOULT M., DUGUÉ O., FILY G., JUIGNET P. (1992) - Regards nouveaux sur le Jurassique normand. *Bull. inf. géol. bassin Paris*, vol. 29, n° 3, p. 7-44.
- ROBASZYNSKI F., CARON M. (1995) - Foraminifères planctoniques du Crétacé. Commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 166, n° 6, p. 681-692.
- SUZZONI J.M. (1988) - Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 6, p. 995-1002.
- THIRY M. (1973) - Les sédiments de l'Éocène du bassin de Paris et leurs relations avec la paléooltération de la craie. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 79 p.
- 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*, sect. 1, 1, p. 19-46.
- THIRY M. (1981) - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles du Sparnacien du bassin de Paris. *Sci. géol.*, Strasbourg, mém. n° 64, 173 p., 10 pl. h.-t.
- THIRY M. (1993) - Silicifications continentales. Colloque « Sédimentologie et géochimie de la surface » (Paris, avril 1993). Paris : Acad. Sci. - CADAS, p. 177-198.

- THIRY M., TRAUTH N. (1976) - Les sédiments paléocènes et éocènes inférieurs du bassin de Paris. Rôle des argiles dans les éléments traces. *Sciences géol.*, Strasbourg, 29.
- THIRY M., BERTRAND AYRAULT M., GRISONI J.C., MÉNILLET F., SCHMITT J.M. (1988) - Les Grès de Fontainebleau : silicification 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.
- VAN SCHMUS W.R., WOOD J.A. (1967) - A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimistry Cosmochimistry Acta*, 31, p. 747-765.
- VOGT J., WEBER C. (1980) - Carte sismotectonique de la France à 1/100 000 et notice explicative. Orléans : BRGM.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.-t.
- WETHERILL G.W., CHAPMAN C.R. (1988) - Asteroids and meteorites. In J.F. Kerridges, M.S. Matthews (eds) : « Meteorites and the early Solar system ». Univ. Arizona Press, p. 35-67.

AUTEURS

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de cette notice se répartit comme suit.

Introduction : F. MÉNILLET.

Description des terrains : F. MÉNILLET (terrains masqués, Jurassique, Crétacé), F. MÉNILLET, P. LEBRET (formations superficielles).

Tectonique : F. MÉNILLET.

Synthèse géodynamique régionale : F. MÉNILLET, M. RIOULT.

Géologie de l'environnement : F. CHARNET (occupation du sol), P. BÉGUIN, P. LEBRET, F. MÉNILLET (géotechnique), B. LEMOINE (ressources en eau), F. MÉNILLET (substances utiles, gîtes minéraux).

Préhistoire et archéologie : B. HÉRARD.

Météorite de L'Aigle : C. PERRON.

Coordination : F. MÉNILLET.

Les études micropaléontologiques et palynologiques sont dues respectivement à C. BOURDILLON et D. FAUCONNIER.

Présentation au CCGF : 6 mai 1996.

Acceptation de la carte et de la notice : 6 décembre 1996.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

ANNEXES

LA MÉTÉORITE DE L'AIGLE

Nous sommes le 18 juillet 1803, à l'Académie des Sciences. L'homme qui parle à la tribune est un de ses plus jeunes membres, le physicien Jean-Baptiste Biot. Il fait à ses collègues le compte rendu d'un voyage qu'il a effectué, il y a peu, en Normandie à la demande du ministre de l'intérieur. Ce dernier, Jean Chaptal, lui-même chimiste de renom, l'avait chargé de vérifier la réalité d'un phénomène extraordinaire qui aurait été observé près de la ville de L'Aigle, dans l'Orne. Dès le début de mai, en effet, s'était répandue dans Paris la rumeur que, le 26 avril précédent, dans un fracas épouvantable, des pierres étaient tombées près de cette ville. Des fragments de celles-ci allaient d'ailleurs rapidement être vendus dans les rues de la capitale. En ce tout début du XIX^e siècle, les pierres météoriques, ou pierres de foudre, ou encore pierres de tonnerre, comme on dit alors, sont le sujet de vives controverses. Malgré des témoignages détaillés sur leurs chutes, de nombreux « savants » se refusent encore à croire que des pierres puissent tomber du ciel. D'où l'importance de la mission de J.B. Biot, dont il fait à l'Académie un rapport précis et rigoureux (Biot, 1807 ; Fourcroy, 1804).

Enquête sur les lieux d'une chute

C'est presque une enquête policière que Biot a menée. Physicien, il se renseigne d'abord auprès de spécialistes sur la géologie et la minéralogie de la région. Puis il se met en route pour L'Aigle le 26 juin, en prenant la précaution de se munir, en plus d'une carte et d'une boussole, d'échantillons de pierres météoriques, de celles que des habitants de Barbotan, dans le Gers, affirment avoir vu tomber quelque treize ans plus tôt. Son intention est de les montrer aux témoins du météore de L'Aigle, pour juger de leurs réactions, et aussi, bien sûr, de les comparer lui-même aux pierres qu'on ne manquera pas de lui faire examiner. Pensant que si l'explosion du météore a été aussi violente qu'on le raconte, on doit l'avoir vue ou entendue de très loin, il décide de ne pas se rendre directement à L'Aigle, mais de collecter d'abord des renseignements dans des lieux éloignés, et de se « laisser conduire par les témoignages jusqu'à l'endroit même où l'on dit que le météore a éclaté ».

Et il interroge, en effet, de nombreux témoins. Tous s'accordent sur le jour, l'heure et la durée – plusieurs minutes – du phénomène. Tous utilisent les mêmes termes pour décrire ce qu'ils ont entendu : bruit d'une voiture roulant sur le pavé, roulement de tonnerre, bruit d'un feu violent dans une cheminée, décharge de mousqueterie. L'explosion a été ressentie d'autant plus violemment que l'on était plus près de la ville de L'Aigle, mais elle a été perçue au moins jusqu'à 80 km de là, et un jeune garçon affirme même

l'avoir entendue près d'Avranches, c'est-à-dire à une distance de 140 km. Peu auparavant, de divers endroits, on a vu dans les airs, un globe de feu, tombant à grande vitesse en direction du Nord. Grâce aux récits de dizaines de villageois, Biot arrive à très bien délimiter la zone où les pierres sont tombées. Elle se situe à quelques kilomètres au Nord de L'Aigle – aucune pierre n'est tombée sur la ville même –, elle fait environ 10 km de long sur 4 km de large, et est orientée du Sud-Est au Nord-Ouest. Il y a là, dit Biot, « autant de témoins que d'habitants. [...] Dans le nombre se trouvent des hommes faits, des femmes, des enfants, des vieillards ; ce sont des paysans simples et grossiers, [...] des laboureurs pleins de sens et de raison ; des ecclésiastiques respectables ; des jeunes gens qui, ayant été militaires, sont à l'abri des illusions de la peur. » Tous ces personnages si différents, lui décrivent de manière identique le nuage d'où partaient les explosions et d'où sont venues les pierres. On lui montre ces pierres. On lui montre les trous qu'elles ont creusés dans le sol, les branches d'arbres cassées, les toits endommagés. On lui décrit la frayeur que leur chute a provoquée parmi les habitants et le bétail. Biot constate que toutes ces pierres ont le même aspect, et sont semblables aux pierres météoriques qu'il a apportées. D'ailleurs, lorsqu'il montre celles-ci à des gens qui, pour la quasi-totalité, n'ont aucune connaissance en minéralogie, tous les reconnaissent comme semblables à celles tombées du ciel. En revanche, on lui affirme qu'elles ne ressemblent à rien de ce que l'on avait l'habitude de voir dans la région avant le 26 avril. Biot confirme ceci par ses propres observations sur le terrain, et par la visite, à Alençon, de collections rassemblant des échantillons de tous les types de minéraux trouvés communément dans la région, qui n'en comportent aucun rappelant de près ou de loin les pierres météoriques.

Biot note que les pierres de plus grande taille sont tombées à l'extrémité sud-est de la zone de chute. La plus grosse a une masse de 8,5 kg. Elle a atterri dans un pré, creusant un trou de 50 cm de profondeur, et projetant la terre à plus de 5 m. Les pierres les plus petites, d'une dizaine de grammes, sont tombées à l'extrémité opposée. Là, les habitants du lieu comparent le phénomène à une chute de grêle. Biot estime le nombre total de pierres à 2 ou 3 000. Il insiste sur le fait que, en dehors de cette zone bien déterminée, personne ne lui a dit avoir vu tomber de pierres, ce qui montre la bonne foi des témoins qu'il a interrogés. Biot conclut de ses investigations qu'il y a bien eu un météore au-dessus de L'Aigle le 26 avril 1903, et, rassemblant tous les témoignages qu'il a recueillis, il en fait la description suivante.

« Le mardi 6 floréal an 11, vers une heure après midi, le temps étant serein, on aperçut de Caen, de Pont-Audemer, et des environs d'Alençon, de Falaise et de Verneuil, un globe enflammé, d'un éclat très brillant, et qui se mouvait dans l'atmosphère avec beaucoup de rapidité.

Quelques instants après on entendit à L'Aigle et autour de cette ville, dans un arrondissement de plus de trente lieues de rayon, une explosion violente qui dura cinq ou six minutes.

Ce fut d'abord trois ou quatre coups semblables à des coups de canon, suivis d'une espèce de décharge qui ressemblait à une fusillade ; après quoi on entendit comme un épouvantable roulement de tambours. L'air était tranquille et le ciel serein, à l'exception de quelques nuages comme on en voit fréquemment.

Ce bruit partait d'un petit nuage qui avait la forme d'un rectangle, et dont le plus grand côté était dirigé est-ouest. Il parut immobile pendant tout le temps que dura le phénomène ; seulement les vapeurs qui le composaient s'écartaient momentanément de différents côtés, par l'effet des explosions successives [...]

Dans tout le canton sur lequel ce nuage planait on entendit des sifflements semblables à ceux d'une pierre lancée par une fronde, et l'on vit en même temps tomber une multitude de masses solides exactement semblables à celles que l'on a désignées sous le nom de pierres météoriques.

L'arrondissement dans lequel ces masses ont été lancées [...] est une étendue elliptique d'environ deux lieues et demie de long sur à peu près une de large. »

Biot achève son exposé par ces mots : « Je me suis borné, dans cette relation, à un simple exposé des faits ; j'ai tâché de les voir comme tout autre les aurait vus, et j'ai mis tous mes soins à les présenter avec exactitude. Je laisse à la sagacité des physiciens les nombreuses conséquences que l'on en peut déduire, et je m'estimerai heureux s'ils trouvent que j'ai réussi à mettre hors de doute un des plus étonnants phénomènes que les hommes aient jamais observés. »

Et en effet, après cette séance mémorable de l'Académie des Sciences, le doute ne sera plus permis. On considère donc universellement que cette année 1803 et la chute de L'Aigle marquent la reconnaissance officielle des météorites et le début de leur exploitation sur le plan scientifique. Il aura fallu ce spectaculaire événement, et l'enquête minutieuse de Biot pour convaincre les derniers sceptiques que des pierres, parfois, tombent du ciel. Si le phénomène était connu depuis l'Antiquité, les savants du XVIII^e siècle, rejetant les explications quelque peu fantaisistes qui en étaient données alors, mais incapables de l'expliquer eux-mêmes, l'avaient en effet simplement nié.

Les restes des matériaux de construction des planètes

Personne ne met plus en doute, maintenant, l'existence des météorites, et leur étude, au moyen des instruments d'analyse les plus sophistiqués, est à la source de beaucoup de nos connaissances sur la formation et l'évolution

du système solaire. La météorite de L'Aigle est, d'après la classification actuelle (Van Schmus et Wood, 1967), une chondrite ordinaire L6. Les chondrites, dont l'aspect n'a, à première vue, rien de particulièrement extraordinaire ou attirant, ont pourtant des caractéristiques uniques que l'on ne connaît pas pour les roches terrestres (ni même pour les roches lunaires). Elles doivent leur nom à de petites sphères, de 0,1 à quelques millimètres de diamètre, les chondres, qui constituent l'essentiel de la matière de certaines chondrites. Les chondres sont formés de minéraux, en particulier olivine et pyroxène, pour la plupart communs dans les roches terrestres, mais que l'on ne retrouve jamais dans celles-ci sous la forme de ces petites billes. Ces chondres sont les restes de gouttelettes fondues individuellement, puis solidifiées très rapidement dans l'espace, avant la formation des planètes, dans ce nuage de gaz et de poussières que l'on appelle la nébuleuse solaire.

Autrement dit, les chondrites contiennent encore les « briques » élémentaires qui ont servi à la construction des planètes. Il est probable que la matière terrestre avait au départ une texture comparable à celle des chondrites et contenait, en particulier, une forte proportion de chondres. Cette texture a été complètement effacée dans les roches terrestres parce que celles-ci ont toutes, à un moment ou à un autre, été fondues. Elle subsiste, au moins partiellement, dans les chondrites parce que celles-ci sont des fragments de petits astéroïdes, des planètes de très petites tailles, où la température n'a jamais été suffisante pour fondre les roches (Wetherill et Chapman, 1988).

On distingue différentes classes de chondrites, sur la base de leur composition chimique et minéralogique. Les plus abondantes sont appelées « ordinaires », elles-mêmes divisées en trois groupes, H, L et LL suivant leur teneur en fer, qui correspondent à au moins autant d'astéroïdes parents. L'Aigle est donc une chondrite L, mais que signifie le « 6 » ? Il représente son « type pétrologique ». Si, comme nous venons de le dire, la température des astéroïdes parents des chondrites n'est jamais montée assez haut pour fondre les roches, elle a pu, au début du système solaire, être assez élevée et pendant assez longtemps (des millions d'années) pour induire des modifications modérées de structure et de chimie, ce que l'on appelle le métamorphisme. L'échelle adoptée pour quantifier ces transformations « le type pétrologique » va de 1 à 7. Les chondrites de type pétrologique faible, les plus « primitives », contiennent des témoignages peu altérés sur les phénomènes qui ont eu lieu dans la nébuleuse solaire, avant la formation des astéroïdes et des planètes. Les chondrites les plus métamorphosées, les plus modifiées dans leurs astéroïdes parents – c'est le cas de L'Aigle – vont au contraire plutôt nous informer sur la géologie ancienne des astéroïdes chondritiques. Les modifications induites au cours du métamorphisme sont, entre autres, une uniformisation de la composition chimique et un effacement pro-

gressif de la structure en chondres. L'Aigle suit globalement cette règle : chondrite de type 6, ses minéraux ont une composition constante – on dit qu'il s'agit d'une chondrite équilibrée – et on n'y distingue en général que des « fantômes » de chondres. Cependant, le matériau n'est pas entièrement homogène, certains fragments s'apparentent au type 5, et les chondres y sont parfois très nettement visibles et abondants (Bourot et Christophe-Michel-Lévy, 1973). Les compositions des deux principaux minéraux, l'olivine et le pyroxène, sont données dans le tableau suivant, ainsi que la composition globale de la chondrite (Dodds et Jarosewich, 1981). C'est une composition typique de chondrite L, avec toutefois un peu plus de fer que la moyenne.

Masse %	Olivine	Pyroxène	Chondrite
Fe			8,15
Ni			1,29
Co			0,07
FeS			6,58
SiO ₂	38,58	56,13	39,20
TiO ₂		0,16	0,12
Al ₂ O ₃		0,12	2,19
Cr ₂ O ₃		0,12	0,48
FeO	21,99	13,92	13,46
MnO	0,48	0,42	0,30
MgO	38,86	29,33	24,31
CaO	≤ 0,04	0,75	1,82
Na ₂ O		≤ 0,02	0,96
K ₂ O			0,12
P ₂ O ₅			0,28
H ₂ O			0,56
C			0,12

Composition chimique de l'olivine et du pyroxène dans la chondrite de L'Aigle et composition chimique globale de cette même chondrite (en masse %) (d'après Dodds et Jarosewich, 1981)

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

MAIGLE	SIES	RUGLES
SRc		C (pars)
LPy		LP
Rc2		RS
Rc1	RS	
c2		C3
c1	C1-2	C1-2
n6	n7-c1	n7-c1
n5		
jA	j	
jG	j	
jR	jR	
jP	ja	
jC	jc	
jT	jb	
j	ja-b	
j	jc	