

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

par

**J.P. DEROIN, G. LEROUGE, G. BARBIER, Y. VERNHET,
J.P. COUTARD, J.C. OZOUF, C. LANGEVIN**

1999

**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 : DEROIN J.P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.P., OZOUF J.C., LANGEVIN C. (1999) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mézidon (146). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Deroïn et al. (1999), 150 p.

pour la notice : DEROIN J.P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.P., OZOUF J.C., LANGEVIN C. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mézidon (146). Orléans : BRGM, 150 p. Carte géologique par J.P. Deroïn et al. (1999).

© BRGM, 2000. 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 : 2-7159-1146-7

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	7-8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	12
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	19
Briovérien	19
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	22
Cambrien	23
Ordovicien	34
Silurien	43
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	44
Trias	45
Jurassique inférieur (Lias supérieur)	48
Jurassique moyen	51
Jurassique moyen (Callovien) et Jurassique supérieur (Oxfordien)	70
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	76
Formations périglaciaires de versants	76
Formations alluviales	77
Formations éoliennes	79
Colluvions	80
Altérites et dépôts résiduels du Crétacé au Cénozoïque	81
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	83
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	91
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	99
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	102
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	104
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	104
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	107

<i>RISQUES NATURELS</i>	109
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	110
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	116
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	118
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	120
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	120
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	122
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	123
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	124
AUTEURS	137
ANNEXE 1	
<i>SONDAGES RÉINTERPRÉTÉS DE LA BANQUE DU SOUS-SOL SUR LA FEUILLE À 1/50 000 MÉZIDON</i>	139

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 - Flanc sud du synclinal d'Urville	24
Fig. 2 - Flanc nord du synclinal d'Urville	25
Fig. 3 - Succession lithostratigraphique du Jurassique de la feuille Mézidon	(hors-texte)
Fig. 4 - Coupe géologique du sondage 146-6X-0102	46
Fig. 5 - Coupe et stratigraphie séquentielle de la carrière des Aucrais, Grainville-Langannerie	54
Fig. 6 - Stratigraphie séquentielle (Argiles de Lion-sur-Mer ; Callovien inférieur)	66-67
Fig. 7 - Coupe synthétique des Marnes d'Argences et des Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i> dans la carrière du Fresne d'Argences	68-69
Fig. 8 - Dynamique de la sédimentation du Jurassique moyen sur la bordure occidentale du bassin de Paris	86
Fig. 9 - Schéma structural de l'orogène cadomien du Massif armoricain	90
Fig. 10- Synthèse des données de sondages sur la partie centrale du Synclinal d'Urville indiquant l'épaisseur totale de la couverture	96
Fig. 11 - Évolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain	98

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Équivalence entre les noms de formations utilisés sur la feuille Mézidon, les cartes à 1/50 000 voisines et les cartes à 1/80 000 correspondantes	16
Tabl. 2 - Les formations sédimentaires cambriennes dans les synclinaux du Sud de Caen	84
Tabl. 3 - Principales failles détectées en photographies aériennes (vols de 1989 et 1991) sur la feuille Mézidon, d'après des documents originaux de P. Gigot	95
Tabl. 4 - Principales secousses telluriques recensées aux alentours de la région de Mézidon depuis 1 000 ans	110

RÉSUMÉ

La coupure à 1/50 000 Mézidon est intégralement située dans le département du Calvados (région de Basse-Normandie). Elle couvre principalement un secteur de la Campagne de Caen et, à son extrémité orientale, l'avant-pays d'Auge. L'ensemble est composé de terrains du Jurassique transgressifs sur la bordure orientale du Massif armoricain dont les terrains et leur substratum briovérien affleurent dans la vallée de la Laize et du Laizon (synclinaux paléozoïques de May et d'Urville). La plaine est essentiellement constituée de terrains d'âge bathonien, tandis que les avant-buttes du pays d'Auge sont formées de marnes d'âge callovo-oxfordien.

Le socle du synclinal d'Urville affleure bien dans les vallées de la Laize et du Laizon. Néanmoins, la fermeture de tous les travaux miniers concernant le fer conduit à une connaissance de terrain en retrait des données géologiques acquises en galeries dès la fin du XIX^e siècle. De manière générale, les dépôts protérozoïques, paléozoïques ou mésozoïques de la feuille Mézidon ont pu être réinterprétés en terme de stratigraphie séquentielle.

Les dépôts bathoniens, qui couvrent l'essentiel du secteur, se répartissent en séquences de dépôts traduisant les avancées et les reculs successifs de la mer du Jurassique. Les principales formations rencontrées sont, dans l'ordre stratigraphique : le Calcaire de Caen, le Calcaire de Rouvres, le Calcaire de Bon-Mesnil, le Calcaire de Ranville et le Calcaire de Langrune. Ces sédiments caractérisent une ancienne plate-forme carbonatée constituée principalement de calcaires plus ou moins riches en débris organiques ; ils se sont formés dans un environnement récifal. Certains niveaux-repères de faible épaisseur mais d'extension régionale – les caillasses – renferment une faune abondante. La Surface de Lion-sur-Mer, d'extension régionale, qui scelle le Bathonien, marque un changement radical de régime sédimentaire avec le début de l'enneigement de la plate-forme carbonatée. Les venues marines ultérieures laissent peu de traces sur le territoire de la feuille, à l'exception du Crétacé inférieur identifié dans les poches d'altération karstiques de la carrière des Aucrais.

Les terrains de la Campagne de Caen sont très fréquemment couverts de lœss (ou limons éoliens), mais de façon moins importante que dans le Bessin. Les vallées sèches et les glacis au pied des buttes callovo-oxfordiennes ont été le siège d'un intense colluvionnement. Les anciens cours de la Dives, du Laizon, de la Muance et de la Laize ont laissé par endroits les témoins de terrasses parfois anciennes (élevées). L'angle sud-ouest de la feuille (Cinglais) est principalement recouvert des produits de la décalcification de la série mésozoïque (argiles à silex *sensu lato*).

L'activité minérale actuelle concerne, pour l'essentiel, l'extraction de pierres calcaires (Billy, Bellengreville, les Aucrais, Bretteville-sur-Laize) et de granulats (Biéville-Quétiéville).

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Mézidon map area falls within the Calvados Department in the Basse-Normandie Region. It includes a sector of the "Campagne de Caen" and, at its eastern end, the foreland of the Pays d'Auge. Overall, the area comprises Jurassic formations transgressive onto the eastern edge of the Armorican Massif, whose formations crop out along with the underlying Brioverian in the Laize and Laizon valleys (the May and Urville Paleozoic synclines). The plain mainly comprises formations of Bathonian age, while the outliers of the Pays d'Auge are formed of Callovo-Oxfordian marl.

Although the basement of the Urville syncline crops out in the Laize and Laizon valleys, the closure of all iron mining works has meant that less field data exist than when geological data were acquired in the mine galleries from the end of the 19th Century. It has generally been possible to reinterpret the Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic deposits of the Mézidon map area in terms of sequence stratigraphy.

The Bathonian deposits, which underlie most of the map area, are divided into sequences of deposits that record the successive transgressions and regressions of the Jurassic sea. In stratigraphic order, the main formations encountered are: Caen Limestone, Rouvres Limestone, Bon-Mesnil Limestone, Ranville Limestone and Langrune Limestone. These sediments are characteristic of a former carbonate platform and mainly comprise limestone with a varying content of organic debris; they were deposited in a reef environment. Certain marker levels, thin but extending over the whole region (e.g. the stony les "caillasses" beds), contain abundant fauna. The Lion-sur-Mer Surface, which extends over the region and caps the Bathonian, marks a radical change in the sedimentary regime with the onset of flooding of the carbonate platform. Subsequent marine incursions left little trace throughout the map area, except for the Early Cretaceous deposits identified in pockets of karstic weathering in the Les Aucrais quarry.

The rocks in the "Campagne de Caen" area are commonly masked by loess (aeolian loam), but to a lesser degree than in the "Le Bessin" area. Thick colluvial deposits accumulated in the dry valleys and on the forward slopes at the foot of the Callovo-Oxfordian high ground. The old courses of the Dives, Laizon, Muance and Laize rivers have left evidence of river terraces in places, some of which are ancient (raised). The southwest corner

of the map area (Cinglais) is mainly covered by the products of decalcification of the Mesozoic succession (clay with cherts).

Current mining activity is mostly restricted to the extraction of limestone (at Billy, Bellengreville, Les Aucrais, Bretteville-sur-Laize) and aggregates (at Biéville-Quétieville).

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Mézidon est située au Sud-Est de l'agglomération caennaise, à l'extrémité occidentale du bassin de Paris, en Normandie. Elle couvre pour l'essentiel les plaines de la Campagne de Caen, qui se relie au Sud à la Campagne de Falaise. À l'Est, le front occidental des avant-buttes du pays-d'Auge domine la région d'Argences, de Mézidon-Canon et de Saint-Pierre-sur-Dives ; il « culmine » à 77 m près du village de Moul et s'élève, en moyenne, d'une cinquantaine de mètres au-dessus de la surface bathonienne caractérisant la Campagne de Caen.

Du Nord-Est au Sud-Ouest, la feuille Mézidon est parcourue par de nombreux cours d'eau tributaires de la Manche : la Vie, la Dives (fleuve côtier) et ses affluents de rive droite – le Douit du Houle, l'Oudon et la Morte-Vie – ; le Laizon et ses affluents – le Douet Lambert et le Foulbec ; la Muance, dont la source est située sur le territoire de la commune de Saint-Sylvain, et ses affluents, – la Morte Eau, le Cours Sémillon et le Ruisseau des Petits Marais – ; la Laize et ses affluents de rive gauche – les ruisseaux de Bactot, de Corneville, du Val Clair et le Tourtous qui font partie du bassin hydrographique de l'Orne.

Le point culminant de la feuille est à la cote 207 m, au Haut du Val, sur la commune de Bons-Tassilly (Sud de la coupure). Le point le plus bas, à la cote +4 m, est localisé entre la Dives et la Vie, dans l'angle nord-est de la feuille.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Les terrains présents sur la carte géologique à 1/50 000 Mézidon représentent une longue période de temps qui débute au Briovérien (Protérozoïque supérieur) et se poursuit dans l'Actuel. De ces quelques 600 Ma d'histoire géologique, seuls certains épisodes majeurs restent marqués dans le sous-sol de la feuille :

- le **Briovérien** (vers 600 Ma ?), très largement représenté sur la feuille voisine de Villers-Bocage, n'est présent ici que par quelques affleurements de peu d'extension et généralement occultés par les formations postérieures ;
- le **Paléozoïque** du Synclinal d'Urville, et en un point du Synclinal de May, représenté par des terrains sédimentaires du Cambrien inférieur au Ludlow (540 à 415 Ma), visibles dans les coupes de la Laize et du Laizon ;
- le **Trias supérieur** (vers 210 Ma), relique de l'érosion du segment armoricain de la chaîne hercynienne par un dense réseau fluvial ;

- le **Lias** (du Pliensbachien au Toarcien, 190 à 175 Ma), début de l'invasion marine et de l'enneigement des paléoreliefs ;
- le **Jurassique moyen-supérieur** (de l'Aalénien à l'Oxfordien, 175 à 146 Ma), principalement caractérisé par l'extension d'une vaste plateforme carbonatée au Bathonien, dont les sédiments constituent l'essentiel de la carte (environ 85 % du sous-sol immédiat), mais représentent moins de 1 % de l'histoire géologique (environ 5 Ma) ;
- le **Quaternaire**, principalement avec les lèss du Weichsélien (vers 60 000-13 000 ans ?) et les terrasses fluviales de la Dives, dont les dépôts recouvrent une partie importante des terrains du substratum paléozoïque et mésozoïque.

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Les premières subdivisions dans la couverture sédimentaire de la Normandie occidentale ont été établies par les pionniers de la géologie normande. À ce titre, il convient de citer G. Duhérissier de Gerville (1814, 1817), A. de Caumont (1828), M. Hérault (1832), J.A. Eudes-Deslongchamps (1838a, 1838b) et A. d'Orbigny (1849), en limitant les citations aux seuls auteurs de la première moitié du XIX^e siècle. C'est à A. de Caumont (1828) que l'on doit la première carte géologique du Calvados, document qui inspira très largement le segment normand de la carte géologique de la France et son mémoire explicatif, œuvre monumentale de A. Dufrenoy et J. Élie de Beaumont (1841 et 1848) ; ce dernier (1798-1874) est né et mort à Canon (aujourd'hui Mézidon-Canon).

La lignée des Eudes-Deslongchamps – J.A. Eudes-Deslongchamps, son fils E. Eudes-Deslongchamps, puis A. Bigot (1913b, 1942), gendre du précédent – inspire la géologie régionale jusqu'au milieu du XX^e siècle. D'autres auteurs tels E. Hébert (1857) et R. Douvillé (1910), puis L. Dangeard (1951) contribuent à l'avancée des connaissances. Durant cette période, la cartographie à 1/80 000 se développe. Les premières éditions des coupures de Falaise et de Caen – qui concernent la feuille à 1/50 000 Mézidon – sont publiées en 1889 et 1892. Elles constituent, jusqu'à l'édition de la présente carte à 1/50 000, une référence peu modifiée dans les éditions ultérieures.

Si les contours géologiques sont peu retouchés, les connaissances de base n'en évoluent pas moins. C'est ainsi que C. Pareyn (1962) et C. Pareyn et M. Rioult (1962) refondent les notices explicatives des deux cartes Caen et Falaise à 1/80 000, dans leur quatrième et dernière édition. Sous l'impul-

sion de M. Rioult, spécialiste du Lias (1968), les terrains bathoniens et calloviens sont revisités respectivement par F. Fily (1974, 1978, 1989 ; Rioult et Fily, 1975) et O. Dugué (1989). La connaissance des terrains du Carbonifère, du Permien et du Trias normands est améliorée par C. Pareyn (1954) et J. Aubry (1982). Les modalités de la transgression crétacée sont établies par P. Juignet (1974).

Dans le même temps, la nature et la structure des terrains du socle armoricain sont mieux comprises grâce aux travaux de F. Doré (1969), J. Le Gall (1993), L. Dupret (1988) et Y. Vernhet (Vernhet *et al.*, 1996 ; Vernhet et Chèvremont, 1998). Le lever des feuilles à 1/50 000 dans la région mancelienne, depuis une trentaine d'années, a fortement contribué à améliorer les connaissances sur la géologie régionale. Il en va de même des nombreuses études réalisées sur un plan général ou plus spécifique : J. Cogné (1972), C. Le Corre (1977), J. Chantraine *et al.* (1986, 1988), E. Égal et É. Le Goff (1994), E. Dissler *et al.* (1986), L. Dupret et J. Le Gall (1984).

Les subdivisions établies au sein du Briovérien sont encore très succinctes sur les cartes à 1/80 000 ; elles se limitent sur le plan stratigraphique à la définition d'un ensemble précambrien briovérien composé, entre autres, par les « schistes de Saint-Lô ». La définition établie auparavant, notamment par M.J. Graindor (1957), de trois ensembles : inférieur, moyen et supérieur (ou ancien et récent) ; et basée sur la présence ou non de « tillites » et de phanites n'y était pas encore introduite. De même, la cartographie des terrains métamorphiques se limite à la représentation d'une seule auréole de métamorphisme englobant l'ensemble des faciès de métamorphisme de contact (cornéennes et « schistes tachetés »).

C'est à M.J. Morière (1879) que l'on doit la première coupe du Synclinal d'Urville (Synclinal de la Brèche au Diable, [Pareyn, 1962]), établie dans la vallée du Laizon, de Potigny à Soumont. Celle-ci mettait en évidence la succession lithologique suivante, soit de haut en bas : le Grès de May, le Schiste ardoisier à *Calymene tristani* avec à la base un niveau de minerai de fer, le quartzite à Tigillites assimilé au Grès armoricain. C. Renault (1883a, b, c) lève les coupes des vallées de la Laize, de l'Orne et de la Tourtoux (feuille Villers-Bocage). Les données recueillies alors constituent la base de la stratigraphie des formations sédimentaires paléozoïques de cette région. L. Lecornu (1892a, b) montre la disposition synclinale des formations paléozoïques et la première carte géologique à 1/80 000 Falaise (Lecornu, 1892a) en donne la géométrie. A. Bigot (1904) propose une synthèse lithostratigraphique de l'ensemble des formations paléozoïques du Massif armoricain. Ainsi, les synclinaux d'Urville, de May-sur-Orne et de la Zone bocaine *pro parte* apparaissent constitués de bas en haut par :

• **Le Cambrien** avec :

- les poudingues et grès inférieurs ;
- les calcaires magnésiens et des schistes ;
- les Grès supérieurs représentés par les Grès feldspathiques de Caumont puis les Schistes de Saint-Rémy.

• **L'Ordovicien** avec :

- le Grès armoricain (quartzite blanc) ;
- les Schistes d'Angers (Schistes à *Calymene tristani*) ;
- le Grès de May qui regroupe les Grès ferrugineux, le Grès à *Homalonotus vicaryi*, les Schistes à *Calymene tristani* et *trinucleus* ;
- les Schistes de Riadan avec le Grès à Conulaires et des schistes.

• **Le Silurien** avec :

- le Grès noir de base (quartzite noir) ;
- les Schistes à ampélites, sphéroïdes et calcaires (nodules ampéliteux et calcaire de Feuguerolles).

Au début du XX^e siècle, l'exploitation du minerai de fer ordovicien va s'accompagner de la nécessité d'une meilleure connaissance de la géométrie des dépôts. L. Cayeux (1913) met en évidence un anticlinal dans les Grès de May, dans la vallée de la Laize à Urville. Cette structure sépare le Synclinal d'Urville en deux synclinaux : le Synclinal de Gouvix au Nord, le Synclinal de Saint-Germain-le-Vasson au Sud. A. Bigot (1913a) propose de voir dans ces structures plicatives, ainsi que dans l'anticlinal des calcaires cambriens à Jacob-Mesnil, des plis de tassement.

La campagne de sondage dans la forêt de Cinglais, réalisée dans le cadre de l'exploitation du minerai de fer (Kerforme, 1914), a permis de préciser la terminaison périsynclinale occidentale sur la feuille Villers-Bocage. La deuxième édition de la carte Falaise à 1/80 000 fait la synthèse de ces observations (Bigot, 1916).

Peu de travaux seront réalisés sur les formations paléozoïques durant l'entre-deux-guerres. La troisième édition de la feuille Falaise, sans grandes révisions, est réalisée par A. Bigot en 1946.

Dans les années 1950 et 1960 se produit un regain d'intérêt pour le Paléozoïque normand. Les corrélations stratigraphiques et la synthèse paléogéographique des synclinaux de Basse-Normandie sont réalisées par F. Doré (1969). Dans le Synclinal d'Urville, il détaille la stratigraphie des formations cambriennes et compare les dépôts du flanc nord avec ceux du flanc sud. L'analyse structurale est abordée par M. Robardet (1981).

Les connaissances sur l'âge et les conditions de dépôt des différentes formations superficielles, notamment des lœss et des terrasses alluviales, ont bénéficié des très grandes avancées réalisées par le Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen, et tout particulièrement par J. Pellerin (1968) et J.P. Lauridou (1985). Dans le même temps, la connaissance géomorphologique était améliorée (Klein, 1973).

Conditions d'établissement de la carte

La carte géologique Mézidon (1ère édition) a été élaborée dans le cadre du lever systématique de la carte géologique de la France à 1/50 000, mission confiée au BRGM. Les travaux de terrain concernant le Briovérien, le Paléozoïque et la couverture mésozoïque ont donné lieu à des contours et observations totalement nouveaux. Depuis la dernière édition des cartes à 1/80 000, le Centre de géomorphologie de Caen a publié deux cartes, l'une des formations superficielles, l'autre géomorphologique, de la coupure Mézidon à 1/50 000 (Coutard et *al.*, 1969b). L'équipe CNRS a affiné les connaissances en intégrant certaines observations nouvelles et des études ponctuelles de terrain.

La cartographie des formations mésozoïques et paléozoïques a bénéficié de la réalisation de neuf sondages destructifs – totalisant 538 m – dans la couverture et dans le socle cambro-ordovicien du Synclinal d'Urville, effectués dans le cadre d'une étude financée par le Conseil régional de Basse-Normandie, le Comité de pilotage de l'Article 10 du Contrat de Plan interrégional du Bassin parisien et le ministère de l'Industrie (Deroin et *al.*, 1997a et b). Cinq sondages à la tarière – totalisant 110 m – ont été réalisés dans les formations argileuses du Callovien de l'avant-pays d'Auge.

La région de Mézidon a donné lieu à relativement peu de travaux géologiques. En effet, les formations mésozoïques de référence ont été définies préférentiellement sur le littoral du Calvados où les coupes sont (ou étaient) complètes (Saint-Honorine-des-Pertes, Port-en-Bessin, Vaches Noires, Roches Noires, etc.), dans les anciennes carrières de la région de Bayeux ou dans les carrières souterraines (Dujardin, 1989, 1992) de Caen (Allemagne [*maintenant Fleury-sur-Orne*], Maladrerie, etc.). Les observations antérieures sont ainsi beaucoup plus rares que sur les feuilles voisines Caen, Bayeux-Courseulles et même Villers-Bocage (zone des écueils de May-sur-Orne). Des synthèses concernant le Jurassique du Calvados ont été réalisées par M. Rioult et *al.* (1992) et O. Dugué et *al.* (1998), à l'occasion des excursions de l'Association des Géologues du Bassin de Paris puis du Groupe Français d'Études du Jurassique.

Malgré la rareté des affleurements en place, une cartographie basée sur l'observation de pierres volantes, calée à partir des coupes naturelles et des

<i>1/50 000 Mézidon (1e édition, 1999)</i>	<i>1/50 000 Caen (1e édition, 1989)</i>	<i>1/50 000 Falaise (1e édition, 1999)</i>	<i>1/50 000 Livarot (1e édition, 1999)</i>	<i>1/50 000 Vimoutiers (1e édition, 1994)</i>	<i>1/80 000 Falaise (4e édition, 1962)</i>	<i>1/80 000 Caen (4e édition, 1962)</i>		
Marnes de Villers (j5V)	Marnes de Villers (j4)	<i>terrains absents</i>	Marnes de Villers (j5a) Marnes de Dives (j4c)	Marnes à pernes (j3C-4)	Oxfordien coralligène (j ²)	Oxfordien (j ²)		
Marnes de Dives (j4D)	Marnes de Dives et Couches du Mauvais-Pas (j3c)				Callovien (j ¹)	Callovien (j ¹)		
Marnes sableuses et Calcaires de Crève-cœur-en-Auge (j4Cr)	Marnes sableuses et calcaires de Crève-cœur-en-Auge	Marnes sableuses et calcaires de Crève-cœur-en-Auge (j4C)	Marnes sableuses et calcaires de Crève-cœur (j4b)	Oolite ferrugineuse de Grandmesnil (j3bG)				
Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i> (j4B)	et Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i> (j3b)	Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i>	Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i>	Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern (j3a)				
Marnes d'Argences (j4A)	Marnes d'Argences et	et Marnes d'Argences (j4A-B)	Marnes d'Argences					
Marnes d'Escoville (j4E)	Marnes d'Escoville (j3a)	Marnes d'Escoville (j4E)	Marnes d'Escoville (j4a-b)		Calcaires à Bryozoaires (j _p)	Cornbrash (j _a) Couches de Langrune et Ranville (j _b)		
Argiles de Lion-sur-Mer (j3Ll)	Argiles de Lion-sur-Mer (j2h)	<i>terrain absent</i>	<i>terrains non affleurants</i>	Calcaire de Chambois (j2cA)				
Calcaire de Langrune (j3La)	Calcaire de Langrune (j2g)	Calcaire de Langrune (j3L)		Calcaire de Chambois (j2cC)				
Caillasse de la Basse-Écarde (j3B)	Caillasses de la Basse-Écarde (j2f-g)	Caillasse de Basse-Écarde (j3E)		Calcaire de Fel (j2cF)				
Calcaire de Ranville (j3Ra)	Calcaire de Ranville (j2e)	Calcaire de Ranville (j3Ra)		Caillasse d'Aubry-en-Exmes				
Caillasse de Blainville (j3B)	Caillasse de Blainville (j2d)	Caillasse de Blainville (j3B)						
Calcaire de Bon-Mesnil (j3M)	Calcaire de Blainville (j2c)	Calcaire de Bon-Mesnil (j3M)		Calcaire de Bon-Mesnil (j2b2)				
Caillasse de Fontaine-Henry (j3F)								
Calcaire de Rouvres (j3Ro)	Calcaire de Creully et	Calcaire de Rouvres (j3Ro)		Calcaire de Bailleul (j2a)			Pierres de taille (j _{pp})	Calcaire de Caen (j _{ppc})
Calcaire de Caen (j3Ca)	Calcaire de Caen (j2b)	Calcaire de Caen (j3C)						

Tableau 1 - Équivalence entre les noms de formations utilisés sur la feuille Mézidon, les cartes à 1/50 000 voisines et les cartes à 1/80 000 correspondantes.

fronts d'excavations actuelles et/ou anciennes, s'est avérée réalisable. Compte tenu des cycles cultureux, les opérations de terrain doivent préférentiellement être réalisées durant la saison hivernale.

Du fait de la variabilité latérale et verticale des faciès de plate-forme carbonatée, les levés de la coupure Mézidon ont nécessité une adaptation de la nomenclature des formations bathoniennes. En effet, les faciès sont souvent intermédiaires entre ceux de la Campagne de Caen et du Bessin au Nord et ceux des Campagnes de Falaise et d'Argentan au Sud. Le tableau 1 illustre l'essentiel des correspondances avec les noms et abréviations des formations utilisés dans les cartes voisines à 1/50 000 Caen, Falaise, Livarot et Vimoutiers, ainsi que dans les deux cartes à 1/80 000 Caen et Falaise.

Les principales difficultés rencontrées lors du lever des terrains protérozoïques, paléozoïques ou mésozoïques tiennent aux conditions d'affleurement, très irrégulières d'un secteur à l'autre. Le Protérozoïque est difficile à identifier dans le secteur de Clair-Tison en raison d'un intense colluvionnement quaternaire des formations triasiques et jurassiques ou de la couverture végétale (pâturages) ; en revanche, les conditions d'affleurement peuvent être localement très bonnes, mais alors trop réduites pour visualiser latéralement la répartition et l'évolution des différents faciès (vallée de la Laize près de Bretteville-sur-Laize). De façon générale, les faciès du socle ont été représentés sous leur extension cartographique maximale ; ils peuvent donc ne pas affleurer en tout point de leur aire de représentation. Les faciès les plus épais et constants de la couverture sédimentaire ont été représentés suivant leur aire d'affleurement observée sur le terrain, le plus généralement avec l'aide de pierres volantes. Les niveaux de caillasses, très variables dans l'espace, n'ont été représentés que là où ils ont été explicitement reconnus. Quelques secteurs du Pliensbachien, non identifiés sur le terrain, ont été représentés « pour mémoire », à partir des travaux anciens.

Des discussions fructueuses et amicales avec P. Gigot, P. Maurizot, F. Ménillet et R. Mourdon ont permis d'homogénéiser les légendes, ainsi que d'améliorer les connaissances sur la feuille Mézidon. Les sondages en roches tendres (argiles calloviennes et formations superficielles) ont été réalisés avec l'aide de l'équipe de sondage du BRGM (H. Lozac'h et J.F. Lozach).

Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Des améliorations ont été introduites par rapport à la cartographie et aux connaissances antérieures.

Dépôts briovériens

Concernant leur lithostratigraphie, une cartographie détaillée des différents faciès pétrographiques du Briovérien a pu être réalisée dans la vallée de la Laize (la Planche à la Housse), principalement en rive droite. Sur le plan métamorphique et structural, les observations ont permis de confirmer l'existence d'un métamorphisme régional de faible intensité et d'une phase de déformation plicative majeure. Plusieurs réseaux de fracturation ont été reconnus sur le terrain notamment ceux de direction N165 à N180°E et N75 à N90°E.

Dépôts paléozoïques

L'observation de terrain des sédiments paléozoïques a été rendue difficile par la disparition des activités minières concernant le fer du Synclinal d'Urville. Ces travaux anciens constituent une source d'informations sur le contenu paléontologique, la succession des formations et la description de certains faciès de nos jours non affleurants. En revanche, la description lithologique et la signification des séquences de dépôts ont fait l'objet d'une révision importante.

Dépôts mésozoïques

Les améliorations concernent la reconnaissance des différentes formations constituant la succession bathonienne et calloviennne.

Les formations les plus étendues ont été cartographiées sous leur(s) faciès spécifique(s) sur le territoire de la feuille Mézidon. À ce titre, le Calcaire oolitique de Bon-Mesnil montre une modification majeure par rapport au « lithostatotype » du Calcaire de Blainville. Par comparaison avec la région de Caen et surtout le Bessin, l'ensemble des faciès bathoniens présents sur la feuille Mézidon traduit une position paléogéographique plus interne sur la plate-forme carbonatée.

Les niveaux-repères des *caillasses* ont été indiqués. Il s'agit de formations peu puissantes (quelques mètres au plus) constituées de calcaires riches en argiles, généralement noduleuses (impropres à la pierre de taille) et extrêmement riches en fossiles utilisés comme marqueurs biostratigraphiques. « Caillasse » est, à l'origine, un terme de carriers.

Les différentes formations du Callovien, à forte dominante argileuse, ont été représentées grâce à la réalisation de sondages complémentaires et à la décou-

verte de brachiopodes-repères. Ces derniers sont beaucoup plus fréquents que les ammonites qui ont servi à définir les différentes biozones de l'étage.

Dépôts post-mésozoïques

La présence de dépôts relictuels d'âge crétacé sur la bordure du Massif armoricain, déjà suggérée au Mont Pinçon, à l'extrémité sud-occidentale de la feuille Villers-Bocage (carte à 1/80 000 Falaise), a été confirmée sur le territoire de la feuille Mézidon. D'une part, dans les argiles à silex du Cinglais où des bois fossiles (albiens) ont été retrouvés parmi des dépôts marins et, d'autre part, dans les poches karstiques affectant les calcaires de la carrière des Aucrais.

La cartographie des différents types d'altérites, de dépôts résiduels, de formations éoliennes et colluviales, ainsi que celle des différentes terrasses quaternaires a été grandement améliorée par rapport aux connaissances apportées par la carte à 1/80 000.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Briovérien

Introduit par C. Barrois (1895), le terme de Briovérien dérive de l'ancien nom gaulois de Saint-Lô : Briovera, le pont sur la Vire. Il est attribué à l'ensemble des terrains azoïques sous-jacents aux formations cambro-ordovi-ciennes, affectés par les déformations cadomiennes et des intrusions de granitoïdes cadomiens, tardi-tectoniques et antécambriens de la Mancellia.

Malgré l'absence de faune, le Briovérien de cette partie du domaine mancilien appartient très probablement au Protérozoïque terminal. Ces terrains sont situés sous la discordance du Cambrien basal. Celle-ci est marquée ici par un conglomérat pourpré (k1), constitués d'éléments divers, en particulier de phtanites (Briovérien inférieur ou phtanitique) issus de la destruction de la chaîne cadomienne interne, dont la surrection se situe vers – 590 Ma (Guerrot et *al.*, 1989). Ils sont, d'autre part, clairement recoupés et métamorphisés par les granodiorites cadomiennes de la Mancellia (granodiorite d'Athis), datées à 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982).

Bien qu'encore très mal connue dans le détail, la stratigraphie du Briovérien s'articule autour de deux ensembles définis par J. Cogné (1972) et C. Le Corre (1977) : un Briovérien inférieur (b1) ou *phtanitique*, à caractère volcanique et volcano-sédimentaire à phtanites et caractérisant un domaine

cadomien *interne*, et un Briovérien supérieur (b2), *post-phtanitique*, à caractère détritique terrigène, marquant un domaine cadomien, dit *externe*.

Les terrains protérozoïques mancelliens de cette région appartiennent au Briovérien supérieur *post-phtanitique*. Ils sont essentiellement constitués par des alternances centimétriques à pluridécamétriques de siltites plus ou moins ardoisières, d'argilites et de grauweekes. Les caractères classiques du Briovérien inférieur (b1) – à savoir l'aspect lustré des siltites, l'abondance de filonnets de quartz ou certains faciès typiques de l'ensemble phtanitique (grès tufacé de Rampan) – sont clairement absents. Également, aucun faciès conglomératique (ou « schistes à galets ») tels que ceux observés sur les feuilles Granville, Balleroy, Domfront, etc., n'y a été observé. Cet ensemble flyschoïde, monotone à l'échelle régionale, apparaît nettement plus complexe au niveau du lever à 1/50 000. Il est marqué par une succession de bancs massifs de grès-grauweekes à intercalations silteuses.

Les observations structurales réalisées sur ce secteur font clairement ressortir une structuration N70°E, identique à celle que l'on observe aussi bien à l'Ouest (feuilles Balleroy et Saint-Lô) qu'au Sud (feuilles Landivy et Domfront) et sur l'ensemble du bassin briovérien de la Mancellia.

Les terrains de la feuille Mézidon s'organisent globalement autour de deux pôles, constitués de bancs massifs, métriques à pluridécamétriques :

- un pôle à nette dominante silto-argilitique, dénommé b2S, pouvant renfermer quelques passées grauweekeuses ;
- un pôle à nette dominante grauweekeuse, dénommé b2G, renfermant de fines intercalations silteuses. Cette tendance détritique grossière semble prédominante, tout du moins au niveau de la coupe nord de la Laize (à l'Ouest de Bretteville-sur-Laize), où elle montre des grès fins à moyens et des grauweekes. Dans la partie sud (secteur de Moulines–Clair Tison), il apparaît difficile de définir une prédominance de tel ou tel faciès étant donné la rareté des affleurements. La tendance semble néanmoins être plus silteuse.

Sur l'ensemble de la zone, ces différents horizons de siltites ou de grauweekes cartographiés demeurent identiques du point de vue des constituants minéralogiques, mais peuvent présenter des variations d'ordre granulométrique.

b2S. Formation de la Laize : siltites - argilites (Briovérien supérieur). Les siltites-argilites affleurent moins nettement que les faciès grauweekeux ; elles sont néanmoins facilement observables dans la vallée de la Laize, notamment au Grand Moulin (x = 403,65 ; y = 1154,18).

Ces faciès faiblement métamorphisés sont constitués de siltites plus ou moins ardoisières grises à noires, à patine bleutée à l'affleurement, et plus

accessoirement d'argilites à grain très fin, homogènes et noires. Ces roches constituent des petits bancs millimétriques à pluridécimétriques organisés en alternances rythmiques, plus ou moins bien granoclassées ; elles sont localement interrompues par de fines intercalations gréseuses à grauwakeuses.

Les limites entre les lamines de siltites ou d'argilites et les passées grauwakeuses sont en général bien tranchées, mais souvent irrégulières, en liaison avec des figures sédimentaires de courants (*flute cast* et *ripple mark*) et/ou de charges (*load cast*) très bien marquées dans ce secteur. Un granoclassement vertical des éléments, plus ou moins bien exprimé selon l'échelle d'observation (centimétrique pour les siltites et pluridécimétrique à métrique pour les grauwalkes intercalées), peut localement être observé.

Ces siltites-argilites à intercalations grauwakeuses sont traditionnellement interprétées comme des dépôts de type turbidites, mis en place dans un bassin marin situé en bordure d'une zone tectoniquement instable, régulièrement alimentés par les matériaux accumulés en marge du bassin et remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires (courants de turbidité).

De couleur noire, grise ou verdâtre, ces roches sont à grain très fin ; les siltites sont composées de petits éléments anguleux de quartz (en majorité) et de plagioclases, associés à des phyllites (illite, chlorite, lamelles détritiques de muscovite) et, accessoirement, à quelques grains de zircon. Quelques lentilles millimétriques d'argilites, ainsi que de rares plages résiduelles de biotite fortement chloritisée, peuvent également y être distinguées. La granulométrie et la proportion en éléments restent cependant très variables, conférant à certains horizons un aspect laminé et rubané très caractéristique : les « siltites straticulées ». Les argilites sont essentiellement phylliteuses (séricite et chlorite), généralement fortement chargées en particules opaques.

Les différents faciès sont affectés par une schistosité de type flux, S1, matérialisée par un alignement des phyllites et des particules opaques, sub-parallèle à parallèle aux plans de stratification (en dehors des charnières de plis). Cette dernière est à l'origine du débit principal de la roche.

b2G. Formation de la Laize : grès - grauwalkes (Briovérien supérieur). Les grès grauwalkes affleurent très largement dans la vallée de la Laize, notamment à Jouette (x = 402,95 ; y = 1155,71) et au Pissot (x = 403,27 ; y = 1155,15).

D'origine terrigène, ces roches sont grises à noires, plus ou moins désagrégées en surface, massives et compactes en profondeur. Ce sont des wackes immatures à granulométrie fine à grossière, composées de débris monominéraux (quartz, plagioclases, microcline) ou lithiques (quartzites, microquartzites, siltites, argilites, accessoirement phtanites, roches plutoniques à

quartz et plagioclases, roches volcaniques, parfois gneiss). Ils sont en majorité anguleux, non classés, hétérométriques et dispersés dans une matrice silto-argileuse (chlorite, illite, quartz et feldspath) à quartzeuse (localement) très développée. Ces faciès, dominants dans le secteur, sont également loin d'être homogènes et peuvent renfermer quelques intercalations silteuses.

Sur le plan structural, les formations du Briovérien sont ici en majorité à pendage nord. Au niveau cartographique, la présence répétitive de bandes parallèles grauwackeuses ou silteuses, orientées en majorité N70°E, confirme l'existence d'une phase de déformation à plis serrés N70°E connue régionalement et affectant les ensembles briovériens inférieurs et supérieurs. À cette phase majeure de déformation est associé un métamorphisme régional, de faible intensité (anchizone) lié à l'orogénèse cadomienne, et qui touche l'ensemble des formations.

Les grains de quartz sont essentiellement monocristallins, en majorité anguleux, lancéolés ou en échardes, localement subsphériques. Les plages polycristallines (quartz filonien engrené ou en flammes) sont peu nombreuses, en général plus grossières et fréquemment arrondies. Les éléments feldspathiques sont essentiellement plagioclasiques, anguleux en majorité, plus ou moins séricitisés et de granulométrie similaire à celle des grains de quartz monocristallin. Quelques grains de microcline ont cependant été distingués, ainsi que des amas de chlorite verte. Les éléments lithiques sont en général plus grossiers et plus usés (de forme ovoïde) que les autres constituants. Accessoirement, ces roches renferment quelques lamelles flexueuses de muscovite, de rares plages de biotite détritique (localement brun-rouge) chloritisée, des minéraux opaques (oxydes de fer) ainsi que quelques grains de zircon, de tourmaline verte et de sphène. La matrice est quartzo-phylliteuse, plus ou moins développée selon les horizons ; elle évolue entre un pôle quartzeux et un pôle phylliteux (séricite, chlorite et biotite vert pâle).

Dans l'environnement tectonique de la Laize (faille N180°E), les deux faciès – siltites et grauwackes – sont recoupés par de petites veinules plurimillimétriques dont la composition à quartz-carbonates-chlorite laisse entrevoir une activité hydrothermale associée à la phase cassante.

PALÉOZOÏQUE

Le Synclinal d'Urville est constitué de sédiments dont les âges de dépôts s'étalent du Cambrien au Silurien. Ce sont principalement des alternances d'argilites, de pélites, de grès et de calcaires sur plus de 2 000 à 2 450 m de puissance. Des variations importantes d'épaisseurs et de faciès apparaissent d'un flanc à l'autre du synclinal. Elles sont la traduction des fluctuations du

niveau marin sur un domaine épicontinental en mouvements verticaux (fig. 1 et 2).

Cambrien

k1. Formation des Conglomérats et des Grès pourprés (Cambrien inférieur) (35 à 45 m). La meilleure observation de ce faciès peut être réalisée à la sortie du hameau de Jacob Mesnil (commune de Bretteville-sur-Laize), en direction de Laize-la-Ville ($x = 404,05$; $y = 1153,71$). La coupe montre la discordance des conglomérats sur le Briovérien. La formation affleure assez fréquemment, notamment dans certaines fondations des maisons de Moulines (près de la mairie : $x = 404,30$; $y = 1146,50$).

La Formation des Conglomérats et des Grès pourprés est encore connue sous les appellations de « poudingues pourprés » ou de « poudingues de Rocreux » (Dufrénoy, 1838 ; Bigot, 1890 et Bertrand, 1921). Dans le Synclinal d'Urville, les Conglomérats et les Grès pourprés ont une puissance de 35 à 45 m. Cette formation détritique n'est visible que dans la partie ouest du synclinal.

À Jacob Mesnil, le conglomérat forme une barre de 5 m de haut. D'orientation N80°-25°S, elle repose en discordance sur les flyschs briovériens qui sont pratiquement verticaux. Sur le flanc sud, les conglomérats affleurent de Moulines au Moulin de Bray (commune de Fontaine-le-Pin). Le faciès est ici moins grossier et ne se marque pas dans la morphologie.

La couleur rouge ou violacée qui est une des caractéristiques de cette formation est due à la présence d'oligiste ou de gœthite dispersée dans la roche et issue du lessivage du continent cadomien (Doré, 1969). Plusieurs faciès constituent la Formation des Conglomérats et des Grès pourprés, soit de bas en haut :

– la semelle conglomératique grossière est à dominante de galets de flysch briovérien (conglomérat lie-de-vin). Ces galets sont centimétriques à pluri-centimétriques ; leur taille moyenne est de 20 cm mais les plus gros peuvent atteindre 50 cm. Ils sont très émoussés et sont composés, d'une part, pour la fraction de petite taille : de grains de quartz en abondance, de feldspaths ; et d'autre part, pour les galets de plus grosse dimension : de débris de roches telles que des microquartzites et des phthanites. On trouve également de petits galets de siltites et de quartzites centimétriques subanguleux. Les galets, pratiquement jointifs, sont emballés dans une matrice quartzo-phylliteuse de couleur pourpre bien prononcée, liée à une imprégnation par les oxydes de fer. Elle forme une arénite assez grossière, à grains de taille hétérogène de quartz anguleux, de feldspaths assez altérés,

LOG	DESCRIPTIONS	FORMATIONS	ÉVÉNEMENTS	ÂGES	
	Argilites noires du Silurien	(230 m)	Transgression silurienne	SILURIEN	
	Quartzites, psammites noires et pélites vertes à petits galets millimétriques noirs	Formation des "Schistes supérieurs"	? période glaciaire Sédimentation marine	ORDOVICIEN	
	Quartzites blancs à passées rouges : "Bancs Pie"	Membre du "Grand-May"	Sédimentations arénacées du Llandeilien au Caradocien		
	"Schistes intermédiaires"	"Grès de May" (270 m)			
	Quartzites blancs et fines intercalations de schistes et pélites				Membre du "Petit-May"
	Quartzite blanc à bioturbations				"Grès ferrugineux"
	Schistes et grès noirs		Formation des "Schistes d'Urville" (120 m)		Maximum de la transgression au Llanvirnien
	Bancs de minerai de fer oolitique	"Grès armoricain" (45 m)	Transgression arénigienne		
	Quartzites blancs à tignillites				
	Argilites bleu-vert	Formation des "Schistes verts du Pont-de-la-Mousse" (250 m)	Transgression des "Schistes verts du Pont-de-la-Mousse"		CAMBRIEN
	Schistes gréseux violacés alternant avec des bancs de grès verts centimétriques	Formation des "Schistes de Gouvix" (300 m)	Épisodes continentaux ou deltaïques		
	Grès feldspathiques grossiers à stratifications obliques, en bancs décimétriques et à intercalations d'argilites rouges centimétriques	Formation des "Grès feldspathiques" (320 m)			
	Schistes ardoisiers et stromatolites	"Schistes à stromatolites"		Transgression marine des "Schistes et Calcaires"	
	Grès calcaire en plaquettes	"Calcaires à Rosnaie/la" (120 m)			
	Calcaire bleu-noir et calcaire saumon	"Schistes et Calcaires" (350 m)			
	Schistes straticulés de grès argileux avec quelques récurrences de grès feldspathiques pourprés		Membre des "Calcaires de la Laize" (200 m)		
	Schistes gréseux verts et grès	"Conglomérats pourprés"	Érosion des reliefs Chaine cadomienne		
	Conglomérats et grès pourprés (45 m)				
	Flyschs du Brévérien supérieur				

Fig. 1 - Flanc sud du synclinal d'Urville

LOG	DESCRIPTIONS	FORMATIONS	ÉVÉNEMENTS	ÂGES
	Quartzites blancs à passées rouges : "Bancs Pie" "Schistes intermédiaires"	Membre du "Grand-May"	Sédimentations arénacées du Llandeilien au Caradocien	ORDOVICIEN
	Quartzites blancs et fines intercalations de schistes et pélites	Membre du "Petit-May"		
	Quartzite blanc à bioturbations	"Grès ferrugineux"		
	Schistes et grès noirs	Formation des "Schistes d'Urville" (120 m)	Maximum de la transgression au Llanvirnien	
	Bancs de minerai de fer oolitique	"Grès armoricain" (35 m)	Transgression arénigienne	
	Quartzites blancs à tigillites			
	Argilite rouge	Formation des "Schistes de Gouvix" (200 m)		
	Argilite verdâtre straticulée de siltstone			
	Alternance d'argillites et de grès feldspathiques en bancs métriques réguliers			
	Grès feldspathiques grossiers à stratifications obliques, en bancs décimétriques et à intercalations d'argillites rouges centimétriques	Formation des "Grès feldspathiques" (840 m)	Épisodes continentaux ou deltaïques	
Argilites et grès argilo-micacés verts	Membre des "Schistes à stromatolites" (130 m)			
Calcaires à stromatolites	Membre des "Calcaires intermédiaires à Rosnaiella" (160 m)	Transgression marine des "Schistes et Calcaires"		
Succession de schistes jaunâtres, argil- lites calcaireuses à nodules, calcaires gré- seux noirs, calcaires à encroûtement, schistes et grès verts et calcaires gris-noir à straticules verdâtres				
Calcaires beiges				
Calcaires mouchetés gris	Membre des "Calcaires de la Laize" (170 m)	Érosion des reliefs Chaîne cadomienne		
Calcaires saumon	"Conglomérats pourprés"			
Conglomérats et grès pourprés				
Flyschs du Briovérien supérieur				

Fig. 2 - Flanc nord du synclinal d'Urville

de petites muscovites d'origine détritique et de quelques minéraux opaques noirs. Le passage au faciès suivant est progressif ;

– un conglomérat à galets de quartz centimétriques (jusqu'à 7 cm) à millimétriques qui fait suite au conglomérat grossier. Quelques petits galets d'arénites et de siltites briovériennes de couleur verte sont encore présents. La matrice a la même composition que celle du faciès précédent. Le conglomérat à galets de quartz admet, vers le haut, de plus en plus de niveaux microconglomératiques ou gréseux de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de puissance. La couleur pourpre de la matrice alterne également avec une teinte verte. Ceci marque un passage progressif du conglomérat à galet de quartz avec le faciès des grès feldspathiques qui le surmonte ;

– un grès feldspathique pourpré puis verdâtre (arkoses violacées) alterne au sommet avec des pélites et des argilites rouges ou vertes, micacées. Ce dernier faciès constitue le sommet de la formation sur le flanc nord du Synclinal d'Urville et est absent sur le flanc sud (Doré, 1969). La granulométrie globale est plus fine que dans le faciès précédent. Les grès, en petits bancs, présentent des granoclassements négatifs ainsi que des laminations obliques. De nombreuses récurrences de conglomérats à petits galets de quartz ont été observées et se répartissent selon des chenaux (Doré, 1969). La couleur pourpre est peu à peu relayée par une teinte gris-vert. Au microscope, la roche est composée essentiellement de grains de quartz, de fragments de grauwackes, de siltites, de quartzites et de feldspaths. Les principaux minéraux lourds trouvés par F. Doré (1969) dans cette formation sont : zircon (75 %), apatite (14 %), tourmaline (6 %) et anatase (5 %).

Cette succession de faciès est bien représentée sur le flanc nord du synclinal. En revanche, sur le flanc sud, les conglomérats grossiers qui marquent la base de la série sont plus réduits et moins grossiers, bien que la puissance de la formation soit plus importante (45 m) qu'au Nord (35 m). C'est le faciès des grès feldspathiques (arkoses violacées) qui est plus épais ici. Les argilites rouges sont absentes.

Le degré d'émoussé des galets et leur lithologie indiquent une origine locale des matériaux. Ils sont issus du démantèlement des reliefs du substratum briovérien. Les galets ont pour origine l'érosion continentale. Leur morphologie à la base de la formation traduit un épandage en milieu continental. L'arrivée progressive de faciès fins argileux, vers le haut de la formation, traduit une influence marine de plus en plus présente (Doré, 1969).

k2. Formation des Pélites et Calcaires (Cambrien inférieur) (350 à 470 m). La Formation des Pélites et Calcaires (aussi dénommée Schistes et Calcaires) montre les premiers dépôts franchement marins de la transgression

cambrienne. Les puissances des dépôts varient de façon importante d'un flanc à l'autre du Synclinal d'Urville (470 m au Nord du synclinal, 350 m au Sud). Cette différence s'accompagne également de variations de faciès.

Trois membres constituent la formation (de bas en haut) :

k2L. Membre des Calcaires de la Laize : calcaires à *fenestræ*, calcaires bréchiques, calcaires laminés. Ce membre peut être observé ($x = 404,31$; $y = 1153,64$) dans le chemin qui monte depuis Jacob Mesnil et qui passe au-dessus de l'affleurement du conglomérat basal.

Le Membre des Calcaires de la Laize est aussi appelé « Marbre de Laize » ou « Marbre de Vieux », localités où ce faciès a été exploité pour sa qualité proche de celle du marbre. Ce sont des calcaires magnésiens (7 à 12 % de $MgCO_3$) gris-beige à rose, assez massifs (sublithographiques), bien stratifiés en bancs de 30 cm à 1 m d'épaisseur, à joints stylolitiques et interbancs d'argilite verte. Trois faciès se distinguent : calcaires à *fenestrate*, calcaires bréchiques et calcaires laminés.

- **Les calcaires à *fenestræ*** (ou « *birds eyes* ») doivent leur nom aux nombreuses vermicules de calcite macrocristalline qu'ils contiennent. Il s'agit d'une cristallisation secondaire de calcite acquise précocement. Celle-ci a suivi de près la dolomitisation. Au microscope, la calcite se présente sous forme de remplissage tardif de géodes, en cristaux perpendiculaires ou non aux épontes. La partie interne comporte souvent des rhomboèdres de dolomite.

- **Les calcaires bréchiques** sont constitués de fragments de micrite atteignant jusqu'à 1 cm de diamètre. Ils sont contenus dans une matrice dolomitique. Ce sont des intrasparites ou des calcirudites.

- **Les calcaires laminés** montrent des lamines de 0,5 mm d'épaisseur, constituées de doubles feuillettes calcitiques et dolomitiques. Dans certains cas, elles présentent un caractère vacillant lié à une origine algale.

Sur le flanc nord du synclinal, ces calcaires affleurent dans la vallée de la Laize, le long de la route D132 entre Rocreux et Bretteville-sur-Laize. La formation a une puissance de 170 m. J. Mercier (1934) y a décrit des archéocyates et des filaments pelotonnés qui pourraient être attribués à des traces de *Girvanella*.

Sur le flanc sud du synclinal, la formation a 200 m de puissance. Elle affleure le long des vallées de la Laize (Moulin de Bray) et du Meslay (Moulines). Elle est essentiellement constituée d'apports détritiques (pélites, grès verts plus ou moins argileux en bancs pluricentimétriques, contenant quelques récurrences de grès feldspathiques pourprés). Le passage entre les Grès feldspathiques pourprés ou verts sous-jacents et le

Membre des Calcaires de la Laize est difficile à distinguer du fait de son caractère gréseux. Dans la coupe du Moulin de Bray, F. Doré (1969) décrit un niveau calcaire de 2 m de puissance.

Dans le Synclinal d'Urville, les calcaires de Laize ne montrent pas de trace d'émergence comme il peut y en avoir dans le Synclinal de May-sur-Orne. Le milieu de sédimentation était probablement plus profond. On notera également que la puissance de cette formation est beaucoup plus importante ici que dans le Synclinal de May-sur-Orne (55 m seulement). Les calcaires marqueraient le maximum de la transgression de la Formation des Pélites et Calcaires.

k2R. Membre des Calcaires à *Rosnaiella*. Les calcaires à *Rosnaiella* marquent la transition entre les faciès clairs et magnésiens des Calcaires de la Laize et les Pélites à stromatolites beaucoup plus sombres et riches en matière organique. Sous l'appellation « Membre des Calcaires à *Rosnaiella* » est regroupé un grand nombre de faciès différents essentiellement détritiques, dans lesquels s'intercalent des calcaires de même faciès que les calcaires de la Laize ou à taches noires de *Rosnaiella*. La succession lithologique-type du Membre des Calcaires à *Rosnaiella* débute par une récurrence de conglomérats et arkoses pourprés à laminations obliques et chenaux. Le conglomérat est constitué de galets centimétriques d'origine briovérienne (quartz, phtanite noire, grauwackes) et cambrienne (calcaires remaniés). Ce faciès est grossier, à galets anguleux, mal classé. Des argilites recouvrent ces conglomérats. Ils montrent des fentes de dessiccation et des copeaux de boue caractéristiques de périodes d'émergence. Des faciès terrigènes fins à microbréchiques (argilites à grès microbréchiques) verts ou rouges et à ciment calcaire s'intercalent dans ces dépôts. Les premiers calcaires observés en intercalation dans les sédiments détritiques rappellent le faciès des Calcaires de la Laize (calcaires magnésiens de teinte rose ou gris clair, à brèches intraformationnelles ou à laminations ondulées). Les faciès des Calcaires à *Rosnaiella*, sensu stricto, n'apparaissent qu'au sommet du membre. Ils présentent la succession suivante (Doré, 1969) : à la base un calcaire noir à laminations ondulées (cyanophycées ?), puis des calcaires à petites oolites, détritiques à gros grains de quartz et fragments de calcaires et de phtanites. La couleur du calcaire est grise. Ce dernier contient des « flocons noirs » caractéristiques de l'espèce *Rosnaiella dangeardi* (cyanophycées). Au-dessus viennent des calcaires gris à grumeaux noirs. Les grumeaux, d'une taille moyenne de 5 mm, sont des graviers de calcaires à algues (rivulariacées ou de faciès inconnu pour la plupart). La série est globalement plus argileuse dans ce synclinal que dans celui de May.

Sur le flanc nord du Synclinal d'Urville, le Membre des Calcaires à *Rosnaiella* a une puissance de 160 m. Il affleure entre Beffeux et l'entrée de Bretteville-sur-Laize. Il est constitué ici d'alternances de grès feldspa-

thiques verts plus ou moins fins et de calcaires oolitiques en bancs centimétriques à pluricentimétriques. Dans les niveaux détritiques, les grains de quartz et de feldspaths sont anguleux et mal classés. Des muscovites détritiques sont présentes. La matrice n'est pas carbonatée. Les calcaires sont, vers la base, semblables aux calcaires du terme précédent (noduleux, gris ou bleu-noir). Puis, vers le sommet du membre, ils deviennent noirs et de plus en plus gréseux. Ils passent finalement à un grès à matrice carbonatée et contiennent des oïdes, des pellets et des fragments d'échinodermes. Il n'a jamais été trouvé ici de stromatopores. Des figures d'expulsion de fluide perturbent localement l'organisation des dépôts.

Sur le flanc sud du Synclinal d'Urville, le Membre des Calcaires à *Rosnaiella* a une puissance de 120 m seulement. Il affleure à Moulines. Il est constitué ici par des grès feldspathiques ou des schistes jaunâtres à grain moyen à fin. La matrice de ces grès est carbonatée et contient de petites straticules violacées. Des calcaires gréseux bleu-noir et des calcaires saumon sont intercalés dans les grès. Ils contiennent des oïdes, des pellets et des débris d'échinodermes. Les plans stylolitiques qui affectent les bancs carbonatés semblent indiquer une forte compaction des calcaires dans ce secteur.

Par comparaison, le Membre des Calcaires à *Rosnaiella* est ici beaucoup plus argileux que dans le Synclinal de May-sur-Orne. On notera également l'absence de stromatolite.

k2S. Membre des Pélites à stromatolites. Ce membre peut être observé dans le talus de la route à l'entrée de Bretteville-sur-Laize (x = 404,95 ; y = 1153,13).

Le Membre des Pélites à stromatolites débute par des argilites sombres (illite et kaolinite), straticulées de siltites ; elles précèdent le faciès des pélites à stromatolites *sensu stricto*. La plupart des calcaires de ce niveau sont bleu-noir, pyriteux, à dolomies dispersées et à stromatolites colléni-formes. Les stromatolites se présentent sous différentes formes : discoïdes, en miches, bourgeonnantes ou plates. Le membre se termine par des argilites et grès verts riches en feldspaths et micas présentant des rides de courant. Celles-ci annoncent le changement de régime hydraulique qui va suivre, accompagné de dépôts de grès feldspathiques.

Sur le flanc nord du Synclinal d'Urville, le Membre des Pélites à stromatolites a une puissance de 130 m. Il affleure à Bretteville-sur-Laize. Il est essentiellement constitué d'une série périto-gréseuse verte contenant des bancs de calcaires à stromatolites colléni-formes.

Sur le flanc sud du synclinal, le Membre des Pélites à stromatolites a une puissance nettement plus réduite (30 m). Il affleure à Moulines sur la rive

droite du Meslay ($x = 405$, $y = 1146,55$). Ce sont des pélites vert sombre à schistosité de flux dans lesquels s'intercalent des calcaires noirs à patine jaunâtre à stromatolites (Doré, 1969).

Dans la région, la puissance du Membre des Pélites à stromatolites diminue depuis le Synclinal de May-sur-Orne (140 m) jusqu'au flanc sud du Synclinal d'Urville.

k3a. Formation des Grès feldspathiques (Cambrien inférieur). Cette formation massive affleure très largement entre Bretteville-sur-Laize et Urville (par exemple, $x = 405,52$; $y = 1152,59$ ou, près de l'Abattoir : $x = 405,92$; $y = 1152,23$).

La Formation des Grès feldspathiques ou « Grès de Caumont » (Bigot, 1890) est composée par de véritables arkoses contenant plus de 25 % de feldspaths. Elle est très bien développée dans le Synclinal d'Urville où elle présente régionalement sa plus forte épaisseur, 840 m contre 625 m dans le Synclinal de May-sur-Orne et moins de 200 m dans la Zone bocaine. Cette formation massive est relativement homogène. Cependant, les passages aux formations sous-jacente et sus-jacente sont progressifs. Dans la région, la meilleure coupe s'observe sur le flanc sud du Synclinal de May en rive droite de l'Orne où les grès affleurent en parfaite continuité sur 625 m (feuille Villers-Bocage). Ils affleurent également, dans de moins bonnes conditions, dans la vallée de la Laize, près de Fontenay-le-Marmion.

Dans cette formation, deux membres peuvent être distingués, soit de bas en haut :

k3a1. Membre des Grès arkosiques grossiers. Ce sont des grès arkosiques de teinte rose, à strates obliques de 10 à 15 cm d'épaisseur et de 20 à 25° de pendage. La puissance des bancs est régulière (de 10 à 30 cm). Entre chaque banc s'intercalent, sur quelques centimètres, des argilites et des psammites. Des surfaces de dessiccation à copeaux de boue signalent des arrêts momentanés de la sédimentation et une émergence. Ce sont là les traces d'une phase de régression régionale.

La granulométrie des dépôts est positive (grossière à la base et plus fine au sommet du membre). Des séquences granulométriques positives s'observent également à l'échelle des bancs.

Les grès arkosiques sont composés :

– de grains de quartz qui constitue l'essentiel de la fraction grossière. Certains grains ont des dimensions de 5 à 8 mm. Ils sont généralement polycristallins et indiquent une origine arénitique ;

- de grains de feldspaths dont les proportions varient de 20 à 50 %. Ils sont mieux représentés dans les faciès fins. Les feldspaths potassiques (surtout de l'orthose et en quantité moindre du microcline) prédominent toujours sur les plagioclases (albite, oligoclase) ;
- des micas (biotite oxydée, muscovite), quelques opaques noirs peuvent être également observés mais ils ne constituent jamais plus de 1 à 2 % de la roche ;
- des minéraux lourds en faible proportion (zircon, apatite abondante, tourmaline).

k3a2. Membre des Grès et Siltstones. Le Membre des Grès et Siltstones montre un changement dans la sédimentation. Les niveaux argilo-pélimitiques sont beaucoup plus importants et dominant sur les bancs gréseux. Ce sont des pélites jaune-vert à rouge, de grains fins très micacés (psammites). Elles contiennent des traces de pistes et de terriers ainsi que des rides de clapotis et des « copeaux de boue ». Les bancs de grès verts ont des épaisseurs de 10 à 20 cm. Ils sont composés de grains beaucoup plus fins, constitués à 95 % de quartz. Ils contiennent également des minéraux argileux et quelques muscovites.

Dans le Synclinal d'Urville, la Formation des Grès feldspathiques montre d'importantes variations de puissance de faciès d'un flanc à l'autre de la structure plissée (Doré, 1969) :

- dans le flanc nord, cette formation a 850 m d'épaisseur entre Bretteville-sur-Laize et Gouvix. Les deux membres y sont représentés. Le passage à la Formation des Grès et Pélites violacées de Gouvix est progressif. Les intercalations de niveaux argileux (siltstones) verdâtres dans les grès traduisent une diminution de la dynamique du milieu de sédimentation ;
- dans le flanc sud, la formation n'a plus que 315 m de puissance. Elle est constituée pour l'essentiel d'arkoses grossières. Elles forment la crête de l'ancien camp à l'Est de Moulines, entre les cours du Meslay et de Laize.

L'analyse systématique des figures sédimentaires (strates obliques) effectuée par F. Doré (1969) dans les grès feldspathiques a montré que le sens d'apport des fractions gréseuses s'effectuait du Nord vers le Sud. Cette origine septentrionale des sédiments détritiques est confirmée par :

- la répartition des épaisseurs des dépôts (plus importantes au Nord qu'au Sud) ;
- la répartition granulométrique des sédiments. Les grès les plus grossiers ne se rencontrent qu'au Nord.

Ces apports étaient intermittents comme le montrent les traces fréquentes d'émersion dans cette formation, en particulier dans le Synclinal de

May-sur-Orne (feuille Villers-Bocage). La sédimentation devait s'effectuer sous une faible tranche d'eau animée de courants rapides, probablement dans une plaine alluviale côtière (Doré, 1969).

Enfin, la composition minéralogique des grès feldspathiques est le témoin d'une érosion de granodiorite d'affinité cadomienne, alors à l'affleurement plus au Nord (Doré et *al.*, 1993). L'ensemble de cette formation détritique est caractéristique d'un milieu sédimentaire de haute énergie dans un contexte de régression marine. Ce milieu correspond à une plaine alluviale côtière alimentée en sédiments détritiques par des crues successives. L'apparition vers le sommet de la formation de dépôts pélitiques marque un retour progressif vers des conditions de sédimentation marine.

k3G. Formation des Grès et Pélites violacées de Gouvix (Cambrien inférieur). C'est A. Bigot (1904) qui décrit pour la première fois la Formation des Grès et Pélites violacées de Gouvix (*Schistes violacés de Gouvix*) dans le flanc nord du Synclinal d'Urville où elle a une puissance de 200 m. Sur le flanc sud, elle atteint 300 m d'épaisseur.

La formation est constituée d'une alternance de dépôts pélito-gréseux, centimétriques à décimétriques de teinte verte à la base puis violacée. La fraction gréseuse domine généralement sur la fraction péliteuse et argileuse. Ce sont des grès feldspathiques verts. Les grains, dont les dimensions sont comprises entre 0,5 mm et 1 mm, ont des formes anguleuses légèrement émoussées. Ce sont des quartz et des feldspaths alcalins et des plagioclases. Ces éléments sont englobés dans une matrice argileuse. Les pélites se présentent en petites passées informes, à grains très fins. Elles sont prédominantes dans la moitié supérieure de la formation ; leur teinte est violacée. Elles sont composées de grains de quartz et de nombreux micas. Ceux-ci sont emballés dans une matrice argileuse très abondante.

Les straticules violacées, minces lits inframillimétriques de pélites qui constituent la particularité de cette formation, se trouvent aussi bien dans l'un ou l'autre faciès. Leur couleur caractéristique est liée à la présence de minéraux opaques et plus particulièrement d'hématite. Lorsque le faciès est altéré, ces petits niveaux violacés prennent une teinte bleutée, relativement pâle, il est alors bien difficile de distinguer cette formation de celle sus-jacente des Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse.

Des variations latérales de faciès existent entre les deux flancs du synclinal. Sur le flanc nord, la formation est essentiellement représentée par des pélites (argilites) verdâtres straticulées, de siltstones surmontés par des grès et des pélites rouges montrant des bioturbations. Sur le flanc sud, ce sont principalement des pélites gréseuses violacées à pistes trilobées surmontées de grès verdâtres à straticules violacées.

Les bioturbations sont assez importantes. Les terriers, de diamètre millimétrique, correspondent probablement à des traces d'activités de polychètes. Les pistes fossiles sont également bien répandues ; certaines des formes trilobées ont été décrites par F. Doré (1969). Elles montrent trois lobes séparés par deux sillons médians et pourraient correspondre à des traces de reptation de gastéropodes. Ces traces semblent être spécifiques à cette formation. Ces bioturbations traduisent un milieu de sédimentation lié au domaine marin.

Le passage de cette formation à celle des Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse s'effectue de manière graduelle dans le flanc sud du synclinal. Les petites straticules de pélites vertes prennent peu à peu le pas sur les pélites violacées.

k4. Formation des Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse (Cambrien moyen) (250 à 300 m). La Formation des Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse a été définie sur la feuille à 1/50 000 Condé-sur-Noireau (schistes verts du Pont-de-la-Mousse). Dans l'Ouest de la Zone bocaine son équivalent latéral est la Dalle de Campeaux. Dans le Synclinal d'Urville, les grès et pélites verts n'ont été reconnus que dans le flanc sud de la structure. Là, les dépôts ont une épaisseur de 250 m à 300 m. L'âge de ces dépôts, par comparaison avec la Zone bocaine, pourrait être cambrien inférieur pour se terminer dans le Cambrien supérieur (Le Corre et *al.*, 1991).

La formation est constituée d'une alternance silto-gréseuse millimétrique à centimétrique de couleur variant du jaune-vert au bleu-vert ou vert foncé. Macroscopiquement, la roche présente une succession de petits lits gréseux à grains fins à très fins et de straticules, millimétriques à centimétriques, de pélites vert foncé à bleutées ; l'un et l'autre se retrouvent fréquemment sous forme de lentilles discontinues. Au microscope, la transition entre ces deux types de sédimentation se fait de façon plus ou moins progressive.

La formation présente un granoclassement positif. Une séquence-type débute par un petit niveau gréseux à grains fins, puis évolue vers un grès à grains très fins pour finalement être ennoyé par un sédiment argileux. L'interface grès/pélites présente, par ailleurs, de fréquentes petites figures de charges.

Les grès sont arkosiques. Ils se caractérisent par l'abondance des minéraux micacés (jusqu'à 10 % voire 15 % de biotite et muscovite) et de feldspaths (20 % à 30 % environ de feldspaths alcalins et de plagioclases type oligoclase). Le quartz reste l'élément majoritaire dans ce faciès (50 à 60 %). En ce qui concerne les produits micacés, la teneur en muscovite et en biotite est extrêmement variable. De manière générale, la biotite tend à augmenter vers le haut de la série. La chlorite est présente dans la matrice quartzo-phylliteuse, soit sous forme de pennine, soit sous forme de clinochlore.

Les pélites sont constituées en grande partie (50 % voire 70 %) de minéraux argileux tels que l'illite, la séricite et la chlorite. De très fines particules de quartz complètent l'inventaire minéralogique.

De très nombreuses figures sédimentaires ont été observées à la surface des bancs :

- des rides d'oscillations simples qui se présentent en petites strates ondulées, millimétriques à centimétriques et qui caractérisent un milieu de sédimentation relativement calme, généralement peu profond ;
- des rides de courants qui correspondent à des petites strates obliques ou entrecroisées ;
- des figures de charge qui sont très fréquentes, mais surtout visibles au microscope. Elles reflètent l'empreinte de petits grains dans un sédiment encore non lithifié ;
- des slumps qui sont des phénomènes gravitaires relativement rares ;
- de petites figures d'expulsion de fluides ont été observées au microscope. Elles sont le résultat de la compaction des sédiments.

La Formation des Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse est la dernière d'âge cambrien dans le Synclinal d'Urville. Une régression générale marque la fin de ce cycle sédimentaire. La lacune de sédimentation persistera jusqu'au dépôt de la Formation du Grès armoricain.

Ordovicien

L'ensemble des dépôts ordoviciens a une puissance de 550 m dans le Synclinal d'Urville.

02. Formation du Grès armoricain (Arénig) (25 à 45 m). Le Grès armoricain affleure largement dans les vallées de la Laize et du Laizon, ainsi qu'à Estrées-la-Campagne, au Châtelet et, surtout, à Perrières où il est exploité.

Le terme de « Grès armoricain » a été défini par M. Rouault (1850) et étendu au grès de Basse-Normandie par P. Dalimier (1862). Le Grès armoricain est bien représenté dans le Synclinal d'Urville. Sa puissance varie de 45 m à Potigny, à l'Est, à 25 m seulement à Gouvix à l'Ouest. Après plissement, les barres gréseuses ont créé des paléoreliefs autour desquels les sédiments mésozoïques se sont déposés. Certaines n'ont jamais dû être recouvertes par ces sédiments comme à Estrées-la-Campagne. Cette morphologie remarquable dessine dans le paysage la géométrie du Synclinal d'Urville.

La Formation du Grès armoricain débute, semble-t-il, sur moins d'un mètre d'épaisseur, par un niveau de poudingue qui n'a pu être retrouvé qu'en pierres volantes autour de Sassy. Il est constitué de petits galets centimétriques pris dans une matrice quartzreuse.

Le Grès armoricain correspond à un quartzite blanc très massif et homogène, à grains fins à moyens. La patine est brune. Il se distingue par sa dureté très importante. Il est ainsi exploité pour les granulats dans la carrière de Perrières.

À l'échelle microscopique le faciès est monotone. Il se compose de 99 % de grains de quartz isogranulaires. Les grains sont jointifs. Quelques paillettes de muscovite et des minéraux opaques, des zircons émoussés et saillants, du rutile et de la tourmaline complètent la minéralogie de ces grès. Il n'y a jamais été décrit de feldspaths ni de glauconie.

Le Grès armoricain contient de nombreuses traces de bioturbations dont les tigillites (*Daedalus*, *Skolithes*). Ce sont des terriers qui ont une origine relativement mal connue. Il s'agirait, soit de terriers de lingulés, soit de vers de type annélide. Ils ont un diamètre d'ordre centimétrique et peuvent atteindre plus d'un mètre de long. Leur remplissage est de même nature que la matrice, c'est-à-dire quartzitique. Ils constituent un très bon critère de polarité puisqu'on les trouve toujours perpendiculaires à la stratification. Ils sont en outre très fréquemment concentrés dans certains bancs et sont alors quasiment jointifs.

D'autres bioturbations affectent le Grès armoricain :

- des terriers verticaux, de plus faible longueur et d'un diamètre de plusieurs centimètres (sur le flanc nord du synclinal entre Rouvres et Olendon) ;
- des terriers hélicoïdaux creusés, semble-t-il, par des annélides sessiles (arénicoles) ;
- des traces de reptation ou bilobites des anciens auteurs (environs de Sassy).

Les grès ont été datés de l'Arénig grâce à la présence de chitinozoaires et d'acritarches dans de fins niveaux pélitiques.

À l'échelle du Massif armoricain, l'influence tidale rend délicate la localisation de la zone de provenance des matériaux constituant le Grès armoricain (Durand et Noblet, 1986). Le déplacement des sédiments semble cependant s'être effectué vers le Nord, au niveau de la presqu'île de Crozon (Ouest Bretagne) et vers le SSW en partie orientale du Massif armoricain (Durand, 1985). Cette dernière direction de transport peut être observée dans le Synclinal d'Urville grâce à l'orientation des rides de courant obser-

vées à la surface des bancs de grès (ripple marks, grandes rides à strates obliques).

Le Grès armoricain se caractérise dans cette région par de rapides variations d'épaisseur montrant une diminution de la puissance des dépôts du Sud-Est au Nord-Ouest. Cette variation est liée à la disparition progressive du Grès armoricain vers l'Ouest. Il n'existe plus dans le Synclinal de May-sur-Orne et dans la partie centrale de la Zone bocaine. L'extension maximale de ce faciès se situe dans la forêt de Cinglais où des forages réalisés en 1914, l'on atteint (feuille Villers-Bocage).

La Formation du Grès armoricain dans le Synclinal d'Urville est caractéristique d'un milieu de dépôt situé dans la partie supérieure d'une plateforme peu profonde soumise à l'action des marées, des courants, de la houle et des vagues (Le Corre et *al.*, 1991).

Le passage aux pélites noires (Formation des Pélites noires d'Urville) s'effectue progressivement par des alternances gréso-pélimitiques.

03. Formation des Pélites noires d'Urville (Arénig supérieur, Llanvirn) (120 m). La Formation des Pélites noires d'Urville est encore appelée « Schistes d'Angers » ou « Schistes à calymènes ». Ces alternances de pélites et de grès sombres bleu-noir plus ou moins micacés, sont largement représentées dans l'ensemble du Massif armoricain. Elles marquent une accentuation de la transgression. Ce sont les premiers dépôts ordoviciens dans les synclinaux de May et de la Zone bocaine, mais elle se dépose après la Formation du Grès armoricain dans le Synclinal d'Urville. La formation fait environ 130 m dans le Synclinal d'Urville (Robardet, 1981), dont 7 m pour le minerai de fer oolitique, 110 m dans le Synclinal de May dont 2,5 m de minerai de fer oolitique et à peine 30 m dans la Zone bocaine centrale dont moins de 2 m de minerai de fer oolitique.

La Formation des Pélites noires d'Urville présente rarement une succession complète à l'affleurement, mais celle-ci est connue à partir des forages. La formation présente la succession suivante (d'après le sondage du Livet, Doré, 1971) :

- les **pélites gréseuses à pistes (4 à 6 m) et les grès du mur (4 à 5 m)**. La formation débute par une dizaine de mètres de pélites gris-vert légèrement gréseuses et micacées, contenant de nombreuses traces de bioturbation (bilobites, *Cruziana* ainsi que des trilobites roulés en boule). Au microscope, ces pélites sont formées de petits grains de quartz dispersés dans un mélange de fines paillettes argileuses et de micas blancs. On peut y observer des microchenaux ainsi que des bioturbations liées à d'anciens terriers de vers. Les pélites sont surmontées d'un banc de grès dit « Grès du

mur » montrant également de nombreuses bioturbations. Ces niveaux constituant la base de la formation peuvent encore être observés à Soumont-Saint-Quentin, juste à gauche de l'ancienne entrée de la galerie de Marie-Joly ;

• **le minerai de fer.** Ce niveau de minerai de fer de 6 m de puissance environ n'est plus visible à l'affleurement, car il a été entièrement exploité. Les descriptions que nous en avons proviennent des travaux miniers (Joseph, 1983). Le niveau à minerai de fer présentait trois faciès :

– **le grès ferrugineux** de base, qui correspond à un faciès de transition entre les pélites gréseuses et les grès noirs du mur avec le minerai de fer. Le grès s'enrichit progressivement en oolites chloriteuses ;

– **le minerai chlorito-carbonaté** qui est constitué d'oolites et de quartz dispersés dans une matrice argileuse, contenant également des fines aiguilles de chlorite et de la sidérite cristallisée tardivement. Selon la nature des oolites, le minerai prend différente teinte, soit gris-vert ou noir lorsque les enveloppes des oolites sont chloriteuses, soit marron quand sont associées aux oolites chloriteuses des oolites de plus grande taille, à enveloppe, où alternent chlorite et hématite ;

– **le minerai de fer oolitique** qui est plus homogène que le faciès précédent. Ce minerai, de teinte rouge ou rosée, contient des oolites d'hématite, responsable de la coloration rouge et des grains de quartz jointifs ainsi que quelques chlorites vertes. Le ciment est constitué par de la sidérose.

P. Joseph (1983) a décrit des « méga-rides » dans le minerai de fer. Hautes de plus d'un mètre et espacées d'environ 800 m, ces rides parallèles seraient liées à des courants. L'importance des courants peut également être mise en évidence par la présence de lentilles gréseuses et de microchenaux dans l'ensemble de la formation, ainsi que par l'oolitisation des grains ;

• **les pélites et grès bioturbés du toit (5 m) et le grès bioturbé (6 m)** surmontent le minerai de fer. Ils sont encore riches en fer à leur base ;

• **les pélites fines subardoisières ou « grande série des schistes noirs » (85 m)** constituent la partie principale de la formation. Ce sont des pélites noires, micacées, fines, contenant un peu de quartz et montrant des passées gréseuses disposées en lentilles stratiformes. On peut y observer quelques traces de bioturbations, notamment des pistes. À l'échelle microscopique, l'ensemble est très fin et ne contient que quelques rares grains de quartz. Des microfigures sédimentaires, correspondant à de petits chenaux, traduisent l'influence de courants lors de la sédimentation ;

• **les pélites gréseuses à pistes (5 m) et les grès schisteux bioturbés (6 m)**, ou grès supérieurs, constituent le sommet de la formation.

À la base de la Formation des Pélites noires d'Urville, des graptolites : *Didymograptus murchisoni* d'âge llanvirnien ont été trouvés près de Potigny. De nombreux autres fossiles ont été découverts dans cette formation des trilobites (*Neseuretus tristani*, *Crozonapsis mayensis*, etc.), des brachiopodes et des ptéropodes. La microfaune se compose d'acritarches, de scolécodontes et de chitinozoaires dont les principaux représentants sont (Rauscher, 1970) : *Cyathochitina*, *Siphonochitina* et *Euconochitina*. On citera également des trilobites : *Calymene (Synhomatonotus) tristani*, *Calymene (Colpocoryphe) aragoi*, *Dalmanites socialis*, *Dalmanites micheli*, *Ogygia guettardi*, *Asaphus cianus*, *Placoparia tourneminei*, des brachiopodes : *Orthis budleighensis*, des mollusques : *Redonia deshayesi*, *Actinodonta britannica*, *Arca* sp., *Ctenodonta* sp., *Bellerophon* sp., *Pleurotomaria* sp., *Cystides* sp. et des ostracodes.

Les traces de pistes sont très abondantes, mais pas toujours en bon état. On les trouve aplaties entre les feuillettes des schistes ou tronquées par les clivages.

Conditions de sédimentation de la Formation des Pélites noires d'Urville. Les Pélites noires d'Urville présentent des associations ichnologiques bien différentes de celles du Grès armoricain. La plupart des traces observées sont l'œuvre d'animaux limnivores à la recherche de nourriture (faune benthique). Elles se développent essentiellement dans les horizons pélitiques et disparaissent quand la sédimentation devient trop gréseuse. L'ensemble caractérise un milieu de sédimentation plus profond. Des sédiments fins silto-pélitiques, riches en matière organique, se décantaient sur le fond et étaient soumis à l'activité de fousisseurs. Des apports plus grossiers viennent perturber localement dans le temps et dans l'espace les dépôts précédents et l'activité des organismes fousisseurs. En ce qui concerne le minerai de fer, la présence d'oolites et de mégarides indique une agitation importante du milieu contrastant avec le milieu de sédimentation calme des pélites noires.

04-5. Formation du Grès de May (Llandeilo - Caradoc) (270 m). Second terme gréseux de la série ordovicienne d'âge llandeilien - caradocien, le Grès de May comme le Grès armoricain constitue un trait morphologique dominant de la région. Néanmoins, il affleure moins bien que le Grès armoricain. Il est observable, par exemple, à Urville (x = 407,41 ; y = 1150,72) et, près du Livet, le long du chemin qui mène à l'ancien carreau de la mine (x = 405,1 ; y = 1148,2).

Cette formation porte le nom de la localité type, May-sur-Orne (feuille Villers-Bocage). La puissance de cette formation dans le Synclinal d'Urville est d'environ 270 m. Elle diffère du Grès armoricain par sa coloration rouge et blanche et par ses bancs de quartzite moins épais, séparés

par des horizons silteux ou péliteux. Le Grès de May contient un plus grand nombre de micas et des feldspaths.

Quatre membres ont été distingués dans cette formation :

04G. Membre des Grès ferrugineux (Llandeilo) (45 m). Situés en contact avec les Pélites noires d'Urville, ces grès ferrugineux doivent leur nom à l'existence de bancs de grès minéralisés. Leur puissance est d'environ 45 m. Ce membre est bien représenté sur le flanc nord du synclinal, à Urville, dans une ancienne carrière en face de la station d'épuration. Ce sont des quartzites stratifiés en bancs réguliers, de 20 à 70 cm d'épaisseur, jointifs ou séparés par 5 à 10 cm de grès micacés ou de pélites noires. Les quartzites sont de couleur sombre, vert à rosé. Les grains sont fins, homogènes. Ils sont constitués à 99 % par des grains de quartz isogranulaires, jointifs ou séparés par des minéraux argileux. Quelques feuillettes de muscovite et des grains de minéraux opaques complètent la minéralogie de ces quartzites.

Sur le flanc sud du Synclinal d'Urville, le membre est constitué de grès quartziteux en bancs de 5 à 20 cm d'épaisseur. Il affleure au Nord-Est de Potigny ($x = 412,6$; $y = 1145,2$) et à l'Ouest de Saint-Germain-le-Vasson ($x = 405,7$; $y = 1148,0$). Les Grès ferrugineux contiennent de nombreuses figures de courant. L'orientation des rides asymétriques (ripple marks), après remise à l'horizontale, indique un sens de courant dirigé vers le NNE. Parmi les traces de bioturbations, les pistes de reptation sont fréquentes sur les surfaces à ripple marks, surtout quand celles-ci sont recouvertes par une mince pellicule argilo-micacée. Ces pistes, rectilignes ou curvilignes, de 5 à 10 mm de large et de plus d'un mètre de long pour certaines, montrent un sillon médian séparant deux bords convexes (bilobites de type *Cruziana*). Les terriers sont également nombreux. Ils sont à section circulaire, d'un diamètre de 5 mm. Ils traversent obliquement les bancs sur au moins 20 cm de hauteur.

Quelques fossiles y ont été découverts dans les horizons pélitiques (Robardet, 1981 ; Dangeard et Doré, 1971) : des trilobites (*Eohomalonotus viellardi*, *Neseuretus tristani*) et des cystidés (*Aristocystes* sp., *Calix rovanti* et *Pachycalix* sp.). La microfaune de chitinozoaires est marquée par la prédominance de formes trapues (Rauscher, 1970) : *Euconochitina brevis* et *Siphonochitina clavata*.

04PM. Membre des Grès du Petit-May (Llandeilo) (95 m). Le Membre des Grès du Petit-May a une puissance de 95 m environ (Ouest de Saint-Germain-le-Vasson, $x = 405,5$; $y = 1148,2$). Il est formé par l'alternance de grès péliteux en plaquettes, de quartzite blanc à gris-beige en bancs de 10 à 50 cm qui dominent sur l'ensemble, et de lits d'argilite noire. L'ensemble présente une teinte claire, blanche, grise ou rose. Les horizons d'argilite noire soulignent les structures sédimentaires. Les bancs gréseux contiennent autour

de 90 % de grains fins de quartz. Ils sont emballés par des minéraux argileux. Les minéraux opaques et les micas sont plus nombreux que dans le membre précédent.

Ces dépôts sédimentaires montrent de nombreuses rides de courant et des bioturbations. La faune comprend essentiellement des brachiopodes, des conulaires et des trilobites (*Eohomalonotus vicaryi*, *Eohomalonotus serratus*, *Eohomalonotus brongniarti*, *Crozonaspis incerta*, *Plaesiacomia brevicaudata* et *Platycoryphe* sp.) trouvés dans les bancs de grès tendres ou les horizons d'argilites.

04P. Membre des Pélites noires intermédiaires (Llandeilo). En raison de leur épaisseur très faible (une dizaine de mètres), ces pélites noires ne s'observent que dans des conditions d'affleurement exceptionnellement favorables – Soumont-Saint-Quentin ($x = 412,2$; $y = 1145,8$) – et également dans les sondages. Séparant les Membres du Petit-May et du Grand-May, les pélites intermédiaires marquent le passage du Llandeilo au Caradoc. C'est un ensemble d'argilites et de pélites vert foncé ou noires, micacées, contenant des intercalations de petits bancs infradécimétriques de grès. Ces grès sont noirs à grains très fins, constitués essentiellement de quartz anguleux non jointifs, pris dans une matrice argilo-ferrugineuse très sombre. Ils contiennent de nombreuses muscovites alignées selon la stratification. Un examen en lame mince a montré des microbioturbations (terriers verticaux) perturbant la stratification des grains.

Le sommet du membre est marqué par quelques bancs de quartzite noir, de 15 cm d'épaisseur en moyenne, venant s'intercaler dans les pélites. La faune décrite dans les pélites intermédiaires se compose de trilobites (*Neseuretus tristani* et *Marrolithus bureaui*), d'un graptolite (*Amplexograptus perexcavatus*), d'ostracodes et d'une microfaune de chitinozoaires (*Lagenochitina* cf. *claviformis* et *Desmochitina* sp.).

05GM. Membre des Grès du Grand-May (Caradoc) (120 m). Les grès du Grand May se présentent en bancs en moyenne plus épais que les membres précédents. Cependant, ils sont très irréguliers (20 cm à 3 m d'épaisseur) et séparés par des horizons péliteux ou argiliteux. La puissance totale est d'environ 120 m.

Certains bancs de quartzite (Ouest de Saint-Germain-le-Vasson, $x = 405,8$; $y = 1148,3$) montre une ferruginisation zonée qui se présente sous forme de veinules brun-rouge, disposées parallèlement à la stratification. Elles contrastent avec le fond gris-blanc des quartzites et ont été appelées de ce fait « bancs pie » par les carriers. Le fer proviendrait de l'hydrolyse de paillettes de biotite au niveau de plans de structuration (Poncet, 1962). Lors de l'enfouissement des sédiments, la compaction

aurait provoqué la formation de stylolites localisés aux niveaux de straticules de biotites. Puis, la fracturation des grès lors de l'orogénèse hercynienne aurait créé un réseau de diaclases permettant la circulation d'eau météorique. Celle-ci serait à l'origine de l'hydrolyse des biotites et de la libération du fer dans les zones poreuses et les diaclases, donnant ainsi aux grès leur aspect rubané particulier.

Au microscope, les Grès du Grand-May se révèlent être assez hétérogènes. Les quartz constituent 85 % des grains. Ils sont très hétérogranulaires et à contours assez diffus. De nombreux minéraux opaques viennent assombrir la roche. Des micas blancs sont également présents.

Ces dépôts montrent des chenaux gréseux de 0,5 m de haut et de 2 m de large en moyenne avec des strates obliques (Urville : $x = 407,3$; $y = 1150,7$).

Les bioturbations correspondent principalement à des terriers, traces d'une faune benthique fouisseuse. Les uns sont verticaux, circulaires, et ont un diamètre de 1 cm. Ils sont constitués de deux cercles concentriques. Les autres, horizontaux, se composent d'une galerie de 5 mm de long aboutissant à une loge en forme de lentille aplatie de 2 cm sur 4 cm et d'une épaisseur de 5 mm.

Conditions de sédimentation. Cette formation résulte de l'accumulation rythmique de niveau sableux et d'horizons silto-pélitiques à caractères sédimentologiques et ichnologiques d'un milieu marin littoral peu profond.

05-6. **Formation des Pérites supérieures et Formation des Pérites gréseuses à fragments polygéniques (Caradoc - Ashgill).**

• **Formation des Pérites supérieures** (10 à 15 m). La Formation des Pérites supérieures n'est présente que dans le flanc sud du Synclinal d'Urville (Livet, commune de Saint-Germain-le-Vasson sur la rive droite de la Laize). Elle a été également retrouvée dans les forages du Livet, d'Urville-Soumont 6, et dans un puits à Aisy.

La formation a une épaisseur de 10 à 15 m. Elle est constituée par une alternance de pérites, de quartzites et de psammites de teinte brune, noirâtre ou verdâtre, à galets noirs millimétriques (Robardet, 1981 ; Dangeard et Doré, 1971). Les rares roches sédimentaires à l'affleurement, attribuées à cette formation (Ouest de Saint-Germain-le-Vasson : $x = 405,8$; $y = 1148,4$), correspondent à des grès en bancs assez massifs de 50 cm d'épaisseur. De teinte gris-vert, ils contiennent des passées rouges. Ce sont des grès micacés à petits galets de pérites noires d'un diamètre de 5 mm au plus.

Ils sont surmontés par des grès noirs à grains très fins, riches en muscovite. Il n'a jamais été trouvé de faune dans cette formation (Robardet, 1981).

• **Formation des Pélites gréseuses à fragments polygéniques** (environ 100 m). La Formation des Pélites gréseuses à fragments polygéniques est aussi connue sous l'appellation de Tillite de Feuguerolles. C'est sur la feuille voisine de Villers-Bocage, dans le Synclinal de May que se trouve la localité type. L'origine glacio-marine de cette formation a été démontrée par L. Dangeard et F. Doré (1971), grâce à la présence de *drop-stones* (débris largués par des icebergs) et de galets à faces striées dans les forages qui l'ont traversée. Les tillites se présentent sous la forme d'une roche compacte, gréséo-micacée, de couleur gris verdâtre, constellée de débris hétérométriques n'excédant pas 10 cm et des petites cavités de même taille. Les éléments remaniés sont tous d'âge paléozoïque : Grès de May, siltite et conglomérat phosphaté du Llanvirn, Grès armoricain, grès feldspathiques cambriens. Les nombreux petits trous observés dans la roche sont les anciens emplacements des fragments de calcaires ashgilliens qui ont été dissous.

Dans le Synclinal d'Urville, la formation a une puissance de 96 m. Plusieurs faciès y ont été décrits dans le forage du Quesnay (Doré et Le Gall, 1971), soit de bas en haut :

- les pélites inférieures sur 5 m,
- le grès de base sur 5 m,
- les pélites moyennes sur 8 m,
- les grès intermédiaires sur 25 m,
- les pélites supérieures sur 53 m.

Dans la partie occidentale du synclinal, au niveau de la vallée de la Laize (Ouest Saint-Germain-le-Vasson : $x = 405,85$; $y = 1148,45$) le premier niveau manque. Ce sont les pélites supérieures qui contiennent les fractions clastiques exotiques.

Au microscope, les pélites sont dans l'ensemble sombres, constituées essentiellement de grains de quartz dispersés dans une matrice phylliteuse abondante. Les grains de quartz sont de taille très hétérogène et sont anguleux pour la plupart. Cependant, les plus gros sont bien arrondis. Les pélites contiennent également des micas (muscovites et chlorites), quelques feldspaths, des minéraux lourds et des pyrites.

Condition de sédimentation. Les pélites à fragments polyédriques ou Tillite de Feuguerolles correspondent à des vases marines, déposées en milieu calme et alimentées en éléments polygéniques par la fonte de glaces flottantes (sédimentation glacio-marine). Ces dépôts sont les témoins lointains de la présence d'une calotte glaciaire située sur le continent africain.

La sédimentation de cette paratillite coïncide avec la régression de la mer ordovicienne en Normandie (Doré et Le Gall, 1971).

Âge. Au sommet de la Formation des Pélites gréseuses à fragments polygéniques, des passées plus micacées renferment un niveau fossilifère à trilobites (*Dalmanites praecursor*, *Dalmanitina obtusicaudata brevispinosa* et *Calliops* sp.) et à ostracodes (*Bollia* aff. *biplicata*) (Henningsmoen et al., 1964). Cette faune ne permet pas de trancher entre un âge ordovicien supérieur ou silurien inférieur. En revanche, les fragments de calcaires retrouvés en sondage dans la tillite ont été datés de l'Ashgill (Weyant et al., 1977). Enfin, l'information faunique (macro- et microfaune) concernant les dépôts glacio-marins du Sud-Ouest de l'Europe et du Nord-Ouest de l'Afrique, concourt à leur fixer un âge ashgillien tout à fait supérieur (Robardet et Doré, 1988).

Silurien

S. Pélites indifférenciées (230 m). À l'affleurement (OUILLY-le-Tesson : x = 413,2 ; y = 1145,6), il n'a pas été possible de distinguer cartographiquement les différents faciès lithologiques reconnus en sondages. Par grattage dans les talus et caniveaux, on observe des pélites noires très altérées et quelques grès à grains fins de couleur jaune.

En revanche, le sondage du Quesnay, au Nord de Potigny, montre une succession assez complète avec (Robardet, 1981) :

• **les Pélites à fucoïdes ou « Schistes à fucoïdes »**, à la base, sur 25 à 30 m, qui sont rapportés au Llandovery. Ce sont des pélites noires qui alternent avec des lits plus ou moins lenticulaires de grès et quartzites de quelques centimètres d'épaisseur. Les passées psammitiques, micacées deviennent plus fréquentes vers le sommet. Les grès deviennent calcareux, finement lités et prennent une teinte rousse. Certains bancs atteignent 15 cm d'épaisseur et montrent parfois des microstrates obliques. Les pélites fines contiennent par endroits des petits nodules de pyrite et d'ampélite.

Au microscope, les psammites sombres présentent de nombreux grains de quartz de taille hétérogène. Les plus petits grains sont anguleux. La muscovite est en grande quantité. Des petits galets d'argilites et de siltites allongés et émoussés sont également emballés dans la matrice argileuse. Celle-ci est de teinte sombre. À la surface des bancs se dessinent de nombreuses pistes curvilignes très fines, entrecroisées (fucoïdes). D'autres traces fossiles ont été découvertes par D. de Tromelin (1877) : des néreites, des astéries (*Palaestrina morieti* et *Palaestrina gracilis*) et des graptolites non déterminables.

L'âge de cette formation est attribué au Llandovery par sa position stratigraphique sous le calcaire et les ampélites de Feuguerolles wenlockiens ;

• **le calcaire et les ampélites de Feuguerolles** qui constituent une puissante formation (200 m) au-dessus des Pélites à fucoides. Elle est très riche en fossiles, particulièrement en graptolites. Elle contient à sa base un calcaire noir, tendre ou dur, de puissance métrique. Celui-ci est fréquemment traversé par des veines de calcaire spathique blanc. Ils dégagent sous les coups de marteau une odeur nauséabonde qui lui a valu le nom de « calcaire fétide ».

Le calcaire noir est surmonté par des ampélites dont la puissance est d'environ 200 m. Ce sont des argiles riches en matière organique contenant une fraction détritique à grains très fins. La faible compétence de ces ampélites leur a valu le nom de « schistes pourris ». Comme les calcaires, ils dégagent une odeur fétide. Ils sont constitués, en quantité notable, de matières bitumineuses, ce qui explique que certains, au début du siècle, les ont pris pour de la houille. On rencontre quelquefois dans ces ampélites des nodules argileux pénétrés de marcassite.

Les calcaires et surtout les ampélites renferment des graptolites en très grande quantité (*Monograptus priodon* et *Retiolites geinitzianus*) qui confèrent un âge wenlockien à la partie inférieure de cette formation. Il a également été trouvé dans le calcaire des orthocères et un bivalve caractéristique de cet étage, le *Cardiola interrupta*. Les deux tiers supérieurs des ampélites ont été attribués au Ludlow.

Tous les fossiles recueillis (graptolites, orthocères, ostracodes, algues, radiolaires) appartiennent à une faune pélagique. Il n'y a pas d'organismes benthiques. Cela traduit l'existence sur le fond des conditions impropres à la vie (milieu réducteur). La bonne conservation des fossiles traduit un milieu de sédimentation calme, les apports détritiques étant très réduits. Cette sédimentation euxinique signifie le maintien d'un régime de mers épicontinentales.

MÉSOZOÏQUE

La coupure Mézidon est constituée, pour l'essentiel, de terrains mésozoïques ; abstraction faite des formations superficielles, ces derniers représentent en effet 95 % des roches à l'affleurement de la feuille : 85 % pour le Bathonien et 10 % pour le Callovien ; le socle anté-mésozoïque n'affleure que sur 5 % environ de la surface. Les formations mésozoïques se sont déposées sur la bordure occidentale du bassin de Paris (Mégnien et *al.*, 1980).

Après le paroxysme orogénique hercynien (Carbonifère inférieur), les reliefs du Massif armoricain sont érodés. Les dépôts du Carbonifère supérieur et du Permien sont piégés dans le bassin de Carentan, sur le seuil du Cotentin : aucun dépôt de cet âge n'est connu sur le territoire de la feuille Mézidon. En revanche, les dépressions de la surface post-hercynienne pénéplanée sont comblées par des dépôts fluviatiles au Trias.

Les formations hettangiennes et sinémuriennes sont cantonnées aux confins du Cotentin et du Bessin, et aux fonds de la Manche centrale. À la fin du Sinémurien (Lotharingien), les eaux marines arrivent au pied des écueils paléozoïques du Synclinal de May où elles déposent des faciès marneux chargés en graviers et en galets triasiques au voisinage des îlots émergés. La transgression liasique se généralise au Pliensbachien inférieur (Carixien). Jusqu'à l'Aalénien, les dépôts de nature argilo-sablo-carbonatée sont peu épais. Sur certaines paléocrêtes, les formations du Pliensbachien-Toarcién-Aalénien, voire du Bajocien, peuvent ne pas être représentées.

La transgression bajo-bathonienne caractérise l'établissement d'une plate-forme carbonatée (fig. 3, hors-texte). Dès le Bathonien moyen, une crise épirogénique (rejeu d'accidents hercyniens) amorce sa dégradation. À partir du Callovien, une sédimentation terrigène se substitue aux dépôts carbonatés de plate-forme ; la composante détritique augmente jusqu'au Callovien supérieur qui a laissé les derniers dépôts actuellement présents sur la feuille Mézidon.

La coupe en bordure de carte montre un exemple caractéristique de la succession des formations mésozoïques.

Trias

t7. Formation fluviatile : sables grossiers, sablons, conglomérats et argiles (Trias supérieur : ? Rhétien) (0 à 15 m). Une formation fluviatile constitue localement la base de la sédimentation post-hercynienne. Elle renferme des membres à lithologies variées : sables fins (sablons), sables grossiers évoluant jusqu'à des galets centimétriques, conglomérats, argiles, intercalations fréquentes de lignite. Lorsque la base de la formation est à tendance argileuse, elle n'est pas facile à distinguer de l'épaisse zone d'altération des schistes briovériens. À l'intérieur même de la formation, les variations latérales de faciès, très rapides, traduisent probablement l'évolution chenalissante du réseau hydrographique. Le caractère essentiellement meuble des dépôts les rend peu affleurant.

Les affleurements de Trias sont rares. Ils s'avèrent être limités à quelques secteurs situés dans l'extrémité sud-ouest de la feuille. À Bactot, un faciès

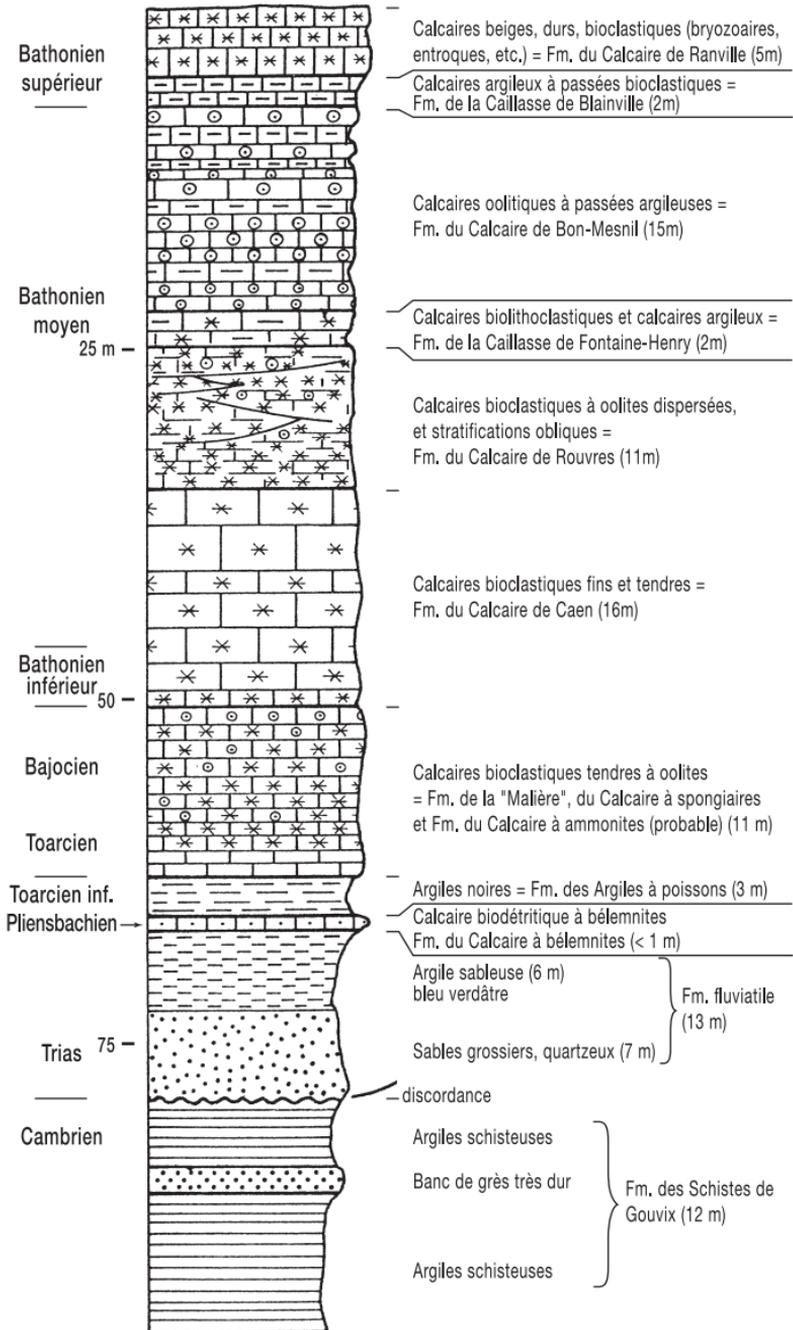


Fig. 4 - Coupe géologique du sondage 146 - 6X - 0102 (les Cinq Sous, commune de Rouvres) (Deroin, 1997)

à galets apparaît en rive gauche du ruisseau sur une épaisseur d'environ 5 m ($x = 402,88$; $y = 1145,64$), en discordance sur le socle briovérien. Un tel faciès, dénommé localement « *roggons de coq* », peut être confondu avec certains dépôts de terrasses modernes. Dans les fonds de la vallée de la Laize, à l'Ouest de Potigny, la distinction entre des colluvions à base de galets triasiques, des argiles à galets du Trias et des alluvions anciennes peut s'avérer très délicate.

À Tassilly, un conglomérat à matrice silteuse, à traces d'oxydes de fer et riche en petits éléments émoussés de quartzite affleure sur quelques mètres ($x = 412,72$; $y = 1143,19$).

Les sondages montrent que les dépôts de la formation fluviatile sont toujours discordants sur un substratum schisteux briovérien ou paléozoïque. Ces terrains ont en effet été préférentiellement incisés par le réseau hydrographique tardi-hercynien. L'extension du Trias sous la couverture jurassique semble importante dans la région de Potigny et peut-être jusqu'à Sassy, à l'extrémité sud-orientale du Synclinal d'Urville. Ailleurs, le Pliensbachien, voire des dépôts jurassiques plus récents, repose directement sur le socle.

À Moulines (146-5X-0123), quatre entités lithologiques ont été rencontrées ; de bas en haut : 4 m d'arkoses intercalées de lentilles d'argiles grises finement sableuses, 1,9 m de graviers grossiers, 1,1 m d'argiles et 5,6 m de graviers grossiers formant l'aquifère principal. À Potigny (146-6X-0097), la coupe rencontrée indique, toujours de bas en haut : 3,1 m de sables grossiers à graviers de quartz, 0,3 m d'argile verdâtre, 2,7 m de sables grossiers roux ; une croûte ferrugineuse affecte le sommet.

L'épaisseur de la formation fluviatile reconnue en sondages varie de 7 à 14 m. À Rouvres (fig. 4, 146-6X-0102), la formation est constituée d'une alternance d'argiles vertes et de graviers quartzitiques d'environ 12 m d'épaisseur. Néanmoins sur la commune de Bons-Tassilly (feuille Falaise), elle atteint 28 m au sondage 176-2X-0047, ce qui traduit d'importantes irrégularités de la surface. Cartographiquement, les dépôts fluviatiles rares sur la feuille Mézidon sont relativement abondants sur le flanc nord-oriental du Synclinal de Falaise, dans le prolongement de la Zone bocaine (feuille Falaise).

L'âge de la Formation fluviatile est supposé triasique par corrélation avec les terrains supposés équivalents du Seuil du Cotentin (feuille Carentan) ; aucun argument de terrain ne permet, sur la feuille Mézidon, de fournir un quelconque élément de datation. Dans le Synclinal de May, au Sud-Ouest de Caen, les galets « triasiques » paraissent remaniés dans certains faciès du Sinémurien supérieur (Lotharingien). Dans le bassin de Carentan, le « Trias » est discordant sur le Permien par l'intermédiaire d'une formation

détritique grossière à caractère fluviatile (Assise d'Éroudeville) à laquelle succède une formation fluviatile à laguno-lacustre (Assise d'Airel). Ces deux assises ont été respectivement rapportées au Norien et au Rhétien sur des bases paléontologiques (Baize et *al.*, 1997) ; ceci confirme la présence de Trias supérieur en Cotentin (Rioult, 1964) et les datations proposées par Muir et Van Cittert (1970, *In* : Mégnien et *al.*, 1980). Par conséquent, les dépôts fluviatiles anté-liasiques pourraient être également d'âge norien (t6) ou, plus probablement, rhétien (t7).

Jurassique inférieur (Lias supérieur)

13. **Formation du Calcaire à bélemnites : calcaires biodétritiques à bélemnites (Pliensbachien) (0 à 4 m).** Cette formation correspond aux premiers dépôts marins transgressifs. Sur la feuille Mézidon, il s'agit de calcaires bioclastiques de teinte grise dominante, plus rarement rosée, à grains ferrugineux, présentant des passées finement détritiques voire micro-conglomératiques. La texture dominante est celle de biomicrites à biosparites, riches en débris bioclastiques, notamment de brachiopodes, de lamellibranches et de crinoïdes. Les affleurements sont généralement médiocres sur la feuille Mézidon, sauf dans la coupe de Jouette (commune de Fresney-le-Puceux) qui montre la succession liasique complète (Pliensbachien-Toarcien), reposant sur le Briovérien et recouverte par le Bajocien (x = 403,28 ; y = 1155,58), ainsi qu'au Beffeux, au Nord-Ouest de Bretteville-sur-Laize (x = 405,03 ; y = 1153,13). Dans le Cinglais, les calcaires liasiques (Pliensbachien et Toarcien) sont en quasi-totalité décalcifiés et ferruginisés. Le meilleur site d'observation régional, décrit par A. Bigot (1927), est localisé à proximité du Calvaire de Falaise, à la sortie nord de la ville (x = 413,68 ; y = 1137,02), sur la feuille Falaise (Gigot et *al.*, 1999).

Le Pliensbachien a été décrit par M. Rioult (1968) au Nord-Ouest de Bretteville-sur-Laize, et au Sud de cette même localité où il devient de plus en plus détritique et ferrugineux à la base. À l'extrémité sud de la feuille (commune de Bons-Tassilly), le Pliensbachien est discordant sur les sables du Trias près de Poussendre. À partir de l'examen des galeries de mine entre Rocquancourt et Fontenay-le-Marmion, M. Rioult (1968) a également constaté que le Pliensbachien, ainsi que le Toarcien sus-jacent, s'étaient déposés dans les dépressions creusées dans les Schistes d'Urville.

En dehors des zones d'écueil (Bessin), deux membres respectivement marno-calcaire (Calcaire à *Cincta numismalis*) et marneux (Marnes à bélemnites) ont été identifiés sous le faciès sommital du « Banc de Roc ». Le Calcaire à *C. numismalis* est une biomicrite à pelletoides ferrugineux fortement bioturbée, à texture de wackestone à la base, packstone au

sommet ; il renferme en abondance la térébratule *C. numismalis*. Les Marnes à bélemnites correspondent le plus souvent à un interlit condensé argileux riche en bélemnites et en oolites ferrugineuses secondairement concentrées par bioturbation. Le « Banc de Roc » est un calcaire massif riche en bélemnites et gryphées, largement affleurant sur les feuilles Falaise et Bayeux-Courseulles ; il a été reconnu en sondages sur la feuille Mézidon (146-5X-0186 et 0187) et à l'affleurement dans les anciennes carrières de Grès de May d'Urville (Riout, 1968). Son épaisseur est comprise entre 0,6 et 0,9 m. La Formation du Calcaire à bélemnites se termine généralement par une surface horizontale bioturbée.

Aux sondages 146-5X-0186 et 0187 (les Aucrais), le Calcaire à bélemnites est discordant sur le calcaire marbre de Laize-la-Ville (Cambrien). Généralement, la formation semble reposer directement sur la formation continentale du Trias supérieur ; par exemple au sondage 146-6X-0097, près de Potigny, où un niveau calcaire bioclastique beige-roux à ciment beige de calcite, épais de 2 m, a été attribué au Pliensbachien. Cet étage a été identifié également dans le synclinal sous couverture de Ranville (feuille Caen) où il peut remanier les placages fluviatiles triasiques.

Épaisse de 6,8 m dans la carrière de la Roche-Blain à Fresney-le-Puceux et de 5,5 m dans la carrière Guérin à Feuguerolles, toutes deux sur la feuille Villers-Bocage, la formation du Calcaire à bélemnites est comprise entre 0 et 3 m sur la feuille Falaise ; elle ne paraît pas excéder 4 m sur le territoire de la feuille Mézidon (146-5X-0186 et 0187) une valeur de 4,05 m étant citée par M. Riout (1968) à Potigny. Comme sur la feuille Falaise, l'épaisseur de la formation est souvent de l'ordre du mètre voire moins, par exemple au sondage 146-6X-0102 à Rouvres (fig. 4).

La macrofaune comprend principalement des bélemnites (*Belemnites* = *Passaloteuthis* sp.), des accumulations de brachiopodes (*Zeilleria* sp., *Quadratirhynchia* sp., *Lobothyris* sp., etc.) et des lamellibranches. Dans le secteur des écueils (limite des feuilles Mézidon et Villers-Bocage) la formation est extrêmement condensée. En dehors de ces secteurs, les différentes formations sont mieux exprimées : le Calcaire à *Cincta numismalis* correspond aux zones à Jamesoni et Ibex du Carixien inférieur à moyen ; les Marnes à bélemnites sont datées de la zone à Davoei du Carixien supérieur au Domérien inférieur ; le « Banc de Roc » ressortit de la zone à Spinatum du Domérien supérieur.

14. Formations des Argiles à poissons et du Calcaire à ammonites : argiles à nodules calcaires, calcaires à oolites ferrugineuses (Toarcien) (0 à 5,7 m). L'ensemble toarcien ne peut être détaillé cartographiquement en raison de la faible épaisseur des différentes formations qui le composent. Sur la feuille Mézidon, les dépôts toarciens sont fréquem-

ment identifiés, tant à l’affleurement qu’en sondages. Sur le terrain, le faciès caractéristique est celui de calcaires jaunâtres à oolites ferrugineuses (oomicrites) très riches en ammonites, en bélemnites et en lamellibranches ; il affleure notamment à Fontenay-le-Marmion ($x = 403,75$; $y = 1158,15$) en discordance directe sur le socle, comme au Nord de la Brèche au Diable. À Tassilly, le Toarcien manque totalement et l’Aalénien repose sur le Pliensbachien (Riout, 1968). Le Toarcien affleure parfois dans les quartiers sud de Bretteville-sur-Laize (fondations de maison), puis vers le Sud-Est, en bordure du plateau jusqu’aux environs de Gouvix. En sondages, c’est-à-dire au large des écueils, le faciès des Argiles à poissons représente un niveau-repère classique défini par A. Eudes-Deslongchamps (1865).

Le passage du « Banc de Roc » (Pliensbachien) aux Argiles à poissons (Toarcien inférieur) correspond, au Sud de Caen (feuille Villers-Bocage), aux Couches à *Tenuicostatum* formant un mince banc de calcaire micritique bioturbé (biopelmicrite) condensé, à pelleteïdes ferrugineux (Toarcien basal). Les argiles, souvent jaunâtres au contact de la surface durcie du calcaire plienschbachien, passent à des argiles riches en nodules de calcaires micritiques marneux. Les nodules à texture de mudstone, bioturbé par des *Chondrites*, renferment des débris osseux de poissons – d’où la dénomination d’Argiles à poissons – des restes de reptiles et des fragments d’ammonites. La Formation du Calcaire à ammonites recouvre, dans le détail, différents membres, tantôt à dominante calcaire, tantôt à dominante marneuse : Calcaires et Marnes à *Hildoceras*, Marnes à *Haugia*, Calcaire à *Grammoceras*, Calcaire à grains ferrugineux, Marnes à ammonites. À Fontenay-le-Marmion (cf. réf. *supra*), l’affleurement livre une abondante faune renfermant notamment *Hildoceras bifrons* et *Harpoceras falciferum* situant le Toarcien local à la base du Calcaire à ammonites (zone à Serpentinum, sous-zone à Falciferum et zone à Bifrons, sous-zone à Bifrons).

L’ensemble toarcien est, comme le Calcaire à bélemnites (Pliensbachien) sous-jacent, très peu épais. En sondage, l’épaisseur de la Formation du Calcaire à ammonites est de 2,7 m au sondage 146-6X-0097 et de 5,6 m au Sud de Saint-Aignan-de-Cramesnil (Riout, 1968). Les Argiles à poissons présentent une épaisseur de 5,7 m au sondage 146-5X-0186 et d’au moins 3 m au sondage 146-6X-0102 (fig. 4).

En règle générale, le Toarcien, à l’instar du Pliensbachien, diminue d’épaisseur du Nord vers le Sud de la feuille.

Au-dessus des Couches à *Tenuicostatum* du Toarcien basal, les Argiles à poissons sont attribuées à la zone à Serpentinum (sous-zone à *Elegantulum*) du Toarcien inférieur. La Formation du Calcaire à ammonites recouvre de nombreuses zones d’ammonites depuis Bifrons jusqu’à Aalensis, couvrant le Toarcien moyen et supérieur.

Jurassique moyen

j1-2. Formations de l'Oolite ferrugineuse aalénienne, de la « Malière », de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux et du Calcaire à spongiaires indifférenciées (Aalénien - Bajocien).

• **Formations de l'Oolite ferrugineuse aalénienne et de la « Malière » pro parte : marnes à lamellibranches, bélemnites et ammonites, calcaires micritiques bioclastiques, marnes silteuses (Aalénien) (< 1 m ?).** L'Aalénien est représenté dans la Campagne de Caen par un faciès extrêmement condensé identifié, entre autres, par A. Eudes-Deslongchamps (1865) et M. Rioult (1968). La similitude avec le faciès sus-jacent de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux (Bajocien), le caractère non stratigraphique de la « Malière » et l'absence de coupe montrant le passage continu du Toarcien à l'Aalénien a conduit à regrouper les formations aaléniennes et bajociennes.

D'après les descriptions anciennes, la Formation de l'Oolite ferrugineuse aalénienne n'est représentée, au maximum de son développement, que par trois alternances décimétriques de marnes à lamellibranches, bélemnites et ammonites, et de bancs de calcaires micritiques jaunâtres, bioclastiques, à petites oolites ferrugineuses hétérométriques. L'épaisseur de l'ensemble est toujours inférieure à 1 m. La Formation de la « Malière » a été observée récemment dans les travaux du périphérique de Caen vers Bretteville-sur-Odon (feuille Bayeux) (Dugué et al., 1998) ; seul le membre inférieur (3 m) est aalénien. Il est formé de bancs calcaires peu fossilifères. Un banc-repère formé d'un calcaire grisâtre parcouru par de nombreux terriers verticaux (*Skolithos*, *Arenicolites*) marque stratigraphiquement le sommet de la « Malière » aalénienne. Au sondage 146-5X-0187, l'ensemble aalénien pourrait être représenté par 0,9 m de calcaire marneux à joints argileux.

L'Oolite ferrugineuse aalénienne est datée précisément de l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum). M. Rioult (1968) a mis en évidence, dans les labours près de Bons-Tassilly, à la limite des feuilles Mézidon et Falaise, la présence de *Leioceras opalinum* reposant probablement sur le Calcaire à bélemnites (Pliensbachien). Il y aurait ainsi lacune des formations toarciennes. La partie inférieure de la « Malière » ressortit des zones à Murchisonae et Concavum de l'Aalénien moyen et supérieur.

• **Formations de la « Malière » pro parte, de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux et du Calcaire à spongiaires : calcaires micritiques bioclastiques à oolites ferrugineuses, calcaires blanchâtres à oolites dispersées, calcaires bioclastiques grossiers (Bajocien) (0 à 10 m).** Les formations bajociennes sont surtout représentées à l'affleurement entre Bretteville-sur-Laize et May-sur-Orne (feuille Villers-Bocage). Elles appa-

raissent au niveau de la rupture de pente entre le plateau bathonien et la vallée, ainsi qu'à OUILLY-le-Tesson (château d'Assy, par exemple). Une bonne coupe peut être observée au Beffeux, près de Bretteville-sur-Laize (x = 405,03 ; y = 1153,13). Au Sud de la feuille, le calcaire blanchâtre à rares oolites, du sommet du Bajocien, passe progressivement au faciès micritique fin du Calcaire de Caen sus-jacent.

En fonction du contexte paléogéographique, le Bajocien peut reposer soit sur l'une des formations mésozoïques antérieures, soit sur le substratum paléozoïque ou briovérien. Le Bajocien – alors que le Lias semble disparaître totalement – se réduit à quelques mètres dans le secteur de Gouvix, voire disparaît également ; le sondage 146-5X-0180 d'Urville montre en effet le dépôt du Calcaire de Caen directement sur le socle, phénomène général sur les paléoreliefs gréseux. Au niveau de Potigny et d'Estrées-la-Campagne, le Bajocien a été décelé en sondage ; il affleure très ponctuellement au Sud de la feuille, vers Tassilly, ainsi que dans le cœur schisteux du Synclinal d'Urville à OUILLY-le-Tesson. Le sommet du Bajocien (Calcaire à spongiaires) a été reconnu en sondages au Nord et au Nord-Est de la coupure, sous la couverture bathonienne, vers Vimont, Mézidon et Ouville-la-Bien-Tournée. Le Bajocien est également omniprésent sous la couverture bathonienne de la feuille Caen (Riout et *al.*, 1989).

Les deux membres supérieurs de la « Malière » sont rattachés au Bajocien. Au-dessus du banc-repère à terriers, le membre moyen (2,4 m) est constitué d'un calcaire micritique grisâtre, riche en bélemnites à la base (zone à Discites) et de bancs calcaires plus massifs, bioturbés par des *Thalassinoides*. Le membre supérieur (0,4 m) est formé d'un calcaire glauconieux verdâtre.

L'Oolite ferrugineuse de Bayeux est représentée par des calcaires de couleur crème, jaunâtre ou blanchâtre. Il s'agit de biomicrites, parfois silteuses, à texture de wackestone à packstone ; elles renferment toujours d'abondantes oolites ferrugineuses marron, parfois vernissées. Dans certains bancs, les oolites paraissent assez bien calibrées ; dans d'autres, elles sont hétérométriques. Le sommet de la formation est régionalement marqué par des oolites plus grosses, isolées ou concentrées en paquets par la bioturbation. Leur contenu faunistique comprend principalement des bélemnites, des ammonites et des brachiopodes (*Acanthothyris* sp.) ; la macrofaune semble se diversifier vers le sommet de la formation, avec la présence supplémentaire de nombreux lamelibranches. Une zonation précise et révisée des ammonites de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux a été publiée à partir des belles coupes de la carrière de Feuguerolles (feuille Villers-Bocage) (Gauthier et *al.*, 1996).

La Formation du Calcaire à spongiaires est constituée par des bancs de calcaires micritiques, blanchâtres, renfermant de rares oolites parfois ferrugineuses et de nombreux bioclastes, notamment d'échinodermes et de lamellibranches. Les oolites ferrugineuses, situées à l'extrême base de la formation, sont hétérométriques et souvent brisées. Le calcaire renferme également des spicules d'éponges et de nombreux pellectoïdes eux-mêmes souvent ferruginisés. Le microfaciès carbonaté est celui d'une pelbiomicrite à oolites ferrugineuses, à texture de wackestone à packstone. Certains faciès sont parfois plus grossiers et renferment en abondance des entroques. Le passage entre les faciès calcaires du sommet du Bajocien et ceux du Calcaire de Caen est peu perceptible à l'œil nu. Seul l'examen microscopique permet de caractériser un faciès bajocien légèrement plus grossier, renfermant davantage de clastes et offrant une composante silteuse plus importante. Sur la feuille Falaise, le Bajocien est représenté par un calcaire bioclastique renfermant *Acanthothis spinosa* rapproché par P. Gigot et *al.* (1999) du Calcaire de Fresné-la-Mère défini par F. Ménéillet et *al.* (1994) sur la feuille Vimoutiers.

L'épaisseur de chacune des trois formations du Bajocien est très variable. La « Malière » varie entre 0,25 m sur les écueils (carrière de Feuguerolles, feuille Villers-Bocage) et au moins 6 m dans la tranchée du périphérique sud de Caen (feuille Bayeux), avec environ 1,8 m pour la partie supérieure bajocienne. Au Beffeux, cette même formation est épaisse d'environ 1,3 m. Au sondage de Moulines (146-5X-123), le Calcaire à spongiaires fait environ 1 m, l'Oolite ferrugineuse de Bayeux, 0,50 m, et une alternance de lits argileux riches en bélemnites et de calcaires rigides (« Malière » ?), 2,30 m. Le Bajocien est parfois absent. En sondage, son épaisseur reconnue varie de 4 à 10 m.

Le sommet de la « Malière » appartient au Bajocien inférieur (zones à *Laeviscula* et *Sauzei*) (Rioult et *al.*, 1989). La Formation de l'Oolite ferrugineuse de Bayeux est datée du Bajocien inférieur à supérieur (zones de Humphresianum à Parkinsoni). La Formation du Calcaire à spongiaires (ex. Oolite blanche des auteurs anciens) correspond à la zone à Parkinsoni (sous-zone à Bomforti) du Bajocien terminal.

j3Ca. Formation du Calcaire de Caen : calcaires bioclastiques fins (Bathonien inférieur à moyen) (11 à 22 m). Cette formation rendue célèbre par l'exploitation de la Pierre de Caen – qui n'en constitue que la partie supérieure – marque la réelle mise en place de la plate-forme carbonatée (Rioult, 1963). Il s'agit de calcaires fins blanchâtres, parfois beiges, au toucher crayeux, caractérisant un environnement calme et protégé, intermédiaire entre la vasière externe du Bessin (marnes) et les dépôts méridionaux des campagnes de Falaise et d'Argentan. La formation affleure à la base de la coupe de la carrière des Aucrais (fig. 5 ; x = 408,8 ; y = 1152,2) et à la base de l'exploitation actuelle de pierre de taille en limite de

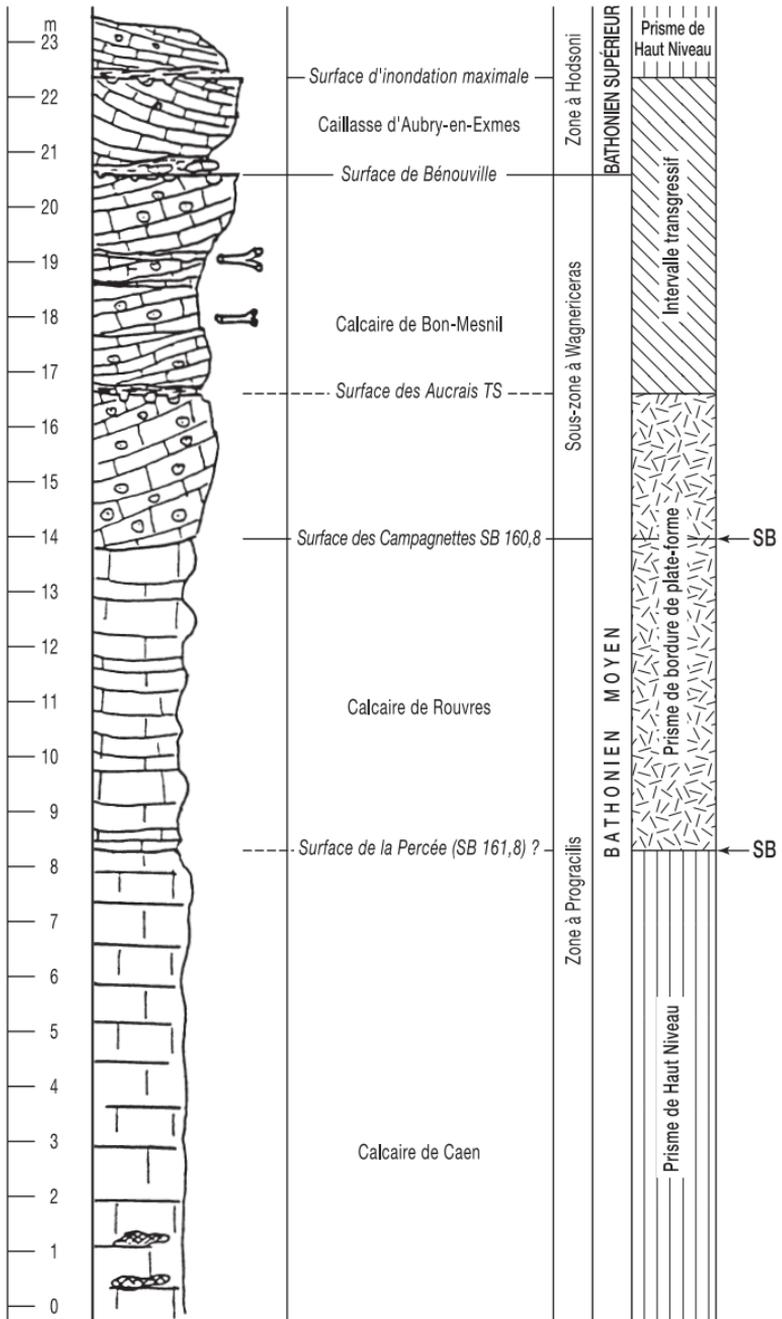


Fig. 5 - Coupe et stratigraphie séquentielle de la carrière des Aucrais, Grainville-Langannerie (Bathonien moyen et supérieur)

(d'après Rioult et al., 1992)

Bretteville-sur-Laize et de Cintheaux ($x = 406,68$; $y = 1154,6$). De nombreuses carrières souterraines ou à ciel ouvert ont existé dans la Campagne de Caen, mais elles tendent à disparaître par remblaiement. D'anciens travaux souterrains à Conteville permettent de suivre une belle coupe dans le Calcaire de Caen, sous plusieurs mètres de Calcaire de Rouvres ($x = 413,05$; $y = 1157,72$).

Dans le Bessin et le Nord de la Campagne de Caen, la transition Bajocien-Bathonien s'effectue par les Couches de passage (Saint-Honorine-des-Pertes) ou les Bancs bleus (Caen). Aucune coupe ni sondage ne permettent, sur la feuille Mézidon, d'argumenter les modalités précises de cette transition reconnue jusque dans le quart sud-ouest de la feuille Caen (sondages de Grentheville et Émiéville). Au Sud de la feuille, le passage entre les faciès du Calcaire à spongiaires et le Calcaire de Caen est progressif, les calcaires bathoniens paraissant plus fins, moins détritiques et moins riches en bioclastes.

Le Calcaire de Caen affleure largement dans la moitié occidentale de la feuille. Ses dépôts sont légèrement transgressifs sur ceux des formations bajociennes sous-jacentes, ces dernières étant d'épaisseur réduite au voisinage des paléoreliefs ; ce phénomène est observable sur le flanc sud et dans la partie centrale du Synclinal d'Urville entre Fontaine-le-Pin et Urville. La Formation du Calcaire de Rouvres est superposée au Calcaire de Caen sans discontinuité de type « caillasse ».

Il s'agit d'un calcaire à bioclastes noyés dans un ciment micritique à sparitique. La microscopie permet d'identifier des pelloïdes assez grossiers, ainsi que de nombreux foraminifères micritisés et des spicules de spongiaires. Le microfaciès carbonaté est celui d'une biopelmicrite ou d'une biopelsparite à texture de wackestone, souvent bioturbée. La transition avec le Calcaire de Rouvres peut entraîner l'apparition de bioclastes abondants et d'oolites au sommet du Calcaire de Caen (texture de packstone). La formation est agencée en bancs d'aspect toujours massif dont les joints peuvent être remplis par des accidents siliceux, par exemple dans la carrière des Aucrais.

La macrofaune est représentée par des lamellibranches, des brachiopodes (*Acanthothyris* sp.) qui s'accumulent parfois en petits lits centimétriques et divers autres mollusques. Le Calcaire de Caen est également connu pour ses restes de plantes et surtout de vertébrés étudiés par les plus grands paléontologistes du XIX^e siècle : G. Cuvier, É. Geoffroy Saint-Hilaire, etc. Le contenu paléontologique de la Formation du Calcaire de Caen a été décrit par M. Rioult (1962) et M. Rioult et *al.* (1989).

La Formation du Calcaire de Caen s'épaissit vers le Nord ; elle atteint 20 à 25 m sur la feuille Caen (Rioult et *al.*, 1989). L'épaisseur observée en sondages sur la bordure septentrionale de la feuille Mézidon est du même ordre de grandeur : 20 m au Bas du Val sur la commune de Bellengreville (146-2X-0134), 22 m à Rocquancourt (146-1X-0047). Plusieurs sondages réalisés dans la couverture du Synclinal d'Urville montrent que la formation n'est plus comprise qu'entre 11 et 15 m : 11 m à Urville (146-5X-0180), 12 m à Soumont (146-6X-0103), 13 m à Grainville-Langannerie (146-6X-0105), 15 m à Rouvres (146-6X-0102). Sur les feuilles Falaise (Gigot et *al.*, 1999) et Vimoutiers dans le Trunois (Ménillet et Rioult, 1994), le Calcaire de Caen et son équivalent (Calcaire de Bailleul) ne dépassent pas 10 à 12 m.

La Formation du Calcaire de Caen, équivalent latéral des Marnes de Port-en-Bessin (Bessin), et *pro parte* des calcaires d'Aubigny (Campagne de Falaise), de Bailleul (Trunois) et d'Écouché (Campagne d'Argentan), est rapportée aux zones à Zigzag et Tenuiplicatus du Bathonien inférieur et à la base de la zone à Progracilis du Bathonien moyen.

j3RO. Formation du Calcaire de Rouvres : calcaires bioclastiques à oolites dispersées et stratifications obliques (Bathonien moyen) (6 à 20 m). La Formation du Calcaire de Caen passe vers le haut à celle du Calcaire de Rouvres bien développée dans toute la moitié occidentale de la feuille Mézidon, et particulièrement autour de Rouvres dans la vallée du Laizon (exemple d'affleurement à Rouvres : $x = 416,65$; $y = 1147,80$). Près du site éponyme, le Calcaire de Rouvres présente un faciès sensiblement plus grossier que le Calcaire de Caen, caractérisé par des oolites dispersées à la partie supérieure. Souvent, le passage de l'un à l'autre faciès est très progressif et difficile à identifier sur le terrain. La formation est observable dans la coupe des Aucrais ($x = 408,8$; $y = 1152,2$), intercalée entre le Calcaire de Caen et le Calcaire de Bon-Mesnil, ainsi que dans la partie supérieure des anciennes carrières de Bretteville-sur-Laize ($x = 406,58$; $y = 1154,7$).

Si la présence d'un litage oblique constitue un bon critère de reconnaissance du Calcaire de Rouvres par rapport au Calcaire de Caen, la présence de silex ne semble pas être discriminante. Ainsi, dans les carrières de la Maladrerie (feuille Bayeux-Courseulles), le Calcaire de Caen est exempt de silex – à l'exception toutefois de son sommet – alors que le Calcaire de Creully (équivalent latéral du Calcaire de Rouvres) renferme de nombreux accidents siliceux. Mais dans les sondages des Aucrais (146-5X-0186, etc.), le Calcaire de Caen montre une quinzaine de lits de silex plus ou moins importants et réguliers sur une épaisseur totale de 26 m, alors que le Calcaire de Rouvres sus-jacent ne renferme que de rares silex (Pareyn, *in* Collet et *al.*, 1994).

Comme le Calcaire de Caen ou le Calcaire de Ranville, le Calcaire de Rouvres se débite en plaquettes, forme sous laquelle on le trouve en pierres volantes dans les labours. Il s'agit d'une biosparite à oolites dispersées – toujours très minoritaires – à texture de grainstone, renfermant parfois des pelletoides. Parmi les bioclastes, les entroques sont les plus fréquentes, associées à des débris divers : bryozoaires, spongiaires, etc. La macrofaune est rare. M. Rioult *et al.* (1992) ont décrit les principaux macrofossiles livrés par la Formation du Calcaire de Rouvres dans la région du site éponyme.

Dans la carrière des Aucrais, l'épaisseur du Calcaire de Rouvres est réduite à 5,5 m. Au Nord de la feuille Mézidon, l'épaisseur moyenne est comprise entre 7 et 10 m. La formation paraît s'épaissir sensiblement vers l'Est : 12 m à Bretteville-sur-Dives (146-8X-0036), 20 m au sondage de Mirbel, commune de Biéville-Quétiéville (146-4X-0015).

La Formation du Calcaire de Rouvres, équivalent latéral des calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (Bessin), de Creully (région de Caen), et du calcaire à pelletoides (Trunois, Campagne d'Argentan), est rapportée au sommet de la zone à *Progracilis* (base du Bathonien moyen).

j3F. Formation de la Caillasse de Fontaine-Henry : calcaires biolithoclastiques, calcaires marneux (Bathonien moyen) (0 à 2 m). Dans de rares secteurs, notamment à proximité des anciens fours de grillage (commune de Gouvix) et au Sud du Val des Dunes, un faciès bioclastique marneux et fossilifère est identifiable en volantes à la base du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil. Il est impossible de suivre le passage continu entre les deux formations, la coupe des Aucrais montrant le dépôt direct du Calcaire de Bon-Mesnil sur la surface de Rouvres. Par analogie avec les formations mieux développées de Blainville et de la Basse-Écarde, ce faciès a été considéré également comme une caillasse, située lithostratigraphiquement à l'emplacement de la Caillasse de Fontaine-Henry connue au Nord de Caen et dans le Bessin. Aucun argument paléontologique n'a pu venir appuyer cette attribution.

Épaisse de 7 m sur son site éponyme (feuille Bayeux-Courseulles), la Caillasse de Fontaine-Henry se biseaute fortement vers le Sud-Est. Son épaisseur maximale est de 2 m sur la feuille Mézidon, comme dans l'agglomération caennaise. C'est la valeur trouvée au sondage de Rouvres (fig. 4, 146-6X-0102). Près du Brasier sur la commune de Vimont (146-2X-0128), dans un sondage de la carrière de Billy (146-3X-0127) et à Bretteville-sur-Dives (146-8X-0036), des épaisseurs de l'ordre de 1 à 1,5 m ont été observées.

La Formation de la Caillasse de Fontaine-Henry, équivalent latéral des caillasses de Longues (Bessin), de Carpiquet (vallée de l'Orne) et de

Sainte-Eugénie (Trunois), est rapportée aux zones à *Subcontractus* et *Morrisi* (sous-zone à *Morrisi*) du Bathonien moyen.

j3M. Formation du Calcaire de Bon-Mesnil : calcaires oolitiques bioclastiques, calcaires à pelloïdes – (j3O. Faciès d’Olendon) (Bathonien moyen) (7 à 20 m). Cette formation montre une grande variation latérale par rapport aux faciès définis dans la basse vallée de l’Orne. Aux calcaires bioclastiques, légèrement oolitiques, à polypiers et stromatopores de la feuille Caen (Calcaire de Blainville) se substituent, sur la feuille Mézidon, des calcaires oolitiques blancs. Les silex ne sont pas rares dans cette formation, notamment dans les affleurements de la vallée de la Muance. Le Calcaire de Bon-Mesnil est observable dans plusieurs coupes, notamment dans la partie centrale du front de la carrière des Aucrais ($x = 408,8$; $y = 1152,2$), à Coupigny ($x = 417,3$; $y = 1156,5$) et dans une ancienne excavation entre Secqueville et Conteville ($x = 410,69$; $y = 1159,23$). Souvent peu consolidés, les faciès évoluent parfois vers des sables oolitiques bien observables dans la coupe de Jort ($x = 423,52$; $y = 1143,76$). Un faciès particulier, très fin et crayeux, a été isolé à partir des observations réalisées dans deux anciennes carrières situées sur la commune d’Olendon (faciès d’Olendon, j3O) : l’une à l’Ouest, en contrebas de la route départementale n° 242 ($x = 415,08$; $y = 1143,48$), l’autre à l’Est, près du château d’eau des Quatre Vents ($x = 417,95$; $y = 1143,58$). Ce faciès fin se poursuit sur la feuille voisine de Falaise (Gigot *et al.*, 1999). Dans l’ensemble, la formation montre une affinité plus grande avec les faciès méridionaux, le site éponyme de Bon-Mesnil étant localisé sur la feuille Vimoutiers (Ménillet et Rioult, 1994).

Le Calcaire oolitique de Bon-Mesnil se dépose généralement au-dessus de la surface durcie du Calcaire de Rouvres. Dans quelques secteurs, il repose sur un niveau de caillasse attribué à la Caillasse de Fontaine-Henry connue sur la feuille Caen. Il est fréquemment recouvert par la Caillasse de Blainville, ou directement par le Calcaire de Ranville.

La lithologie la plus fréquente est celle de calcaires oolitiques en bancs métriques à décimétriques, parfois séparés par des fins lits marneux. Le microfaciès carbonaté dominant est celui d’oobiosparites à texture de grainstone, mais dans le détail des textures plus fines peuvent être observées. Les oolites sont le plus souvent très bien calibrées (faciès typique de l’« Oolithe miliaire » des auteurs anciens) et leur diamètre de l’ordre de 0,5 mm. Des oncoïdes, résultat d’encroûtements algaires autour de nuclei bioclastiques, voire d’oolites, peuvent atteindre près de 1 cm de diamètre.

Le **faciès d’Olendon** (j3O) semble représenter une variation temporaire de la sédimentation au sein du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil. À l’Est du Mont-Joly, le sondage 146-5X-0104 et les observations de terrain montrent

que le faciès oolitique est présent au mur et au toit du faciès crayeux d'Olendon. Il s'agit d'un calcaire très fin à pelloïdes. Dans l'ancienne carrière à l'Ouest d'Olendon, le faciès carbonaté est une pelsparite agencée en quatre bancs massifs totalisant 9 m de hauteur, les deux bancs inférieurs étant les plus puissants (4 m et 2 m). Les pelloïdes sont associés à des débris bioclastiques divers, notamment des spicules de spongiaires, ainsi que des oncoïdes assez fréquents vers la base du faciès d'Olendon. Le calcaire d'Olendon offre un toucher crayeux et présente une patine d'altération grise, caractéristiques très proches, en premier abord, de celles du Calcaire de Caen.

La macrofaune est exceptionnelle dans les dépôts du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil. Quelques nérinées sont observables dans les faciès les plus fins. Les interlits sableux du calcaire oolitique renferment notamment des polypiers et des oursins.

La Formation du Calcaire de Bon-Mesnil est d'épaisseur assez variable. Aux Aucrais, 7,75 m représentent probablement une valeur minimale, qui résulterait d'une érosion à la fin du Bathonien moyen (Rioult et *al.*, 1992). Le Calcaire de Bon-Mesnil du « couloir » Cintheaux-Verrières paraît également aminci. Au sondage 146-6X-0102 de Rouvres (fig. 4), la Formation du Calcaire de Bon-Mesnil est représentée par 15 m de calcaires oolitiques blanchâtres à passées marneuses ; d'après de nombreux sondages (*cf.* ann. 1 : tableaux de sondages), elle est épaisse de 14 à 20 m au Nord-Ouest de la feuille Mézidon, 10 à 15 m au Nord-Est et 14 à 17 m au Sud-Est.

La Formation du Calcaire de Bon-Mesnil, équivalent latéral des calcaires de Ver (région de Caen), de Blainville ou de Colombelles (vallée de l'Orne) et du calcaire oolitique de Sarceaux (Campagne d'Argentan), est rapportée à la zone à Morrissi, sous-zone à Wagnericeras de la partie terminale du Bathonien moyen.

jEc. Faciès de bordure des écueils paléozoïques : calcaires bioclastiques grossiers (Bajocien à Bathonien moyen) (épaisseur variable). L'agencement stratigraphique des carbonates du Bathonien moyen est fortement perturbé au voisinage des paléoreliefs gréseux : Grès armoricain ou, plus rarement, Grès de May (Rioult, 1985). Les faciès de bordure sont des sédiments déposés sous très haute énergie ; leurs caractéristiques principales sont : une discordance sur les bancs de quartzite ou de grès ordoviciens, une composante bioclastique importante (débris de gastéropodes, lamellibranches, crinoïdes, bryozoaires, foraminifères, etc.), la présence d'oncoïdes, parfois la concentration des débris clastiques dans des poches (poches à gastéropodes, etc.). Il s'agit le plus souvent de biosparites à oncoïdes. Leur site classique d'observation est défini dans la couverture de la carrière du Breuil de Perrières (Pareyn, 1959 ; Pareyn et Dangeard, 1959), dont la faune de mollusques et de brachiopodes décrite par A. Bigot

(1934) a été datée du Bajocien supérieur (zone à *Subfurcatum-Garantianae*) et du Bathonien (Rioult, 1968).

Ces sédiments de bordure d'écueils ont été reconnus contemporains du Calcaire de Bon-Mesnil (Rioult et *al.*, 1992). Il convient toutefois de noter que de tels faciès sont très difficiles à dater avec précision et que leur âge diffère d'un synclinal à un autre, voire à l'intérieur d'un même synclinal. M. Rioult (1968) a identifié des faciès d'écueil d'âge liasique dans le Synclinal de May. Dans la Zone bocaine, P. Gigot et *al.* (1999), à l'aide d'arguments cartographiques, considère le faciès de bordure des écueils d'âge bajocien supérieur à bathonien moyen car il peut passer latéralement au Calcaire de Fresné-la-Mère (Bajocien) ou au Calcaire de Caen.

Un ensemble de faciès intermédiaires entre le faciès de bordure franc (jEc) et les formations de plate-forme (j3Ca, j3Ro, j3M) peut être observé autour de Sassy et de Perrières. Il s'agit de sédiments mi-bioclastiques (ou les gros bioclastes se raréfient), mi-boueux (à pelles) dont la trop faible extension et la grande variabilité spatiale ne permettent pas la représentation cartographique à 1/50 000.

j3Bl. Formation de la Caillasse de Blainville : alternance de calcaires bioclastiques à brachiopodes et de niveaux argileux (Bathonien supérieur) (0 à 5 m). Un niveau de caillasse est observable assez généralement entre les formations du Calcaire de Bon-Mesnil et du Calcaire de Ranville. Il s'agit d'une alternance de bancs de calcaires bioclastiques et de niveaux argileux ou marneux toujours très fossilifères. Dans la carrière des Aucrais, la Caillasse de Blainville affleure sur environ 3 m de puissance au sommet d'une belle coupe de 19 m de hauteur comprenant également le Calcaire de Caen, le Calcaire de Rouvres et le Calcaire de Bon-Mesnil (x = 408,8 ; y = 1152,2). Plusieurs coupes montrant le passage Calcaire de Bon-Mesnil – Caillasse de Blainville sont observables : notamment au Val des Dunes (x = 412,19 ; y = 1160,46) et dans le bois des Tourelles (x = 423,71 ; y = 1147,72). Au Sud-Est de la feuille, la Caillasse de Blainville – sous un faciès de calcaire marneux noduleux dominant – affleure près de Jort dans une ancienne carrière, au-dessus du Calcaire de Bon-Mesnil (x = 423,52 ; y = 1143,76). Dans ce secteur situé en rive droite de la haute vallée de la Dives, l'analyse des photographies aériennes en mode panchromatique (campagne 1984 de l'IGN) révèle de nombreuses traces lithologiques correspondant aux alternances marno-calcaires. En raison de l'amincissement important du Calcaire de Ranville dans ce secteur, les traces respectives de la Caillasse de Blainville et de la Caillasse de la Basse-Écarde peuvent être très rapprochées, voire non différenciables.

Le microfaciès carbonaté des calcaires est celui d'une biosparite à texture de packstone. Les bancs calcaires sont toujours fortement bioturbés ; ils

renferment assez fréquemment des granules limonitiques. Les niveaux les plus grossiers, et surtout les niveaux argileux, présentent d'abondants débris de spongiaires et de bryozoaires, associés à une macrofaune riche en brachiopodes (principalement *Goniorhynchia boueti arenaemontis* et *Digonella digona*) et en lamellibranches souvent accumulés sous la forme de lumachelles. Les apports argileux changent de ceux des formations précédentes, puisque à l'illite et aux smectites s'ajoute la kaolinite. De tels changements s'inscrivent dans un schéma général de modification de la direction de migration des corps sédimentaires soumis à des paléocourants dirigés vers l'Est.

Aux Aucrais, la Caillasse débute par un niveau de calcaire marneux (0,4 m environ) fortement bioturbé renfermant des brachiopodes. Au-dessus, un calcaire bioclastique à oolites et entroques (1 à 1,5 m) présente des stratifications obliques. Les deux membres supérieurs renferment des bryozoaires : un calcaire marneux (0,7 m) riche en brachiopodes, oursins, bryozoaires et spongiaires ; un calcaire à oncoïdes ferrugineux (1,2 m).

L'épaisseur de la Caillasse de Blainville est de 2 m au sondage de Rouvres (fig. 4, 146-6X-0102). Elle atteint 3 m au Sud-Ouest de l'agglomération de Saint-Pierre-sur-Dives (146-8X-0032) – où elle est subaffleurante – et 4,7 m à Donville, à l'Ouest de Saint-Pierre-sur-Dives (146-8X-0002).

La Formation de la Caillasse de Blainville – ou du Maresquet – équivalent latéral de la Caillasse d'Aubry-en-Exmes (Trunois), est rapportée à la zone à Hodsoni, première zone à ammonites du Bathonien supérieur.

j3Ra. Formation du Calcaire de Ranville : calcaires bioclastiques fins à débit en plaquettes (faciès d'Airan, Bathonien supérieur) (5 à 12 m). Le Calcaire de Ranville est compris entre les deux caillasses les mieux exprimées du secteur : la Caillasse de Blainville au mur et la Caillasse de la Basse-Écarde au toit. Cette dernière repose sur une surface durcie : la Surface de Ranville. Après le court épisode de la Caillasse de Blainville qui marque les prémices d'une reconquête par les dépôts terrigènes du Sillon marneux, le Calcaire de Ranville se dépose de nouveau dans des conditions hydrodynamiques de plate-forme carbonatée. Il s'agit de calcaires à débit en plaquettes, peu affleurant dans la Campagne de Caen en dehors de quelques fondations de maisons à Airan, Ouézy, Mézidon, etc. ; en revanche, ils sont bien observables en haut du versant de rive droite de la Muance, notamment à Coupigny, au Sud de la commune d'Airan (x = 417,3 ; y = 1156,5), et au croisement des routes départementales n° 40 et 43 à Valmeray.

Le faciès typique du Calcaire de Ranville sur la feuille Mézidon est nettement différent de celui du site éponyme (feuille Caen). Il s'agit principa-

lement de biomicrites à biosparites parfois grossières – par exemple sur la bordure nord de la feuille où les faciès de Ranville et de Langrune se rapprochent – mais le plus souvent fines, toujours à stratifications obliques. Les faciès clastiques renferment d'abondants débris de bryozoaires, d'entroques et divers bioclastes ; les lithoclastes (éléments de quartzites ordoviciens) ne sont pas rares. En revanche, aucune macrofaune n'a été découverte. G. Fily a proposé de dénommer ces faciès fins du nom d'Airan, localité où ils sont bien représentés.

Dans la région de Cintheaux et de Saint-Aignan-de-Cramesnil, le Calcaire de Ranville est représenté par un faciès en plaquettes siliceuses et rognons de silex dans lesquelles A. de Caumont (1828) a découvert des brachiopodes et des crinoïdes. Dans la région de Bourguébus au Nord-Ouest de la feuille, la formation se charge en éléments grossiers (oncoïdes, bioclastes, etc.).

L'épaisseur de la formation est généralement de l'ordre de 10 mètres : 10 m à Vimont (146-2X-0127), 9,5 m à Cesny-aux-Vignes – Ouézy (146-3X-0130), 12 m à Biéville en Auge (146-4X-0015), 10,5 m à Donville (146-8X-0002), 11,8 m à Bretteville-sur-Dives (146-8X-0036), etc. Cartographiquement, le Calcaire de Ranville paraît s'amincir fortement vers le Sud-Est de la feuille Mézidon (environ 5 m), ce qui est confirmé sur la coupure voisine de Falaise où le Calcaire de Ranville disparaît même au Sud-Est de Barou-en-Auge (Gigot *et al.*, 1999).

La Formation du Calcaire de Ranville, équivalent latéral des calcaires de Fel (Trunois) et de Mamers (Maine), est rapportée à la zone à *Retrocostatum* (sous-zone à *Waageni*) du Bathonien supérieur.

j3B. Formation de la Caillasse de la Basse-Écarde : calcaires argileux bioclastiques à brachiopodes, marnes blondes (Bathonien supérieur) (0 à 5 m). Un niveau de caillasse riche en brachiopodes est localement identifiable entre le Calcaire de Ranville et le Calcaire de Langrune. Il s'agit de bancs toujours irréguliers formés de calcaires bioclastiques à matrice fortement argileuse, passant latéralement à des niveaux très marneux. La formation est identifiée par place dans les labours ; elle affleure dans plusieurs anciennes excavations ou carrières situées entre Morières et Lieury ($x = 425,05$; $y = 1146,38$), à proximité de l'usine d'incinération d'Escures sur Favières ($x = 423,83$; $y = 1151,08$), le long du Douit du Houle près de Courcy ($x = 425,43$; $y = 1145,05$), etc. Un faciès de « Marnes blondes » a été retrouvé à Garcelles dans les fondations d'une maison ($x = 408,6$; $y = 1148,5$), ainsi que dans une décharge creusée au Nord du bois des Tourelles ($x = 423,55$; $y = 1148,58$).

Le microfaciès carbonaté des calcaires est une biomicrite à texture de wackestone, riche en faune – notamment des brachiopodes et des gastéropodes – et en bioclastes – entroques, bryozoaires, etc. Entre Ranville et Amfréville (feuille Caen), plusieurs faciès distincts ont été regroupés sous le terme générique de Formation de la Basse-Écarde (Fily, 1974) : la Caillasse à céphalopodes de Ranville, la Caillasse à *Goniorhynchia boueti* et les Marnes blondes. Au sondage 146-8X-0058, sur le Mont Jacob (Sud de Saint-Pierre-sur-Dives), la Caillasse est représentée par 4,5 m de marnes gris clair nettement intercalées entre les calcaires de Langrune et de Ranville ; ces marnes représentent sans doute un équivalent latéral des Marnes blondes retrouvées dans plusieurs sondages du Nord-Est de la feuille Mézidon.

La Caillasse de la Basse-Écarde marque un changement sédimentaire majeur et une rotation des paléocourants. Elle entame un cycle transgressif qui prévaut jusqu'à l'Oxfordien inférieur et se caractérise par l'enneolement, d'abord progressif (Bathonien supérieur) puis total (Callovien), de la plate-forme carbonatée.

L'épaisseur de la Caillasse de la Basse-Écarde varie de 0 à 5 m maximum sur la carte Mézidon. Elle s'épaissit légèrement vers le Nord (5 m au sondage 146-2X-0127 au Moulin de Bas, commune de Vimont) et peut atteindre 6 m sur la feuille Caen. À l'inverse, elle paraît s'amincir sensiblement vers le Sud ; au sondage 146-8X-0002 de la station de pompage de Donville (commune de Saint-Pierre-sur-Dives), l'épaisseur de la formation n'est que de 0,5 m, bien que 4,5 m de Marnes blondes aient été rencontrées au Mont Jacob (146-8X-0058). La Caillasse de la Basse-Écarde ne dépasse pas 3 m sur la feuille Falaise (Gigot et *al.*, 1999).

La Formation de la Caillasse de la Basse-Écarde, équivalent latéral des Caillasses de Chambois (Trunois), de Belle-Eau (Campagne d'Argentan), du Fourneau (Alençon) et des Baronnières (Maine), est rapportée à la base de la zone à *Discus* (sous-zone à *Hollandi*) du Bathonien supérieur.

j3La. Formation du Calcaire de Langrune : calcaires bioclastiques et oolitiques grossiers à bryozoaires (Bathonien supérieur) (8 à 10 m). En rive droite de la Dives jusqu'à Saint-Pierre-sur-Dives, puis le long des avant-buttes du pays d'Auge, des dépôts calcaires généralement jaunâtres, parfois blanchâtres (Nord de la feuille), bioclastiques, très riches en débris de bryozoaires, représentent le sommet de la série de plate-forme carbonatée. Ces dépôts affleurent particulièrement bien entre Bretteville-sur-Dives et Hiéville, près de la ferme du Sapin ($x = 427,62$; $y = 1150,98$). De manière générale le Calcaire de Langrune, en bancs plus massifs, affleure beaucoup plus largement que le Calcaire de Ranville sous-jacent. Dans la Campagne de Caen, on peut l'observer notamment à la Couture Lannée,

près du pont de chemin de fer, au Sud de Cesny-aux-Vignes (x = 420,37 ; y = 1156,75) et autour de Frénoville. Dans le secteur d'Airan, le faciès typique du Calcaire de Langrune disparaît au profit du faciès de Ranville (Airan). Ce phénomène doit correspondre à une érosion localisée du toit du Bathonien antérieurement au dépôt du Callovien.

Cette formation repose sur la Caillasse de la Basse-Écarde et s'achève par une discontinuité majeure – la Surface de Lion-sur-Mer – recouverte localement par les Argiles de Lion-sur-Mer (Bathonien terminal) ou, plus généralement, par les Marnes d'Escoville (Callovien inférieur). Les faciès carbonatés du Calcaire de Langrune, bien que variables dans le détail, sont toujours grossiers ; il s'agit principalement de biosparites, souvent oolitiques, à texture de grainstone, parfois de packstone, très riches en bioclastes et particulièrement en bryozoaires. Au Nord de la feuille, entre Franqueville et Bougie sur la commune de Bellengreville (x = 414,23 ; y = 1162,73), une coupe montre une succession de bancs irréguliers de 0,3 à 0,5 m d'épaisseur, à stratifications obliques. Dans ce secteur, la présence d'oolites (oobiosparites à bioclastes) indique un faciès proche de celui décrit sur la feuille voisine de Caen. Entre Tôtes (commune de l'Oudon) à l'extrémité sud-est de la feuille et Mézidon-Canon, le Calcaire de Langrune, généralement jaunâtre, est caractérisé par une teinte rouge liée à une imprégnation ferrugineuse qui rappelle le phénomène décrit par M. Rioult *et al.* (1989) dans le secteur de Troarn-Sannerville sur la feuille Caen.

Il semble que l'importante concentration de crinoïdes décrite par J. Eudes-Deslongchamps (1865) à Soliers, puisse être rattachée à la Formation du Calcaire de Langrune.

L'épaisseur de la formation oscille entre 8 et 10 m (9,5 m au Mont Jacob, 146-8X-0058), valeurs semblables à celles constatées sur la feuille Caen. Elle semble s'amincir sur la feuille Falaise où des épaisseurs minimales de 5 m sont observées (Gigot *et al.*, 1999).

La Formation du Calcaire de Langrune, équivalent latéral du Calcaire à bryozoaires d'Argentan, est rapportée à la zone à *Discus* (sous-zone à *Hollandi*) du Bathonien supérieur.

j3Li. Formation des Argiles de Lion-sur-Mer : argiles, marnes et calcaires biomicritiques (Bathonien terminal) (0 à 4 m). Les Argiles de Lion-sur-Mer ont été décrites à l'ancienne tuilerie du Fresne d'Argences (x = 417,6 ; y = 1162,9), à l'extrémité nord de la carte (Bigot, 1938 ; Rioult et Mourdon, 1982). Elles ont été signalées en sondages dans le même secteur, sous 27 m d'argiles calloviennes (146-3X-0117), à la Tuilerie (146-4X-0004) sur la commune de Biéville-Quétiéville, ainsi qu'à Saint-Maclou (146-4X-0009), sur la commune de Sainte-Marie-aux-Anglais, à l'extré-

mité orientale de la feuille Mézidon. Nous les avons retrouvées près de Saint-Pierre-sur-Dives (146-8X-0058).

Les Argiles de Lion-sur-Mer, à illite dominante, alternent avec des petits bancs noduleux ou lumachelliques de calcaires biomicritiques beiges, terminés par une surface durcie. Ces couches constituent, au-dessus de la surface de Lion-sur-Mer, une séquence argilo-calcaire indépendante entre la Formation du Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur) sous-jacente et les Marnes d'Escoville (Callovien inférieur) qui les recouvrent ; elles sont bien développées vers le Nord, jusqu'au littoral du Calvados, mais paraissent absentes sur les feuilles Falaise et Vimoutiers.

En raison de la rareté des ammonites, deux assemblages de brachiopodes et de lamellibranches caractérisent les Argiles de Lion-sur-Mer : à la base, les brachiopodes *Cererithyris intermedia* et *Kallirhynchia morieri*, les petites huîtres *Catinula knorri* et les autres lamellibranches *Liostrea wiltonensis* et *Nanogyra crassa* ; au sommet, les brachiopodes *Obovothyris obovata* et *Kallirhynchia idonea*, et les lamellibranches *Meleagrinnella echinata*, *Liostrea hebridica*, *Pholadomya deltoidea* et *Homomya gibbosa*. Par comparaison avec les trois membres décrits pour cette formation sur la feuille Caen (Riout et al., 1989), il semble que les niveaux du Fresne d'Argences ressortissent plutôt des deux membres inférieurs.

L'épaisseur maximale reconnue de la formation est de 4 m, notamment au sondage de Ouézy (146-3X-0144). À la fromagerie de Saint-Maclou (146-4X-0003), sous une cinquantaine de mètres d'argiles calloviennes, les Argiles de Lion pourraient être représentées par 2 m d'un calcaire marneux massif riche en *Pholadomya* sp. et en bois fossiles. Au Sud de la feuille, au sondage du Mont Jacob (146-8X-0058, commune de Saint-Pierre-sur-Dives), la formation est représentée par un niveau épais de 1,5 m ; il comprend, reposant directement sur la surface de Lion-sur-Mer, un membre argileux (1 m) riche en débris de coquilles – notamment de brachiopodes non identifiables –, surmonté d'un banc de calcaire biomicritique marneux (0,5 m) renfermant *Obovothyris obovata*.

La Formation des Argiles de Lion-sur-Mer, équivalent latéral de la Caillasse du Montcel (Campagne d'Argentan) et des Marnes de Bourg-le-Roi (Alençon et Maine), est rapportée à la zone à *Discus* (sous-zone à *Discus*) du Bathonien terminal. Elle marque la fin du régime carbonaté et le début de la grande séquence terrigène qui se développe à partir du Callovien inférieur.

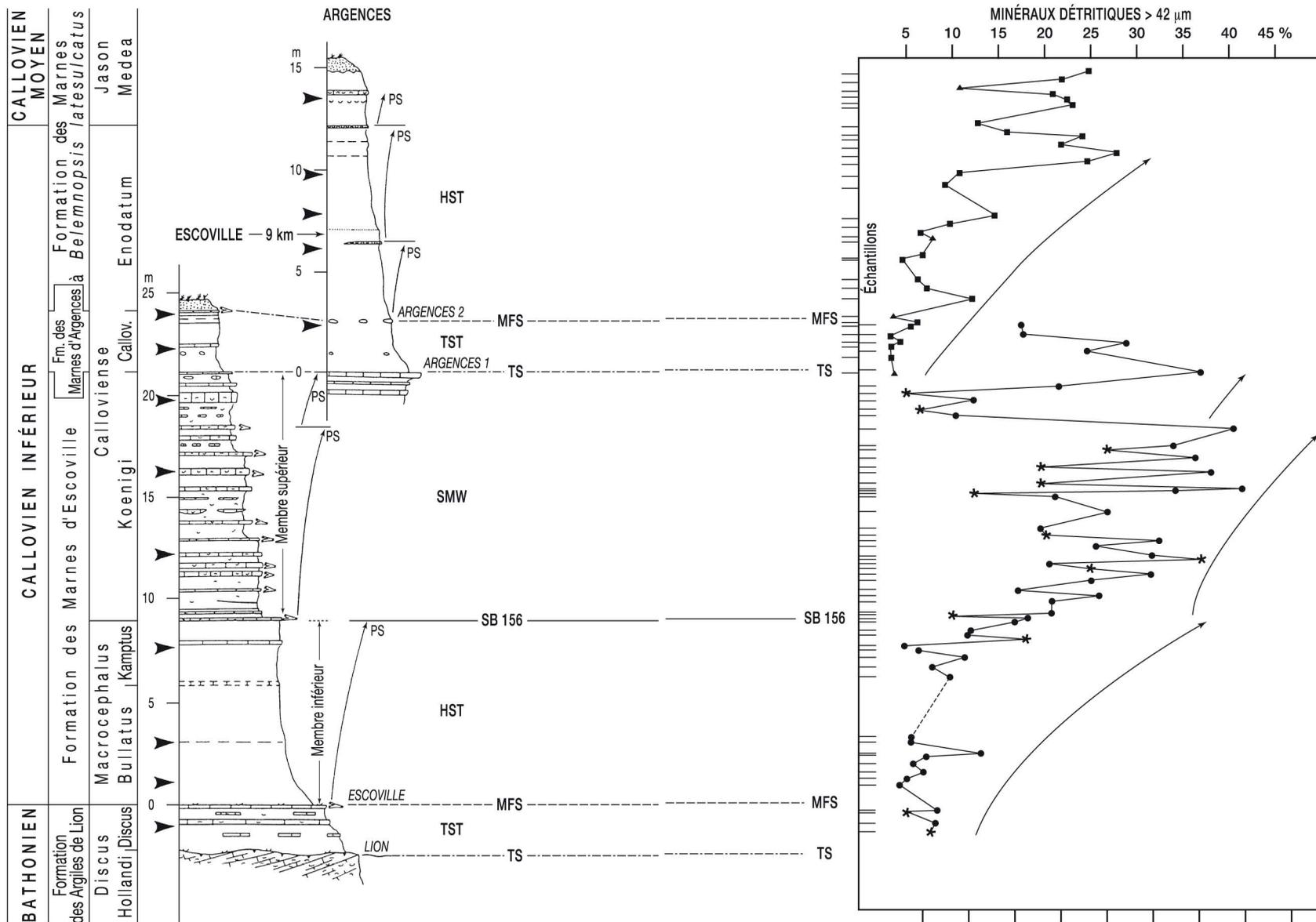


Fig. 6 - Stratigraphie séquentielle (Argiles de Lion-sur-Mer ; Callovien inférieur) (in Rioult et al., 1991)

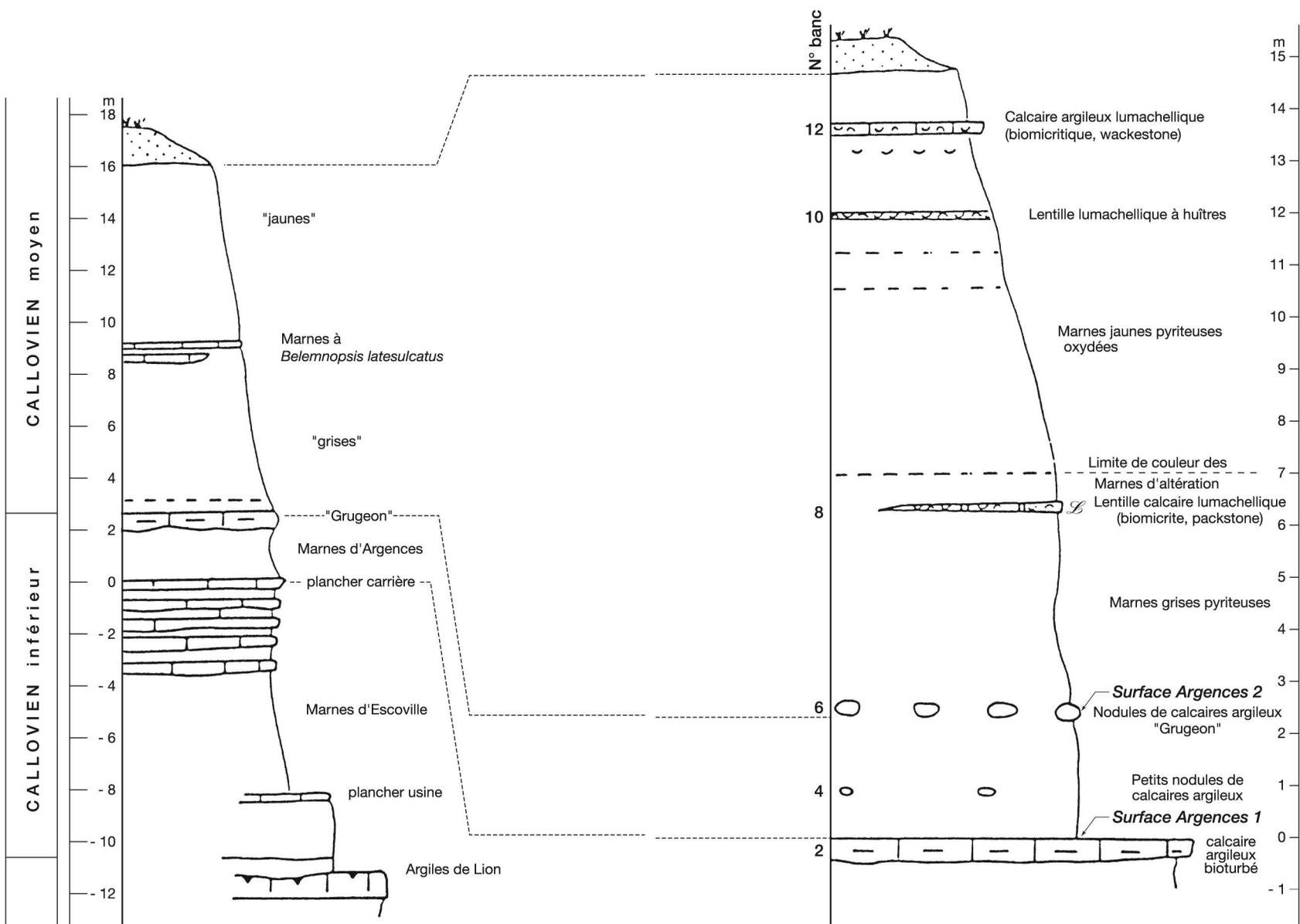


Fig. 7 - Coupe synthétique des Marnes d'Argences et des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* (Callovien inférieur et moyen dans la carrière du Fresne d'Argences (d'après Rioult et Fily, 1975, modifié in Dugué, 1989)

Jurassique moyen (Callovien) et Jurassique supérieur (Oxfordien)

Les formations terrigènes du Callovien marquent un changement total de paléogéographie, avec l'enneigement de l'ancienne plate-forme carbonatée bathonienne (fig. 6). Du fait de l'érosion par les anciens cours de la Dives, qui ont pris à certaines époques une dimension sans commune mesure avec le petit fleuve côtier actuel, les dépôts calloviens ont été mis en relief ; ces derniers dominent la Campagne de Caen d'une cinquantaine de mètres et constituent le premier relief des avant-buttes du pays d'Auge.

Les formations du Callovien inférieur à moyen constituent un ensemble à argiles dominantes, formant le groupe, défini par O. Dugué (1989), des « Marnes de la Vallée d'Auge ». En raison de la rareté des affleurements dans un paysage essentiellement bocager, les distinctions de faciès reposent sur la découverte d'espèces-indices. C'est le cas de la zone à Jason qui renferme la bélemnite *Belemnopsis latesulcatus* au sein de la Formation des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* ; cependant, les brachiopodes, grâce à leur fréquence et leur diversité, sont de loin les meilleurs guides. C'est le cas de *Dorsoplicathyris dorsoplicata* et de *Septaliphoria orbignyana*, espèces-indices associées à une sous-zone de la zone à *Rhynchonelloidella spathica* du Callovien inférieur équivalente aux zones d'ammonites à Koenigi et Calloviense (Alméras et al., 1997). Les formations argileuses affleurent toujours mal ; elles sont de plus solifluées au pied des reliefs (Escures sur Favières, Mont Jacob, Ouézy, etc.) ce qui peut induire des mélanges de faune.

Il a existé dans l'ancienne carrière d'argiles du Fresne d'Argences, à l'extrémité nord de la feuille Mézidon, une coupe remarquable (fig. 7) couvrant les zones de Discus à Jason, du Bathonien terminal au Callovien moyen (x = 418,09 ; y = 1162,78). Seuls les niveaux supérieurs de l'excavation sont encore visibles ; toutefois, plusieurs auteurs ont décrit la coupe et son contenu biostratigraphique : R. Douvillé (1910 et 1915), A. Bigot (1938), R. Hoffstetter et R. Brun (1958), P. Galton et al. (1980), M. Rioult et R. Mourdon (1982), O. Dugué (1989), E. de Kaenel et al. (1996).

j4E. Formation des Marnes d'Escoville : argiles noires, alternance d'argiles et de calcaires marneux (Callovien inférieur) (10 à 15 m). Le Callovien débute par une puissante masse d'argiles noires, riches en bancs de calcaires marneux vers le sommet, dont la coupe de référence a été définie dans la carrière d'Escoville (feuille Caen). Cette formation affleurerait mal dans la carrière du Fresne d'Argences (très rares ammonites découvertes) ; elle y est désormais presque invisible. Les Marnes d'Escoville, comme les autres formations argileuses de la feuille, peuvent être observées dans certains talus de route : par exemple à Moulton (x = 417,95 ; y = 1160,13).

Les Marnes d'Escoville reposent sur la Surface de Lion-sur-Mer, surface durcie bioturbée marquant le sommet du Calcaire de Langrune ; parfois, les dépôts des Argiles de Lion-sur-Mer sont susceptibles de s'intercaler entre les deux formations. Elles sont surmontées par les Marnes d'Argences.

La Formation des Marnes d'Escoville comprend deux membres principaux : à la base, des argiles noirâtres, souvent pyriteuses, parfois ligniteuses, livrant localement des bois flottés de gymnospermes, notamment sur la rive droite de la Muance près d'Argences ; elles renferment une rare faune comprenant néanmoins des brachiopodes *Ornithella* sp. et des petites huîtres *Liogryphea* sp., ainsi que d'abondants débris bioclastiques (sondage : 146-8X-0058). Du gypse a été observé au pied de la butte d'Escures sur Favières (T. Collet, comm. pers.). Ce membre inférieur est épais de 5 à 6 m. Au-dessus repose le membre supérieur constitué d'argiles silteuses plus claires, qui renferme de nombreuses passées de calcaires marneux biomicrocritiques à texture de wackestone. Le banc de calcaire argileux bioturbé, très bioclastique, achevant les Marnes d'Escoville, correspond à la Surface Argences 1. Ces niveaux supérieurs, épais de 6 à 7 m, sont plus fossilifères ; ils livrent notamment : *Ornithella* sp., *Obovothyris obovata*, *Lotharingia leedsii*, *Torquirhynchia torquata* et *Septaliphoria mourdoni*.

Le cortège minéralogique des argiles est dominé par l'illite et la kaolinite, accompagnées d'une faible quantité d'interstratifiés à base de chlorite. Les apports silteux croissent vers le haut de la formation. L'environnement paléogéographique des dépôts correspond à une vasière peu profonde, proche des terres émergées (nombreux bois flottés) et en cours d'ouverture aux eaux du large. Les Marnes d'Escoville constituent, surtout à la base, une excellente formation recherchée pour la pureté de ces argiles.

Comme pour les autres formations calloviennes, les épaisseurs de la Formation des Marnes d'Escoville fournies dans plusieurs sondages anciens archivés en Banque de Données du Sous-Sol au BRGM n'ont pas été retenues. En effet, les réattributions biolithostratigraphiques successives et la difficulté de distinguer les différents membres et formations nous ont poussé à limiter nos estimations aux seuls sondages réalisés dans le cadre de l'élaboration de la présente carte géologique. Ainsi, l'épaisseur des Marnes d'Escoville est de l'ordre de 11,5 m au sondage d'Argences (146-3X-0145) et de 11 m au sondage de Ouézy (146-3X-0144), valeurs semblables à celles réinterprétées par O. Dugué (1989) pour la coupe du Fresne d'Argences.

La Formation des Marnes d'Escoville, équivalent latéral des Marnes du Chevain (Alençon), *pro parte* des Marnes de Bellevue et de Domfront (Maine) et des Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern (Trunois), est datée des zones à *Macrocephalus* et à Calloviense (sous-zone à *Koenigi*) de la base du Callovien inférieur.

j4A. **Formation des Marnes d'Argences : argiles, calcaires marno-silteux (Callovien inférieur)** (2,5 à 3,5 m). Au fil des révisions biostratigraphiques, l'épaisseur de la Formation des Marnes d'Argences a été très fortement réduite (Dugué, 1989). Les alternances marno-calcaires ont été réattribuées au membre supérieur des Marnes d'Escoville. En revanche, le sommet des Marnes d'Argences représenté par un banc-repère de calcaire marneux, le « Grugeon », est un niveau défini comme la limite entre le Callovien inférieur et moyen depuis A. de Caumont (1828). Ce « banc » affleure au-dessus de Moulton, dans la montée de la route nationale n° 13 (x = 418,18 ; y = 1160,23).

Les Marnes d'Argences reposent sur le banc de calcaire argileux bioturbé achevant les Marnes d'Escoville (Surface Argences1) ; elles sont recouvertes par les Marnes à *Belemnopsis latesulcatus*. Cette formation conserve son statut – malgré une faible puissance – en raison de son cortège faunistique et de l'originalité de ses caractéristiques sédimentologiques.

L'ensemble des alternances marno-calcaires étant attribué à la formation antérieure d'Escoville, les Marnes d'Argences sont représentées par des argiles pyriteuses bleutées contenant un cordon de nodules calcaires argileux à septaria. Au sommet, un banc de calcaire argileux (le « Grugeon ») forme la Surface Argences2. Ce banc de 0,2 à 0,5 m d'épaisseur, apparemment continu dans les descriptions anciennes du Fresne d'Argences (Bigot, 1938), correspond plutôt, selon les observations actuelles, à un horizon de nodules calcaires argileux ; il s'agit d'une biomicrite à texture de mudstone, fortement bioturbée.

Les minéraux argileux sont les mêmes que dans les Marnes d'Escoville (illite et kaolinite dominantes). La formation est néanmoins marquée par une diminution notable des apports silteux et des bioclastes par comparaison aux Marnes d'Escoville. Elle correspond également à un environnement de vase calme.

Les Marnes d'Argences sont extrêmement fossilifères. Elles livrent d'abondantes faunes de brachiopodes – *Obovothyris* sp., *Microthyridina lagenalis*, *Terebratula dorsoplicata*, *Dictyothyris smithi*, *Septaliphoria mourdoni*, *Rhynchonelloidella spathica*, etc. –, de lamellibranches – *Lophogregarea*, *Clamys fibrosa*, *Trigonia* sp. etc. –, de foraminifères et d'ostracodes ; les ammonites ne sont pas rares, notamment *Sigaloceras calloviense*. Le cortège faunistique se relie à celui du membre supérieur des Marnes d'Escoville (Rioult et Mourdon, 1982 ; Dugué, 1989).

L'épaisseur des Marnes d'Argences est de 2,5 m au Fresne d'Argences. Elle est de 3,5 m à Ouézy (146-3X-0144) et à Argences (146-3X-0145).

La Formation des Marnes d'Argences, équivalent latéral du "Kellaway Rock" (Dorset), appartient à la zone à Calloviense, sous-zone à Calloviense, du Callovien inférieur.

j4B. **Formation des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* : argiles bleues et argiles jaunes riches en bélemnites (Callovien inférieur à moyen)** (12 à 14 m). Au-dessus des Marnes d'Argences, les Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* constituent la partie haute des collines de l'avant-pays d'Auge : coteaux d'Argences, bois de Canon, bois de Cernay, etc.

Au-dessus du « Grugeon » commence une nouvelle séquence de dépôts argileux et calcaréo-marneux constituée de deux membres. Le premier membre (« couche bleue ») est à dominante marneuse et de couleur bleue ; il comprend des argiles pyriteuses à passées silteuses et quelques cordons de lentilles calcaires parfois fossilifères. Les marnes sont riches en bois fossiles, au sondage de Ouézy par exemple (146-3X-0144) ; en revanche, elles sont peu fossilifères (rares brachiopodes). Il convient cependant de noter que ces niveaux ont livré, au Fresne d'Argences, une importante faune de vertébrés : le stégosaurien *Lexovisaurus durobrivensis*, des crocodiliens, des élasmosauriens, des pliosaures, des poissons et un ichtyosaure (Hoffstetter et Brun, 1958 ; Galton et al., 1981).

Le second membre (« couche jaune ») est séparé du premier par une lentille décimétrique de calcaire lumachellique biomicritique, à texture de packstone, riche en bois fossile. Dans les argiles situées au-dessus de cette lentille, la pyrite a été décomposée. Des néocristaux de gypse et des hydroxydes de fer donnent aux couches une teinte jaune. La faune est plus fréquente que dans le membre inférieur. On distingue notamment la bélemnite-indice *Belemnopsis latesulcatus*, des lamellibranches (*Grammatodon concinus*, *Trigonia* sp., *Ostrea hebridica*, etc.) et d'assez nombreuses rhychonelles. Des bois fossiles et des lentilles ligniteuses se rencontrent aussi dans la « couche jaune ». Dans la « couche jaune » du Fresne d'Argences, un niveau à miches et nodules épars a livré des formes géantes de nautilus et d'ammonites (R. Mourdon, comm. pers.) ; dans cette même coupe, un banc de calcaire biomicritique, riche en lamellibranches, à texture de wackestone, est observable au sommet de la « couche jaune » (Dugué, 1989).

La Formation des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* repose sur la Surface Argences₂ ; elle est recouverte par les Marnes sableuses et les Calcaires de Crèvecœur-en-Auge. Cette formation marque une reprise des apports détritiques qui deviennent de plus en plus abondants et grossiers ; ces derniers renferment des feldspaths, des micas et des minéraux lourds – notamment dans le membre inférieur – traduisant l'érosion du socle armoricain. Les minéraux argileux sont toujours dominés par l'illite et la kaolinite. Les faciès indiquent que la vasière, constituée depuis les Marnes

d'Escoville, est davantage soumise aux influences marines. Certains niveaux, tels que le banc de calcaire lumachellique séparant les couches bleue et jaune, témoignent de l'augmentation soudaine de l'énergie hydrodynamique sur des fonds à dominante terrigène.

L'épaisseur de chacun des deux membres est sensiblement identique : de l'ordre de 5 à 7 m. La « couche bleue » est puissante de 5,5 m à Argences (146-3X-0145) et de 7 m à Ouézy (146-3X-0144) ; dans ces deux sondages, le « Grugeon » constitue un excellent repère du mur de la formation. La « couche jaune » est épaisse de 5 m à Ouézy (146-3X-0144), où elle est à l'affleurement. À Argences (146-3X-0145), l'épaisseur des argiles jaunes est de 8,5 m, mais l'extrême sommet pourrait ressortir des Marnes sableuses sus-jacentes.

La Formation des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* a pour équivalents latéraux les Marnes et Calcaires d'Assé-le-Riboul et l'Oolite ferrugineuse de Vivoin (Maine). Le membre inférieur est rapporté à la zone à Calloviense, sous-zone à Enodatum (Callovien inférieur) et, le membre supérieur, à la zone à Jason (Callovien moyen).

j₄Cr. Formation des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge : argiles silteuses et pyriteuses, marno-calcaires silteux (Callovien moyen) (8 à 10 m). Au-dessus des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus*, les apports détritiques (silts, sables quartzeux) s'intensifient dans la Formation des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge. Cette formation coiffe notamment la butte de Soquence ; elleaffleure de part et d'autre de la colline, au Sud du Mont Bottray (x = 425,75 ; y = 1156,70) et à l'Est du hameau de Soquence (x = 427,56 ; y = 1156,66). Le sondage d'Argences (146-3X-0145) a mis en évidence son existence sur le rebord des coteaux d'Argences. Au bois de Cernay, la formation est probablement cachetée par les cailloutis d'une haute terrasse alluviale.

La Formation des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge, en partie sableuse, a été déblayée par le cours de la Dives. Elle n'est pas connue en carrière, ni sur la feuille Mézidon ni sur les feuilles voisines où elle est présente : Caen, Livarot, Falaise. Son étude reste sommaire, reposant sur de simples tranchées ou des travaux de terrassement.

La formation est constituée d'argiles très silteuses, pyriteuses, alternant avec des bancs calcaires sableux, mal stratifiés, riches en lumachelles à petites huîtres. Les argiles livrent de nombreux brachiopodes parmi lesquels *Ornithella umbonella* (grandes formes), *Dorsoplicathyris dorsoplicata*, *Septaliphoria* sp. et *Ivanoviella oxoniensis* ; ces faunes paraissent souvent écrasées par la compaction, au sondage d'Escures sur

Favières par exemple (146-4X-0059), phénomène relevé également par P. Gigot et *al.* (1999) sur la feuille Falaise.

Les Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge reposent sur les Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* et sont recouvertes par les Marnes de Dives. Les minéraux argileux sont identiques à ceux des formations précédentes (illite, kaolinite). Les minéraux lourds (zircon, rutile, etc.) offrent toujours un cachet armoricain. Cette formation amorce une tendance vers l'émersion de la vasière à huîtres, après une période de sédimentation dominée par les terrigènes fins. L'arrivée en masse de sables fins sous une faible tranche d'eau s'effectue dans des conditions d'énergie hydrodynamique croissantes. À ces apports plus grossiers correspondent, vers le Sud, des dépôts condensés riches en oolites ferrugineuses (Ménillet et Riout, 1994).

En l'absence de sondage complet dans la formation et en raison de la quasi-absence d'affleurement sur la partie haute des collines argileuses, l'épaisseur de la Formation des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge n'a pas pu être déterminée. Cartographiquement, il semble qu'une valeur moyenne de 8 à 10 m puisse être proposée.

La Formation des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge, équivalent latéral des Marnes sableuses et Calcaires ferrugineux (Sud du pays d'Auge) et des Marnes et Calcaires d'Exmes (pays d'Ouche), est rattachée à la zone à Coronatum du Callovien moyen.

Groupe des Marnes des Vaches Noires : marnes à passées silteuses (Callovien supérieur et Oxfordien inférieur) (45 m ?). La Formation des Marnes de Dives et la Formation des Marnes de Villers ont été réunies par O. Dugué (1989) dans le « Groupe des Marnes des Vaches Noires ».

j4D. Formation des Marnes de Dives (Callovien supérieur) (20 m ?). Cette formation affleure sur les côtes du Calvados, près d'Houlgate. Elle est rarement visible à l'affleurement sur l'étendue de la feuille Mézidon. Compte tenu des épaisseurs relatives des différentes formations antérieures, elle semble présente au sommet de la butte de Soquence. D'après les levés de F. Ménillet sur la feuille Livarot, cette formation est également susceptible d'affleurer l'angle nord-est de la feuille Mézidon, au Nord des Bignes.

Suivant les descriptions faites ailleurs, les Marnes de Dives sont constituées d'argiles à passées épisodiques plus silteuses et assez pyriteuses contenant des lentilles de calcaires marneux. Ce faciès est apparemment peu éloigné du faciès des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge. L'épaisseur des Marnes de Dives est de 15 à 20 m sur la feuille Caen.

La Formation des Marnes de Dives appartient aux zones à Athleta et Lamberti du Callovien supérieur.

j5V. **Formation des Marnes de Villers (Oxfordien inférieur)** (25 m ?). Elle affleure mal dans les talus près du château d'eau de la butte de Bottray (x = 425,48 ; y = 1157,30), dans les terrains les plus élevés stratigraphiquement de la feuille Mézidon. Elle n'a pas pu être observée sur le rebord du plateau au-dessus de Ouézy où elle est censée affleurer.

Cette formation est rattachée à la zone à Mariæ de la base de l'Oxfordien inférieur.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Uz. Dépôt chimique (travertin). Au Sud du bourg de Saint-Germain-le-Vasson, au lieu-dit les Massinots, un tuf important barre un vallon suspendu au-dessus du cours de la Laize (Pareyn, 1989). Épais d'au moins quatre mètres, il renferme des débris végétaux et des coquilles d'*Helix* en abondance. Il paraît reposer sur les matériaux soliflués qui comblent le vallon. Le tuf est caverneux et peu résistant dans ses parties consolidées qui alternent avec du tuf argilo-limoneux meuble.

Formations périglaciaires de versants

SH. « Head ». Il s'agit d'accumulation d'une blocaille siliceuse ou calcaire, due à la gélifraction des roches, enrobée dans une matrice limoneuse, argileuse et sableuse, côté massif ancien, ou sablo-limoneuse, côté plateau calcaire. Les heads sont abondants sur les flancs de la vallée de la Laize où ils sont épais de plusieurs mètres et sur les versants de la vallée du Laizon où ils sont minces et associés à d'autres dépôts périglaciaires : lœss, lœss à passages de grèze.

SG. Grèze. Trois dépôts de grèze litée sont localisés dans le quart sud-est de la feuille Mézidon, au Sud de Ernes, près du Breuil de Perrières et à Macé au Nord de Jort. Ces dépôts, typiquement périglaciaires, se sont formés sur des versants exposés à l'Est. À Ernes, la grèze est associée à du lœss qui forme les lits « gras », les plus fins. À Perrières et à Macé, elle est sablo-graveleuse. Le dépôt de Macé, le plus longtemps exploité, est le mieux connu. La grèze de Macé est sableuse : 70 à 75 % de sables, et graveleuse : 20 à 27 % de graviers ; les éléments grossiers sont très dispersés (Legras, 1966). La médiane des lits les plus fins est millimétrique, celle des lits « grossiers » de 4 mm environ. De nombreuses structures de gel étaient autrefois visibles : fentes de gel, coins de sable, cryoturbations, blocs bas-

culés à l'état gelé. Les grèzes décrites se sont formées pendant la dernière période froide : le Weichsélien. Celle de Macé a livré une faune quaternaire comprenant : *Equus caballus*, *Bos primigenius*, *Bison priscus*, *Rangifer tarandus*, *Rhinoceros tichorhinus* (Brun, 1960).

Formations alluviales

Fua. Fub. **Alluvions du Quaternaire ancien.** Ce sont de très hautes nappes, d'altitude relative 45 à 55 m. Il est possible de les diviser en deux groupes. L'un – Fub – est proche de 60 m d'altitude : Airan-Vignes de Bague (62 m), Bois de Cernay (59 m), Soquence (62 m) et éventuellement galets résiduels de la butte de Lieury situés beaucoup plus en amont sur la Dives à 66 m d'altitude. L'autre, réunissant les plus anciennes nappes du système du bassin de la Dives – Fua –, ont une altitude de 72 m (butte d'Argences, bois de Canon et les Vignes au Nord de Ouézy) et 76 m (Berville). Leur épaisseur varie de 0,8 à 1,5 m ; elles sont composées à 90 % de silex. En dessous, les marnes sont altérées (décarbonatées) sur environ 2 m.

La topographie générale de l'espace compris dans le périmètre Argences – Méry-Corbon – Mézidon laisse à penser que les nappes Fu et Fv jalonnent les restes de glacis qui furent aussi importants que celui existant encore sur les communes de Biéville et de Quétiéville ; chaque glacis s'étant établi aux dépens du précédent. Dans ce même périmètre, des galets de nappes mélangés à de l'argile d'altération des marnes et à du sable ont été colluvionnés sur les longs versants regardant vers l'Est et le Nord.

Fva. Fvb. Fvc. **Alluvions du Quaternaire moyen.** Un autre ensemble de nappes pouvant appartenir au Quaternaire moyen s'étage entre 20 et 40 m au-dessus des fonds de vallée (Houari, 1994).

Les plus anciennes, Fva, se situent à Hiéville (54 m) et au Mont Bottray (52 m). Un groupe un peu plus important – Fvb – prend place entre 43 et 46 m d'altitude (les Pédouzes-Canteloup, Bissières) et des galets dispersés en rebord de plateau près de Ernes. Une nappe isolée Fvc subsiste à Ouville-la-Bien-Tournée à 37 m d'altitude. Toutes ces nappes sont minces (80 à 130 cm) et constituées pour l'essentiel de silex.

Fw. **Alluvions du Quaternaire moyen (Elstérien ?).** Il s'agit de témoins peu nombreux et de faible extension, surtout localisés le long de la Dives : Méry-Corbon (le Perreux), Magny-le-Freule (Mont de Magny et la Bruyère, Thiéville, Campigny). Leur altitude est de 28 m, soit environ 13 à 15 m au-dessus des fonds de vallées actuels. Les nappes d'Argences sur la Muance, et celles d'Ernes et de Condé-sur-Ifs sur le Laizon sont dans une

position assez semblable. Sur la Dives, le matériau est formé de silex auxquels s'ajoute un faible pourcentage de grès et d'arkoses paléozoïques. Les nappes du Laizon ont été consolidées en grandes dalles de poudingue.

Fx. Alluvions saaliennes. Ces nappes forment presque toujours de basses terrasses situées quelques mètres au-dessus du fond des vallées.

La plus grande de ces nappes est celle de Biéville-Quétiéville qui est encore exploitée par une gravière. Elle repose sur un vaste glaciaire façonné sur les argiles, qui vient s'appuyer au Sud contre les buttes du Mont Bottray et de Soquence et se prolonge sous les dépôts récents du marais à Querville. Elle se retrouve sur la rive gauche de la Dives à Méry-Corbon. Les alluvions sont très hétérométriques, constituées par une forte masse de sables – calcaires à 90 %, contenant de la glauconie –, de graviers, – calcaire à 80 % en dessous de 20 mm – et de galets de silex et de roches paléozoïques (8 % des galets) pouvant atteindre 30 cm de longueur. L'épaisseur des alluvions va de 4 à 5 m. Les gravières de Quétiéville ont livré une faune quaternaire : *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Cervus elaphus*, *Rupicapra tragus*, *Bos* ou bison (Journaux et Elhaï, 1956 ; Elhaï, 1958). L'analyse pollinique du contenu terreux de dents et d'un fragment de défense d'*Elephas* a révélé un paysage très ouvert : une vallée large avec des bras et des trous d'eau où vivaient des plantes aquatiques et, surtout, sur les pentes et les plateaux, un paysage de steppe arborée froide à bouleau.

Au même système que la nappe de Quétiéville appartiennent des nappes moins étendues réparties le long de la Dives au Nord et au Sud de Saint-Pierre-sur-Dives : Méry-Corbon (Manetot), Grisy et Bernières-d'Ailly, rive gauche, Jort et Morières, rive droite. On peut intégrer dans cet ensemble une petite nappe conservée à Maizières sur la Laizon et une autre à Saint-Sylvain sur la Muance. Le bed-rock de ces nappes est environ 5 m au-dessus du bed-rock de la nappe de fond.

Ce système de nappes est le seul subsistant dans la vallée de la Laize beaucoup plus étroite et, de plus, profondément incisée dans le massif ancien. Les témoins sont visibles à Saint-Germain-le-Vasson (le Livet), à Bretteville-sur-Laize et à Laize-la-Ville, 4 à 5 m au-dessus du fond actuel. Le matériau est graveleux à 40-45 % ; le reste est constitué de galets. Il est issu des roches briovériennes et paléozoïques, et des dépôts triasiques. Ces nappes de la Laize se raccordent aux nappes moyennes de l'Orne et J. Pellerin tenant compte de l'altération de leurs schistes (Pellerin *et al.*, 1970 ; Pellerin, 1977) les place dans le Saalien. Au Mesnil-Touffrey (le Livet) un important cône alluvial, situé au débouché de la cluse de Saint-Germain-le-Vasson, formé de galets et de blocs de roches paléozoïques et de 10 à 20 % de silex est peut-être à inclure dans le même ensemble. Les

lambeaux de nappes de la Laize renferment des blocs démesurés transportés par des radeaux de glace en période froide (blocs glaciels).

Reste en suspens le problème de l'âge précis de la nappe de fond remplissant la vallée abandonnée d'Écajeul, graveleuse et sableuse, épaisse de 2 à 3 m ; son bed-rock est au moins 6 m au-dessus de celui de la nappe weichsélienne de la Dives.

Fy. Alluvions weichséliennes. Elles forment les nappes de fond des vallées et, de ce fait, sont rarement visibles étant recouvertes par les comblements holocènes. L'épaisseur du matériel est de 2 à 2,30 m sur la Dives à hauteur de Jort. Elle est du même ordre sur le Laizon à Ouézy. Dans la vallée de l'Oudon, près de sa confluence avec la Dives, la nappe de fond comporte une séquence basale graveleuse, épaisse de 80 cm, surmontée d'une séquence sommitale sableuse épaisse de 2 m.

Fz. Remblaiement holocène. Le comblement holocène des vallées est essentiellement formé par des limons ou des limons sableux. Quelques intercalations tourbeuses sont connues dans les vallées de la Dives et du Laizon. Les sables calcareux et glauconieux sont plus abondants dans les vallées de la rive droite de la Dives (influence des faciès sableux du Crétacé). Les formations holocènes, épaisses de 80 cm à 2 m, reposent sur la nappe de fond sablo-caillouteuse siliceuse (Laize) ou calcareuse (Muance, Laizon, Dives).

Le remplissage des marais de Méry-Corbon – Biéville-en-Auge est limono-argileux. Celui du marais de Bellengreville étudié par H. Elhaï (1963), épais de plus de 6,9 m au Sud de l'église de ce village, comporte deux ensembles principaux : de la surface à 0,95 m, des boues calcaréo-tourbeuses, de 0,95 à 5,75 m, des boues calcaires avec coquilles, bois carbonisés et cailloux dispersés, surmontant un cailloutis calcaire traversé entre 5,75 et 6,90 m. L'analyse pollinique montre que le cailloutis de base s'est mis en place au Tardiglaciaire et, les boues du marais, du Préboréal au Subboréal.

Formations éoliennes

Œ. Couverture loessique. Selon une diagonale Ifs–Vendeuvre, la couverture loessique générale de la Campagne de Caen–Falaise est encore bien conservée. Dans le quart nord-est de la feuille, elle est plus limitée, bien que trois grands placages existent à Canteloup, Bissières et Magny-la-Campagne (Journaux et *al.*, 1969 ; Lautridou, 1985).

Les placages de la partie nord-ouest de la feuille (1,5 à 1,7 m autour de Fontenay-le-Marmion, Bourguébus, Cintheaux) sont plus minces que ceux

de la moitié sud de la feuille (2,9 à 3,5 m près de Fontaine-le-Pin et de Potigny, 4,7 m au Nord de Rouvres, 4 m à Sassy, 3,5 m à Mézidon). Les maxima d'épaisseur sont atteints sur des versants exposés à l'Est, versants sous le vent à l'époque du dépôt : Saint-Sylvain (6 m), Bissières (5,5 m), Condé-sur-Ifs (4,5 m) et Vendevre (6 m). Le lœss comble parfois des vallons fossiles comme à Bénéauville.

Les lœss très bien classés ont une médiane comprise entre 25 et 30 μm (Coutard *et al.*, 1969a ; Lautridou, 1985). La teneur en argile est modérée, 10 à 15 %, sauf dans l'horizon Bt des sols bruns lessivés formés à leurs dépens où elle atteint 22 à 28 %. Les lœss étaient originellement calcaires, comme en témoignent les carbonates des horizons C qui subsistent à partir de 1,7 à 1,8 m de profondeur dans les placages les plus épais : teneur 20 à 30 %.

Le cortège de minéraux lourds (Fages, 1972) comprend à la fois zircon, tourmaline, rutile (15 à 25 % environ) et hornblende, épidote et grenat (60 à 70 %). Il s'y ajoute d'autres minéraux en petite quantité dont le staurotite et le disthène. Ce cortège, qui implique des apports d'origine marine, suggère que les lœss aient été apportés par des vents de Nord-Ouest. Les apports se sont faits pendant la dernière période froide, le Weichsélien. Les restes remaniés de lœss plus anciens avec poupées sont rares et très ponctuels : Condé-sur-Ifs, Bénéauville et, légèrement en marge de la feuille, Laize-la-Ville.

Une coupe importante de lœss et dépôts de pente existe à Condé-sur-Ifs ; un head et un lœss ancien saaliens sont séparés d'un head et d'un lœss weichséliens par un paléosol brun *in situ* et un paléosol brun-rouge éémien remanié.

Colluvions

Cj3. Colluvions dérivées du Bathonien. Les faciès du Bathonien du secteur Bellengreville – Bray-la-Campagne et des abords du Laizon ont été très sensibles à l'action des gels quaternaires. Ils ont fourni beaucoup de sables et de gravillons qui nappent un certain nombre de versants ou qui se sont accumulés dans les fonds des vallons et des vallées (Muance, Dives). Ils tapissent aussi le fond du marais de Chicheboville.

Cj4. Colluvions dérivées des marnes calloviennes. Des colluvions argilo-sableuses et argilo-graveleuses à éléments grossiers dispersés, issues des nappes alluviales anciennes ou des altérites, se sont étalées sur les versants des buttes de la région de Lieury et surtout sur les grands glacis périglaciaires qui sont beaucoup plus étendus sur la feuille voisine Livarot. Connues avec une épaisseur modeste sur le glacis de Courcy, elles ne sont pas figu-

rées sur la carte. Par contre, à Ouville-la-Bien-Tournée où s'achève un glacis dont les dépôts ont plusieurs mètres d'épaisseur, elles sont représentées.

Cv. Colluvions de fond de vallon. Les vallons de la feuille Mézidon portent la marque d'un façonnement périglaciaire caractéristique par leur forme en berceau ou dissymétrique et la nature de leurs dépôts de versant : lœss, grèze, head. Les fonds eux-mêmes sont colmatés par des colluvions limono-sableuses ou limono-argileuses brunâtres avec éléments grossiers dispersés. Il faut préciser que ces colluvions épaisses en général de 1,20 à 1,50 m cachent en réalité des ensembles de sédiments plus complexes avec des niveaux lœssiques graveleux, argileux, et parfois des graviers de fond dont l'épaisseur totale dépasse souvent 4 m. Par exemple près de Billy, dans le vallon venant de Conteville, on trouve successivement : de la surface à 2,90 m, des colluvions ; de 2,90 à 3,15 m, du lœss ; de 3,15 à 3,40 m, des gélifracsts de la taille des graviers ; de 3,40 à 4,10 m, une argile limoneuse rouge (paléosol déplacé ?) ; de 4,10 à 4,30 m, une argile grise ; de 4,30 à 4,60 m, des sables et des sables limoneux. De même, le comblement de la partie aval du vallon du bois des Tourelles à Grisy atteint 8,5 m d'épaisseur avec alluvions graveleuses puis sableuses, surmontées d'apports de versants à blocs calcaires et de colluvions limoneuses.

Cœ. Colluvions limoneuses. Ces colluvions brun clair dérivent directement de la couverture lœssique sans incorporation de matériel grossier. Elles bordent en particulier les placages lœssiques du Nord-Ouest de la feuille.

Altérites et dépôts résiduels du Crétacé au Cénozoïque

Divers types d'altérations et de silicifications anciennes sont conservés dans le quart sud-ouest de la feuille, sur des plateaux dont l'altitude décroît du Sud vers le Nord : 185 m à Tournebu, 106 m à Saint-Aignan-de-Cramesnil. Altérites et dépôts résiduels jalonnent la pénéplaine de l'Ouest de la France, dite éogène par R. Musset (1922, 1961a et b) et R. Tinthouin (1931), miocène par A. Journaux *in* A. Cholley *et al.* (1956), pré-pliocène par H. Elhaï (1963).

RAS. Argile à silex.

RS. Argile à silicifications diverses.

Les argiles à silex ou à silicifications ont toujours une épaisseur supérieure à 3 m ; une épaisseur de 5 m a été notée dans un puits de Boulon et le calcaire sain n'a été trouvé qu'à 10 m de profondeur dans un puisard de Bray-en-Cinglais. La fraction colloïdale représente 50 à 60 % du matériau ; elle est essentiellement constituée de kaolinite ; l'illite ne devient abondante que s'il y a remaniement (Pellerin, 1968). Des sables généralement

bien classés, de médiane 160 à 200 μm sont incorporés dans l'argile à silex. Les grains sont surtout émoussés luisants, d'où le problème de leur origine, sauf au-dessus de 400 μm où abondent les petits fragments de silicifications et de grès ferrugineux. Quatre-vingt-dix pour cent des minéraux lourds sont ubiquistes : tourmaline, zircon, rutile, viennent ensuite en faible quantité : corindon, ægyrine, disthène, staurotide, épidote, sphène, andalousite et, comme minéral léger, la muscovite.

La présence de sables, graviers et galets résiduels d'origine marine associés aux manteaux d'argile à silex du Cinglais, a trouvé son explication à la suite de la découverte de bois fossiles attribuables au Crétacé. Il s'agit de témoins d'une ancienne couverture albienne (Rioul et *al.*, 1966 ; Pellerin, 1967). D'autres résidus de dépôts crétacés ont été également signalés dans les poches karstiques du calcaire de la carrière des Aucrais, à Cauvicourt (Lemaître, 1960 ; Lemaître et Giresse, 1966). La formation des altérites a commencé très tôt, dès le Crétacé moyen et supérieur, et s'est poursuivie au cours du Tertiaire.

Si la majeure partie des argiles renferment des silex, il faut toutefois remarquer que les parties les plus hautes du Cinglais, autour de Fontaine-Halbout, de même que les plateaux de Saint-Germain-le-Vasson, Cauvicourt, et Saint-Aignan-de-Cramesnil portent des dalles de silcrète, de calcaires silicifiés et ferruginisés qui ont dû former à une certaine époque une sorte de carapace (Pellerin, 1968 ; Salimeh, 1990). À Saint-Aignan-de-Cramesnil (la Jalousie), l'argile d'altération est épaisse d'environ 3 m.

Rge. Grès et conglomérats tertiaires (Éocène ?) (indication ponctuelle). Épars sur les altérites, avec cependant une concentration notable autour de Barbery, existent des grès et des conglomérats sous la forme de petits blocs et aussi de blocs importants atteignant 80 à 90 cm de long. Les grès sont formés de sables fins, 15 à 20 μm , et grossiers, 500 à 900 μm , liés par un ciment de quartz microgrenu et d'oxydes de fer (Lemaître, 1955). Le faciès poudingiforme renferme des fragments de silex et de calcaires silicifiés. Les minéraux lourds ubiquistes sont dominants mais le disthène, le sphène, l'épidote, le staurotide et l'andalousite sont présents en faible pourcentage. Ces grès et poudingues ont été assimilés par H. Lemaître (1955) aux Grès à Sabals du Maine et de l'Anjou et, de ce fait, attribués à l'Éocène.

Remarque concernant les altérites du Briovérien. Les altérites des formations briovériennes n'ont pas été prises en compte dans la mesure où, pour ce qui est visible, elles sont relativement peu développées (puissance d'ordre métrique) et peu évoluées (stade de la fragmentation). On peut cependant s'attendre à trouver dans le secteur compris entre Moulines et Clair Tison, une forte proportion d'altérites briovériennes dans les bas-fonds situés sous couverture en bordure de la Laize. On signalera que les grauwackes du Briovérien se décomposent en fragments centimétriques de

couleur gris-beige à beige ainsi qu'en sable à grain moyen à fin, très argileux, alors que les siltites se réduisent à l'état de petites plaquettes gris-beige à bleu verdâtre, et peuvent constituer un limon gris très argileux.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Le Protérozoïque supérieur : les terrains sédimentaires briovériens

Durant cette période (autour de 600 Ma), l'ensemble de la région est occupé par un vaste bassin marin, limité au Nord par une importante cordillère : la cordillère constancienne. L'érosion de cette dernière fournit des matériaux argilo-sableux fins à grossiers. Les plus grossiers s'accumulent au pied de cette chaîne, sur un important talus subaquatique, tandis que les plus fins se déposent directement au fond du bassin marin (mise en place de vases et silts). En période d'instabilité (climatique ou liée à une subsidence du bassin), la fraction grossière est remise en mouvement et étalée sur le fond du bassin par l'intermédiaire de courants de turbidité (mise en place de grauwackes). La rythmicité et l'étendue dans le temps de ces apports détritiques fins et grossiers engendrent la formation d'alternances de bancs argilo-silteux et grauwackeux de puissance centimétrique à pluridécamétrique. La présence de siltites-argilites massives témoigne de périodes de stabilité du bassin et d'une sédimentation normale en milieu distal. La présence de bancs massifs de grauwackes, correspondant à des décharges détritiques nettement plus grossières, atteste de périodes d'instabilité du bassin briovérien, probablement liées au comblement de ce dernier et à l'amorce de la mise en place de la plate-forme cambrienne (Doré, 1972).

Ces terrains sédimentaires sont affectés au cours de l'orogénèse cadomienne par une phase de plissement accompagnée d'un métamorphisme régional, puis recoupés et métamorphisés au Sud et à l'Ouest (métamorphisme de contact) vers -550 Ma par des plutons granodioritiques antécambriens.

Le Cambrien : la première transgression paléozoïque

Les sédiments de la base du Cambrien marquent le début de la transgression paléozoïque qui va s'étendre progressivement sur le substratum briovérien en Normandie. Dans le Synclinal d'Urville, les conglomérats de base (Conglomérats et Grès pourprés k1) reposent en discordance sur les flyschs briovériens. Ils résultent de l'épandage en milieu continental puis en milieu marin littoral des produits d'érosion des reliefs cadomiens. Ils sont caractérisés par une importante rubéfaction et un mauvais classement granulométrique.

Au-dessus, deux cycles sédimentaires marins sont à l'origine de l'épaisse série cambrienne dans le Synclinal d'Urville. À la base, le premier cycle est constitué par la Formation des Pélites et Calcaires (k2) surmontés par la

Formation des Grès feldspathiques (k3) et enfin par la Formation des Grès et Pélites violacées de Gouvix (k3G). Le second cycle se compose des Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse (k4). Chacun de ces deux cycles se termine par des faciès régressifs et par des périodes d'émersion qui s'accompagnent de lacunes de sédimentation plus ou moins longues.

La phase régressive qui marque la fin du Cambrien, se fait progressivement du Nord au Sud. La sédimentation cambrienne s'arrête après les Grès feldspathiques dans le Synclinal de May-sur-Orne, après les Pélites violacées dans le flanc nord du Synclinal d'Urville, après les Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse dans le flanc sud du Synclinal d'Urville. Au Sud, dans la Zone bocaine, la série est davantage complète avec au sommet les Pélites et grès rouges de Saint-Rémy (Cambro-ordovicien) (k-O1) (feuille Villers-Bocage) (tabl. 2). Le domaine marin se réduit ainsi progressivement en Normandie. À la fin du Cambrien, l'ensemble de la région est émergée.

Les deux flancs du Synclinal d'Urville montrent ainsi des évolutions sédimentaires différentes au Cambrien. En plus des variations de puissance (1 250 m au Sud contre 1 550 m au Nord), la sédimentation calcaire est plus réduite au Sud, où se développent des dépôts argileux importants, qu'au Nord.

	MAY-SUR-ORNE	URVILLE		ZONE BOCAINE	
		FLANC NORD	FLANC SUD	CENTRE	OUEST
LLANVIRN	Pélites d'Urville	Pélites d'Urville	Pélites d'Urville	Pélites d'Urville	Pélites d'Urville
ARENIG		Grès armoricain	Grès armoricain		Grès de
TREMADOC				Pélites et grès rouges de Saint-Rémy	Montabot Pélites et grès rouges de Saint-Rémy
CAMBRIEN II				Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse	Grès et Pélites verts du Pont-de-la-Mousse
		Pélites violacées de Gouvix	Pélites violacées de Gouvix	Pélites violacées de Gouvix	de
CAMBRIEN I	Grès feldspathiques	Grès feldspathiques	Grès feldspathiques	Grès feldspathiques	Campeaux
	Pélites et Calcaires	Pélites et Calcaires	Pélites et Calcaires	Pélites et Calcaires	
Conglomérats et Grès pourprés					

Tableau 2 - Les formations sédimentaires cambriennes dans les synclinaux du Sud de Caen.

L'Ordovicien : la seconde transgression paléozoïque

À l'Ordovicien, une nouvelle phase transgressive affecte une grande partie du Massif armoricain. La mer ordovicienne envahit la Normandie par l'Est en empruntant, dans un premier temps, la fosse centrale (Normania centrale), puis s'étend sur toute la Normania méridionale (Doré et Dupret,

1979). Ce sont les dépôts du Grès armoricain (o2) qui vont marquer, dès l'Arénig, l'arrivée de cette transgression dans le Synclinal d'Urville. Ces quartzites sont constitués de trois membres distincts dont seul le membre inférieur est représenté en Normandie. On retrouve ces sédiments en contact anormal transgressif sur les dépôts cambriens ou en discordance angulaire sur le socle cadomien. Les variations d'épaisseur du Grès armoricain sont liées à l'influence qu'exerce la paléogéographie cambrienne sur la mer arénigienne.

La transgression ordovicienne est maximum au Llandvirn. Le Grès armoricain laisse la place aux dépôts de vases noires à passées ferrugineuses. Ils sont assimilés aux Schistes à calymènes (formation des Pélites noires d'Urville, o3) et renferment une riche faune à trilobites.

Au Llandvirn et durant le Caradoc, une sédimentation arénacée remplace les dépôts de vases noires. C'est la Formation du Grès de May (o4-5). La sédimentation de la fin du Caradoc redevient fortement argileuse (Formation des Pélites supérieures, o5-6).

À l'Ashgill, une sédimentation marine alimentée en matériel polygénique résultant de la fonte de glaces flottantes, serait à l'origine des « Tillites de Feuguerolles » (Formation des Pélites gréseuses à fragments polygéniques o5-6). La provenance de ces icebergs pourrait être liée au démantèlement d'un inlandsis qui occupait une vaste région au Sud du continent gondwanien (Dangeard et Doré, 1971).

Le Silurien : mer épicontinentale et glaciation

Le Silurien forme le cœur des synclinaux de la région. Il est constitué d'ampélites et de pélites, faciès tendres qui forment de larges dépressions. Il est très souvent masqué par la végétation ou les alluvions. Il est souvent mieux connu par forage. La série silurienne est relativement épaisse, plus de 235 m à May-sur-Orne (feuille Villers-Bocage) et environ 230 m dans le Synclinal d'Urville. Le Silurien basal n'est pas caractérisé.

Le Trias : démantèlement de l'édifice hercynien

Le Paléozoïque supérieur n'a pas laissé de traces sur la carte Mézidon ; il est néanmoins présent dans le bassin de Carentan (Permien) et dans les bassins de Littry et du Plessis (Carbonifère). Sur la surface post-hercynienne de l'Ouest de la France, le Trias de Basse-Normandie s'étend depuis le Nord-Est du Cotentin (feuilles Saint-Vaast-la-Hougue et Cherbourg) jusqu'à la région de Falaise (feuilles Falaise et Mézidon). La prédominance des faciès détritiques, et quelques arguments paléontologiques en dehors de la feuille Mézidon, paraissent attribuer à ces dépôts un âge rhétien voire norien.

Durant le Trias, la sédimentation est de nature purement continentale et correspond principalement à des arkoses, des grès, des conglomérats, des sables et des argiles déposés en contexte fluvatile. Elle prolonge un régime apparu dès le Westphalien au Plessis (Manche), au Stéphien supérieur dans le bassin de Littry (Pareyn, 1954), et largement développé au Permien dans le bassin de Carentan (L'Homer et Pareyn, 1989). Le socle des terrains de la Formation fluvatile montre que les faciès les plus tendres du Briovérien et du Paléozoïque ont été préférentiellement incisés par le réseau hydrographique tardi-hercynien ; *a contrario*, les formations les plus résistantes, telles que le Grès armoricain ou le Grès de May, ont longtemps constitué des hauts-fonds ennoyés tardivement lors de la transgression marine du Bathonien. Sur la feuille Mézidon, le Trias est essentiellement concentré dans le secteur du Synclinal d'Urville ; il a été rencontré dans la plupart des sondages du quart sud-ouest de la feuille.

Le Lias inférieur : amorce de la transgression jurassique

Dès l'Hettangien inférieur (fig. 8), la transgression liasique envahit localement la marge normande dans le secteur de l'actuel Cotentin. Elle dépose des sédiments essentiellement carbonatés (Calcaire de Valognes). Le Sinémurien basal marque le passage à un régime marno-calcaire terrigène caractérisant un approfondissement du niveau marin amplifié par une crise épirogénique d'ampleur régionale. La transgression sinémurienne envahit alors les secteurs les moins élevés de la surface hercynienne. À la fin du Lotharingien, les eaux marines touchent les premiers hauts-fonds paléozoïques du Synclinal de May où leurs dépôts remanient les sédiments triasiques.

Le Lias supérieur : généralisation de la transgression

Au cours du Pliensbachien, l'avancée de la mer sur la bordure occidentale du bassin de Paris est la plus spectaculaire ; elle atteint le secteur couvert par la feuille Mézidon. Pour la première fois, le golfe du Cotentin est relié au reste du bassin. La mer recouvre progressivement tous les reliefs bordiers de l'ENE vers l'WSW : synclinaux de Ranville, May, Urville, massif d'Athis, etc. La limite Carixien-Domérien marque le paroxysme de la transgression pliensbachienne. Jusqu'au Toarcien, la sédimentation carbonatée prédomine (Banc de Roc, etc.). Seul l'Éperon du Perche, au Sud, paraît encore émerger.

Au Toarcien inférieur, une élévation rapide du niveau marin entraîne la disparition des faunes benthiques domériennes. La sédimentation est très condensée (environ 10 m de dépôts) ; son contenu paléontologique marque l'arrivée des premières faunes mésogéennes sur la bordure armoricaine.

L'Aalénien et le Bajocien : ébauche de la plate-forme carbonatée

Durant l'Aalénien et le Bajocien se prépare la phase majeure de la transgression du Jurassique moyen. Les dépôts biomicritiques de la « Malière » marquent le maximum de transgression. Cette formation disparaît au Sud de la feuille Mézidon et sur l'Éperon du Perche où elle fait place aux calcaires à *Acanthothis spinosa*. Ces dépôts marquent la première ébauche d'une plate-forme carbonatée rapidement ennoyée par les dépôts terrigènes en provenance du Sillon marneux, situé au Nord-Est (faciès du Calcaire à spongiaires). Dans le Bessin, le maximum d'inondation est atteint au sommet des Couches de passage (feuille Bayeux-Courseulles).

Le Bathonien : édification et dégradation de la plate-forme carbonatée

Un régime de régression marine correspond, de la fin du Bajocien au Bathonien moyen, à la constitution de la plate-forme carbonatée bathonienne. Le développement de cette plate-forme atteint son apogée au Bathonien moyen. Le secteur de Mézidon reste durant toute cette période dans le domaine de la plate-forme interne, caractérisé par des sédiments carbonatés, riches en oolites, en oncoïdes et en bioclastes (forte énergie hydraulique), généralement à stratifications obliques et à textures variant de wackestone à grainstone. La faune est dominée par les individus benthiques sténohalins et de nombreuses traces de *Thalassinoides* et d'*Arenicolites*. Au Nord (Bessin), le domaine paléogéographique bathonien correspond à la plate-forme externe, ouverte sur le large (faible énergie hydraulique), riche en sédiments terrigènes et en faunes pélagiques. Au Sud (Perche, Maine) s'ouvre le domaine littoral marqué par la proximité du continent (traces de rhizophores, passées ligniteuses, etc.) riches en individus benthiques euryhalins.

Dès le Bathonien inférieur, les faciès de vasières des Marnes de Port-en-Bessin (feuille Bayeux-Courseulles) passent latéralement, sur les feuilles Caen et Mézidon, au Calcaire de Caen. Le sommet de la formation évolue vers un faciès plus grossier (Calcaire de Rouvres) surmonté par les dépôts argileux condensés de la Caillasse de Fontaine-Henry. L'apparition de calcaires oolitiques (Calcaire de Bon-Mesnil) confirme la tendance générale à l'émersion de la plate-forme. Au passage Bathonien moyen – Bathonien supérieur, une crise épirogénique affecte l'ensemble de la bordure armoricaine. Il s'agit d'un rejeu d'accidents varisques qui induit un basculement de la partie méridionale du bloc armoricain. Cette crise a pour conséquence directe la déstabilisation de la plate-forme carbonatée et l'érosion des terres encore émergées, notamment celles de l'Éperon du Perche. La nouvelle morphologie des fonds marins entraîne une modification des conditions hydrodynamiques. Les courants marins dominants – jusqu'alors dirigés vers le Sillon marneux, c'est-à-dire au Nord-Est – amorcent une rotation vers le Sud qui sera totalement réalisée lors du dépôt du Calcaire de Langrune. G. Fily (1978) a démontré la progressivité de la rotation dans les

faciès du Calcaire de Creully-Rouvres (N40°E), du Calcaire de Blainville–Bon-Mesnil (N60°E), du Calcaire de Ranville (N120°E) et du Calcaire de Langrune (N180°E).

Les dépôts de la Caillasse de Blainville – des marno-calcaires riches en brachiopodes – traduisent l'avancée temporaire de la plate-forme externe jusqu'à la Campagne de Caen, notamment sur la feuille Mézidon. Il s'agit de la première manifestation du retour vers une sédimentation terrigène. La sédimentation carbonatée est rétablie avec le Calcaire de Ranville auquel succède, de nouveau, un épisode transgressif traduit par une caillasse : la Caillasse de la Basse-Écarde qui, dans le détail, correspond à plusieurs épisodes traduits chacun par un dépôt très fossilifère.

À la fin du Bathonien, les dépôts bio- ou oosparitiques, le plus souvent fins, des calcaires de Bon-Mesnil et de Ranville font place à des épandages grossiers de sables oolitiques et bioclastiques riches en bryozoaires (Calcaire de Langrune). Ce faciès envahit tout le versant normand au Nord de l'Éperon du Perche. La Surface de Lion-sur-Mer clôt le régime carbonaté bathonien représenté sur la feuille Mézidon par 80 à 90 m de dépôts.

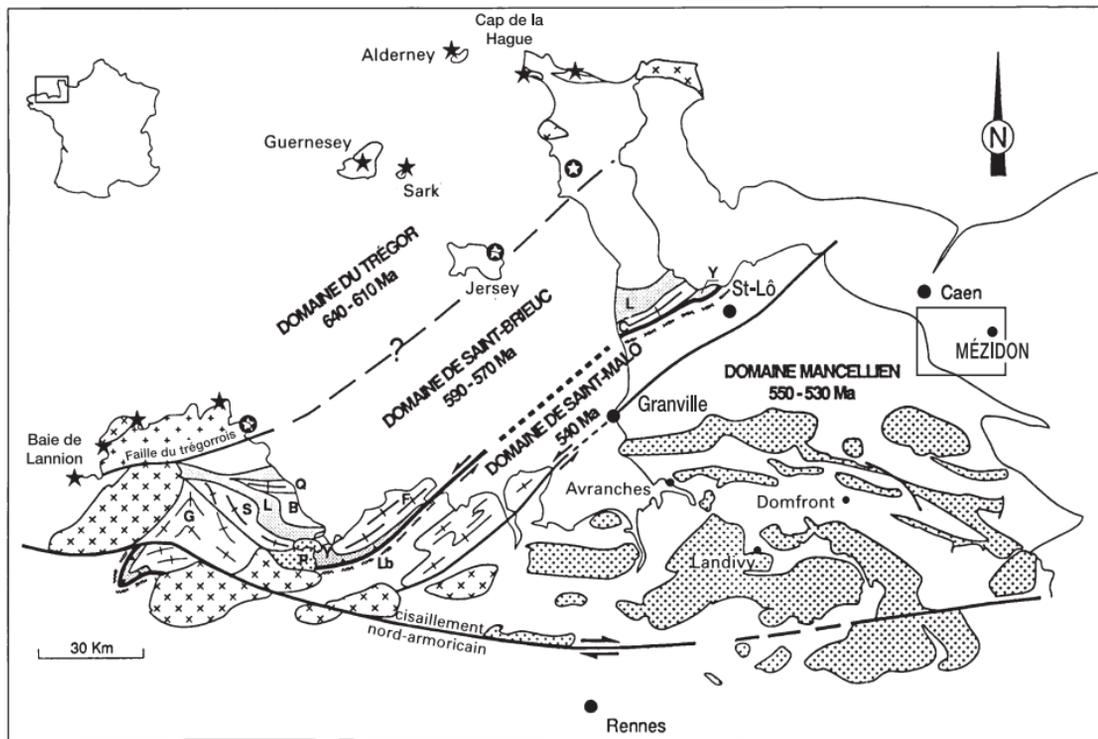
La sédimentation bathonienne peut être distribuée en trois grands cycles : « Caillasse de Fontaine-Henry–Calcaire de Bon-Mesnil », « Caillasse de Blainville–Calcaire de Ranville », « Caillasse de la Basse-Écarde – Calcaire de Langrune ». Dans le Bessin, un quatrième cycle (initial) est défini entre les Couches de Passage et le Calcaire de Caen, non visible sur la feuille Mézidon.

Le Callovien et l'Oxfordien : envasement de la marge armoricaine

Après le Bathonien, la bordure armoricaine est très largement recouverte par les dépôts du Jurassique moyen (Callovien) et supérieur (Oxfordien). Les formations représentées sur la feuille Mézidon correspondent aux collines de l'avant-pays d'Auge, au sein desquelles seul le Callovien est bien développé (environ 40 m).

Au-dessus des carbonates se déposent les sédiments d'une vasière à brachiopodes composés d'argiles et de marnes. Le milieu est peu profond, proche des terres émergées comme l'atteste l'abondance de débris ligneux en provenance du continent. Les marnes sont fortement bioturbées et pyriteuses.

Au cours du dépôt des terrigènes fins constituant les formations du Callovien inférieur à moyen, le cortège des minéraux argileux varie peu. En revanche, les apports détritiques (silts, minéraux lourds) s'accroissent pour atteindre leur apogée dans les Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge.



- B** Formation de Binic
- L** Formation de Lanvallon
- Y** Formation d'Yffiniac
- Granitoïdes cadomiens post-tectoniques
P : Ploufragan
- Granitoïdes varisques
- Volcanisme ignimbritique
- Granitoïdes cadomiens syntectoniques
Q : Saint-Quay-Portrieux ; S : Squiffiec
F : Fort-la-Latte ; C : Coutances
- Reliques icartiennes
- Migmatites
G : Guingamp
- Phthanites interstratifiés
Lb : Lamballe

Fig. 9 - Schéma structural de l'orogène cadomien du Massif armoricain (d'après Hébert, 1993)

La subsidence de la marge orientale du Massif armoricain se prolonge pendant l'Oxfordien inférieur, dont les témoins subsistent à l'Est de la feuille Mézidon et, surtout, au cœur du pays d'Auge (feuille Livarot). Elle tend à se ralentir à partir de l'Oxfordien supérieur.

Le Crétacé et le Cénozoïque

Aucun dépôt crétacé ou tertiaire n'est cartographié sur la feuille Mézidon. Cependant, des incursions marines ont dû se produire à plusieurs reprises, notamment à l'Albien. Elles ont laissé quelques traces, par exemple dans les poches karstiques des Aucrais.

Au Quaternaire, les lèss éoliens, quoique moins épais et fréquents qu'en Haute-Normandie, recouvrent une grande partie de la Campagne de Caen. Ils se sont déposés pendant les phases les plus sèches du Weichsélien. Les paysages actuels à l'angle nord-est de la feuille Mézidon sont profondément influencés par le cours de la Dives.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La structuration des terrains protérozoïques est essentiellement induite par les mouvements tectoniques ductiles et cassants contemporains de la phase orogénique cadomienne ; les effets de la phase orogénique hercynienne ou varisque (fin du Paléozoïque) sont moins marqués et semblent se limiter dans ce secteur à des déformations cassantes.

Déformation et métamorphisme cadomiens (du nom latin de la ville de Caen : *Cadomus*)

La déformation plicative des terrains briovériens est antérieure au dépôt des terrains paléozoïques, présents dans ce secteur (discordance cartographique du Paléozoïque sur le Briovérien plissé). Elle correspond aux phases tardives de l'orogénèse cadomienne, légèrement antérieures à la mise en place du batholite mancellien dans l'avant-pays de la chaîne cadomienne *sensu stricto* (fig. 9).

Cette déformation plicative reste relativement délicate à visualiser sur le terrain en raison de la rareté des plis, en particulier des charnières, et de la présence d'une schistosité en général subconfondue avec la stratification. La répétition, au niveau cartographique, de certains horizons silteux ou grauwackeux constitue le meilleur témoin de cette phase de plissement. Les plis sont synschisteux, serrés, d'ordre décamétrique à plurihectométrique et orientés selon une direction moyenne comprise entre N70° et N80°E. Ils sont à flancs très redressés (60 à 70°) à subverticaux et se montrent faiblement déversés vers le Nord ou le Sud selon les secteurs (tendance nord sur

la feuille Mézidon). Les axes de plis sont en général peu inclinés et présentent fréquemment un plongement vers l'Est (Chantraine et *al.*, 1982 ; Dupret, 1988), parfois vers l'Ouest. Ces plis P1 sont accompagnés d'une schistosité S1 de type flux et de plan axial, subparallèle à parallèle au plan de stratification S0, marquée préférentiellement dans les siltites-argilites, et matérialisée par un alignement de phyllites néoformées et de minéraux opaques.

À cette phase de plissement cadomienne est associé un métamorphisme régional de faible intensité (anchizone).

Fracturation dans le domaine briovérien

Plusieurs familles de failles subverticales ont été mises en évidence ; elles sont matérialisées soit sur le terrain par la présence de filonnets ou cristallisation en placage de quartz, de zones mylonitisées, par d'importants décalages, soit issues de l'interprétation de linéaments visibles en photographies aériennes. Plusieurs directions ont pu être relevées au niveau du Briovérien dont deux majeures : N165 à N180°E, et N75 à N90°E. Deux directions plus discrètes ont également été notées, N100 à N125°E ainsi que quelques plans N10°E.

Le réseau N165 à N180°E est de loin le plus important, souligné sur son passage par une forte déformation des terrains notamment des siltites, par des cristallisations de quartz sur les plans de faille, et par l'alignement selon cette direction des cours d'eau en particulier de la Laize. Ce réseau est très clairement repris dans un système de failles N80 à N90°E, également très bien marqué et contemporain des grandes failles inverses régionales (Carbonifère).

Ces différents accidents sont probablement contemporains de l'orogène hercynienne, notamment au Carbonifère pour le réseau N165 à N180°E, certains pouvant également correspondre à d'anciennes structures cadomiennes réactivées au cours du Paléozoïque.

Structures plissées hercyniennes

Le Synclinal d'Urville est une structure de 30 km de long pour 7 km de large. Il s'étend du Cinglais (feuille Villers-Bocage), à l'Ouest, jusqu'aux confins des Monts d'Éraines (feuille Falaise), à l'Est. La plus grande partie de la structure est recouverte par les sédiments mésozoïques ce qui rend son étude délicate. Son enveloppe générale est malgré tout perceptible dans la morphologie grâce à la présence des bancs gréseux qui font relief (Grès armoricain, Grès de May). L'étendue du synclinal a été reconnue par sondages. Seules les coupes des vallées de la Laize et du Laizon montrent la géométrie de la structure en surface.

L'axe du pli est orienté N110°. Cartographiquement, le flanc nord montre un renflement au niveau de Bretteville-sur-Laize alors que le flanc sud est plus rectiligne. Cette géométrie est la conséquence des variations de pendage entre les deux flancs du pli dans la partie occidentale de la structure. Au Nord-Ouest, les pendages ont des valeurs comprises entre 30 et 50° SW alors qu'au Sud-Ouest, elles sont plus fortes (de 60 à 80° NE). Dans la partie orientale de la structure, les deux flancs deviennent plus symétriques et sensiblement parallèles. Il n'a pas été décrit de dysharmonies dans les terminaisons périclinales. Seule, la terminaison occidentale située sur la feuille Villers-Bocage est faillée.

L'ensemble des sédiments cambro-siluriens est plissé. L'âge de la déformation responsable de la structure régionale est probablement d'âge carbonifère par comparaison avec le synclinorium de Laval.

Plusieurs replis anticlinaux au cœur du Synclinal d'Urville ont été décrits :

- Dans la partie orientale du synclinal (carrière de la Perrière), le Grès armoricain montre un pli anticlinal de plan axial vertical et d'axe plongeant de 50° au N310°. Cette structure s'accompagne d'une schistosité de fracture disposée en éventail autour du plan axial. Vers l'Ouest, l'anticlinal d'Olendon pourrait être le prolongement de cette structure dans le Grès de May (Masse, 1902 et Cayeux, 1913).

- Dans la vallée de la Laize, au Sud d'Urville (lieu-dit le Moulin à Huile), le Grès de May est plissé en anticlinal dont l'axe plonge de 30° au N295°. Le plissement des bancs de grès développe de nombreuses fractures de plan axial, d'une part, et perpendiculaires à celui-ci, d'autre part. À l'affleurement, le Grès de May a une extension beaucoup plus importante ici que sur le flanc sud du Synclinal d'Urville. Ce repli dans le Grès de May a été très tôt décrit comme un pli-faille (Bigot, 1913a ; Cayeux, 1913). Cette structure ne semble pas se prolonger loin à l'Est comme à l'Ouest (Kerforne, 1914). Elle n'a pas été retrouvée dans le forage d'Urville-Soumont 6 situé plus à l'Est (secteur de Grainville-Langannerie). Les données du sondage du Moulin à Huile (x = 406,45 ; y = 1150,20), placé sur l'axe de la structure, indiqueraient une géométrie en pli-faille inverse, à pendage sud-ouest, mettant en contact le Grès de May sur les Pérites siluriennes (Cayeux, 1913 ; Kerforne, 1914). Aucune autre observation n'est venue confirmer ou infirmer cette interprétation. Cet anticlinal sépare le Synclinal de Gouvix au Nord de celui de Saint-Germain-le-Vasson au Sud.

- Plus au Nord-Ouest, dans la vallée de la Laize, un pli anticlinal déforme les Calcaires de la Laize (k2L) au Moulin de Tesson (x = 404,65 ; y = 1153,40). L'axe du pli plonge de 20° au N50°.

Structures faillées hercyniennes

Les roches sédimentaires du Paléozoïque inférieur du Synclinal d'Urville n'ont montré aucune structure faillée synsédimentaire à l'affleurement. En revanche, elles sont affectées par de nombreuses failles. Les fractures orientées N110° paraissent en relation avec la formation de la structure plissée (failles inverses). Les autres failles recoupent le synclinal. Ce sont principalement des décrochements senestres d'orientation N20°.

• **Les failles inverses.** Dans la carrière de Perrières ($x = 419,5$; $y = 1144,2$), un plan de faille inverse pluridécamétrique (N165°-40°N, stries mécaniques de pitch 42°N) recoupe le Grès armoricain. À son contact, les grès sont bréchifiés. Des lentilles tectoniques se sont formées lors du jeu de la faille. Son rejet est plurimétrique. D'autres failles inverses N125°-65°S affectent les mêmes grès sur le flanc nord du synclinal au Sud-Ouest de Sassy.

Des failles d'orientation N110°, probablement à pendage nord, ont été mises en évidence dans la partie sous couverture du synclinal lors des prospections minières (Doré, 1969). Elles pourraient correspondre à des failles inverses en relation avec la formation du synclinal, par comparaison avec la structuration de la bordure nord de la Zone bocaine.

• **Les failles normales.** Le Grès armoricain montre dans la partie orientale du Synclinal d'Urville, sur le flanc nord, des failles normales orientées N130°.

• **Les failles décrochantes.** Dans la carrière de Perrières ($x = 419,5$; $y = 1144,2$), un décrochement senestre d'orientation N150°-85°NE (stries mécaniques de pitch 15°N) décale le repli anticlinal d'axe N310°. Les bancs du Grès armoricain sont crochonnés le long du plan de faille et découpés en lentilles tectoniques de taille plurimétrique.

Dans la carrière du Moulin de Tesson ($x = 404,65$; $y = 1153,40$), les Calcaires de la Laize sont affectés de décrochements senestres N25°. Ces fractures se retrouvent en plusieurs endroits dans le Synclinal d'Urville (carrière du Châtelet au Sud-Ouest de Sassy dans le Grès armoricain, secteur d'Olendon, etc.).

Schistosité de flux hercynienne

Dans les niveaux pélitiques se développent une schistosité de flux. Elle est en moyenne orientée N120° à N130°. Les pendages sont forts (de 75° à 80°). Ces structures planaires sont probablement à mettre en relation avec la Formation du Synclinal d'Urville. Des écaillages sont souvent associés au développement de ces schistosités comme cela a pu être mis en évidence par ailleurs (Zone bocaine, feuille Villers-Bocage).

Fracturation post-hercynienne

L'Éperon du Perche, au Sud, et le Sillon marneux, au Nord-Est, jouent un rôle majeur dans la distribution des faciès sur la bordure occidentale du bassin de Paris durant tout le Jurassique. Entre ces deux structures, les directions hercyniennes des synclinaux paléozoïques interviennent dans la structuration de la couverture.

Il convient de noter la présence d'assez nombreuses fractures bien visibles en photographies aériennes dans la Campagne de Caen-Falaise, lorsque les conditions hydriques des sols et de la végétation sont favorables. Des observations intéressantes ont été effectuées sur les photographies aériennes de l'IGN (campagne 1984), et surtout sur des vues obliques acquises par P. Gigot (Université de Caen).

À l'échelle de la carte, les directions dominantes des « failles » (tabl. 3) sont comprises entre N70°E et N110°E. Au Nord, les directions sont N70°E à N90°E, principalement représentées par le couloir « Navarre-Ingouville » long de 2 km ; au Moulin de Bas, la structure observée évoque un décrochement senestre. Au Sud (Soumont, Rouvres) et à l'Est (Saint-Pierre-sur-Dives), les directions dominantes sont N90°E à N110°E.

Nom	Direction	Forme générale	Nombre de segments	Dimension	Lithologie affectée	Indication d'un jeu tectonique
Airan-Cesny-Vieux-Fumé	N.090°E	Linéaments	> 20	L _{min} = 100 m L _{max} = 600 m	Calcaire de Ranville	
Airan-Coupigny	N.150°E	Linéaments	3	L _{min} = 250 m L _{max} = 300 m	Calcaire de Ranville	
Bellengreville-Vimont (le Moulin de Bas)	N.080°E	Riedels	1	L = 500 m	Calcaire de Langrune	Décrochement senestre
Billy-Moult	N.070°E	Couloir	1	L = 2000 m l = 150 m	Calcaire de Ranville	
Bourguébus (la Hougue)	N.090°E	Linéament	1	L = 400 m	Calcaire de Ranville	
Condé-sur-Ifs (le Vieux Fossé)	N.080°E	Linéaments	2	L _{min} = 150 m L _{max} = 200 m	Calcaire de Ranville sous loess	
Condé-sur-Ifs (les Femmes Mortes)	N.080°E	Linéaments	2	L = 350 m	Calcaire de Ranville	
Garcelles-Secqueville (Lorguichon)	N.090°E	Linéaments	3	L _{min} = 200 m L _{max} = 300 m	Calcaire de Bon-Mesnil	
Maizières	N.090°E	Linéaments	2	L = 200 m	Calcaires de Ranville et de Langrune	
Rouvres (les Trente Acres)	N.100°E	Linéaments	3	L _{min} = 500 m L _{max} = 600 m	Calcaire de Ranville	
Saint-Pierre-sur-Dives (Bel Air)	N.110°E	Linéaments	5	L _{min} = 100 m L _{max} = 200 m	Calcaire de Ranville	
Soumont (les Menhirs)	N.100°E	Linéaments	> 4	L _{min} = 250 m L _{max} = 700 m	Calcaire de Bon-Mesnil (Olendon)	
Vendeuvre (les Tourelles)	N.050°E	Linéament	1	L = 600 m	Calcaire de Ranville	

Tableau 3 - Principales failles détectées en photographies aériennes (vols de 1989 et 1991) sur la faille Mézidon, d'après des documents originaux de P. Gigot (Univ. Caen)

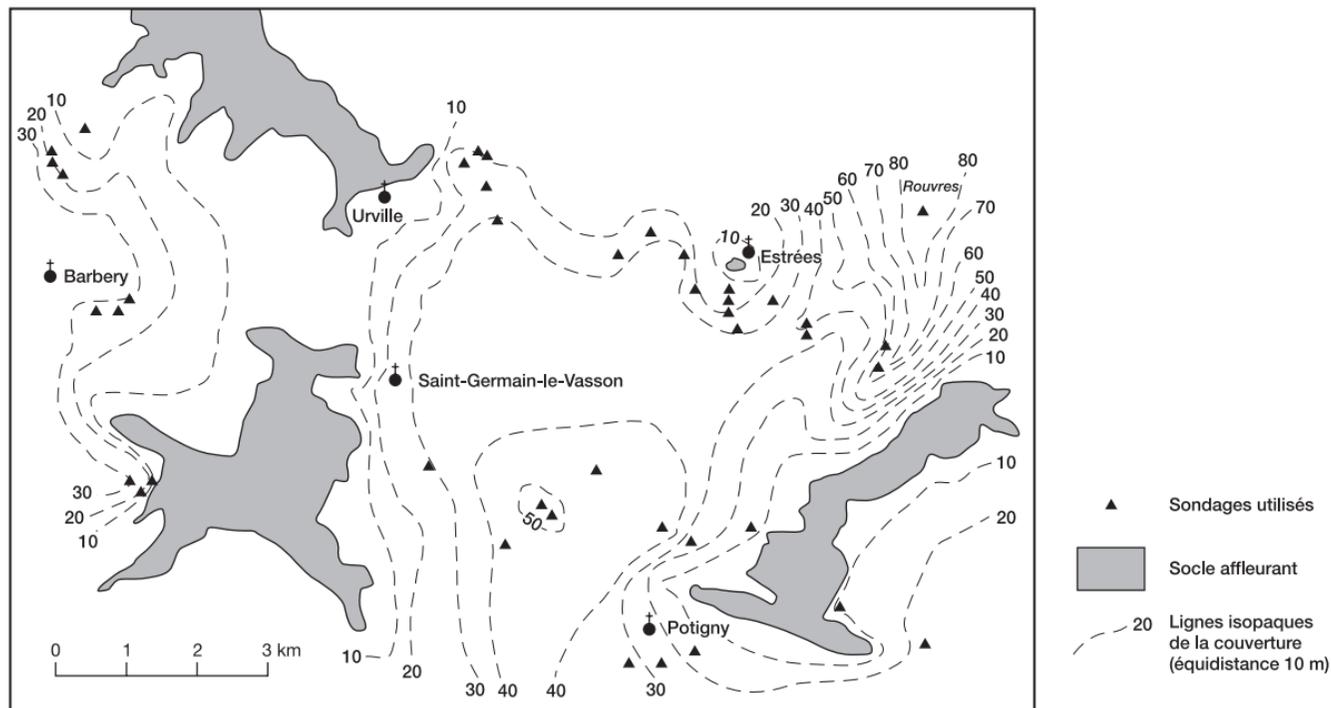


Fig. 10 - Synthèse des données de sondages sur la partie centrale du Synclinal d'Urville indiquant l'épaisseur totale de la couverture
 (de la Formation fluviatile triasique à la Formation du Calcaire de Ranville du Bathonien supérieur).

Dans la carrière des Aucrais, une importante fracturation submérienne est observable, associée aux directions N20°E et N150°E (Gresselin et *al.*, 1992) ; il s'agit davantage de joints que de réelles failles. Les directions N100°E-110°E correspondent également à des fractures ouvertes dans les carrières de la Maladrerie (feuille Bayeux-Courseulles). Elles correspondent à des directions du socle bien matérialisées par l'axe du Synclinal d'Urville et observables dans les carrières du Châtelet et de Perrières. Les rares affleurements présentant des fractures montrent généralement la direction N160°-170°E (Val des Dunes, Saint-Sylvain, Ingouville, etc.).

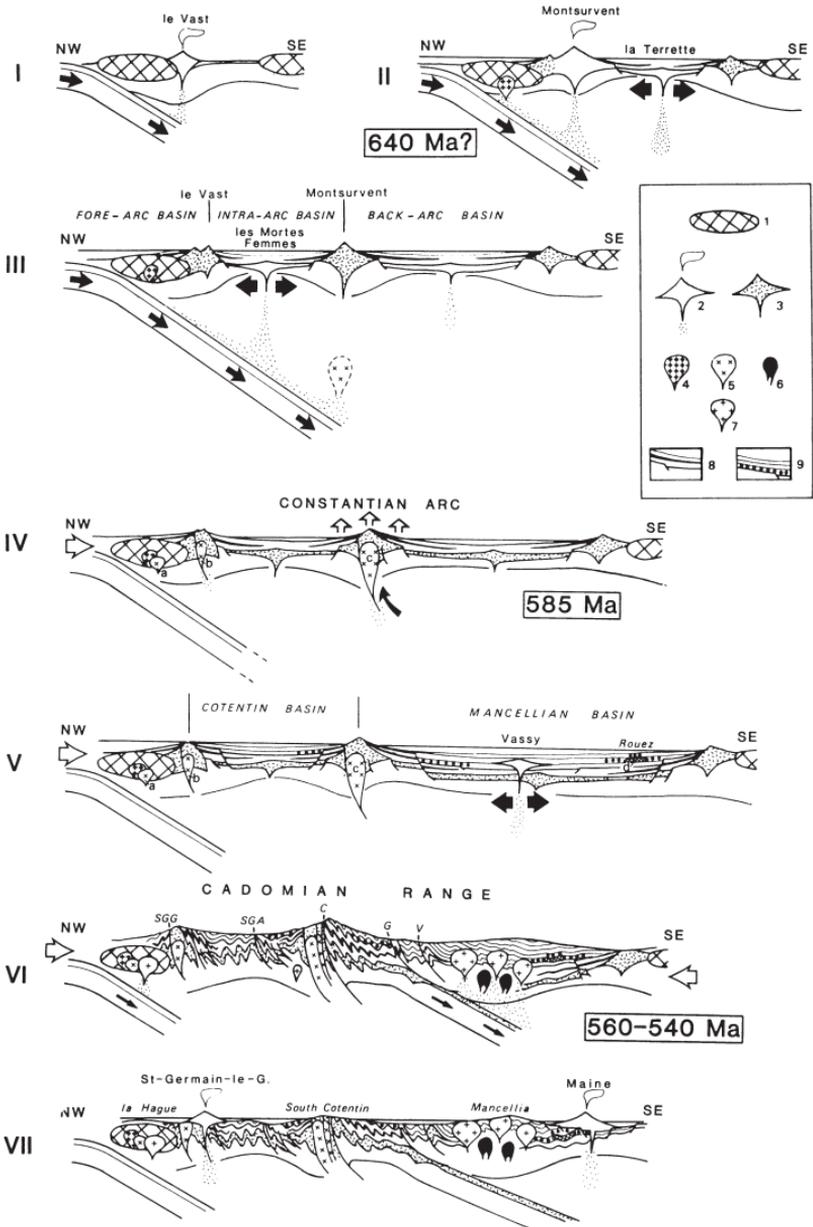
Un couloir linéaire submérien existe entre Ifs et Urville. Il ne paraît pas traduit, sur le terrain, par des déplacements significatifs de blocs.

Structure générale des dépôts mésozoïques

En l'absence de failles importantes, l'allure des terrains jurassiques est contrôlée par le pendage général des couches. En règle générale, les formations bathoniennes pendent de quelques degrés au plus vers l'Est ou le Nord-Est, empruntant la direction générale des dépôts de la bordure occidentale du bassin de Paris. Toutefois, on constate aussi des pendages apparents vers le Sud (Bathonien moyen du bois des Tourelles), voire vers l'Ouest (Bajocien du rebord de plateau vers Bretteville-sur-Laize). Il convient cependant de considérer les valeurs obtenues sur affleurement avec prudence, d'une part, en raison de la faiblesse des pendages, d'autre part, en raison de l'allure lenticulaire et/ou chenalissante de nombreux faciès jurassiques (notamment dans le Bathonien moyen et supérieur).

Au voisinage des synclinaux paléozoïques, principalement le Synclinal d'Urville, l'épaisseur des formations mésozoïques est étroitement liée à la nature lithologique des roches du socle. Les sondages soulignent ainsi le rôle de bordure joué par le Grès armoricain, notamment sur la bordure nord entre Urville et Estrées-la-Campagne (fig. 10). Les isopaques de la couverture se maintiennent vers 30 m maximum, alors que l'épaisseur des dépôts atteint plus de 80 m au sondage de Rouvres (*cf.* fig. 2).

Cependant, le fait structural majeur de la feuille est l'allure générale du toit du Bathonien (Surface de Lion-sur-Mer) dans le quart nord-est. On constate en effet que cette surface, à l'affleurement dans le secteur d'Argences, d'Escures sur Favières ou de Saint-Pierre-sur-Dives (cote de +54 m à l'Est de la butte d'Escures et au Mont Jacob, au Sud de Saint-Pierre-sur-Dives), s'abaisse rapidement en rive droite de la Dives : la cote 0 m est observée au sondage de Saint-Maclou ; les sondages de Quétiéville (la Tuilerie) donnent des cotes de -13 à -16 m ; une valeur de -42 m est déduite du forage de Biéville en Auge. Le passage d'une faille dans l'axe de la Dives n'est pas à exclure, d'autant que les Marnes d'Argences, à la cote 35 m à l'Ouest du



1 : Pentévrien ; 2 : volcanisme actif ; 3 : volcanisme inactif ; 4 : granitoïdes précoces ;
 5 : diorites (a : les Moulinets ; b : le Theil ; c : Coutances) ; 6 : gabbros ; 7 : granitoïdes
 fini-cadomiens ; 8 : Briovérien inférieur à phyllites ; 9 : flysch et conglomérats du
 Briovérien supérieur (d : amas sulfuré de Rouez)
 Accidents de Saint-Germain-le-Gaillard (SGG) ; de Saint-Germain-sur-Ay (SGA) ;
 de Coutances (C) ; de Granville (G) ; de Vassy (V)

Fig. 11 - Évolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain
 (d'après Dissler *et al.*, 1988)

plateau de Ouézy, sont rejetées à environ -5 m au sondage de Bissières. En l'absence de confirmation sur le terrain, une flexure est apparue plus probable. Cette dernière a pu être induite par le jeu du horst armé par le Grès de May (prolongement du Synclinal du même nom) dont l'importance a été soulignée par sondages vers Mittois, sur la feuille Livarot (Deroin *et al.*, 1997a).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le Protérozoïque terminal : le bassin briovérien et l'orogénèse cadomienne

Les premières informations dont on dispose sur l'histoire géologique de la région sont fournies par les dépôts sédimentaires du Briovérien. À cette époque, l'ensemble de la région est localisé dans un bassin relativement profond, situé en bordure d'une masse continentale regroupant (probablement) les terrains les plus anciens d'Armorique méridionale et d'Espagne, reliés (?) au vaste ensemble proto-gondwanien (fig. 11).

Le bassin marin mancennien était limité au Nord par un arc orogénique (Dissler *et al.*, 1986 ; Chantraine *et al.*, 1986) dont le démantèlement a permis d'alimenter le bassin en matériaux argilo-sableux, s'accumulant pour les plus grossiers en bordure immédiate du bassin ou directement transportés pour les plus fins dans le milieu marin. À la faveur de pulsions climatiques ou orogéniques, les matériaux grossiers accumulés en limite de bassin ont été susceptibles d'être remobilisés et évacués vers la mer.

Les variations dans le régime des apports ont conduit à la mise en place de séquences très rythmées de type flyschöide (alternances siltites-argilites-grauwackes) avec cependant des dominantes nettes argilo-silteuse ou grauwackeuse traduisant une certaine stabilité du bassin, ou tout du moins pour cette zone, un éloignement plus important de la zone d'alimentation.

Les variations climatiques au cours de cette période restent à l'heure actuelle inconnues en l'absence, notamment, de critères paléontologiques (organismes très primitifs et rarement fossilisés). On considère que la région se situait dans l'hémisphère sud.

L'orogénèse cadomienne à l'origine de la surrection d'une ou de plusieurs cordillères résulterait :

– soit d'une collision continentale entre la microplaque pentévrienne et le vieux socle hispano-sud armoricain, entraînant une fermeture de l'océan Iapetus entre la Laurentia (Amérique du Nord-Irlande-Écosse) et la Penthievre (région située dans l'avant-pays normand) (Chantraine *et al.*, 1986) ;

– soit d’une subduction du fond de l’océan Iapetus sous la microplaque pentévrienne, sous les deux cordillères puis sous le bassin briovérien (Dissler et *al.*, 1986).

Cette orogénèse cadomienne se termine par le plissement et le métamorphisme (faible intensité) des sédiments briovériens suivis, dans un laps de temps probablement très court, de la montée vers -540 millions d’années des granitoïdes mancelliens.

Le cycle hercynien

- **Au Cambro-Ordovicien** (période de distension), la formation d’un rift continental, orienté NE-SW, est caractérisée par une subsidence active qui permet l’accumulation dans les fossés d’épaisses séries sédimentaires accompagnées parfois de manifestations volcaniques.

- **À l’Ordovicien et au Silurien**, le passage à une période de convergence est discutable (Le Corre et *al.*, 1991). Assez tôt à l’Ordovicien s’installe dans les domaines sud et médio-armoricain un plutonisme important que certains auteurs attribuent à un contexte de resserrement. Toutefois, pour C. Le Corre et *al.* (1991) une mise en place de ces granitoïdes dans un contexte distensif n’est pas contradictoire. Dans ce dernier cas, le passage à la période de convergence serait plus tardif, sans doute à partir de l’Ordovicien supérieur (environ 440 Ma). Elle est caractérisée par un régime de subduction active vers le Nord, se traduisant par un métamorphisme de basse pression aux dépens de la croûte océanique méridionale (Hervy, 1997).

- **Au Dévonien**, la collision de la Baltica avec un bloc méridional fait suite à la convergence précédente. Les effets se traduisent par une tectonique tangentielle généralisée entraînant un épaississement crustal et un métamorphisme de haute température allant jusqu’à l’anatexie. La fermeture de l’océan au Nord du Massif armoricain est mal cernée. L’absence de séquence de sédimentation de marge dans le domaine médio-nord-armoricain indiquerait que la vraie marge du continent armoricain devait être située plus au Nord, au niveau de la Manche. Elle est aujourd’hui absente ou masquée (Paris et Robardet, 1994). On peut supposer que la collision des continents nord s’est produite également au Carbonifère.

- **Au Carbonifère**, la période intracontinentale est caractérisée par l’individualisation de bassins subsidents, par le fonctionnement des grands cisaillements nord-armoricains dextres et par la mise en place de nombreux granitoïdes.

M. Robardet et *al.* (1994) admettent une position méridionale pour le domaine médio-nord armoricain et le domaine ibérique. Il n’y aurait ainsi

jamais eu de branche océanique entre le Massif armoricain et le Gondwana. Lors de la fermeture de l'océan Rhéic, l'ensemble des deux domaines aurait subi une rotation qui l'a amené dans sa position actuelle à la faveur de mouvements transcurrents le long des cisaillements sud armoricain et Lizard-Manche.

L'évolution mésozoïque : la bordure occidentale du bassin de Paris (Mégnyen et *al.*, 1980)

Au Trias, les transgressions pénètrent sur la plate-forme parisienne principalement par l'Est, en provenance du Bassin germanique. À l'Ouest, seul le bassin de Carentan représente une aire d'invasion marine. La base de la transgression mésozoïque est marquée, dans le Cotentin, par un cortège de minéralisation fluoro-barytique traduisant la distension.

Des phénomènes de distension et d'effondrement se produisent en Mer du Nord à la limite Trias-Lias ; ils marquent le début de la submersion de vastes surfaces de l'Europe du Nord-Ouest. Les terres émergées se réduisent considérablement, notamment le Massif armoricain. Ce dernier n'est qu'entamé par la transgression liasique dans le Cotentin, puis progressivement vers les écueils de May et les secteurs plus orientaux. Au Pliensbachien, la transgression s'accélère sur la marge armoricaine.

Après l'ouverture du bassin, le Jurassique moyen entame une phase de comblement par progradation de sédiments carbonatés sur une plate-forme peu profonde. Les faciès de mer ouverte se localisent dans des sillons étroits, tel le Sillon marneux. La plate-forme carbonatée de la Campagne de Caen s'étend alors également sur le Bessin, mais aussi sur le Poitou, le Berry et la Bourgogne. Le développement de l'édifice carbonaté s'accélère au Bathonien du fait de la subsidence. Au Callovien, la subsidence diminue et la sédimentation terrigène gagne les abords de la marge armoricaine.

Sur la bordure armoricaine, une crise épirogénique régionale précède l'installation de la plate-forme carbonatée oxfordienne. Le Jurassique supérieur s'achève par une régression généralisée conduisant à l'émersion d'une grande partie de l'Europe occidentale ; la mer recule alors dans le domaine téthysien (Alpes) et dans le domaine boréal (Mer du Nord). Des phases de plissements ont été reconnues au cœur du bassin.

La mer crétacée envahit à nouveau la limite orientale du Massif armoricain, mais elle laisse peu de traces à l'Ouest du pays d'Auge, à l'exception notable du mont Pinçon (feuille Villers-Bocage) et de quelques poches à remplissage karstique (notamment aux Aucrais). Le Maastrichtien a été reconnu sur la côte orientale du Cotentin.

La continentalisation qui conduit, à partir du Paléogène, à l'extinction des influences mésogéennes dans le bassin de Paris, ne laisse pas de dépôts dans le Bessin et la Campagne de Caen.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

- L'évolution géodynamique récente d'une région peut être traduite par :
- l'existence de failles actives ;
 - les enregistrements de la sismicité historique ;
 - l'évolution du réseau hydrographique et des anomalies du réseau de drainage ;
 - l'agencement spatial des formations superficielles ;
 - certains objets géomorphologiques.

Aucune faille active n'a été reconnue sur la feuille Mézidon. Il n'est pas possible d'associer les failles relevées en photographie aérienne à un jeu « néotectonique », la plupart d'entre elles étant vraisemblablement apparues au cours des phases tectoniques « alpines » (*cf.* Chapitre : « Synthèse géodynamique régionale »). Néanmoins, leur perception – dans certaines conditions hydriques – montre qu'elles sont encore utilisées préférentiellement pour l'infiltration des eaux.

En raison de la situation stable de la région de Mézidon et de l'ensemble de l'Ouest de la France, les enregistrements sismiques ne peuvent fournir d'indications très précises sur l'évolution géodynamique récente. Néanmoins, les descriptions d'anciens séismes (*cf.* Chapitre : « Géologie de l'environnement ») semblent montrer que, généralement, les secousses se propagent d'Ouest en Est, suivant les directions des structures varisques du Massif armoricain.

Les données satellitales sont susceptibles de fournir des indications sur les principales directions structurales (Deroin *et al.*, 1997a). Les traits structuraux sont traduits, dans le paysage, par des morphologies en relief si les roches en cause sont résistantes à l'érosion (cas du Grès armoricain) ; il peut s'agir aussi de simples flexures : éminences boisées, etc. Le plus souvent, les structures du substratum géologique influencent le réseau hydrographique en alignant des portions de cours d'eau et des confluences ou des aires de sources, en provoquant des méandres, etc. Dans les zones de socle affleurant, les cours d'eau sont totalement sous le contrôle des structures du substrat. En zone de recouvrement sédimentaire calcaire, le réseau hydrographique superficiel est moins développé en raison du comportement karstique des carbonates ; il s'agit du cas typique des formations bathoniennes de la Campagne de Caen-Falaise et des formations carbonatées du Jurassique supérieur et du Crétacé en pays d'Auge. Dans ce cas, les structures du sub-

stratum peuvent tout de même apparaître dans le paysage, en moins grande densité, par le phénomène appelé transparence¹.

Deux scènes satellitales Spot ont été employées sur le secteur de la feuille Mézidon. Il s'agit des données référencées :

- KJ 33-250, du 17 septembre 1986, centrée sur Aunay-sur-Odon (feuille Villers-Bocage) ;
- KJ 35-251, du 12 juillet 1994, centrée sur Vimoutiers (feuille Vimoutiers).

Le réseau hydrographique dense du pays d'Auge permet de reconnaître une grande direction structurale nord-sud. Elle est essentiellement représentée par la vallée de la Touques (feuille Lisieux), mais d'autres petites vallées (Oudon, Vie, etc.) empruntent également cette direction qui semble aussi localement perturber le reste du réseau hydrographique (feuilles Mézidon et surtout Livarot). Cette direction traduit la dispersion du réseau de drainage de part et d'autre de l'Éperon du Perche ; ce fait est généralement considéré comme une tendance épirogénique positive. Au Sud de Caen, les structures NW-SE du Synclinal de May sont perçues dans les vallées de l'Odon et de l'Orne. Le prolongement sous la couverture de la Campagne de Caen, sur l'étendue de la feuille Mézidon, est suggéré par des traces linéamentaires de même direction : Fontenay-le-Marmion, Saint-Aignan-de-Cramesnil, Saint-Sylvain. On note un linéament E-W important (7 km) entre Trois-Monts (feuille Villers-Bocage) et Bretteville-sur-Laize (feuille Mézidon).

Le tracé du Synclinal d'Urville est bien reconnu dans la vallée de la Laize ainsi que le prolongement probable de la structure sous la couverture, depuis la haute vallée du Laizon (région de Soumont-Potigny) jusqu'aux Monts d'Éraines (feuille Falaise) et les avant-buttes du pays d'Auge (Callovien), en passant par Perrières. Entre les synclinaux de May et d'Urville, d'autres traces linéamentaires NW-SE – notamment dans le secteur de Soignolles – Estrées-la-Campagne et apparemment jusqu'à Saint-Pierre-sur-Dives – évoquent des structures de même nature. Des directions NE-SW sont également relevées dans ce secteur, notamment dans l'alignement de la Muance. À partir de l'axe Bois de Saint-Clair/Bois du Roi, au Nord-Ouest de Falaise (limite des feuilles Mézidon et Falaise), les directions NW-SE se densifient en relation avec l'arrivée du Synclinal de Falaise, prolongement de la Zone bocaine. La direction NW-SE dirige encore la bordure septentrionale du massif granitique d'Athis-de-l'Orne ; à l'intérieur du batholite, les directions dominantes sont principalement NE-SW (vers les bordures), N-S et WSW-ENE.

¹ Il s'agit du fait de reconnaître sur une image un accident géologique plus ou moins profond qui ne se traduit pas par une fracturation sur le terrain.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation, cultures

Compte tenu de la très nette dominance des carbonates bathoniens dans le paysage de la feuille Mézidon, les sols rencontrés sont principalement des sols bruns calcaires et des rendzines. Les sols bruns paraissent plutôt développés sur les calcaires de Caen et de Rouvres, alors que les calcaires de Ranville et de Langrune sont favorables à la constitution de rendzines rouges. Le Calcaire de Bon-Mesnil est plutôt recouvert d'une rendzine grise humifère. Des sols bruns lessivés se forment sur les placages lœssiques. À Chicheboville, la tourbière est de type alcalin. À proximité et sur le socle, des sols bruns lessivés et des sols bruns acides sont généralement rencontrés. Sur les argiles de l'avant-pays d'Auge se développent des sols bruns eutrophes.

L'altération des formations briovériennes (siltites, argilites et grau-wackes) peut conduire à la formation de limons fins argilo-sableux.

La région couverte par la feuille Mézidon est profondément transformée par les activités agricoles qui entraînent la présence de nombreux sols nus. Cependant, la distribution des séries de végétation souligne la prédominance des facteurs édaphiques (Corillion et Guerlesquin, 1973). Sur substrats calcaires, il ne subsiste que quelques bosquets et bois de faible extension dispersés dans la Campagne de Caen-Falaise, notamment vers Garcelles-Secqueville. Les associations végétales sont caractéristiques de la série du chêne pédonculé. Cette espèce est très fréquemment associée aux pins sylvestres et aux bouleaux implantés ; elle occupe préférentiellement les fonds de vallon frais. Dans le Cinglais, le chêne sessile domine (série du chêne sessile) dans une forêt caractérisée par la présence de *Tilia cordata*, *Isoyrum thalictroides* et *Pyrola minor*.

Sur la feuille Mézidon existent de nombreux sites classés au titre de l'intérêt botanique : le bois du manoir de Quilly (Bretteville-sur-Laize), le parc et l'avenue du château de Fontenay-le-Marmion, le parc du château de Garcelles-Secqueville et l'allée de tilleuls du château d'Hubert-Folie.

La Campagne de Caen est essentiellement une région de cultures céréalières et industrielles. La prairie n'y apparaît plus dans l'assolement qu'au gré des friches imposées par les quotas de jachères. Les plantes industrielles sont la betterave sucrière – alimentant notamment la sucrerie de Cagny –, le lin textile, le tournesol et le colza réapparu après une éclipse de quelques décennies. Les céréales dominantes sont le blé, l'orge, le maïs – dans une moindre mesure –, associées à la luzerne utilisée pour l'alimenta-

tion des animaux. La culture des protéagineux (poix et féveroles) se développe en raison d'une bonne adaptation à des sols souvent peu épais.

La fertilité des sols est grande lorsque les carbonates sont recouverts de lœss. Mais le sol est de médiocre qualité dès que le substrat affleure, notamment quand il est constitué de sables calcaires ou de plaquettes gélives. Autrefois ces « petites terres » étaient plantées de conifères. Aujourd'hui, elles sont mélangées aux autres terres en raison du remembrement. Sur l'étendue de la feuille Mézidon, les herbages sont cantonnés à des secteurs périphériques proches de l'avant-pays d'Auge, dont les versants sont exploités en pâtures ceintes de haies taillées.

La forêt du Cinglais fut à l'origine composée de taillis de noisetiers, de bouleaux et de tilleuls dominés par les chênes sessiles et pédonculés ; après les Guerres de Religion, elle fut exploitée pour alimenter la ville de Caen en bois de feu et de boulange. Depuis 1952, elle est principalement reboisée en conifères (Guide Gallimard, 1995).

Géographie humaine

La feuille Mézidon (découpe de l'Institut géographique national n° 1613) se situe intégralement dans le département du Calvados, en région Basse-Normandie. Les cantons concernés sont localisés dans l'arrondissement de Caen, à l'exception de ceux de Mézidon et de Saint-Pierre-sur-Dives qui ressortissent de l'arrondissement de Lisieux.

Les villes les plus importantes du secteur sont Ifs dans la banlieue sud de Caen (7000 habitants), Mézidon-Canon (4600), Saint-Pierre-sur-Dives (4500), Argences, Potigny, Fontenay-le-Marmion et Bretteville-sur-Laize. Dans le quart nord-ouest de la feuille, d'anciens villages de la Campagne de Caen tels que Frénuville, Hubert-Folie, Bourguébus ou Rocquancourt subissent les effets d'une urbanisation intense, accompagnée par le développement des infrastructures routières, notamment suivant l'axe de la route nationale 13 entre Frénuville et Argences. Récemment, la route nationale 158 entre Caen et Falaise a été intégralement mise à deux fois deux voies sur le territoire de la feuille Mézidon. La gare de Mézidon a été, par le passé, un centre de triage majeur des chemins de fer de l'Ouest.

L'activité économique secondaire et tertiaire est concentrée autour de quelques centres de moyenne importance, dans un ensemble essentiellement rural dédié aux activités agricoles. Les métiers traditionnels tels que ceux de la tannerie, jadis présents à Mézidon, Saint-Pierre-sur-Dives ou Bretteville-sur-Laize, ont totalement disparu. Enclavée dans le triangle Caen – Lisieux – Argentan, la région de Mézidon connaît, depuis quelques années, une situation économique difficile : fermeture de la biscuiterie d'Ouézy en 1990, de

l'atelier SNCF en 1992, de l'entreprise Hytec en 1993. Cette situation se traduit par un taux de chômage important. L'ancien centre bénédictin de Saint-Pierre-sur-Dives constitue un carrefour commercial plus important et accueille, entre autres, l'usine CIBEM (200 personnes) de fabrication de boîtes en bois destinées aux « Camembert » et aux « Pont-l'Évêque ».

L'industrie minérale et minière, malgré la fermeture des mines de Soumont, reste présente par les carrières des Aucrais, de Billy, de Bellengreville et les sablières de la vallée de la Dives.

Avant tout aménagement, l'ensemble du Calvados se caractérisait par des propriétés agricoles de petites tailles (4 ha en moyenne), souvent dispersées en de multiples îlots. La Campagne de Caen a fait l'objet, de 1947 à 1970, d'une amélioration des structures foncières répondant mieux aux besoins induits par l'essor de la mécanisation. Ce « remembrement » a profondément modifié le paysage de bocage qui permit aux Allemands de maintenir leur position plusieurs semaines après le Débarquement du 6 juin 1944². Fin 1995, 78 % de la surface agricole de la plaine de Caen était remembrée, contre seulement 13 % dans le pays d'Auge et 20 % dans le Bessin. La procédure de remembrement a permis de regrouper des propriétés et de rapprocher de nouvelles parcelles des sièges d'exploitation ; elle a également conduit à agréger des secteurs à productivité variable (secteurs lœssiens à forte productivité et caillouteux plus pauvres).

Les exploitations agricoles de la Campagne de Caen ont désormais une surface moyenne comprise entre 50 et 100 ha. Les plus petites exploitations (moyenne < 50 ha) sont localisées à Gouvix, Urville et Olendon sur les terrains paléozoïques du Synclinal d'Urville, ainsi qu'à Moulton, Thiéville, Le Mesnil-Mauger, Bissières et Méry-Corbon, sur les terrains bocagers de l'avant-pays d'Auge ou de la vallée de la Dives. Les plus grandes exploitations (moyenne > 100 ha) sont situées à proximité de l'agglomération caennaise (Soliers, Frénouville, Vimont, Argences), au cœur de la feuille (Garcelles-Secqueville, Saint-Aignan-de-Cramesnil, Cintheaux, Billy, Fierville-Bray, Vieux-Fumé) et à l'extrémité sud, près de Falaise (Perrières, Jort, Bernières-d'Ailly).

La production laitière est une activité importante du pays d'Auge. Elle est particulièrement développée sur les communes de l'Oudon (plus de 20 producteurs durant la campagne 1994/1995), Le Mesnil-Mauger et Vendevre. Le recul des laitières n'a été que partiellement compensé par une production de viande bovine diversifiée (vaches allaitantes, bœufs traditionnels, taurillons). L'oviculture reste présente en pays d'Auge, notam-

² Caen fut évacuée le 9 juillet 1944, mais la cité de Falaise ne fut libérée par les Britanniques que le 16 août 1944.

ment à Mézidon-Canon et au Mesnil-Mauger, mais elle ne constitue le plus souvent qu'un élevage de complément au sein de troupeaux de petite taille.

À l'écart des grands sites touristiques normands, la région de Mézidon présente quelques monuments : église abbatiale de Saint-Pierre-sur-Dives (XII^e-XIII^e siècles), château de Vendevre (milieu du XVIII^e siècle), etc. Elle tente de développer un tourisme de proximité avec des petits musées tels que le musée des techniques fromagères à Saint-Pierre-sur-Dives ou le musée de la Recherche Pétrolière Schlumberger à Crèvecœur-en-Auge (feuille Livarot).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Briovérien

Dans les terrains briovériens, la plupart des terrassements peu profonds peuvent être réalisés avec une pelle mécanique de puissance moyenne, les bancs étant en général très fragmentés en surface. Cependant, dans le cas de terrassements plus profonds ou au niveau de formations plus massives (grauwackes) l'utilisation de puissants engins de déroctage, voire d'explosifs, peut s'avérer nécessaire. Les formations d'altération du Briovérien ont en général de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. Il sera par conséquent recommandé, avant toute construction, de reconnaître l'épaisseur de la zone d'altération.

Paléozoïque

Les formations paléozoïques sont de nature lithologique variée et, par conséquent, offrent des caractéristiques mécaniques très différentes. Les schistes sont toujours très altérés ; ils donnent des sols argilo-silteux susceptibles de solifluer selon les pentes toujours importantes : vallée de la Laize, Cinglais, etc. Les schistes paléozoïques apparaissent toujours dans des zones déprimées, parfois recouverts par les argiles de la Formation fluviatile triasique. Dans les talwegs, cet ensemble argileux peut poser des problèmes d'ordre hydromorphique. Les « roches dures » (Grès armoricain, Grès de May, etc.) affleurent très bien dans le fond de certaines vallées (la Laize vers la Planche à la Housse, par exemple) ; le franchissement du Grès armoricain peut nécessiter de puissants engins de déroctage et l'emploi d'explosifs. Des essais mécaniques – mesures de la fragmentation dynamique [FD] et du microdeval en présence d'eau [MDE] –, effectués sur cuttings dans le cadre d'une recherche de roches dures sous la couverture du Synclinal d'Urville (Deroin et *al.*, 1997b), ont montré que le Grès armoricain présente très généralement des caractéristiques géotechniques bonnes à très bonnes (FD = 18,1 ; MDE = 7,9), conformes à celles des matériaux extraits actuellement dans la carrière du Breuil à Perrières. En

revanche, les résultats obtenus sur le Grès de May caractérisent un matériau assez peu résistant à l'usure (MDE = 28,6).

Bathonien

Les calcaires bathoniens présentent des caractéristiques mécaniques variables en fonction de leur nature lithologique (composante argileuse et/ou sableuse, interlits marneux, épaisseur des bancs, humidité, etc.), de leur fracturation et de leur altération (débit en plaquettes, recouvrement loessique, présence d'entonnoirs karstiques pouvant atteindre 20 à 30 m de diamètre, etc.).

Le CETE (1991) a effectué une étude préalable à la réalisation de la déviation de Potigny, sur la RN 158 reliant Caen à Falaise. Trois catégories de calcaires – de densité variable entre 1,76 et 2,34 – ont été identifiées : les calcaires altérés à matrice argileuse (j1-2 pour partie et j3Ca pour partie), les calcaires à matrice sableuse (j3Ro et j3M), les calcaires massifs ou en plaquettes (j3Ca et j3Ro).

– Les calcaires altérés à matrice argileuse offre une valeur de l'indice portant (CBR) élevée quand le taux d'humidité (TE) est de l'ordre de 12 %. L'indice CBR diminue fortement à partir de TE = 16 %. Les limites d'Atterberg sur fraction fine classent le sol dans la catégorie 2. Lorsqu'il y a présence de blocs calcaires, la classification du sol passe à E1/C1.

– Les calcaires à matrice sableuse offrent une bonne portance (CBR = 28,5), si TE est voisin de 12 % ; le sol est alors classé en E1/B2 ; des valeurs de CBR très élevées (32) ont été obtenues pour TE = 9 %. Si la fraction sableuse est moins forte, le sol est classé E1/C2. La présence de plaquettes calcaires dures confère à ce sol un module de portance élevé.

– Les calcaires massifs, ou partiellement en plaquettes (j3Ca et/ou j3Ro), ont de très bonne qualité de portance car ils renferment peu de fines ; ils tendent vers la classification E1/D3.

Les sols calcaires classés E1/C1 sont généralement réutilisables en remblai. Ils peuvent néanmoins se situer dans un état humide qui nécessite un traitement à la chaux vive dosé entre 1 et 2 %. La présence de blocs peut entraîner un malaxage à la charrue à disque, éventuellement précédé d'un prémalaxage par ripage. Les sols calcaires classés E1/C2 ou E1/B2 (calcaire en blocaille à matrice sableuse) sont réutilisables en remblai. Les sols classés E1/D3 sont évidemment réutilisables et, dans la mesure du possible, dans la partie supérieure des remblais. Les calcaires pourront être extraits à l'aide d'une pelle hydraulique ou par un engin muni d'un ripeur. Sur les calcaires massifs, la couche de forme peut souvent être d'épaisseur réduite.

Callovien

Les argiles calloviennes – *a priori* compactes en profondeur mais sujettes au fluage en position superficielle – renferment souvent des niveaux de calcaires marneux (sommet de la Formation d'Escoville, notamment) dans lesquels peuvent être ancrés des pieux. En revanche, la partie supérieure des terrains, à très forte composante argileuse (y compris d'altération), est susceptible de produire des mouvements différentiels de fondation lors d'alternance de périodes humides et sèches (phénomènes de retrait-gonflement).

Loess

Suivant l'étude du CETE (1991), les loess peu plastiques ont une teneur en eau très variable en fonction de la saison (au moins de 9 à 30 %) ; ceci confère une valeur d'indice portant CBR assez élevée (de l'ordre de 15 pour TE de 9,7 %). Au-delà de 20 % d'humidité, le sol est considéré à l'état humide. Ces sols sont de catégorie A1 (classification RTR) d'après leurs limites d'Atterberg. Les loess argileux sont classés en catégorie A2 ou A2-A3 ; leurs indices de consistance varient entre 1,2 et 1,4 (limite de l'état moyennement humide et sec). L'indice portant CBR atteint 13 (TE 23 %). Les loess peu plastiques (A1h) ne peuvent être réemployés en remblai qu'après une amélioration de leurs caractéristiques par traitement à la chaux vive dosée entre 1 et 2 %. Les loess argileux (A2m) peuvent être réutilisés en remblai à l'état naturel. Ces sols sont malgré tout sensibles à l'eau et peuvent faire l'objet d'un traitement à la chaux vive s'ils s'avèrent trop humides. Vu leurs caractéristiques, les terrains superficiels pourront être extraits aux engins à lame. Sur les loess, la couche de forme doit être épaissie afin d'homogénéiser la qualité des plates-formes.

RISQUES NATURELS

Les principales catastrophes naturelles qui se sont produites sur le territoire de la feuille Mézidon sont dues aux inondations. Régulièrement au cours des siècles, la Dives, comme l'Orne ou la Touques, est sortie de son lit. Les inondations de novembre 1974 (Laize) et, plus récemment, de janvier 1995 (Laize et Dives) sont encore dans toutes les mémoires.

Le risque « mouvement de terrain » existe principalement dans les anciens secteurs d'extraction de minerai de fer des synclinaux de May et d'Urville : Fontenay-le-Marmion, Bretteville-sur-Laize, Gouvix, Urville, Saint-Germain-le-Vasson, Soumont-Saint-Quentin. En raison de la grande profondeur des galeries, les risques de répercussion en surface en cas d'effondrement de galerie sont cependant peu importants (affaissement à très grand rayon de courbure). Les anciens sites d'extraction souterrains de la Pierre de Caen peuvent représenter également des zones à risques, princi-

palement dans la région de Bretteville-sur-Laize. Au contraire, les collines de l'avant-pays d'Auge sont assez peu exposées aux risques de glissement de terrain, contrairement aux versants augerons où affleurent la Glauconie de base et les sables du Cénomaniens inférieur (feuille Livarot).

La plaine de Caen, comme le Cotentin, constitue de nos jours une région sismiquement stable. Le séisme du 30 décembre 1775, évalué à 8 degrés sur l'échelle de MSK qui en compte 12, a provoqué la destruction d'une vingtaine de maisons sur Caen et des dégâts importants à l'abbatiale de Barbéry ; il est à l'origine du classement des cantons de Bourguébus, Bretteville-sur-Laize et Caen en zone Ia (la France est divisée en cinq zones : 0, Ia, Ib, II et III), impliquant notamment des normes de construction plus sévères pour les bâtiments d'habitation. Un autre séisme important eut lieu le 11 octobre 1837 ; une violente secousse affecte alors Tilly-la-Campagne, Bourguébus et Soliers, accompagnée d'une forte détonation (Graindor, 1971). Le 29 mai 1880, un ébranlement affecte Saint-Pierre-sur-Dives. Le dernier séisme enregistré dans le département du Calvados date du 30 novembre 1994 (magnitude 4,1 sur l'échelle de Richter). Il n'a causé aucun dommage.

Aucune secousse tellurique majeure n'est censée avoir affecté la région de Mézidon. Celles qui ont été recensées durant les deux derniers siècles (tabl. 4) sont principalement localisées autour des îles anglo-normandes et au large de Cherbourg. Les hypocentres de ces séismes ont été localisés à 25 km de profondeur en moyenne.

Date	Lieu	Intensité de l'épicentre en MSK
1241	environs de Caen	V
1291	environs de Falaise	V
1775	plaine de Caen	VIII
1837	Tilly-la-Campagne, Soliers, Bourguébus	?
1885	plaine de Caen	V-VI
1896	environs de Champeaux (Orne)	VI

Tableau. 4 - Principales secousses telluriques recensées aux alentours de la région de Mézidon depuis 1000 ans (d'après Graindor, 1971 et Lambert et coll., 1997)

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

Le climat régional est de type océanique humide et tempéré. La station météorologique de Lieury, située à quelques kilomètres au SSE de Saint-Pierre-sur-Dives, fournit des indications de précipitations et de températures

locales. La température moyenne interannuelle y est de 10,2°C, et l'amplitude thermique de 12,7°C. La température minimale se situe en janvier et février (4,3°C), et la température maximale en juillet (17°C). Les précipitations annuelles totalisent en moyenne 640 mm. Les pluies les plus faibles se produisent en été (août = 40 mm), et les pluies les plus importantes ont lieu en hiver (novembre = 66 mm). Il faut noter que vers l'Ouest, Fontenay-le-Marmion reçoit 637 mm de pluie annuelle moyenne, ce qui est la valeur la plus faible pour le département du Calvados. Le territoire de la feuille Mézidon reçoit donc parmi les précipitations annuelles moyennes les plus faibles du Calvados.

Hydrogéologie

La feuille Mézidon est essentiellement concernée par l'aquifère du Dogger (calcaires bathoniens) et l'aquifère des formations du Cinglais (Formation fluviatile du Trias, calcaires du Lias et calcaires du Bajocien). On notera également, en limite nord-est de la feuille, l'amorce des dépôts alluviaux argilo-vaseux du cours inférieur de la Dives, qui connaissent leur véritable développement sur la feuille Caen, où ils peuvent être localement sollicités par forage lorsqu'ils deviennent sablo-graveleux.

• **Aquifère du Cinglais.** L'aquifère connu sous ce nom depuis la fin du XIX^e siècle, est constitué par quelques dépôts discontinus de galets et graviers triasiques et, surtout, par les assises calcaires du Lias et du Bajocien ; l'ensemble est couvert par des argiles à silex issues de l'altération des calcaires sous-jacents et repose sur les schistes briovériens ou sur les terrains paléozoïques. Ces formations sont présentes entre la Laize à l'Est, et l'Orne à l'Ouest, et se poursuivent au Sud jusque vers Falaise. Une grande partie de l'aquifère du Cinglais intéresse la feuille Mézidon en rive gauche de la Laize où il est le siège d'une importante production. À la faveur de la vallée du ruisseau de Bactot apparaissent de nombreuses sources de déversement qui naissent au niveau de la discordance du Jurassique sur le massif ancien. Ce sont les sources de Moulines (146-5X-0091 à 0097 et 0124 à 0178). Leurs eaux sont captées et rassemblées sur quatre réseaux : Acqueville, Tournebu et Lecornu-Mulois en rive droite du ruisseau, et Fontaine-Halbout en rive gauche. Les eaux stockées dans les réservoirs de Moulines sont ensuite acheminées par canalisation jusqu'à Caen dont elles assurent une grande partie de l'approvisionnement depuis la fin du siècle dernier.

• **Aquifère du Dogger.** À l'exception des terrains s'étendant en rive gauche de la Laize, l'aquifère du Dogger occupe la presque totalité de la feuille. C'est alors un aquifère libre, de type discontinu, installé essentiellement dans les différentes assises calcaires du Bathonien où l'eau circule principalement dans les fissures et fractures. Sur sa limite d'extension occidentale, il existe encore des formations réduites du Lias et du Bajocien qui

se biseautent rapidement vers l'Est ; ceci justifie l'appellation classique d'« aquifère du Dogger », plutôt réduit ici à un « aquifère du Bathonien ». À l'Est d'une ligne Argences – Mézidon – Saint-Pierre-sur-Dives qui correspond aux reliefs calloviens, l'aquifère devient captif sous les formations argileuses du Callovien, mais reste accessible, du moins tant que la puissance des argiles n'est pas un obstacle trop important aux travaux de foration ; dans sa partie captive, l'aquifère est d'ailleurs peu sollicité au travers de la couverture argileuse. On note seulement deux forages à vocation industrielle (146-4X-0001 et 0003), qui captent l'aquifère bathonien sous 27 et 50 m d'argile et marnes du Callovien. Le forage AEP de Quétiéville (146-4X-0002) traverse 32 m de Callovien argileux pour atteindre les calcaires bathoniens aquifères. Ces trois forages sont artésiens et présentent des remontées du niveau de la nappe de l'ordre de 10 à 25 m. Sur le territoire des communes de Mézidon, Percy-en-Auge, Saint-Pierre-sur-Dives, alors que l'aquifère du Dogger n'est pas encore captif, mais tout proche de le devenir, il existe déjà un phénomène d'artésianisme bien marqué. C'est par exemple le cas des ouvrages 146-4X-028, ou 146-8X-002. Dans cette même zone, et à la faveur du niveau constant imposé par un cours d'eau (le Laizon), apparaissent les sources du Château de Canon (146-3X-122, 123 et 124) qui sont captées pour l'alimentation en eau potable.

Une ligne commune de partage des eaux de surface et des eaux souterraines, orientée SW-NE, passe entre les vallées du Laizon et de la Muance. La pente générale d'écoulement des eaux souterraines est dirigée vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers la partie captive de l'aquifère du Dogger ; la partie du bassin de la Dives concernant la coupure, ainsi que les sous-bassins du Laizon et de la Muance constituent la zone d'alimentation de l'aquifère bathonien captif. Exception doit être faite pour le quart nord-ouest de la feuille où l'écoulement souterrain dirigé plutôt vers le Nord, reste rattaché à la partie libre de la nappe.

L'observation des courbes piézométriques statistiques (atlas hydrogéologique du Calvados à 1/100 000), montre qu'au Nord de Potigny, la nappe se trouve à la cote la plus élevée (+160 m) mais à une profondeur de 30 m sous la surface du sol. En progressant suivant le sens d'écoulement vers le Nord-Est, la surface piézométrique s'abaisse à des cotes plus faibles mais se rapproche de la surface du sol : elle est à 20 m de profondeur vers Estrées-la-Campagne, à 15 m vers Saint-Sylvain et à 10 m vers Airan, Percy-en-Auge et Thiéville.

L'évolution des fluctuations de la nappe du Dogger fait l'objet d'un suivi régulier ; les niveaux sont enregistrés et mensuellement relevés sur une série de piézomètres constitués en réseau de surveillance. La feuille Mézidon abrite plusieurs de ces ouvrages : 146-2X-032 à Bellengreville, 146-2X-072 à Secqueville, 146-2X-079 à Poussy-la-Campagne, 146-1X-012 à Cintheaux,

146-3X-103 à Vieux-Fumé, 146-4X-018 à Percy-en-Auge, 146-6X-045 à Estrées-la-Campagne, 146-6X-003 à Potigny.

Le niveau piézométrique de la nappe bathonienne varie sous l'effet des précipitations, et plus particulièrement sous l'effet de la « pluie efficace », partie des eaux météoriques qui assurent la recharge de l'aquifère après les pertes dues au ruissellement et à l'évapotranspiration assurée par la couverture végétale. Les fluctuations piézométriques sont saisonnières, mais aussi inscrites dans des cycles interannuels. Sous les secteurs de plateau, elles sont généralement plurimétriques (3 à 6 m environ), alors que dans les vallées où le cours d'eau impose une limite à niveau constant, elles se limitent à des valeurs de l'ordre du mètre.

À la faveur des essais de débit réalisés sur quelques forages, des valeurs de transmissivité (T) ont été calculées pour les calcaires de l'aquifère bathonien et pour les sédiments sablo-argileux du Trias : forage 146-4X-021 (Percy-en-Auge) (Bathonien), $T = 4,5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$; piézomètre adjoint au précédent forage (Bathonien), $T = 1,5 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$; forage 146-6X-097 (Potigny) (Trias), $T = 2,7 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

Usage de la ressource

La nappe des calcaires bathoniens constitue la plus importante ressource du département ; elle occupe tout le Nord-Ouest de Caen jusqu'à la vallée de la Thue, et la plaine entre Caen et Falaise. La feuille Mézidon est aux trois quarts intéressée par la partie centrale de l'aquifère dans sa partie libre. L'aquifère du Cinglais, de superficie plus modeste, dispose également de ressources importantes. Ces deux aquifères sont fortement sollicités pour les trois types d'utilisation classiques.

• Utilisation pour l'alimentation en eau potable (AEP)

Aquifère du Cinglais : il est surtout exploité aux alentours de Moulines où une importante série de sources sont captées et assurent une partie de l'alimentation de la ville de Caen depuis le début du siècle. À cette époque, le débit journalier de l'ensemble des captages était de l'ordre de 7 000 m³. Aujourd'hui, la plupart des sources ou des réseaux (rassemblement de sources) affichent des débits de l'ordre de 50 m³/h, et même de plus de 180 m³/h pour le réseau de Fontaine-Halbout ce qui conduit à des possibilités de production journalière de l'ordre de 10 000 m³.

En outre, depuis quelques années des forages ont été effectués pour assurer une meilleure mobilisation de la ressource. C'est le cas du forage 146-5X-123, exploité au débit de 32 m³/h. L'ouvrage 146-6X-97 (Potigny), a montré au cours des essais de débit effectués à 30 m³/h, une transmissi-

tivité de $2,7.10^{-3}$ m²/s. Les syndicats des communes de Cesny-Bois-Halbout, Bretteville-sur-Laize et Saint-Sylvain exploitent respectivement les forages 146-5X-66 et 87 ainsi que 146-2X-132.

Aquifère du Dogger : de nombreuses communes ou syndicats d'AEP puisent dans les réserves de cet aquifère. Nous citons ci-après quelques-uns de ces utilisateurs et des ouvrages concernés, avec dans la mesure du possible les débits auxquels ceux-ci sont exploités.

Le syndicat de Moulton-Argences exploite plusieurs ouvrages qui sollicitent la nappe du Dogger ; en particulier le forage 146-3X-142, situé à Moulton assure un débit d'exploitation de 150 m³/h, tandis que l'ouvrage 146-3X-125 est exploité pour un débit de 80 m³/h. Le syndicat de la vallée du Laizon dispose de deux forages à Ouézy (146-3X-130 et 131) ; le second ouvrage montre un débit critique de 60 m³/h. L'ouvrage 146-4X-021, situé à Percy-en-Auge et utilisé pour l'alimentation en eau potable, a révélé une transmissivité de $4,5.10^{-3}$ m²/s ; un piézomètre voisin affiche $1,5.10^{-2}$ m²/s. Les sources du Château de Canon sont captées pour assurer une partie de l'alimentation de la ville de Mézidon-Canon. Plusieurs ouvrages sont exploités dont 146-3X-122 au débit moyen de 21 m³/h et 146-3X-124 au débit moyen de 60 m³/h. Le syndicat de Saint-Pierre-sur-Dives exploite l'ouvrage 146-8X-022 et l'ouvrage 146-8X-002 au débit de 20 m³/h. Le syndicat mixte du Sud de la plaine de Caen a effectué récemment une série d'ouvrages de recherche et d'exploitation (146-8X-48 à 54), principalement entre Saint-Pierre-sur-Dives et Escures sur Favières (146-8X-48 à 54) et entre Mézidon et Ouille-la-Bien-Tournée (146-4X-26 à 35).

• **Utilisation industrielle.** Les utilisateurs industriels sont essentiellement localisés autour de Bellengreville, de Mézidon-Canon et de Saint-Pierre-sur-Dives ; citons parmi les plus importants : à Bellengreville, la société Manurhin (dépôt de munitions) utilise l'ouvrage 146-2X-134, testé à 15 m³/h ; la société routière Morin exploite à 6 m³/h l'ouvrage 146-2X-136 et la société Clabeaut Pneus dispose du forage 146-2X-135 ; à Ouézy près de Mézidon, le forage de l'ancienne Biscuiterie Normande (146-3X-126) est équipé d'une pompe de 25 m³/h ; à Saint-Pierre-sur-Dives, les établissements Leroy disposent de deux forages (146-8X-001 et 023) respectivement exploités à des débits de 38 et 30 m³/h. Les établissements Lechevallier (alimentation) exploitent également l'ouvrage 146-8X-032 au débit de 30 m³/h.

• **Utilisation agricole.** À l'exception du forage 146-1X-036 situé à Fontenay-le-Marmion et qui puise dans l'aquifère du Trias, les exemples d'utilisation des eaux souterraines à des fins agricoles concernent l'aquifère du Bathonien : 146-1X-032 est un ancien ouvrage AEP de Fresney-le-Puceux utilisé aujourd'hui à des fins agricoles ; 146-2X-138 est un forage

utilisé pour irrigation par un particulier de Moulton ; 146-3X-128 situé à Argences est utilisé pour l'arrosage d'un jardin ; 146-6X-029 est une source captée par un particulier de Ouilly-le-Tesson pour alimenter un lavoir.

• **Autres utilisations.** Signalons ici quelques forages dont l'utilisation n'entre pas dans les catégories déjà citées. Il s'agit d'une part, des ouvrages 146-4X-019 (Mézidon) et 146-8X-037 et 038 (Saint-Pierre-sur-Dives) qui sont utilisés pour alimenter des pompes à chaleur pour des ensembles d'immeubles HLM et, d'autre part, d'une source communale (146-6X-034) située à Ouilly-le-Tesson au hameau de Montpoint. Cette source s'exprime avec un débit voisin de 15 m³/h et alimente un bassin ; elle présente également la particularité d'être issue des schistes ordoviciens.

Vulnérabilité, qualité des eaux

Le suivi de la qualité des eaux extraites et distribuées pour l'alimentation publique est effectué par les services de la DDASS : les concentrations en nitrates et pesticides données ci-après sont issues des analyses faites en 1994 et 1995. Il s'agit des teneurs moyennes établies sur plusieurs analyses.

Aquifère du Cinglais : il est relativement protégé des risques de pollution. Sa vulnérabilité est atténuée par l'existence de vastes zones forestières exemptes des risques que présentent habituellement les pratiques culturales, en ce qui concerne les engrais et les pesticides. Par ailleurs, une couche d'argiles de décalcification assure un écran et un filtre sur l'ensemble de l'aquifère. Dans les secteurs de culture, ces argiles peuvent piéger une bonne partie des ions entraînés par les eaux d'infiltration.

Cependant, les nitrates sont présents à des teneurs moyennes de l'ordre de 25 à 40 mg/l à Tournebu, et 40 à 50 mg/l à Moulins. En ce qui concerne les pesticides, la limite de qualité fixée à 0,1 µg/l est atteinte dans ce même secteur pour l'atrazine. Le fer apparaît quelquefois en excès.

Les eaux de cet aquifère présentent un pH voisin de la neutralité et sont assez fortement minéralisées (400 à 500 mg/l) ; elles sont surtout riches en hydrogénocarbonates (300 à 400 mg/l de HCO₃), en calcium (100 à 150 mg/l de Ca) et en sulfates (30 à 40 mg/l de SO₄).

Aquifère du Dogger : il est moins bien protégé que celui du Cinglais ; il ne dispose que de quelques placages de loess quaternaires pas assez argileux pour constituer un écran local ; par ailleurs, les formations bathoniennes correspondent à la « plaine de Caen », entièrement livrée à la grande culture, ce qui implique des pratiques s'appuyant sur l'utilisation abondante des engrais et des pesticides. C'est dans les zones où la fissuration est la plus importante, donc où l'infiltration est la plus intense, que cette nappe

peut se montrer particulièrement vulnérable. Les vallées, sèches ou pourvues d'un cours d'eau, sont généralement les secteurs de fracturation maximale et donc également les principaux secteurs de risques d'engouffrement des pollutions.

Dans la partie centrale de l'aquifère bathonien, les nitrates sont abondants, et les teneurs moyennes dépassent généralement la limite de qualité fixée à 50 mg/l : pour les secteurs de Garcelles-Secqueville, Saint-Sylvain, Maizières, les teneurs moyennes en nitrates fluctuent entre 50 et 100 mg/l ; (il en va de même à Moulton pourtant situé en limite du passage de l'aquifère à l'état captif). Pour les trois mêmes secteurs, les concentrations moyennes en atrazine sont comprises entre 0,2 et 0,5 µg/l, la limite de qualité étant fixée à 0,1 µg/l.

Lorsqu'il devient captif sous les argiles du Callovien, les conditions de milieu changent pour devenir réductrices, ce qui conduit généralement à la mise en œuvre d'un phénomène de dénitrification naturelle. Les bénéfices de ce dispositif naturel se font sentir dès la frange encore libre de l'aquifère, frange qui précède la limite où il devient captif. Ce phénomène joue pour les ouvrages de Ouézy, Mézidon, Percy-en-Auge, Osville-la-Bien-Tournée, Saint-Pierre-sur-Dives, etc., qui présentent des concentrations en nitrates comprises entre 25 et 40 mg/l ou inférieures à 25 mg/l, donc bien inférieures à celles constatées dans la partie centrale de la plaine de Caen. Ce phénomène est dû à une inversion locale de flux, résultant de la charge de l'aquifère captif. En effet, celui-ci présente une charge supérieure à la charge de la partie libre, ce qui détermine un flux vers le Sud-Ouest tout au long des avant-buttes calloviennes qui marquent la limite. L'artésianisme signalé pour quelques ouvrages de Mézidon-Canon, Percy-en-Auge et Saint-Pierre-sur-Dives est le résultat du même phénomène. Les concentrations en atrazine restent préoccupantes dans le secteur de Saint-Pierre-sur-Dives avec 0,2 à 0,5 µg/l, mais se montrent plus réduites à Mézidon-Canon où elles dépassent à peine la limite de qualité fixée à 0,1 µg/l.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Pierres et matériaux de construction

De manière générale, les pierres calcaires à débit en plaquettes (calcaires de Rouvres, Ranville, Langrune, etc.) ont été utilisées pour l'appareillage ordinaire des constructions traditionnelles ou monumentales (moellons, murs en *opus spicatum* de certaines constructions, etc.).

Le Calcaire de Caen – ainsi que, localement, le Calcaire de Rouvres – a été recherché pour ses qualités de taille (pierre tendre) et d'esthétique (pierre

blanchâtre à jaunâtre légèrement rugueuse). Ce matériau a été utilisé pour le grand appareil de nombreux édifices, notamment les églises romanes de Jort, Perrières, Soignolles, Rouvres, Cintheaux, Estrées-la-Campagne, Billy, etc.) et la plupart des fermes de la moitié occidentale de la feuille Mézidon. Une carrière souterraine a été réouverte récemment à la limite des communes de Bretteville-sur-Laize et de Cintheaux, reprenant une activité traditionnelle du secteur : anciennes carrières souterraines de Quilly, etc.

Les sables de la Formation fluviatile triasique et les sables oolitiques du Calcaire de Bon-Mesnil ont pu être utilisés traditionnellement pour l'élaboration des mortiers. Les sables et graviers des anciennes terrasses de la Dives ont été activement exploités dans l'angle nord-est de la feuille ; ils sont encore extraits au Bras d'Or (commune de Biéville-Quétiéville) dont la production en 1988 était de 36 400 tonnes.

Les argiles calloviennes, ainsi que les lœss et les argiles à silex, ont alimenté l'industrie de la tuile et de la brique. Plusieurs tuileries importantes ont existé, notamment au Fresne d'Argences et à Quétiéville ; les niveaux de base de la Formation des Argiles d'Escoville constituaient le matériau le plus recherché ; toutefois, la fréquence des passées carbonatées et des bioclastes le rend fragile. Dans le secteur de l'avant-pays d'Auge, l'habitat traditionnel en torchis a recouru aux diverses sources d'argiles associées à la paille et au bois utilisé pour les colombages.

Granulats

Quelques excavations, probablement pour l'empierrement des routes, ont été réalisées dans les terrains briovériens le long de la vallée de la Laize, près de la Planche à la Housse.

Le Grès armoricain (jusqu'à 97 % de silice) est activement exploité dans la carrière du Breuil à Perrières (146-7X-0056) pour fournir des granulats de bonne qualité mécanique utilisés pour la construction, la viabilité (enrobés, enduits, graves, bitume) et les ballasts. La production annuelle est de 400 000 à 500 000 tonnes (1997) et alimente essentiellement les chantiers de Haute-Normandie. Il a été exploité dans de nombreux secteurs, notamment au Châtelet (Sassy) et dans de petites carrières artisanales. Le Grès de May a été également exploité, quoique de moins bonne qualité mécanique, notamment à Urville.

Calcaires industriels

Les hauts fourneaux et aciéries de la Société Métallurgique de Normandie nécessitaient, pour leur bon fonctionnement, une grande quantité de pierre calcaire sous forme : de castine pour les hauts fourneaux ; de pierre à chaux pour les fours qui alimentaient l'aciérie ; de fines pour la

production de la cimenterie annexe créée en 1933, à Colombelles, et exploitée par la Société des Ciments Français. La carrière des Aucrais (indice 146-5X-0100) située entre Caen et Falaise a été exploitée à ces fins. Elle est toujours en activité, d'une part pour l'extraction de calcaire (société G.S.M.), d'autre part pour le stockage de déchets (Société France-Déchets). Du temps de la sidérurgie, les besoins journaliers étaient de 2 400 à 3 000 tonnes. Actuellement, la carrière des Aucrais (Blanc, 1955) a un niveau de production de 750 000 tonnes annuelles, autorisé jusqu'à 2003.

Le Calcaire de Bon-Mesnil est également exploité dans les carrières de Bellengreville (146-2X-0137) et de Billy (146-3X-0132) pour des niveaux de production annuelle de l'ordre de 25 000 à 30 000 tonnes.

L'ensemble des formations calcaires jurassiques ou paléozoïques a alimenté la production artisanale et locale de la chaux. On peut parfois retrouver d'anciens fours (près de Bretteville-sur-Laize, etc.) et la trace de cette ancienne activité dans la toponymie : le Four à chaux près de Courcy, par exemple.

Combustibles

La tourbe a été jadis exploitée dans les marais de Bellengreville et de Chicheboville. Les dépôts tourbeux occupent le fond d'une cuvette de forme générale triangulaire de 150 ha environ et drainée au Nord-Est par la vallée de la Dives ; ils atteignent 1,6 m de puissance au sein d'un remplissage de l'ordre de 6 m (Elhaï, 1963).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Depuis la fin du XIX^e siècle, le fer a fait l'objet d'exploitations souterraines dans le Synclinal d'Urville, dans des concessions confiées à diverses filiales de la Société Métallurgique de Normandie (Prévost, 1957 ; Aubin, 1997). Sept concessions ont été respectivement instituées en 1896 (Gouvix, Urville), 1901 (Perrières), 1902 (Barbery, Soumont), 1904 (Estrées-la-Campagne) et 1921 (Cinglais). Toutes ces concessions ont été mutées en 1973 au nom de la Société des Mines de Soumont. Les concessions de Cinglais, Perrières et Estrées-la-Campagne ont été renoncées en 1992 ; les autres en 1993.

Le Synclinal de May a donné lieu à deux concessions exploitées, instituées respectivement en 1893 (Saint-André-de-l'Orne) et en 1896 (May-sur-Orne). Deux autres, Bully et Maltot (feuille Villers-Bocage), instituées en 1896 et 1903, n'ont jamais été exploitées. Le prolongement sous couverture du synclinal a également fait l'objet de plusieurs concessions accordées en 1921 sur Condé-sur-Ifs, Fierville, Garcelles, Maltot, Ouézy, Ouille-la-Bien-Tournée, Saint-Pierre-sur-Dives ; aucune d'entre elles n'a été exploi-

tée – bien que des travaux aient été réalisés sur Bully – et elles ont toutes été renoncées entre 1975 et 1992.

Le minerai de fer oolitique à sidérite dominante (hématite et chamosite), présent à la base des Schistes à *Neseuretus* dans le Synclinal d'Urville et le Synclinal de May, a une densité de 3,4. Il offre une teneur d'environ 36 % en moyenne (30 à 40 %) de fer sur minerai cru. Après grillage, il renferme 45 % en moyenne (38 à 50 %) de fer et une quantité notable de silice (20 %) et de phosphore (0,5 %). La forte teneur en silice nécessitait, pour le traitement métallurgique, l'introduction d'un fondant, en l'occurrence une castine tirée des calcaires blancs, sans silex, du Calcaire de Bon-Mesnil de la carrière des Aucrais.

Dans le Synclinal d'Urville, l'exploitation a concerné principalement la concession d'Urville fonctionnelle jusqu'à 1969 et, surtout, la concession de Soumont (146-6X-4001), exploitée sans interruption de 1907 à 1989, avec une extension de concession accordée en 1959. La concession de Barbery, faiblement productrice jusqu'à 1931 (450 000 tonnes extraites à cette date), a été ensuite exploitée avec les moyens techniques de Soumont et le chemin de fer minier. La concession de Perrières a été exploitée à partir de 1921, mais dès 1958 le droit d'extraire est amodié à la Société des Mines de Soumont ; son apogée est marqué en 1968, avec 183 000 tonnes extraites. La concession du Cinglais, amodiée à la Société des Mines de Soumont en 1960, a produit un maximum de 117 000 tonnes en 1967 ; son activité a cessé en 1971. La concession de Gouvix a été très peu exploitée. Il n'a pas été produit de fer à partir de la concession d'Estrées-la-Campagne.

Les dernières grandes exploitations modernes ont été celles de Soumont (1969-1989), débutant par la mise en service du puits d'Aisy, et celle de May-sur-Orne (1964-1968). Le flanc sud du Synclinal d'Urville a été exploité préférentiellement en raison d'un contexte structural plus calme et du pendage relativement faible des couches (environ 30°) permettant une mécanisation plus poussée. La mine de May-sur-Orne, dont la profondeur atteignait 750 m, était caractérisée par un pendage des couches supérieur à celui observé à Soumont (43 à 60°). A partir de 1963, un nouveau siège d'extraction de la mine de May-sur-Orne est mis en place. En 1964, la mine adopte la méthode des chambres minces qui réduit le taux de défrètement de 75 à 65 % et améliore la sécurité. La modernisation entraîne une chute des effectifs : 753 personnes en 1961, 327 personnes en 1967. L'exploitation de May-sur-Orne est stoppée en avril 1968 et le site est fermé définitivement le 1^{er} septembre de la même année.

La mine de Soumont a été découpée en galeries horizontales espacées de 75 à 80 m en altitude ; on a compté jusqu'à huit niveaux potentiels d'exploitation répartis de 95 à 650 m de profondeur. Plusieurs méthodes d'ex-

traction ont été mises en œuvre : les « tailles montantes », les « chambres magasins » et les « tailles chassantes » (Société des Mines de Soumont, 1980). En 1979, la mine de Soumont produisait 1 214 000 tonnes de minerai cru, pour environ 842 000 tonnes de minerai grillé ; la production de minerai grillé a peu évolué dans le temps : 667 000 tonnes (1929), 735 000 (1955). On peut encore voir une partie de la batterie des fours de grillage à Gouvix. L'exhaure de la mine était assurée par une galerie débouchant dans la vallée du Laizon.

La production annuelle de la mine de May-sur-Orne était en moyenne de 650 000 à 700 000 tonnes de minerai vers la fin de l'exploitation. Le flanc nord du synclinal (concession de Saint-André-sur-Orne) était beaucoup moins productif : 150 000 tonnes extraites en 1964, contre 525 000 tonnes pour la concession de May-sur-Orne.

La minéralisation ferrifère contenue à la base des Schistes à *Neseuretus* a été abondamment exploitée à partir de niveau affleurant à Saint-Rémy (feuille Condé-sur-Noireau) jusqu'à 1966. Dans le Synclinal de Falaise, l'équivalent latéral est un faciès de grès et de schistes ferrugineux qui n'a jamais présenté de valeur économique.

Le fer, sous différentes formes, a pu également être exploité de façon artisanale. Les ferricrètes des terrains calcaires – notamment le Calcaire de Langrune au Sud de Saint-Pierre-sur-Dives – ont fait l'objet d'extraction sommaire qui ont laissé quelques traces dans la toponymie : le Champ ferreux, les Fossettes, etc.

En outre, un indice d'amas riche en barytine (146-6X-4002) a été mentionné à Potigny, dans les formations schisto-gréseuses ordoviciennes (Méloux et *al.*, 1979).

De la stibine a été reconnue en accompagnement de la barytine et de la calcite des filons traversant les Marbres de Laize entre Laize-la-Ville et Fontenay-le-Marmion.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Pour les périodes protohistoriques, gallo-romaine et du haut Moyen Âge on se reportera à l'inventaire établi, commune par commune, par F. Delacampagne (1990) qui regroupe toutes les trouvailles faites au cours du XIX^e et du XX^e siècles, les résultats des fouilles entreprises tout au long de ces deux siècles et aussi toutes les découvertes réalisées depuis quelques

années grâce à l'archéologie aérienne : fermes et enclos indigènes, villas, fanums et voies gallo-romaines. Il y a lieu de noter la grande densité des sites dans le canton de Bourguébus et dans la partie nord du canton de Morteaux-Coulibœuf.

La feuille Mézidon renferme des sites fondamentaux pour la connaissance des débuts du Néolithique en Normandie et celle du Mégalithisme dans cette région. Depuis les années 1960, plusieurs sites danubiens ont été fouillés à Fontenay-le-Marmion (la Hoguette), à Soumont-Saint-Quentin (le Mont-Joly et les Longrais), à Jort (Macé) et à Condé-sur-Ifs – Ernes (Derrière les Prés, Bruyère du Hamel) ; lire à ce sujet : R. Caillaud et E. Lagnel (1972), B. Edeine (1960 à 1972), A. Chancerel *et al.* (1992), J.L. Dron et G. San Juan (1992). Ces gisements ont fourni des silex taillés : lames, burins, grattoirs, raclours, tranchets et des tessons de céramiques attribuables au groupe dit de Cerny. Les datations ¹⁴C obtenues sont de 3 600 BC à la Hoguette, 3 830 BC au Mont-Joly, 4 387 BC à Jort, 4 070 à 4 740 BC à Condé-sur-Ifs – Ernes.

Pour la période mégalithique, il faut relever la présence de deux ensembles de cairns à chambres circulaires, montées en pierres sèches placées en encorbellement et reliées à l'extérieur par un couloir. Le premier ensemble est formé par les tumulus de la Hogue (43 m x 31 m ; 12 chambres) et de la Hoguette (30 m x 20 m ; 8 chambres) à Fontenay-le-Marmion (Caillaux et Lagnel, 1972 ; Coutil, 1918 ; Doranlo et Gidon, 1923 ; Sausse, 1896). Le second ensemble comporte les tumulus de Condé-sur-Ifs et de Ernes ; ces derniers sont de plus petite taille avec une ou deux chambres. Mais les fouilles récentes ont prouvé que sur ces deux communes a existé un alignement de sept cairns selon un axe nord-sud long de 400 m (Galeron, 1835 ; Bellivet, 1844 ; Verron, 1977 ; Dron et San Juan, 1988 et 1992 ; San Juan et Dron, 1986). Tous les cairns ont livré des ossements et de la céramique chasséenne. L'étude anthropologique révèle une population à ascendance danubienne (Dastugue *et al.*, 1973 et 1974). Les datations ¹⁴C donnent un âge de 3 950 BC à 3 190 BC pour Ernes, 3 610 à 3 100 BC pour la Hoguette. Le Mégalithisme est également connu par les menhirs de Condé-sur-Ifs et de Soumont-Saint-Quentin (les Longrais) et les polissoirs fixes de Poussendre (Soumont-Saint-Quentin).

Le Néolithique supérieur avec céramique campaniforme (SOM) est présent à la Hoguette dans un crématoire pour lequel des datations de 2 350 à 2 850 BC ont été obtenues.

L'éperon barré du Mont-Joly (la Brèche au Diable) est un des plus beaux de Basse-Normandie. Les fouilles menées par B. Edeine sur ce site et dans son voisinage ont livré du Chasséen et du Rubané récent, également du Bronze final et une triple sépulture du Hallstatt final.

Point particulièrement intéressant pour le géologue, un important ensemble de mines à silex néolithiques existe à Bretteville-le-Rabet (la Fordelle) où le Néolithique de surface est abondant (Desloges, 1986).

La grande banlieue sud de Caen et encore davantage le bassin du Laizon recèlent une grande richesse archéologique. De nombreuses découvertes sont encore possibles et la plus extrême vigilance s'impose lorsque des travaux sont entrepris.

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le guide régional « Normandie-Maine » (Doré *et al.*, 1987) concerne peu la feuille Mézidon. Citons toutefois l'itinéraire n° 1 qui décrit la discordance du Paléozoïque (Conglomérats pourprés cambriens) sur le Briovérien et quelques aspects sur les vestiges préhistoriques du Mont-Joly.

La relation entre les pierres de construction et la géologie régionale pourra être abordée grâce aux itinéraires décrits par P. Juignet (1992) et P. Juignet et G. Mary (1992).

Il est néanmoins possible de réaliser un itinéraire d'excursion qui permettra de faire connaissance avec les principales formations géologiques de la feuille Mézidon. L'itinéraire décrit un cheminement global de l'Ouest (vallée de la Laize) à l'Est de la feuille (vallée de la Dives). Les coordonnées précisant des affleurements sont données dans la rubrique « Description des terrains ». Les meilleurs sites sont représentés sur la carte avec leur symbole caractéristique (*).

Les formations briovériennes peuvent être idéalement observées le long de la Laize près de Bretteville-sur-Laize, entre la ferme de Jacob-Mesnil et le hameau de Jouette. Il est cependant recommandé de démarrer les observations plus en aval, au niveau de la carrière de la Roche Blain, sur la feuille Villers-Bocage. La discordance du Cambrien (conglomérats de base), ainsi que le Membre du Calcaire de la Laize sont bien visibles à Jacob-Mesnil. Les bancs massifs de conglomérats montrent un pendage de 30° vers le Sud (direction des couches N70°E) ; le Briovérien sous-jacent est davantage vertical (environ 70°). Entre Jacob-Mesnil et Bretteville-sur-Laize, les observations peuvent être réalisées en continu : les faciès « durs » sont bien évidemment largement affleurants, comme le Grès feldspathique visible face à la ferme de l'Abattoir, en bancs massifs offrant un pendage de 50° vers le Sud (direction des couches N110°E). Tous les autres membres ou formations sont également visibles. La formation caractéristique du faciès d'écueil (Bajo-Bathonien) pourra être observée dans la carrière de Perrières ou bien dans celle du Breuil. Les différents faciès du Calcaire de Bon-Mesnil

seront bien observés dans les anciens sites d'extraction de la commune d'Olendon (Sud de la feuille), ainsi que dans les vallées de la Muance (vers Coupigny) et du Laizon (Ernes). Les niveaux de Caillasses (et les formations encadrantes) pourront être observés au Sud et à l'Ouest de Saint-Pierre-sur-Dives dans de nombreux sites pour la plupart transformés en décharges. Le Callovien n'offre pas de bonnes conditions d'affleurement ; cependant, une faune abondante et diversifiée pourra être récoltée à Soquence. Le Grugeon sera observé dans la montée de la N13 près de Moulton.

L'observation des faciès de la série bathonienne et le Grès armoricain pourra être réalisée dans les carrières en activité ; il conviendra de demander au préalable les autorisations de visite et d'accès auprès des propriétaires de chaque site d'extraction.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille Mézidon et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au Service géologique régional Basse-Normandie, CITIS « Odysée », bât. B, 2^e étage, 4, avenue de Cambridge 14209 Hérouville-Saint-Clair, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard 75005 Paris.

Les collections paléontologiques de référence de l'université de Caen ont malheureusement été détruites lors du bombardement de la ville le 7 juillet 1944 ; elles renfermaient notamment les échantillons du Musée d'Histoire naturelle de M. de Magneville (1825) et de nombreux types originaux décrits par J.L.M. Defrance, J.B. Lamarck et A. d'Orbigny.

Les publications suivantes renferment une grande quantité d'articles relatifs à la géologie de la feuille Mézidon et de ses abords immédiats : Bulletins et Mémoires de la Société linéenne de Normandie, Bulletins de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre, Bulletins de la Société géologique de France, Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France, Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris.

Le laboratoire de Géologie de l'université de Caen et le Centre de Géomorphologie du CNRS détiennent une documentation régionale importante.

Les sites Internet du BRGM et de l'Agence de l'Eau constituent également une source d'information importante.

BIBLIOGRAPHIE

- ALMÉRAS Y., BOULLIER A., LAURIN B. (1997) - Brachiopodes. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, mém. 17, p. 169-195.
- AUBIN D. (1997) - Les gueules rouges du Bocage. Mines de fer en Normandie. Pays de Normandie, 11, p. 44-53.
- AUBRY J. (1982) - Formations permienues et triasiques du bassin de Carentan. Thèse univ. Caen, 285 p.
- BAIZE S., CAMUZARD J.P., FRESLON M., LANGEVIN C., LAIGNEL B. (1997) - Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Carentan (n° 117). Orléans, BRGM, 83 p.
- BARROIS C. (1895) - Sur les poudingues de Cesson (Côtes du Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, XXIII, p. 26-29.
- BELLIVET M. (1844) - Rapport sur l'ouverture d'un tumulus situé dans la commune de Ernes, arrondissement de Falaise. *Mém. Soc. Antiquaires de Normandie*, 2^e s., 4^e vol., t. XIV, p. 312-314.
- BERTRAND L. (1921) - Histoire de la formation du sous-sol de la France. Les anciennes mers de la France et leurs dépôts. Flammarion édit., Paris, 190 p.
- BIGOT A. (1882) - Esquisse géologique de la Basse-Normandie. *Bull. Labo. Géol. Fac. Sci.*, univ. Caen, 2^e année, 2, p. 65-92.
- BIGOT A. (1890) - L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du massif breton et leurs équivalents dans le pays de Galles. Thèse Paris, Le Maout édit., Cherbourg, 179 p.
- BIGOT A. (1904) - Étude des terrains anciens de la Basse-Normandie et de leurs dislocations avec les terrains jurassiques. Réun. Extraord. Soc. géol., Fr., Paris, p. 851-956.
- BIGOT A. (1913a) - Sur la structure de la Zone bocaine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 157, p. 1485-1488.
- BIGOT A. (1913b) - La Basse-Normandie. Avant-Pays d'Auge, Calvados, Cotentin. *Rev. géogr. annuelle*, Paris, VII, 3, p. 1-84.
- BIGOT A. (1916) - Notice explicative de la feuille « Falaise » (2^e édit.) du service de la carte géologique de France. *Bull. Soc. linn. Norm.*, s. 6, t. 9, p. 157-178.
- BIGOT A. (1927) - Géologie de la région de Falaise et de la Brèche-aud-Diable. *Bull. Soc. linn. Normandie* (7), 10, p. 92-106.
- BIGOT A. (1934) - Les récifs bathoniens de Normandie. *Bull. Soc. géol. France*, (5), IV, p. 697-736.

- BIGOT A. (1938) - Notes de Géologie normande. XIV - Le Callovien du Fresne d'Argences (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e série, I, p. 45-49.
- BIGOT A. (1942) - La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Caen, Impr. Le Tendre, 123 p.
- BIGOT A. (1946) - Site géologique de la France à 1/80 000, feuille de Falaise (3^e édition), n° 45, Paris, Serv. Carte géol. France.
- BLANC E.C. (1955) - La mécanisation d'une carrière hétérogène. *L'équipement mécanique*, 303, p. 9-19.
- BRUN R. (1960) - Note sur quelques fossiles quaternaires de la sablière de Macé. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e s., 10^e vol., 1959, p. 57-59.
- CAILLAUD R., LAGNEL E. (1972) - Le cairn et le crématoire néolithiques de La Hoguette à Fontenay-le-Marmion (Calvados). *Gallia Préhistoire*, t. XV, fasc. 1, p. 137-185, 48 fig.
- CAUMONT A. de (1828) - Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, Caen, IV, p. 59-366 ; l'ouvrage a été réédité en 1867, Imprimerie de Domin, Caen.
- CAYEUX L. (1913) - Structure du Bassin d'Urville. *Revue de Métallurgie*, X, p. 336-351.
- CETE (1991) - RN 158. Déviation de Grainville-Langannerie. Centre d'Études Techniques de l'équipement Normandie-Centre, Laboratoire régional de Rouen, 11 p.
- CHANCEREL A., DESLOGES J., DRON J.L., SAN JUAN G. (1992) - Le début du Néolithique en Basse-Normandie. Actes du 17^e Colloque interrégional sur le Néolithique, Vannes, 29-31 octobre 1990, *Rev. arch. de l'Ouest*, Rennes, supplément n° 5, p. 153-173.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. In *Géodynamique du Massif armoricain*. Réunion R.C.P. 705, Paris, 13 oct. 1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol., France*, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Géologie de la France*, I, n° 2-3, p. 3-17.
- CHOLLEY A., BEAUJEU-GARNIER J., BOMER B., JOURNAUX A., MUSSET R., PINCHEMEL P., PLANHOL X. de, TRICART J. (1956) - Carte morphologique du Bassin de Paris. *Mémoires et Documents du Centre de Doc. Cart. et Géogr.*, CNRS, Paris, t. V, 103 p.

- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-cambriens (Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970). Coll. Internat. CNRS, n° 192.
- COLLET T., BOULIN S., PASCAUD P., MILVILLE F., CHANTEPIE M., MATHERON J.P. (1994) - Projet de création d'un centre d'Enfouissement Technique sur la commune de Cauvicourt (Calvados) - Définition des contextes géologiques et hydrogéologiques. Rapport ANTEA A 00197, 50 p.
- CORILLION R., GUERLESQUIN M. (1973) - Carte de la végétation de la France à 1/200 000, feuille Caen, éditée par le CNRS.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., PELLERIN J. (1969a) - Les types de limons et leur répartition dans la Campagne de Caen. *Mém. h. s. Soc. géol., France*, n° 5, p. 57-62.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C., PELLERIN J. (1969b) - Carte des formations superficielles et carte géomorphologique au 1/50 000 : feuille Mézidon. Publiées sous la direction de A. Journaux. *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen, n° 4.
- COUTARD J.P., CLET M., MOURDON R. (1995) - Géomorphologie, dépôts quaternaires et préhistoire de la vallée du Laizon (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 116, p. 11-24.
- COUTIL L. (1918) - Le tumulus de La Hogue à Fontenay-le-Marmion (Calvados) : étude des tumulus néolithiques du Calvados et de l'Orne. *Bull. Soc. préh. France*, t. XV, n° 1bis, p. 65-115.
- DALIMIER P. (1862) - Notes sur les terrains primaires des environs de Falaise. *Bull. Soc. géol., France, Paris*, XIX, 2, p. 907-915.
- DANGEARD L. (1951) - La Normandie. Coll. « Géologie régionale de la France ». Hermann et C° Edit., Paris, 241 p.
- DANGEARD L., DORÉ F. (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *Mém. BRGM, Coll. Ordovico-Silurien*, BRGM édit., Orléans, 73, p. 119-125.
- DASTUGUE J., TORRE S., BUCHET L. (1973 et 1974) - Néolithiques de Normandie : le deuxième tumulus de Fontenay-le-Marmion (étude anthropologique). *L'Anthropologie*, t. 77, 1973, n° 5-6, p. 579-619 et t. 78, 1974, n° 1, p. 113-164.
- DELACAMPAGNE F. (1990) - Carte archéologique de la Gaule sous la responsabilité de M. Provost : le Calvados - 14. Acad. Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 168 p.
- DEROIN J.P., DEBÉGLIA N., GIRAULT F., PASQUET J.F., LANGEVIN C. (1997a) - Recherche de sites potentiels de roches dures dans l'Est de la région Basse-Normandie et dans la Sarthe. Rapport de phase 1 : Modélisation de la structure géologique de la bordure ouest du bassin de Paris. Rapport BRGM, R 39485, 91 p.

- DEROIN J.P., LE BERRE P., PASQUET J.F., BALTASSAT J.M. (1997b) - Recherche de sites potentiels de roches dures dans l'Est de la région Basse-Normandie et dans la Sarthe. Rapport de phase 2 : sondages, tests en laboratoire et géophysique. Rapport BRGM, R 39778, 78 p.
- DESLOGES J. (1986) - Fouilles de mines à silex sur le site néolithique de Bretteville-le-Rabet (Calvados). Actes du Xe colloque interrégional sur le Néolithique, Caen, 30 septembre-2 octobre 1983. *Rev. arch. de l'Ouest*, supplément n° 1, p. 73-101.
- 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 octobre 1986, 1 p.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol., France*, sér. 4, t. 5, p. 801-814.
- DORANLO R., GIDON F. (1923) - Examen critique des publications de M. Coutil et de ses restaurations du tumulus de Fontenay-le-Marmion (Calvados). *Bull. Soc. Antiquaires de Normandie*, t. XXXV, p. 437-451.
- DORÉ F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, 790 p. (CNRS AO 2837).
- DORÉ F. (1971) - Prolongement du Paléozoïque sous le Jurassique du Nord de Caen : le synclinal de Ranville. *Bull. BRGM*, 2^e sér., 1, p. 77-96.
- DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (2), XIV, p. 199-211.
- DORÉ F., DUPRET L. (1979) - Le Protérozoïque supérieur (Briovérien) et le Paléozoïque inférieur dans le Massif armoricain nord-oriental (Normandie). *Bull. Soc. géol. et minéral. Bretagne*, Rennes, C, 11, p. 52-56.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Guide géologique régional « Normandie-Maine ». Masson éd., Paris, 2^e édit., 207 p.
- DORÉ F., LE GALL J. (1971) - Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, séance 8-11-1971, p. 199-211.
- DOUVILLÉ R. (1910) - Contribution à l'étude de la faune jurassique de Normandie. IV- Céphalopodes calloviens d'Argences. *Mém. Soc. linn. Normandie*, XXII, 2, p. 121-135.
- DOUVILLÉ R. (1915) - Étude sur les Cosmocératidés. *Mém. Serv. Explic. Carte géol. Dét. France*, 75 p.
- DRON J.L., SAN JUAN G. (1988) - Ernes (Calvados). Un habitat temporaire et une tombe collective néolithiques. *Histoire et Traditions populaires*, bull. trim. Foyer rural du Billot, L'Oudon, n° 21, p. 21-31.

- DRON J.L., SAN JUAN G. (1992) - Ernes-Condé-sur-Ifs (Calvados), habitat puis nécropole au Néolithique moyen. Présentation liminaire. Actes du 17^e colloque interrégional sur le Néolithique, Vannes, 29-31 octobre 1990. *Rev. arch. de l'Ouest*, Rennes, supplément n° 5, p. 31-42.
- DUFRENOY A. (1838) - Mémoire sur l'âge et la composition du terrain de transition de l'Ouest de la France. *Ann. Mines*, 3, XIV, p. 218-258.
- DUFRENOY A., ÉLIE de BEAUMONT J. (1841-1848) - Explication de la carte géologique de la France. Tome I (1841) 825 p., tome II (1848) 813 p.
- DUGUÉ O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épigéniques et cycles eustatiques. Thèse univ. Caen, 593 p.
- DUGUÉ O., FILY G., RIOULT M. (1998) - Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléocéologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Bull. trimestriel de la Soc. géol. de Normandie et des Amis Mus. du Havre*, 85, 2, 132 p.
- DUHÉRISSIER de GERVILLE G. (1814) - Lettre de M. Duhérisier de Gerville à M. DeFrance sur les coquilles fossiles (27 octobre 1813). *Journ. Phys. Chim. Hist. nat. et Arts*, Paris, LXXIX, p. 16-30.
- DUHÉRISSIER de GERVILLE G. (1817) - Seconde lettre de M. Duhérisier de Gerville à M. DeFrance sur les coquilles fossiles (1^{er} juin 1816). *Journ. Phys. Chim. Hist. nat. et Arts*, Paris, XXXIV, p. 197-215.
- DUJARDIN L. (1989) - Les carrières souterraines de Caen et du département du Calvados (Basse-Normandie). Actes du II^e symposium international sur les carrières souterraines, Paris-Meudon, 8-13 juillet 1989, p. 157-166.
- DUJARDIN L. (1992) - L'aire de dispersion de la pierre de Caen. 117^e Congr. nat. Soc. sav., Clermont-Ferrand, 2^e coll. Carrières et constructions, p. 431-444.
- DUPRET L. (1988) - Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 110-111, p. 75-100.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogènes cadomiennes et varisques dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, p. 200.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc.*, Centre Armor. Et. Struct. Socles, Rennes, 3, 150 p.
- DURAND J., NOBLET C. (1986) - Paléocourants dans la formation du grès armoricain : persistance des mécanismes de transport en domaine cratonique. *Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 27, 1, p. 13-24, 15 fig.

- EDEINE B. (1960) - Du site de la Brèche-au-Diable (dit aussi du Mont-Joly), commune de Soumont-Saint-Quentin (14). Datation d'un habitat néolithique chasséen. *Bull. Soc. préh. France*, Paris, t. LVII, p. 331-333.
- EDEINE B. (1961) - Triple sépulture du Hallstatt final découverte en Normandie (Calvados). *Bull. Soc. préh. France*, Paris, t. LVIII, p. 347-359, 6 fig.
- EDEINE B. (1965) - Ce que les fouilles du site de la Brèche-au-Diable (Calvados) et de son contexte peuvent déjà apporter et devraient apporter à la solution des problèmes posés par G. Bailloud dans son ouvrage « Le Néolithique du Bassin Parisien ». *Bull. Soc. préh. France*, Paris, t. LXII, p. 328-349.
- EDEINE B. (1966) - Le rempart de l'éperon barré de la Brèche-au-Diable (dit aussi du Mont-Joly), commune de Soumont-Saint-Quentin (Calvados). *Gallia Préhistoire*, t. IX, fasc. 1, p. 247-262, 12 fig.
- EDEINE B. (1970) - Nouvelles datations par le C 14 concernant la Basse-Normandie, en particulier le Chasséen et le Rubané récent. *Bull. Soc. préh. France*, Paris, t. LXVII, p. 114-120.
- EDEINE B. (1972) - Nouvelles datations par le C 14 concernant les sites de la Brèche-au-Diable (Mont-Joly) et des Longrais (Calvados). *Bull. Soc. préh. France*, t. LXIX, p. 197-199.
- ÉGAL E., LE GOFF É. (1994) - Structuration du domaine cadomien de Bretagne (France). In « La chaîne cadomienne nord armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. de la SGF, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- ELHAÏ H. (1958) - Faune et flore du début du Würm en Normandie. *L'Anthropologie*, t. 62, n° 5-6, 3 p.
- ELHAÏ H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Étude morphologique. Thèse, Impr. Bière, Bordeaux, 624 p.
- EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1865) - Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. Thèse doct., Paris, publiée dans *Mém. Soc. linn. Normandie*, XV, 1864 (1865), 296 p.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J.A. (1838a) - Mémoire sur le *Poekilopleuron bucklandi*, grand saurien fossile intermédiaire entre les Crocodiles et les Lézards, découvert dans les carrières de la Maladrerie, près Caen, au mois de juillet 1835. *Mém. Soc. linn. Normandie*, Caen, VI, 1834-1838, p. 37-146.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J.A. (1838b) - Remarques géologiques sur un banc calcaire qui surmonte, dans quelques localités du département du Calvados, le Calcaire à Polypiers des géologues normands. *Mém. Soc. linn. Normandie*, Caen, VI, 1834-1838, p. 238-248.
- FAGES M. (1972) - Contribution à l'étude minéralogique des limons de la Campagne de Caen. Mém. EPHE, Paris, 154 p. (inédit).

- FILY G. (1974) - Le Bathonien au Nord de Caen. Données nouvelles sur la stratigraphie et la composition séquentielle. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, série D, p. 3039-3042.
- FILY G. (1978) - Les paléocourants marins du Bathonien moyen au Bathonien supérieur dans le nord de la Campagne de Caen (Normandie). *Sedimentary Geology*, 20, p. 49-74.
- FILY G. (1989) - Dynamique tidale sur la plate-forme carbonatée nord-armoricaine au Bathonien moyen. *Bull. Soc. géol. France*, (8), V, 6, p. 1137-1144.
- GALERON F. (1835) - Description du tumulus de Condé-sur-Laison. *Mém. Soc. Antiquaires de Normandie*, t. IX, p. 149-164 et pl. XXII.
- GALTON P., BRUN R., RIOULT M. (1981) - Skeleton of the Stegosaurian Dinosaur *Lexovisaurus* from the Lower part of Middle Callovian (Middle Jurassic) of Argences (Calvados) Normandy. *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXVII, 4, p. 39-60.
- GAUTHIER H., RIOULT M., TRÉVISAN M. (1996) - Répartition biostratigraphique des ammonites dans l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Bajocien) à Feugerolles-sur-Orne (Calvados). Eléments nouveaux pour une révision des Garantianinae. *Géol. France*, Orléans, 2, p. 27-67.
- GIGOT P., DUPRET L., LE GALL J. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Falaise (176). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Gigot, L. Dupret, J. Le Gall (1999), 154 p.
- GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte. Géol. France*, 211 p., 45 fig., 26 pl.h.t.
- GRAINDOR M.J. (1971) - Notes de géologie normande - IX. Chronique de la sismicité de la Normandie. *In* Annuaire des cinq départements de la Normandie, Association normande et les Assises de Caumont, 129^e Congrès, Caen, Imprimerie Caron et Cie, p. 85-103.
- GRESSELIN F., RIOULT M., JUIGNET P., OZOUF J.C., FILY G. (1992) - Projet d'extraction à ciel ouvert de la Pierre de Caen : le site de Quilly. G.R.E.S.T.E., Laboratoire de Géologie de Normandie occidentale, Université de Caen et Centre de Géomorphologie du CNRS.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur dans le nord du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, série II, p. 89-92.
- GUIDES GALLIMARD (1995) - Calvados. Éditions Nouveaux-Loisirs, 316 p.
- HÉBERT E. (1857) - Les mers anciennes et leurs rivages dans le bassin de Paris ou classification des terrains par les oscillations du sol. Terrain jurassique. Thèse Doct., Paris, Hachette éditeur, Paris, 86 p.

- HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Document BRGM, 228, 356 p.
- HENNINGSMOEN G., PILLET J., RIOULT M. (1964) - Faunule d'ostracodes et de trilobites nouveaux dans l'Ordovicien supérieur du Synclinal de May-sur-Orne (Calvados). *Bull. Soc. linn. Norm.*, s. 10, t. 5, p. 76-86, 1 pl., 6 fig.
- HÉRAULT M. (1832) - Tableau des terrains du département du Calvados. Caen, 192 p.
- HERVY V. (1997) - Les formations paléozoïques de la bordure septentrionale de la Zone bocaine : cartographie et étude lithostructurale (Feuille de Torigny-sur-Vire ; Basse-Normandie - France). Mém. de Géologie de l'IGAL, 78, 227 p.
- HOFFSTETTER R., BRUN R. (1958) - Note complémentaire sur la découverte d'un dinosaure stégosauriné dans le Callovien d'Argences (Calvados). *Rev. Soc. sav. Haute-Normandie*, Rouen, Série Sciences, 9, p. 69-78.
- HOUARI A. (1994) - Le modelé marno-calcaire du bassin de la Dives à partir de la région-clé de Livarot, Pays d'Auge, Normandie. Thèse géomorphologie, université de Caen, 252 p., multcopié.
- JOSEPH P. (1983) - S.M.S informations (société des mines de Soumont), spécial géologie, n° 44, Janv. 1983 (publication réservée).
- JOURNAUX A., ELHAÏ H. (1956) - Découverte de fossiles quaternaires et de débris d'industrie humaine en Normandie (Quétiéville). *C.R. som. Soc. géol. France*, Paris, n° 3, p. 37-38.
- JOURNAUX A., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., PELLERIN J. (1969) - Distribution, source and age of the loess on the Plain of Caen, Normandy, France. In « *The Periglacial Environment, Past and Present* », T. L. Péwé ed., Montréal, McGill University Press, p. 303-320.
- JUIGNET P. (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse Doct. État, univ. Caen, CNRS AO 9643, 806 p.
- JUIGNET P. (1992) - De Pont-Audemer au Mont-Saint-Michel. In *Terroirs et Monuments de France*, 368 p., éditions du BRGM, p. 244-251.
- JUIGNET P., MARY G. (1992) - De Caen au Mans par Falaise et Argentan. In *Terroirs et Monuments de France*, 368 p., éditions du BRGM, p. 252-256.
- KAENEL E. DE, BERGEN J.A., VON SALIS PERCH-NIELSEN K. (1996) - Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bull. Soc. géol. France*, 167, 1, p. 15-28.
- KERFORNE F. (1914) - Note sur la géologie de la partie occidentale du synclinal d'Urville (Calvados) et sa fermeture sous la forêt de Cinglais et la commune de Barbery. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 4, XIV, p. 441-448.

- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Publ. Univ. Strasbourg. Fond. Baulig, 12, 882 p.
- L'HOMER A., PAREYN C. (1989) - Le bassin permien de Carentan, p. 24-36. *In* Synthèse géologique des bassins permien français, J.J. Châteauneuf et G. Farjanel, Mémoire du BRGM, 128, 288 p.
- LAMBERT J. et coll. (1997) - BERNARD P., CZITROM G., DUBIE J.-Y., GODEFROY P., LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1997) - Les tremblements de terre en France. Editions BRGM, Orléans, 196 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de Docteur-ès-Lettres, mention Géographie, université de Caen, Ed. Centr. Géomorph. CNRS Caen, 908 p.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect. 1, p. 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. *Sci. Géol., Bull.*, 44, 1-2, p. 31-103.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse État, Caen et Mém. 52, Géosciences Rennes, 361 p.
- LECORNU L. (1892a) - Carte géologique de la France 1/80 000, feuille Falaise (1^{ère} édit.), n° 44, Paris, Serv. carte géol. France.
- LECORNU L. (1892b) - Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 33, 4, p. 1-20.
- LEGRAS J.P. (1966) - Les phénomènes périglaciaires entre Falaise et Saint-Pierre-sur-Dives. DES, Faculté des Lettres de Caen, Institut de Géographie, 75 p., 6 dépliés, 3 cartes h. t. (inédit).
- LEMAÎTRE H. (1955) - Grès et poudingues tertiaires du Cinglais (Calvados). LXXIV^e Congrès de l'AFAS, Caen, p. 1-4.
- LEMAÎTRE H. (1960) - Étude du banc de silex d'une poche de dissolution des calcaires bathoniens des Aucrais (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e s., 10^e vol., 1959, p. 63-65.
- LEMAÎTRE H., GIRESSÉ P. (1966) - Formations résiduelles de la carrière des Aucrais (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10^e s., 7^e vol., p. 45-54.
- MAGNEVILLE M. de (1825) - Examen géognostique des buttes qui séparent la plaine de Caen de la vallée de la Dives. Mém. Acad. roy. Sci., Arts et Belles Lettres, Caen, p. 86-98.
- MASSE R. (1902) - Contribution à l'étude géologique des gîtes minéraux de Normandie. *Ann. Mines*, 10, I, p. 587.

- MÉGNIEU C. et al. (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie, Mém. BRGM, 101, 469 p., Vol. II, Atlas, *Mém. BRGM*, 102, Vol. III, Lexiques des noms de formations, Mém. BRGM, 103, 469 p.
- MÉLOUX et al. (1979) - Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Rouen, notice 21 p., éditions BRGM.
- MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz, F. Ménillet, J. Le Gall, M. Rioult, L. Callier, J. Pellerin, P. de la Quêrière, C. Vautrelle, G. Verron (1989), 99 p.
- MÉNILLET F., RIOULT M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vimoutiers (177). Orléans : BRGM. Notice explicative, avec la collaboration de P. Havlicek, A. Lecointe, C. Monciardini, P. Pascaud.
- MERCIER J. (1934) - Sur la présence d'organismes dans les calcaires inférieurs du Cambrien du synclinal de la Brèche-du-Diable (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, p. 44-46.
- MORIÈRE M.J. (1879) - Une station de Silurien à la Brèche-du-Diable. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3, t. 3, p. 143-149.
- MUSSET R. (1922) - The geographical characteristics of western France, *Geogr. Rev.*, p. 84-99, 5 fig.
- MUSSET R. (1961a) - La Normandie. Colin, Paris, 220 p.
- MUSSET R. (1961b) - Un ancien réseau hydrographique entre la Touques et l'Orne. *Norvois*, 34, p. 443-449.
- ORBIGNY d'A. (1849) - Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. Masson, Paris, II, 847 p.
- PAREYN C. (1954) - Le Bassin houiller de Littry. Publ. BRGM, Ministère de l'Industrie et des Mines, 14, 132 p.
- PAREYN C. (1959) - La série jurassique dans l'enceinte des écueils de Perrières (terminaison orientale du synclinal de Bretteville - la Brèche au Diable, Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e série, 10, p. 25-31.
- PAREYN C. (1962) - Notice de la carte géologique à 1/80 000, Caen, 4^e édition.
- PAREYN C. (1989) - Tuf des Massinots, commune de Saint-Germain-le-Vasson (Calvados) in « Les tufs et travertins quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme et du littoral cauchois ». Essai d'inventaire sous la direction de F. Lécalle. *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen, fiche 18b, 3 p.

- PAREYN C. (1994) - Coupe des sondages carottés SC1 à SC3 des Aucrais. In T. Collet, S. Boulin, P. Pascaud, F. Milville, M. Chantepie, J.P. Matheron (1994) - Projet de création d'un centre d'Enfouissement Technique sur la commune de Cauvicourt (Calvados) - Définition des contextes géologiques et hydrogéologiques. Rapport ANTEA A 00197, 50 p.
- PAREYN C., DANGEARD L. (1959) - Forage de Berville (Calvados). Prolongement du Synclinal de May et découverte du grès armoricain sous la couverture secondaire. Faciès spéciaux du Bathonien moyen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9^e série, 10, p. 13-17.
- PAREYN C., RIOULT M. (1962) - Notice de la carte géologique à 1/80 000, Falaise, 4^e édition.
- PARIS F., ROBARDET M. (1994) - Paleogeographic synthesis. In J.D. Keppie, Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Springer-Verlag, 514 p.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Ages of the Vire-Carolles granits. In G.S. Odin (1982). Numerical dating in stratigraphy. p. 784-790.
- PELLERIN J. (1967) - Premiers résultats d'une étude des argiles d'altération à silex jurassiques de la Campagne de Caen. *Mém. h. s. Soc. géol. de France*, Paris, n° 4, p. 60-64.
- PELLERIN J. (1968) - La Campagne de Caen, plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Étude morphologique. Thèse de 3^e cycle, Faculté des Lettres de Caen, Institut de Géographie, 342 p. dactyl., 26 fig., 8 tabl., 8 dépliants (inédit).
- PELLERIN J. (1977) - Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins de la côte du Calvados. *Bull. Soc. géol. de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, tome LXIV, fasc. 4, p. 75-80.
- PELLERIN J., COUTARD J.P., HELLUIN M., OZOUF J.C. (1970) - Dépôts pliocènes et quaternaires d'Hérouville-Saint-Clair près de Caen (Calvados). *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS*, Caen, n° 7, 36 p.
- PONCET J. (1962) - Cimentation variable et ferruginisation zonée de niveaux quartzitiques appartenant aux « Grès de May ». *Bull. Soc. géol. France*, (7), 4, p. 281-285.
- PRÉVOST R. (1957) - L'extraction du fer et la sidérurgie en Basse-Normandie. Études Normandes, Bureau d'études régionales de l'Institut de démographie de l'université de Caen, 82, 16 p.
- RAUSCHER R. (1970) - Les chitinozoaires de l'Ordovicien du Synclinal de May-sur-Orne (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, p. 117-127, 3 pl.
- RENAULT C. (1883a) - Étude stratigraphique du Cambrien et le Silurien des vallées de l'Orme et de la Laize. 1^{ère} note. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3, VII, p. 16-27.

- RENAULT C. (1883b) - Le Cambrien et le Silurien des vallées de l'Orme et de la Laize. 2^e note. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3, VII, p. 38-62.
- RENAULT C. (1883c) - Le Cambrien et le Silurien des vallées de l'Orme, d'Étavaux à Feuguerolles. 3^e note. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3, VII, p. 261-271.
- RIOULT M. (1962) - Sur l'âge du « Calcaire de Caen » et la stratigraphie du Bathonien de Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, (10), 2, p. 51-61.
- RIOULT M. (1963) - Le calcaire de Caen. Dépôt de rivage du Bathonien normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10^e série, 3, p. 119-141.
- RIOULT M. (1964) - Le Rhétien dans le Cotentin. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258, p. 2357-2359.
- RIOULT M. (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. 1^{ère} Thèse Doct. d'État, Caen, 585 p.
- RIOULT M. (1985) - Écueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Sédimentation et peuplements d'écueils. Com. trav. hist. et scient., Poitiers, Sciences, 9, p. 177-183.
- RIOULT M., COUTARD J.P., de LA QUÉRIÈRE P., HELLUIN M., LARSONNEUR C., PELLERIN J., PROVOST M. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Caen (120) - Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 104 p.
- RIOULT M., DUGUÉ O., DU CHÊNE J., PONSOT R., FILY G., MORON J.M., VAIL P.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.
- RIOULT M., DUGUÉ O., FILY G., JUIGNET P. (1992) - Regards nouveaux sur le Jurassique normand. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 29, 3, p. 7-44.
- RIOULT M., FILY G. (1975) - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. 9^e Congr. intern. Sédim., Nice, thème 5, p. 353-360.
- RIOULT M., MOURDON R. (1982) - Carrière de la Tuilerie du Fresne d'Argences (Calvados). *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXIX, 3, p. 13-18.
- RIOULT M., PELLERIN J., JUIGNET P. (1966) - Témoins résiduels d'Albien en Basse-Normandie et spécialement sur la Campagne de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10^e s., 7^e vol., p. 19-44.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 20, 342 p.

- ROBARDET M., DORÉ F. (1988) - The Late Ordovician diamictic formations from southwest Europe : North-Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, p. 117-137.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géol. France*, 3, p. 3-31.
- ROUAULT M. (1850) - Note préliminaire sur une nouvelle formation découverte dans le terrain silurien inférieur de Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, VII, p. 724.
- SALIMEH H. (1990) - Pièges aquifères en Basse-Normandie. Essai sur les anomalies stratigraphiques et structurales révélées par l'exploration et la mise en valeur de ces concentrations aquifères locales. Thèse de doctorat de l'université de Caen, géologie. UFR des Sciences de la Terre et de l'Aménagement régional, 361 p. (inédit).
- SAN JUAN G., DRON J.L. (1986) - Ernes (Calvados). Rapport sur la fouille d'un ensemble mégalithique situé au lieu-dit Derrière-les-Prés. *Histoire et Traditions populaires, Bull. trim. du Foyer rural du Billot, L'Oudon*, n° 15, p. 13-42.
- SAUSSE G. (1896) - Fouille d'un galgal à Fontenay-le-Marmion (Calvados). *Bulletin monumental*, I, p. 199-215, Special Publication, 51, p. 13-26.
- SOCIÉTÉ DES MINES DE SOUMONT (1980) - Les Mines de Soumont. Impression MN, Mondeville, 13 p.
- TINTHOUIN R. (1931) - Plaines et bocages à la lisière du Massif armoricain entre Caen, Flers et Argentan. *Ann. Géogr.*, p. 122-143.
- TROMELIN G. de (1877) - Étude de la faune du grès silurien de May, Jurques, Campandré, Mont-Robert, etc. (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3, I, p. 5-82.
- VERNHET Y., CHÈVREMONT P. (1998) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Landivy (248). Orléans, BRGM. Notice explicative par Y. Vernhet, P. Chèvremont, 83 p.
- VERNHET Y., DHELLEMES R., DORÉ F., ÉNOUF C., LAUTRIDOU J.P., VERRON G. (1996) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Domfront (249). Orléans: BRGM. Notice explicative par Y. Vernhet., F. Doré, J.P. Lautridou, H. Talbo, G. Verron, R. Dhellemes, C. Énouf, 106 p.
- VERRON G. (1977) - Un type de monuments funéraires classique dans le Néolithique de Normandie : les cairns en pierres sèches contenant des chambres sépulcrales de plan circulaire montées en encorbellement et reliées à l'extérieur par un couloir d'accès. Colloque du 150^e anniversaire de la Société Polymathique du Morbihan, Vannes, Château Gaillard, p. 187-219.

WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) - Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviciens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 284, p. 1147-1149.

AUTEURS

Cette notice a été coordonnée par Jean-Paul Deroin, ingénieur au BRGM, géologue régional de Basse-Normandie, qui a assuré la rédaction des rubriques non précisées ci-après, ainsi que la réalisation de la maquette de la carte géologique à 1/50 000.

Les auteurs suivants ont réalisé les levés de terrain et ont rédigé le texte correspondant de la notice explicative :

- Jean-Paul Deroin (BRGM, Basse-Normandie) pour les formations mésozoïques, en 1997 et 1998 ;
- Gilles Lerouge (professeur IGAL), coordinateur pour le Paléozoïque, et Geneviève Barbier (géologue IGAL), de 1994 à 1997 ;
- Yann Vernhet (BRGM, Orléans), pour les formations briovériennes, en 1997.

Les formations superficielles et d'altération ont été cartographiées par J.P. Coutard et J.C. Ozouf (CNRS, Caen), d'après la Carte des formations superficielles et la Carte géomorphologique à 1/50 000 Mézidon (Coutard et *al.*, 1969b) et documents divers du Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen. La rédaction des rubriques correspondantes, ainsi que la rubrique « Préhistoire et Archéologie » a été assurée par J.P. Coutard et J.C. Ozouf.

La rédaction du chapitre « Ressources en eau » a été réalisée par Claude Langevin, ingénieur au BRGM (Basse-Normandie).

Présentation au CCGF : 18 juin 1998.

Acceptation de la carte et de la notice : 28 avril 1999.

Impression de la carte : 1999.

Impression de la notice : 2001.

*ANNEXE 1 - SONDAGES RÉINTERPRÉTÉS DE LA BANQUE DU
SOUS-SOL SUR LA FEUILLE À 1/50 000 MÉZIDON*

Chaque formation (ou groupe de formations) est associée à son épaisseur.
Les ouvrages sont tous reportés sur la carte

<i>n°B.S.S.</i>	1.47	2.127	2.128	2.133	2.134	2.142	3.117	3.125	3.126
Commune ou lieu-dit	Rocquancourt	Vimont	Vimont	Moult	Bellenegreville	Cauvécourt	Argences	Moult	Ouézy
date	1907	1966	1966	1978	1978	1998	?	1971	1975
X	406,290	415,600	415,370	415,880	410,580	410,410	418,150	417,860	421,470
Y	157,890	162,500	162,120	159,960	160,450	153,940	162,900	159,660	156,610
Z	87	16	15	34	47	74	env. 60	25	24
profondeur atteinte (m)	60	61	45	24	41	38	29	60	25
<i>formations</i>									
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>							7		
Marnes d'Argences							9		
Marnes d'Escoville							11		
Argiles de Lion							0,5		
Calcaire de Langrune							1		6
Caillasse de la Basse-Écarde		5							
Calcaire de Ranville		10	7,3		3			5	6
Caillasse de Blainville		0,75	1,7	4	2			3	3
Calcaire de Bon-Mesnil		18,25	14,3	15	16			21	9,5
Caillasse de Fontaine-Henry			1,5						
Calcaire de Rouvres	11,8	16	4,4		7	7		10	
Calcaire de Caen	21,7		15,1		20	20		11	
Bajocien		10,6				9		10	
Lias						2			

<i>n°B.S.S.</i>	3.127	3.129	3.130	3.140	3.144	3.145	3.146	3.147	3.148
Commune ou lieu-dit	Billy	Moult	Ouézy	Moult	Ouézy	Argences	Argences	Argences	Argences
date	1978	1977	1986	1993	1998	1998	1995	1995	1995
X	416,120	417,870	422,000	418,530	422,280	418,095	418,160	418,275	418,440
Y	158,390	159,660	156,100	159,480	158,545	161,915	162,150	162,600	162,140
Z	43	25	30	24	49	73	70	62	62
profondeur atteinte (m)	25	75	55	71	31	32	33	20	20
<i>formations</i>									
Marnes sableuses et Calcaire de Crèvecœur							18	15	13
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>					12	14			
Marnes d'Argences					3,5	3,5	3,5	3	3
Marnes d'Escoville					11	11,5	10,5		
Argiles de Lion					4	3			
Calcaire de Langrune			8	7,5					
Caillasse de la Basse-Écarde									
Calcaire de Ranville	4	5	9,5	10,5					
Caillasse de Blainville	0,35	2,2							
Calcaire de Bon-Mesnil	17,1	20,8	18,2	15,5					
Caillasse de Fontaine-Henry	1								
Calcaire de Rouvres			7,6						
Calcaire de Caen			9,4						
Bajocien									

<i>n°B.S.S.</i>	4.1	4.2	4.3	4.4	4.9	4.14	4.15	4.17
Commune ou lieu-dit	Quétiéville	Quétiéville	Saint-Maclou	Mézidon	Saint-Maclou	Quétiéville	Biéville-en-Auge	Cléville
date	1964	1965	1966	1958	1887	1972	1974	1965
X	425,780	425,290	428,780	425,750	428,780	426,800	426,920	423,480
Y	158,010	157,860	154,920	157,825	154,780	159,020	161,050	162,740
Z	16	19	49	15	51	12	8	10
profondeur atteinte (m)	34	52	130	33	112	75	100	72
<i>formations</i>								
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>	3	19	33	14	37		22	15
Marnes d'Argences	11	6				2	9	
Marnes d'Escoville	12,6	7	15	15		12	11	17
Argiles de Lion								
Calcaire de Langrune		10	17			47	8	16
Caillasse de la Basse-Écarde		4	4					
Calcaire de Ranville		7	35				12	11
Caillasse de Blainville								
Calcaire de Bon-Mesnil			15			10	15	
Caillasse de Fontaine-Henry								
Calcaire de Rouvres			>11				11	
Calcaire de Caen							>4	
Bajocien								

<i>n°B.S.S.</i>	4.21	4.25	4.26	4.27	4.28	4.29	4.30	4.31	4.32	4.33	4.34
Commune ou lieu-dit	Percy-en-Auge	Quétiéville	Ouville	Percy-en-Auge	Percy-en-Auge	Ouville	Percy-en-Auge	Percy-en-Auge	Percy-en-Auge	Percy-en-Auge	Percy-en-Auge
date	1983	1991	1993	1993	1994	1995	1991	1991	1991	1991	1991
X	424,320	426,210	427,100	425,850	424,370	427,100	424,440	424,300	424,040	424,035	423,960
Y	154,420	157,350	152,900	154,430	154,430	152,905	154,520	154,980	154,190	154,185	153,575
Z	23	21	26	19	21	26	21	26	24	24	30
profondeur atteinte (m)	79	102	85	84	80	85	30	50	8	22	50
<i>formations</i>											
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>		15									
Marnes d'Argences		8									
Marnes d'Escoville		12,6	6			4					
Argiles de Lion											
Calcaire de Langrune	30	10,2	11	24	14	22	11	10	7	9	6
Caillasse de la Basse-Écarde					3						
Calcaire de Ranville		8,5	10		11		10	10		12	9
Caillasse de Blainville		2									
Calcaire de Bon-Mesnil	15	10	47			7	8	19			19
Caillasse de Fontaine-Henry											10
Calcaire de Rouvres	30	20		35	38	43		>10			>2
Calcaire de Caen		>10									
Bajocien			7	8	8	5					

<i>n°B.S.S.</i>	5.61	5.62	5.63	5.70	5.75	5.76	5.88	5.89	5.97	5.100	5.102	5.103	5.105	
Commune ou lieu-dit	Urville	Urville	Urville	Barbery	Barbery	Barbery	Saint-Germain	Saint-Germain	Moulines	Les Aucrais	Moulines	Moulines	Moulines	
date	?	?	1961	1912	1912	1912	1976	1976	1950	-	1988	1988	1989	
X	408,330	408,435	408,585	403,400	403,500	403,100	407,500	407,480	403,620	408,040	403,650	403,460	403,480	
Y	150,655	150,420	149,925	149,080	149,200	149,000	146,710	146,500	146,560	152,160	146,640	146,950	146,480	
Z	112	105	125	151	149	151	172	172	132	126	132	142	136	
profondeur atteinte(m)	148	271	601	18	167	116	34	24	20	20	18	13	26	
<i>formations</i>														
argiles à silex/Quaternaire														
Marnes à <i>B.latesulcatus</i>														
Marnes d'Argences														
Marnes d'Escoville														
Argiles de Lion														
Calcaire de Langrune														
Caillasse de la Basse-Écarde														
Calcaire de Ranville														
Caillasse de Blainville														
Calcaire de Bon-Mesnil														
Caillasse de Fontaine-Henry														
Calcaire de Rouvres			31	18	25	21,2	24	22,7	2,3	5,9			7,5	
Calcaire de Caen	27	22												
Bajocien														
Lias														
Trias								6		>9,9		1		10
												>3		>13

<i>n°B.S.S.</i>	5.107	5.108	5.109	5.110	5.113	5.118	5.123	5.179	5.180	5.181
Commune ou lieu-dit	Moulines	Urville	Urville	Fontaine-le-Pin						
date	1989	1989	1989	1989	1989	1991	1993	1997	1997	1997
X	403,630	403,460	403	403,420	403,370	403,370	403,420	408,540	408,580	408,540
Y	146,700	146,950	146	146,540	146,740	146,740	146,540	150,680	150,680	145,740
Z	132	142	140	138	145	145	139	121	121	191
Profondeur atteinte(m)	20	43	29	30	37	36	32	34	50	80
<i>formations</i>										
argiles à silex/Quaternaire	15									
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>										
Marnes d'Argences										
Marnes d'Escoville										
Argiles de Lion										
Calcaire de Langrune										
Caillasse de la Basse-Écarde										
Calcaire de Ranville										
Caillasse de Blainville										
Calcaire de Bon-Mesnil										
Caillasse de Fontaine-Henry										
Calcaire de Rouvres		12	5,8		10	7		19	15	29
Calcaire de Caen		2	2,7	4	2	5,8	7,5			17
Bajocien		6,8	8,3	8	9	9,8	9,5			
Lias	>1	>2,2	0	>15	>11	>12,7	>12,3			
Trias										

<i>n°B.S.S.</i>	5.182	5.183	5.184	5.185	5.186	5.187	5.188
Commune ou lieu-dit	Les Aucrais						
date	1994	1994	1994	1994	1994	1994	1994
X	408,720	408,250	408,590	408,815	408,850	408,435	408,565
Y	151,905	151,660	152,150	152,245	152,170	151,920	151,985
Z	105	120	130	130	106	107	105
Profondeur atteinte(m)	30	46	58	49	45	46	30
<i>formations</i>							
argiles à silex/Quaternaire							
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>							
Marnes d'Argences							
Marnes d'Escoville							
Argiles de Lion							
Calcaire de Langrune							
Caillasse de la Basse-Écarde							
Calcaire de Ranville							
Caillasse de Blainville							
Calcaire de Bon-Mesnil							
Caillasse de Fontaine-Henry							
Calcaire de Rouvres	29	28	28	28	32	31	29
Calcaire de Caen							
Bajocien							
Lias	1	8	1	1	10	8,3	0,6
Trias							

<i>n°B.S.S.</i>	6.100	6.101	6.102	6.103	6.104	6.105	7.55	7.61	7.62	
Commune ou lieu-dit	Estrées	Ouilly	Rouvres	Soumont	Soumont	Langan- nerie	Sassy	Épaney	Perrières	
date	1997	1997	1997	1997	1997	1997	1868	?	?	
X	411,880	413,910	414,750	411,080	414,420	410,320	418,850	417,670	419,410	
Y	148,630	147,990	149,750	145,520	143,890	149,360	145,820	143,40	143,680	
Z	112	135	104	168	167	120	75	110	78	
profondeur atteinte(m)	50	72	91	61	50	50	37	22	21	
<i>formations</i>										
argiles à silex/Quaternaire										
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>										
Marnes d'Argences										
Marnes d'Escoville										
Argiles de Lion										
Calcaire de Langrune										
Caillasse de la Basse-Écarde										
Calcaire de Ranville	6		5	2						
Caillasse de Blainville			2			16,9				
Calcaire de Bon-Mesnil	16		15	23		4,8		19,3		
Caillasse de Fontaine-Henry			2							
Calcaire de Rouvres	8	22	11	6	8				10	
Calcaire de Caen	13		16	12	13					
Bajocien			8	6						
Lias	0		3					>2,7		
Trias	0			13	1	>13,6				

<i>n°B.S.S.</i>	8.1	8.2	8.3	8.20	8.32	8.36	8.55	8.56	8.57	8.58	8.59	8.60
Commune ou lieu-dit	St-Pierre-sur-Dives	St-Pierre-sur-Dives	Vendeuvre	Berville	St-Pierre-sur-Dives	Bretteville/D.	Escures	Escures	Escures	Mont-Jacob	Escures	Escures
date	1957	1963	1958	1952	1972	1975	1997	1997	1997	1998	1998	1998
X	425,890	425,720	422,200	428,500	426,300	428,240	423,780	423,860	423,680	426,510	422,800	422,790
Y	149,850	149,760	144,200	147,550	148,930	152,000	151,170	151,050	151,100	147,550	150,110	150,110
Z	37	41	40	73	30	22	49	50	50	58	83	83
profondeur atteinte(m)	25	50	9	62	40	94	40	40	40	19	7	7
<i>formations</i>												
Marnes à <i>B. latesulcatus</i>				30							6,5	6,5
Marnes d'Argences												
Marnes d'Escoville												
Argiles de Lion												
Calcaire de Langrune	5,5	3			16	3,2	6,5	7	6,5	4		
Caillasse de la Basse-Écarde	0,6	0,5				17,8				1,5		
Calcaire de Ranville	7	10,5			14	7	9	11	10,5	8,5		
Caillasse de Blainville						1				4,5		
Calcaire de Bon-Mesnil	12	14,3	6,3			3	11,8			0,5		
Caillasse de Fontaine-Henry						17	16,2	8	7	6,5		
Calcaire de Rouvres						1	2	2	2,5			
Calcaire de Caen			>2,8			14	12	6	8	10		
						>14,5	>8	>5	>3			

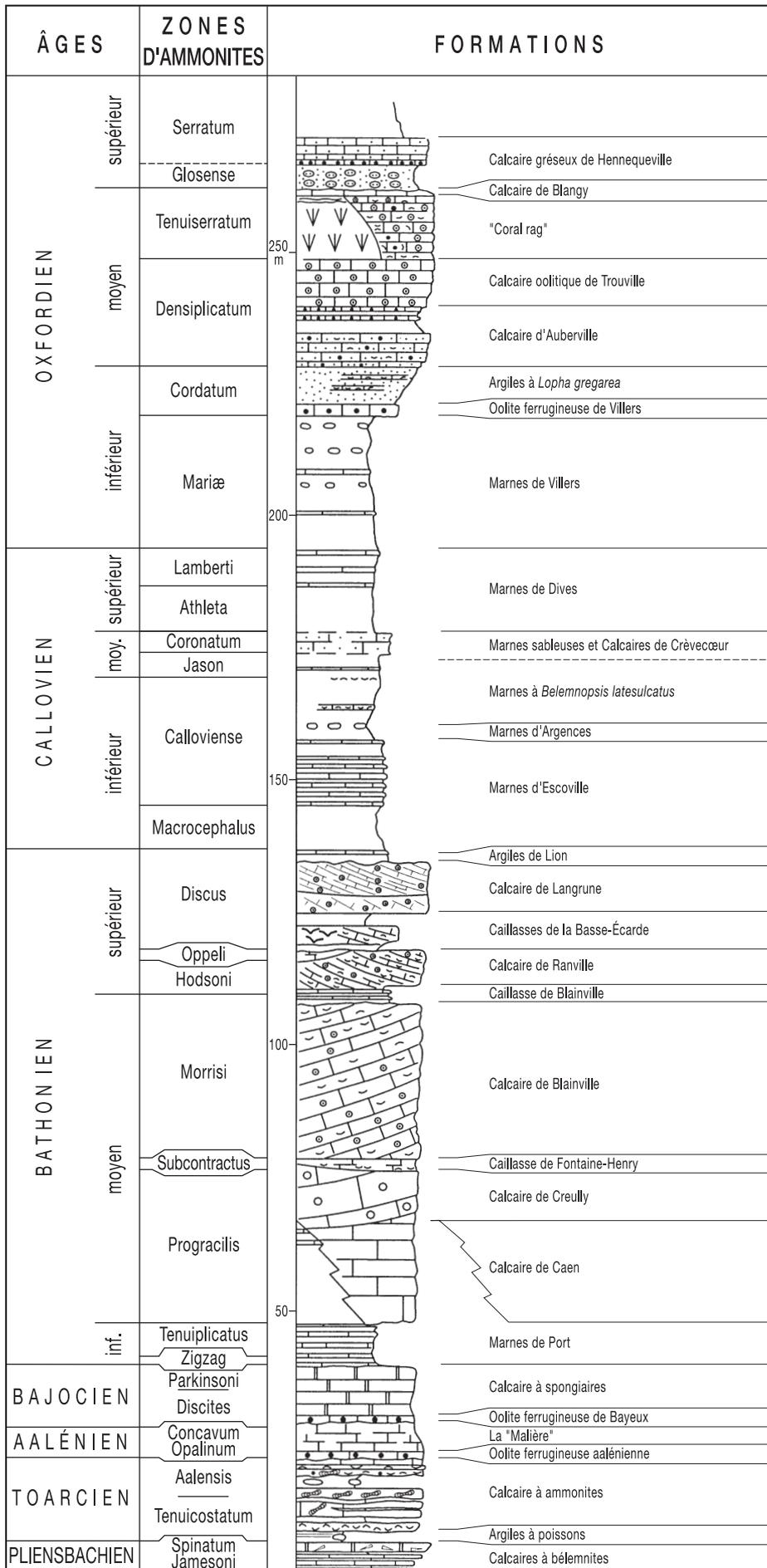


Fig. 3 - Succession lithostratigraphique du Jurassique de la plaine de Caen et du Pays d'Auge (d'après Dugué et al., 1996)