



## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

# VIMOUTIERS

par

F. MÉNILLET, M. RIOULT

## VIMOUTIERS

La carte géologique à 1/50 000  
VIMOUTIERS est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : FALAISE (N° 45)  
à l'est : BERNAY (N° 46)

Mézidon	Livrot	Bernay
Falaise	VIMOUTIERS	Rugles
Argentan	Sées	Laigne



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

Secrétariat de la Carte  
géologique

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

par

**F. MÉNILLET, M. RIOULT**  
avec la collaboration  
de **P. HAVLICEK, A. LECOINTE,**  
**C. MONCIARDINI, P. PASCAUD**

1994

**Éditions du BRGM**  
**Service géologique national**

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

— *pour la carte* : MÉNILLET F., GONZALÈS G., KUNTZ G., RIOULT M., HAVLICEK P., LEBRET P. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Vimoutiers** (177). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet, M. Rioult et coll. (1994), 91 p.

— *pour la notice* : MÉNILLET F., RIOULT M., avec la collaboration de HAVLICEK P., LECOINTE A., MONCIARDINI C., PASCAUD P. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Vimoutiers** (177). Orléans : BRGM, 91 p. Carte géologique par F. Ménillet *et al.* (1994).

© BRGM, 1994. 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 : 2-7159-1177-7

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	5
<b>ABSTRACT</b>	6
<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION ADMINISTRATIVE</i>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	13
<i>TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE     MÉSOZOÏQUE</i>	13
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	17
Paléozoïque	17
Jurassique	20
Crétacé	37
Formations superficielles	43
<b>TECTONIQUE</b>	59
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	64
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	70
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	71
<i>SOLS ET VÉGÉTATION</i>	71
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	72
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	73
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	75
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	77
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	79
<i>RISQUES NATURELS</i>	81
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	81
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	81
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES,     ITINÉRAIRES</i>	82
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	83
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	90
<b>AUTEURS</b>	91

## RÉSUMÉ

Située sur la bordure occidentale du bassin de Paris, la feuille à 1/50 000 Vimoutiers recouvre plusieurs régions naturelles bien différenciées dont les particularités sont en grande partie liées à la nature de leur sous-sol. Au Sud-Ouest, la campagne de Trun est un plateau à soubassement de calcaires de plate-forme marine d'âge bajocien supérieur à bathonien. Ces calcaires fossilisent, de façon remarquable, une ligne d'écueils, émergés lors de leur dépôt, et constitués par des quartzites d'âge ordovicien. Dégagés par l'érosion en raison de leur dureté, ces écueils forment les derniers affleurements du synclinal bocain, structure majeure du Nord-Est du Massif armoricain, avant son ennoisement sous les terrains secondaires du bassin de Paris. Au Sud du fleuve Dives, les calcaires bathoniens sont recouverts par des limons d'origine éolienne qui forment d'excellentes terres agricoles et viennent buter par faille contre des terrains plus récents : marnes du Callovien et surtout silts et sables glauconieux du Cénomaniens formant l'escarpement nord de la forêt de Grande-Gouffern.

Au Nord du fleuve, les calcaires du Bathonien s'ennoient sous les marnes du Callovien, à intercalations calcaires, elles-mêmes recouvertes en discordance par des terrains crétacés, d'âge albien probable à leur base et cénomaniens pour leur masse principale. Ces derniers débutent par des argiles sableuses vert noirâtre très glauconieuses (la « Glauconie de base »), surmontées par des sables glauconieux, puis des craies glauconieuses à bancs durcis qui forment l'armature des plateaux du pays d'Auge méridional. La dissection et l'entaille profonde de ces plateaux par les réseaux fluviaux de la Touques et de la Vie ont donné à la région un relief vigoureux. Les versants occupés par les célèbres prairies du pays d'Auge, plantées de pommiers, prédominent dans le paysage. La qualité des herbages provient de la nature variée de leur sous-sol, à la fois argileux et calcaire, et de leur humidification par les eaux d'écoulement du puissant réservoir aquifère de la craie. Le niveau de sources est constitué par des argiles sableuses dont le fluage provoque de nombreux glissements de terrains.

À l'Est de la cuesta du pays d'Auge s'intercalent successivement, entre les marnes du Callovien et la Glauconie de base, d'autres dépôts marins jurassiques : des marnes puis des calcaires ferrugineux de plate-forme (« Roussier » de Gacé), d'âge oxfordien inférieur, suivis de dépôts oolitiques et périrécifaux (« Grouais ») de l'Oxfordien moyen et des calcaires sublithographiques de l'Oxfordien supérieur. Ces derniers n'apparaissent qu'aux environs de Gacé pour s'épaissir vers l'Est.

À la surface des plateaux du pays d'Auge, les craies du Cénomaniens sont recouvertes par une formation d'altération argileuse à silex, elle-même surmontée, de place en place, par un fin manteau de limons d'origine éolienne. L'extension et l'épaisseur de ces limons augmentent vers l'Est, en passant au pays d'Ouche.

## ABSTRACT

The 1:50 000-scale Vimoutiers sheet, on the western border of the Paris Basin, covers several well-defined natural regions, the features of which depend mainly on the geology. In the southwest, the Campagne de Trun is a plateau of upper Bajocian to Bathonian shelf limestone. Within the limestone is a well-preserved line of reefs of Ordovician quartzite that were emerged at the time of deposition of the limestone. Being resistant to erosion, they have been uncovered and now form the most easterly outcrops of the Bocage Syncline, a major structure in the northeastern Armorican Massif, which then disappears beneath the Mesozoic of the Paris Basin. South of the River Dives, the Bathonian limestone is covered by aeolian loam, which is an excellent agricultural soil, and is faulted against the younger Callovian marl and in particular against Cenomanian siltstone and glauconitic sandstone, forming the northern escarpment of the Grande-Gouffern forest.

North of the river, the Bathonian limestone disappears beneath Callovian marl with limestone intercalations, in turn overlain by Cretaceous deposits, of probable Albian age at the base but mainly Cenomanian. The Cretaceous begins with highly glauconitic greenish black sandy clay (the « Glauconie de base »), overlain by glauconitic sand and then glauconitic chalk with hard bands that form the plateaux of the southern Pays d'Auge. The dissection and deep incision of these plateaux by the Touques and Vie river systems impart a strong relief to the region. Slopes occupied by the well-known meadows of the Pays d'Auge, planted with apple trees, are the predominant feature of the landscape. The quality of the grassland is due to the varied nature of the bedrock, both clay and limestone, and the moisture supplied by water emerging from the thick chalk aquifer. The spring line is at the sandy clay, the flow of which causes numerous landslides.

East of the cuesta of the Pays d'Auge, other marine Jurassic deposits are intercalated between the Callovian marl and the « Glauconie de base » : lower Oxfordian marl followed by ferruginous shelf limestone (the « Roussier » of Gacé), in turn followed by middle Oxfordian oolitic and perireefal (« Grouais ») limestone, and upper Oxfordian sublithographic limestone, which only appears around Gacé, to thicken eastwards.

At the surface of the Pays d'Auge plateaux, the Cenomanian chalk is covered by clay-with-flints, a product of weathering, itself overlain in places by a thin veneer of aeolian loam. The extent and thickness of the loam increase eastward, passing through the Pays d'Ouche.

## INTRODUCTION

### SITUATION ADMINISTRATIVE

La feuille de Vimoutiers se situe dans la région Basse-Normandie. À l'exception de sa bordure septentrionale appartenant au département du Calvados, l'essentiel du territoire qu'elle recouvre fait partie du département de l'Orne. Les communes concernées sont, en partie ou en totalité :

— pour le *département du Calvados* : Les Autels-Saint-Basile, La Chapelle-Haute-Grue, Family, Lisores, Meulles, Moutiers-en-Auge, Les Moutiers-Hubert (moins de 3 ha), Norrey-en-Auge, L'Oudon\*, Saint-Germain-de-Montgommery, Sainte-Foy-de-Montgommery, Tortisambert, Vaudeloges ;

— pour le *département de l'Orne* : Aubry-en-Exmes, Aubry-le-Panthou, Avernois-Saint-Gourgon, Avernois-sous-Exmes, Bailleul, Le Bosc-Renoult, Le Bourg-Saint-Léonard, Camembert, Canapville, Chambois, Les Champeaux, Champosoult, Chaumont, Cisai-Saint-Aubin, Coudehard, Coulonces, Courménéil, Crouttes, Le Douet-Arthus, Écorches, Fel, Fontaine-les-Bassets, La Fresnaie-Fayel, Fresnay-le-Samson, Gacé, Guêprei, Guerquesalles, Louvières, Mardilly, Mesnil-Hubert-en-Exmes, Mont-Ormel, Montreuil-la-Cambe, Neauphe-sur-Dive, Neuville-sur-Touques, Omméel, Orville, Pontchardon, Le Renouard, Résenlieu, Roiville, Saint-Aubin-de-Bonneval, Saint-Évroult-de-Montfort, Saint-Germain-d'Aunay, Saint-Gervais-des-Sablons, Saint-Lambert-sur-Dive, Saint-Pierre-la-Rivière, Le Sap, Silly-en-Gouffern, Survie, Ticheville, Tournai-sur-Dive, La Trinité-des-Laitiers, Villebadin, Villedieu-lès-Bailleul, Vimoutiers.

### SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Vimoutiers de la Carte géologique de la France à 1/50 000 se situe sur la bordure occidentale du bassin de Paris, à proximité du contact avec le Massif armoricain. D'Ouest en Est, les terrains cartographiés appartiennent à trois régions naturelles contrastées (fig. 1) :

— au Sud-Ouest, la *campagne de Trun* (ou Trunois) prolonge la campagne de Falaise et forme une dépression entre la cuesta de la Dives, à l'ENE et le versant septentrional de la *forêt de Grande-Gouffern* au Sud ;

— au centre, la plus grande surface du territoire couvert par la feuille représente la *terminaison méridionale du pays d'Auge*, plateau très disséqué rétréci en pointe entre la cuesta de la Dives à l'Ouest et la vallée de la Touques à l'Est, pour passer au Sud au *pays d'Exmes* (ou Hiesmois), première marche vers les collines du Perche ornais ;

\* L'Oudon regroupe les anciennes communes de Grandménéil, Ammeville, Garnetot, Montpinçon, Notre-Dame-de-Fresnay, Saint-Martin-de-Fresnay, Écots, Tôtes et Licury ; ces quatre dernières sont entièrement situées sur la coupure Livarot.

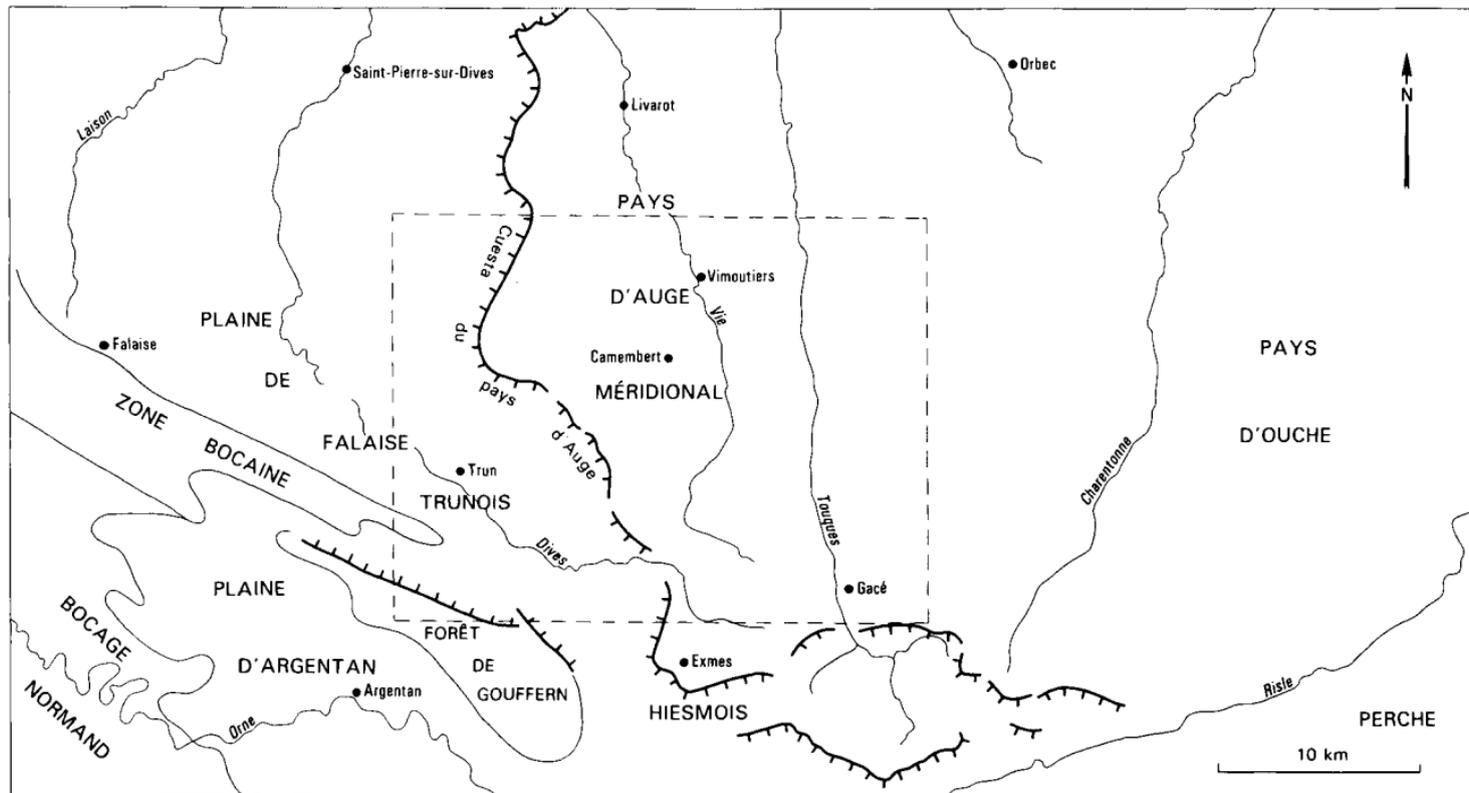


Fig. 1 - Situation de la feuille Vimoutiers dans le cadre des régions naturelles de Basse-Normandie

— à l'Est de la Touques, ce plateau passe rapidement vers l'Est au *pays d'Ouche* où il est moins disséqué que dans le pays d'Auge et partiellement boisé (forêts de Chaumont et de Saint-Évroult).

## CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

### **La campagne de Trun**

Plateau à soubassement de calcaires du Bajocien et du Bathonien, la campagne de Trun s'élève, du Nord-Ouest au Sud-Est, de 80 m environ à 135 m. En avant de la cuesta de la Dives, elle est dominée par quelques buttes de 20 à 40 m d'élévation formées par des niveaux calcaires du Callovien.

Les calcaires du Bathonien fossilisent des pointements rocheux ordoviciens, partiellement dégagés par l'érosion au Sud de Trun, selon deux bandes qui prolongent les crêtes gréseuses les plus orientales de la Zone bocaine, synclinorium paléozoïque majeur du bocage normand. La campagne de Trun est drainée par la Dives, fleuve côtier.

Du fait de la remontée des couches vers le Sud-Ouest, la campagne de Trun présente une forte dissymétrie NE-SW, accentuée par la conservation d'une couverture de loëss quaternaire au Sud du fleuve. Limitée plus au Sud par l'escarpement de la forêt de Grande-Gouffern, oblique par rapport à la cuesta du pays d'Auge, la campagne de Trun se termine en pointe vers le Sud-Est. Ce resserrement a permis aux armées alliées en 1944 de fermer la « poche de Falaise » et de gagner définitivement la bataille de Normandie.

### **La forêt de Grande-Gouffern**

L'angle sud-ouest de la feuille recoupe l'escarpement nord de la forêt de Grande-Gouffern. D'origine tectonique, cet escarpement met à l'affleurement des silts glauconieux (décalcifiés) du Cénomaniens surmontant des marnes et calcaires du Callovien. Culminant à 236 m sur la feuille (248 m sur la coupure Falaise), la partie haute de la forêt renferme des blocs de grès tertiaires résiduels. Allongée selon une direction WNW-ESE, elle limite au Sud le bassin-versant de la Dives. Au Sud de la forêt, les eaux sont tributaires de l'Orne.

### **Le pays d'Auge**

La partie méridionale du pays d'Auge est constituée par un plateau, à soubassement jurassique (Callovo-Oxfordien), plus argileux que calcaire, recouvert par des sables et craies glauconieux du Crétacé supérieur. Ce plateau est profondément disséqué par un chevelu de ruisseaux affluents de la Dives, la Monne, la Vie et la Touques,

tributaires de la Manche. Couverts de formations solifluées et souvent glissées en masse en bas des pentes, les versants sont raides. La surface du plateau s'élève du Nord vers le Sud de 200 m à 290 m et vers le Sud-Ouest jusqu'à 269 m (Le Bois-d'Auge). La couverture limoneuse étant discontinue, peu épaisse et généralement très lessivée, et la charge des sols en silex étant souvent importante, la forêt y occupe encore des surfaces étendues. Liée à l'importance des phénomènes de colluvionnement, de solifluxion et des glissements de terrains en bas de versant, la forme « en auge » des fonds de vallon serait à l'origine du nom de la région.

### **L'Hiesmois ou pays d'Exmes**

Le bassin-versant de la Dives, en amont de Chambois, appartient à un pays de transition entre le pays d'Auge et le Perche : l'Hiesmois où les marnes du Callovien supérieur, bien armées d'intercalations calcaires dures, forment une cuesta distincte de celle de la craie cénomanienne. Cette dernière se termine peu en dessous de la limite méridionale de la feuille où elle prend, comme la partie la plus en amont du cours de la Dives, une direction E-W. En avant de cette cuesta, une butte-témoin recouverte de blocs de grès tertiaires porte le bourg médiéval d'Exmes (feuille à 1/50 000 Sées).

### **Transition vers le pays d'Ouche**

À l'Est de la Touques, le plateau constitué par des couches oxfordiennes à la base, cénomaniennes au sommet avec une couverture de Formation résiduelle à silex, est beaucoup moins disséqué. Il s'élève du Sud au Nord de 220 à 318 m, point culminant de la feuille, à proximité de la cuesta qui limite le pays d'Ouche vers le Sud. Les affluents en rive droite du cours supérieur de la Touques sont peu importants ; les points hauts de la forêt de Chaumont limitent le bassin-versant du fleuve de celui de la Risle, tributaire de la Seine. Traversant le bourg du Sap, les eaux du ruisseau du Grand-Fossé rejoignent l'Orbiquet, affluent du cours moyen de la Touques. Sur les plateaux du pays d'Ouche, des grès tertiaires, d'anciens gisements de minerai de fer et des placages discontinus de limons lœssiques sont fréquents.

La feuille Vimoutiers comprend donc, à l'affleurement, des formations sédimentaires d'âge ordovicien, jurassique (Bajocien, Bathonien, Callovien, Oxfordien), crétacé (Cénomaniens), tertiaire et quaternaire (limons lœssiques, alluvions, formations de versants), ainsi que des formations d'altération, principalement la Formation résiduelle à silex, d'âge tertiaire à quaternaire.

La disposition du réseau hydrographique de cette région est liée à la structure en demi-cuvette d'axe S-N de sa partie méridionale, facile à mettre en évidence par l'hypsométrie du mur de la Glauconie de base. Dans le réseau secondaire de la Vie et de la Touques, les directions prédominantes sont SW-NE et SE-NW, d'origine structurale

probable, mais sans relations avec des accidents importants. Le cours de la Dives est subparallèle à l'alignement des écueils du Grès armoricain et à la faille limitant au Nord-Est l'escarpement de la forêt de Gouffern.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

### Travaux antérieurs

Les cartes départementales du Calvados (Caumont, 1825), de l'Orne (Blavier, 1842), de l'Est de ce département (Le Puillon de Boblaye, 1837a), puis la carte géologique de France à 1/500 000 de P.A. Dufrenoy et L. Elie de Beaumont (1842) fournissent les premiers éléments cartographiques sur la région ; la seconde est complétée par une monographie sur le département de l'Orne (Blavier, 1842). L'exploration détaillée du sous-sol débute avec les levés de la Carte géologique à 1/80 000 : coupure Bernay (n° 46), pour la moitié orientale de notre carte à 1/50 000 Vimoutiers ; coupure Falaise (N° 45) pour la moitié occidentale. Deux éditions se succèdent pour le 1/80 000 Bernay : 1880 (A. Guyerdet) et 1944 (A. Bigot) ; quatre pour celui de Falaise : 1892 (L. Lecornu), 1916 et 1946 (A. Bigot), 1962 (C. Pareyn). En 1926 paraît, de façon assez exceptionnelle, une carte géologique départementale pour l'Orne (A. Bigot).

Depuis la publication des dernières éditions du 1/80 000 et la synthèse régionale de L. Dangeard (1951), les recherches géologiques dans le champ de la feuille Vimoutiers sont essentiellement poursuivies par les centres universitaires et CNRS de Caen sur le Jurassique de la région, avec des cartes à 1/25 000 inédites, utilisées dans le 1/50 000 Vimoutiers : diplôme d'études supérieures de G. Féray (1959), avec une carte des environs de Gacé ; d.e.s. de C. Chevillon (1964), avec une carte de la campagne de Trun—Chambois. La base actuelle des connaissances sur le Lias régional est donnée par M. Rioult (1968, 1980). Le Cénomaniens du pays d'Auge a été finement étudié par P. Juignet (1974). Plus récemment, des études très détaillées en sédimentologie et stratigraphie séquentielle concernent les terrains bathoniens (Rioult et Fily, 1975 ; Fily et Rioult, 1980) et callovo-oxfordiens (Paienda, 1987 ; Dugué, 1987 à 1991 ; Dugué et Rioult, 1989).

Des grandes synthèses permettent de replacer les observations locales dans leur cadre régional : Synthèse géologique du bassin de Paris, 1980 (P. Juignet pour le Crétacé, M. Rioult et G. Fily, pour le Jurassique) ; stratigraphie séquentielle des affleurements du Jurassique moyen et supérieur du bassin anglo-parisien (Rioult *et al.*, 1991). La seule monographie géomorphologique locale est celle de C. Barbey (1967), les principales données régionales étant fournies par H. Elhäi (1963), C. Klein (1974) et P. Lautridou (1984).

## Conditions d'affleurement et choix cartographique

Dans la campagne de Trun, les formations jurassiques, principalement les calcaires et les niveaux durs des ensembles marneux, affleurent largement dans les labours. En contrepartie, en pays d'Auge, Hiesmois et forêt de Grande-Gouffern, une couverture végétale quasi continue laisse peu apparaître le sous-sol. En outre, les versants sont généralement recouverts de matériaux soliflués, craie et Formation résiduelle à silex, souvent glissés en masses, l'émergence de l'aquifère de la craie au-dessus du niveau plastique de la Glauconie de base favorisant les loupes de glissement et les coulées boueuses. Si la position de la Glauconie de base peut être déterminée par quelques affleurements en place et une rupture de pente symptomatique sur le versant, les formations jurassiques sous-jacentes sont presque complètement masquées par les masses glissées et solifluées dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 10 m dans la vallée de la Touques, en aval de Ticheville. Dans ce secteur, ces formations n'ont pu être atteintes même en sondage et n'ont donc pas été représentées comme sur la carte à 1/80 000 où leur figuration ne pouvait être qu'hypothétique. Malgré un relief très vigoureux pour le bassin de Paris, ces régions sont donc difficiles à cartographier, et la précision des contours par rapport aux courbes de niveau y est rarement inférieure à la dizaine de mètres.

## Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Par comparaison avec les levés géologiques antérieurs de la Carte à 1/80 000, feuilles n° 45 Falaise (Est) et n° 46 Bernay (Ouest), la présente cartographie à 1/50 000 apporte des précisions à la connaissance du sous-sol de la région étudiée.

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

- pointements de grès ordoviciens à travers les calcaires jurassiques (alignement oriental) ;
- formations jurassiques et crétacées avec distinction de nouveaux repères et d'unités complémentaires ;
- formations résiduelles (Tertiaire) et superficielles (Quaternaire), auparavant largement ignorées.

• **Du point de vue stratigraphique**, la succession biostratigraphique jurassique et crétacée est détaillée et précisée par de nouvelles coupes et récoltes de fossiles : Bathonien, Callovien, Oxfordien, et Céno-manien.

L'étude des microfossiles contenus dans les silex de la Formation résiduelle à silex montre que l'altération et l'érosion ont enlevé une importante tranche de la série du Crétacé supérieur, pouvant aller du Turonien au Campanien inférieur.

• **Du point de vue lithologique et pétrographique**, la composition des différentes formations se trouve précisée par des analyses minéralogiques et des études pétrographiques.

Pour ce qui concerne la géologie de surface, de nombreuses formations superficielles ont été identifiées. Des constructions calcaires d'âge holocène à actuel (tufs et travertins) ont été découvertes dans le lit de la Vie et de la Touques, ainsi qu'à l'exurgence de quelques sources et au fond de vallons.

• **Du point de vue structural**, divers accidents cassants (failles de Gouffern et de Sainte-Eugénie) et déformations sont révisés et interprétés.

Les observations et recherches effectuées dans le cadre du levé de la carte à 1/50 000 Vimoutiers ont donné lieu à deux publications dans la revue « Géologie de la France » : la première démontre que l'extension des mers sénoniennes vers le Nord-Est du Massif armoricain a été beaucoup plus importante qu'il n'était admis jusqu'à présent (Ménillet et Monciardini, 1991); la seconde consacre la réussite d'une collaboration franco-tchèque en cartographie géologique (Havlicek *et al.*, 1991).

## DESCRIPTION DES TERRAINS

Avant de décrire les formations ordoviciennes affleurant en paléo-reliefs exhumés au milieu de dépôts d'âge jurassique, la rubrique suivante fera le bilan de nos connaissances sur les terrains protérozoïques et paléozoïques masqués par la couverture secondaire.

### *TERRAINS MASQUÉS PAR LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE*

Le sous-sol profond de cette région et les relations de la couverture mésozoïque avec le socle paléozoïque ou briovérien restent encore mal connus, peu de sondages traversant la couverture secondaire (tabl. 1). Cependant, les formations jurassiques se relèvent dans l'ensemble vers l'WSW et la surface de la pénéplaine posthercynienne, ennoyée sous la couverture mésozoïque, remonte également d'Est en Ouest et vient au jour à l'Ouest du territoire cartographié (feuille à 1/50 000 Falaise). Là où elle affleure, cette pénéplaine montre une forte inversion des reliefs entre la surface d'érosion sur synclinaux paléozoïques et celle sur l'encaissant briovérien plus tendre.

En conséquence, dans le secteur sud-ouest de la feuille Vimoutiers apparaissent deux crêtes quartzitiques ordoviciennes : celle du Grès armoricain au Nord, suivie de Villedieu-lès-Bailleul à Tournai-sur-Dive; et celle du Grès de May, au Sud, visible depuis le Nord de Bailleul jusqu'à Aubry-en-Exmes. Formant deux alignements parallèles de pointements rocheux, ces reliefs percent les calcaires du Bathonien moyen, subhorizontaux, de la campagne de Trun. Ces écueils de la mer

Commune	NEAUPHE- S/DIVE	TRUN	FEL		GACÉ		SAINT-ÉVROULT- DE-MONTFORT			GACÉ			SAINT-ÉVROULT-DE- MONTFORT		MARDILLY	NEUVILLE- SUR-TOUQUES		MARDILLY	NEUVILLE- S/TOUQUES	
			6-8	6-9	8-1	8-3	8-4	8-5	8-6	8-7	8-8	8-9	8-10	8-11		8-12	8-13			8-14
Numéro d'archivage national	5-21	5-22	6-8	6-9	8-1	8-3	8-4	8-5	8-6	8-7	8-8	8-9	8-10	8-11	8-12	8-13	8-14	8-15	8-16	
Année	1992	1958	1981	1981	1933 et 1952	1967	1992	1992	1992	1992	1992	1992	1992	1992	1993	1993	1993	1993	1993	
Coordonnées Lambert	x	433,825	431,325	436,150	436,240	450,925	449,800	449,370	449,050	449,070	450,525	450,575	450,600	448,950	449,200	448,775	449,100	448,925	448,350	448,750
	y	1129,425	1130,500	1122,900	1123,440	1123,000	1124,275	1125,430	1125,150	1125,090	1123,875	1123,830	1123,775	1124,700	1124,600	1128,925	1131,750	1130,250	1129,150	1130,250
Cote au sol	93	116	125	129	259	181	175	185	180	200	205	210	225	220	167	157	157	167	167	
Profondeur	64	90	19	19	104	19	23	16	16	10	15	14	40	39	30	22	28	25	25	
Formation superficielle représentée par sa notation	C				RS Sc1-2	Fz Fy/2,7	Fz Fy/4	S			SC		C		S	S/0,5	S	SC		
Cénomannien	Craie glauconieuse C1-2				16,5								↓	1						
	Albien												8	5						
Oxfordien	Calcaire à astartes j6				43,30															
	Grouais j5				+							1	↓	16	11	0,5		4,5		
	Roussier j4f				+			5	↓	↓	4	4	30	28	8	7	11	7	10	
Callovien	Marnes à pernes j3c-4a					4,5,	7,	9,	16,	8,	13,	12,	38,	37,	19,	20,	25,5,	21,	23,	
	j3b																			
	j3a																			
Bathonien	j2c			↓	↓															
	j2b2	0,5	↓	17,	16,															
	j1-2a	+	29																	
Lias probable	56,																			
Paléozoïque ou Protérozoïque		58, (altéré)																		

Commune	MOUTIERS- EN-AUGE	MOUTIERS- EN-AUGE	VIMOUTIERS	LES AUTELS- SAINT-BAZILE			VIMOUTIERS			CANAPVILLE		TICHEVILLE	NÉAUPHÉ- SUR-DIVE	GUÉPREI	TRUIN	SILLY-EN- GOUFFERN		BAILLEUL	SILLY-EN- GOUFFERN	
	1-1	1-13	2-1	2-12	2-13	2-14	3-1	3-2	3-19	3-20	4-6	4-7	5-1	5-11	5-22	5-16	5-17	518	5-19	
Numéro d'archivage national	1946	1990	1967	1990	1990	1990	1947	1967	1990	1990	1990	1990	1966	1981		1989	1989	1989	1989	
Coordonnées Lambert	x	431,200	431,500	440,950	436,450	436,350	436,030	443,550	442,900	443,250	448,350	448,875	448,725	433,530	429,100	(432,2)	429,425	429,600	428,100	430,200
	y	1136,100	1136,350	1136,750	1140,275	1140,275	1140,100	1138,650	1139,300	1139,030	1140,600	1140,550	1137,315	1129,160	1130,100	(1130,5)	1122,825	1122,700	1124,050	1123,075
Cote au sol	146	135	200	120	138	160	99	96	110	130	128	144	92	76	(115)	208	188	218	173	
Profondeur	37,70	4	66	14	8	23	51	10,85	10,50	12	8,30	12,50	50,50	26	90	31	10,5	4	11	
Formation superficielle représentée par sa notation	X	C	C RS/0,4	X S <sub>js</sub>	S <sub>js</sub>		S	X Fz 0,5	X	SC	SC	S	C	Tz		C	C	R	S	
Cénomane	Craie glauconieuse C1-2		18													0,2				
	Glaucanie de base n7-C1		50				↓ altérée									8,4	0,2		5	
Orlévien	Calcaire à astartes j <sub>e</sub>																			
	Grouais j <sub>s</sub>										2,50 (altéré),	3,50 (altéré),	12 (altéré),							
	Roussier j <sub>4R</sub>																			
	Marnes à perles j <sub>3c-4</sub>			59,	2,5,	2,	4,	3,	4,	1,										
Callovien	j <sub>3b</sub>		2	1,																
	j <sub>3a</sub>															30,	10,3,		5,1,	
	j <sub>2c</sub>																			
Bathonien	j <sub>2b2</sub>												0,55		0			0,2,		
	j <sub>1-2a</sub>												27,	8	29					
Lias probable																				
Paléozoïque ou Protérozoïque														17,	58,					

**Tableau 1 — Principaux forages répertoriés dans la banque de données du sous-sol du BRGM.** Les chiffres correspondant aux formations géologiques indiquent la profondeur du toit de ces formations.

↓ début du forage;  lacune d'érosion;  lacune de dépôt; + formation probablement traversée mais non identifiée; \* formation pénétrée en fin de forage; ( ) coordonnées approximatives.

jurassique prolongent exactement, vers l'Est, les crêtes gréseuses du flanc nord du massif de Falaise et impliquent la continuité du synclinorium bocain sous la couverture mésozoïque au moins jusqu'à Aubry-en-Exmes. Le reste des formations paléozoïques constituant ce synclinorium se trouve entièrement recouvert par les terrains jurassiques, de même que la bande de Briovérien qui sépare à l'Ouest cette structure du synclinal d'Urville.

Cependant, les données géophysiques (voir le schéma structural de la carte) montrent que ces structures se prolongent très probablement dans le champ de la feuille Vimoutiers, même le synclinal d'Urville, bien qu'une fermeture périclinale se dessine dans la région de Perrières (feuille à 1/50 000 Mézidon), à la faveur d'un relèvement de son axe.

### **Briovérien**

Les dépôts gréseux (wackes) et schisteux (siltites plus ou moins schistosés), sont vraisemblablement bien représentés dans une large bande comprise entre le Nord de Trun et Gacé. Deux kilomètres au NNE de Trun, le sondage 5-22 a traversé, sous 58 m de calcaires jurassiques, 32 m d'argile blanche à fragments de schistes et grains de quartz, interprétés comme « des produits d'altération des schistes précambriens » (Briovérien; Chevillon, 1964). L'extension des assises du Briovérien dans l'angle nord-est de la carte, au Nord du prolongement probable du synclinal d'Urville (voir le schéma structural), est plus hypothétique.

### **Cambrien**

À moins de 2 km à l'Ouest de Fontaine-les-Bassets, le socle paléozoïque est entamé par la vallée de la Dives : des conglomérats rapportés au Poudingue pourpré (base du Cambrien régional) viennent au jour sous l'église d'Ommoy (feuille à 1/50 000 Falaise) en rive gauche, tandis que les schistes et calcaires du Cambrien inférieur constituent la rive droite du pont d'Ommoy. Cette succession traduit l'existence d'un flanc sud de pli synclinal, très rapproché du massif de Falaise—Montabard puisque les conglomérats du flanc nord de cette unité structurale se rencontrent au Nord de Guêprei. Il semble donc qu'un pli varisque s'amorce au Nord-Est d'Ommoy et puisse se développer sous les terrains cartographiés. Les assises du Cambrien devraient être normalement représentées sur les flancs nord et sud des prolongements du synclinorium bocain et du synclinal d'Urville (voir le schéma structural). Leur continuité n'est cependant pas assurée, le bord de ces structures synclinales pouvant être affecté par des failles chevauchantes.

### **Ordovicien et Silurien**

Les quartzites et schistes de l'Ordovicien, ainsi que les ampélites du Silurien, pourraient être bien représentés dans les prolongements du

synclinal d'Urville et du synclinal bocain suggérés par N. Debégliat (1980) d'après les données géophysiques (voir le schéma structural).

### **Surface posthercynienne**

L'érosion différentielle et l'inversion du relief affectant la surface de la pénéplaine posthercynienne dans sa zone d'affleurement à l'Ouest (feuille Falaise) impliquent des variations d'épaisseur et des changements de faciès dans la couverture mésozoïque jusque sur le territoire de la feuille Vimoutiers. D'abord, dans les intervalles séparant les synclinaux bocain d'Urville et de May, il faut s'attendre à des épaisissements à l'aplomb des anticlinaux briovériens, surcreusées dans leurs roches plus tendres. Ensuite, à plus grande échelle, les couches s'amincissent du Nord au Sud, se biseautent ou disparaissent sur les écueils.

Le petit nombre de sondages utilisables (tableau 1) n'a pas permis de reconnaître dans le détail la série mésozoïque anté-bajocienne. Toutefois, il est possible d'en reconstituer la succession la plus vraisemblable en se fondant sur les tendances de la sédimentation dans les régions adjacentes (surtout sur la feuille Falaise).

Reposant directement sur le socle, la formation argilo-sableuse bariolée, à stratification lenticulaire, passées de cailloutis fluviatiles et empreintes végétales (« Argiles, sables et galets du calvaire de Falaise ») affleure largement dans Falaise et autour de la ville, se prolongeant vers l'Est (Villy-lès-Falaise, Éraines) et se biseautant du Nord-Ouest au Sud-Est. Rapportés au Trias supérieur continental, ces dépôts sont très argileux à leur partie inférieure, rougeâtres, rosés ou grisâtres sur au moins 5 à 6 m, puis sableux à lentilles de graviers et galets de roches siliceuses anciennes. Les sables sont souvent cimentés par des oxydes de fer. Encore suffisamment épaisse en contrebas des reliefs posthercyniens à l'Ouest, cette formation peut être représentée çà et là dans les paléocreux de la surface continentale antétriasique, même dans les gouttières séparant les crêtes quartzitiques comme dans les autres synclinaux.

Sous l'ensemble calcaire bajocien-bathonien, le sondage 5-21 a rencontré 8 m d'argile verte, un peu feuilletée, rappelant certains faciès d'âge pliensbachien terminal à toarcien supérieur des environs d'Argentan (Kuntz *et al.*, 1989).

## **TERRAINS AFFLEURANTS**

### **Paléozoïque**

Seules des formations paléozoïques dures, quartzitiques, formant des paléoreliefs plus ou moins exhumés de la couverture secondaire par l'érosion, viennent à l'affleurement. Elles apparaissent selon deux bandes d'orientation WNW-ESE. Bien visible et exploitée en carrière,

la plus septentrionale peut être attribuée sans hésitation à la Formation du Grès armoricain. La bande méridionale ne comprend que quelques chicots de quartzites qui peuvent appartenir aussi bien à la Formation du Grès de May qu'à celle du Grès armoricain. La première attribution, adoptée par la carte à 1/80 000 Falaise, implique une série normale sur le flanc nord du synclinal de Montabard ; la seconde, une série perturbée par la présence d'écaillles tectoniques. Ces deux bandes de rochers de quartzites constituent les affleurements les plus orientaux de la Zone bocaine (Lecornu, 1892), synclinorium constitué de terrains d'âge cambrien, ordovicien et silurien, qui s'étend presque jusqu'à la côte occidentale du Cotentin.

**02. Arénigien. Formation du Grès armoricain : quartzites.** Gris à blanc grisâtre, à grain fin, très dur (quartzite), le Grès armoricain affleure dans la partie sud-ouest de la carte en chicots rocheux et en carrière. Ces affleurements sont localisés le long d'une bande de 250 m de large environ, orientée WNW-ESE, correspondant à un paléorelief de la surface posthercynienne façonné par l'érosion au flanc nord du synclinal paléozoïque de Montabard.

Le front occidental de la carrière de Tournai-sur-Dive, en limite avec la commune de Villedieu, normal à la direction des couches subverticales, donne une coupe continue d'une longueur de 170 m environ, correspondant au moins aux parties moyenne et supérieure de la Formation du Grès armoricain. La coupe comprend, du Nord vers le Sud, en montant la série stratigraphique :

- (a) - 26 m de quartzites massifs, à bancs mal individualisés ou épais (ordre du mètre) ;
- (b) - 4 m de quartzites, en bancs peu épais (0,25 m en moyenne) à joints de siltites ;
- (c) - 12 m de quartzites en bancs de 0,20 à 0,50 m, avec quelques joints de siltites ;
- (d) - 20 m de quartzites massifs, un peu rubanés dans leur partie supérieure ;
- (e) - 3 m de petits bancs de quartzites séparés par de fines couches de siltites ou d'ampélites ;
- (f) - 13 m de quartzites massifs, en bancs métriques, avec quelques intercalations de siltites, l'une d'elle pincée par une faille directionnelle ;
- (g) - passée de siltites cataclasées ;
- (h) - 12 m de quartzites en bancs peu épais (inf. à 30 cm), parfois rubanés, à nombreuses intercalations d'ampélites et de siltites ;
- (i) - 11 m de quartzites en bancs assez épais atteignant souvent 0,75 m ;
- (j) - 1,50 m de quartzites souvent rubanés en petits bancs, avec intercalations de siltites ;
- (k) - 25 m de quartzites massifs, rubanés dans leur partie inférieure, en bancs atteignant et dépassant souvent 1 m d'épaisseur ;
- (l) - 14 m de quartzites en petits bancs, d'une épaisseur généralement inférieure à 0,40 m, à nombreuses intercalations de siltites et

d'ampélites; bourrage tectonique (faille directionnelle) à 4 m du sommet;

- (m) - 7,50 m de quartzites massifs en bancs métriques;
- (n) - 1,50 m de quartzites en petits bancs (inf. à 0,30 m) à intercalations d'ampélites et de siltites;
- (o) - 5 m de quartzites en bancs de 0,40 à 1 m;
- (p) - 17,50 m de petits bancs de quartzites assez fins à nombreuses intercalations de siltites à joints parfois micacés (épaisseur cumulée des siltites : 1 m);
- (q) - 20 m de quartzites massifs, un peu cataclasés et altérés (proximité de la surface).

Dans les 60 m inférieurs, sans intercalations de siltites, les quartzites ont une teinte très claire, parfois presque blanche; dans les parties moyenne et supérieure de la coupe, leur teinte est beaucoup plus foncée, gris soutenu, parfois un peu bleuté. Les niveaux d'ampélites n'ont livré aucune microflore. Dans l'ensemble (p), un petit niveau bréchique, à galets de schistes, rappelle un faciès fréquent à la partie supérieure du Grès armoricain (indication orale de J. Le Gall). Les ensembles (h) à (q) appartiennent donc probablement à la partie supérieure du Grès armoricain.

Selon M. Donsimoni *et al.* (1976), la série du Grès armoricain comprendrait ici :

- à la base, une formation conglomératique locale;
- une unité quartzitique inférieure, à grain moyen à fin, en bancs massifs; les 60 m inférieurs [(a) à (d)] de la coupe de Tournai, sans intercalations de siltites, peuvent être rapportés à cette unité;
- une unité quartzitique supérieure, à grain fin, généralement litée, en bancs d'épaisseur variable, avec interlits silteux généralement micacés [(d) à (q), épaisseur 110 m].

Cette dernière unité est également bien exposée dans la carrière voisine de Villedieu-lès-Bailleul, aujourd'hui abandonnée. Les passées fines y moulent des figures sédimentaires (Chevillon, 1964; Doré *et al.*, 1977), en particulier des rides de courant et pistes d'animaux, simples (vers) ou doubles (trilobites). Dans sa partie inférieure, elle comprend des passées riches en minéraux lourds (anatase, rutile et zircons; voir la rubrique « Gîtes et indices minéraux »).

**04-5. Llandeilien—Caradocien? Quartzites pouvant appartenir à la Formation du Grès de May.** Sur des affleurements de très faible extension, il n'est pas possible de distinguer les quartzites du Grès armoricain de ceux du Grès de May. Une recherche de microflore sur une intercalation de siltites dans les quartzites de la carrière des Tourelles, 500 m au Sud-Ouest de l'église d'Aubry-en-Exmes, ayant été négative, nous avons conservé l'interprétation de la carte à 1/80 000, fondée sur des affleurements plus étendus sur la coupure à 1/50 000 Falaise. Plus à l'Est, au fond des anciennes carrières Martin des Grands-Chemins (dites encore des Trois-Villages), affleuraient des

grès grisâtres, bistres ou rosés à intercalations micacées (psammites) noires. Ces grès présentent des structures tubulaires, perpendiculaires à la stratification, évasées vers le haut, correspondant à d'anciens terriers de vers (*Scolithes* = *Tigillites*; Bigot, 1886; Chevillon, 1964).

## Jurassique

Les plus anciens terrains reconnus à l'affleurement sont datés du Bajocien supérieur et les plus récents de l'Oxfordien supérieur. Marine, la série jurassique locale comprend trois grands ensembles correspondant à trois épisodes principaux de la sédimentation du Dogger et du Malm en Basse-Normandie; de bas en haut :

- des calcaires de plate-forme du Bajocien au Bathonien supérieur;
- une série marneuse à intercalations de calcaires silteux, parfois ferrugineux, du Callovien–Oxfordien inférieur;
- des calcaires de plate-forme de la fin de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien supérieur.

Affleurant uniquement dans la campagne de Trun, l'ensemble calcaire du Bajocien–Bathonien a été subdivisé sur la carte en trois unités cartographiques, bien différenciées par leur lithologie principale :

- Bajocien à Bathonien moyen basal, calcaires bioclastiques fins, pouvant présenter des faciès grossiers à conglomératiques à la base;
- Bathonien moyen élevé, calcaires oolitiques;
- Bathonien supérieur, calcaires bioclastiques assez grossiers.

### Bajocien à Bathonien moyen

j1-2a. **Bajocien à Bathonien moyen basal. Calcaire de Fresné-la-Mère, bioclastique grossier, conglomératique à la base; Calcaire de Bailleul, fin; calcaires à pellets**

• **Bajocien supérieur. Calcaire de Fresné-la-Mère à *Acanthothyris spinosa*** (zones à Niortense, Garantiana et Parkinsoni). Calcaire jaunâtre bioclastique, gréseux à sableux, à rhynchonelles épineuses; grossier conglomératique à la base, avec graviers à enduits ferrugineux disséminés dans la partie moyenne, et plus fin, blanchâtre à la partie supérieure.

Ce calcaire biopelmicritique, sableux à silteux, repose d'ordinaire sur la surface d'érosion ravinant les calcaires gréseux pliensbachiens autour de Falaise à l'Ouest, mais, localement, il peut y recouvrir des lentilles de Toarcien ou d'Aalénien érodées au sommet. Il débute généralement par un mince horizon conglomératique (5 à 10 cm) avec galets de quartzites (Grès armoricain, Grès de May), dragées de quartz, fragments roulés de calcaire ou grès liasique phosphatés, noirâtre ou ferrugineux, dans une matrice bioclastique grossière et gréseuse. Ce conglomérat contient des nuclei d'ammonites

(*Strenoceras*, *Garantiana*, tronçons de *Spiroceras*, *Cadomites*), des moules internes de gastropodes (*Pictavia bajocensis*, *Pleurotomaria*) et de bivalves fouisseurs (*Pleuromya*, *Trigonia*), ainsi que des brachiopodes (*Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, premiers *Acanthothyris spinosa*).

Ce conglomérat passe vers le haut à un calcaire bioclastique silto-sableux, dur, avec des graviers de quartz ou de grès à enduit rouille de goëthite; épais de 10 à 15 cm, ce niveau renferme surtout des *A. spinosa*, rhynchonelle à test épineux rose violacé, dans la région de Falaise, et quelques ammonites (*Strigoceras truellei*, *Parkinsonia* sp., *Polyplectites* sp.) de la sous-zone à *Densiscosta*, base de la zone à *Parkinsoni*. Ce niveau moyen est terminé par une surface durcie, ondulée, très irrégulière.

Enfin, à la partie supérieure, le grain est plus fin et les bancs calcaires blanchâtres se débitent en plaquettes et contiennent essentiellement des rhynchonelles en nids (*A. spinosa*) et des bivalves (*Entolium corneolum* = *silenus*, *Limatula gibbosa*); ce niveau supérieur, le plus épais (environ 2 m), montre une surface durcie et perforée à 30-35 cm sous son toit usé et perforé.

Dans la campagne de Trun, ce sont surtout ces derniers bancs de calcaire fin blanchâtre à rhynchonelles et bivalves qui affleurent au fond de la vallée de la Dives et des vallons affluents, entre Fontaines-Bassets (Le Bout-aux-Nobles, Les Cabarets), le bourg de Trun (en amont de Magny) et celui de Coulonces, ainsi qu'au fond des anciennes carrières de Bailleul, au pied du versant nord de la forêt de la Grande-Gouffern.

• **Bathonien inférieur (?) - moyen basal. Calcaire de Bailleul** (zone à Prograalis). Calcaire blanc crayeux, tachant les doigts, ou calcaire à grain fin, en gros bancs, se débitant en dalles.

Ce calcaire correspond, dans la campagne de Trun, au prolongement des faciès des calcaires de Caen, de Quilly et d'Aubigny-Saint-Pierre-Cornivet, connus au Nord-Ouest (feuilles Caen et Mézidon) et à l'Ouest (feuille Falaise).

Autour de Falaise, ce calcaire repose sur la surface durcie et perforée terminant le Calcaire de Fresné-la-Mère. Par ailleurs, ce calcaire est vraisemblablement lui-même terminé par une discontinuité de sédimentation, juste au-dessous de l'apparition des premières oolites du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil. Ces deux contacts discrets sont difficiles à mettre en évidence dans les calcaires poreux, généralement très cryoturbés à l'affleurement.

Dans la campagne de Trun, ce calcaire se biseaute sur les crêtes gréseuses ordovigiennes, mais il pourrait atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur à l'écart des écueils. Il a surtout été exploité entre le village de Bailleul et la route D 916 pour alimenter un four à chaux. Sa puissance et ses textures varient en fonction de la proximité des reliefs résiduels du socle paléozoïque sous-jacent, contre lesquels ces bancs s'amincissent et disparaissent.

Cette pelbiomicrite est formée d'une mouture fine de débris squelettiques d'invertébrés marins, de pelles résédimentés et de minéraux remaniés, dans une matrice boueuse micritique ou un ciment spathique par endroits. Les bioclastes fins sont micritisés, souvent corrodés ou perforés à leur périphérie. Ils dérivent essentiellement de test de bivalves, gastropodes, échinodermes variés (oursins, étoiles de mer, ophiures, crinoïdes et holothurides), brachiopodes (rhynchonelles, térébratules), rares bryozoaires et serpules, spicules d'éponges fréquents, foraminifères et ostracodes ; les coprolites de crustacés et de bivalves limivores sont communs dans les passées bioturbées. Plus rarement se rencontrent des écailles de poissons ou quelques débris d'os de vertébrés, phosphatés. La matrice boueuse est partiellement redistribuée sur le trajet des organismes fouisseurs ou par lessivage des terriers : les plages micritiques et spathiques sont parfois juxtaposées en mosaïque. Les textures évoluent des wackestones à la base vers des packstones à la partie supérieure, tendance évolutive rappelant celle du Calcaire de Caen. Bioclastes brisés *in situ*, pelles impressionnés, indiquent quelques épisodes de compaction dans certains bancs.

La fraction minérale insoluble comporte surtout des petits grains de quartz non usés, dispersés irrégulièrement, accompagnés au voisinage des pointements du socle paléozoïque de fragments millimétriques à centimétriques de quartzites ordoviciens arrachés aux écueils. Le cortège de minéraux argileux est constitué de smectite et d'illite dominantes, avec traces de kaolinite. La teneur en carbonates atteint 95 à 99 % et ce calcaire fournissait autrefois une excellente chaux pour l'agriculture.

Au Nord-Ouest (Quilly, Les Ocrets, Bretteville-le-Rabet) comme à l'Ouest (Villers près Montabard) sur la feuille Falaise, ce calcaire contient des cordons de nodules ou des bancs lenticulaires de silex gris ou noirs dans sa partie supérieure. Dans le secteur cartographié, ces silex n'ont pas été observés, bien que les plages silicifiées soient assez communes dans les lames minces de cette roche examinée au microscope.

La macrofaune n'est représentée dans les environs de Bailleul que par des bivalves (*Entolium corneolum*, *Stegocarcha ampla*, *Gervillella ovata* = *pernoïdes*, *Myophorella* sp. ; toutes espèces connues dans le Calcaire de Caen), de rares brachiopodes mal conservés (rhynchonelles et térébratules écrasées) et quelques débris de crustacés décapodes. Par contre, dans la microfaune, les sections de foraminifères sont fréquentes en lames minces : nodosariidés (*Lenticulina*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Fronicularia*), *Nubeculinella*, et surtout l'association caractéristique *Spirophthalmidium*—*Spirillina*—*Valvulina*. L'ensemble de ces fossiles rattache ce calcaire au Bathonien moyen basal (zone à *Progracilis*).

Aucun indice biostratigraphique du Bathonien inférieur n'a jusqu'à présent été observé, mais les couches inférieures affleurent mal.

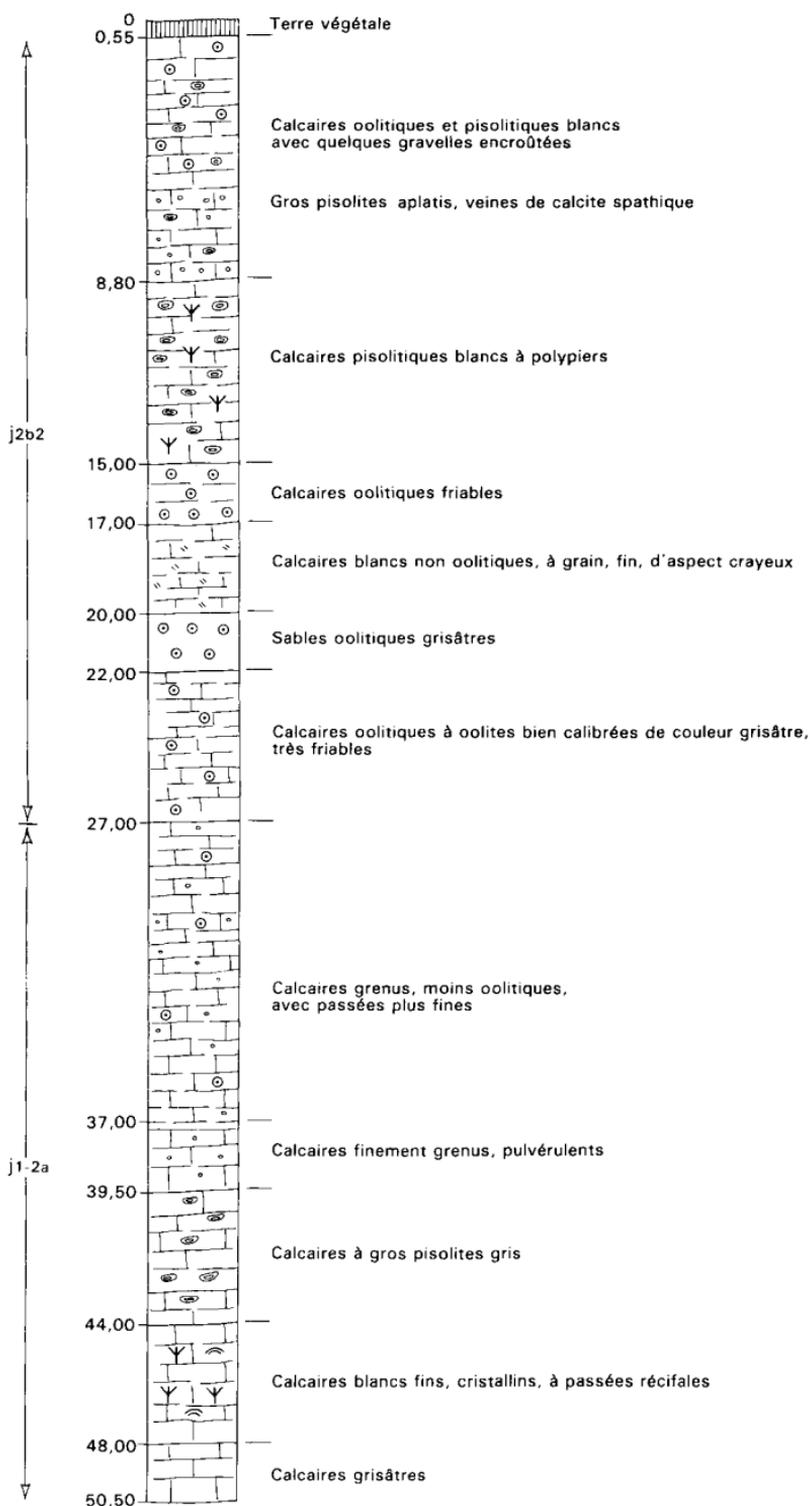
• **Calcaires à pellets mal cimentés, d'aspect saccharoïde ; calcaires blancs en plaquettes à oncolites millimétriques orangés.** Cette unité cartographique est constituée par une alternance de bancs décimétriques de calcaire micritique blanc, tendre, parfois en plaquettes ; de calcaire compact, blanc, dur, en plaquettes, à oncolites orangés ; et de calcaire blanc friable, saccharoïde à polypiers, lamellibranches et gastropodes. Prédominant au Sud de Coulonces, à la coopérative agricole de Trun et à la ferme de Magny, le faciès en plaquettes à oncolites orangés la caractérise assez bien. Les 20 m inférieurs du sondage 5-1 (fig. 2) appartiennent vraisemblablement à cette unité.

j2b2. **Bathonien moyen élevé. Calcaire oolitique de Bon-Mesnil : calcaires oolitiques à pisolitiques blancs, bioclastiques, à niveaux de polypiers (ex-« oolite miliaire »)** (épaisseur : 20 à 30 m). Bien qu'elle renferme des faciès à oncolites et parfois même des faciès sublithographiques à polypiers rameux, cette formation est essentiellement constituée de calcaires oolitiques blanc jaunâtre en carrière et en surface, et l'unité cartographique j2b2 a été délimitée en suivant les affleurements de ces calcaires. M. Rioult (indication orale) rattache à la Formation du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil des calcaires à grain fin faisant transition aux calcaires à pellets sous-jacents, en particulier au Sud de la Dives. À sa partie supérieure, la formation est délimitée par une surface majeure d'arrêt de sédimentation à l'échelle de l'Ouest du bassin de Paris (Fily *et al.*, 1979).

Le type du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil (*Bonménil* sur le fond topographique) a été pris au Sud-Ouest de la commune d'Aubry-en-Exmes, dans la carrière située 600 m NNE du Champ-Mary (Chevillon, 1964 ; Fily, 1980 ; Rioult *et al.*, 1992). C'est un calcaire irrégulièrement cimenté, avec des parties meubles. La partie inférieure du front de taille recoupe 8 m de calcaires oolitiques, interrompus à 2 m, 4,5 m et à leur sommet par des surfaces durcies et bioturbées. Épais de plus de 3 m, le dernier niveau contient des polypiers roulés (*Isastrea*). D'une puissance de 6 m, la partie supérieure du front de taille est également constituée de calcaires oolitiques. Elle est interrompue par quelques discontinuités dont une surface d'érosion (à 2 m du sommet). Fréquemment à stratification oblique, ces calcaires renferment des oncolites, parfois remaniés. Dans le niveau supérieur, les oncolites de taille pluricentimétrique sont nombreux, avec un nucleus de nature variée : nérinée, polypier, pectinidé.

Teneur en carbonates élevée (environ 97 % dans la carrière de Bon-Mesnil). Minéraux argileux : illite prédominante, smectite, traces de kaolinite.

En rive droite de la Dives, le Calcaire oolitique de Bon-Mesnil affleure selon une large bande se suivant de Saint-Lambert-sur-Dive au Nord de Fontaine-les-Bassets, formant la partie inférieure de la molle cuesta déterminée par les calcaires du Bathonien supérieur. La partie supérieure de la masse oolitique affleure dans les anciennes carrières de La Justice, dont la carrière Maheu au Nord-Est de Trun,



**Fig. 2 - Coupe du forage 177-5-1 Neauphe-sur-Dive (Orne) dans le Bathonien moyen à inférieur (coupe C. Pareyn, 1966)**

où elle renferme quelques polypiers (*Anabacia*; Chevillon, 1964). Un sondage au fond de cette carrière (5-22) donne une puissance de 29 m au calcaire oolitique. Deux kilomètres plus à l'Est, au Bas de Neauphle, dans le sondage 5-1 (fig. 2), sa puissance est de 27 m; il devient gris en profondeur et renferme une passée fine crayeuse entre -17 et -20 m. De -9 à -15 m, il est décrit comme « calcaire pisolitique blanc à polypiers ».

À proximité des écueils de grès paléozoïques (Villedieu-lès-Bailleul, Tournai-sur-Dive, Aubry-en-Exmes), le calcaire oolitique passe latéralement à des faciès très bioclastiques (unité cartographique jE, cf. *infra*).

M. Rioult (comm. orale) a découvert des formes de la sous-zone à Wagniceras à la base de la formation. La Caillasse d'Aubry-en-Exmes, qui la recouvre, contient une faune attribuée à la zone à Hodsoni. Le Calcaire oolitique de Bon-Mesnil se placerait donc dans la zone d'amonite la plus élevée du Bathonien moyen. Il est l'équivalent lithostratigraphique latéral du Calcaire de Blainville de la campagne de Caen et du Calcaire de Valframbert, sublithographique (campagne de Sées, Alençon, Mamers). En terme de stratigraphie séquentielle, les membres moyen et supérieur du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil s'inscrivent dans un prisme de bordure de plate-forme s'étendant sur l'ensemble de la bordure nord-armoricaine (Rioult *et al.*, 1991, 1992).

**jE. Faciès de bordure des écueils de grès paléozoïques : calcaires bioclastiques grossiers, oncolitiques et oolitiques (Calcaire de Villedieu).** Débutant probablement dans le Bathonien inférieur au flanc des écueils, ces faciès ont un âge bathonien moyen et sont contemporains du Calcaire oolitique de Bon-Mesnil en couverture des rochers de Grès armoricain (Rioult *et al.*, 1992). Ils ont été l'objet de nombreuses études (Bigot, 1886, 1905; Chevillon, 1964; Fily, 1980; Rioult, 1985; Rioult *et al.*, 1992). Les découvertes des carrières de Grès armoricain de Villedieu-lès-Bailleul et de Tournai-sur-Dive en donnent les meilleures coupes. Ils comprennent généralement 3 niveaux (Rioult *et al.*, 1992); de haut en bas :

- 2 à 3 m - calcaires bioclastiques fins à débris oolitisés, coraux roulés et *Trichites* (bivalve);
- 0 à 2 m - calcaire bioclastique grossier à polypiers, bivalves de grande taille (*Plagiostoma*) et brachiopodes (nombreuses formes naines ou jeunes, *Epithyris* de grande dimension); coraux roulés, perforés et encroûtés, souvent en gros blocs; rares galets de quartzite; surfaces durcies et perforées (jusqu'à 3) pouvant se télescoper en une seule;
- 0 à 0,15 m - lumachelle à gastropodes (*Brachytrema*) et brachiopodes (*Epithyris maxillata*), dans les creux de la surface d'abrasion, terminée par une surface durcie et perforée; faune très riche (bivalves : *Trichites nodosus*, *Praeonia rhomboidalis*; polypiers : *Isastrea*); fond bioclastique fin à grossier.

À Aubry-en-Exmes, Les Grands-Chemins (ou église des Trois-Villages; Chevillon, 1964), les faciès de haute énergie sont moins grossiers. Dans la carrière de La Tournelle (angle occidental entre la D 113 et la route de Tournai), le calcaire ennoie des cavités sous les derniers rochers de grès ordoviciens.

**jT. Faciès de transition entre jE et les calcaires à pellets.** Ce sont des faciès mi-bioclastiques, mi-boueux, moins fossilifères que les faciès d'ennoyage d'écueils et dépourvus de gros bioclastes.

### **Bathonien supérieur**

Les différentes assises du Bathonien supérieur ont été essentiellement regroupées en une seule unité cartographique (j2c). Seuls les faciès les plus grossiers (j2cV) du Calcaire de Fel ont été figurés par une teinte particulière. D'autres faciès sont signalés ponctuellement par une notation spécifique ou comme niveau-repère (Caillasse d'Aubry-en-Exmes).

**Niveau-repère de la Caillasse d'Aubry-en-Exmes** (Fily, 1980), ou Caillasse à *Rugitela* (Chevillon, 1964). Ce niveau repose sur une surface durcie et perforée du Bathonien moyen. C'est un niveau d'épaisseur variable, inframétrique à plurimétrique (7 m, dans le sondage 6-8), constitué de calcaires argileux, de marnes et d'argiles. Cette caillasse n'affleure presque pas; elle est donc très mal connue dans la région. À la base de la carrière Jouis à Aubry-en-Exmes (1 km au Sud-Ouest du Bas-Aubry; Chevillon, 1964), elle est représentée par une couche d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur de calcaire argileux roux à granules limonitiques, actuellement masquée par des éboulis. Cette présence de nombreux granules limonitiques caractérise assez bien la formation, au moins en affleurement. Deux sondages (6-8 et 6-9) réalisés au Sud de Chambois l'ont traversée sous un faciès argileux gris (coupes de C. Pareyn). Là, elle débute par 4 à 5,50 m de calcaire argileux gris à gros bioclastes (entroques, bivalves, gastropodes, brachiopodes, bryozoaires), présentant des intercalations argileuses dans leur moitié supérieure. Dans le sondage 6-8, elle se termine par 3 m d'argile grise pyriteuse et dans l'ouvrage 6-9 par 50 cm d'argile grise à noire très plastique. Au-dessus, sur 1 m, des calcaires gris à jaunes, à grumeaux limonitiques, avec intercalations de marnes dans le sondage 6-9, forment une transition vers le Calcaire de Fel. Dans la carrière Jouis, ces couches de transition sont représentées par 2 m de calcarénites contenant des accidents siliceux dans leur partie supérieure, et pouvant présenter des passées à graviers de quartzites (Grès armoricain). Ces accidents siliceux sont des miches ou masses rognoneuses grises très dures (hauteur 6 à 12 cm, longueur 1 m et plus), constituées de calcédonite et d'opale, épigénisant ou non les fossiles. Retrouvés sous forme de rognons, en surface dans les labours, ces accidents siliceux ne paraissent pas disposés en niveaux continus.

Au Nord de la Dives, les accidents siliceux font défaut et le faciès argileux à grains limonitiques ne semble pas représenté (Chevillon, 1964). La Caillasse d'Aubry-en-Exmes peut être observée dans une carrière située entre Saint-Lambert-sur-Dive et Bourgogne, en rive gauche du ruisseau de Foulbec. Là, elle est constituée par une succession de niveaux calcaires marron oolitiques, en bancs décimétriques ou en plaquettes, à grumeaux de marnes vertes séparées par des interlits argileux gris brunâtre. L'ensemble, n'excédant pas 0,50 m, est surmonté par un calcaire bioclastique en plaquettes, faciès banal du Calcaire de Fel. À Trun (carrière Maheu), des calcaires bioclastiques, pseudo-oolitiques, à grains limonitiques, surmontent la surface durcie qui termine le Calcaire oolitique de Bon-Mesnil.

La fraction argileuse de la Caillasse d'Aubry-en-Exmes est constituée principalement d'illite et de smectite.

La caillasse d'Aubry-en-Exmes est assez fossilifère et renferme, en particulier, une faune assez variée de brachiopodes dont *Rugitela ranvillana*. Elle a fourni une ammonite : *Oppelia* gr. *aspidoides* et se place à la base du Bathonien supérieur (zone à Hodsoni). C'est un équivalent lithostratigraphique de la Caillasse de Blainville dans la série-type du Bathonien du Calvados. En terme de stratigraphie séquentielle, elle correspond à un intervalle transgressif (Riout et al., 1991).

j2cF. **Calcaire de Fel** (Fily, 1980 = « calcaire à faciès de pierre de taille » de C. Chevillon, 1964). Ce calcaire constitue l'essentiel de l'unité cartographique j2c. La notation ponctuelle j2cF signale les affleurements les plus typiques de la formation. C'est un calcaire beige, grenu, bioclastique, à bryozoaires, entroques et bivalves. Il contient des lentilles de calcaire plus fin et plus blanc. Au Sud de la Dives, son épaisseur (12 à 20 m) est maximale dans la zone des carrières du Cotel-Vert où il comprend un faciès très grossier (cf. *infra*) correspondant vraisemblablement à des barres ou dunes hydrauliques. Au Nord de la Dives, son épaisseur pourrait être plus importante et atteindre une trentaine de mètres, en raison d'un léger pendage en direction du Nord-Est (voir la coupe en marge de la carte). Irrégulièrement induré en carrière, le Calcaire de Fel durcit à l'air. Ainsi, au Sud de Bonménil, sur le talus occidental de la route, ancien, le calcaire est plus induré que sur le talus oriental, recoupé récemment. Cette propriété l'a fait apprécier comme pierre à bâtir (« pierre de Fel ») jusqu'à une époque récente (reconstruction de Chambois après la dernière guerre).

Dans les labours, le Calcaire de Fel apparaît en petites plaquettes de la taille d'un fragment de tuile épaisse. Sa base affleure dans l'ancienne carrière Jouis à Aubry-en-Exmes (1 km au Sud-Ouest du Bas-Aubry) où elle présente de très belles mégarides (amplitude de quelques décimètres) avec des lentilles nettement indurées. La stratification peut aussi être subhorizontale (moulin de Moissy, La Droitière).

j<sub>2c</sub>V. **Faciès très grossier du Calcaire de Fel (Cotil-Vert).** Au Sud de Chambois, le coteau du Cotil-Vert et le versant en vis-à-vis sont entaillés par de profondes carrières (10 à 15 m) à front de taille vertical et très bien conservé. Constitué par un calcaire bioclastique très grossier à stratification souvent fortement oblique, ce faciès à pierre de taille a été étudié par C. Chevillon (1964). Il y distingue 4 sous-faciès, dans l'ensemble superposés, mais avec de grandes variations d'épaisseur ; de haut en bas, sous une surface d'usure :

- des calcaires pseudo-oolitiques, finement bioclastiques, à blocs de polypiers en boules ;
- des calcaires bioclastiques grossiers, discontinus ;
- des calcaires à débris moyens (néanmoins nettement plus grossiers que le faciès banal du Calcaire de Fel), constituant la masse principale des fronts de taille ;
- des calcaires, plus fins, argileux, de teinte rosâtre.

Tous bioclastiques, et représentant une ancienne calcarénite imparfaitement cimentée, ces calcaires sont constitués de débris de crinoïdes, ophiurides, astérides, bryozoaires, échinides, brachiopodes, bivalves, gastropodes.

Par sa position, entre la Caillasse d'Aubry-en-Exmes (zone à Hodsoni) et celle de Chambois (sous-zone à Hollandi), le Calcaire de Fel est attribué à la seconde zone du Bathonien supérieur (Retrocostatus) et plus précisément à la sous-zone à Waageni, une lacune séparant probablement la formation de la Caillasse de Chambois (Riout *et al.*, 1991) ; c'est un équivalent latéral du Calcaire de Ranville.

j<sub>2c</sub>C. **Niveau-repère de la Caillasse de Chambois** (Fily, 1980), ou Caillasse de Fel (Chevillon, 1964). C'est un niveau argileux carbonaté discontinu, dont l'épaisseur n'atteint pas 1 m. Sur le coteau du Cotil-Vert, la caillasse n'existe que dans la carrière la plus septentrionale et la plus méridionale. Elle y est constituée (Chevillon, 1964) de calcaires ocre limoniteux et de blocs de calcaires argileux gris-bleu ou ocre, inclus dans une marne rousse à nombreux granules limonitiques. C. Chevillon (1964) l'a retrouvée à la base de la carrière Fauvel, 600 m à l'Est de Chambois. La Caillasse de Chambois est assez fossilifère : polypiers, brachiopodes (genre *Anabacia*, en particulier), échinodermes, bryozoaires, bivalves, foraminifères et quelques ammonites (*Clynodicerias* cf. *hollandi*, *Oppelia* gr. *aspidoides*) ; elle appartient donc à la sous-zone à Hollandi. Elle est très bioturbée.

Dans les carrières du Cotil-Vert, la Caillasse de Chambois, ou la surface d'usure, quand elle est absente, est recouverte par des calcaires diversement composés. Graveleux à pseudo-oolitiques, ces calcaires sont constitués de bioclastes très roulés où les fragments d'échinodermes sont souvent prédominants. Ils renferment, par endroits, des graviers de quartzite. Leur stratification est subhorizontale ou nettement oblique (20°). À l'Est de Chambois, dans l'ancienne carrière Fauvel (Chevillon, 1964), la Caillasse de Chambois est directement recouverte par les faciès très grossiers du Calcaire de Chambois.

j<sub>2c</sub>A. **Calcaire de Chambois.** Ce calcaire bioclastique très grossier affleure au Nord du Haut-Fel, au Crulait et à l'Est de Chambois (Sud de La Pontelle, carrière Fauvel). Haut de 4,50 m, le front de cette carrière est constitué par des bancs réguliers, épais de 20 à 30 cm, fortement inclinés (plus de 30°) selon une direction NNE. Ces bancs appartiennent probablement à une vaste dune hydraulique. Ils sont constitués (Chevillon, 1964) par des calcaires à débris roulés très arrondis de crinoïdes, échinides, stellerides et bryozoaires. En bancs granoclassés, ces calcaires contiennent d'assez nombreux grains de limonite. D'une puissance maximale de 4,60 m, ils sont interrompus au sommet par une surface d'usure. Les premiers bancs qui surmontent cette surface, toujours bioclastiques, sont constitués principalement de débris d'échinodermes ; ils renferment quelques graviers de quartzite gris. Le Calcaire de Chambois présente beaucoup d'analogies avec le Calcaire d'Argentan.

Le Bathonien terminal (sous-zone à *Discus*), connu au Nord d'Argentan, avec un faciès de marnes et de calcaire noduleux à assemblage de brachiopodes caractéristiques (Marnes du Moncel; Kuntz *et al.*, 1989) n'a pas été identifié sur la carte Vimoutiers. Au-dessus du Calcaire de Fel, il semble qu'il y ait une lacune du Bathonien terminal et de la base du Callovien, celui-ci paraissant débiter avec les Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern.

### **Callovien à Oxfordien inférieur**

j<sub>3-4</sub>. **Callovien à Oxfordien inférieur. Série marneuse indifférenciée.** La série marneuse callovo-oxfordienne ne donne que de menus affleurements de médiocre qualité. Elle présente des intercalations calcaires dures, mais la plupart d'entre elles sont discontinues et leur faciès est trop peu différencié pour en faire des niveaux-repères. Il n'a donc pas été possible de la subdiviser. Les niveaux ponctuellement ou localement reconnus sont identifiés sur la carte par des notations plus précises, mais placées sur la teinte de fond attribuée à l'ensemble de la série, les limites de niveaux et de formations n'étant pas connues.

La série marneuse callovo-oxfordienne n'a pas été traversée en sondage. Son épaisseur ne peut être évaluée qu'entre la Dives et la cuesta du pays d'Auge (coupe en marge de la carte). À Neauphe-sur-Dive, elle avoisine 150 m. Au Sud-Ouest d'une ligne Mont-Pinçon—Saint-Pierre-la-Rivière, la série a été tronquée par érosion et est recouverte en discordance par la Glauconie de base de l'Albo-Cénomanién. Son épaisseur ne dépasse guère une vingtaine de mètres en forêt de Grande-Gouffern.

Dans la région, seule la partie sommitale de la série a été étudiée récemment (Féray, 1959; Rioult, 1980; Dugué, 1989). Pour sa partie inférieure et moyenne, les coupes de référence sont encore celles de Eudes Deslongchamps (1859), aux environs d'Argentan. Au Nord et à l'Est de cette ville, le Callovien débute avec des argiles bleutées plastiques (argiles de Crennes ou du Petit-Tellier; Kuntz *et al.*, 1989),

correspondant au faciès du Cornbrash supérieur (zone à *Macrocephalus*). Ces argiles pourraient exister dans l'angle sud-ouest de la feuille, mais n'existent pas dans le secteur de Sainte-Eugénie où les Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern recouvrent directement les derniers bancs calcaires du Bathonien supérieur.

Quel que soit leur niveau, toutes les marnes callovo-oxfordiennes, grises en profondeur, sont généralement altérées en surface et prennent des teintes beige, brun clair à ocre. L'altération est faible sur le glacis entre la cuesta du pays d'Auge et la vallée de la Dives. Elle est plus développée dans la vallée de l'Oudon où les marnes oxydées ocre sont régulièrement développées avec une épaisseur moyenne de 1 m (notation ponctuelle  $\mathcal{A}_{j3}$ ). Dans les bas-fonds et en bas de versant (pays d'Auge), l'altération est hydromorphe (faciès pseudogley et gley).

La composition minéralogique de la fraction argileuse des marnes callovo-oxfordiennes est assez homogène. Ces marnes comprennent des interstratifiés irréguliers illite-smectite, de l'illite et de la kaolinite en quantités sensiblement égales (Dugué, 1989; et analyses BRGM dans les sondages 2-12, 2-13, 2-14, 3-19 et 5-17). Les smectites peuvent prédominer au-dessus de l'Oolite ferrugineuse des Autels-Saint-Basile (sondage 2-14). La teneur en carbonates varie de 10-20 % dans les faciès les plus silto-argileux à 80-90 % dans les niveaux calcaires.

**j<sub>3a</sub>. Callovien inférieur. Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern; marnes et calcaires à *Zugokosmoceras enodatum*.** Lithologiquement caractérisée par une alternance, en bancs souvent peu épais, de marnes et de calcaires argileux et silteux très riches en brachiopodes, les Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern auraient une épaisseur de 15 à 20 m. Il n'en existe pas de coupe de référence dans la littérature et elles n'affleurent que dans de menues coupes de talus ne montrant qu'un ou deux bancs.

La formation a livré l'ammonite caractéristique de la première zone du Callovien : *Macrocephalites macrocephalus*, dans sa partie inférieure, 1 km à l'Est de la Grande-Ferme de Sainte-Eugénie (Chevillon, 1964). Les lumachelles à brachiopodes de ces niveaux n'ont guère été retrouvées au Nord de la Dives et Eudes Deslongchamp (1859) mentionne que le Callovien débute ici par une « argile onctueuse à traces de fossiles » (brachiopodes), suivie par une argile azoïque. La masse argilo-calcaire qu'il place au-dessus est vraisemblablement à rattacher à des niveaux supérieurs aux Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern, car elle est directement recouverte par un niveau ferrugineux que l'on peut rapporter à l'Oolite ferrugineuse de Grandmesnil, et pourrait donc se terminer dans la zone à Jason.

Au Nord de Montreuil-la-Cambe, entre La Motte et Le Bois-Cité, des marnes et calcaires silteux ont livré *Rhynchonelloidella spathica*, *Ornithella sublagenalis* et l'ammonite *Zugokosmoceras (Catasigaloceras) enodatum* de la seconde et dernière zone du Callovien inférieur.

Le glaciais situé au pied de la cuesta du pays d'Auge est donc principalement façonné dans les marnes du Callovien inférieur. À Neauphe-sur-Dive, l'épaisseur de j3a pourrait atteindre 80 m.

j3bG; j3bT. **Callovien moyen. Horizon condensé à *Erymnoceras coronatum* (Oolite ferrugineuse de Grandmesnil); marnes et calcaires à grosses térébratules.** Les niveaux correspondant à la partie médiane du Callovien (zone à Jason et zone à Coronatum) ont une lithologie variable car, dans certains secteurs, ils continuent le glaciais des marnes du Callovien inférieur jusqu'à la cuesta du pays d'Auge; ailleurs ils se chargent en bancs de calcaire silteux, formant l'armature de buttes (Omméel, La Cosnière, Moutiers-en-Auge).

*Erymnoceras coronatum* a été récoltée dans une zone très plate à l'Est de Neauphe-sur-Dive (La Cour-du-Bosq), dans un niveau ferrugineux, correspondant à l'Oolite ferrugineuse de Grandmesnil. Défini par M. Rioult (inédit) et épais de 2 m environ, cet horizon condensé a été observé dans une tranchée ouverte sur la D 102, en contrebas de l'église de Grandmesnil. Très fossilifère, à *Erymnoceras coronatum*, *Dictyothis trigeri* et *Ivanoviella oxoniensis*, il se place au sommet de la zone à Jason et à la base de la zone à Coronatum; généralement calcaire, il n'est pas toujours ferrugineux.

En dessous de cet horizon, qui correspond au Callovien ferrugineux de Triger, Eudes Deslongchamp (1859) donne une coupe (emplacement non localisé avec précision); de bas en haut (simplifié) :

- 3 m - argile jaunâtre, avec quelques débris de fossiles;
- 5 m - alternance d'argile et de petits bancs de calcaire argileux à *Ostrea dilatata* de petite taille, *Rhynchonella fisheri* et « *Terebratula* » *saemanni* de grande taille;
- 2 m - argile blanchâtre contenant les mêmes fossiles en débris, formant souvent une vraie lumachelle.

Des térébratules ventruées de grande taille (3 cm et plus; grandes formes de *Ornithella umbonella*) signalent bien le Callovien moyen dans cette partie de l'avant-pays d'Auge. Les endroits où elles ont été observées sans *Erymnoceras* ont été notés j3bT.

Au Sud de la feuille, commune d'Omméel, le Callovien moyen a au moins une quinzaine de mètres d'épaisseur.

j3c-4. **Callovien supérieur à Oxfordien inférieur. Marnes à pernes : marnes silteuses, marnes à *Gryphaea dilatata*.** Les Marnes à pernes (*Perna mytiloides* = *Isognomon promytiloides*) sont prises ici dans un sens large (équivalent de l'ensemble comprenant les Marnes de Dives, Callovien supérieur, et les Marnes de Villers, Oxfordien inférieur, zone à Mariae). Très réduites au Sud (Avernes-sous-Exmes) où la cuesta qui domine Villebadin, haute de 40 m, est façonnée dans les marnes du Callovien supérieur, les marnes de l'Oxfordien inférieur prennent un grand développement vers le Nord.

Aux Autels-Saint-Bazile, entre Les Autels et Le Manoir, un petit niveau d'**oolite ferrugineuse** noté ponctuellement j<sub>4A</sub>, a livré une faune à *Quenstedtoceras* (*Pavloviceras*) sp. attribuable à la partie inférieure de la zone à *Cordatium* (Riout, inédit). Équivalent réduit ou condensé de l'Oolite ferrugineuse de Villers et du « Roussier » de Gacé, ce niveau, d'une épaisseur de quelques décimètres, est recouvert par 25 m de marnes grises. Dans ce secteur, la série marneuse callovo-oxfordienne monte donc dans la zone à *Cordatium* et l'épaisseur des marnes de l'Oxfordien inférieur atteint et dépasse peut-être la cinquantaine de mètres (sondages 2-12 à 2-14). Les Marnes à pernes s'épaississent aussi vers l'Est.

Les marnes du Callovien supérieur présentent des intercalations de calcaires silteux qui leur donnent une armature suffisante pour former un relief de cuesta. À Avernès-sous-Exmes, une dalle dont l'épaisseur peut dépasser 0,50 m, se suit assez bien et semble déterminer le sommet de la cuesta qui forme l'extrémité orientale de la campagne de Trun. Au-dessus, les marnes deviennent très silteuses, voire sableuses (Avernès-sous-Exmes, Le Pré-Neuf). Les intercalations calcaires sont souvent riches en brachiopodes, les marnes présentent des passées truffées de coquilles écrasées, en particulier de petites huîtres (*Nanogyra nana*).

Les marnes de l'Oxfordien inférieur peuvent, elles aussi présenter des intercalations de calcaires silteux. Dans les marnes, les bivalves sont fréquents (huîtres, mytilidés). *Gryphaea dilatata*, grande huître à test presque lisse dont la largeur atteint et dépasse 7 cm, signe assez bien les Marnes à pernes sur le terrain.

La teneur des Marnes à pernes en carbonates est assez variable ; elle est assez élevée dans les faciès marneux de la partie supérieure de la formation où elle se place souvent dans la fourchette 60-80 %. La teneur en quartz détritique (silts et sablons) est souvent importante dans les faciès sommitaux de la région de Gacé que G. Féray (1959) a distingué sous le nom d'« assise de La Vieillerie ». En profondeur, les marnes peuvent être pyriteuses. La fraction argileuse est constituée d'illite, d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et de kaolinite. Aux Autels-Saint-Bazile, les marnes de l'Oxfordien inférieur sont pauvres ou dépourvues en intercalations calcaires. Les sondages 2-12 (14 m), 2-13 (12 m) et 2-14 (20 m) n'en ont traversé aucune. À Vimoutiers, le sondage 3-19 a traversé un petit niveau dur à -7 m et a été arrêté par refus à -10,50 m, probablement sur un banc calcaire. Dans ce sondage, les marnes sont altérées sur une épaisseur de 4,50 m.

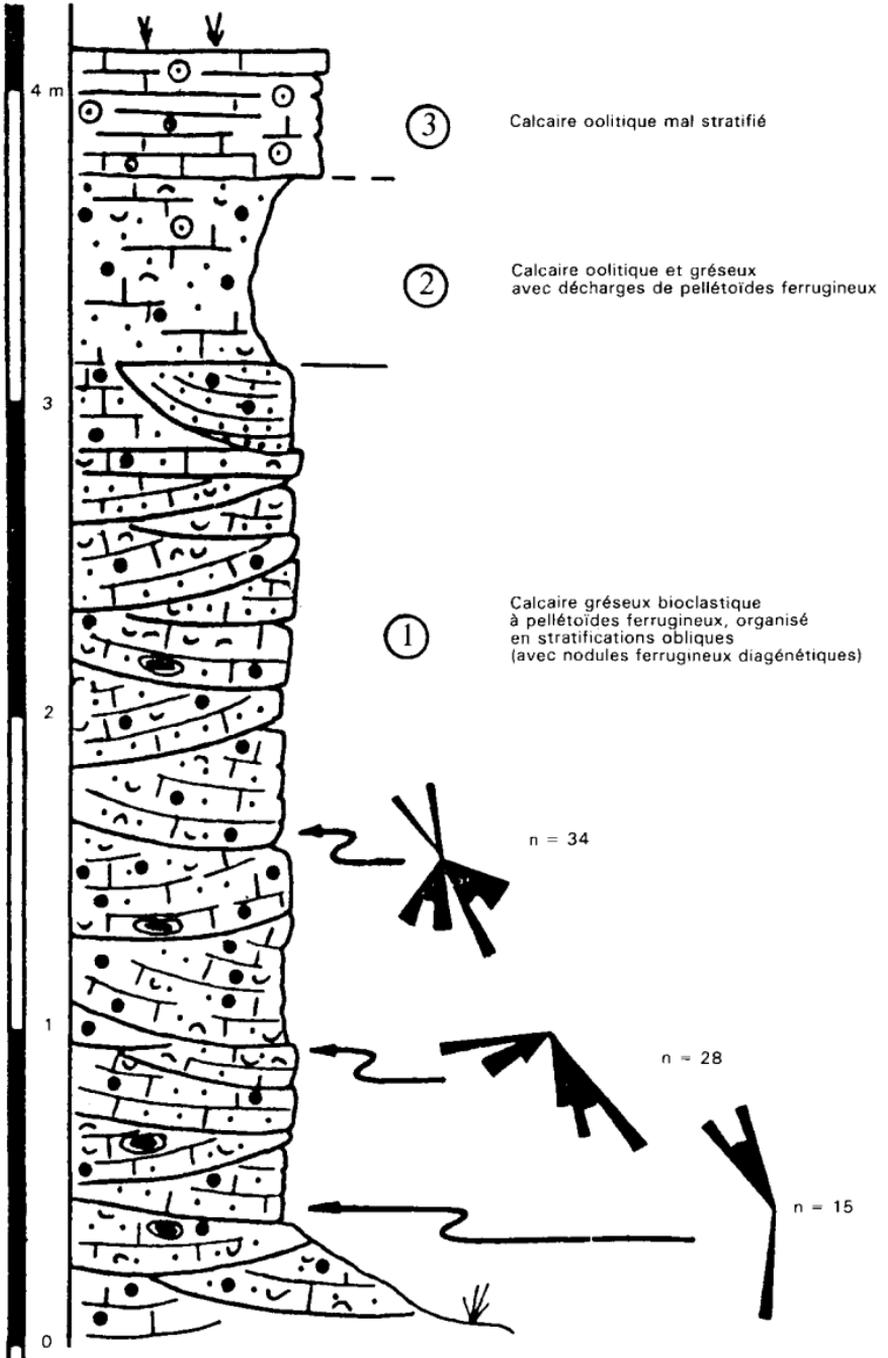
Entre le centre de Gacé et la laiterie du Planier, à l'intérieur du virage de la D 979, une fouille temporaire de fondation de hangar industriel a découvert une coupe dans la partie sommitale des Marnes à pernes ; de haut en bas :

- 0,50 m à 1,50 m - formation de versant, limon d'altération marron (cf. « terra fusca »), avec fragments calcaires résiduels et remaniés (éléments de calcaires oxfordiens);
- 1,50 m env. - argile gris clair silteuse à nombreuses exogyres naines (assise de La Vieillerie de G. Féray, 1959);
- visible sur 3 m - argile grise, à gros blocs de calcaire gris très fossilifères à huîtres, ayant jusqu'à 75 cm de long et 30 cm de haut.

### **Oxfordien inférieur (partie supérieure)**

**j4R. Calcaire gréseux bioclastique ferrugineux, roussâtre, à passées lumachelliques ou oolitiques (« Roussier » de Gacé)** (zone à Cordatum probable). Bien caractérisé par sa teinte rouille, plus rarement rosâtre, le Roussier a été défini à Gacé et ses environs par G. Féray (1959) qui a substitué le nom vernaculaire de la formation au terme anglais « calcareous grit » (Bizet, 1885b). Les coupes de Gacé n'existent plus ou sont très dégradées. Une carrière temporaire, aujourd'hui rebouchée, à Résenlieu, au Sud-Est de La Beauchênerie, exposait en 1989 les 3 m supérieurs de la formation sous 3 à 5 m de calcaires oolitiques et pisolithiques blanc jaunâtre (js). À stratification subhorizontale à faiblement oblique, mais mal exprimée, en partie ameubli par altération, le Roussier est ici constitué par des calcaires bioclastiques rosâtres à rouille. En plaquettes noires, en boyaux ou en concrétions de forme irrégulière, les oxydes de fer sont plus ou moins disposés en niveaux parallèles à la stratification (jusqu'à 4 niveaux). Nette dans certaines parties de la carrière, peu marquée ailleurs, la surface durcie qui forme le toit de la formation (surface de Gacé; Dugué, 1989) est ici peu bioturbée. Selon le propriétaire, un sondage effectué au fond de la carrière n'a pas atteint la base du Roussier à 8 m de profondeur. À La Beauchênerie, l'épaisseur de la formation dépasse donc 11 m. 1500 m plus au Nord (sondages 8-10 et 8-11), la puissance du Roussier est moindre : 9 m, mais elle est plus importante à Neuville-sur-Touques (13 à 14 m, sondages 8-12 à 8-16). Vers l'Est, elle augmente puisqu'elle atteint 35 m à Saint-Évroutl—Notre-Dame-des-Bois, 12 km à l'Est de Gacé (feuille à 1/50 000 Rugles; Kuntz et Monciardini, 1984).

Au Nord de Gacé, le Roussier s'ennoie sous le fond de la vallée de la Touques. Selon M. Lecœur (1885), il manquerait à Pontchardon, mais l'épaisseur des matériaux glissés, géliflués et colluvionnés est telle (jusqu'à 10 m et plus) sur les bas de versant de cette partie de la vallée de la Touques, que nous n'avons pu vérifier ce fait. Il affleure assez bien dans la vallée de la Vie entre Saint-Pierre-la-Rivière et Vimoutiers, ainsi qu'en rive droite de la Monne, sur les communes de Crouttes et du Renouard. Vers le Sud-Ouest, il ne dépasse pas une ligne Avernès-sous-Exmes—Les Champeaux; tandis qu'au Nord-Ouest il ne s'étend pas au-delà de la Monne.



**Fig. 3 - Coupe du Roussier de Gacé (Oxfordien moyen)**  
(carrières du réservoir d'hydrocarbures, Vimoutiers)  
Répartition verticale des paléocourants  
(extrait de Dugué, 1989)

À Vimoutiers, les anciennes carrières du Four-à-Chaux (lotissement du Védier) entaillaient 7 m de Roussier, sans atteindre sa base, sous 7 m de calcaire oolitique (j5); A. Guyerdet (1885) a publié la coupe suivante :

- 1 m - calcaire gréseux ferrugineux compact, avec lits d'argile et niveau perforé par des pholades à sa base;
- 3,50 m - grès calcaire ferrugineux fragmenté, et concrétionné, zoné, avec nodules géodiques de limonite, renfermant des plicatules, trigonies et « *Ammonites* » (= *Cardioceras cordatum*);
- 2,50 m - sable quartzeux ferrugineux jaune, avec nodules de limonite et fossiles en débris.

Un kilomètre plus au Sud, la carrière située près du réservoir d'hydrocarbures reste le meilleur affleurement du Roussier (fig. 3; Dugué, 1989). Les parties moyenne (?) et supérieure de la formation sont ici peu altérées et de teinte claire. Le passage au calcaire oolitique surincombant est progressif. 1400 m plus à l'Ouest, en contrebas du Pont-de-Vie, le Roussier est très nettement couronné par une surface durcie, perforée et encroûtée (Paienda, 1987).

Selon O. Dugué (1989), le microfaciès le plus représentatif du Roussier est un calcaire ferrugineux bioclastique à pelleteïdes. Il contient des quartz détritiques (10 à 15 %; jusqu'à 50 % et plus dans les faciès de grès calcaire) et de nombreux bioclastes de bivalves et d'échinodermes. En dehors des concrétions, dues à des phénomènes d'altération, les éléments ferrugineux sont des pelleteïdes ferrugineux et des oolites ferrugineuses. La fraction argileuse (sommet de la formation à Gacé) est principalement constituée d'interstratifiés irréguliers illite-smectite et d'un peu d'illite. La kaolinite n'apparaît qu'en traces. La faune comprend principalement des bivalves libres dont *Myophorella hudlestoni*, *Limatula corallina*, *Chlamys fibrosa*, *Nanogyra nana* et de nombreuses astartes, des échinodermes (astéries, crinoïdes et l'oursin *Nucleolites scutatus*). L'ammonite caractéristique de la première sous-zone de la zone à *Cordatum* : *Cardioceras (Scarburgiceras) buskowskii-reesidei* a été récoltée à Gacé (Féray, 1959, détermination J.W. Arkell).

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

### **Oxfordien moyen**

j5. « **Grouais** » : **calcaire oolitique, oncolitique et bioclastique, calcaire à débris de polypiers, calcaire à *Diceras* et nérinées.** Ces différents calcaires, irrégulièrement cimentés, se décomposent à l'altération en une bouillie calcaire graveleuse, appelée localement le Grouais, souvent utilisé pour désigner l'ensemble des trois calcaires (Riout, 1980). Présentant tous un fond boueux, oolitique, oncolitique et bioclastique, les trois membres de l'Oxfordien moyen ne se distinguent pas toujours nettement. Ils ont été définis par P. Bizet (1883)

dans la région de Bellême—Mortagne où la série est beaucoup plus puissante.

Ils n'affleurent que dans la région de Gacé et, en rive droite de la Vie, entre Aubry-le-Panthou et Vimoutiers. Ils n'existent pas à l'Ouest d'une ligne Vimoutiers—Mesnil-Hubert-en-Exmes (érosion lors de la transgression albienne et proximité de la limite de la plate-forme oxfordienne vers l'Ouest).

L'épaisseur du Grouais décroît vers l'Ouest : 15 à 20 m à Gacé, à peine une dizaine de mètres à l'Est de Vimoutiers, 3 m à Aubry-le-Panthou. Elle augmente vers l'Est (50 m à Saint-Évroult—Notre-Dames-des-Bois, 12 km à l'Est de Gacé, feuille à 1/50 000 Rugles ; Kuntz et Monciardini, 1984).

Les calcaires oolitiques (= Oolite de Mortagne) sont peu épais. À Vimoutiers, dans la carrière du Four-à-Chaux (Guyerdet, 1885), ils sont représentés par un banc d'une puissance de 2 m. Dans la carrière de Résenlieu, La Beauchênerie, seuls les 60 cm inférieurs de la série peuvent leur être rattachés avec une forte probabilité. Ils ne sont pas toujours bien consolidés et peuvent être assez fossilifères (mollusques : *Nanogyra nana*, *Isognomon*, *Gervilleia*, *Pinna*, *Pinnigenna*, *Myophorella*; oursins : *Hemicidaris*, *Acrosalenia*, *Pseudodiadema*; débris de polypiers).

Le calcaire à débris de polypiers n'a pas été nettement observé sur la feuille. Dans la coupe de la carrière du Four-à-Chaux de Vimoutiers, A. Guyerdet (1885) figure un niveau de calcaire « gréseux » (?) à polypiers, 2,50 m au-dessus de la base des calcaires à nérinées. À Résenlieu, La Beauchênerie, 3 m de calcaire bioclastique grossier, à moules de lamellibranches de grande taille, font suite au calcaire oolitique, sans nérinées, mais aussi sans coraux.

Sur la feuille Vimoutiers, la masse principale du Grouais est constituée par les calcaires à *Diceras* et nérinées. C'est un faciès grossièrement bioclastique à pâte oncolitique et oolitique. Les nérinées, grands gastropodes de forme allongée et pointue, peuvent être abondantes mais sont inégalement réparties. Beige rosé à ocre, la roche est souvent vacuolaire, avec un ciment recristallisé. Elle peut être magnésienne (Féray, 1959).

Au Nord de Gacé, à Mardilly et Aubry-le-Panthou, la série de l'Oxfordien moyen se termine par des niveaux grossiers, à pâte plus souvent micritique qu'oolitique, à moules de petits bivalves.

À Canapville, des faciès calcaires pulvérulents ont été rencontrés en sondage (3-20 et 4-6) sous des matériaux colluvionnés et soliflués épais de 3 à 4 m. Dans l'ouvrage 3-20, ils ont été pénétrés sur 8 m. Ils appartiennent probablement au Grouais.

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

### **Oxfordien supérieur**

j6. **Calcaire à astartes : calcaire gris à beige très dur, sublithographique, à lumachelles d'astartes ou petits gastropodes** (0 à 10 m). Bien reconnaissable par son faciès fin sublithographique, beige ou d'un gris tirant un peu sur le violet, cette formation affleure localement à l'Est de la Touques. À l'Ouest de la rivière, elle n'est représentée que de façon sporadique et discontinue, souvent réduite à de simples blocs (notations ponctuelles sous la mairie de Réseulieu, Mardilly, La Rennerie, tranchée de chemin de fer au Sud de la halte de La Neuville, etc.). Son extension était déjà connue par M. Pinson (1881) et A. Guyerdet (1885). La formation n'est pas toujours fossilifère. Les astartes (*Astarte minima*) sont de petits bivalves (5 mm de largeur environ), à test lisse. Le Calcaire à astartes peut renfermer des intercalations marneuses. Dans une fouille pour construction, 200 m au Sud-Est du cimetière de Gacé, sous la Glauconie de base de l'Albo-Cénomani en place, on voyait sur 0,50 m, une marne plastique beige, un peu grisâtre, avec des parties plus indurées ne formant pas de nodules nets. Deux mètres en dessous, des blocs de calcaire sublithographique apparaissent dans le fossé. Le Calcaire à astartes semble s'épaissir au Sud-Est de Gacé et pourrait atteindre une dizaine de mètres dans l'angle sud-est de la carte. Une dizaine de kilomètres plus à l'Est (Kuntz et Monciardini, 1984), sa puissance dépasse 30 m.

Par sa faune, le Calcaire à astartes appartient à l'Oxfordien supérieur (Rioult, 1980). C'est un dépôt de vasière, en contexte marin régressif. À Gacé, il correspond à un épisode d'envasement de la plate-forme de l'Oxfordien moyen. C'est la dernière formation jurassique représentée en pays d'Auge, dépourvu de dépôts d'âge kimméridgien, portlandien et crétacé inférieur jusqu'à l'Albien. Cette grande lacune est connue dans toute la région.

### **Crétacé**

Le Crétacé est principalement représenté par les craies glauconieuses du Cénomani, surmontant une couche argileuse verte : la Glauconie de base, transgressive sur les assises de l'Oxfordien qu'elle tronque en direction de l'Ouest. Selon P. Juignet (1974), à l'Est d'une ligne approximative Avernès-Saint-Gourgon—angle sud-est de la carte, les sables ferrugineux de l'Aptien formeraient la base de la série crétacée.

### **Albien à Cénomani inférieur**

n7-c1. **Glauconie de base : glauconite ou argile sableuse très glauconieuse.** Meuble, généralement gorgée d'eau, la Glauconie de base se reconnaît par sa couleur vert noirâtre, un peu bleutée en sondage.

Elle est très riche en grains de glauconie, minéral argileux riche en fer et en potassium, qui lui donne sa couleur verte. À l'altération, elle devient ocre, le fer s'oxydant. Formant le plancher de l'aquifère de la craie cénomaniennne, la Glauconie de base est généralement fluée vers les versants des vallées (Vie et Touques) et sur la cuesta du pays d'Auge. Elle affleure donc presque toujours en couches glissées et déformées, à une altitude souvent inférieure à sa position réelle sous les plateaux.

Au Nord-Ouest de Crouttes, près de la ferme de la Cour-Moulin, les talus des chemins ruraux élargis en 1992 exposent la Glauconie de base en place, en poches dans le karst des calcaires oxfordiens et fluée sur les versants. Comprise dans une fourchette de 5 à 15 m, son épaisseur est assez variable et mal connue, peu de sondages l'ayant traversée sous les plateaux. Aux environs de Gacé (sondage 8-1), elle ne semble pas dépasser 5 m. En forêt de Grande-Gouffern, elle atteint et dépasse 10 m.

À sa base elle peut renfermer de petits galets de quartz, plus rarement de quartzite, de 1 à 5 cm de diamètre, atteignant exceptionnellement 10 cm (Gacé), très roulés, à façonnement marin (forme subarrondie, ou plus rarement aplatie en forme de palet). Ils sont parfois accompagnés de rognons phosphatés (Écorches, Les Lignerits).

La Glauconie de base est très peu fossilifère, mais contient d'assez nombreuses figures de bioturbation (*Spongeliomorpha*, *Thalassinoides*, *Chondrites*; Juignet, 1974). Légèrement carbonatée à l'état frais, elle s'altère en limon argileux à sableux, de teinte ocre à rouille.

La Glauconie de base n'a pas été datée dans l'Orne. Dans le Calvados, à Villers-sur-mer (Destombes et Rioult, *in* Juignet, 1974), des ammonites récoltées dans la partie inférieure de la formation appartiennent à l'Albien. Aux environs de Lisieux, la Glauconie de base recouvre des couches contenant des ammonites de l'Albien (*Hoplites interruptus*; Bigot, 1895, 1934) et a été datée à environ 95 Ma (Kennedy et Odin, *in* Odin, 1982), âge proche de la limite Albien-Cénomanienn (96 Ma, selon Odin et Odin, 1990).

### **Cénomanienn indifférencié**

**C1-2. Craies glauconiennes, parfois sableuses (Sables de Mont-Ormel), avec nombreux niveaux durs (surfaces durcies).** Les craies du Cénomanienn, calcaire tendre appelé « marne » ou « tuf » par les agriculteurs, affleurent principalement dans les anciennes carrières sur les coteaux du pays d'Auge où elles ont été jadis extraites pour amender les terres acides des plateaux ou pour la fabrication de la chaux. En cave ou en abris sous roche en dessous d'un niveau de craie durcie, ces anciennes carrières artisanales (ou « boves ») comptent parmi les éléments typiques du pays d'Auge. Elles ne se dégradent que lentement, et les affleurements décrits par P. Juignet (1974), à

qui nous emprunterons l'essentiel des descriptions, constituent encore les meilleures coupes de référence :

- boves du bourg de Croutes (fig. 4, dépliant en fin de notice) ;
- carrières des Génévrais (fig. 5, dépliant en fin de notice) et de Cutesson à Vimoutiers ;
- carrière du Vau-Bénard à Guerquesalles ;
- carrières de la côte de Saint-Christophe à Gacé (fig. 5) ;
- chemin creux de Sourdeval à l'Ouest de Saint-Pierre-la-Rivière (colline de l'Aigrefin), avec à la base les Sables de Mont-Ormel (fig. 4).

Les craies du Cénomanien se reconnaissent par leur teinte blanchâtre ou verdâtre quand elles sont riches en grains de glauconie. Elles comprennent de nombreux niveaux durs, noduleux (bancs durcis = hardgrounds). À l'altération, leur teinte vire au gris verdâtre, au jaune ou à l'ocre, avec des sols souvent gris ou noirâtres. Entièrement décalcifiées, elles deviennent des limons plus ou moins sableux et argileux. Les faciès sableux sont fréquemment fins (« sable à lapin ») gris verdâtre à ocre. Aux affleurements, les animaux fouisseurs y creusent de nombreux terriers.

En raison d'une troncature par érosion, l'épaisseur des craies cénomaniennes décroît du Nord-Est vers l'Ouest et le Sud de la carte. Dans les secteurs où certaines assises du Cénomanien supérieur, voire du Turonien basal, sont conservées (Bosc-Renoult, Ticheville), la puissance du Cénomanien avoisine probablement 70 m.

*Limite inférieure.* La base du Cénomanien est généralement masquée par des formations de versant (colluvions, formations de solifluxion et masses glissées). Sa position a été déterminée d'après les rares affleurements de Glauconie de base en place et à l'aide de la morphologie. Elle ne se situe pas à la rupture de pente au pied de l'escarpement, mais 10 à 15 m en dessous, cette dernière se situant dans les niveaux sableux de la partie inférieure de la Craie glauconieuse. En forêt de Grande-Gouffern (sondage 6-16), le passage Glauconie de base—Craie glauconieuse est progressif. La glauconite passe à une marne silteuse vert jaunâtre très glauconieuse, décarbonatée à proximité du versant.

*Limite supérieure.* Selon les données de la littérature (Bizet, 1884, 1885a ; Lecœur, 1885b ; Juignet, 1974) et les observations de terrain, les termes supérieurs de la série crayeuse, sous la Formation résiduelle à silex, appartiennent à la Craie à *Inoceramus labiatus* du Turonien basal (Ticheville, Le Bosc-Renoult). À l'exception de ces localités et probablement du plateau aux confins nord-est de la carte, le toit de la série crayeuse cénomanienne n'est donc pas conservé. La limite supérieure figurée correspond à la troncature de la série par altération, dans les craies du Cénomanien supérieur au Nord-Est de la feuille, et dans celles du Cénomanien moyen ou inférieur au Sud-Ouest d'une ligne Vimoutiers—Gacé. Elle correspond presque toujours à la rupture de pente au sommet des versants, comme le montrent les marnières ouvertes dans la partie haute des coteaux et les rares données des

puits sur les plateaux. Étant donné la présence de poches karstiques et la solifluxion de la Formation résiduelle à silex sur les versants, cette limite est très approximative.

*Subdivisions et analyse séquentielle.* Le tableau 2 (en pages centrales) présente les principales subdivisions chronostratigraphiques et lithologiques du Cénomaniens du pays d'Auge. Les meilleurs repères sont les principaux bancs durcis, d'extension régionale (Juignet et Breton, 1992), identifiables seulement sur les coupes principales. Ils limitent les principales séquences (VI à XV) définies par P. Juignet (1974). Les autres bancs durcis marquent les limites des séquences élémentaires. Leur extension est souvent réduite et il est difficile de mettre en corrélation de façon précise des coupes distantes de quelques kilomètres seulement. P. Juignet (1980) distingue plusieurs stades d'évolution dans la genèse de ces bancs durcis (hardgrounds). Ils correspondent à des arrêts de sédimentation, avec lithification et bioturbation, auxquels s'ajoutent parfois des phénomènes d'érosion pouvant entraîner localement l'ablation complète d'une séquence élémentaire.

• **Cénomaniens inférieur : Craie glauconieuse.** Le terme « Craie glauconieuse » est retenu comme nom de formation (Juignet, 1974, 1980). Dans la région, il comprend les faciès crayeux et sableux du Cénomaniens inférieur, mais pas tous les faciès de craies à glauconie, celles-ci étant régulièrement présentes jusqu'au Cénomaniens supérieur. En Seine-Maritime, une datation radiométrique K-Ar (Juignet *et al.*, 1975) donne à la base de la Craie glauconieuse un âge compris entre 92 et 94 Ma, proche de la limite Albien—Cénomaniens (96 Ma, selon Odin et Odin, 1990).

La séquence VI constitue une assise de transition entre la Glauconie de base et la Craie glauconieuse. En forêt de Grande-Gouffern, dans le sondage 213-2-18 (carte à 1/50 000 Sées), elle est altérée et constituée par un silt brun jaunâtre argileux et glauconieux, devenant un peu sableux, plus jaune et se chargeant en nodules de cherts en montant la série.

Les couches de la séquence VII affleurent essentiellement dans la partie méridionale de la carte où elles sont très sableuses (**Sables du Mont-Ormel**); en particulier dans le chemin creux de Sourdeval, à l'Ouest de Saint-Pierre-la-Rivière (colline de l'Egreffin, fig. 4). Complètement ou largement décarbonatées dans les zones d'affleurement, ces couches contiennent vraisemblablement du carbonate de calcium, en profondeur sous les plateaux. Elles renferment quelques nodules de grès et de cherts, épars ou formant des niveaux lenticulaires. Les Sables du Mont-Ormel sont souvent très fins (sablon siliceux et glauconieux), la fraction la moins fine pouvant être constituée par de menues concrétions mamelonnées en microquartz, blanches, opaques ou translucides, et des spicules de spongiaires. Ils contiennent de la muscovite, localement abondante. Le cortège de minéraux lourds (Juignet, 1974) est essentiellement constitué de tourmaline (prédominante) et de zircon, accompagnés d'un peu de rutile, de staurotide, de

barytine et de traces de disthène, andalousite, grenat, amphibole, brookite et anatase. En forêt de Grande-Gouffern, ces niveaux sont très fins, silteux et profondément décalcifiés. Vers le haut, le faciès sableux est limité par le hardground Mont-Pinçon (ou Villiers 1). Au-dessus, avec des craies plus ou moins sableuses, la sous-séquence VIIb forme une transition entre les sables et le faciès typique de craie glauconieuse et se termine par le banc durci Villiers 2.

Les principaux affleurements de Craie glauconieuse typique (Crouttes, Vimoutiers, Gacé; fig. 4 et 5) correspondent aux séquences VIII et IX. Les hardgrounds y sont particulièrement nombreux. Entre eux, la craie est assez friable, pulvérulente dans les faciès pauvres en débris de fossiles. Certains niveaux sont très riches en cherts gris et en spongiaires. Vers l'Est (Camapville, Le Glatinet) apparaissent des niveaux de silex gris.

Dans la séquence X, la craie devient plus massive (Vimoutiers, Les Genévrais) et plus riche en carbonate de calcium (70 à 90 %). Elle conserve toutefois des passées sableuses (base probable de certaines séquences mineures), les matériaux provenant de l'altération de ces assises étant localement très sableux.

Parmi les ammonites (Juignet, 1974), les *Mantelliceras* sont assez fréquents (*M. manielli*, *M. tuberculatum*, *M. cantianum*); les *Schloenbachia* ne sont pas rares (*S. varians*, *S. subplana*); les autres genres moins fréquents (*Hypoturrilites gravesianus*, *Hyphoplites arausionensis*). Les lamellibranches sont très abondants : inocérames (*Inoceramus crippsi*), pectinidés (*Chlamys aspera*, *Spondylus striatus*, *Neithea quinquecostata*), huîtres (*Ostrea canaliculata*, *Exogyra obliqua*), trigonies (*Trigonia crenulata*, *T. scabra*). Les spongiaires (lithistidés) et les vers (*Sarcinella socialis*) sont également très fréquents. Les bryozoaires, brachiopodes (rhynchonelles : *Grasirhynchia grasiana*, *Cyclothyris lamarckiana* et térébratules : *Sellithyris biplicata*) ainsi que les oursins (*Catopygus carinatus*, *Discoidea subuculus*, *Epiaster crassissimus*) sont un peu moins abondants.

Les foraminifères planctoniques sont rares (*Hedbergella infracretacea*, *H. delrioensis*, *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora appenninica*) et il n'est guère possible d'établir une stratigraphie fine. Essentiellement benthique, la microfaune comprend principalement des formes cénomaniennes indifférenciées : *Gavelinella cenomanica*, *G. baltica*, *Plectina mariae*, *Hagenowina advena*, *Ataxophragmium depressum*, *Lingulogavelinella* cf. *formosa*. Sous sa forme typique, cette dernière pourrait indiquer le Cénomanien inférieur; mais elle apparaît ici plus évoluée, et la partie inférieure des craies glauconieuses semble déjà appartenir au Cénomanien moyen. *Gavelinella minina*, assez importante, paraît s'éteindre dans la Craie de Rouen.

● **Céomanien moyen à supérieur (pro parte) : Craie de Rouen.**

Constituée comme la formation sous-jacente de craies glauconieuses présentant des intercalations de bancs durcis, la Craie de Rouen est beaucoup moins épaisse que la Craie glauconieuse et sa puissance n'atteint peut-être pas dix mètres. Elle n'est vraisemblablement re-

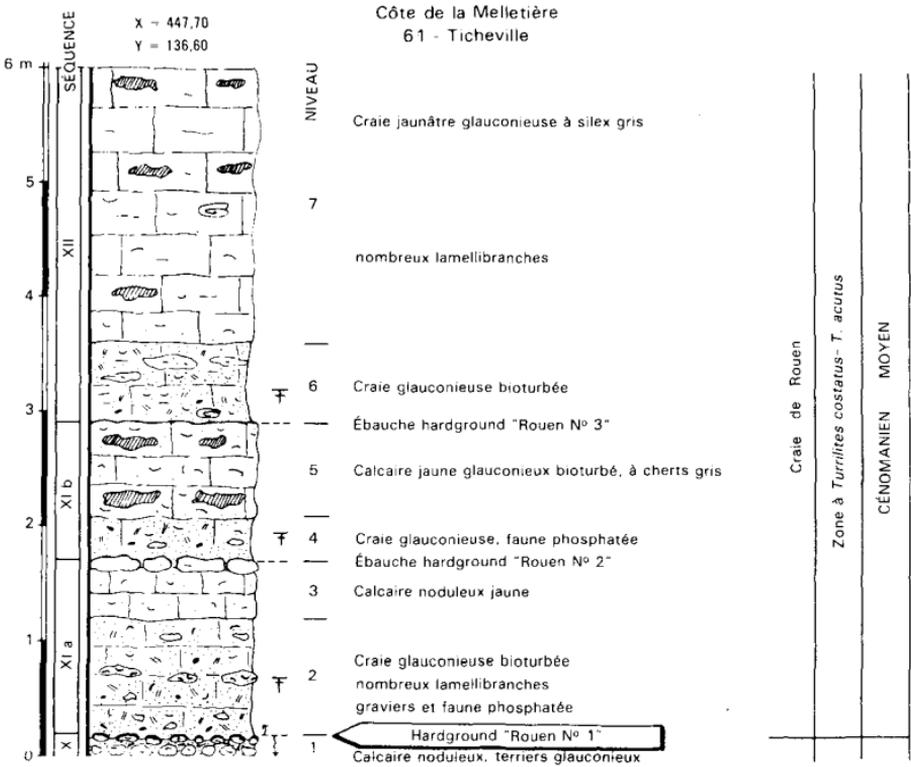


Fig. 6 - Coupe dans les assises du Cénomanien moyen (d'après Juignet, 1974)

présentée qu'à l'Est d'une ligne joignant l'Est de Vimoutiers au bois du Déffend, par le Sud d'Orville. L'affleurement de référence, actuellement d'assez mauvaise qualité, est la côte de la D 12 à l'Ouest de Ticheville (côte de la Melletière, fig. 6), décrit par P. Juignet (1974).

Le hardground Rouen 1, à faune phosphatée, forme la base de la formation. S'il n'a pas fourni l'ammonite habituelle de ce niveau (*Turrilites costatus*), caractéristique de la première biozone du Cénomanien moyen, celle-ci est bien présente 2 m au-dessus, dans l'ébauche de banc durci Rouen 2. La faune de la Craie de Rouen ne diffère de celle de la Craie glauconieuse que par sa faune d'ammonites à *Turrilites costatus*, *T. acutus*, *Acanthoceras rhotomagense*, et la richesse de sa

microfaune : hedbergelles, calcisphères, pithonelles, ataxophragmidés, anomalinidés, ainsi que de très rares *Rotalipora cushmani*. Elle est moins riche en éléments détritiques (quartz, mica blanc).

● **Cénomanien supérieur : Craie à *Actinocamax plenus* et Craie marneuse.** Les formations supérieures du Cénomanien ne sont vraisemblablement représentées que de manière discontinue au-dessus de la Craie de Rouen, dans les zones des plateaux bordant la Touques au Nord d'Orville où l'altération n'a pas été trop profonde. Ce sont des craies argileuses à foraminifères et à fréquentes pithonelles. La Craie à *Actinocamax plenus* n'a pas été encore identifiée dans le domaine de la carte. En contrepartie, la base de la Craie marneuse, à *Inoceramus labiatus* (Turonien inférieur, zone à *Mammites nodosoides*), est signalée par P. Bizet (1882) dans la tranchée de l'ancien chemin de fer à l'Ouest de Ticheville et par M. Lecœur (1885) au Bosc-Renoult.

Par la microfaune (*Rotalipora cushmani*, *Dicarinella hagni*, *Gavelinopsis tourainensis*, et en dépit de l'absence de *Rotalipora greenhornensis*), le Cénomanien supérieur a été identifié entre Le Sap et Orville (Sud de La Bergerie). La formation d'altération (RS) qui recouvre les craies du Cénomanien n'a livré que des espèces postérieures au Turonien inférieur (Ménillet et Monciardini, 1991). Les plus récentes, telle *Gavelinella* gr. *laevis-cristata*, indiquent la partie moyenne du Santonien (biozones *d* à *e*).

### Formations superficielles

#### Dépôts résiduels et altérites

#### Âge tertiaire

Les matériaux résiduels d'âge tertiaire supposé apparaissent le plus souvent en poches dans la Formation résiduelle à silex et affleurent parfois en bordure des plateaux. Ils n'ont été observés qu'à l'Est de la Touques et en forêt de Grande-Gouffern. Généralement associées aux sables, les argiles ont une teinte grise très claire, presque blanche, parfois panachée de rose ou de rouge. Elles se présentent en petites masses de quelques mètres d'extension et dans la matrice de la Formation résiduelle à silex. Lors des levés, des travaux de terrassement les ont recoupées au Sud du plateau du Sap (Sud de La Tillaye; Neuville, ferme de l'Auberdrière). Au voisinage des argiles, ces derniers ont entaillé des poches de sable argileux panaché rouge, ocre, gris clair et beige. La longueur des poches atteignait et dépassait 5 m. À Cisai-Saint-Aubin (angle sud-est de la carte) et Chaumont, d'anciennes sablières sont les témoins de poches un peu plus étendues mais ne dépassant guère une ou deux dizaines de mètres.

III. **Tertiaire indifférencié. Sables et grès du Bosc-Renoult.** Au Bosc-Renoult, hameau du Bigot, des sables, exploités en sablière, ont une

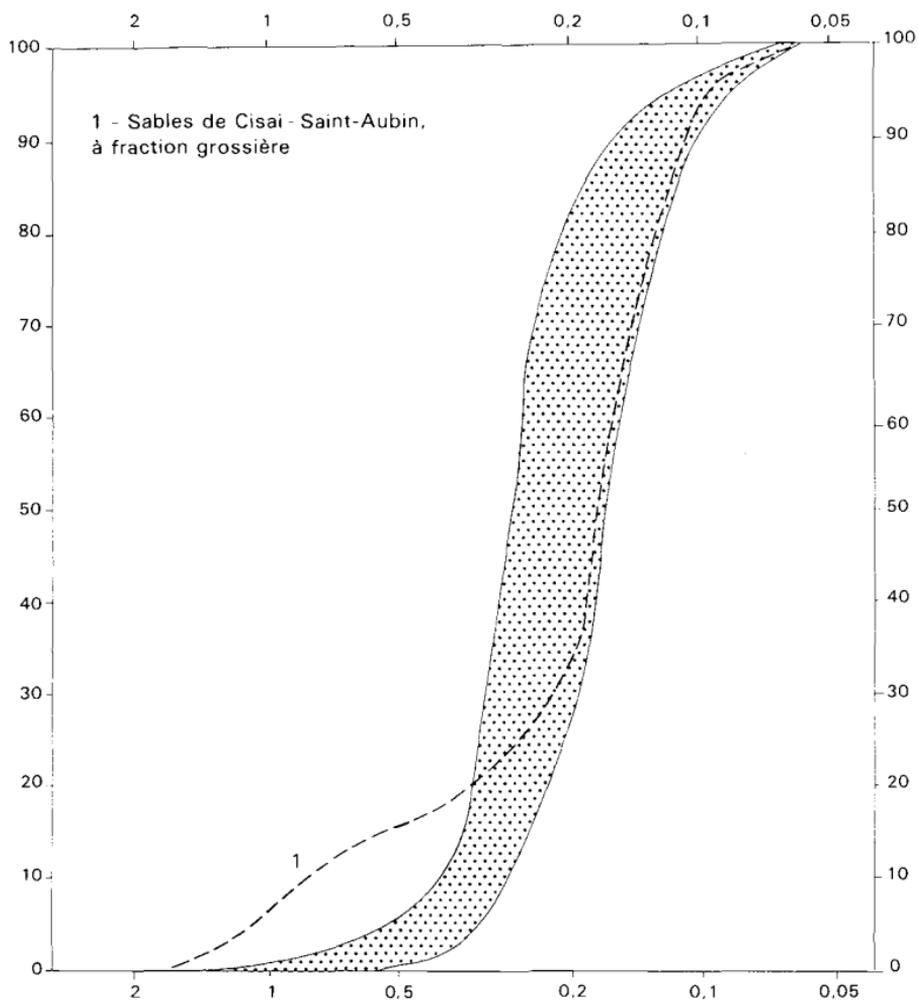


Fig. 7 - Faisceau granulométrique des sables attribués au Tertiaire, à l'Est de la Touques

puissance de 4 m selon M. Lecœur (1885b) et forment, avec les grès provenant de leur cimentation, une couche presque continue. Ces derniers apparaissent très abondants et constituent, selon Blavier (1842), « un banc discontinu, d'épaisseur variable, mais atteignant communément 1 mètre 30 à 2 mètres. » Un peu partout, à l'Est de la commune, des blocs gisent épars (La Futelaie, Le Bigot, Le Bas-Bigot, Le Clos-Michaux). Plus à l'Ouest, le puits de la marnière Cordier traversait 4 m de grès au-dessus de la Formation résiduelle à silex (Lecœur, 1885b). Les grès ont un grain fin à moyen ; leur teinte est blanche, jaunâtre à ocre quand ils sont colorés par des oxydes de fer. Au microscope, la cohérence du grès est liée à un accroissement des grains en quartzite ou en auréole de menus quartz. Les rares espaces laissés par ces nourrissages sont parfois occupés par du microquartz.

En dehors de la partie nord-est de la carte, des blocs de grès n'ont été observés qu'au Nord-Est de Saint-Évroult-de-Montfort (La Vacherie) : un gros bloc résiduel sur un versant, et en forêt de Grande-Gouffern, en fragments résiduels. Selon C. Barbey (1967), les grès de Gouffern sont quartzitiques et renferment de la tourmaline, du zircon et une fine pigmentation brune (probablement des oxydes de titane) ; ils peuvent contenir des esquilles de silex (bloc remanié sur le versant à Sainte-Eugénie). Le seul poudingue à galets de silex observé est une borne, au hameau de La Baasle, près de la limite septentrionale de la carte ; son origine est inconnue.

Les sables sont quartzeux, blancs, ocre, souvent panachés de rouge quand ils sont très argileux. L'ancienne carte à 1/80 000 Bernay figure des sables à Pontchardon et Avernès-sous-Exmes. Également signalés par M. Lecœur (1885a), ceux de Pontchardon ont probablement été entièrement exploités et ils n'ont pu être retrouvés. Ceux d'Avernès correspondent vraisemblablement à des sables cénomaniens qui affleurent à proximité, à la même cote : lorsqu'ils sont décalcifiés, ils peuvent être à première vue confondus avec des sables tertiaires. Une observation plus attentive montre que les sables cénomaniens altérés sont principalement constitués de quartz détritiques très fins (taille inférieure à 0,160  $\mu\text{m}$ ) et ils contiennent de la glauconie et de la muscovite. En outre, ils comprennent une fraction arénite moyenne à grossière constituée presque exclusivement de menus concrétions siliceuses blanches ou translucides et de spicules d'éponges. En forêt de Grande-Gouffern, les sables d'âge tertiaire supposé sont résiduels et mêlés à la Formation résiduelle à silex.

À l'exception des sables de Cisai-Saint-Aubin et de la forêt de Grande-Gouffern, qui comprennent une fraction grossière, les sables attribués au Tertiaire ont une granulométrie et un faciès assez homogène (fig. 7). La médiane de la fraction sableuse (0,05 à 2 mm) est comprise entre 0,15 et 0,30 mm ; le mode entre 0,13 et 0,32 mm. Les grains de quartz ont une forme subarrondie à irrégulière. L'étude des grains les plus représentatifs en microscopie électronique montre qu'ils

présentent des néoformations siliceuses en surface, en plaques écaillées, enveloppant plus ou moins le grain.

La position des sables en lambeaux résiduels au-dessus de la Formation résiduelle à silex ou en poches dans celle-ci est le principal argument trouvé dans la littérature pour leur attribuer un âge tertiaire. Ils ont été rapportés soit à l'Éocène, en particulier au Bartonien, notamment ceux de la forêt de Gouffern (analogie de faciès des grès associés avec les Grès à sabals du Maine; Bigot, 1904); soit au Rupélien (Stampien), sur des arguments sédimentologiques (minéraux lourds; Kuntz et Monciardini, 1984). Le faciès assez homogène des sables du Bosc-Renoult s'accorde mieux avec l'hypothèse d'une origine marine qu'avec celle d'une origine fluviale, sans exclure une origine lacustre.

### Âge tertiaire à quaternaire

*A*<sub>3</sub>. **Altérites sur marnes calloviennes : limons très argileux ocre.** Peu épais (0,50 m en moyenne), les limons d'altération des marnes calloviennes sont souvent recouverts par un sol gris hydromorphe (épaisseur, 0,20 à 0,40 m). À leur base, la marne, un peu altérée, présente fréquemment un faciès pseudogley (teintes bariolées gris clair et ocre) et de petites accumulations de calcaire secondaire, tendre.

*A*<sub>C1-2</sub>. **Altérites de craie cénomaniennes, pauvres en silex : argiles silteuses ou finement sableuses vertes ou ocre.** À la base de la Formation résiduelle ou même à la surface de certains plateaux (plateau de Bel-Air, entre Aavernes-sous-Exmes et Résenlieu), on observe des argiles silteuses ou sableuses vertes ou ocre. En coupe, les deux couleurs alternent souvent, soulignant des restes de litage, généralement déformés par la karstification des craies sous-jacentes et les phénomènes de cryoturbation. La fraction argileuse est essentiellement constituée d'interstratifiés irréguliers illite-smectite à feuillet de smectite nettement prédominants, accompagnés d'un peu de kaolinite et de traces d'illite.

**Altérites sur calcaires bathoniens** (non figurées). Discontinus, plus souvent en poches qu'en couverture continue, les limons marron ou brun-rouge qui recouvrent les calcaires bathoniens sont d'autant plus riches en géolifractions calcaires que le calcaire altéré est plus dur.

**Altérites sur calcaires oxfordiens** (non figurées). Sous la Glauconie de base du CénoManien, les calcaires oxfordiens peuvent être altérés. Dans le lotissement en fin de construction au Nord-Est de Gacé, les calcaires durs sublithographiques se rapportant probablement au Calcaire à astartes, sont surmontés par une couche d'altération où ils apparaissent disloqués en fragments emballés dans une marne beige jaunâtre, épaisse de 0,80 à 1 m, elle-même couronnée par un lit centimétrique d'argile gris-brun à brun chocolat. Des poches karstiques remplies de sable et de glauconite ont été observées au Nord-Ouest de Crouettes; les difficultés d'interprétation du forage 2-1, au Sud-

Ouest de Vimoutiers (Val-Héland) où le Roussier et le calcaire corallien semblent manquer, pourraient être liées à la présence d'une telle poche.

**RS. Formation résiduelle à silex.** Caractérisée par sa richesse en silex emballés dans un matériau argileux ou argilo-sableux ocre ou rouge souvent bariolé de gris ou de vert, cette formation présente un faciès typique d'argile à silex. Nous avons évité ce terme classique, car il est employé dans un sens différent selon les régions. Localement, les silex sont appelés « têtes de chats », en référence à la forme globuleuse de certains d'entre eux ; la formation est parfois appelée « briqueté ». La Formation résiduelle à silex constitue une couverture quasi continue sur les plateaux du pays d'Ouche, du pays d'Auge et de la forêt de Gouffern. Seuls les limons des plateaux et des matériaux résiduels en poches la recouvrent. Ces derniers sont abondants dans sa partie supérieure qui est très largement cryoturbée et souvent remaniée et mêlée de limons (B-LPS).

La Formation résiduelle à silex affleure dans les talus des routes, aux ruptures de pente des plateaux. En 1991, les seuls talus frais sont ceux de la D 13, 2 à 2,5 km à l'Est de Gacé, avec des faciès à rapporter à la partie inférieure de la formation, quand celle-ci est bien développée (Nord-Est de la carte).

La Formation résiduelle à silex est constituée par les produits de l'altération de la craie, auxquels se sont souvent ajoutés des matériaux résiduels qui se sont immiscés dans cette altérite par illuviation : sables et argiles d'âge tertiaire probable, limons lœssiques anciens enrichis en argile par altération. À sa base elle pénètre la craie en poches qui peuvent avoir plusieurs mètres de profondeur, ce qui lui donne une épaisseur très irrégulière (3 à 20 m). Le plus souvent, la longueur de ces poches est comprise entre 3 et 10 m. Le remplissage est rarement homogène, surtout sur les craies cénomaniennes à nombreuses passées argileuses riches en glauconie. Réduits par altération, ces niveaux argileux forment fréquemment une série de bandes ocre et vertes parallèles au fond et aux bords de la poche. Ils sont souvent dépourvus de silex (voir *Ac1-2*). Ces derniers sont plus abondants dans la partie supérieure de la formation. À l'exception du plateau de la forêt de Grande-Gouffern où ils proviennent des craies cénomaniennes, les silex ont des faciès variés et un grand nombre d'entre eux rappellent ceux qui gisent dans les craies turoniennes et sénoniennes : cœur brun résineux à cassure un peu vitreuse, ocre par oxydation ; cortex blanc peu épais ; forme souvent lobée, tuberculeuse.

L'étude de la microfaune des silex creux (Ménillet et Monciardini, 1991) et des oursins silicifiés (M. Rioult, inédit) confirme que ces silex proviennent bien de craies plus récentes que celles qui affleurent sur la carte. La variété d'aspect des silex, marque bien qu'ils peuvent provenir de craies d'âge différent. Ces silex étant dépourvus d'usure, il ne s'agit pas d'un remaniement à distance, mais d'une origine locale. Les silex les plus nombreux ont une longueur comprise entre 5 et

Étages	Zones d'ammonites	Microfaune	Formations	Séquences	Lithologie et bancs durs repères	Épaisseurs
CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR	Zone à Judii	<i>G. cenomanica</i> ? <i>H. advena</i> ? <i>P. mariae</i> ? <i>G. bellica</i> ? <i>R. cushmani</i> ? <i>G. cf. tourainensis</i> ↑ <i>D. hagni</i> ↑	Craie à <i>I. labiatus</i>	XV	Craie argileuse	Quelques mètres
	Zone à <i>Metoicoceras geslinianum</i>		XIV	Hardground "Antifer n° 3"	Quelques mètres	
	Zone à <i>Calycoceras guerangeri</i>		XIII	Craie argileuse		
CÉNOMANIEN MOYEN	Zone à <i>Acanthoceras jukesbrownei</i>	<i>G. minima</i> ? <i>L. cf. formosa</i> ? <i>A. depressum</i> ?	Craie de Rouen	XII	Craie glauconieuse	Environ 5 m
	Zone à <i>Acanthoceras rhotomagense</i>			XIb	Hardground "Rouen n° 3"	1 à 2 m
				Écozone à <i>Turrilites acutus</i>	XIa	
Écozone à <i>Turrilites costatus</i>	XIa	Hardground "Rouen n° 2"	1 à 2 m			
CÉNOMANIEN INFÉRIEUR ~ 50 m	Zone à <i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>R. appenninica</i> ↑ <i>A. depressum</i> ? ? ? ? ? ? ? ? ? ? ?	Craie glauconieuse	X	Hardground "Rouen n° 1"	~ 10 m
				IX	Craie à spongiaires	
	VIII			Faisceau des hardgrounds "Crouttes"	8 à 10 m	
	VIII			Craie glauconieuse bioturbée à cherts et spongiaires		
Zone à <i>Mantelliceras saxbii</i>	VIIb	Faisceau des hardgrounds "Villers"	3 à 5 m			
	VIIa	Hardground "Montpinçon" ou "Villers n° 1"	15 à 20 m			
Zone à <i>Nostlingoceras carcitensis</i>	VIIa	Craie glauconieuse à silex ou sables glauconieux		5 à 15 m		
	VIb	Surface perforée "Livet" ou passage progressif				
ALBIEN CONDENSÉ			Glauconie de base	VIa	Marne sableuse	5 à 15 m
				VIa	Glauconie crayeuse	
				II-III-IV-V	Glauconie à graviers et nodules phosphatés	
					Surface de ravinement	
CALLOVIEN (forêt de Grande-Gouffern)			OXFORDIEN (pays d'Auge)		APTIEN (confins du pays d'Ouche)	

Tableau 2 - Subdivisions biostratigraphiques et lithologiques de l'Albien et du Cénomaniens en pays d'Auge (d'après Juignet, 1974, complété)

15 cm, mais ceux qui atteignent et dépassent 20 cm ne sont pas rares. Dans la partie supérieure de la formation, surtout à proximité des poches de sable, les silex peuvent être altérés jusqu'à devenir entièrement blancs et poreux (silex « cacholong »).

L'âge des altérations qui ont engendré la Formation résiduelle à silex n'est pas connu avec précision. Le contexte régional permet de penser qu'elle est élaborée tout au long du Tertiaire et pendant les phases tempérées du Quaternaire.

En plus d'importantes variations locales de composition et de couleur, les observations de terrain, malheureusement trop peu nombreuses, permettent de discerner quelques différences selon les plateaux.

Sur le plateau du Sap, jusqu'à la forêt de Chaumont, la matrice de la formation est souvent riche en argile blanchâtre très kaolinique. Cette argile provient soit de matériaux fins liés aux sables résiduels tertiaires en poches, fréquentes dans ce secteur, soit de l'insoluble des craies argileuses du Turonien. À l'Ouest du Bosc-Renoult (ancien puits de marnière Cordier) M. Lecœur (1885b) a observé au sein de la formation une couche de minerai de fer « tantôt sous forme compacte, tantôt graveleux ou en rognons et alors plus ou moins riche et plus ou moins fondant. » Ce minerai aurait été exploité dans les siècles passés.

M. Lecœur (1885a) souligne la disposition en poches des argiles à silex dans la tranchée de chemin de fer entre Vimoutiers et Ticheville. Cette disposition est particulièrement spectaculaire dans un nouveau terrassement pour piste de chevaux sur la butte située au SSE du Val-Harang à Mardilly. Profondes de 4 à plus de 6 m, les poches sont légèrement déformées par solifluxion. Le matériel de remplissage est une argile rouge, riche en silex, dans la partie supérieure des poches ou dans leur totalité pour certaines ; dans les autres, la partie inférieure est constituée par des argiles vertes ou ocre ( $Sc_{1-2}$ ), souvent en couches alternées et parallèles au fond et aux bords de la poche. Sur les plateaux du centre de la feuille, la fraction fine de la Formation résiduelle à silex, bariolée rouge, ocre et gris clair, est constituée pour 2/3 d'interstratifiés illite-smectite à 40 % environ de feuilletts de smectite et pour 1/3 de kaolinite.

Sur le plateau de la forêt de Grande-Gouffern, la Formation résiduelle à silex est beaucoup moins épaisse et se réduit souvent à un cailloutis de silex cénomaniens géli fractés dans une matrice limono-sableuse à limono-argileuse (cf. B-LPS).

### **Formation résiduelle à silex largement géli fluée en haut de versant.**

À proximité des confluences de vallées et de vallons, les plateaux s'abaissent progressivement jusqu'à l'éperon d'interfluve. La couverture d'argile à silex reste jusqu'à la rupture de pente, mais elle est en grande partie solifluée. Un signe en forme de flèche signale ce fait.

## Âge quaternaire

**B-LPS. Formation résiduelle à silex cryoturbée ou faiblement remaniée, et limons à silex ; localement poches d'argiles.** À la surface des plateaux, en dehors des placages de limons lœssiques bien préservés, les labours montrent généralement des limons peu épais, plus ou moins riches en fragments de silex. Au Nord-Ouest du Bosc-Renoult (Est de la mare de la Feuille), plusieurs excavations ont recoupé 0,50 m de limons lessivés recouvrant un limon argileux panaché ocre et gris (pseudogley) à petits fragments de silex épars, pouvant contenir des concrétions ferromanganiques noires dans leur partie inférieure. Ce sont d'anciens limons altérés, enrichis en argile par une ou plusieurs pédogénèses lessivantes ayant incorporé des silex lors de leur remaniement par gélifluxion. Leur épaisseur peut atteindre et dépasser 1,50 m. Dans l'une des excavations, les limons lessivés reposent sur des limons ocre découpés en fragments polyédriques de 10 cm par un réseau de fissures à bords tapissés d'argiles d'illuviation brun-rouge. Ces limons ont le faciès des lœss anté-weichséliens des plateaux de la région (âge saalien probable). Le tableau 3 présente des données sur la granulométrie de ces limons (échantillons 5 et 6). En dessous, des limons argileux panachés ocre, rouge, brun-ocre et gris clair à nombreux silex fragmentés, correspondent à un mélange par remaniement de Formation résiduelle à silex et de lœss anté-saaliens très altérés.

N°	Localisation	Types	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Mode $\mu\text{m}$	Classes granulométriques		
					20	2 $\mu\text{m}$	
1	SURVIE La Huberdière	limons	14	16-30	36,1	29,9	34,0
2	TOURNAI S/DIVE Route de Villedieu	lœssiques	16	20-30	39	31	30
3	AUBRY-EN- EXMES La Guittonnière	(Weichsélien)	17	20-40	44,7	33,8	21,5
4		limons	6	30-40	38,4	16,9	44,7
5	PONTCHARDON La Chesnaie	lœssiques	7	12-40	25,6	38,3	36,1
6	BOSC-RENOULT Mare de la Feuille	anciens	< 0,5	12-30	8	17,8	74,2

**Tableau 3 - Données granulométriques sur des lœss anciens et récents** (analyses BRGM au sédiograph, fraction 0,5-80  $\mu\text{m}$ )

À proximité de l'angle nord-est de la carte, à La Vannetière (feuille à 1/50 000 Livarot), le sondage 147-8-29 a traversé sous 4,25 m de limons brun-beige, à faciès de lœss weichsélien, 10,75 m de limons argileux et d'argile limoneuse à fragment de silex épars dont les fractions silteuse et sableuse fine sont identiques à celle des lœss surincombants (tableau 4). Il s'agit probablement du remplissage, au Pléistocène inférieur ou moyen, d'un vallon ou d'une dépression par

Profondeur (mètres)	Médiane ( $\mu\text{m}$ )	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Classes granulométriques			
			50	20	2 $\mu\text{m}$	
0,50-1,25	15	25	4,3	35,4	40,5	19,8
1,25-1,50	20	23	3,9	47,5	33,6	16,0
1,50-2,00	15	25	1,1	38,8	41,2	19,8
2,00-3,00	13	23	2,5	31,6	40,0	25,9
3,00-3,80	10	20	3,3	25,6	43,7	27,4
3,80-4,25	11	22	1,5	29,9	41,6	29,9
4,25-500	10	25	1,5	28,0	39,7	30,8
600	2,8	20-25	0,1	19,9	32,5	47,5
6,50	2,5	20-25	1,7	17,5	32,3	48,5
7,25	< 0,5	(12,5)	0,7	9	25,4	64,9

**Tableau 4 - Données granulométriques sur les limons lœssiques et les argiles limoneuses**, sondage 147-8-29, Familly, La Vannetière, Calvados (analyses BRGM au sédiograph, fraction 0,5-80  $\mu\text{m}$ )

des produits de solifluxion composés d'un mélange de lœss anciens altérés et de Formation résiduelle à silex. Ce remplissage pourrait s'étendre jusque'à La Petite-Noé.

Les divers faciès de remaniement en surface de la Formation résiduelle à silex sont souvent regroupés sous le terme de « bief à silex ». Ici, ce terme d'origine picarde (Mercey, 1880) est impropre et ne doit pas être conservé. Au Sud du plateau du Sap (La Tillaye, bois du Deffend, forêt de Chaumont), des limons à silex très lessivés, souvent blanchis, prédominent. Au Sud du Sap (Le Parc-l'Escu, La Futelaie), les limons anciens ocre affleurent fréquemment dans les talus de la D 253.

À l'Ouest de la Touques, les limons à silex sont moins épais, souvent discontinus et la Formation résiduelle à silex est souvent subaffleurante et très affectée par les phénomènes de cryoturbation et de gélifluxion (voir RS).

**Couverture de silex sur butte-témoin ou glacis, parfois accompagnés de fragments de grès et de galets de quartz (anciens épandages ou matériaux résiduels).** Sur certaines buttes armées par des niveaux durs du Callovien (butte du Hamel, à l'Ouest d'Ammeville) ou certains glacis en contrebas de la côte d'Auge (Le Haut-d'Ammeville) ou au pied de l'escarpement limitant au Nord la forêt de Grande-Gouffern, les formations jurassiques sont couvertes de débris de silex, accompagnés par quelques galets de quartz, remaniés de la base du Crétacé,

et de quelques fragments de grès tertiaires. Les silex sont anguleux mais peu volumineux. Dans la plaine de Trun, ils se chargent en fragments anguleux ou peu émoussés de Grès armoricain au Nord de Villedieu-lès-Bailleul et de Tournai-sur-Dive et atteignent le talus limitant en rive gauche la vallée de la Dives où ils sont recouverts par des lœss. Des transports de plusieurs kilomètres, sur des pentes faibles sont difficiles à concevoir sans l'intervention de l'eau. L'agent de transport est probablement un ruissellement diffus mais à courant suffisamment fort pour déplacer des éléments atteignant et dépassant 10 cm (pluies torrentielles ou fonte des neiges pendant les périodes froides et humides du Quaternaire?).

*F.* **Conglomérat à fragments de silex et ciment ferrugineux et man-ganique (type « grison » du Perche).** Sous le plateau du Sap et probablement aussi sous la forêt de Chaumont, les limons lessivés recouvrent fréquemment un conglomérat à éléments de silex et ciment noir ferrugineux. L'aspect terne du ciment est lié à la présence d'oxydes ou d'hydroxydes de manganèse.

Formant plus souvent une succession de blocs qu'un niveau continu, ce conglomérat a en général 10 à 50 cm d'épaisseur, mais celle-ci peut atteindre 1 m. Tous les intermédiaires existent entre des taches et concrétions ferrugineuses éparses et le conglomérat bien cimenté. En condition de mauvais drainage, le fer lessivé par les eaux d'infiltration s'est accumulé au sommet de la Formation résiduelle à silex, assez argileuse et très peu perméable. Cette roche ferrugineuse constituait le minerai de l'ancienne industrie ferromnère du Sap (voir la rubrique « Substances utiles »).

### **Formations éoliennes**

Des couvertures de limons d'origine éolienne ne sont bien conservées qu'au Sud-Ouest de la feuille, dans la campagne de Trun et au Nord-Est d'une ligne Vimoutiers—Le Sap. Ailleurs, ils sont très altérés, résiduels, et intégrés dans l'unité cartographique B-LPS. Ce sont des limons beiges à brun-beige, assez homogènes, formant les meilleures terres de la région. Très variable, leur épaisseur dépasse rarement 2 m.

*Æ.* **Lœss calcaires d'âge weichsélien, remaniés sur les versants (campagne de Trun).** Dans la campagne de Trun, les lœss occupent de larges surfaces entre la Dives et la forêt de Grande-Gouffern. Ils ont été étudiés par C. Barbey (1967). À l'exception de quelques placages aux environs de Villedieu-lès-Bailleul et Tournai-sur-Dive, ces lœss sont calcaires, en particulier sur les versants exposés au Nord et au Nord-Est, à proximité de la vallée de la Dives. La coupe de référence est la tranchée de la route de Trun à Tournai-sur-Dive, au Sud de Magny (Les Rues-Creuses); de haut en bas (épaisseurs en mètres) :

- 0,50 à 1,50 - limon brun-ocre, à fraction calcaire concentrée dans des canalicules ou en granules, localement enrichi en sable et en éléments calcaires remaniés des assises du Bathonien ;
- 1,00 à 1,50 - limon beige, à fraction calcaire disséminée ou concentrée dans des canalicules ;
- 1,00 à 3,00 - limon beige, calcaire, à petits fragments de calcaire bathonien plus ou moins disposés en lits parallèles à la pente, localement enrichi en sable, en glauconie ou en argile dans sa partie inférieure ;
  - cailloutis à éléments de socle (Sud de la coupe) ou grèze à éléments calcaires hétérométriques.

Le limon supérieur est un lœss altéré, en partie décalcifié (lehm des anciens auteurs) et remanié. Le limon beige est un lœss typique d'âge weichsélien probable. Le limon inférieur est un lœss entièrement remanié et incorporé dans une formation périglaciaire de versant, mise en place par solifluxion et ruissellement.

Trois kilomètres plus au Sud-Ouest, au carrefour coté 94, près de la ferme de la Guittonnière, les lœss beiges, très calcaires, épais de 1,50 m, reposent sur des lœss anciens altérés ocre (0,30 cm), rappelant les lœss de plateaux d'âge supposé saalien dans la région. Le limon ancien est nettement plus argileux (tableau 3, échantillons 3 et 4).

Les lœss de la campagne de Trun comprennent une fraction sableuse (10 % environ). C. Barbey (1967) a montré qu'elle est d'origine locale. Elle contient de la glauconie et son cortège de minéraux lourds est très semblable à celui de la fraction détritique des calcaires bathoniens environnant.

**LP. Limons lœssiques altérés et décalcifiés, principalement d'âge weichsélien (pays d'Ouche).** Dans la partie nord-est de la carte, les lœss sont plus altérés et entièrement décalcifiés. La notation LP, traditionnelle pour les lœss du centre du bassin de Paris, a été conservée par souci d'homogénéité avec la feuille voisine Rugles. Les fronts de taille des anciennes briqueteries du Sap et de Canapville ont disparu ou sont trop dégradés pour exposer de bonnes coupes. Les meilleurs affleurements sont les talus de route près du carrefour D 164-D 46a, dans l'angle nord-est de la carte. L'épaisseur de ces lœss dépasse rarement 2 m et reste souvent inférieure au mètre. Toutefois, à La Vannetière (sondage 147-8-29), sur la coupure Livarot, leur puissance dépasse 4 m et ils recouvrent des lœss encore plus altérés et remaniés, argileux, à débris de silex (épaisseur 5 m).

Le tableau 4 donne la composition granulométrique des lœss de La Vannetière ; le matériau s'enrichit en particules argileuses vers la base, mais le mode reste compris entre 20 et 25  $\mu\text{m}$  et la fraction limoneuse reste prédominante jusqu'à la profondeur de 6 m.

Au centre de la feuille, deux placages de lœss sur versant ont été identifiés, l'un au Nord de Neuville-sur-Touques, le second dans la vallée de la Vie, au Nord de Saint-Pierre-la-Rivière (tableau 3, échantillon 1). Leur épaisseur dépasse 2 m.

Rappelons enfin que la formation B-LPS (limons à silex) comprend des matériaux lœssiques altérés et remaniés.

### **Formations de versants**

En pays d'Auge, les plateaux étant très profondément disséqués par le réseau fluviatile, les versants ont une grande extension, avec des dénivelés atteignant et dépassant la centaine de mètres. La faible dureté des craies du Cénomaniens, la richesse en argile, limon et sable des formations d'altération et la présence, en bas ou milieu de versant, d'un niveau argilo-sableux (Glauconie de base) gorgé d'eau, sujet à des phénomènes de fluage, ont favorisé les colluvionnements, la solifluxion et les glissements en masse. Les versants du pays d'Auge sont donc recouverts d'un épais manteau de formations de versants dont l'épaisseur dépasse fréquemment 5 m et parfois même 10 m (vallée de la Touques, en aval de Neuville-sur-Touques). D'extension générale, le substrat n'affleurant guère qu'en carrière, ces formations n'ont été représentées que dans des secteurs où elles sont particulièrement étendues et épaisses, ou encore quand elles présentent des structures caractéristiques de loupes ou masses glissées. Ces dernières sont particulièrement nombreuses à l'Ouest de la vallée de la Vie, la Glauconie de base étant épaisse et recouverte d'un niveau sableux, également gorgé d'eau.

**Masses glissées confuses ou loupes de glissement déformées par érosion ou gélifluxion.** Cette figuration correspond à des masses glissées, généralement assez étendues et assez complexes, qui se sont vraisemblablement mises en place en plusieurs phases, certaines formes ayant été altérées par érosion et solifluxion. Celle qui domine le hameau de Saint-Bazile, 6 km au Nord-Ouest de Vimoutiers, en est un bon exemple.

**Loupes de glissement étendues, avec niche d'arrachement et lobe glissé bien individualisés.** De très beaux exemples de loupe de glissement sont visibles, un au Nord-Ouest de Survie où le lobe glissé a momentanément barré la vallée (remplissage marécageux épais de 4 m en amont, suivi par une gorge profonde de 4 m); d'autres aux Autels-Saint-Bazile.

S; SC; C. **Formations de versant indifférenciées : masses glissées à morphologie non conservée, et masses gélifluées.** En dehors des lobes et masses glissées de certains éperons ou versants très raides où la craie est subaffleurente, les coteaux du pays d'Auge ont une pente assez forte, mais assez régulière; ils sont assez peu vallonnés. Ils ont été « réglés » par les phénomènes de gélifluxion et de colluvionnement.

La composition des formations de versants est assez variable, mais la succession suivante apparaît la plus fréquente ; de haut en bas :

- 0 à 3 m - colluvions de matériaux fins, limoneux à sableux (remaniement d'altérites de matériaux cénomaniens et de limons lœssiques) avec quelques silex épars, généralement petits, principalement dans les parties déprimées du versant ainsi qu'à sa base ;
- 0 à 4 m - Formation résiduelle à silex géfluée ; silex fragmentés emballés dans un matériau argileux panaché de teintes ocre à rouge et gris clair à verdâtre ;
- 0 à 4 m - limons et limons sableux ocre, panachés ocre et gris-vert, ou gris-vert, provenant du remaniement d'altérites de sables et craies du Cénomaniens.

En l'absence de coupes profondes et de sondages, la géométrie précise de ces formations de versants est mal connue. Les limites figurées sont indicatives et non fondées sur des observations précises. Les épaisseurs paraissent très importantes dans les vallées et vallons du Nord de la feuille (Saint-Germain-de-Montgommery, Nord de Vimoutiers, Ticheville, Pontchardon, Canapville). Le substrat n'affleure pas.

Dans la vallée de la Touques, le sondage 4-7, au Nord-Est de Ticheville a traversé sous 8 m de matériaux sableux, limoneux et argileux, brun clair un peu rougeâtre, à silex et fragments de craie, 4,50 m d'un mélange de glauconite, de craie sableuse et d'argile limoneuse brune, correspondant probablement à des masses glissées. L'épaisseur des formations de versants est donc ici supérieure à 12,50 m.

Dans la vallée de la Monne, sur la cuesta du pays d'Auge et l'escarpement nord de la forêt de Grande-Gouffern, les formations de versants sont moins épaisses mais peuvent atteindre et dépasser localement 4 m en bas de versant.

Dans la plaine de Trun, l'épaisseur des formations de versants atteint rarement 2 m. Sur les calcaires du Bathonien, ce sont des grèzes (fragments calcaires disposés parallèlement à la pente), assez grossières sur les calcaires durs, très fines, parfois réduites à une bouillie calcaire sur les calcaires oolitiques tendres. Ces formations sont bien visibles en haut des fronts de taille des carrières ou A. Bigot (1933) souligne la présence de cailloux redressés par le gel, et dans la tranchée de la route au Sud de Magny, entre Trun et Tournaisur-Dive.

### ***Formations fluviales et dépôts de fonds de vallons***

**RF. Alluvions anciennes d'âge quaternaire moyen probable : galets grossiers, localement sables.** Dans la vallée de la Touques, le seul témoin d'alluvions anciennes observé est un placage résiduel à l'inté-

rieur du virage de la D 979 coté 196 m, 1,3 km au NNW de Mardilly. D'une épaisseur de 1,5 m environ, il est constitué de silex émoussés à patine brune, d'une taille moyenne de 10 cm environ. Aucun témoin d'alluvion n'a été observé sur les replats à morphologie de terrasse qui dominent la Touques plus au Nord (Nord de Neuville, Sud de Ticheville, Canapville).

À Saint-Pierre-la-Rivière, La Boulangerie, un niveau d'alluvions anciennes, déjà signalé par C. Barbey (1967), affleure à la cote 170 environ, une dizaine de mètres au-dessus du niveau du cours actuel de la Vie. Il comprend des silex émoussés à patine brune, des silex taillés émoussés, des blocs de grès émoussés à faciès de grès tertiaire (jusqu'à 15 cm de longueur), des galets de quartz et de quartzite remaniés de la Glauconie de base, de rares galets et blocs de Grès armoricain émoussés ayant jusqu'à 20 cm de longueur et plus. Les galets ne sont guère altérés ou présentent un cortex d'altération (silex, quartzites paléozoïques) ayant au maximum 1 cm d'épaisseur. Ces alluvions sont visibles en coupe, 100 m au Nord-Ouest de la ferme du Calvaire, dans l'entaille d'une réserve d'eau :

- 0,50 m - colluvions : limons brun-ocre, panachés de gris, à muscovite, remaniés du Cénomaniens ;
- 0,40 m - alluvions : sables grossiers à menus fragments de silex et galets épars ;
- 0,15 m - Jurassique : dalle de calcaire dur.

Si, en aval, ces alluvions n'ont été retrouvées qu'au Guesroult, deux témoins ont été découverts plus en amont, dans la vallée de la Dives ; au Pré-Neuf à la cote 180 et en rive gauche de la Dives, entre le parc Guérou et La Droarderie, vers 180 m, où ne sont conservés que de rares galets. Ces témoins et la présence de galets de Grès armoricain, étayent l'hypothèse d'un ancien cours S-N depuis le massif d'Écouves, rejoignant la vallée de la Vie. Par rapport au niveau actuel de la Dives, la hauteur des alluvions RF est beaucoup plus élevée : une quarantaine de mètres. La large dépression entre La Boulangerie et Le Parquet est le seul reste de cette vallée avant la capture de l'ancien cours par la Dives. Elle est tapissée de colluvions qui recouvrent directement les marnes oxfordiennes.

À Trun et Magny, au Sud de la Dives, la couverture de loess (E) repose en partie sur un cailloutis constitué de fragments de calcaires bathoniens faiblement émoussés, de silex anguleux, de galets de quartz, remaniés de la base du Crétacé et de fragments anguleux à subanguleux de Grès armoricain. Situé une quinzaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la Dives, ce cailloutis a été interprété par C. Barbey (1967) comme des alluvions anciennes. En fait, il n'est pas lié à la Dives mais se rattache à l'épandage (cf. « Couverture de silex sur butte-témoin ou glaciaire ») représenté sur la carte par des triangles.

**Fz/Fy. Alluvions holocènes limoneuses (Fz) recouvrant généralement des alluvions graveleuses (Fy), d'âge weichsélien probable.** Les alluvions graveleuses de fonds de vallées n'apparaissent, au fond du

lit de la rivière, que dans certaines parties du cours de la Dives, de la Vie et de la Touques. En aval de Trun, la Dives coule sur un cailloutis de petits fragments émoussés (2 à 4 cm) constitués de calcaires du Bathonien. Dans le lit de la Vie et de la Touques, les graviers de fond comprennent essentiellement des silex émoussés à patine blanche, d'une taille généralement inférieure à 15 cm ; quelques éléments émoussés de craie durcie les accompagnent.

Les alluvions holocènes ne sont bien individualisées des colluvions que dans les vallées principales, et encore seulement dans les parties présentant un fond bien plat (flat alluvial), limité du versant par une rupture de pente très nette. Les remplissages des fonds de vallées secondaires ont été notés CFy-z (cf. *infra*). Les alluvions holocènes sont constituées principalement de limons alluviaux, plus ou moins sableux, d'un brun terreux, tirant parfois sur le vert ou le gris. En profondeur, elles deviennent hydromorphes, passant au faciès pseudogley (teinte grise tachée d'ocre) puis au faciès gley (aspect de vase putride de teinte gris bleuté à gris verdâtre, sombre à l'état humide). Ces vases présentent localement des niveaux noirs riches en matière organique (gyttja). Les basses eaux de 1990 et 1991 ont permis d'observer les alluvions holocènes dans l'entaille du lit mineur et de découvrir, dans les lits de la Vie et de la Touques, des bancs et barres de travertin calcaire (Havlicek *et al.*, 1991 ; Clet *et al.*, à paraître).

Dans les vallées de la Vie et de la Touques, l'épaisseur moyenne des alluvions holocènes est de 2 m. Profonde de 1 à 2 m, l'entaille du lit mineur n'atteint pas toujours les graviers de fond. Si le passage du limon brun supérieur au gley profond peut être progressif, fréquemment (environs de Vimoutiers, Mardilly, Neuville-sur-Touques, Orville) apparaît, à une profondeur de 1 à 1,5 m, une discontinuité délimitant un petit paléosol alluvial isohumique (*S*), marquant le sommet du limon hydromorphe intérieur. Ce dernier peut être très sombre, présenter des passées de vase organique noire (gyttja) et renfermer des débris ligneux en voie de carbonisation. Le gyttja le plus fréquent se situe à la base de l'ensemble limoneux alluvial et a livré à Saint-Évroult-de-Montfort, lieu-dit La Rivière, une microflore composée (déterminations G. Farjanel) de pollens de tilleul, d'orme, d'aune et de composées, ainsi que des spores d'hépatiques et de fougères polypodes. Selon le contexte régional et sa position à la base du remplissage alluvial fin, ce gyttja peut être rapporté à l'époque atlantique (optimum climatique holocène). Les limons surincombants, qui recouvrent souvent directement les graviers pléistocènes, les limons hydromorphes inférieurs étant discontinus, sont récents et appartiennent pour une large part à l'Holocène final. En effet, ils renferment le mollusque *Cecilioides acicula*, apparu en Europe occidentale seulement à l'époque historique (Clet *et al.*, à paraître). Une grande partie du remplissage holocène des fonds de vallées apparaît donc liée à l'érosion provoquée par les grands défrichements historiques. Les travertins Uz (cf. *infra*) sont localisés sous le gyttja (Havlicek *et al.*, 1991). Les apports colluviaux dans les alluvions holocènes se marquent par la présence de fragments de silex anguleux épars et une structure plus

massive. Localement, les silex ont été repris par l'eau et forment de petits lits lenticulaires.

Dans la vallée de la Dives, l'épaisseur des alluvions holocènes atteint et dépasse fréquemment 3 m (jusqu'à 4 m à Chambois et 4,5 m près du château d'Aubry). Le limon alluvial peut être sableux (Om-méel) ou franchement limoneux, le fleuve ayant remanié des loëss (Chambois). Dans cette dernière localité, comme dans les alluvions Fz des vallées de la Vie et de la Touques, une discontinuité tronque un sol fossile à une profondeur voisine du mètre. Ici, le sol humique est calcaire. À Fontaine-les-Bassets, le limon alluvial est localement noir et humique en surface.

**CFy-z. Alluvions immatures et colluvions indifférenciées des bas de versants, des fonds de vallons et de vallées secondaires.** Limons et limons sableux, plus ou moins chargés en fragments de silex. À l'exception de certaines parties du cours de la Vie et de la Touques, la plupart des vallées du pays d'Auge méridional ne présentent pas de basse terrasse (flat alluvial) bien caractérisée. Leur forme « en auge » est probablement à l'origine du nom de la région. La limite entre le versant et le fond de la vallée est rarement marquée par une rupture de pente dans la morphologie et les formations superficielles varient souvent peu de part et d'autre de cette limite. Celle-ci ayant cependant une réelle existence dans certaines parties des vallées et vallons, et la lecture de la carte nécessitant l'individualisation des fonds de vallées, elle a été tracée même dans les zones où elle ne correspond pas à un changement de lithologie des formations superficielles. Dans les limons de fonds de vallées, les gélifracsts sont fréquents, épars ou en passées d'épaisseur et d'extension variables. Ils sont les témoins d'une mise en place ou d'un remaniement par solifluxion du matériau limoneux qui ne présente que rarement des ébauches de stratification. Des indices de solifluxion ont même été observés sur les berges limoneuses de la Touques, en particulier à La Neuville, tant en rive droite qu'en rive gauche.

Les ruisseaux et rivières entaillent généralement le fond des vallées sur 1 à 2 m, exceptionnellement 3 m. En profondeur, les matériaux deviennent hydromorphes et prennent un faciès de pseudogley (teinte grise à taches ocre) ou gley (aspect de vase putride). Au fond, on observe généralement quelques fragments de silex anguleux, peut-être légèrement déplacés par le cours d'eau mais appartenant plutôt à des formations de gélifluxion qu'à de véritables alluvions.

Dans les têtes de vallons, les limons soliflués et colluvionnés à silex, dont l'épaisseur dépasse souvent 2 m, recouvrent localement, en particulier à proximité d'Avernes-Saint-Gourgon, un véritable agglomérat de silex résiduels lavés et dépourvus de matrice argileuse ou limoneuse, dont l'épaisseur peut atteindre et dépasser 1 m.

Dans la campagne de Trun, les alluvions sont un peu mieux individualisées. Aux environs de Trun, les graviers de fond de la Dives

sont constitués de petits éléments de calcaires jurassiques, subanguleux à émoussés, de 1 à 3 cm de longueur, et de fragments subanguleux de Grès armoricain et de silex dépassant rarement 5 cm de longueur.

**Uz. Tufs de sources, barres de travertins (Touques et Vie), zones à galets encroûtés (Viette).** Lors des levés, des dépôts de calcaire encroûtant ont été découverts dans deux types de sites (Havlicek *et al.*, 1991) :

- au fond du lit de la Vie et de la Touques, en bancs lenticulaires ou en barrages larges de 30 cm à plus de 2 m, dans les zones de méandres ;
- dans des zones de sources liées à l'écoulement sur les versants de l'aquifère des craies du Cénomanién.

Les travertins de lit de rivière sont constitués par un encroûtement calcaire de faible dureté, de teinte grisâtre, de branches, brindilles, et filaments algaires. Sous la berge, ils apparaissent recouverts par des niveaux de vases organiques noires attribués à la période atlantique (voir Fz), ce qui leur donne un âge holocène ancien. L'encroûtement est cependant encore actif : dans les parties immergées, baignées par les eaux de la Vie et de la Touques, des filaments algaires vivants, et localement des fragments de briques, sont encroûtés.

À l'exurgence de certaines sources, sur les versants du pays d'Auge et des cuestas de la Dives et de la côte d'Auge, l'encroûtement est actuellement actif. Les eaux chargées en bicarbonate de calcium encroûtent des végétaux vivants : des mousses (Saint-Pierre-la-Rivière), des hépatiques (Montreuil-la-Cambe, Le Petit-Mesnil) ou des espèces des deux groupes, en particulier sous la chapelle de Saint-Évrault-de-Montfort.

Ces tufs et travertins ont été plus largement décrits par P. Havlicek *et al.*, (1991).

**Tz. Dépôts tourbeux des fonds de vallées.** En aval de Trun, le fond de la vallée de la Dives est localement tourbeux (sondage 5-11). L'église et la halle de Vimoutiers seraient construites sur des formations tourbeuses. En amont de Canapville, le fond du lit de la Touques est occupé par une végétation de marécage (roselières) et pourrait renfermer des passées de tourbes.

### **Formations anthropiques**

**X. Remblais.** Seules les zones urbaines présentent des remblais suffisamment étendus pour être représentés à l'échelle du 1/50 000. Ceux qui ont pu être identifiés, en particulier dans les zones industrielles de Gacé et de Vimoutiers, ont été figurés. Les parties les plus anciennes des villes sont probablement largement bâties sur des remblais. Au Nord de Pontchardon, un remblai apparaît principalement constitué par les déchets de la forge. Seuls les rares remblais routiers et ferroviaires étendus ont été figurés (Sud-Est de Vimoutiers).

X(Fe). **Dépôts de scories des anciennes industries métallurgiques.** Sur les plateaux, un conglomérat ferrugineux (grison) fut à l'origine d'une industrie métallurgique, particulièrement prospère au Moyen-Âge (voir *F* et « Gîtes et indices minéraux »). Des tas de scories subsistent encore à l'Est d'Aubry-le-Panthou et surtout au bourg du Sap.

## TECTONIQUE

Le territoire couvert par la carte Vimoutiers étant situé dans la zone d'enneiement du Massif armoricain sous les terrains secondaires du bassin de Paris, sa géologie est encore très liée aux structures du Nord-Est du socle armoricain, acquises lors des orogénèses cadomienne et hercynienne.

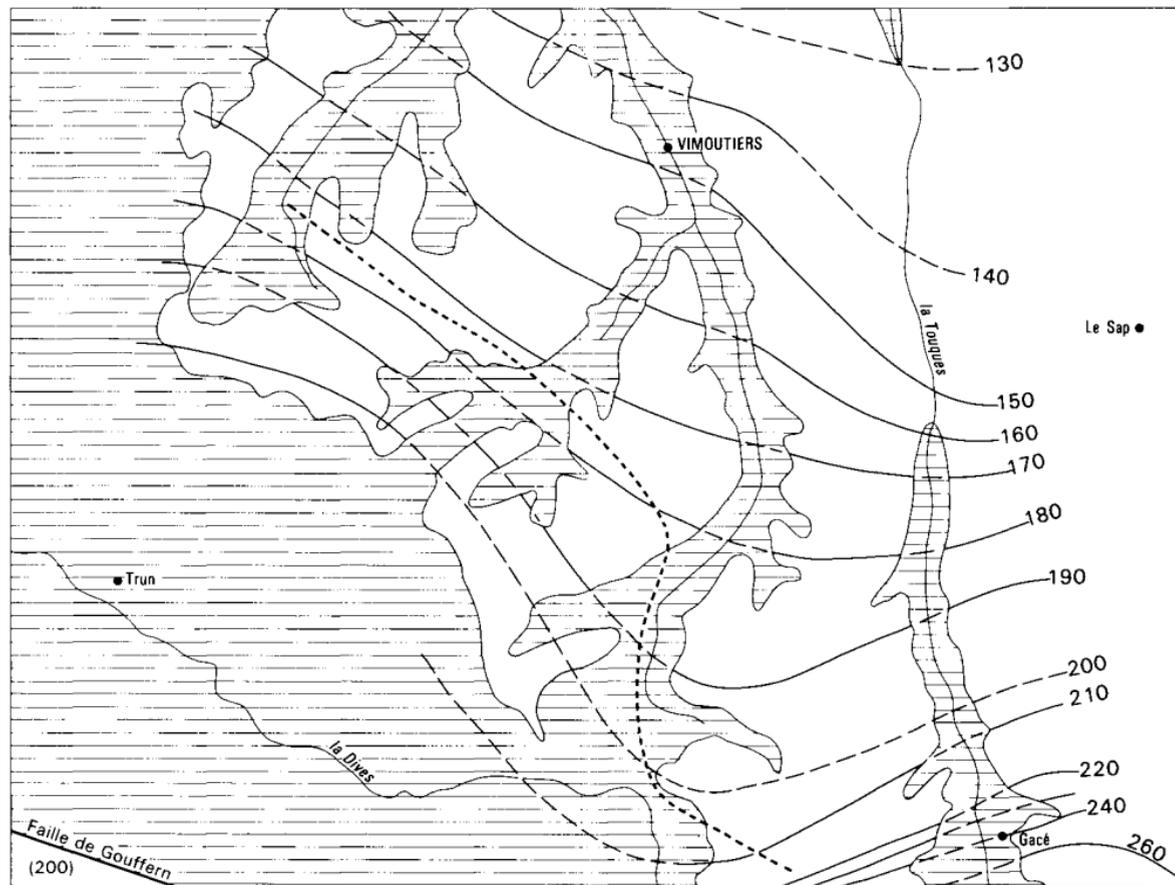
### Plissement cadomien

La structuration la plus ancienne connue dans la région n'intéresse que des terrains non affleurants, mais probablement bien représentés sous la couverture mésozoïque : les formations du Briovérien, d'âge protérozoïque supérieur (voir schéma structural de la carte). Les couches du Briovérien, silteuses et gréseuses (wackes), ont été intensément plissées lors de l'orogénèse cadomienne. Généralement de même orientation que la stratification (N60 à N70°E), les plis sont isopaques, serrés, les couches étant souvent subverticales. Dans le bocage normand, ces plis sont recoupés par les granodiorites manceliennes datées à  $540 \pm 10$  Ma (Pasteels et Doré, 1982).

### Plissement varisque (ou hercynien)

Affectant l'ensemble du Massif armoricain et le substrat du bassin de Paris, la structuration varisque intéresse ici tout le socle inframésozoïque, seulement représenté à l'affleurement par les rochers de Grès armoricain (Ordovicien inférieur) de Villedieu-lès-Bailleul et Tournai-sur-Dive. Les données sur cette structuration nous viennent donc de la région de Falaise, plus à l'Ouest, où les terrains paléozoïques antédévonien affleurent beaucoup plus largement. Ils sont déformés en vastes plis plurikilométriques, d'orientation N110E. Par une inversion de relief, due à la longue période d'érosion posthercynienne, seuls les synclinaux sont conservés (dans le champ de la carte : synclinal d'Urville, synclinorium bocain). Les plis sont souvent déversés vers le Sud, et parfois compliqués par des phénomènes d'écaillage et même des chevauchements (Robardet, 1969).

La ligne de rochers de Grès armoricain Villedieu—Aubry appartient au flanc nord du synclinorium bocain. La carrière de Tournai-sur-Dive expose des couches subverticales (pendage S, 80 à 85°). Leur direction varie de N100 à N120E. Sur 200 m de coupe transversale environ, la série est recoupée par deux failles directionnelles. Selon



**Fig. 8**  
**Courbes isohypses**  
**de la base du Crétacé**

-  150 Courbe isohypse de la base du Crétacé
-  Limite occidentale du Roussier (Oxfordien inférieur)
-  Crétacé
-  Jurassique

la carte à 1/80 000, sur le méridien de Bailleul, le synclinorium comprendrait deux replis synclinaux à cœur d'ampélites siluriennes.

À moins de 2 km à l'Ouest de Fontaine-les-Bassets, dans la vallée de la Dives, sous l'église d'Ommoy (feuille à 1/50 000 Falaise) affleurent des conglomérats, rapportés au Poudingue pourpré (base du Cambrien régional), apparemment surmontés vers le Nord de schistes et calcaires du Cambrien inférieur. Cette succession traduit l'existence d'un flanc sud de pli synclinal, très rapproché du synclinorium bocain, puisque les conglomérats du flanc nord de cette unité structurale se rencontrent au Nord de l'église des Vignats, au hameau Saint-Nicolas et autour de l'église de Guêprei. Il existerait donc un synclinal supplémentaire au Nord de la Dives, distinct du synclinal d'Urville, situé plus au Nord et se prolongeant, d'après la géophysique (voir le schéma structural, en marge de la carte) en direction d'Orville, dans la vallée de la Touques.

La fourchette d'âge du plissement est déduite d'observations paléontologiques dans la partie nord-ouest de la Zone bocaine (département de la Manche; Dupret *et al.*, 1989) : post-Viséen inférieur ou moyen et Autunien. Elle est probablement plus étroite, mais la flore westphalienne du Plessis (Lemoigne, 1968; Coquel *et al.*, 1970) ayant été recueillie sur des terrils, postérieurement à des importations de charbon depuis le Pays de Galles, et le contexte sédimentologique cadrant mal avec cet âge (indications orales de R. Feys et J.F. Becq-Giraudon), la présence de sédiments westphaliens en Normandie est incertaine.

L'ensemble des structures plissées du bâti hercynien est recoupé par des fractures subméridiennes (N160E à N40E), d'âge varisque tardif. À Aubry-en-Exmes, dans la carrière des Tourelles, des quartzites ordoviciens sont recoupés par une zone cataclasée orientée SW-NE. À proximité de cette zone de fracture, la stratification est orientée en N20E (pendage W20°).

### **Déformation et fracturation postvarisques**

La carte Vimoutiers est située en limite nord d'une zone où la couverture mésozoïque est affectée par deux directions de fracturation : N110 et N60 (éperon du Perche). L'examen de la carte tectonique à 1/1 000 000 de la France (Autran *et al.*, 1980) montre que les accidents suivant cette dernière direction se situent dans le prolongement du faisceau de failles N60E Vitré—Mayenne—Alençon qui se rattache à l'Ouest au cisaillement nord armoricain. Ces accidents peuvent donc être interprétés comme des rejeux de fractures hercyniennes. Deux structures liées aux familles d'accidents N110 et N60 intéressent la feuille Vimoutiers : l'anticlinal faillé de la forêt de Grande-Gouffern en N110 et celui du Merlerault en N60 à N70. La ville de Gacé est située sur la retombée septentrionale de ce dernier. La figure 8, représentant la structure à la limite Jurassique—Albien, montre l'influence de ces anticlinaux sur la bordure bas-normande du bassin de

Paris. La régularité du pendage monoclin SW-NE des assises mésozoïques est affectée par un relèvement en bordure de la cuesta qui domine la campagne de Trun, traduisant l'influence de la structure anticlinale faillée de Grande-Gouffern. Le relais, vers l'Est, par celle du Merlerault en N60, détermine une demi-cuvette à l'amont des vallées de la Vie et de la Touques, importante au plan local pour prévoir le drainage de l'aquifère du Cénomaniens et son exploitation judicieuse.

• **Faille nord de Grande-Gouffern.** L. Dangeard (1947) a montré que le sous-sol de la forêt de Grande-Gouffern, à structure anticlinale, est limité au Nord par un accident de direction N110°E appelée ici « faille nord de Grande-Gouffern ». En particulier, il a observé le contact par faille de la Glauconie de base du Cénomaniens contre des calcaires bathoniens en bas de la côte de la route D 916, au Sud-Est de Bailleul. Cette observation est confirmée par les coupes offertes par de nouveaux travaux de terrassement qui font affleurer les couches inférieures de la Craie glauconieuse au Sud de la faille et le Bathonien supérieur au Nord, avec un étroit bourrage (quelques décimètres) de Glauconie de base dans la zone de contact. Le rejet de la faille est au moins de l'ordre de 30 à 40 m. Vers le Sud-Est, L. Dangeard nous indique que le Callovien apparaît au Sud de l'accident, avec une épaisseur croissante, ce qui suggère une diminution du rejet. Le contact par faille entre les calcaires du Bathonien supérieur et les argiles du Callovien s'observe encore dans la tranchée de la D 113 à Moque-Souris. Mais plus au Sud-Est, sur la feuille Sées à 1/50 000, l'escarpement de faille semble se terminer au Sud de Sainte-Eugénie.

La cartographie montre que la faille nord de Grande-Gouffern est relayée, dans ce secteur, par une flexure, limitée au Nord-Est par une seconde faille de direction NW-SE. Cette dernière longe le chemin vicinal qui passe devant la Grande-Ferme et emprunte un vallon en direction du château du Bourg-Saint-Léonard (feuille Sées à 1/50 000 où cette faille a été démontrée grâce aux sondages effectués par le BRGM en 1989). Nous appellerons cet accident : *faille de Sainte-Eugénie*. Il met en contact la Glauconie de base avec des couches du Callovien inférieur ; son rejet est au moins de l'ordre de 20 m.

Trois autres accidents de direction WNW-ESE ont été reconnus ; une faille observée par L. Dangeard (d'après Chevillon, 1964) dans la carrière de La Ponteille, à l'Est de Chambois ; une autre faille déterminant un compartiment de calcaires du Bathonien au Sud-Est du Cotel-Vert, en direction du château de Villebadin (feuille Sées à 1/50 000) ; enfin, au Nord de Bonménil une petite carrière montre, dans des conditions d'affleurement médiocres, une discontinuité soulignée par des oxydes de fer. Ce dernier accident supposé peut expliquer la présence de faciès oolitiques plus au Nord et la surépaisseur apparente de ces faciès à l'Est de Bonménil.

L'âge du jeu des failles nord de Grande-Gouffern et de Sainte-Eugénie n'est pas connu avec précision. L. Dangeard (1947) a souligné le parallélisme de la faille nord de Grande-Gouffern et des structures hercyniennes sous-jacentes, ce qui implique le rejeu probable d'un

accident de socle. Ces failles se situent en limite septentrionale d'une zone particulièrement sensible à l'épirogénie et marquée par des changements de faciès au cours du Mésozoïque (« axe du Merlerault »), entrevu sur des arguments morphologiques par L. Le Puillon de Boblaye (1837b) et L. Lecornu (1889). Jalonné par des anticlinaux faillés, cet axe est confirmé par toutes les études récentes et a formé la limite septentrionale de l'éperon du Perche au Jurassique et au Crétacé. Les affleurements du Callovien ne sont pas assez nombreux dans le secteur pour permettre de suivre l'évolution de la sédimentation et déceler une influence éventuelle de ces accidents. Mais l'axe du Merlerault limite au Cénomaniens supérieur les faciès carbonatés « normands » des faciès sableux percherons et manceaux (Juignet, 1974). Le jeu principal des deux failles est postérieur au Cénomaniens inférieur. La position de la faille nord de Grande-Gouffern, juste au pied d'un escarpement façonné dans des formations meubles sablo-argileuses, sans recul dû à l'érosion, est l'indice d'un jeu assez récent. vraisemblablement cénozoïque.

● **Anticlinal faillé du Merlerault.** Au Sud-Est de la feuille, en particulier à Gacé, les assises de l'Oxfordien, de l'Albien et du Cénomaniens se relèvent nettement vers le Sud-Est (fig. 8), en direction de l'anticlinal faillé du Merlerault (feuille à 1/50 000 Sées). Le pendage atteint 3 % à Gacé et dépasse même 5 % au Sud-Est d'Avernes-sous-Exmes.

● **Failles subméridiennes.** Les cours rectilignes de la Vie et de la Touques pourraient être liés à une fracturation subméridienne. M. Lecœur (1885a) a figuré une telle faille à Vimoutiers dans une coupe W-E. Si cette coupe apporte des observations très pertinentes sur le plateau du Bosc-Renoult, elle est inexacte à Vimoutiers. La butte du Tertre se situe à la même altitude que le plateau à l'Ouest du calvaire et le Roussier est représenté, à peu près aux mêmes cotes à l'Ouest de la vallée (ancienne carrière du Four-à-Chaux, route de Gacé). Si une faille a guidé la vallée de la Vie, son rejet est probablement très faible et ne peut être mis en évidence dans les conditions d'affleurement des environs de Vimoutiers. Dans la vallée de la Touques, les assises de l'Oxfordien se situent à peu près aux mêmes cotes de part et d'autre de la vallée (affleurements et sondages 8-2 à 8-11). Si une faille existait, son rejet serait très faible. L. Dangeard (1947) suggère plutôt des ondulations d'axe subméridien.

### Possibilité de mouvements cénozoïques

Aucune étude microstructurale n'a été publiée sur les carrières de calcaire de la feuille Vimoutiers. Depuis la feuille voisine à 1/50 000 Sées jusqu'en Anjou, J.M. Suzzoni (1988) a étudié la chronologie des principales déformations cassantes observées dans les formations jurassiques et crétacées. Il distingue :

- des accidents subméridiens, rapportés à la compression pyrénéenne (Crétacé terminal à Éocène) ;
- des jeux décrochants E-W à NW-SE, qui pourraient être liés à une phase compressive alpine d'âge miocène ;

- de fentes de tension selon ces mêmes directions, rapportées à une distension N-S, d'âge pliocène possible ;
- des microdécrochements tardifs N20 à N50E, reliés aux contraintes de compression récentes à actuelles.

Les alluvions anciennes des hauts bassins de la Dives et de la Vie (cote 175 à 180 m), d'âge quaternaire moyen vraisemblable, apparaissent coupées de leur zone d'alimentation (forêt d'Écouves) par les anticlinaux de Gouffern et du Merlerault formant dans le pays d'Exmes des crêtes d'altitude supérieure à 250 m. En outre, ces anticlinaux constituent actuellement une des principales zones de dispersion du réseau hydrographique dans l'Ouest de la France. Ils ont donc été très probablement affectés par un jeu épirogénique récent.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Les témoins les plus anciens, accessibles à l'observation, du territoire couvert par la carte sont les rochers de grès ordoviciens de Villedieu-lès-Bailleul et Tournai-sur-Dive. En profondeur, les structures du Nord-Est du socle armoricain se prolongent sous la couverture mésozoïque (voir le schéma structural de la carte), avec des terrains remontant du Paléozoïque inférieur au Protérozoïque supérieur (schistes briovériens). À la fin du Protérozoïque et au Paléozoïque, l'histoire géologique de la région étudiée est logiquement identique à celle du bocage normand, immédiatement voisin à l'Ouest.

### **Protérozoïque terminal : bassin marin briovérien et orogène cadomienne (vers 600 Ma)**

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

### **Paléozoïque : retour de la mer, puis plissement varisque**

Dès le **Cambrien**, le bâti cadomien se fracture et la mer tend à réenvahir la région. Vraisemblablement en condition deltaïque, se déposent des conglomérats (Poudingue pourpré), des sables et des

boues, en discordance sur la tranche des schistes briovériens, redressés. Ensuite, la sédimentation devient encore plus fine (pélites, argilites) puis carbonatée.

Vers 475 Ma (**Ordovicien**), nouvelle transgression et la mer dépose des sables sur toute la partie nord-est de l'actuel Massif armoricain. Cimentés, ces sédiments littoraux, élaborés à partir d'un ancien reg, deviendront le Grès armoricain. Au Llanvirnien, les dépôts deviennent plus fins et réducteurs (Schistes d'Urville). Au cours du Llandeilien, la sédimentation redevient sableuse (Grès de May). La faune est toujours rare ou mal conservée (trilobites, bivalves, brachiopodes). La sédimentation se continue probablement jusqu'au **Dévonien** : pélites à fragments ou tillites de Feugerolles, schistes noirs ampéliteux du Silurien, sables. Une lacune étendue des dépôts postérieurs au Silurien, dans le Nord-Est du Massif armoricain, est généralement rapportée à une émergence liée aux prémices de la phase bretonne, en particulier par E. Dissler *et al.* (1986). Ils la considèrent comme une réponse épirogénique aux mouvements de compression et de coulissage complexes, contemporains de la collision continentale sud-armoricaine.

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

### **Période postvarisque**

Après le paroxysme de l'orogénèse varisque, la région reste émergée pendant toute la fin du Paléozoïque et le Trias. L'érosion transforme la chaîne de montagne en pénéplaine. Certaines dépressions se sont probablement remplies de sables et graviers d'origine continentale, dépôts ultérieurement érodés lors des transgressions. D'abord protégées par leur position basse, les barres de grès des synclinaux paléozoïques sont finalement mises en relief et constituent encore les points culminants de la région. Au Sud de Trun, elles ont formé des îlots, écueils et des hauts-fonds sur la plate-forme marine jurassique jusqu'au Callovien.

Au **Trias supérieur**, la pénéplanation n'était pas achevée. Des reliefs résiduels subsistaient et la surface de la pénéplaine posthercynienne présentait une pente vers le NNW. Les crêtes de grès-quartzites des synclinaux varisques, dégagées par érosion différentielle, dominaient les régions basses creusées dans les roches plus tendres, et notamment dans les terrains briovériens.

À partir du Rhétien, les conditions climatiques plus humides ont favorisé une sédimentation continentale sur toute la Normandie. En contrebas des reliefs, se sont alors déposés des lentilles de galets, graviers et sables fluviatiles, et des placages d'argiles bariolées. Ces dépôts sont reconnus dans une large dépression de la pénéplaine

posthercynienne qui se rétrécit depuis le bassin de Carentan jusque dans la région de Falaise à l'Ouest ; ils sont également présents, dans les paléocreux séparant les paléocrêtes à l'aplomb des synclinaux paléozoïques érodés.

Au **Jurassique inférieur**, la mer liasique envahit le réseau de drainage de cette pénélaine pour conquérir progressivement la bordure orientale de Massif armoricain. La mer pliensbachienne s'étend tardivement, mais brusquement, sur la pénélaine bas-normande à l'Ouest et au Sud-Ouest de la région étudiée, jusqu'aux premiers massifs granitiques de la Mancellia. Contournant ou recouvrant les reliefs résiduels, la mer liasique borde alors les terres émergées armoricaines qui fournissent des apports terrigènes et des restes végétaux jusque sur les fonds marins situés à l'Est de Falaise, près des limites de la feuille. Sur cette plate-forme est-armoricaine, dans des eaux peu profondes, bien aérées et riches en éléments nutritifs, la faune benthique prospérait. Mais la sédimentation restait très condensée et discontinue, avec arrêts de dépôt, surfaces d'érosion, remaniements et lacunes fréquents, indiquant d'importantes fluctuations hydrodynamiques et des réajustements épirogéniques du tréfonds armoricain, notamment à la limite Carixien—Domérien, au début et à la fin du Toarcien et à la fin de l'Aalénien.

Ce n'est qu'au **Bajocien supérieur** que débute l'enregistrement accessible à l'œil de l'histoire géologique de la région. La mer s'étale alors largement sur la Normandie, débordant la limite des dépôts liasiques. Un régime de plate-forme carbonatée s'ébauche. Les dépôts transgressifs se biseautent contre les écueils de grès paléozoïques qui ne sont pas encore tous recouverts de sédiments.

Dans la région étudiée, comme à l'aplomb du synclinal d'Urville au Nord-Ouest et de la Zone bocaine (massif de Falaise—Montabard) à l'Ouest, se produisent des changements de faciès. L'Oolite ferrugineuse de Bayeux, rencontrée depuis le Cotentin et le Bessin jusque dans les campagnes de Caen et de Falaise, passe latéralement à des calcaires à galets phosphatés et graviers de roches paléozoïques, tandis que le Calcaire à spongiaires (ex-Oolite blanche), connu au Nord-Ouest, se biseaute et se change en Calcaire à *Acanthothyris spinosa*. Dans le même temps, ces couches bajociennes transgressives reposent sur divers substrats : tantôt sur des formations aaléniennes, toarciennes ou pliensbachiennes, plus ou moins condensées et ravinées, tantôt directement sur le socle paléozoïque ou même protérozoïque, altéré ou érodé.

Ces divers types de contact stratigraphique indiquent bien qu'à l'Ouest, une phase épirogénique, plus importante que celle du Lias, accompagnée d'une dénudation intense et d'une lacune, est intervenue juste avant la transgression rapide du Bajocien supérieur, et qu'elle a profondément affecté cette partie du Massif armoricain.

Une nouvelle pulsation transgressive intéresse la même région durant le **Bathonien inférieur à moyen**. Sensible sur les écueils, mais plus

discrètement exprimée ailleurs, elle se manifeste toutefois par l'évolution sédimentaire conduisant de calcaires bioclastiques à grain fin (Calcaire de Bailleul) contemporains du Calcaire de Caen, aux calcaires oolitiques (Calcaire oolitique de Bon-Mesnil), avec tentatives d'implantation de colonies de coraux constructeurs de récifs et finalement de passées oncolitiques à nérinées dans les sites plus abrités. Cette séquence sédimentaire traduit une augmentation de l'énergie hydrodynamique sur les fonds marins d'une plate-forme carbonatée, et donc une tendance corrélative à l'émersion.

À la **limite du Bathonien moyen-supérieur**, la sédimentation carbonatée est brusquement interrompue par une discontinuité, traduite par une surface durcie et perforée, ravinée, d'extension pluriprovinciale, liée à une crise épirogénique rajeunissant les reliefs armoricains émergés, et relançant dans le même temps l'érosion continentale et la subsidence sur la bordure est-armoricaine. En écho, la sédimentation reprend au-dessus de cette discontinuité, d'abord marneuse, puis à grains ferrugineux, dans une alternance bioclastique, bioturbée et fossilifère : la Caillasse d'Aubry-en-Exmes, discontinue, qui correspond à un approfondissement éphémère du milieu marin. Cette couche-repère passe rapidement à une épaisse alternance de calcaires sablograveleux à débris de bryozoaires, mollusques et échinodermes (Calcaire de Fel), plus ou moins cimentés, contenant à la base des graviers de Grès armoricain et des cordons de silex noduleux.

De nouvelles conditions hydrodynamiques contrôlent alors la sédimentation et les écueils sont recouverts de sables coquilliers. Les stratifications obliques indiquent des courants portant de plus en plus vers l'Est. Une nouvelle discontinuité survient et recoupe le sommet du Calcaire de Fel. Au-dessus de cette surface d'érosion, se dépose un mince niveau-repère fossilifère, la Caillasse de Chambois, contenant *Goniorhynchia boueti*, rhynchonelle caractéristique connue depuis la côte méridionale de l'Angleterre jusqu'aux environs d'Alençon. Cette oscillation marine précède le dépôt d'une formation calcaire bioclastique (Calcaire à bryozoaires d'Argentan), à grandes stratifications obliques, pentées localement vers le Nord et tronquées par une surface d'érosion, perforée, supportant l'épaisse série argileuse callovienne.

Au **Callovien** en effet, un important changement de sédimentation intervient avec la substitution brutale d'un régime terrigène au régime carbonaté de plate-forme du Bathonien. La sédimentation se trouve homogénéisée et les dernières couches du Bathonien terminal (sous-zone à *Discus*) ne semblent pas représentées entre Saint-Pierre-sur-Dive au Nord et Sées au Sud. Les marnes du Petit-Tellier, du Callovien inférieur, constituent le soubassement du Cénomanién, plus ou moins décalcifié et oxydé, de la forêt de Gouffern au Sud.

Faute d'affleurements continus et en raison de larges recouvrements par la végétation, des masses glissées et des colluvions, la subdivision des marnes calloviennes n'est pas facile. Les marnes basales passent à une alternance marno-calcaire contenant brachiopodes et ammonites

(kosmocératidés). Un niveau subméridien est suivi de loin en loin entre L'Oudon (Ammeville) jusqu'à Omméel : ce sont les calcaires argilo-silteux et ferrugineux (Oolite de Grandmesnil), à *Erymnoceras coronatum*, ammonite de zone jalonnant le sommet du Callovien moyen.

Au-dessus viennent les marnes peu fossilifères, à passées silteuses, du Callovien supérieur (équivalent latéral des Marnes de Dives), souvent masquées à l'affleurement dans la cuesta par des colluvions argilo-sableuses et glauconieuses. Puis viennent les Marnes à pernes (base de l'Oxfordien inférieur) riches en *Isognomon promytiloides*, *Gryphaea dilatata* et *Thurmannella obtrita*, à passées silto-sableuses au sommet dans la région de Gacé (= assise de La Vieillerie de G. Féray, 1959).

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

La **fin de l'Oxfordien inférieur** correspond à un niveau condensé. Au Nord, c'est l'extrémité méridionale de l'Oolite ferrugineuse de Villers-sur-Mer (Les Autels-Saint-Bazile), sous forme de marnes brunâtres et de calcaires micritiques à oolites de goëthite, avec la faune caractéristique de la base de la zone à *Cordatum*. Mais de Vimoutiers à Gacé, le Roussier de Gacé, formation carbonatée détritique et ferrugineuse, à passées gréseuses ou lumachelliques, à stratification oblique, se développe sur une dizaine de mètres d'épaisseur et montre à sa partie sommitale une surface aplanie, durcie et perforée sous les calcaires coralliens.

Ce Roussier reflète des influences continentales, fluviales, et représente ici l'équivalent latéral des sables ferrugineux connus dans la Sarthe.

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

bonatés indiquent un climat plus chaud contrôlant une sédimentation de plate-forme carbonatée.

Les derniers dépôts jurassiques de cette région datent de l'**Oxfordien supérieur** et sont représentés par le Calcaire à astartes, visible dans le Sud-Est de la région étudiée, à l'Est de la vallée de la Touques. Des couches sableuses séparent d'ordinaire ces vases biomicritiques à lumachelles de bivalves ou gastropodes de petite taille, des couches coralliennes plus grossières sous-jacentes. Un nouveau changement de sédimentation conduit à des vasières littorales proches de l'émersion, avec peuplement de petits mollusques en populations oligospécifiques riches en individus. Ce type de dépôt caractérise l'Oxfordien supérieur, mais le faciès monte dans le Kimméridgien sous le plateau du pays d'Ouche.

La mer quitte la bordure est-armoricaine au cours du Jurassique supérieur, au plus tôt au Kimméridgien. Après l'émersion, la surface d'érosion continentale anté-crétacée recoupe donc des formations jurassiques d'âge différent, depuis l'Oxfordien supérieur au Sud-Est (région de Gacé) jusqu'au Callovien supérieur à l'Ouest (région d'Écorches--Coudehard). En discordance stratigraphique, la mer crétacée transgressive reconquiert la marge orientale du Massif armoricain.

À la fin du Crétacé inférieur, la mer envahit à nouveau tout le domaine jurassique et déborde sur les limites actuelles du Massif armoricain. À l'**Albien** et au **début du Cénomanién**, le taux de sédimentation reste faible. Les dépôts sont essentiellement détritiques dans une vaste vasière circalittorale et des milieux confinés favorisant un enrichissement en fer et potassium et une importante authigenèse aboutissant à la formation de grains de glauconie.

Ensuite, le milieu s'ouvre progressivement, mais avec des fluctuations plus ou moins rythmiques soulignées par une organisation séquentielle. La plupart des paraséquences sont limitées à leur partie supérieure par un niveau de craie noduleuse ou un banc durci (hardground). Certains d'entre eux, d'extension régionale (Rouen I, Antifer 1), limitent des mégaséquences. Ces dernières correspondraient à des cycles eustatiques transgression-régression, au nombre de cinq (Juignet et Breton, 1992), le dernier débordant largement sur le **Turonien**. Au cours de cette évolution, la phase carbonatée augmente progressivement, le faciès évoluant de craies plus franches, largement constituées de coccolithes et *Nannoconus*. L'abondance des foraminifères planctoniques dans les craies du Cénomanién supérieur souligne l'appartenance à un milieu infratidal.

La sédimentation crayeuse s'est poursuivie au moins jusqu'au **San-tonien**, ainsi qu'en témoignent les foraminifères recueillis dans la Formation résiduelle à silex, altérite qui surmonte et entame ici les craies du Cénomanién. Au cours de la régression fini-crétacée, la mer

se retire du bassin de Paris, et livre les dépôts crayeux à l'altération et à l'érosion.

En l'absence de dépôts datés, l'histoire de la région au **Tertiaire** est très mal connue. Le contexte régional permet de supposer une évolution essentiellement en milieu continental. Les dépôts sableux et gréseux sont trop localisés et trop résiduels pour permettre de reconstituer des ébauches de réseaux fluviaux. Ceux du Bosc-Renoult peuvent être contemporains d'une lèche marine en limite d'extension vers le Sud-Ouest de la mer cuisienne ou stampienne.

### GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Les formations superficielles, l'évolution du réseau hydrographique et la géomorphologie sont les principaux témoins de l'histoire récente. Les éléments de datation sont rares ou imprécis, mais les contextes régional et nord-ouest européen permettent de saisir les grandes lignes de la géodynamique récente. La dispersion actuelle du réseau hydrographique autour de l'éperon du Perche est l'indice d'une tendance épirogénique positive. En outre, l'existence d'alluvions peu altérées, à galets de grès ordoviciens (Saint-Pierre-la-Rivière, Aavernes-sous-Exmes), coupées de leur zone d'alimentation par l'axe anticlinal du Merlerault, donne une forte présomption pour un jeu positif de cette structure depuis le Quaternaire moyen. Ce jeu et, en contraste, l'abaissement du niveau de base marin pendant les périodes froides du Quaternaire, ont facilité l'incision profonde des plateaux du pays d'Auge par le réseau hydrographique. Des phénomènes de capture sont intervenus, en particulier par la Dives dont l'amont du cours rejoignait la Vie au Quaternaire moyen. La Dives a vraisemblablement capturé un ancien cours en amont de la Viette, provenant probablement de l'escarpement de la forêt de la Grande-Gouffern, mais il est difficile d'accepter sans réserves l'hypothèse de R. Musset (1961), faute de preuves géologiques, pour assurer une origine plus méridionale encore à une paléo-Viette et une paléo-Monne.

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

D'un point de vue sismique, la région apparaît assez stable. Aucun épïcêtre de tremblement de terre important n'a été localisé à l'aplomb du territoire de la feuille Vimoutiers par les recherches de sismicité

historique et les sismographes instrumentaux (Vogt et Weber, 1980). Parmi les séismes des régions voisines ayant secoué ce territoire, citons, d'après J. Vogt *et al.* (1979), celui du 30 décembre 1775 qui a ébranlé la région de Caen, celui du 30 mai 1889 qui a touché Condé-sur-Noireau (intensité MSK : VI) et celui du 19 novembre 1927 dont l'épicentre se situait 7 km au Sud-Est de Flers-de-l'Orne. Si la sismicité historique apparaît donc peu importante dans la région, rappelons cependant que la structure profonde de celle-ci appartient au Massif armoricain dont l'évolution néotectonique, au cours du Quaternaire, est loin d'être négligeable.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### SOLS ET VÉGÉTATION

La végétation rencontrée sur ce territoire est très variée, parfait reflet de la grande diversité des formations géologiques.

Dans cette portion du pays d'Auge, bois et forêts alternent avec prairies et pelouses encadrées d'un maillage bocager encore dense. Ces formations contiennent toujours de nombreuses espèces bien représentatives de la flore indigène. Par contre, dans les cultures déjà peu abondantes en ce pays « d'herbe et de bois », l'usage généralisé des herbicides a pratiquement fait disparaître la riche flore de messicoles calcicoles qui y existait jusqu'en 1950.

Les plateaux aux formations décalcifiées à silex sont le domaine des chênaies sessiliflores et des chênaies-hêtraies acidiphiles, mélangées de bouleaux (*Quercetalia robori-petraeae*). Sur les sols les plus pauvres et les plus acides, le cortège d'accompagnement peut être très réduit : myrtille, canche flexueuse et fougère grand-aigle.

Ces formations, qui existent aussi souvent en haut des versants, ne forment que rarement de belles futaies mais sont surtout représentées par des taillis et des taillis sous futaie. Ces modes de traitement, de peu d'intérêt économique actuellement, sont abandonnés et ces parcelles sont alors enrésinées. Elles deviennent des pessières, des sapaies ou des pinèdes. La forêt de Chaumont, à l'Ouest de la feuille en est un exemple représentatif.

Les versants, à sols épaissis par les colluvionnements, sont occupés par des forêts plus riches où les hêtraies-chênaies pédonculées vont se mélanger de frêne, d'érables, de charme ou de tilleul (*Fagetalia, Asperulo-Fagion, Fraxino-Carpinion*). Ces formations peuvent être substituées en sapaies ou en peuplements de pin Douglas, essence abondamment introduite en pays d'Auge.

Quant aux bas de versants et aux fonds de vallon, de plus en plus humides, le frêne va progressivement céder la place à l'aulne. Les aulnaies à grandes herbes ou à carex (*Alno-Fraxinion, Alno-Ulmion*)

sont souvent remplacées par les peupleraies à grandes herbes, les plus remarquables (vallée de la Touques et de la Vie) pouvant abriter de beaux peuplements du rare aconit napel.

Localement, l'affleurement de la craie (Cénomaniens) ou de calcaire (Bathonien) va modifier considérablement les données et permettre l'installation de formations calcicoles boisées ou herbacées :

- hêtraies à orchidées (*Cephalanthero-Fagion*), où existe la seule station bas-normande actuelle d'une rarissime renonculacée montagnarde (*Actea spicata*, Canapville); taillis calcicole à cytise;
- pelouses à brachypode ou à séslerie bleue où vivent de nombreuses autres orchidées plus héliophiles (*Ophrys*, *Anacamptis*, *Dactylorhiza*, *Himantoglossum*,...) et d'autres espèces très rares (*Seseli montanum*, *Coronilla minima*, *Botrychium lunaria* (disparu?).

Cette remarquable richesse floristique a entraîné le classement en ZNIFFG<sup>(1)</sup> de nombreuses pelouses situées au Sud de la feuille, sur les communes de Chambois, Fel, Omméel, Avernes-sous-Exmes..., ainsi que les sites alluviaux de la Touques et de la Vie où pousse l'aconit napel.

Les prairies où, selon la tradition, « l'herbe pousse toute seule », sont abondantes et variées, des plus xérophiles à avoine élevée (*Arrhenaterion*) aux groupements très hygrophiles où abondent les joncs. Les premières font la transition avec les pelouses calcicoles, les secondes avec les bas-marais à reine-des-prés et carex (*Filipendulo-Caricion*). Entre ces deux extrêmes, de nombreuses prairies mésophiles pâturées, à crénelle et ivraie (*Lolio-Cynosurion*) ou méso-hygrophiles à oseille crêpue et agrostis (*Agropyro-Rumicion*).

D'importants problèmes de mutation agricole touchent cet espace rural où les signes de déprise sont abondants. Les friches remplacent les picanes ou gagnent sur les terres humides ou à forte pente : ronces, fougère grand-aigle, chardons ou joncs, puis arbustes et arbres, issus des haies voisines, envahissent les parcelles à l'abandon et marquent nettement le paysage.

## OCCUPATION DU SOL

### Pays d'Auge

Avec ses toponymes « Val-d'Auge », « Cavée-d'Auge », « Bois-d'Auge » (près Écorches), son cidre réputé, ses eaux de vie et ses fromages (village de Camembert, fabriques de Vimoutiers), la partie méridionale du pays d'Auge est la plus authentique. L'habitat est dispersé, la ferme ou le hameau se situant à proximité de la source, mais souvent sur un terrain instable. Les bâtiments sont fréquemment de dimension modeste, armés de colombages serrés pour résister aux

(1) Zone naturelle d'intérêt faunistique, floristique et géologique.

déformations, liées à l'instabilité du sol et dispersés dans une prairie plantée de pommiers.

La ferme du pays d'Auge caractérise la Normandie dans l'imagerie populaire. La raideur des pentes rend très difficile la mécanisation de ce pays d'élevage réputé. La vogue des courses de chevaux a permis le développement de haras. Les sols calcaires du pays d'Auge sont particulièrement appréciés par les éleveurs de chevaux d'obstacle, donnant aux étalons une ossature solide.

### **Campagne de Trun**

Le paysage ouvert et cultivé de la plaine de Trun contraste fortement avec le bocage du pays d'Auge. Comme dans la plupart des régions de plateau calcaire, l'habitat est assez groupé. C'est aussi un pays de carrières, calcaire anciennement exploité pour chaux et pierre à bâtir, relayé par l'extraction industrielle des derniers pointements de Grès armoricain vers le bassin de Paris. Gisements privilégiés dans la stratégie du granulats ; avec le regret que l'homme n'ait pas encore réussi à égaler, dans ses constructions modernes courantes, les superbes bâtisses en pierre apparente de la campagne de Trun.

### *RESSOURCES EN EAU*

Le climat de la région est de type océanique humide et tempéré. La hauteur de pluie interannuelle atteint 870 mm dans le bassin de la Touques (Le Sap, 1980-1989) et dans la vallée de la Vie (Vimoutiers, 1980-1986). À l'Ouest, les précipitations dans le haut bassin de la Dives ne sont pas suivies de façon régulière. L'hiver est la saison la plus humide, décembre et janvier sont les mois les plus arrosés alors que la période sèche couvre généralement le printemps et l'été. La température ne subit pas de gros écarts et atteint en moyenne 9,5°C. La hauteur estimée de pluie qui s'infiltré dans le sol pour alimenter les nappes est de 250 à 300 mm par an.

Deux aquifères principaux sont reconnus dans la région couverte par la carte :

- au Sud-Ouest, l'aquifère des calcaires du Jurassique, principalement constitué par les *calcaires du Bathonien* de la vallée de la Dives ;
- au centre et à l'Est, l'aquifère de la *craie du Cénomani* où les rivières de la Vie et de la Touques ont entaillé le plateau de la craie pour atteindre les marnes jurassiques sous-jacentes.

Par ailleurs, on rencontre un aquifère de moindre importance, mal connu, dans le bassin de la Vie (Vimoutiers) et dans le bassin la Touques (Gacé). Il correspond aux *calcaires de l'Oxfordien*.

## **Aquifère de la craie**

La nappe de la craie est une nappe libre perchée, dont le mur est constitué par les niveaux argileux, parfois épais (5 m à Gacé, 10 m près de la cuesta du pays d'Auge) de la Glauconie de base.

Elle alimente de nombreuses sources importantes, souvent captées, ou de petites sources diffuses.

Cette nappe est drainée par les deux principales rivières : la Vie et la Touques, s'écoulant sensiblement vers le Nord-Ouest et le Nord, et en raison du pendage des couches (base de la Glauconie à + 250 NGF au Sud et à + 130 NGF au Nord de la feuille), une alimentation importante et soutenue des sources est assurée dans ces deux vallées (structurations armoricaine N110, éperon du Perche N60).

Il s'agit d'un aquifère discontinu à porosité d'interstices et de fissures où la productivité des ouvrages de captage est liée à l'importance de la fissuration de la craie. Cette fissuration se développe principalement dans les vallées et donne lieu à l'apparition des sources les plus importantes.

Du fait de sa position perchée et de la faible capacité d'emmagasinement interannuel, la nappe est souvent profonde sous les plateaux. Elle n'est exploitée que par captage de sources avec une utilisation principale pour l'adduction d'eau potable. Les captages les plus importants sont situés :

### *dans le bassin de la Vie*

– pour le syndicat de Champosoult, sur la commune de Champosoult (177-6-12 et 13, 177-7-10 et 11);

– pour le syndicat de Crouttes, sur la commune de Renouard (177-2-10);

– pour le syndicat de Saint-Pierre-la-Rivière, sur la commune de Saint-Pierre-la-Rivière (177-7-9);

– pour le syndicat de la région de Gacé, sur la commune de Mesnil-Hubert-en-Exmes (177-7-8);

– pour la commune de Vimoutiers, sur la commune de Vimoutiers (177-3-14, 16 et 17).

### *dans le bassin de la Touques*

– pour le syndicat de Saint-Germain d'Aunay, sur la commune d'Orville (177-4-3) et sur la commune du Sap (177-4-4).

Enfin, un forage profond de 104 m, situé sur la commune de Gacé (177-8-1), semble capter deux aquifères : celui de la craie du Céno-manien et celui de l'Oxfordien calcaire.

Les eaux captées de cet aquifère sont de type bicarbonaté calcique et magnésien. Ce sont des eaux dures. Elles sont généralement de bonne qualité.

Un point particulier mérite d'être signalé : l'existence de dépôts calcaires (travertins) liés aux eaux de cet aquifère qui alimentent les sources des hautes vallées de la Vie et de la Touques.

### **Aquifères des calcaires du Jurassique**

● La **nappe des calcaires du Bathonien** est également libre, de type discontinu. Elle est limitée au Sud-Ouest par les paléoreliefs de Grès armoricain (structuration armoricaine N110). Elle est drainée par la rivière Dives (bassin amont).

La fissuration conditionne principalement la productivité des ouvrages de production d'eau. La nappe est exploitée par des captages de sources ou par puits de faible profondeur dans la vallée, par des forages profonds de 40 à 50 m environ en plateau.

L'exploitation principale concerne la distribution d'eau potable dont les principaux ouvrages sont :

- le captage de source à Aubry-en-Exmes pour l'alimentation de la commune (177-5-12);
- le captage du syndicat de la Fontaine-les-Bassets, sur la commune de Fontaine-les-Bassets (177-5-13);
- le puits de Tournai-sur-Dive pour l'alimentation en eau de la commune de Villedieu-lès-Bailleul;
- le puits de la commune de Trun (177-5-15);
- le forage de la commune de Chambois (177-6-10);
- le forage de la commune de Neauphe-sur-Dive (177-5-1).

Les eaux de cette nappe est de type bicarbonaté calcique. Ce sont des eaux dures. Elles sont généralement de bonne qualité.

● La **nappe des calcaires de l'Oxfordien** est peu connue dans cette région. Elle est seulement exploitée en deux points par captage de sources :

- dans le bassin de la Vie à Vimoutiers (177-3-15), en complément des sources captées du Cénomaniens;
- dans le bassin de la Touques, pour le syndicat de la région de Gacé, sur la commune de Gacé (177-8-2).

Les eaux sont également de type bicarbonaté calcique et de bonne qualité.

### *SUBSTANCES UTILES*

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

## **Pierres dures pour ballast et granulats**

À l'Ouest de Tournai-sur-Dive, le Grès armoricain est exploité et concassé pour ballast et granulats. Sa dureté permet de l'utiliser dans la couche de revêtement des chaussées.

Anciennement, les parties les plus dures des calcaires jurassiques et les bancs durcis du Cénomanien ont été utilisés pour l'empierrement des chemins et des cours de fermes. La plupart des grandes carrières de craie cénomanienne des environs de Vimoutiers et de la vallée de la Touques ont fourni des matériaux de remblai lors de la construction de la voie ferrée de Vimoutiers à Gacé. Près de cette dernière ville, à Résenlieu, un agriculteur a récemment extrait du Roussier et les calcaires oolitiques à coralliens surincombants pour faire une piste d'entraînement des chevaux sur un sol argileux. Dans de petites carrières localisées en bordure des plateaux du pays d'Auge, des journaliers concassaient à la masse des silex pour empiercer les chemins. Les scories et le laitier des anciennes exploitations métallurgiques ont eu le même usage, en particulier au Sap.

## **Pierres de construction**

Les bancs durs des calcaires jurassiques ont été largement utilisés comme pierre de taille, donnant une grande noblesse à l'habitat rural des plaines de Trun et Chambois. De nombreux faciès plus tendres, en particulier la « pierre de Fel », durcissent à l'air et ont été très exploités dans les dernières décennies en raison de cette propriété. Le contraste de dureté des calcaires du Bathonien supérieur entre les deux talus de la D 113, aux confins sud-ouest de la carte, paraît lié à ce phénomène, le talus ouest, armé de calcaire plus dur, est plus ancien que le talus est, où le calcaire est très tendre. Compact, le Calcaire de Bailleul était apprécié comme pierre de fondation en concurrence avec les gros silex. Le donjon de Chambois et de nombreuses fermes et maisons autour de cette localité sont bâtis en pierre de Fel. Les pierres plates du Roussier ont localement servi pour construire le soubassement des maisons (Vimoutiers, Gacé).

En pays d'Auge, les superstructures étaient généralement en colombage et torchis, mais parfois construites avec les parties les plus dures de la craie cénomanienne (« carreau »), employées dans l'appareillage des églises dès le XI<sup>e</sup> siècle (Bigot, 1939). Dans la partie orientale de la carte, les silex, taillés en moellon de petite dimension ou bruts, ont été largement utilisés en association avec la brique et parfois le grison : conglomérat de fragments de silex à ciment ferrugineux (église du Sap). Des moellons en grès tertiaires s'observent également dans les constructions anciennes ou même modernes (gare de Ticheville), mais ils étaient surtout recherchés pour tailler les pierres cornières et les pavés (anciennes exploitations au Bosc-Renoult ; Blavier, 1842).

## **Pierre à chaux**

Souvent assez meubles et d'extraction aisée, les calcaires du Bathonien et la Craie glauconieuse du Cénomaniens ont été exploités dans d'innombrables carrières, jusqu'au milieu de ce siècle. Les plus gros tonnages servaient au marnage des terres. Le Calcaire de Bailleul donnait une chaux très appréciée en agriculture. Sous les plateaux à soubassement de Formation résiduelle à silex, on extrayait souvent la craie en carrière souterraine. Au Bosc-Renoult, au Sap et plus au Nord-Est, les excavations s'ouvraient souvent dans des restes de craie à *Inoceramus labiatus* (Turonien inférieur) appréciée pour faire de la chaux moyennement hydraulique (Lecœur, 1885a); celles qui entaillent les versants du pays d'Auge, les « boves », souvent aménagées en caves, constituent une des particularités de cette région.

## **Argiles et terres à briques**

Les argiles du Callovien et de l'Oxfordien, les limons loessiques des plateaux et les parties les plus pauvres en cailloux de la Formation résiduelle à silex ont alimenté les tuileries et briqueteries, abandonnées pour la plupart de longue date. Souvent, seuls la toponymie et des déchets de fabrication permettent de les localiser. Généralement kaoliniques, les masses d'argile les plus grasses de la Formation résiduelle à silex ont été appréciées en poterie. Exploitée en particulier aux environs de Chaumont, la Formation résiduelle à silex a également servi comme matériaux de remplissage dans les murs de maisons à colombages. Selon A. Bigot (1938), des argiles sableuses solifluées étaient exploitées au siècle dernier à Guerquesalles, pour briqueterie.

## **Sables et graviers**

Dans l'angle sud-est de la feuille et au Nord de Chaumont, les fronts de taille d'excavations irrégulières exposent de façon médiocre des sables fins d'âge tertiaire probable, en poches résiduelles. L'usage précis de ces matériaux n'est pas connu (maçonnerie, verrerie ordinaire, fonderie?). Comme sable à mortier, l'augeron s'est longtemps contenté des niveaux les plus sableux du Cénomaniens, plus appréciés sous faciès décalcifié, mais souvent très fins (sablons). La carrière de Grès armoricain de Tournai-sur-Dive alimente la région en granulats très durs, et fournit du sable de maçonnerie récupéré lors du broyage.

## *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

### **Fer**

Le lessivage pédologique des limons des plateaux, qui contiennent habituellement 5 à 6 % de  $Fe_2O_3$ , a fréquemment constitué à leur base de petites concrétions d'hydroxydes de fer. Dans la partie supérieure de la Formation résiduelle à silex sous-jacente, le fer illuvial forme localement le ciment d'un conglomérat ferrugineux (cf. « gri-

son » du Perche; Letacq, 1901). Constituées principalement d'hydroxydes de fer, en particulier de goëthite, accompagnés d'un peu d'oxydes de manganèse, ces concrétions et les parties friables du ciment sont à l'origine de l'ancienne industrie du fer au bourg du Sap. Le minerai a été extrait sous le bourg même, aux environs immédiats (hameau de La Fontaine), ou importé de plus loin (forêt de Chaumont, hauteurs d'Orville). Ayant servi de pierre de construction, le grison peut être observé dans les murs de l'église du Sap. Les talus de la D 53, au niveau de l'hospice, recourent des remblais constitués de scories et de laitier. Contenant 20 à 40 % de fer, ces « déchets » étaient suffisamment volumineux pour intéresser l'industrie sidérurgique lorraine qui les a exploités au début de ce siècle. De même, les scories et laitiers gisant en tas dans le bois situé à l'Est d'Aubry-le-Panthou ont été largement expédiés en 1919-1920 vers les usines sidérurgiques du Nord de la France.

L'indice de gisement de fer répertorié au BRGM dans l'archivage national, sur le plateau à l'Ouest de Ponchardon (3-4001), correspond à d'anciennes fouilles en « poches » encore visibles au sommet de la Formation résiduelle à silex. L'aspect de ces fouilles et des concrétions ferromanganiques observées au sommet de la Formation résiduelle à silex dans une coupe située presque en vis-à-vis de cet indice, au Sud de la D 248, permettent de supposer que le minerai jadis exploité était identique à celui du Sap.

Comme en pays d'Ouche (Puzenat, 1939; Kuntz *et al.*, 1985), des accumulations de fer dans la Formation résiduelle à silex (« terre brûlée ») ont servi de minerai. M. Lecœur (1885b) en décrit au Bosc-Renoult; exploitée en puits et galeries souterraines, la terre brûlée a alimenté l'ancien haut-fourneau de Pontchardon. Selon ce dernier auteur, les petites concrétions de grès ferrugineux des sables résiduels tertiaires n'étaient que rarement exploitables.

### **Titane et zirconium**

Le Grès armoricain renferme fréquemment des concentrations en rutile et zircon. Dans la bande de quartzites ordoviciens de Villedieu-lès-Bailleul à Aubry-en-Exmes, les concentrations de minéraux lourds en grains comprennent en plus de ces deux minéraux, de l'anatase (oxyde de titane). Selon M. Donsimoni *et al.* (1976), le pourcentage de ces minéraux lourds atteint 15 % dans les couches les plus minéralisées, le concentré étant constitué principalement d'anatase (50 à 80 %), accompagné de rutile (10 à 25 %) et de zircon (7 à 25 %). Celles-ci sont localisées dans la partie médiane de la formation, à la base de l'unité supérieure (voir « Description des terrains »). Ce sont des quartzites fins en lamines, à ciment phylliteux abondant. Les concentrations de minéraux lourds s'observent dans des passées grossières et mal cimentées (Faure, 1978). Les sites prospectés sont répertoriés dans l'archivage national du BRGM, sous les numéros 177-5-4001 (Villedieu-lès-Bailleul) et 4002 (Aubry-en-Exmes).

## ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ces notes ont pour objet d'attirer l'attention des utilisateurs sur quelques particularités des principales formations géologiques représentées. Non exhaustives et non fondées pour la plupart sur des études spécialisées, elles ne doivent être utilisées qu'à titre indicatif. Étant donné la dispersion plus ou moins grande des affleurements qui ont permis de l'établir, la carte, à l'échelle du 1/50 000, ne peut fournir toutes les données géologiques précises de façon ponctuelle. À l'échelle du chantier, elle donne un canevas, avec un inventaire aussi exhaustif que possible des différentes formations géologiques, qui doit être précisé par des sondages avant tous travaux importants. Elle permet, en particulier, une meilleure implantation et une meilleure interprétation des forages de reconnaissance. Les conditions locales doivent être étudiées avec soin, surtout pour les terrassements importants (pendage des couches, fracturation, régime des venues d'eau, degré d'altération des terrains, conditions d'équilibre des formations superficielles, etc.).

### Fondations et stabilité

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

● **Marnes calloviennes et oxfordiennes.** Les marnes grises du Callovien et de l'Oxfordien sont assez compactes en profondeur. Elles renferment fréquemment de gros nodules ou bancs lenticulaires de calcaire dur. En surface, elles sont habituellement décompressées, assez instables et sujettes au fluage sur les versants quand elles sont gorgées d'eau. Les loupes de glissement ont généralement des dimensions modestes. En bas des versants du pays d'Auge, elles sont fréquemment recouvertes par des masses de craie, de sables glauconieux et de matériaux argileux à silex glissés, de composition très variable et de faible stabilité.

● **Albo-Cénomaniens.** Les argiles et les sables glauconieux de l'Albien et de la base du Cénomaniens forment le niveau le plus instable de la région. Zone d'écoulement de l'aquifère de la craie du Cénomaniens, ces terrains sont particulièrement sujets au fluage, les glissements les

plus importants entraînant des masses de craie parfois volumineuses (voir « Risques naturels »).

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

● **Formation résiduelle à silex et limons à silex.** Sur les plateaux du pays d'Auge, on rencontrera des problèmes de drainage, principalement à l'Est de la Touques ; des poches de limons et de sables, difficiles à prévoir, et un risque d'effondrements liés à la rupture du plafond d'anciennes cavités souterraines. Ces dernières sont principalement d'anciennes marnières souterraines. Un certain nombre ont été figurées sur la carte, mais il en existe probablement d'autres. Une recherche de documents anciens (cadastres, minutes de notaires, etc.) et l'interrogation des anciens agriculteurs peut s'avérer utile. Les blocs de grès résiduels sont rares, sauf aux environs du Bosc-Renoult.

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

● **Tourbes.** Dans les vallées et zones basses, les formations tourbeuses sont vraisemblablement très locales et peu épaisses. L'église et les halles de Vimoutiers seraient construites sur des tourbes. La roselière occupant le fond de la vallée de la Touques, en amont de Canapville, recouvre probablement des formations tourbeuses. Dans le sondage 5-11, en aval de Trun, les tourbes ont 8 m d'épaisseur.

## Terrassements

À l'exception des sables et des limons, la plupart des terrains nécessiteront de puissants engins de déroctage. Même les marnes présentent des parties dures. La Formation résiduelle à silex peut être assez compacte, avec une armature de silex souvent plus dense en surface qu'en profondeur. Le recours aux explosifs ne s'imposera que pour réduire les écueils de Grès armoricain (Sud de la campagne de Trun) et les blocs de grès les plus volumineux au Bosc-Renoult. Les bancs les plus massifs des calcaires jurassiques (Roussier compact, pierre de Fel,...) ne pourront se fragmenter facilement qu'à l'aide de petites charges d'explosif.

## Réemploi des matériaux

Les matériaux de déblais locaux les plus appréciés sont les calcaires jurassiques, en particulier le Roussier, mais ils sont généralement utilisés pour des remblais de faible portance. L'hétérogénéité de la plupart d'entre eux nécessite des traitements particuliers pour des remblais de plus forte portance. Les autres matériaux seront d'autant plus difficiles à réutiliser qu'ils sont plus argileux, la plupart nécessitant des traitements particuliers, comportant au moins un tri et un agencement adapté.

## *RISQUES NATURELS*

Les phénomènes les plus à craindre sont des glissements de terrain. Les versants du pays d'Auge où affleurent la Glauconie de base et les sables du Cénomaniens inférieur sont particulièrement exposés. Le risque est d'autant plus gênant que l'habitat rural est souvent localisé dans la zone d'affleurement de ces terrains, autour des sources. Le secteur le plus exposé va de la vallée de la Vie à la côte d'Auge. Les glissements de terrain sont particulièrement nombreux et volumineux aux environs des Autels-Saint-Basile et de Montpinçon.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

#### **Préhistoire**

En raison de l'abondance des silex crétacés (Formation résiduelle à silex) et de l'existence d'accidents siliceux bathoniens, des éclats de taille se rencontrent çà et là dans les labours.

#### **Protohistoire**

Deux mégalithes d'assez grande taille sont connus au Sud-Ouest de la carte :

— à Fontaine-les-Bassets, la « Pleureuse » ou « Pierre des Veuves » est un dolmen disloqué en Grès armoricain formé par une dalle basculée de 4 m de longueur et de 0,55 m d'épaisseur, reposant sur un bloc de grès quartzeux ;

— à Tournai-sur-Dive, la « Pierre du Bordeu » est un menhir de 3,50 m de haut. Cette dalle redressée de 2,10 m de largeur et de 1 m d'épaisseur, présente un faciès analogue aux grès tertiaires des hauteurs de la forêt de Grande-Gouffern (Bigot, 1915, 1944).

L'exploitation du fer du « grison » a probablement débuté avec l'arrivée des Celtes dans la région, en particulier dans la région du Sap.

## Histoire

De l'époque romaine ne subsiste que les remblais d'un camp romain sous le bois de Quatre-Favrils à Saint-Gervais-les-Sablons.

La civilisation médiévale a édifié de nombreuses « mottes » en infrastructures de châteaux forts. La plupart des constructions sont détruites, mais la butte anthropique subsiste fréquemment. La motte la plus remarquable est celle de Saint-Germain-de-Montgommery, dressée par la célèbre famille normano-anglaise.

### *SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES*

L'itinéraire 9a du **guide géologique régional : Normandie-Maine** (Doré *et al.*, 1987) recoupe la feuille Vimoutiers (arrêts 14 à 28). La carrière en exploitation de Grès armoricain de Tournai-sur-Dive peut compléter l'arrêt 14 (carrière dangereuse, emploi d'explosifs ; autorisation de visite obligatoire).

Parmi les nombreuses carrières qui ont exploité les calcaires du Bathonien (domaine privé, autorisation de visite également nécessaire), nous retiendrons :

- celle qui est située près de la station de pompage de Fontaine-les-Bassets, au Sud du Bout-aux-Nobles ;
- l'ancienne carrière Martin, au Sud-Ouest d'Aubry-en-Exmes, près du carrefour coté 132, où affleurent les faciès oolitiques du Bathonien moyen (Calcaire oolitique de Bon-Mesnil) ;
- la carrière de la Grande-Ferme, sur la même commune, qui expose les faciès biodétritiques fins du Bathonien supérieur (Calcaire de Fel, visible également dans la tranchée de la D 113 à Moque-Souris) ;
- la carrière du Cotil-Vert, au Sud de Fel, dont le front de taille recoupe des faciès grossiers de cette même unité cartographique (Calcaire de Fel).

Dans l'Oxfordien moyen, les calcaires oolitiques à *Diceras* et *néri-nées* qui surmontent le Roussier, affleurent au-dessus du stade de Résenlieu.

La Glauconie de base, d'âge albien à cénomaniens inférieur, apparaît en poches dans le Roussier et glissée sur des versants, dans les talus des chemins ruraux qui entourent la ferme de la Cour-Moulin, au Nord-Ouest de Crouttes.

Les carrières souterraines de craie, appelées « boves », sont d'origine plus ou moins anciennes. La seule qui soit classée, la « grotte des Chevaliers », ne l'est que pour son intérêt zoologique (chauve-souris). Les boves sont particulièrement nombreuses dans la vallée de la Touques et les vallons affluents.

En ce qui concerne les formations superficielles, les bons affleurements sont actuellement en nombre très réduit. Signalons :

- les talus de la D 43, au Sud-Est de Saint-Évroult-de-Montfort, où affleure la partie inférieure de la Formation résiduelle à silex ;
- les tufs de la chapelle de Saint-Évroult-de-Montfort ;
- les barrages de travertins au fond des lits de la Vie et de la Touques (visibles seulement aux basses eaux) ;
- les lœss et les formations périglaciaires de versants sous jacentes dans la tranchée de la route de Trun à Tournai-sur-Dive, au Sud de Magny.

L'ensemble de loupes de glissement le plus remarquable est situé en rive gauche de la Monne, aux Autels-Saint-Bazile.

### BIBLIOGRAPHIE

ALCAYDÉ G., JUIGNET P., MONCIARDINI C. (1980) — Crétacé supérieur. In C. Mégnien, F. Mégnien (coord) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM, 101, p. 289-325.

AUTRAN A., BRETON J.P., CHANTRAINE J., CHIRON C., CABY R., COLBEAUX J.P., GIGOT P., HACCARD D., ROGER P., LAVILLE P., LE POCHAT G., LESCOP J.P., MÉGNIEN F., MÉNILLET F., OGIER M. (1980) — Carte tectonique de la France à 1/1 000 000. Orléans : BRGM.

BARBEY C. (1967) — La région de la forêt de Gouffern. Étude morphologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle (Lettres), Caen, 208 p.

BIGOT A. (1886) — Quelques mots sur les Tigillites. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), 10, p. 161-165.

BIGOT A. (1895) — Gault à Saint-Martin-de-la-Lieue. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4, IX, p. LXXII.

BIGOT A. (1904) — Sur les dépôts tertiaires de la feuille de Falaise, *Bull. Soc. linn. Normandie*, 5, VIII, p. XVII.

BIGOT A. (1905) — Compte rendu de l'excursion géologique (dans la Campagne de Trun). *Bull. Soc. linn. Normandie* (5), 9, p. XVI - XXXV.

BIGOT A. (1916a) — Falaise ; Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, coupure n° 45.

BIGOT A. (1916b) — Observations géologiques sur la feuille « Falaise ». *Bull. Soc. linn. Normandie* (6), 8, p. 187-191.

- BIGOT A. (1926) — Carte géologique du département de l'Orne.
- BIGOT A. (1933) — Formations de solifluxion. *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), 5, p. 18-19.
- BIGOT A. (1934) — Notes géologiques sur les environs de Lisieux. *Bull. Soc. linn. Normandie* (8), 6, p. 5-24.
- BIGOT A. (1939) — Géologie de la région de Vimoutiers (Orne). *Annuaire assoc. normande (congrès de Vimoutiers, 1938)*, 106<sup>e</sup> année, p. 116-223.
- BIGOT A. (1940) — Les surfaces d'usure et les remaniements dans le Jurassique de Basse-Normandie. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 10, p. 165-176.
- BIGOT A. (1942) — La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Caen : impr. Le Tendre, 123 p.
- BIGOT A. (1944a) — Bernay ; Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000, coupure n° 46.
- BIGOT A. (1944b) — Les matériaux des mégalithes de Basse-Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie* (9), 3, p. 131-135.
- BIZET P. (1883) — Notice l'appui du profil géologique du chemin de fer de Mamers à Mortagne. *Bull. Soc. géol. Normandie*, VIII, p. 40-70.
- BIZET P. (1884) — Notice l'appui du profil géologique du chemin de fer de Mortagne à Ménil-Maugers et de Mortagne à L'Aigle. *Bull. Soc. géol. Normandie*, IX, p. 37-55.
- BIZET P. (1885a) — Excursion de la Société linnéenne de Normandie à Vimoutiers. *Bull. Soc. linn. Normandie*, XI, p. 45-78.
- BIZET P. (1885b) — Aperçu général sur les terrains sédimentaires représentés dans l'Est du Pays d'Auge. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3 sér., 9, p. 210-241.
- BLAVIER (1842) — Études géologiques sur le département de l'Orne. *Ann. dép. de l'Orne*, 94 p. avec une carte géologique. Réimpr. (1850) : *Mém. de l'Inst. des Provinces*, t. I, p. 280.
- CAUMONT A. (de) (1825) — Carte géologique du département du Calvados à 1/200 000.
- CHEVILLON C. (1964) — Étude géologique de la Campagne de Trun-Chambois. Les faciès et les niveaux stratigraphiques du Bathonien. D.E.S., Caen, 143 p., 14 pl., 2 tableaux, 1 carte à 1/25 000 h.t., annexes.

CLET M., HAVLICEK P., KOVANDA J., MÉNILLET F. (à paraître) — Étude de dépôts de plaine d'inondation aux environs de Vimoutiers (Orne, Basse-Normandie, France).

COQUEL R., LOBOZIAK S., LEMOIGNE Y. (1970) — Confirmation de l'âge westphalien du houiller de Le Plessis (Manche). *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, I, p. 15-21.

DANGEARD L. (1947) — Coupe géologique à travers la forêt de Gouffern, près Argentan (Orne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 83-84.

DANGEARD L. (1951) — La Normandie. Géologie régionale de la France. Paris : Hermann édit., 241 p.

DEBÉGLIA N. (1980) — Socle, écorché ante-triasique. In S. Debrand-Passard (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », t. II, Atlas. Mém. BRGM, n° 102, planche S1.

DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) — Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion R.C.P. 706, Paris, 13 oct. 1986, 1 p.

DONSIMONI M., GIOT D., L'HOMER A. (1976) — Variations de faciès dans les grès minéralisés du Massif armoricain. Rapport BRGM 76 SGN 050 GEO.

DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) — Normandie-Maine. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson édit., 207 p.

DUFRENOY P.A., ELIE DE BEAUMONT L. (1942) — Carte géologique de la France à 1/500 000. Ministère des Travaux publics.

DUGUÉ O. (1987) — La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien (Jurassique) : contrôle morphotectonique des changements sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 981-985.

DUGUÉ O. (1989) — Géodynamique d'une bordure de massif ancien. La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse doct. univ. Caen, 593 p.

DUGUÉ O. (1990) — Transits argileux à l'Ouest du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : discrimination des apports externes et armoricains. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, 2, 8, p. 159-165.

DUGUÉ O. (1991) — Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du bassin anglo-parisien. *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 81, p. 323-346.

DUGUÉ O., RIOULT M. (1989a) — Les transitions terrigènes-carbonates au Callovo-Oxfordien sur la bordure occidentale du bassin anglo-parisien : contrôle morphotectonique, interprétation géodynamique. *Mém. Assoc. sédiment. fr.*, 4, p. 83-87.

DUGUÉ O., RIOULT M. (1989b) — Contrôle épirogénique et eustatique des séquences sédimentaires callovo-oxfordiennes sur la bordure de massifs paléozoïques à l'Ouest du bassin anglo-parisien. 2<sup>e</sup> congrès français de sédimentologie, Paris, p. 113-114.

DUPRÉ L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) — Cadomian geodynamic evolution of the Northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R.S. Lemons, R.A. Strachan, C.G. Topley (coord.) : « The cadomian orogeny ». *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, 51, 115-131.

ELHAÏ H. (1963) — La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. Bordeaux : Bière édit., 624 p.

EUDES DESLONGCHAMP (1859) — Note sur le Callovien des environs d'Argentan et de divers points du Calvados. *Bull. Soc. linn. Normandie* (1), IV, p. 216-252, pl. IV, h.t.

FAURE P.P. (1978) — Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Thèse doct. ing. ENSMP.

FÉRAY G. (1959) — Étude du Jurassique supérieur de la région de l'axe du Merlerault (Orne) et comparaison avec d'autres régions. D.E.S., Caen, 1 carte à 1/25 000 inédite. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 9<sup>e</sup> sér., 10<sup>e</sup> vol., p. 76.

FILY G. (1980) — Caillasse d'Aubry-en-Exmes; Calcaire de Bon-Ménil; Caillasse de Chambois; Calcaire de Fel. In F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. III, Lexique des noms de formations. *Mém. BRGM n° 103*, p. 109, 110, 120, 136.

FILY G., LEBERT A., RIOULT M. (1979) — Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du bassin anglo-parisien au Bathonien. *Assoc. sédiment. fr.*, publ. spéc. n° 1, p. 33-46.

FILY G., RIOULT M. (1980) — Jurassique supérieur, Normandie et Maine. In C. Mégnien, F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». *Mém. BRGM*, n° 101, p. 102-106.

FILY G., RIOULT M. (1980) — Normandie et Maine. In J. Thierry (coord.) : Jurassique moyen. « Synthèse géologique du bassin de Paris », Mém. BRGM, n° 101, p. 145-150.

GUYERDET A. (1880) — Bernay; Carte géologique de la France 1/80 000, coupure n° 46.

GUYERDET A. (1885) — I. Coupe géologique des carrières du four à chaux de Vimoutiers (Orne). II. Profil géologique de Chaumont à Gacé et Résenlieu (Orne). *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), t. 9, p. 196-203.

HAVLICEK P., LEBRET P., LECOINTE A., MÉNILLET F., RIOULT M., CLET M. (1991) — Travertins actifs et fossiles dans le Sud du pays d'Auge (Basse-Normandie). *Géologie de la France*, n° 1, p. 23-42.

JUIGNET P. (1974) — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse État, Caen, t. 1 (texte), 806 p.; t. 2 (figures et planches), 174 fig., 28 pl.

JUIGNET P. (1980) — Conditions de dépôt et diagenèse de la craie. In C. Mégnién, F. Mégnién (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». Mém. BRGM n° 101, p. 314-317.

JUIGNET P., BRETON G. (1992) — Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 91, 3/4, p. 197-218.

JUIGNET P., HUNZIKER J.C., ODIN J.S. (1975) — Datation numérique du passage Albien—Cénomaniens en Normandie. Étude préliminaire à l'argon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 280, p. 379-382.

JUIGNET P., KENNEDY W.J., LEBERT A. (1978) — Le Cénomaniens du Maine : formations sédimentaires et faunes d'ammonites du stratotype. *Géologie méditerranéenne* t. V, n° 1, p. 87-100.

KLEIN C. (1974) — Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et ses enveloppes sédimentaires. T. 1, 343 p., t. 2, 882 p., t. 3, X pl., Strasbourg.

KUNTZ G., MÉNILLET F., RIOULT M., GÉRARD J., CALLIER L., DORÉ F., LE GALL J., PELLERIN J., VERRON G. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1989), 99 p.

KUNTZ G., MONCIARDINI C. (1984) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Rugles (178). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Kuntz *et al.* (1986), 42 p.

LAUTRIDOU J.P. (1984) — Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse État (Lettre), Caen.

LECŒUR M. (1885a) — Excursion de la société linnéenne à Vimoutiers et Chambois (Orne) les samedi 4 et dimanche 5 juillet 1885. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3<sup>e</sup> sér., vol. 9, p. 137-150, 2 coupes h.t.

LECŒUR M. (1885b) — Description de l'argile à silex du Boscrenault pour servir à l'étude de l'argile à silex. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 3<sup>e</sup> sér., vol. 9, p. 245-251.

LECORNU L. (1889) — L'axe du Merlerault. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4<sup>e</sup> sér., 2<sup>e</sup> vol., p. 291-303, 1 carte h.t.

LECORNU L. (1892) — Falaise; Carte géologique de la France à 1/80 000, coupure n° 45 (1<sup>re</sup> édition).

LEMOIGNE Y. (1968) — La paléoflore du Houiller de Le Plessis (Manche). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), X, p. 696-701.

LE PUILLOIN de BOBLAYE E. (1837a) — Carte géologique de l'arrondissement d'Alençon à 1/40 000.

LE PUILLOIN de BOBLAYE E. (1837b) — Disposition générale des terrains secondaires (dans la région d'Échauffour—Alençon). *Bull. Soc. géol. Fr.* (1), VIII, p. 345-347.

LETACO A.L. (1901) — Recherches pour servir à l'histoire des études géologiques dans le département de l'Orne jusqu'en 1870, extraites en partie d'un manuscrit de M. de la Sicotière. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 5<sup>e</sup> sér., vol. IV, p. 163-198.

MÉNILLET F., MONCIARDINI C. (1991) — Existence du Sénomien dans le pays d'Auge méridional (Orne). *Géologie de la France*, n° 1, p. 17-21, 2 fig., 1 tab.

MERCEY N. (de) (1880) — Note sur la confusion résultant de l'emploi de la dénomination d'argile à silex appliquée à deux dépôts placés, l'un à la base, l'autre au sommet de la série tertiaire de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, VII, p. 237-245.

MUSSET R. (1961) — Un ancien réseau hydrographique entre la Touques et l'Orne. *Norois*, n° 34, p. 443-449.

ODIN G.S. (édit.) (1982) — Numeral dating in Stratigraphy. Chichester : John Willey, 2 vol., 1194 p.

ODIN G.S., ODIN C. (1990) — Échelle numérique des temps géologiques : mise à jour en 1990. *Géochronique*, 35, p. 19-21.

PAIENDA O. (1987) — Microfaciès et milieux de sédimentation à l'Oxfordien moyen sur la plate-forme carbonatée armoricaine, autour de l'éperon du Perche, Orne et Sarthe (bordure occidentale du bassin de Paris). I<sup>er</sup> congrès français de sédimentologie, Paris, p. 271-272.

PAIENDA O. (1987) — Les dépôts carbonatés oxfordiens de la bordure occidentale du bassin de Paris : lithostratigraphie, microfaciès paléogéographie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rouen, 226 p., 10 pl., 1 carte h.t.

PAREYN C. (1962) — Falaise; Carte géologique de la France 1/80 000, coupure n° 45 (4<sup>e</sup> édition).

PASTEELS P., DORÉ F. (1982) — Age of the Vire-Carolles granite. In G.S. Odin : « Numerical dating in stratigraphy », p. 784-790.

PERRIER (1856) — Existence du Kelloway-rock à Trun, au bas de la côte des Bois d'Auge. *Bull. Soc. linn. Normandie* (1), vol. 1, p. 81-83.

PINSON M. (1881) — Étude géologique des collines du Lieuvin sur les communes d'Échauffour, Champ-Haut, Orgères et Cisai-St-Aubin. *Bull. Soc. linn. Normandie* (3), t. 5, p. 277-293.

PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, p. 231-234.

RIOULT M. (1968) — Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. Thèse État, Caen, 565 p., 15 pl. (n° CNRS/AO 1798).

RIOULT M. (1980a) — Lias, Maine et Normandie. In C. Mégnien, F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». *Mém. BRGM*, n° 101, p. 102-106.

RIOULT M. (1980b) — Jurassique supérieur, Maine, Perche, Normandie. In C. Mégnien, F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». *Mém. BRGM*, n° 101, p. 214-253.

RIOULT M., (1980c) — Calcaire à Astartes; Grouais; Marnes à Pernes. In F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris ». *Mém. BRGM*, n° 103, p. 184, 185, 211, 212, 227, 228.

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, *Bull. section des sciences*, 9, p. 177-183.

RIOULT M., DUGUÉ O., FILY G., JUIGNET P. (1992) — Regards nouveaux sur le Jurassique normand. *Bull. inf. géol. bass. Paris.*, vol. 29, n° 3, p. 7-44.

RIOULT C., DUGUÉ O., JAN DU CHÊNE, PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL R. (1991) — Stratigraphie séquentielle des affleurements du Jurassique moyen-supérieur, dans le Bassin anglo-parisien (Normandie, Maine, Dorset). SNEA, Boussens, p. 101-194.

RIOULT M., FILY G. (1975) — Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. 9<sup>e</sup> congrès intern. sédim., Nice, thème 5, p. 353-360.

ROBARDET M. (1969) — Tectonique de la partie orientale de la zone bocaine (feuille Falaise). *Bull. BRGM.*, 2 sér., sec. I, n° 2, p. 21-44.

SUZZONI J.M. (1988) — Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 6, p. 995-1002.

VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) — Les tremblements de terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.

VOGT J., WEBER C. (1980) — Carte sismotectonique de la France à 1/100 000 et notice. Orléans : BRGM.

#### DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Basse-Normandie, CITIS, Le Pentacle, avenue de Tsukuba, B.P. 14209, Hérouville-Saint-Clair Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

Cette notice a été coordonnée par François MÉNILLET et Michel RIOULT; les titres des auteurs non mentionnés sur la carte sont indiqués ci-dessous.

Auteurs des principales rubriques.

- Introduction, terrains masqués : F. MÉNILLET, M. RIOULT
- Paléozoïque : F. MÉNILLET
- Bajocien à Bathonien moyen basal : M. RIOULT
- Bathonien moyen à Oxfordien : F. MÉNILLET, avec indications de M. RIOULT
- Crétacé ; F. MÉNILLET, d'après P. JUIGNET (1974) et avec la collaboration de C. MONCIARDINI, ingénieur géologue au BRGM (microfaune)
- Formations superficielles : F. MÉNILLET, avec la collaboration de P. HAVLICEK
- Tectonique : F. MÉNILLET
- Synthèse géodynamique régionale : F. MÉNILLET, M. RIOULT
- Sols et végétation, occupation du sol : A. LECOINTE, maître de conférences, laboratoire de phytosociologie, UFR des sciences de la Terre et de l'aménagement régional, université de Caen
- Géotechnique : F. MÉNILLET
- Ressources en eau : P. PASCAUD, ingénieur géologue au BRGM
- Substances utiles, gîtes et indices minéraux : F. MÉNILLET
- Préhistoire et archéologie : F. MÉNILLET, M. RIOULT

**Présentation au CCGF : 10 juin 1992.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 16 février 1993.**

**Impression de la carte : 1994.**

**Impression de la notice : septembre 1994.**



COORDONNÉES X = 436,85  
Y = 136,20

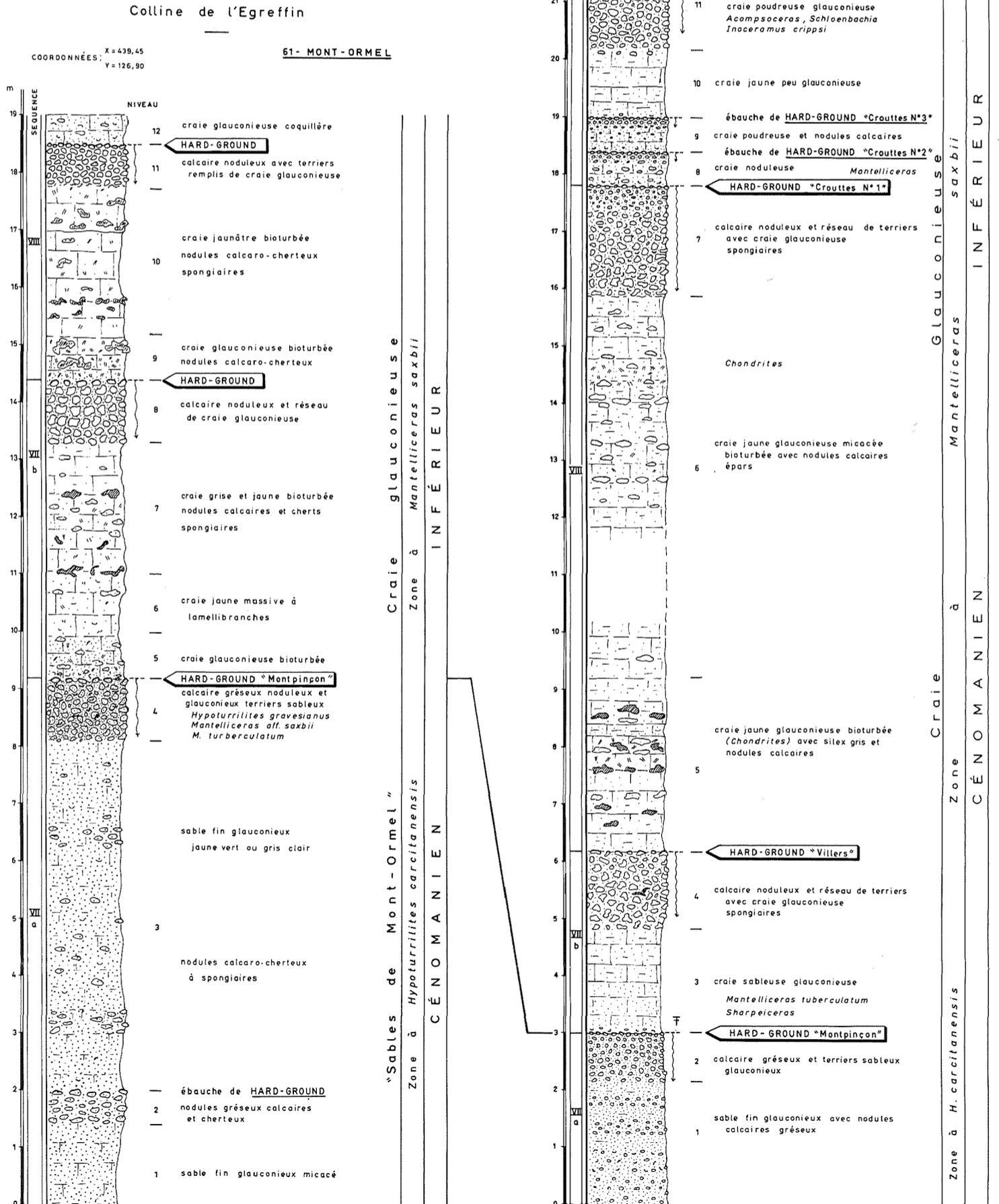
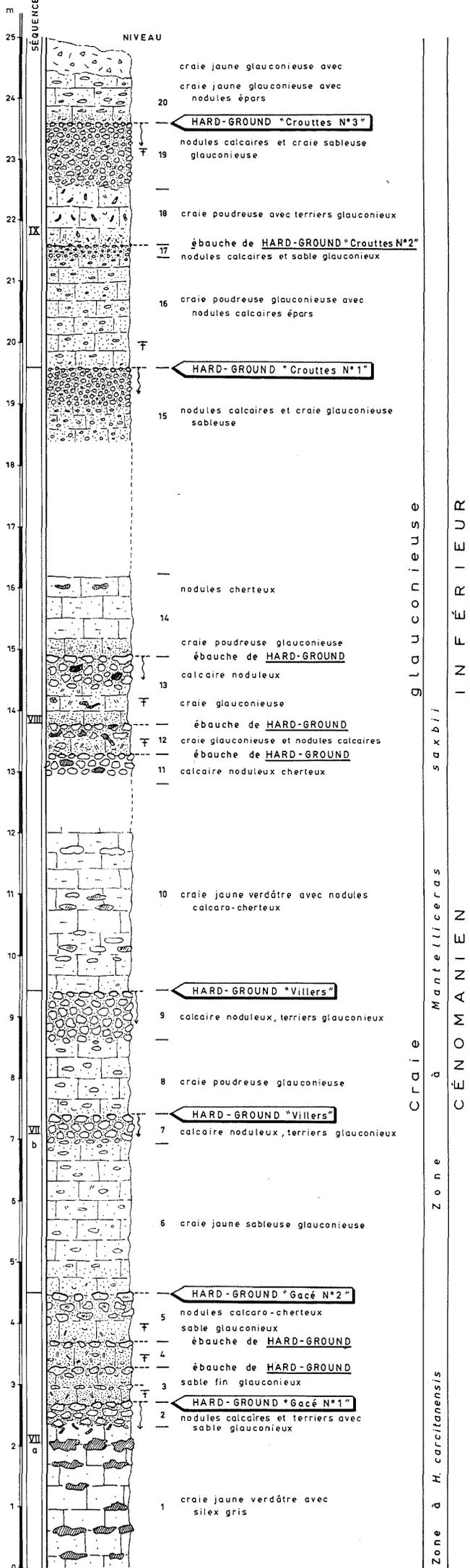


Fig. 4 - Coupes dans les assises appartenant aux deux premières biozones d'ammonites du Cénomanién inférieur (d'après Juignet, 1974)

Côte de Saint Christophe

61 - GACÉ

COORDONNÉES: X = 450,85  
Y = 124,25



Carrière des Genévrais

61 - VIMOUTIERS

COORDONNÉES: X = 442,70  
Y = 137,55

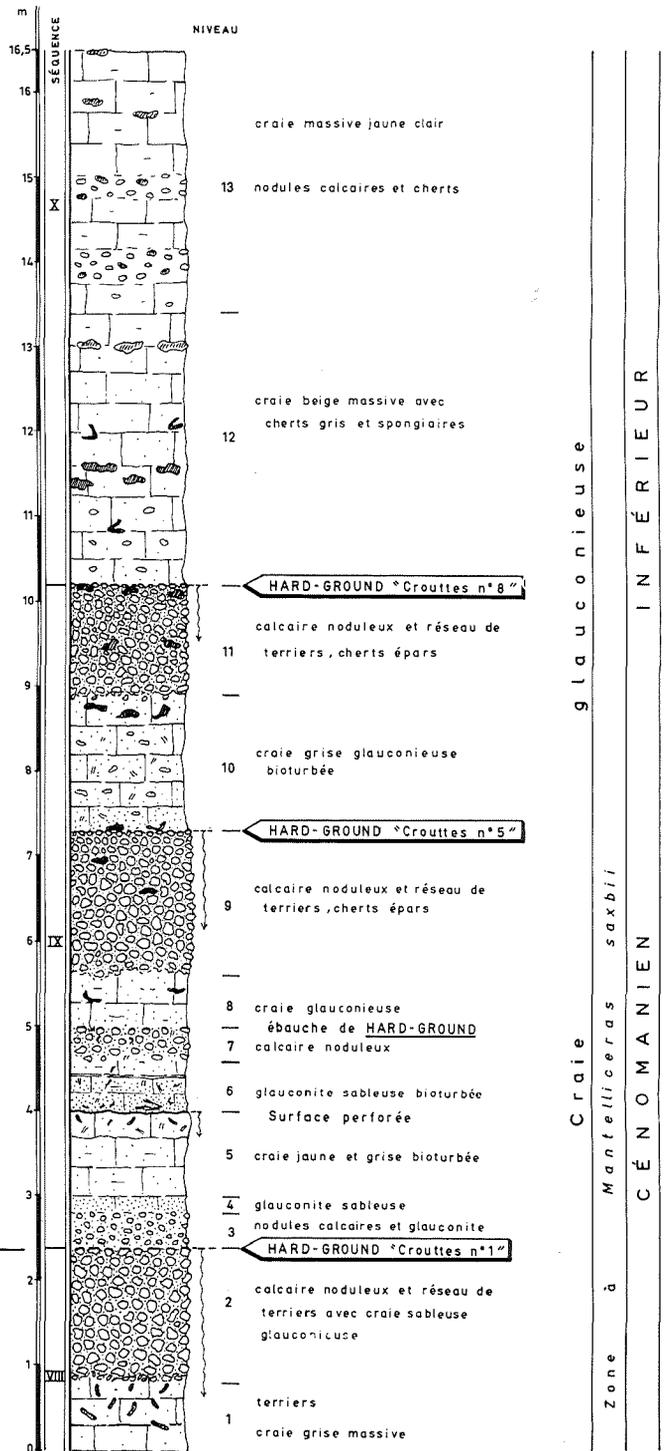


Fig. 5 - Coupes dans les assises appartenant à la seconde biozone d'ammonites du Cénomanien inférieur (d'après Juignet, 1974)