

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

FALAISE

par

P. GIGOT, L. DUPRET, J. LE GAFF



FALAISE

La carte géologique à 1/50 000
FALAISE est recouverte par la
coupure FALAISE (N° 45)
de la Carte géologique de la
France à 1/80 000

Villiers- Bocage	Mézidon	Livarot
Condé- sur-Noireau	FALAISE	Vimoutiers
Fliers- de-L'Orne	Argentan	Sées

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



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

par

P. GIGOT, L. DUPRET, J. LE GALL

avec la collaboration de

J.P. COUTARD, J.C. OZOUF

T. PAY, A. LECOINTE, J. DESLOGES, J.P. DEROIN

1999

***Editions du BRGM
Service géologique national***

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

- *pour la carte* : GIGOT P., DUPRET L., LE GALL J. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille *Falaise* (176). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Gigot, L. Dupret, J. Le Gall (1999), 154 p.

- *pour la notice* : GIGOT P., DUPRET L., LE GALL J. avec la collaboration de COUTARD J.P., OZOUF J.C., PAY T., LECOINTE A., DESLOGES J., DEROIN J.P. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Falaise* (176). Orléans : BRGM, 154 p. Carte géologique par P. Gigot, L. Dupret, J. Le Gall (1999).

© BRGM, 2000. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1176-9

SOMMAIRE

	Pages
RESUME	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	10
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	10
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	16
Briovérien supérieur	16
Métamorphisme : Briovérien métamorphisé	22
Plutonisme Cadomien	23
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	27
Cambrien	30
Ordovicien	37
Silurien	44
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	45
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	47
Trias	48
Jurassique	50
Crétacé	66
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET CÉNOZOÏQUE</i>	67
Éocène	67
Formations résiduelles	68
Altérites	70
Formations superficielles consolidées	71
Formations éoliennes	73
Formations périglaciaires de versant	74
Formations fluviatiles et dépôts de fond de vallon	75
Formations anthropiques	78
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	78
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	78
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	81

<i>MÉSOZOÏQUE</i>	84
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	89
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	90
<i>DÉFORMATION DES TERRAINS PROTÉROZOÏQUES</i>	91
<i>STRUCTURATION DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	96
<i>DÉFORMATION DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE</i>	
<i>MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	101
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	111
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	118
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	120
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	120
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	124
<i>RISQUES NATURELS</i>	126
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	127
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	131
<i>GÎTES ET INDICES MLNÈRAUX</i>	134
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	136
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	136
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	137
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	140
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	140
AUTEURS	153

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation de la carte Falaise à 1/50 000 dans le cadre géologique de la Normandie occidentale	12
Fig. 2 - Log synthétique du Protérozoïque normand	18
Fig. 3 - Position des analyses modales de la granodiorite d'Athis dans le diagramme de Streckeisen	26
Fig. 4 - Courbes de distribution des terres rares dans trois échantillons de la granodiorite d'Athis prélevés sur le territoire de la feuille Falaise	26
Fig. 5 - Succession lithologique des terrains paléozoïques des flancs nord et sud du synclinorium de la Zone bocaine	28

Fig. 6 - Coupe synthétique de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire de la feuille Falaise	46
Fig. 7 - Reconstitution paléogéographique au Cambrien inférieur	80
Fig. 8 - Les deux grandes étapes de la transgression ordovicienne : arénigienne (Grès armoricain) et Ilanvirnienne (Schistes d'Urville)	82
Fig. 9 - Dynamique de la sédimentation du Jurassique moyen sur la bordure occidentale du bassin de Paris	86
Fig. 10 - Ecorché structural du socle cadomo-varisque de la feuille Falaise	92
Fig. 11 - Diagrammes stéréographiques des éléments structuraux cadomiens et varisques de la feuille Falaise	93
Fig. 12 - Structure de la couverture mésozoïque de la feuille Falaise	102
Fig. 13 - Deux étapes de l'évolution géodynamique cadomienne	110
Fig. 14 - Cadre géodynamique de l'Ordovicien inférieur	112
Fig. 15 - Cadre géodynamique du Jurassique moyen	114-115

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Équivalence entre les noms de formations jurassiques utilisés sur la carte Falaise à 1/50 000, les coupures voisines à 1/50 000 et l'ancienne carte à 1/80 000	17
Tabl. 2 - Compositions chimiques de trois échantillons de la granodiorite d'Athis prélevés sur le territoire de la carte Falaise à 1/50 000	29
Tabl. 3 - Caractéristiques des principaux ouvrages de l'aquifère bajo-bathonien en exploitation sur la carte Falaise à 1/50 000	131
Tabl. 4 - Coupes résumées des principaux sondages de la carte Falaise à 1/50 000	(hors texte)

RÉSUMÉ

La nouvelle carte Falaise à 1/50 000 est centrée sensiblement sur l'ancienne coupure à 1/80 000, à la limite du vieux socle du Massif armoricain et de la couverture sédimentaire du bassin de Paris. Elle illustre une histoire géologique de près de 600 millions d'années.

Les roches les plus anciennes appartiennent au Précambrien : la série schisto-gréseuse briovérienne (de Briovera, Saint-Lô) épaisse de plusieurs milliers de mètres a été replissée en plis orientés WSW-ENE liés à l'érection de la chaîne de montagne cadomienne (du nom de Caen) puis métamorphisée, vers 540 Ma, lors de la montée du pluton granitique d'Athis. Le socle cadomien affleure principalement dans le quart sud-ouest de la feuille : les schistes briovériens livrent des paysages vallonnés et ouverts dans le Houlme tandis que le massif granitique est occupé par un bocage serré.

Au-dessus de la chaîne cadomienne arasée s'est déposée en discordance (discordance cadomienne) une série primaire constituée jusqu'à 2 000 m d'épaisseur de sédiments essentiellement gréseux et argileux, accessoirement carbonatés, continentaux puis marins, d'âge cambrien, ordovicien et silurien (540 à 400 Ma). À la fin de l'ère primaire, vers 340-300 Ma, ces terrains ont été à leur tour replissés lors de la formation de la chaîne de montagne varisque. Les plis varisques sont orientés WNW-ESE à l'image du grand synclinorium de la Zone bocaine qui traverse la feuille en diagonale. Au cœur des synclinaux, les grès ordoviciens résistants à l'érosion et peu favorables aux cultures dessinent de longues lignes de crêtes boisées. Ils fournissent dans la grande carrière de Vignats des granulats d'excellente qualité. Le minerai de fer ordovicien, à l'origine de la grande sidérurgie normande, n'a pas été exploité industriellement sur la feuille Falaise.

La couverture sédimentaire secondaire montre des terrains déposés, entre 210 et 80 Ma, au Trias, au Jurassique (principalement) et au Crétacé. Elle appartient au bassin de Paris et repose en discordance (discordance varisque) sur le socle cadomo-varisque armoricain. Constituée surtout de calcaires jurassiques, cette couverture occupe un peu plus de la moitié orientale de la feuille, de part et d'autre de la Zone bocaine, dans les Campagnes de Caen et d'Argentan et y détermine un paysage de plateaux calcaires voués aux grandes exploitations céréalières. Les terrains de la couverture, calcaires ou argileux, largement exploités dans le passé ont fourni la pierre de taille ou ont servi à la fabrication de chaux et de tuiles.

L'ère tertiaire est une période de non-dépôt au cours de laquelle la couverture sédimentaire secondaire est soumise à une longue altération continentale : la décarbonatation de la couverture secondaire produit les argiles à silex qu'on trouve préservées en place sur des petits plateaux, témoins

d'une ancienne surface continentale qui sera remodelée jusqu'à la fin du Tertiaire. Ces argiles à silex sont le plus souvent occupées par des massifs forestiers (Gouffern, Cinglais).

Des grandes failles, liées à la formation de la chaîne alpine, ont affecté, entre la fin du Secondaire et la fin du Tertiaire (60 à 3 Ma), l'ensemble de la couverture sédimentaire et, bien sûr, de son socle cadomo-varisque, empruntant des discontinuités déjà existantes de ce dernier. Récentes dans l'histoire de la région, ces failles s'expriment bien dans le paysage : la plus importante, surélève le synclinorium de la Zone bocaine le long de son flanc sud et accuse nettement le contraste de relief de ce dernier par rapport au compartiment abaissé du Houlme et de la plaine d'Argentan situé au Sud.

Le réseau hydrographique actuel (l'Orne, la Dives et leurs affluents) s'est enfoncé progressivement depuis environ 2 Ma, au cours du Quaternaire, abandonnant sur les versants des témoins de terrasses fluviatiles étagées. Du dernier cycle glaciaire (à partir de 115 000 ans) sont héritées la plupart des formations superficielles préservées sur la feuille : dépôts de solifluxion sur les versants et limons éoliens sur les plateaux et sur les versants orientés au Nord et à l'Est.

ABSTRACT

The new 1:50,000-scale Falaise sheet is centred approximately over the former 1:80,000-scale sheet, along the boundary between the Armorican Massif basement and the sedimentary cover of the Paris Basin. The sheet illustrates the geological history over some 600 million years.

The oldest rocks are Precambrian: the Brioverian sandy-schist succession (Briovera, Saint-Lô), several thousand metres thick, was refolded into WSW-ENE-trending folds during uplift of the Cadomian mountain belt (named after Caen) before being metamorphosed at about 540 Ma due to the ascent of the Athis granite pluton. The Cadomian basement crops out essentially in the southwest quarter of the map area: Brioverian schist forms an undulating open landscape in the Houlme area, whereas the granite massif is marked by tight-knitted hedged farmland (bocage).

The Paleozoic succession, as much as 2000 m thick and spanning the Cambrian, Ordovician and Silurian (540 to 400 Ma), was deposited unconformably onto the eroded Cadomian belt (Cadomian unconformity) and comprises essentially sandy and shaly sediments, in places carbonate, of continental then marine origin. From 340 to 300 Ma, these rocks were in turn folded during uplift of the Variscan belt. The Variscan folds trend WNW-ESE, as does the major syncline of the "Zone bocaine" that diagonally

crosses the map area. In the core of the synclines, Ordovician sandstone, resistant to erosion and unsuitable for cultivation, forms long linear wooded crests. This sandstone provides excellent quality aggregate in the large Vignats quarry. Ordovician iron ore, the basis of the important Normandy steel industry, is not industrially mined in the Falaise map area.

The Mesozoic sedimentary cover is composed of Triassic, Jurassic (predominantly) and Cretaceous rocks laid down between 210 and 80 Ma. The cover belongs to the Paris Basin and unconformably overlies (Variscan unconformity) the Armorican Cadomian-Variscan basement. Composed essentially of Jurassic limestone, this cover extends over and beyond the eastern half of the map area, on either side of the "Zone bocaine", in the "Campagnes de Caen et d'Argentan" where it forms a landscape of limestone plateaux dedicated to intensive cereal growing. The limestone and argillaceous cover rocks were intensely mined in the past for freestone and manufacturing lime and tiles.

The Cenozoic Era saw a period of non-deposition during which the Mesozoic sedimentary cover was subjected to continental weathering. Decarbonation produced flint clay, which is preserved in-situ on small plateaux, evidence of a continental paleosurface that underwent reshaping until the end of the Tertiary. The flint clay is most commonly covered by forests (Gouffern, Cinglais).

The major faults, related to uplift of the Alpine belt, deformed the entire sedimentary cover from the end of the Mesozoic to the end of the Tertiary (60 to 3 Ma) and, through the reactivation of existing basement faults, also its Cadomian-Variscan basement. Recent in relation to the geological history of this région, these faults can be clearly observed in the landscape: the most marked example uplifts the "Zone bocaine" syncline along its southern flank and emphasises the contrast in topography of this syncline relative to the downthrown block of Houlme and the Argentan plain farther south.

During the Quaternary, the présent drainage System (Orne and Dives rivers and their tributaries) became progressively established over some 2 Ma, leaving stacked river terraces as evidence along the banks. Most of the surficial formations in the map area accumulated during the last glacial cycle (from 115,000 yrs.): solifluction deposits on the slopes and eolian loam on the plateaux and the N- and E-facing slopes.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Falaise à 1/50 000 se situe au coeur de la région de Basse-Normandie, à cheval sur les départements du Calvados et de l'Orne. La feuille présente son point culminant au Sud-Ouest près de Saint-Aubert-sur-Orne, dans le massif d'Athis (274 m), et son point le plus bas au Nord-Est à Bernières-d'Ailly, dans la vallée de la Dives (40 m).

La Zone bocaine, coupant la feuille en diagonale NW-SE suivant la direction armoricaine, constitue l'ossature morphologique de la feuille, culminant à 261 m près de Rônai. L'héritage morphologique appalachien des structures varisques fait saillir les grès paléozoïques selon des lignes de crêtes plus ou moins continues, le plus souvent peu vigoureuses et empâtées par les formations mésozoïques et superficielles.

Dans le prolongement de la Zone bocaine se trouve, dans le coin sud-est de la feuille, l'étroit plateau de Gouffern. Il constitue le témoin le plus avancé vers l'Ouest du plateau crétacé du pays d'Auge.

Le massif granodioritique d'Athis situé au Sud-Ouest montre le point culminant de la feuille (274 m près du lieu-dit l'Aclos).

Entre le massif d'Athis et la Zone bocaine s'étend la terminaison septentrionale du Houlme, région composite (regroupée avant 1789 par son statut d'archidiaconné) dans laquelle on peut distinguer au niveau de la feuille Falaise deux paysages distincts. A l'Ouest, les schistes briovériens souvent altérés et à peine armés par la ceinture métamorphique du massif d'Athis forment le substratum d'une zone valonnée relativement déprimée dominée par des buttes témoins de calcaires jurassiques. A l'Est ces calcaires forment le substratum de la Campagne d'Argentan.

Au Nord de la Zone bocaine se trouve la Campagne de Falaise, prolongement vers le Sud-Est de la Campagne de Caen. Les calcaires jurassiques, nus ou recouverts de vastes placages de lèss en constituent le substratum. Le plateau calcaire des Monts d'Eraines domine ce secteur de la carte. Les calcaires jurassiques de la Campagne de Noron-l'Abbaye empiètent sur la Zone bocaine à l'Ouest de Falaise.

Au Nord-Est de la feuille le relief s'élève dans les collines de l'avant-pays d'Auge à sols jurassiques argileux occupés par des herbages.

Au Nord-Ouest enfin, la terminaison méridionale du plateau du Cinglais ennoie les reliefs de la Zone bocaine.

Le territoire de la feuille Falaise est drainé par deux fleuves côtiers de la Manche, l'Orne et la Dives. La ligne de partage des eaux emprunte la Zone bocaine, s'infléchit vers le Nord près d'Ussy, et rejoint au Sud-Est le plateau de Gouffern, esquisant le tronçon occidental de l'« axe du Merlerault », grand linéament qui sépare plus à l'Est les drainages de la Manche et de l'Atlantique. Au Sud et à l'Ouest de cette ligne, le drainage est assuré par l'Orne et ses affluents, la Baize et l'Houay dans le Houlme, la Laize dans le Cinglais. L'Orne (avec son profil longitudinal presque torrentiel dans les Gorges de Saint-Aubert-sur-Orne en aval de la retenue de Rabodanges) et la Baize creusent des entailles profondes qui montrent les versants les plus pentés de la feuille. Au Nord et à l'Est le drainage est assuré par la Dives qui occupe une vallée largement ouverte et par ses affluents, le Laizon, l'Ante, le Traîne-Feuille, la Filaine et le Meillon qui entaillent de façon accentuée le flanc nord de la Zone bocaine.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL, PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte géologique Falaise à 1/50 000 montre, à l'Ouest, des terrains protérozoïques et paléozoïques appartenant à l'extrémité orientale du Massif armoricain et, à l'Est, une couverture de terrains mésozoïques et cénozoïques appartenant au bassin de Paris (fig. 1).

Les terrains protérozoïques sont représentés par une puissante série monotone de turbidites gréséo-pélitiques appartenant au Briovérien supérieur. Cette formation sédimentaire est déformée au cours de l'orogénèse cadomienne en plis serrés de direction N70°E, et injectée vers 540 Ma par un pluton de granodiorite (batholite d'Athis-Quineufougère) entouré d'une ceinture métamorphique.

Les terrains paléozoïques discordants sur le socle cadomien constituent, du Cambrien au Silurien, une puissante série plus ou moins complète, continentale puis marine, à dominante détritico-gréseuse et argileuse. La couverture paléozoïque est plissée au cours de l'orogénèse varisque datée régionalement du Carbonifère supérieur, vers 310 Ma, et se trouve préservée dans les structures synclinales orientées N120°E, notamment dans le grand synclinorium de la Zone bocaine, d'extension régionale.

La surface d'érosion post-varisque montre de vastes secteurs fortement pénéplanés entrecoupés de paléoreliefs formés par des barres gréseuses ordoviciennes ; elle est partiellement recouverte par les dépôts fluviaux triasiques puis progressivement et complètement ennoyée par les sédiments marins jurassiques, essentiellement carbonatés du Lias au Bathonien et argileux à partir du Callovien. Faisant suite à la régression du Jurassique terminal, la transgression crétacée permet le dépôt des dernières formations

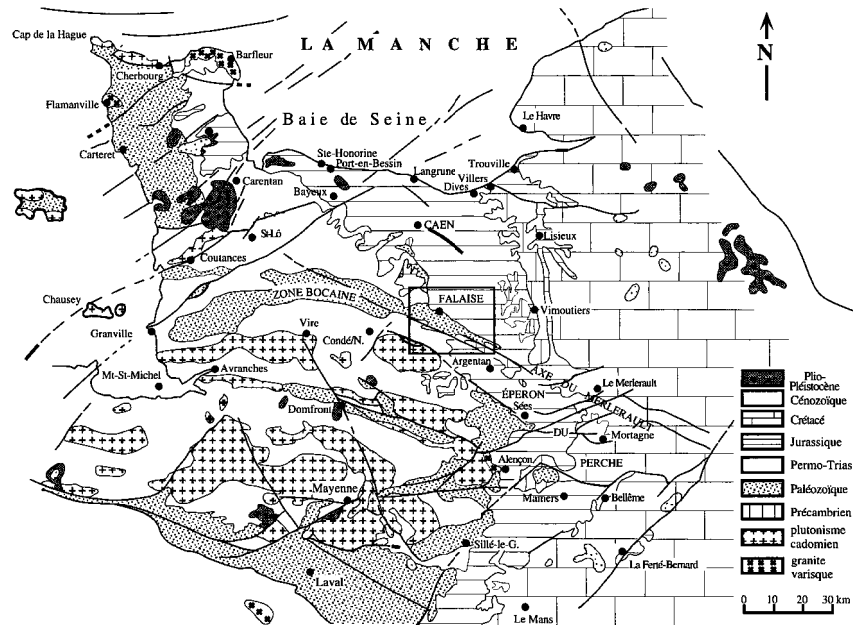


Fig. 1 - Situation de la carte Falaise à 1/50 000 dans le cadre géologique de la Normandie occidentale
 (document : Département de géologie, université de Caen)

marines de la couverture préservées dans le plateau de Gouffern, dernier bastion vers l'Ouest du Pays d'Auge.

Dès le Crétacé terminal, puis principalement pendant l'Eocène, une altération continentale profonde affecte l'ensemble des terrains ; la conséquence en est notamment la formation, aux dépens des terrains jurassiques et crétacés, d'argiles résiduelles à silex localement épaisses (plateau du Cinglais, plateau de Gouffern), témoins de la paléosurface continentale paléogène qui a conservé quelques résidus des minces dépôts détritiques fluviatiles de l'Eocène supérieur. La surface paléogène, elle-même remodelée jusqu'à la fin du Tertiaire par les processus d'altération et d'érosion, et par des déformations tectoniques, est susceptible de se confondre à l'intérieur du Massif armoricain avec les paléosurfaces antérieures (post-varisque, infracrétacée). Elle devient la surface polygénique prépliocène dans laquelle s'enfoncera un réseau hydrographique proche de celui que nous connaissons actuellement.

Un réseau de failles d'âge tertiaire, en relation avec l'orogénèse alpine, affecte l'ensemble des formations précédemment décrites. Ces failles fonctionnent pour partie avant et pour partie après les altérations paléogènes. Le tracé de ces failles est induit par les discontinuités préexistantes du socle cadomo-varisque : il marque nettement la morphologie.

Les cours d'eau de l'actuel réseau hydrographique se sont enfoncés au cours du Pléistocène, abandonnant à plusieurs niveaux des alluvions anciennes étagées dont la vallée de la Dives a conservé les meilleurs témoins. Des dépôts de solifluxion, et des loess de la dernière période froide sont largement représentés sur l'ensemble de la feuille.

L'intérêt de la nouvelle carte Falaise à 1/50 000 tient principalement aux traits suivants :

- sa situation géologique à la limite du Massif armoricain et du bassin de Paris ;
- la diversité des terrains représentés, du Précambrien au Quaternaire ;
- l'expression des déformations cadomiennes (ainsi que du plutonisme et du métamorphisme associés) et de la discordance cadomienne, des déformations varisques, et de la discordance varisque ;
- l'expression de la structure monoclinale du Jurassique en bordure du bassin de Paris ;
- la présence de failles d'âge tertiaire affectant la couverture du bassin de Paris, en relation avec l'orogénèse alpine.

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Dans son « Essai sur la Topographie Géognostique du département du Calvados » datant de 1828, A. de Caumont jette les bases de la stratigraphie régionale à laquelle se référera E. de Beaumont pour réaliser la première carte géologique de la France parue en 1841. La stratigraphie fera par la suite l'objet de nombreux travaux, dont la remarquable thèse d'E. Eudes-Deslongchamps (1864) tandis que la connaissance de la tectonique progresse sous l'impulsion, notamment de L. Lecornu (1888, 1891) auteur de la première édition de la carte géologique Falaise à 1/80 000 en 1892.

Les nombreuses notes de A. Bigot (de 1886 à 1950) jalonnent la première moitié du XX^e siècle et justifient les profondes révisions des 2^e et 3^e éditions de la feuille Falaise (Bigot, 1916a, 1946). Les observations tectoniques pertinentes de L. Dangeard (1943, 1947) dans la couverture, la démonstration par M.J. Graindor (1953) de l'appartenance au cycle cadomien (et non varisque) du granite d'Athis, appellent les modifications apportées ultérieurement par C. Pareyn (1962) dans la 4^e et dernière édition.

A partir des années 1950, plusieurs ouvrages fondamentaux font avancer de façon décisive les connaissances de base concernant : le Briovérien normand (Graindor, 1957) ; les formations cambriennes (Doré, 1969) ; le Lias (Riout, 1968) ; le Crétacé (Juignet, 1974) ; la géologie structurale (Robardet, 1981) ; la géomorphologie (Pellerin, 1967 ; Elhaï, 1973 ; Klein, 1973). On doit à C. Pareyn (1980a) d'attirer l'attention sur les mouvements néotectoniques en Basse-Normandie. La synthèse géologique du bassin de Paris est l'occasion d'une importante mise au point des connaissances (Mégny et *al.*, 1980).

Les travaux récents affinent les connaissances dans de nombreux domaines : sédimentologie du Briovérien (Garlan, 1985), de l'Ordovicien (Joseph, 1982 ; Durand, 1985), du Permo-Trias (Aubry, 1982), du Callovo-Oxfordien (Dugué, 1989) et les intègrent dans les concepts nouveaux de la géologie : évolution géodynamique de l'orogénèse cadomienne (Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret et *al.*, 1990) ; géodynamique cadomienne et cambrienne (Le Gall, 1993) ; stratigraphie séquentielle du Jurassique normand (Riout et *al.*, 1991 ; Dugué et *al.*, 1998).

Les levés de la nouvelle couverture à 1/50 000 de la France ont débuté dans la région depuis une vingtaine d'années et constituent maintenant le support fondamental des nouvelles contributions.

Concernant la nouvelle feuille Falaise à 1/50 000, presque exactement centrée sur l'ancienne et classique feuille à 1/80 000, les levés ont été

effectués de 1993 à 1997 par P. Gigot, L. Dupret et J. le Gall, maîtres de Conférences à l'université de Caen, ainsi que, dans quelques secteurs d'intérêt pédagogique, par des étudiants en géologie de l'université de Caen supervisés par les auteurs : S. Closmenil, B. Geibig, C. Gervais, A. Hauvel, Y. Lelavendier, A. Letellier, F. Mauger, R. Petit, D. Soubeyrand. Des levés inédits de P. Le Gouée, étudiant en Maîtrise de géographie de l'université de Caen ont contribué à la cartographie des formations superficielles dans le quart sud-ouest de la carte.

La cartographie et la rédaction de la notice ont bénéficié des observations pertinentes, en laboratoire et sur le terrain de J.P. Camuzard, O. Dugué et G. Fily (Département de géologie de l'université de Caen), de B. Tessier et J.P. Lautridou (Centre de géomorphologie, CNRS), P. Brunet (Département de géographie de l'université de Caen). Des réunions de coordination avec J.P. Deroin, coordinateur de la feuille Mézidon (Deroin et *al.*, 1999a), ont permis d'harmoniser les noms de formations et les contours à la limite commune des deux cartes.

Les lames minces de roches ont été réalisées par les litholamelleurs du Département de géologie de l'université de Caen : G. Boisard et F. Lambert. S. Closmenil a décrit les microfaciès du Jurassique.

La photo-interprétation a été réalisée à partir des clichés à 1/20 000 de la couverture 14-61 IFN 84 de 1984 par l'Institut Géographique National. Des survols effectués en avion léger (P. Gigot) à l'occasion de prospections archéologiques aériennes ont révélé, grâce aux anomalies de cultures, des structures tectoniques et sédimentaires.

Les principales difficultés des levés tiennent aux conditions médiocres d'affleurement du sous-sol qui obligent la plupart du temps, notamment dans la couverture mésozoïque, à une cartographie à partir de pierres volantes dans les labours. Dans cette région à dominante rurale, peu de grands travaux ont été réalisés dans la période des levés, à l'exception du nouveau tracé de la route Caen-Falaise et du contournement ouest de Falaise qui, achevés en 1994, ont permis de nombreuses observations.

Des sondages à la tarière à main et des sondages à la tarière mécanique (équipe de sondage du BRGM, H. Lozach et J.F. Lozach), ont souvent été nécessaires pour lever le doute, en particulier dans des secteurs couverts d'épaisses formations superficielles. La plupart des carrières qui ont servi de base d'observation aux travaux antérieurs sont aujourd'hui comblées, ceci ne facilitant pas la définition des formations et de leurs limites, en particulier dans la série jurassique.

Les levés de la feuille Falaise à 1/50 000 ont permis de préciser les connaissances régionales sur plusieurs points :

- on a pu préciser, malgré la monotonie de la série protérozoïque, la structuration cadomienne, complétant ainsi les données acquises sur la feuille Condé-sur-Noireau ;
- la succession des formations paléozoïques a été affinée au niveau du Cambrien et complétée en particulier grâce à la mise en évidence des tillites fini-ordoviciennes et du Grès culminant silurien qui n'avaient pas été signalés jusque là, ceci permettant une cartographie plus précise des structures varisques ;
- les placages conglomératiques de la région de Nécy, cartographiés auparavant en alluvions anciennes témoignant d'un hypothétique cours ancien de l'Orne, ont été attribués au Trias ;
- la cartographie du Jurassique a été revue, en particulier au niveau du Bathonien supérieur non différencié sur l'ancienne feuille à 1/80 000 (le tableau 1 propose la liste des noms de formations retenus pour la série jurassique de la nouvelle carte, ainsi que les corrélations avec les cartes à 1/50 000 voisines et avec l'ancienne coupure à 1/80 000) ;
- les failles d'âge tertiaire, importantes par leur nombre, leur extension, leur rejet vertical apparent et leur rôle morphologique, n'avaient pas été mises en évidence jusqu'à présent à l'exception de la faille de Montabard ;
- enfin la cartographie des formations d'altération ainsi que celle des formations superficielles quaternaires est entièrement nouvelle.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Briovérien supérieur

Le Briovérien du Nord-Est du Massif armoricain a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, sédimentologiques, géochimiques et structurales (Chantraine et *al.*, 1982 ; Dupret et *al.*, 1985a ; Garlan, 1985 ; Le Gall et *al.*, 1986 ; Dissler, 1987 ; Guerrot et *al.*, 1989) qui ont permis l'élaboration de synthèses régionales sur l'évolution géodynamique de l'orogène cadomien en Normandie (Dupret, 1988a et b ; Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret et *al.*, 1990). Les conceptions récentes sur le Briovérien normand ont également été consignées dans les notices des cartes géologiques à 1/50 000 de Granville (Doré et *al.*, 1988), Coutances (Dupret et *al.*, 1989), Condé-sur-Noireau (Doré et *al.*, 1993) et Saint-Lô (Dupret et *al.*, 1997b).

Le système *Briovérien* (fig. 2), défini en Normandie par C. Barrois en 1895 (de *Briovera*, ancien nom celtique de Saint-Lô), regroupe un ensemble

Étages	1/50 000 Falaise (1 ^{re} édition, 1999)	1/50 000 Mézidon (1 ^{re} édition, 1999)	1/50 000 Vimoutiers (1 ^{re} édition, 1994)	1/50 000 Argentan (1 ^{re} édition, 1989)	1/50 000 Condé- sur-Noireau (1993)	1/80 000 Falaise (4 ^e édition, 1962)
Callovien	Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur- en-Auge (j4C)	Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en- Auge (j4C)	Oolite ferrugineuse de Grandmesnil (j3bG)	<i>Terrain non représenté</i>	<i>Terrain non représenté</i>	Marnes (j1)
	Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i> et Marnes d'Argences (j4A)	Marnes à <i>Belemnopsis latesulcatus</i> (j4B) Marnes d'Argences (j4A)	Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern (j3a)	Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern (j3a)	<i>Terrain non représenté</i>	
	Marnes d'Escoville (j4E) <i>terrain non représenté</i>	Marnes d'Escoville (j4E)	<i>terrain non représenté</i>	Marnes du Moncel (j2c)	<i>terrain non représenté</i>	
Bathonien supérieur	Calcaire de Langrune (j3Le)	Calcaire de Langrune (j3Le)	Calcaire de Chambois (j2cA)	Calcaire d'Argentan (j2d)	<i>terrain non représenté</i>	Calcaires à bryozoaires (j)
	Caillasse de Basse-Écarde (j3B)	Caillasse de Basse-Écarde (j3B)	Caillasse de Chambois (j2cC)	Caillasse de Belle-Eau (j2c)	<i>terrain non représenté</i>	
	Calcaire de Ranville (j3Ro)	Calcaire de Ranville (j3Ro)	Calcaire de Fel (j2cF)	<i>terrain non représenté</i>	<i>terrain non représenté</i>	
	Caillasse de Blainville (j3B)	Caillasse de Blainville (j3B)	Caillasse d'Aubry-en- Exmes			
Bathonien moyen	Calcaire de Bon-Mesnil (j3M)	Calcaire de Bon-Mesnil (j3M) Caillasse de Fontaine-Henry (j3F)	Calcaire de Bon-Mesnil (j2b2)	Calcaire de Sarceaux (j2b)	<i>terrain non représenté</i>	Oolithe miliaire (j//)
	Calcaire de Rouvres (j3Ro)	Calcaire de Rouvres (j3Ro)	<i>terrain non représenté</i>	<i>terrain non représenté</i>	<i>terrain non représenté</i>	Pierre de taille (j//) et
	Calcaire de Caen (j3Ca)	Calcaire de Caen (j3Ca)	Calcaire de Bailleul et	Calcaire d'Écouché (j2a)	<i>terrain non représenté</i>	
Bathonien inférieur ? Bajocien	Calcaire de Fresné-la-Mère (j2)	Calcaire à spongiaires (j2) et Oolite ferrugineuse de Bayeux	Calcaire de Fresné-la-Mère (j1-2a)	Calcaire bioclastique (j1c)	Calcaires à spongiaires et Calcaire bioclastique (j1a)	Calcaire de Falaise (j/V)
Aalénien	<i>Observations ponctuelles</i> (j1)	« Mailière » et Oolite ferrugineuse (j1)	<i>terrain non représenté</i>	<i>terrain non représenté</i>	Marnes et calcaires (l7-jo)	Calcaires à ammonites et argiles (l4)
Toarcién	Calcaires et marnes à ammonites et Argiles à poissons (l4)	Calcaires à ammonites et Argiles à poissons (l4)	<i>terrain non représenté</i>	Oolithe ferrugineuse et argiles grises à miches calcaires (l7)		
Pliensbachien	Calcaire à bélemnites (f5) Grès de Sainte-Opportune (l3c)	Calcaire à bélemnites (f5)	<i>terrain non représenté</i>	argile blanchâtre (lA) sable et grès (l5) cailloutis de base (l5a)	Calcaire à bélemnites Grès de Sainte-Opportune (l5-e)	Calcaire à bélemnites (l3)

Tableau 1 - Équivalence entre les noms de formations jurassiques utilisés sur la carte Falaise à 1 /50 000, les coupures voisines à 1 /50 000 et l'ancienne carte à 1 /80 000

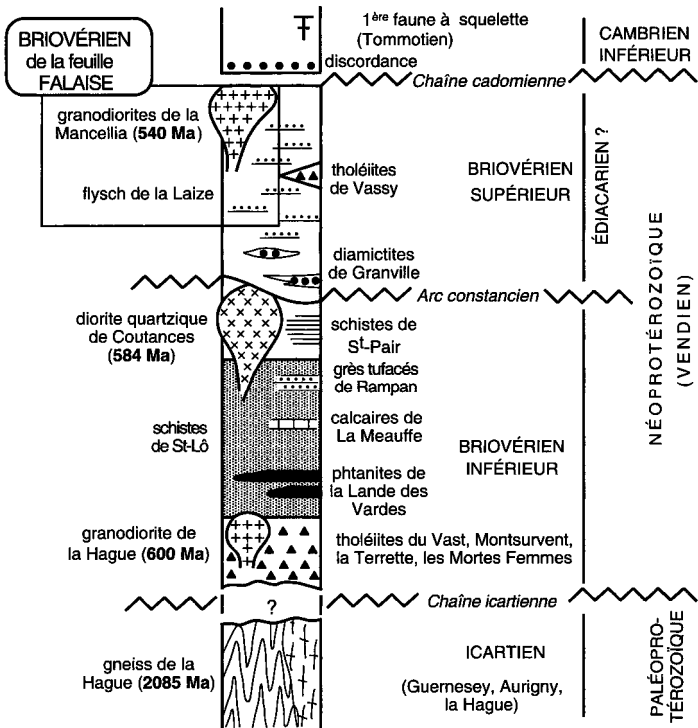


Fig. 2 - Log synthétique du Protérozoïque normand

de terrains sédimentaires et volcaniques reposant sur un socle gneissique paléo-protérozoïque daté à 2 Ga (Icartien), et recouvert en discordance par le Cambrien inférieur fossilifère (Bigot, 1925). Sur la base d'arguments lithostratigraphiques, un découpage en deux groupes est établi : le Briovérien inférieur est constitué de volcanites (Formations du Vast, de Montsurvent, de la Terrette et des Mortes Femmes) et de séries sédimentaires à dominante terrigène (Formations de Saint-Lô et de Saint-Pair), dans lesquelles s'intercalent localement des phtanites (la Landes des Vardes), des calcaires (La Meauffe) ou des grès tufacés (Rampan) ; le Briovérien supérieur correspond à une épaisse série détritique terrigène, à turbidites et conglomérats (Formations de la Laize et de Granville), dans laquelle s'intercale un épisode volcanique (tholéiites de Vassy ; Dupret et *al.*, 1985b). L'intrusion de la Diorite de Coutances, datée à 584 ± 4 Ma (Guerrot et *al.*, 1989), sépare ces deux ensembles. La mise en place des granites mancelliens datée à 540 Ma achève l'histoire du Précambrien régional.

Ainsi, depuis les premières émissions volcaniques du Briovérien inférieur (vers 640 Ma) jusqu'aux intrusions granitiques fini-cadomiennes, l'histoire géologique du Néo-Protérozoïque normand, probablement d'âge vendien, a duré une centaine de millions d'années environ. Le socle précambrien de la feuille Falaise se rattache exclusivement à la dernière période de cette histoire, c'est-à-dire au Briovérien supérieur (584 à 540 Ma).

En dehors des zones de contact avec les plutons cadomiens, le métamorphisme général reste d'intensité faible, à la limite anchizone-épizone, comme l'attestent les indices de cristallinité ($I_c > 2$) des illites de la fraction fine.

b2. Formation de la Laize. Flysch : grès, siltites, argilites noires (Briovérien supérieur). Cette épaisse formation détritique, exclusivement terrigène et fortement plissée, est constituée d'alternances rythmiques gréso-pélitiques dans lesquelles peuvent s'individualiser des faisceaux plurimétriques à dominante gréseuse distingués sur la carte à partir des observations de terrain et de photo-interprétation. Selon la granulométrie, trois types de roches se rencontrent : des grès de couleur gris-bleu à verdâtre, des siltites grises devenant vert olive dans la zone d'altération de surface, et plus rarement des argilites noires. L'affleurement-type de cette formation est visible dans la vallée de la Laize, sur la commune de Fresney-le-Puceux (feuille Villers-Bocage à 1/50 000). A l'échelle de la carte, les terrains briovériens (non thermo-métamorphisés) sont surtout présents dans le quart sud-ouest de la feuille où ils occupent le cœur d'une structure anticlinale varisque plurikilométrique, orientée NW-SE. Dans le coin nord-est de la feuille (commune de Martainville), ils constituent également le substrat sur lequel coulent la Laize et ses tributaires (ruisseaux du Grand Etang et de Brouillé). Les meilleurs affleurements sont à rechercher en rive droite des vallées de la Baize (Les Isles-Bardel, $x = 404,00$; $y = 1130,65$) et du

Bèzeron (le Pont-d'Olivet : $x = 405,25$; $y = 1129,95$), et au niveau du valon de la Boulaire, le long de la D 240 entre Rapilly et Les Loges-Saulces ($x = 404,55$; $y = 1132,05$).

On ne connaît ni la base, ni le sommet de cette formation sédimentaire pratiquement azoïque. L'importance de la fracturation et des plissements qui redressent fortement les couches, et l'absence de repères lithostratigraphiques fiables, empêchent toute corrélation sérieuse entre les différents affleurements. L'épaisseur globale de ces dépôts est donc inconnue ; elle peut toutefois être estimée à plusieurs milliers de mètres. La limite supérieure coïncide avec la surface d'érosion post-cadomienne sur laquelle reposent en discordance les dépôts datés du Cambrien inférieur.

L'examen microscopique révèle la pétrographie des principaux faciès.

- **Les grès**, très immatures et plus ou moins grossiers, contiennent des grains mal calibrés, peu ou pas usés, de quartz monocristallin (25 %), feldspath alcalin et plagioclase (17 %), fragments lithiques (17 %), minéraux opaques et micas détritiques (4 %). Tous ces éléments sont noyés dans une abondante matrice quartzo-feldspathique et phylliteuse (38 %) à granulométrie fine ($< 30 \mu\text{m}$). Cette composition permet de classer ces roches dans la catégorie des grauwackes lithiques riches en feldspath (classification de Dort). Parmi les lithoclastes, prédominent les fragments d'origine volcanique (rhyolites aphanitiques, andésites microlitiques) et sédimentaire (phtanites). Des clastes de roches grenues ou métamorphiques s'observent plus rarement. Tous ces types de roches remaniées sont connus à l'affleurement dans le Briovérien inférieur du Cotentin méridional (Dupret et *al*, 1989, 1997). Leur remaniement dans ces grès justifie l'attribution au Briovérien supérieur de la Formation de la Laize.

- **Les siltites**, se composent d'une fraction phylliteuse à illite (44 %) et chlorite ferro-magnésienne (31 %), et d'une fraction siliceuse constituée de grains très fins de quartz (25 %). Ces faciès peuvent être parfaitement homogènes ou formés de très petites lamines argileuses sombres alternant avec des lamines claires, riches en quartz. Elles prennent alors un aspect finement zoné caractéristique. L'analyse diffractométrique montre également la présence d'interstratifiés chlorite-vermiculite qui résultent de la transformation des chlorites lors d'épisodes d'altération.

- **Les argilites** noires homogènes, enfin, à grain moyen inférieur à $10 \mu\text{m}$, se développent localement en intercalations centimétriques dans les faciès précédents. Leur composition révèle également une paragenèse à illite-chlorite.

Les alternances grésopélitiques briovériennes correspondent à l'empilement de séquences turbiditiques granoclassées (Bouma, 1962)

caractéristiques d'une sédimentation de type flysch (Dangeard et *al.*, 1961). Chaque séquence élémentaire se caractérise par une succession d'intervalles comprenant, à la base, un ensemble d'arénites sableuses sans structures internes, marqué par la diminution progressive de la granulométrie moyenne des clastes (intervalle Ta). Celui-ci passe graduellement à un intervalle de sables moyens à fins à laminations parallèles (intervalle Tb). Certaines séquences se terminent par un horizon de siltites très fines (intervalle Tc), affecté de petites rides de courant ou de structures convolutées liées à une liquéfaction partielle des sédiments par surpression. Enfin, un mince lit d'argilite fine couronne parfois cette séquence (intervalle Td ou Te). Aucun niveau conglomératique n'a été repéré dans le Briovérien de cette région. Seules quelques passées grossières, à graviers infra-centimétriques, peuvent débiter les séquences les plus sableuses comme celles visibles dans l'ancienne carrière du hameau Tue-Chien (x = 406,20; y = 1129,25). Ces niveaux microconglomératiques très lessivés avaient aussi été signalés à Fourneaux-le-Val (Graindor, 1957).

Chaque séquence présente toujours à la base un contact franc avec les couches sous-jacentes. Des figures sédimentaires s'y observent parfois, telles des figures de charge (*load-cast*, qui traduisent la déformation de l'interface sable/vase due à un rééquilibrage des pressions dans le sédiment gorgé d'eau), ou des figures d'érosion (*flute-cast*, représentant des figures d'affouillement allongées, souvent coalescentes). Quelques glissements en masse de certains bancs sableux (*slump*) témoignent également de l'instabilité gravitaire rencontrée dans ce type d'environnement sédimentaire.

La médiocrité des affleurements et leur discontinuité, alliées à l'absence d'un calage stratigraphique des séquences, rendent difficile la mise en évidence d'une évolution du système sédimentaire. Toutefois, dans la partie occidentale du territoire de la feuille, on note la présence de séquences à dominante gréseuse entre Ménil-Hermei et Les Isles-Bardel (séquences de type a-b) dans lesquelles s'intercalent des niveaux lenticulaires plurimétriques de grès massifs de granulométrie grossière à fine. Vers l'Est, entre Bazoches-au-Houlme et Neuvy-au-Houlme, les séquences deviennent de plus en plus silteuses avec développement de pyrite de fer (séquences de type a-c). On note donc, à l'échelle de la carte, une tendance évolutive globalement NW-SE marquée par la prédominance des faciès silteux vers le Sud-Est, à laquelle s'ajoute une meilleure maturité de texture et de composition des faciès gréseux (enrichissement en quartz aux dépens des fragments lithiques et appauvrissement en matrice). Cette tendance s'accorde avec un renforcement des caractères distaux de la sédimentation turbiditique briovérienne vers le Sud. Ceci est en conformité avec les évolutions sédimentaires déjà constatées dans le Briovérien de la feuille Condé-sur-Noireau (Doré et Dupret, 1993).

Métamorphisme : Briovérien métamorphisé au contact des granodiorites d'Athis et de Quinquéfougère

L'ensemble des faciès composant la succession briovérienne a subi les effets d'un métamorphisme thermique occasionné par l'intrusion de la granodiorite d'Athis et du petit massif de Quinquéfougère. Le rôle d'un troisième massif, non affleurant, est suggéré pour rendre compte des termes briovériens métamorphiques exposés à Falaise (cornéennes du Val d'Ante) ainsi que plus à l'Est dans les cluses des ruisseaux de Gué Pierreux, de la Bonne Eau et de Fresné-la-Mère.

Le métamorphisme de contact se solde par le développement d'une ceinture interne de cornéennes, large de 1,5 km au maximum, et d'une ceinture externe de schistes tachetés dont l'extension est plus délicate à estimer en raison de la difficulté d'en établir la limite externe. Celle-ci a été arbitrairement fixée à l'apparition, dans les lits pélitiques, des premières taches (pyrite, chlorite) visibles à la loupe.

bS. Schistes tachetés. L'entrée dans l'auréole externe ou distale de thermo-métamorphisme se marque par le développement, dans les faciès les plus pélitiques, de toutes petites taches de teinte rouille (pyrite oxydée) souvent accompagnées d'amas chloriteux et de minuscules baguettes de tourmaline tardive. Ces faciès s'étendent jusqu'au Nord-Ouest de Champcerie (chemin au Sud du ruisseau des Vallées), soit à plus de 3 km de la granodiorite d'Athis. Ils font l'objet d'une extraction artisanale en bordure de la D 239 (La Lande), en limite sud de la carte.

En se rapprochant de la granodiorite, les taches augmentent de volume et se transforment en cordiérite, toujours entièrement pinitisée. Ces blastes paraissent post-schisteux, à l'image de ceux reconnus dans les faciès de l'auréole distale affleurant sur le territoire des cartes Flers-de-l'Orne (Bambier et *al.*, 1983) et Condé-sur-Noireau (Doré et Dupret, 1993). Bien que son occurrence soit signalée dans les schistes tachetés du territoire de la carte Argentan (Kuntz et *al.*, 1987), l'andalousite fait systématiquement défaut par suite, semble-t-il, d'une certaine carence en alumine des substrats pélitiques.

bK. Cornéennes à biotite, muscovite et cordiérite. Contrairement aux schistes tachetés, les cornéennes se caractérisent par une recristallisation très poussée à totale, qui leur confère une grande dureté. Elles constituent ainsi aux abords de la granodiorite un bourrelet topographique culminant entre 210 et 220 m, entaillé par des vallées aux flancs abrupts (vallée du ruisseau des Monts Hiboux). Si la recristallisation efface en partie la schistosité, en revanche les structures sédimentaires demeurent parfaitement identifiables, voire même mises en relief, à l'image des litages obliques soulignés par de petits blastes noirs de cordiérite.

Le faciès de cornéennes tachetées (anciennes siltites), très répandu, se reconnaît par la cristallisation de nombreuses taches ovales plurimillimétriques (cordiérite pinitisée) contenues dans une matrice chargée de quartz et de biotite. Cette dernière, au fur et à mesure de l'approche de la granodiorite, passe d'une teinte brun verdâtre à une teinte brune à brun-rouge très pléochroïque. La muscovite en grandes lamelles tardives se développe essentiellement aux dépens de la cordiérite. Les niveaux les plus gréseux (anciennes grauwackes pauvres en matrice) présentent une paragenèse à quartz, feldspaths, biotite et rare cordiérite amiboïde dont l'assemblage polygonal est typique d'un recuit thermique.

L'observation des différents faciès de cornéennes se fera dans d'anciennes petites carrières à l'Est de la route de Putanges (les Champs Vigoux), le long de la vallée du ruisseau des Monts Hiboux ou mieux encore en rive droite de l'Orne, au Sud de Ménil-Hermei (le long de la D 21 et dans les escarpements du Bec Corbin).

Plutonisme cadomien

γ^4 c. **Granodiorite à cordiérite d'Athis et de Quinquéfougère.** Le massif d'Athis, auquel est associé le petit massif satellite de Quinquéfougère (bordure sud de la Zone bocaine), appartient à la génération des granodiorites cadomiennes de la Mancellia.

Le massif d'Athis se présente sous la forme d'une ellipse allongée N 110°E, de 26 km sur 12, dont seule la partie nord-est apparaît sur la carte Falaise. Ce massif déborde en effet largement sur trois cartes voisines à 1/50 000, cartes récemment publiées et auxquelles il sera fréquemment fait référence : Condé-sur-Noireau (Doré et *al*, 1993), Flers-de-l'Orne (Beurrier et *al*, 1982), Argentan (Ménillet et *al*, 1987). Tel que le propose M. Jonin (1981), le secteur affleurant sur le territoire de la carte Falaise appartient en totalité au faciès de bordure du massif, faciès développé au Nord et à l'Est et qui s'écarte de celui de la granodiorite typique par son grain plus fin et une minéralogie quelque peu différente.

La granodiorite d'Athis est injectée dans le flysch du Briovérien supérieur où elle induit le développement d'une auréole thermo-métamorphique de cornéennes et schistes tachetés. Elle est par ailleurs recouverte sur son bord nord-est (cartes Condé-sur-Noireau et Falaise) par les dépôts discordants du Cambrien basai, impliqués dans deux structures plicatives varisques plus ou moins tectonisées (synclinal de La Forêt-Auvray et lambeau des Rotours). Longtemps considérée comme une intrusion varisque (Bigot, 1905, 1916a et b, 1941 ; Berthois, 1935), son âge antécambrien sera démontré par M.J. Graindor (1953) à partir du contact des Roches d'Oétre (synclinal

de La Forêt-Auvray ; carte Condé-sur-Noireau) où le poudingue cambrien qui repose sur le massif contient des galets de roches métamorphiques de l'auréole du granite ; ce poudingue ne révélant, par ailleurs, aucune trace de métamorphisme.

En dépit des nombreux contacts faillés qui le limitent à l'Ouest et au Sud-Est, le petit massif de Quinefougère entraîne, lors de sa mise en place, l'apparition d'une petite ceinture thermo-métamorphique (non reconnue sur l'ancienne carte Falaise à 1/80 000) qui se développe uniquement aux dépens des formations briovériennes situées au Sud et au Nord (le Trou d'Enfer, le Grand Chemin). Contrairement aux écrits de A. Bigot (1905) indiquant que le granite traverse et modifie les grès ordoviciens avec lesquels il est en contact, aucune influence de l'intrusion n'est perceptible aussi bien dans les Grès de May (Robardet, 1981) que dans les pélites de la Formation de la Tillite de Feuguerolles accolés tectoniquement à l'Est, comme le révèlent les observations réalisées dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée de Berjou à Falaise (le Grand Herbage).

Les données radiométriques confirment l'âge cadomien de la mise en place du massif d'Athis. Les premiers résultats, assez imprécis, obtenus par la méthode K/Ar et Rb/Sr sur micas de la granodiorite (Graindor et Wasserburg, 1962), seront suivis de données par la méthode Rb/Sr sur roche totale appliquée à l'ensemble du batholite mancelien. L'isochrone à 617 ± 12 Ma calculée initialement à partir de termes non cogénétiques (Jonin et Vidal, 1975) a été révisée à 551 ± 28 Ma (Graviou et *al.*, 1988). Cette dernière valeur reste compatible avec l'âge de 540 ± 10 Ma des monazites de la granodiorite de Vire (Pasteels et Doré, 1982).

Les meilleurs affleurements de la granodiorite d'Athis se situent dans la vallée de l'Orne, tout particulièrement dans son trajet encaissé entre le barrage de Rabodanges et la Goubinière (gorges de Saint-Aubert). En dehors des cluses naturelles constituées par l'Orne et ses affluents, la roche s'observe sous la forme de chaos de boules au sommet de petites éminences boisées (le Rocher à l'Ouest de Saint-Aubert-sur-Orne). Entre ces reliefs, la granodiorite, plus ou moins altérée, n'affleure guère et fait place à des zones déprimées recouvertes d'arènes pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur (A.C.).

La granodiorite de Quinefougère ne s'observe véritablement qu'en deux endroits : dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée mentionnée plus haut (le Grand Herbage), et dans le hameau même de Quinefougère. Sa prolongation probable vers le Nord-Est s'exprime à Falaise par la présence des faciès de cornéennes des vallées de l'Ante et du Traîne-feuille.

• **Pétrographie.** A l'œil nu, la granodiorite d'Athis présente une texture grenue, isogranulaire, à grain moyen (1,5 à 2 mm) et une teinte gris-bleu à l'état frais. Elle se compose pour l'essentiel de quartz, feldspaths, biotite auxquels s'associe la cordiérite prismatique de couleur vert sombre. Les enclaves sont abondantes ce qui semble une caractéristique des faciès de bordure du massif.

L'examen microscopique, complété de trois analyses modales, révèle que les cristaux se répartissent en :

- quartz en plages xénomorphes ou, plus fréquemment, en cristaux sub-automorphes (25 à 30 %) ;
- plagioclases en prismes automorphes, zonés (cœur d'andésine séricitisé, bordure plus limpide d'oligoclase voire d'albite) (30 à 38 %) ;
- orthose perthitique, maclé carlsbad, en grandes plages xénomorphes incluant plagioclase, quartz et biotite (15 à 22 %) ;
- biotite en lamelles automorphes, plus ou moins chloritisées, englobant des apatites, des zircons et des minéraux opaques (11 à 13 %) ;
- cordiérite en cristaux automorphes généralement pinitisés (6 à 8 %) ;
- muscovite secondaire, en gerbes développées aux dépens des feldspaths et surtout de la cordiérite (1,2 à 2,2 %) ;
- minéraux accessoires : zircon, apatite trapue, opaques, tourmaline. Cette dernière, contrairement au faciès de bordure localisé sur le territoire de la carte Condé-sur-Noireau, demeure rare.

Les faciès constituant le massif de Quinquéfougère sont, au plan de la minéralogie, identiques à ceux du massif d'Athis, caractérisés en particulier par l'omniprésence de cordiérite. La seule différence constatée réside dans la texture à tendance microgrenue de la granodiorite de Quinquéfougère, accusant son cachet plus hypovolcanique, compatible avec la position plus externe de cette intrusion.

Placées dans le diagramme de Streckeisen (fig. 3), les analyses modales se regroupent près de la limite entre les champs des monzogranites et des granodiorites, le point moyen se situant exactement sur cette limite. L'appellation de granodiorite utilisée pour le faciès affleurant sur le territoire de la carte Falaise se justifie compte tenu de trois autres analyses modales réalisées par M. Jonin (1981) dont le point figuratif moyen se place dans le champ des granodiorites (fig. 3). Par rapport au faciès principal de la granodiorite, ce faciès de bordure, outre une diminution de la taille de ces grains, se révèle enrichi relativement en feldspath potassique et cordiérite (Jonin, 1981).

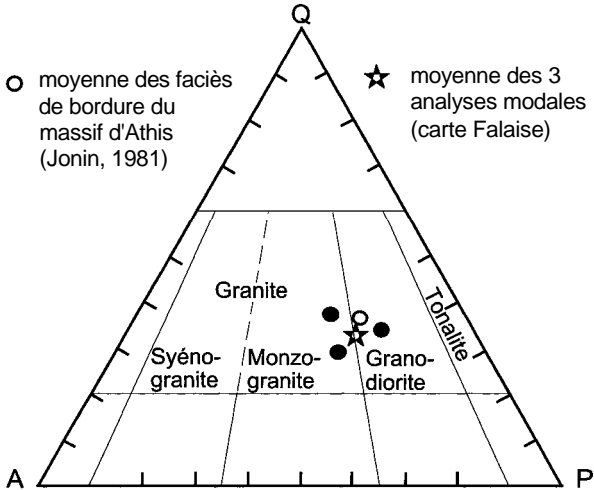


Fig. 3 - Position des analyses modales de la granodiorite d'Athis dans le diagramme de Streckeisen

(Q : quartz ; A : Feldspaths alcalins ; P : plagioclases).

Comparaison avec l'analyse moyenne des faciès de bordure du massif d'Athis (d'après Jonin, 1981)

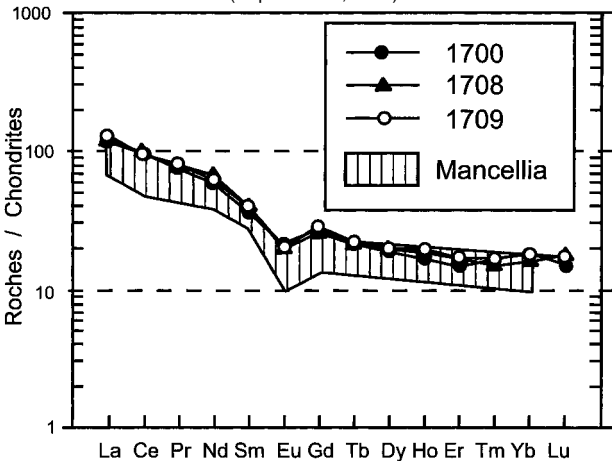


Fig. 4 - Courbes de distribution des terres rares dans trois échantillons de la granodiorite d'Athis prélevés sur le territoire de la feuille Falaise (1700 : barrage de Rabodanges ; 1708 : Saint-Aubert-sur-Orne, Ouest du Rocher ; 1709 : Le Bouillon). Comparaison avec la courbe enveloppe des profils de terres rares des granodiorites de la Mancellia (d'après les données de Jonin, 1981 et Autran et al., 1983)

A côté de quelques nodules de quartz, les enclaves toujours nombreuses relèvent de trois types principaux :

- enclaves de cornéennes à contours anguleux, de taille très variable, surtout fréquentes à l'extrême bordure du massif ;
- rares petites enclaves sombres microgrenues ;
- abondantes enclaves surmicacées, à contours flous, de taille centimétrique à décimétrique. Ces enclaves, observables en particulier au voisinage du barrage de Rabodanges, se composent d'une trame orientée de quartz, biotite, muscovite, cordiérite et sillimanite. A cette paragenèse s'associent parfois du grenat almandin, de l'andalousite et un spinelle alumineux verdâtre. L'observation d'une couronne de cordiérite cernant le grenat suggère que ces enclaves alumineuses dérivent de la fusion partielle d'une source sédimentaire, métamorphisée dans les conditions thermobarométriques d'une croûte profonde, puis subissant une décompression lors de la remontée du magma anatectique (Brown, 1995).

• *Géochimie*. Trois analyses chimiques inédites en éléments majeurs, traces et terres rares ont été réalisées sur la granodiorite d'Athis (tabl. 2). Ces analyses, d'une grande homogénéité, se rapprochent de la moyenne analytique des granodiorites de la Mancellia (Brown et D'Lemos, 1991) et surtout de la seule analyse chimique complète, disponible sur le massif d'Athis (Autran et *al*, 1983). La granodiorite d'Athis, sous son faciès de bordure, est une roche acide ($\text{SiO}_2 = 65\%$ en moyenne), relativement riche en alcalins ($\text{K}_2\text{O} = 3,7\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 3,1\%$) et pauvre en calcium ($\text{CaO} = 1,3\%$). Le taux de corindon normatif moyen de 4,5 % souligne le caractère alumineux du magmatisme, caractère qui s'exprime minéralogiquement par la présence systématique de cordiérite et de biotite alumineuse.

Les spectres de terres rares, rigoureusement identiques entre eux, s'inscrivent à l'intérieur des courbes enveloppes des terres rares des granodiorites de la Mancellia (fig. 4). Ils se caractérisent par un fractionnement nettement plus accusé des terres rares légères vis-à-vis des lourdes, ces dernières offrant un profil légèrement concave vers le haut ; en outre, l'anomalie négative en europium est toujours bien marquée. Ce type de profil est représentatif des granitoïdes orogéniques.

PALÉOZOÏQUE

La série paléozoïque de la région de Falaise est composée de terrains sédimentaires appartenant au Cambrien, à l'Ordovicien et au Silurien. La puissance cumulée des formations atteint près de 2 000 m. Les variations d'épaisseurs, allant jusqu'à des lacunes, modifient notablement l'expression de la série sur l'étendue de la carte (fig. 5).

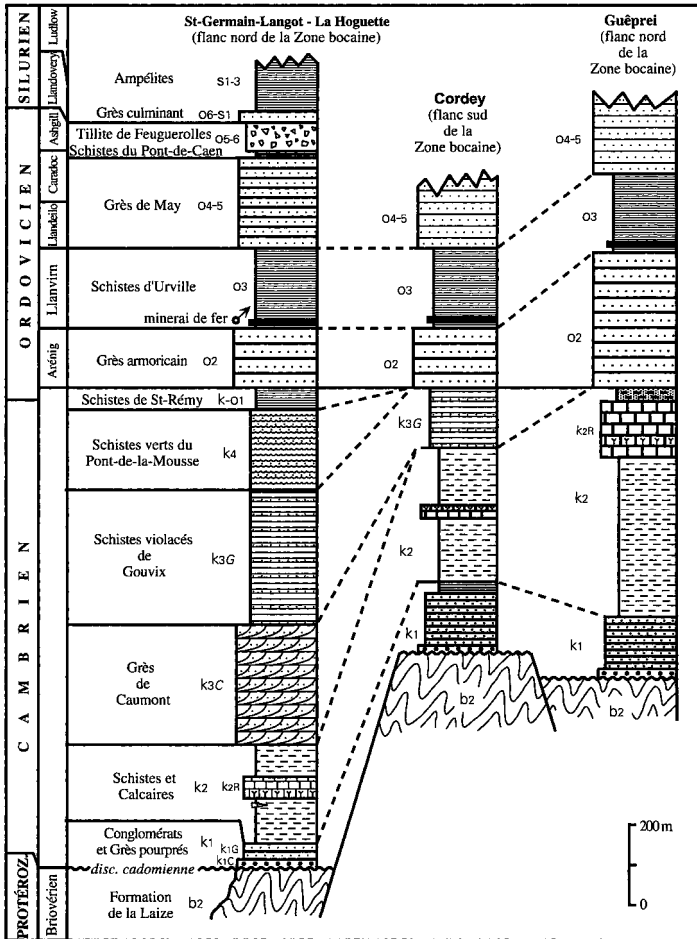


Fig. 5 - Succession lithologique des terrains paléozoïques des flancs nord et sud du synclinorium de la Zone bocaine

	1700	1708	1709	X	CN 15
SiO ₂	64,86	64,85	65,33	69,11	65,80
Al ₂ O ₃	15,49	15,87	15,51	14,82	15,05
Fe ₂ O ₃	5,87	5,59	5,48	4,00	5,79
				0,05	0,06
SiO ₃	-30,25	-30,49	-31,08	1,18	1,95
CaO	1,18	1,35	1,50	1,92	1,20
Na ₂ O	3,04	3,11	3,10	3,46	2,60
K ₂ O	3,61	3,82	3,78	3,92	3,60
TiO ₂	0,77	0,73	0,74	0,61	0,80
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,19	0,20	0,20
PF	2,45	2,17	2,07		2,35
Total	99,71	99,69	99,69		99,40
Ba	800	824	801	697	757
Co	11,8	10,8	10,8		11,1
Cr	84	71,8	73,1		84
Cu	30	26,9	24,5		
Nb	11,5	11,85	12,3	10	
Ni	39,4	29,1	27,2	8	26
Rb	131,6	139,9	142,4	151	134
Sr	157	147	150	119	116
Th	10,54	11,35	11,98	8	11,4
V	104	92,6	94,2	49	
Zr	216	221	242	187	248
La	35,67	37,1	38,12	31,8	38,1
Ce	74,89	77,22	78,55	57,8	73,8
Pr	8,22	8,45	8,85		
Nd	32,67	34,82	34,72	34	34
Sm	6,59	6,87	7,05	6,9	7,31
Eu	1,4	1,38	1,36	0,75	1,37
Gd	6,23	6,25	6,71		6,78
Tb	0,92	0,92	0,94	0,94	0,96
Dy	5,55	5,68	5,87		
Ho	1,17	1,22	1,26		
Er	2,96	3,3	3,34		
Tm	0,46	0,46	0,49		0,54
Yb	3,04	3,01	3,24	2,15	3,28
Lu	0,43	0,48	0,51	0,34	0,51
Y	30,1	32,7	32,9	33	

Tableau 2 - Compositions chimiques de trois échantillons de la granodiorite d'Athis prélevés sur le territoire de la carte Falaise à 1/50 000

Cambrien (*sensu lato*)

Les terrains cambriens, depuis les premiers dépôts discordants sur la pénéplaine cadomienne jusqu'aux sédiments anté-arénigiens (Formation du Grès armoricain), sont présents dans le synclinorium de la Zone bocaine, et dans deux petites unités paléozoïques qui bordent au Nord la granodiorite d'Athis : le synclinal de La Forêt-Auvray et le synclinal des Rotours, réduit à son flanc sud.

La coupe-référence du Cambrien régional, exposée dans la cluse de l'Orne entre Caumont-sur-Orne et Clécy (feuille Condé-sur-Noireau), a été initialement décrite par C. Renault (1888) et A. Bigot (1890), puis révisée par F. Doré (1969). Elle montre la superposition de deux cycles sédimentaires constituant une épaisse série de 1800 m. Le cycle de base se compose de quatre formations : 1) Conglomérats et Grès pourprés ; 2) Schistes et Calcaires ; 3) Grès de Caumont ; 4) Schistes de Gouvix ; le second cycle n'en contient que deux : 1) les Schistes du Pont-de-la Mousse et 2) les Schistes de Saint-Rémy.

Sur la feuille Falaise (fig. 5), cette succession n'est complète qu'à l'Ouest, dans l'unité synclinale de Saint-Germain-Langot où la série atteint 1200 m d'épaisseur. Celle-ci varie de 850 à 350 m dans le flanc sud du synclinorium bocain, où il y a lacune des formations cambriennes du second cycle sédimentaire. Enfin, dans le flanc nord de la Zone bocaine orientale, la succession cambrienne, épaisse de 700 m, est réduite au cycle de base dilaté mais tronqué directement par la transgression arénigienne qui s'effectue directement sur la Formation des Schistes et Calcaires.

k1. Formation des Conglomérats et Grès pourprés (Cambrien inférieur) (55-350 m). La puissance de cette formation détritique grossière, qui jalonne le pourtour des synclinaux paléozoïques, varie selon les secteurs : à l'Ouest de Falaise, elle atteint 55 m dans le flanc nord de la Zone bocaine (le Douit de Laize), 180 m dans le flanc sud (Fourneaux-le-Val) et 200 m dans le synclinal de La Forêt-Auvray ; à l'Est de Falaise, son épaisseur atteint au moins 350 m dans les cluses de Vignats et de Guêprei. Ces roches dures forment toujours des lignes de relief orientées WNW-SSE qui structurent le paysage et guident en partie les cours de la Baize et de l'Orne. Deux membres peuvent y être distingués : un membre inférieur conglomératique, de couleur lie-de-vin, à galets ou graviers de grès et de quartz (k1C), passant à un membre supérieur gréseux, riche en feldspaths, de teinte violacée et verte (k1G). Tous ces faciès grossiers et rubéfiés sont des dépôts continentaux liés à des épandages de piémont lors de la phase d'érosion de la chaîne cadomienne.

k1C. Conglomérats. Ce membre grossier débute partout la succession des dépôts cambriens normands et son épaisseur varie selon les endroits

de 10 à 120 m. Il se compose d'une semelle peu épaisse de conglomérat massif à galets pugilaires bien usés (5 à 10 cm) que surmonte un faciès à graviers de quartz blanc mal calibrés, disséminés dans une abondante matrice de grès feldspathiques rouges. Les meilleurs points d'observation de ces roches se situent le long de la D 44 à Fourneaux-le-Val, dans la cluse du ruisseau le Boulaire au Nord de Rاپilly, et dans le flanc nord du synclinal de La Forêt-Auvray, à La Rousselière.

Le matériel remanié en galets contient en grande majorité des grès grauwackeux, du quartz et, selon les endroits, des cornéennes. Des microconglomérats, phanites et volcanites acides s'observent plus rarement. Toutes ces roches appartiennent au socle briovérien et semblent d'origine locale : dans le conglomérat du flanc sud du synclinal de La Forêt-Auvray, les galets de cornéennes dominent (plus de 90 %) par rapport aux grauwackes briovériennes et le quartz filonien ; dans la région de Cordey (flanc sud de la Zone bocaine), la proportion de roches métamorphiques est tombée à moins de 10 % ; dans le flanc nord du synclinal bocain (Douit de Laize), ces conglomérats renferment des galets de 2 à 10 cm de grauwackes briovériennes et de quartz ; aucun galet de Briovérien métamorphique n'y a été recensé. Ainsi, le stock de galets de cornéennes remaniés diminue rapidement lorsque l'on s'éloigne du granite d'Athis (Doré, 1969).

k1G. Grès feldspathiques bigarrés. Le membre sommital de la Formation des Conglomérats et Grès pourprés est constitué de bancs métriques de grès grossiers de teinte violacée à la base, puis rose avec des intercalations arkosiques ocrés ou vertes au sommet. Ces grès renferment des grains peu usés et mal calibrés de quartz, feldspath potassique, biotite et fragments de roches (microquartzites, grauwackes et cornéennes) issus du remaniement du socle précambrien. La teinte dominante rouge violacé de ces roches est due à la présence d'hématite qui tapisse la surface des grains. Au sein des bancs métriques, les litages obliques, les rides de courant et les chenaux sont fréquents. Dans la cluse de Cordey, ce membre arkosique d'une centaine de mètres d'épaisseur est couronné par 30 m d'argilites rouges (fig. 5).

k2. Formation des Schistes et Calcaires (Cambrien inférieur) (270-330 m). Cette formation marine transgressive se compose d'alternances silto-gréseuses verdâtres dans lesquelles s'intercalent des niveaux lenticulaires carbonatés à horizons algaires. Elle affleure principalement en Zone bocaine, soit sur le flanc nord, au Douit de Laize (270 m) et dans les cluses des émissaires de la Dives (Vignats, Bière, Guêprei), soit dans les unités méridionales du flanc sud, à Pierrepont, Cordey (330 m) et Rônai. Cette formation carbonatée est également présente dans le cœur du synclinal de La Forêt-Auvray où se développe un faciès à petits bancs pluri-décimétriques de dolomies rouges et beiges, intercalés dans les

sédiments silteux verts ou violacés (les Communs). Signalons encore que sur la commune de Pierrepont, les carbonates cambriens ont subi secondairement une kartzification et une silicification importante (voir : formations superficielles, silcrètes).

Dans la succession lithostratigraphique régionale décrite en Zone bocaine centrale (Doré, 1969, 1972 ; Doré et Dupret, 1993), cette Formation des Schistes et Calcaires comporte trois membres carbonatés qui peuvent se superposer ainsi : 1) Calcaires de Clécy, 2) Calcaires à *Rosnaiella*, 3) Schistes à stromatolites. Dans le synclinorium bocain de la feuille Falaise, seul le membre intermédiaire des Calcaires à *Rosnaiella* a pu être identifié, et cartographié sous le symbole k2R. Dans le synclinal de La Forêt-Auvray, les faciès carbonatés du Cambrien sont, selon F. Doré (1969) à rapporter au membre inférieur des Calcaires de Clécy (k2C/).

• **Le Membre des Calcaires à *Rosnaiella*** (k2R), en Zone bocaine orientale, débute par une semelle d'alternances de siltites et de grès feldspathiques à grains peu usés et mal calibrés, auxquelles fait suite une séquence carbonatée de 30 à 50 m d'épaisseur. L'organisation verticale de cette séquence varie selon les secteurs. A titre d'exemples, nous présenterons trois types de successions observables sur le territoire de cette feuille (Doré, 1969) :

- au Douit de Laize (flanc nord de la Zone bocaine) la séquence silto-carbonatée atteint une cinquantaine de mètres d'épaisseur et fait suite à une centaine de mètres d'alternances fines d'argilites et de siltites verdâtres à illite dominante. Cette séquence montre l'empilement de schistes à nodules calcaires décalcifiés, de lentilles centimétriques à décimétriques de calcaires bleu-noir siliceux et de calcaires cristallins « truités » à *Rosnaiella* emballés dans des calcschistes. La séquence carbonatée se termine par des calcaires gris-bleu, pseudo-oolitiques, à éléments dolomités. Une série d'argilites vertes (120 m), straticulée de fins lits gréseux, termine cette succession ;

- à Cordey (flanc sud de la Zone bocaine), la succession comprend, de bas en haut, 150 m d'argilites vertes à lamines silteuses, 30 m de calcaires et 145 m d'argilites bleu-vert à taches rouille, straticulées de petits lits gréseux. Le membre carbonaté comprend des bancs décimétriques de calcaires magnésiens gris ou rosés (17 m) se débitant en plaquettes onduleuses, surmontés par des calcarénites microbréchiques bleu-noir (13 m) dans lesquelles s'intercalent deux niveaux de calcaires gris à thalles de *Rosnaiella* ;

- à Rônai (flanc sud de la Zone bocaine), le membre des Calcaires à *Rosnaiella* se constitue ainsi : calcaires magnésiens roses et gris, schistes verts straticulés de siltites calcareuses, calcarénites et calcaires bleu-noir à petites oolites parfois dolomités et à stratification entrecroisée, calcaires détritiques gris à *Rosnaiella*. Cette algue se présente sous la forme de thalles noirs ramifiés de petite taille (1 à 20 mm), à croissance verticale, et s'apparente à certaines cyanophytes actuelles. La bonne conservation de ces thalles sur le

site de Rônai a conduit F. Doré (1969) à choisir cette localité pour décrire l'holotype du genre *Rosnaiella dangeardi*. Des échantillons provenant également de ce site ont livré une faune à squelette phosphaté (*Halkieriidae*, *Lapworthellidae*) pouvant indiquer un âge tommotien (Doré, 1994).

• **Le Membre des Calcaires de Clécy (k2C1)**, cantonné au synclinal de

La Forêt-Auvray, s'observe bien dans les couches du flanc sud, à l'Ouest du Château (x = 402,85 ; y = 1128,20) et aux Communs. La succession consiste en une vingtaine de mètres d'alternances de calcaires dolomitiques et de dolomies rouges ou gris rosé et de siltites grises straticulées de grès calcareux. Un horizon stromatolitique, passant latéralement aux calcaires magnésiens, a été signalé à la Ferme du Ray (Doré, 1969).

À son sommet, la Formation des Schistes et Calcaires présente des bancs décimétriques de grès riches en feldspath alternant avec de fins interlits de siltites vertes micacées. Ce faciès annonce la formation gréseuse sus-jacente.

k3C. Formation des Grès de Caumont : arkoses à litage oblique (Cambrien inférieur) (100-300 m). Ces grès, connus localement sous le nom de « grès de Tupot » (Bigot, 1904), doivent être assimilés au prolongement oriental de la Formation des Grès de Caumont, décrite sur la feuille voisine Condé-sur-Noireau (Bigot, 1890 ; Doré, 1969). Localisés dans le quart nord-ouest de la feuille, ils diminuent d'épaisseur du Nord vers le Sud et d'Ouest en Est : 300 m au Nord de Saint-Germain-Langot, 210 m au niveau du Bois de Tupot et moins de 100 m dans le petit synclinal de Tréprel. Les meilleurs points d'observation se situent sur les deux rives de la vallée de la Laize (au Sud du Douit de Laize) et dans le lit du ruisseau de Leffard (au Nord de la ferme de la Hauberie). Dans le secteur de Pierrepont et sur le flanc sud du synclinorium de la Zone bocaine, cette formation, jalonnée par une faille, se réduit à quelques mètres avant de disparaître totalement vers Cordey. À Falaise, au niveau de la cluse de l'Ante, les travaux cartographiques réalisés dans le cadre de cette feuille ont révélé la présence, en position renversée, d'une petite écaille tectonique de grès feldspathiques que nous attribuons à cette formation.

La formation des Grès de Caumont se compose principalement de bancs décimétriques d'arkoses, à grain fin à grossier, de teinte rose saumon, beige ou blanchâtre, séparés par des fins interlits argileux ou psammitiques. Ces roches contiennent du quartz hétérogranulaire et plus de 25 % de feldspaths (orthose, microcline, plagioclase), associés à de rares micas, opaques et minéraux lourds (tourmaline, apatite et zircon).

Au plan sédimentologique, les litages obliques et entrecroisés, à lamines (*sets*) inclinées de 20 à 25°, caractérisent ces faisceaux de bancs à surfaces parallèles ou fréquemment lenticulaires. À la base de nombreux bancs, se différencient fréquemment des niveaux à petites cupules d'argilites vertes,

assimilées à des copeaux de boue, provenant du remaniement d'anciens polygones de dessiccation (Doré, 1969).

L'âge cambrien inférieur de la formation résulte de celui attribué à la formation sus-jacente des Schistes verts du Pont-de-la-Mousse.

k3G. Formation des Schistes violacés de Gouvix : alternances silto-gréseuses (Cambrien inférieur) (0-780 m). Cette formation marine se caractérise par des alternances centimétriques à décimétriques de siltites et de grès fins, de couleur verte pour les niveaux de base passant progressivement à une teinte violacée qui se renforce dans la moitié supérieure de la série. Une cinquantaine de mètres de siltites fines rouge lie-de-vin en constitue le toit.

Ces Schistes violacés de Gouvix affleurent largement dans le quart nord-ouest de la feuille, au Nord de la Zone bocaine, et en particulier dans la fermeture périclinale du synclinal de Saint-Germain-Langot où les pendages des couches restent faibles. L'épaisseur totale de cette série peut atteindre ici 600 à 780 m. Les meilleures stations d'observation se situent de part et d'autre de la vallée de la Laize et de ses affluents (ruisseaux de Langot, de la Renaudière) ; au Château de Saint-Germain-Langot ($x = 405,32$; $y = 1139,70$) ; dans l'ancienne carrière au Nord de Tupot ($x = 405,20$; $y = 1139,70$) ; ou dans l'escarpement de la Roche (Est de la ferme de la Hauberie: $x = 406,50$; $y = 1140,20$). De beaux affleurements peuvent également s'observer dans les unités sud de la Zone bocaine, au cœur du petit synclinal de Tréprel (Ouest de la Davirie : $x = 402,95$; $y = 1136,35$) ou dans le flanc sud du synclinal des Grandes Bruyères, à Chatou ($x = 409,12$; $y = 1132,80$). Dans ce dernier secteur, le sommet de cette formation coïncide avec la limite d'érosion anté-arénigienne et son épaisseur se réduit progressivement de 300 à 60 m en allant de l'Ouest vers l'Est. Elle disparaît complètement dans la terminaison orientale à l'Est de Vignats.

Les grès, surtout présents à la base de la série, renferment des grains hétérométriques et peu usés de quartz, feldspath potassique, plagioclase et micas, noyés dans une matrice argileuse riche en chlorite et en hématite. Des grains de glauconie et de phosphate vermiculaire (wilkéite) à structure feuilletée ont également été recensés dans les niveaux grossiers (au Sud du Pavement : $x = 412,50$; $y = 1131,20$) confirmant l'origine marine de ces dépôts (Doré, 1969). Notons encore que les carbonates sont toujours absents de ces roches, même au niveau du ciment, ce qui les distingue des faciès terrigènes de la formation précédente.

De nombreuses figures de bioturbation endogène (terriers et galeries d'invertébrés fouisseurs) désorganisent le litage fin. A la base des bancs, des traces fossiles exogènes (pistes simples ou trilobées) apparaissent en hyporelief positif.

Aucune des pistes observées ne permettant de préciser l'âge de la formation, l'âge cambrien inférieur résulte de celui attribué à la formation sus-jacente des Schistes verts du Pont-de-la-Mousse.

k4. Formation des Schistes verts du Pont-de-la-Mousse : fines alternances de siltites bleu-vert et de grès calcitiques (Cambrien inférieur *pro parte*) (0-250 m). Surmontant la formation régressive précédente, la Formation des Schistes du Pont-de-la-Mousse, définie dans la coupe de la vallée de l'Orne (Bigot, 1904), débute le second cycle sédimentaire cambrien. Sa puissance, qui atteint 600 m en Zone bocaine centrale, peut être estimée ici à 250 m.

Cette Formation des Schistes du Pont-de-la-Mousse n'est présente qu'à l'Ouest de Falaise, dans le synclinal de Saint-Germain-Langot où elle peut s'observer à la confluence de la Laize et du ruisseau de la Renaudière (x = 405,80; y = 1139,32), dans la vallée du ruisseau de Leffard (la Cocquerie : x = 407,25 ; y = 1139,00) ou à l'Est de Noron-l'Abbaye (le Haut-Vallon : x = 411,85 ; y = 1135,60).

Elle se compose pour l'essentiel de très fines alternances, millimétriques à centimétriques, d'argilites et de siltites fines de teinte bleu-vert. Cette couleur caractéristique est due en partie à l'abondance de la chlorite ferrique (20 à 25 %) qui constitue avec l'illite l'essentiel du cortège des minéraux argileux. Quelques bancs décimétriques à métriques de grès feldspathiques s'intercalent dans la succession. Il s'agit de grès fins feldspathiques à grains hétérométriques très peu usés d'orthose et de plagioclase emballés dans une matrice carbonatée et chloriteuse, très riche en micas (biotites chloritisées et rares muscovites).

Les figures sédimentaires, de type *load-cast*, sont fréquentes à la semelle des petits lits gréseux, suggérant la fluidité des sédiments au moment du dépôt. Les ichnites sont présentes sous la forme de pistes lisses bilobées, de taille variée, et de rares terriers. Les caractéristiques sédimentologiques spécifiques à cette formation, et en particulier la fine rythmicité du litage qui évoque les tidalites, indiquent que ces sédiments marins se sont déposés dans un milieu calme, en zone intertidale ou dans la partie supérieure de la zone infralittorale.

Age de la formation. Sur la feuille voisine Condé-sur-Noireau, de rares niveaux de calcaires oolitiques gris ou noirs, à petites oolites, ont été repérés dans la première moitié de la série. Ils ont livré une faunule à squelettes d'Hyalithidés (Doré, 1962) et à bivalves de petite taille apparentés au genre *Fordilla* du Cambrien inférieur. Ainsi, la Formation des Schistes du Pont-de-la-Mousse pourrait encore appartenir à ce Cambrien basai, au moins pour son tiers inférieur.

k-o1. Formation des Schistes rouges de Saint-Rémy : siltites rouges micacées (Cambro-Trémadoc ?) (0-50 m). Cette formation a été, comme la précédente, définie en Zone bocaine centrale, au niveau du synclinal minier de Saint-Rémy, où son épaisseur atteint au moins 170 m. Sur le territoire de la feuille Falaise, sa présence est repérée uniquement dans le synclinal de Saint-Germain-Langot, aux abords ouest de Falaise, où elle se réduit à 50 m de siltites rouges. Cette série est concordante aux Schistes du Pont-de-la-Mousse et forme le mur des quartzites blanches de l'Arénig (Grès armoricain). Les affleurements sont rares et de mauvaise qualité. Signalons toutefois quelques pointements dans la vallée de l'Ante, au lieu-dit le Haut-Vallon et dans le talus de la D 157, au Pied Mouillé. En rive gauche du ruisseau de Noron, son existence a été détectée sous la forme d'altérites rouges jusqu'à la ferme de la Motte.

L'analyse pétrographique révèle un faciès de siltites quartzo-micacées, de granulométrie fine à moyenne, renfermant une phase sableuse essentiellement constituée de petits grains de quartz non usés à enduit d'hématite. Les minéraux argileux sont représentés par l'illite et la chlorite. Quelques bancs décimétriques de grès fins feldspathiques, également riches en hématite, possèdent des lamines internes obliques, caractéristiques d'un litage de rides. Aucune faune ou ichnofaune n'a été trouvée en Zone bocaine orientale, alors que plusieurs types de traces fossiles (*Planolites*, *Monomorphichnus*, *Diplichnites*) sont connues dans la même formation au niveau du Saillant des Trois-Gots en Zone bocaine occidentale (Doré, inédit).

Cette Formation des Schistes rouges de Saint-Rémy, qui couronne le second cycle sédimentaire du Cambrien (*sensu lato*), s'est mise en place dans un environnement continental, sous climat rubéfiant. En l'absence de fossile caractéristique, le problème de l'âge de cette formation régressive ne peut s'appréhender qu'à l'échelle du Massif armoricain. En Normandie, cette série, coiffée par les dépôts du Grès armoricain (Arénig), repose sur une épaisse série de schistes verts dont la base est datée du Cambrien inférieur. En Zone bocaine centrale, des récurrences de niveaux gréseux à cachet cambrien sont interstratifiées au sommet des Schistes rouges (Doré, 1969). Dans le Maine, l'équivalent stratigraphique de ces Schistes rouges serait les sédiments à caractère régressif de la Formation des Grès de Blandouet dont la faune à lingules et les ichnites (*Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Daedalus halii*, *Skolithos*) ont déjà un cachet ordovicien. En Bretagne occidentale, des couches rouges de nature comparable, situées juste en-dessous du Grès armoricain, renferment des volcanites interstratifiées datées de l'Arénig inférieur (465 ± 27 Ma ; Bonjour et Odin, 1989). Sur ces bases, un âge cambro-trémadocien peut être proposé pour cette Formation des Schistes rouges de Saint-Rémy.

Ordovicien

Après une phase d'émersion généralisée à la fin du Cambrien, la transgression marine ordovicienne se déroule en trois grandes étapes : dépôts arénacés de l'Arénig (Formation du Grès armoricain), maximum de la transgression au Llanvirn (Formation des Schistes d'Urville), nouvelle invasion sableuse au Llandeilo-Caradoc (Formation des Grès de May). La fin de l'histoire ordovicienne est marquée par les dépôts glacio-marins de l'Ashgill (Formation de la Tillite de Feuguerolles) (fig. 5).

O2. Formation du Grès armoricain : grès et quartzites blancs (Arénig) (150-250 m). Cantonnée à l'Est d'une ligne passant par Leffard et les Loges-Saulces, cette formation de grès quartzites très résistants forme les crêtes du paysage falaisien. Celles-ci, orientées NW-SE, soulignent remarquablement les plis varisques des unités nord du synclinorium bocain : crêtes du Bois du Roi (233 m), du Mont-Myrrha, du Bois de Saint-André (249 m), du Camp de Bière (169 m) et du Mont Thulé (182 m). Sur le flanc sud, le Grès armoricain arme une crête qui culmine à 267 m et que l'on suit depuis le Bois Groult jusqu'à Maison Rouge. Signalons également à Perrières, en limite nord de la feuille, la présence d'un paléorelief de quartzites ordoviciens appartenant au flanc sud du synclinal d'Urville (feuille Mézidon).

Dans le flanc nord de la Zone bocaine, l'épaisseur de cette formation gréseuse massive est de 250 m, passant presque à 400 m dans la terminaison orientale. Elle se réduit à 150 m dans le flanc sud, au niveau de la cluse de Cordey. Les affleurements naturels sont nombreux, soit au niveau des cluses (vallée de l'Ante, gorges du Meillon), soit sous forme de chicots isolés dans les crêtes boisées. Les travaux routiers récents de la rocade ouest de Falaise ont récemment recoupé cette formation et en offrent de bonnes stations d'étude (viaduc de l'Ante, rond-point de la Liberté). De nombreuses carrières abandonnées permettent également son observation (la Bruyère, les Fieffes, les Roquettes, Saint-Pierre-du-Bû, la Hunaudière, Carabillon, le Vaudobin). Aujourd'hui, seule la grande carrière de Vignats (la Meilleraie) exploite encore cette roche, essentiellement pour la fabrication de granulats.

Dans le domaine de la feuille Falaise, la Formation du Grès armoricain est en discordance cartographique sur les terrains cambriens (Doré, 1969) : à l'Ouest de Falaise, le Grès armoricain repose sur les termes les plus élevés de la série cambro-trémadocienne (Formation des Schistes de Saint-Rémy) ; à l'Est, l'Ordovicien inférieur est transgressif directement sur la Formation des schistes et calcaires du Cambrien inférieur (cluses de Vignats et de Guéprei). Ceci témoigne de l'existence de mouvements épirogéniques morcellant les bassins cambriens, et d'une phase d'érosion anté-ordovicienne nivelant tous les reliefs issus de l'héritage cadomien.

• **Lithologie et pétrographie.** Le front de taille de la carrière de Vignats offre une coupe quasi complète de cette formation où se superposent trois grandes unités lithologiques : 1) une unité basale hétérolithique (80 m) de grès quartzeux blanchâtres passant au sommet à des grès quartzites, à interlits pluri-décimétriques de psammites et argilites ; 2) une unité intermédiaire (90 m) de grès quartzites et de quartzites gris-beige à rouge, en bancs infra-métriques, à très nombreuses intercalations psammitiques ; 3) une unité supérieure homolithique (80 m), constituée de bancs métriques de quartzites gris-blanc à grain fin, à très rares intercalations d'argile ocre. Le contact basal avec le Cambrien ne s'observe pas dans cette carrière ; le passage aux pélites sus-jacentes (Formation d'Urville) s'effectue par l'intermédiaire d'alternances grésopélitiques.

En lame mince, ces grès présentent une très bonne maturité de texture et de composition. Les quartzites se composent exclusivement de grains de quartz de taille très homogène (130 à 150 μm), soudés les uns aux autres par croissance cristalline. Les contours des grains de sables originels sont rarement discernables. Dans l'unité intermédiaire, les grains de quartz des niveaux quartzitiques sont entourés d'un enduit ferrugineux qui confère à la roche sa couleur rouge. Les grès quartzeux, mal classés, renferment une population de petits quartz automorphes ou sub-automorphes, nourris secondairement de silice, associés à des grains plus gros de quartz usés. S'y ajoutent, en très petite proportion, des feldspaths, micas et minéraux lourds (zircon, tourmaline et rutile). Les niveaux psammitiques, finement lités, montrent une alternance de niveaux quartzeux à grain fin, bien classés, et de lits de micas (muscovite et chlorite). C'est dans ces niveaux que l'on décèle des concentrations en minéraux lourds : tourmaline, zircon, rutile.

Dans une petite carrière de la cluse de Guêprei ($x = 427,25$; $y = 1127,85$) ouverte à la base du Grès armoricain, le faciès plus feldspathique devient grossier et possède même quelques passées conglomératiques à petits galets dissous (Doré, 1969). Un horizon minéralisé à rutile et monazite, se situant à 95 m du toit de la formation, a fait l'objet d'une prospection minière dont il subsiste aujourd'hui encore une galerie souterraine d'extraction (ouvrage référencé à la BSS sous le n° : 176-8X-0003 ; Donsimoni et al, 1976 ; Faure, 1978). Une analyse modale réalisée dans ces grès donne la composition suivante : 79 % de quartz, 3 % de micas, 4 % de minéraux opaques, 9 % de rutile, 4 % de zircon et 1 % de tourmaline (Noblet, 1984). Dans la cluse de l'Ante à Falaise, le toit du Grès armoricain est franchement grossier, à grains roulés et à petits galets de boue.

• **Age, faune et traces fossiles.** La Formation du Grès armoricain est rapportée à l'Arénig moyen (zone à *Didymograptus deflexus*.) sur la base de chitinozoaires du genre *Eremochitina baculata brevis* (Deunff et

Chauvel, 1970 ; Paris, 1981). Dans la région de Falaise, ces organismes ont été reconnus dans les dernières passées péliques prélevées à une centaine de mètres du sommet de la formation (carrière de Vignats). Les restes de macrofaune (bivalves, brachiopodes inarticulés) sont rares et peu variés.

Une étude isotopique U/Pb sur zircons réalisée sur le Grès armoricain de Villedieu-lès-Bailleul (feuille Vimoutiers à 1/50 000) a permis d'obtenir un âge de 510 ± 30 Ma à partir d'une population de zircons clairs non usés. Un âge de 475 Ma est proposé pour la sédimentation (Noblet, 1984).

De nombreuses traces fossiles d'activité animale sont recensées dans le Grès armoricain : traces de locomotion (*Çruziana*), galeries de nutrition (*Daedalus labechei*) ou terriers d'habitation (*Skolithos*, *Arenicolites*).

Très abondants en Normandie, les *Skolithos linearis* (Durand, 1985) se présentent sous la forme de longs tubes verticaux rectilignes, lisses ou annelés, de diamètre variable (de 5 à 15 mm) mais constant sur toute leur longueur. Celle-ci, généralement pluri-décimétrique, dépasse parfois le mètre. Les tubes, dont le remplissage est de même nature que le sédiment encaissant, sont toujours perpendiculaires au plan de stratification et possèdent une ouverture assez large en entonnoir. Ils sont interprétés comme le terrier d'un animal marin (annélides polychètes ou phorodiniens) à tropisme vertical, vivant dans un milieu à sédimentation rapide et irrégulière, probablement en zone tidale ou subtidale comme le suggèrent les caractères sédimentologiques des lithofaciès. Quoique omniprésents dans le secteur de Falaise, ils s'observent particulièrement bien à proximité du Camp celtique de Bière, en rive gauche de l'Ante au Mont-Myrrha, dans les carrières de la Roquette et de Vignats. Dans cette dernière, les *Skolithos* sont fréquents dans les faciès homolithiques de la partie supérieure. D'autres terriers y sont également visibles comme les ichnogenres *Arenicolites* sp. (terrier vertical en forme de U, de 3 à 10 mm de diamètre, dont la hauteur n'excède pas 130 mm), et *Daedalus labechei* (terrier courbe en forme de J à une seule ouverture montrant un mode de surcreusement latéral) (Durand, 1985).

Le deuxième ichnofaciès le plus répandu dans la Formation du Grès armoricain du domaine de la carte consiste en des pistes bilobées, de l'ichnogenre *Çruziana furcifera* (ou bilobite), conservées le plus souvent en hyporelief convexe à la base des bancs. Les deux lobes de cette piste, avec ou sans sillons longitudinaux, portent des stries bifurquées disposées obliquement par rapport à la ride médiane. Ils correspondraient aux traces de reptation ou de pacage d'arthropodes (trilobites ?). Des pistes analogues, mais plus courtes et fortement creusées, ont été décrites sous le nom de *Rusophycus*. Elles traduiraient un affouillement ponctuel plus profond du sédiment en rapport avec le comportement nutritionnel de l'animal. Dans la cluse de Guêprei, à l'amont des gorges du Meillon (Vaudobin), une belle surface à *Rusophycus* s'observe sur la rive gauche du ruisseau, à flanc de versant.

A l'origine d'une légende locale, elle est connue dans la région sous le nom de la « dalle aux pas de bœufs ».

• *Figures sédimentaires.* Dans la partie sommitale du Grès armoricain, des litages obliques en mamelons (*hummocky-cross stratification*), localisés dans les lithofaciès homolithiques arénacés riches en *Skolithos*, suggèrent un paléoenvironnement côtier dominé par l'action des tempêtes. Des fentes de retrait peuvent marquer localement une émergence temporaire (Vaudobin). Les mesures de courants effectuées sur les rides et les litages obliques dans la région de Vignats (Noblet, 1984) montrent que le déplacement des sédiments s'est effectué selon une direction N-S à NE-SO.

O3. Formation des Schistes d'Urville : argilites, siltites noires, grès micacés, minéral de fer (Llanvirn) (150 m). Cette série schisteuse fossilifère à horizon ferrifère, antérieurement et improprement dénommée « Schistes à Calymènes », est à rattacher à la Formation des Schistes d'Urville définie dans une localité de la vallée de la Laize située plus au Nord (synclinal d'Urville, feuille Mézidon à 1/50 000).

Succédant ici à la sédimentation arénacée du Grès armoricain, cet épisode terrigène fin, qui représente le maximum de la transgression de la mer ordovicienne, est coiffé par les Grès de May. Ainsi encadrés par ces formations gréseuses résistantes, les Schistes d'Urville apparaissent toujours au niveau de dépressions topographiques généralement allongées NW-SE. Les meilleurs affleurements se situent au cœur des unités synclinales septentrionales de la Zone bocaine : à Falaise, dans la cluse de l'Ante ou sous les remparts sud du château des Ducs de Normandie ; et plus à l'Est, dans le synclinal de Brieux et la vallée du Meillon. Signalons également ces schistes dans le talus de route à l'Ouest de Mesnil Guérard, dans la fermeture de l'anticlinal du Bois de Saint-André.

Dans le flanc sud du synclinorium de la Zone bocaine, cette formation de roches tendres ne présente jamais de véritables affleurements. Subaffleurrante, elle ne s'identifie dans les sols que par des petites esquilles schisteuses. Le plus souvent, elle détermine des gouttières topographiques comblées de loess et de dépôts de solifluxion provenant des crêtes de grès des séries ordoviciennes encaissantes.

La majeure partie de la formation est constituée d'argilites et de siltites gris foncé à noir dans lesquelles s'intercalent des lits ou lentilles de grès micacés et quelques nodules phosphatés souvent riches en fossiles. L'analyse diffractométrique des minéraux argileux révèle une composition homogène à illites magnésiennes et chlorites ferrifères.

Les faunes benthiques recueillies dans cette formation se composent de trilobites, tels *Neseuretus tristani*, *Crozonaspis mayensis* et *Eodalmanitina* sp., de brachiopodes (orthidés) et d'ostracodes qui ne permettent cependant pas d'en préciser l'âge. Par contre, des colonies planctoniques de graptolites et plus particulièrement les *Didymograptus* à branches pendantes (*D. murchisoni*, *D. bifidus* et *D. stabilis*) répartis sur l'ensemble de la série permettent de lui attribuer un âge llanvirn (Doré et Philippot, 1962).

Le minerai de fer se présente sous la forme d'un horizon minéralisé noirâtre, épais d'environ 1 à 4 m, intercalé à la partie inférieure de la formation schisteuse à une vingtaine de mètres du toit du Grès armoricain. Fréquemment associé à des niveaux gréseux bioturbés, il constitue dans le paysage une barre plus résistante à l'érosion que l'on peut suivre particulièrement bien dans les vallons de la Rue-de-Brette, au Sud-Ouest de Falaise. La minéralisation est de nature chlorito-carbonatée à oolites de chamosite et d'hématite dans un ciment de carbonate de fer. Le faciès oolitique, bien développé de la vallée de l'Ante jusqu'à l'Ouest de La Hogue, disparaît vers l'Est dans la région de Brioux où quelques oolites chloriteuses éparses sont conservées dans des siltites sableuses à petits quartz peu usés.

O4-5. Formation des Grès de May : grès quartzeux micacés à intercalations de siltites noires (Llandeilo-Caradoc) (150-300 m). Le nom de Grès de May utilisé pour désigner cet ensemble gréseux ordovicien se réfère à l'appellation ancienne définie au Sud de Caen, au niveau du synclinal de May-sur-Orne. Mais rien ne permet ici de distinguer au sein de cette série les deux unités Petit-May-Grand-May définies plus au Nord.

Dans le domaine de la carte, cette formation affleure largement dans l'unité nord du synclinorium bocain, depuis Falaise jusqu'au ruisseau du Meillon, où elle souligne morphologiquement les replis varisques (Saint-André-de-Gouffern, Brioux, Bailleul). Son épaisseur peut atteindre ici 300 m. Les meilleurs points d'observation se situent au Sud-Est de Falaise, près de la ferme du Moulin de Vaux (x = 415,30 ; y = 1134,00) ; dans la vallée du Meillon (Vorché, le Clos Péan). Dans l'unité sud, ces grès, dont l'épaisseur n'excède pas 150 m, constituent une crête que l'on suit du Grand Herbage jusqu'à la borne des Grandes Bruyères (252 m). Au-delà, elle s'élargit et se dichotomise pour former les deux flancs du synclinal des Grandes Bruyères. Toute une toponymie évocatrice jalonne cette bande gréseuse (la Roche, Château du Tertre, le Rocher Commun, la Butte Rouge) soulignant la résistance à l'érosion de cette formation et la couleur de certains faciès. Les bons affleurements restent toutefois rares : tranchée désaffectée de chemin de fer au Grand Herbage (x = 407,38 ; y = 1134,10) ; petite aire d'extraction artisanale à la borne 221 m, au Sud du Prey (x = 413,70 ; y = 1131,38).

La Formation des Grès de May consiste en une alternance de gros bancs de grès quartziques à grain fin, de couleur grise ou rosée, fréquemment marbrés de rouge par des imprégnations ferrugineuses, et d'interbancs de grès psammitiques verts et argilites noires micacées. Les grès, très matures et quartzeux, sont constitués de grains bien classés de quartz nourris secondairement de silice, auxquels s'ajoutent de rares feldspaths et muscovites. La composition de l'assemblage des minéraux lourds à zircon (41 %), rutile (34 %), et de tourmaline (19 %) traduit le cachet ordovicien de ces grès (Doré, 1971).

Au Moulin des Vaux, une coupe d'une quinzaine de mètres de hauteur, située en rive gauche du ruisseau, illustre les conditions de dépôt de cette formation : à la base plusieurs séquences stratocroissantes montrent l'empilement de bancs décimétriques à métriques de grès quartzites gris alternant avec de fins interlits argileux noirs pluricentimétriques. Ces niveaux se caractérisent par des litages parallèles ou faiblement obliques, une bioturbation très marquée dans les petits bancs gréseux, d'anciens galets mous concentrés à la base des gros bancs et la présence de *Skolithos* fins (diamètre inférieur à 5 mm). Au-dessus, des grès dessinent des auges emboîtées alternant avec des bancs lenticulaires à fines laminations du type « litage en mamelons » (HCS) et des passées psammitiques noires. Au sommet, des grès massifs à litages entrecroisés forment des grandes auges plurimétriques. Au plan sédimentologique, cette évolution verticale caractériserait une séquence régressive depuis des dépôts mis en place à la limite *shoreface inférieur - offshore* évoluant vers des dépôts de plage. De fréquentes rides d'oscillation et des surfaces de dessiccation sont également observées à divers niveaux de cette formation.

Faune et microfaune. La faune est rare, représentée dans la localité-type par des brachiopodes (orthidés), grandes conulaires (*Exocoenularia*), trilobites (*Eohomalonotus*, *Marrolithus*, *Crozonaspis*,...) et graptolites (*Amplexograptus*). Ces fossiles déterminent un âge llandeilo pour la partie basale, caradoc pour le sommet. Sur le territoire de la feuille Falaise, seuls quelques *Orthis* ont été signalés à La Hogue par M. Lecornu (1891) et dans le secteur de Bailleul. Dans le synclinal de Domfront, les Grès de May ont livré un assemblage de chitinozoaires : *Cyanochitina campanulaeformis*, *Lagenochitina ponceti*, *Belochitina* sp. (Paris, 1981), qui semble indiquer un âge llandeilo-caradoc inférieur.

O5-6. Formation des Schistes du Pont-de-Caen et de la Tillite de Feugueroles : siltites et grès micacés noirs, argilites noires microconglomératiques (Caradoc-Ashgill) (quelques dizaines de mètres). Au toit des Grès de May, se développe, sur plusieurs dizaines de mètres, un ensemble de faciès noirs composé, selon les endroits, soit de siltites et de grès fins micacés, soit d'argilites et de siltites noires à petits graviers. Par comparaison avec les autres unités paléozoïques régionales où le sommet

de l'Ordovicien est bien représenté (synclinaux de Domfront, Sées, Saint-Nicolas-des-Bois), ces faciès peuvent s'identifier à la Formation des Schistes du Pont-de-Caen (Caradoc) et, là où les microconglomérats existent, à celle de la Tillite de Feuguerolles (Ashgill). La notation 05-6 proposée sur cette feuille traduit l'impossibilité, compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement, de placer une limite entre ces deux unités d'épaisseur réduite.

Les argilites et siltites micacées à petites intercalations de grès quartzeux fins à ciment chloriteux ou ferrugineux, caractéristiques de la Formation des Schistes du Pont-de-Caen, s'observent à Nécy et à Clinchamps (au Nord de l'accident de Montabard). Dans sa localité-type, cette formation contient des trilobites (*Plaesiacomia*), des ostracodes (*Ceratopsis*, *Bollia*) et des chitinozoaires qui lui confèrent un âge caradoc inférieur (Robardet, 1981 ; Paris, 1981). Sur le territoire de la carte, une siltite à fragments de brachiopodes et d'articles de trilobites non identifiables a été trouvée à la Cour Aubette (commune de Nécy).

La Formation de la Tillite de Feuguerolles, d'origine glacio-marine, d'abord découverte et définie dans les synclinaux de May et d'Urville (Dangard et Doré, 1971 ; Doré et Le Gall, 1972) a été reconnue ensuite dans la plupart des autres synclinaux de Normandie et du Maine. Toutefois, son existence dans cette partie orientale du synclinorium de la Zone bocaine n'a été révélée qu'au cours des levés cartographiques de cette feuille. Signalons sa présence à l'Ouest de l'accident Falaise-Nécy, dans le flanc nord de l'anticlinal du Bois de Saint-André, secteur de La Hogue (vallée du ruisseau du Gué Pierreux), et sur le versant sud de la Zone bocaine dans l'ancienne tranchée de chemin de fer du Grand Herbage (x = 407,52 ; y = 1134,30 ; commune de Martigny-sur-l'Ante) ou dans le talus de la route de Bafour au Bois-de-Groult (x = 408,38 ; y = 1134,20). Un sondage de reconnaissance à la tarière a atteint la tillite à 5 m de profondeur sous les dépôts lœssiques au Sud de Saint-Pierre-du-Bû (x = 412,42 ; y = 1132,75).

Le faciès rencontré ici consiste en des argilites microconglomératiques noires, devenant marron clair dans la zone d'altération. Les éléments remaniés, très hétérométriques (de 2 à 30 mm) et d'épaisseur variable, appartiennent aux formations paléozoïques sous-jacentes : grès quartzites, minerai de fer, quartz, calcaires décalcifiés formant des vacuoles à résidus jaunâtres très caractéristiques. Ces éléments sont noyés dans une abondante matrice finement micacée.

L'origine glaciaire-marine de cette formation a été déduite de l'examen de matériaux de sondages provenant du synclinal d'Urville. Les critères tiennent compte du caractère polygénique et hétérométrique de ces conglomérats à abondante matrice terrigène, mais surtout de la présence de blocs largués (« *dropstones* ») et du façonnement des galets portant des stries sur

les faces d'usure. Cette para-tillite, qui résulte de la fonte de glaces dérivantes dans le milieu marin, témoigne de la glaciation qui affectait le Gondwana à la fin de l'Ordovicien.

L'âge ashgillien de cet épisode glaciaire a été déterminé à partir des faunes de conodontes (*Amorphognathus ordovicicus*) extraites des galets de calcaires remaniés dans la tillite (Weyant et *al.*, 1977).

Silurien

O6-S1. Formation du Grès culminant : grès fins micacés (Ashgill-Llandovery) (environ 50 m). Ce faciès gréseux, qui surmonte la tillite ashgillienne, a été reconnu à deux endroits sur la feuille Falaise, à la Blanchisserie et dans le ruisseau de la Bonne Eau, au Nord de la Renauderie. Il ne subsiste là que deux petits lambeaux d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, tronqués par l'accident Falaise-Nécy (fig. 5).

Il s'agit de grès fins micacés, bien classés, finement feldspathiques, de couleur sombre violacée. Cette couleur caractéristique est due à l'abondance de pyrite dont l'altération génère de nombreuses taches rouille. En plus des grains de quartz (grain moyen de 150 μm), ils contiennent des feldspaths (microcline, orthose, plagioclase), des grains de quartz microcristallin, quelques muscovites et des minéraux lourds (rutile, zircon et tourmaline). Cette roche montre une grande analogie de faciès avec la formation du « Grès culminant » qui se développe à la semelle des ampélites siluriennes dans les synclinaux de la Mancellia et de la Normania méridionale. Ainsi, ces grès de la Blanchisserie et de la Renauderie pourraient représenter l'ultime témoin, inconnu jusqu'alors, de cette formation en Zone bocaine orientale.

La découverte d'une microfaune à graptolites (*Climatograptus normalis*, *Orthograptus truncatus*), récoltée dans le « Grès culminant » du synclinal de Domfront (Philippot et Robardet, 1971), conduit M. Robardet (1981) à envisager, pour cette formation, un âge allant du sommet de l'Ashgill jusqu'à l'extrême base du Llandovery.

si-3. Formation des Ampélites : argiles noires (Llandovery-Ludlow). Comme dans tous les synclinaux varisques du Sud de Caen, les niveaux stratigraphiques les plus élevés de la série paléozoïque sont représentés, dans cette partie orientale de la Zone bocaine, par le faciès caractéristique des schistes ampéliteux noirs à graptolites (fig. 5). L'altération superficielle de ces roches, très poussée, peut dépasser la dizaine de mètres. Le plus souvent, les ampélites se présentent sous forme d'une argile noirâtre à gris pâle, pyriteuse et traçante. L'analyse diffractométrique des minéraux argileux, réalisée sur les échantillons du sondage du Quesnay (synclinal d'Urville) révèle un

assemblage à illite (25 %), chlorite (25 %) et pyrophyllite (50 %) (Le Gall et Doré, 1971).

A. Bigot (1904,1947) signale leur présence au Nord et à l'Est de Nécy (la Touche et le Fourneau). Aujourd'hui, de très rares affleurements s'observent encore, sous les dépôts du Trias, dans le Bois de Saint-André où la toponymie garde le souvenir d'exploitation ancienne (la Tuilerie), et dans un chemin au Sud de la Troudière. Ce Silurien ampélique, qui jalonne au Sud la grande faille décrochante de Falaise-Nécy, a également été rencontré dans le sondage de reconnaissance des Closages (sondage 176-7X-0017), à 8 m sous la couverture triasique.

Les ampélites signalées par M. Hérault (1824) lors du creusement d'un puits à Saint-Pierre-du-Bû et par A. Bigot (1904) à Saint-Vigor-de-Mieux, correspondent en fait aux faciès noirs du sommet de l'Ordovicien (tillite ashgillienne), écrasés au contact de la faille inverse de Saint-Pierre-du-Bû. Cette cartographie ne retient donc plus la bande d'ampélites siluriennes de la carte Falaise à 1/80 000, localisée au flanc sud de la Zone bocaine.

Ces anciennes vases de milieux euxiniques contiennent des graptolites (*Monograptus priodon*, *Retiolites geinitzianus*), des bivalves (*Cardiola*, *Posidonia*, *Pterochenia*) des orthocones de céphalopodes (*Michelinoceras*), des écailles de gigantesstracés (*Pterygotus*), toute faune découverte dans les synclinaux du Sud de Caen. Le forage du Quesnay, qui a traversé sur 230 m le Silurien du synclinal d'Urville, a livré en particulier une riche faune de graptolites qui ont permis d'établir une succession stratigraphique allant du Llandovery au Ludlow (Doré et Philippot, 1962) et même jusqu'au Pridoli (Jaeger et al., 1964).

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz. Des filons plurimétriques de quartz blanc se localisent en bordure du massif granodioritique d'Athis (le Jonquet, la Héraudière, le Val Chéné, la Vaudière) ou dans la ceinture de cornéennes (l'Étoile, Rabodanges). Ces filons tirent leur origine du remplissage de fractures de tension qui affectèrent le socle suivant deux directions principales, l'une N20 à 40°E et l'autre N140 à 150°E. De la limonite concrétionnée, provenant de l'altération de la pyrite, a été extraite du filon pluri-kilométrique de l'Étoile.

La mise en place du cortège filonien quartzeux se rattache en priorité aux événements varisques : les filons de quartz injectent les formations paléozoïques tels les conglomérats et arkoses cambriens de l'extrémité orientale du synclinal de La Forêt-Auvray ; ils cicatrisent des accidents varisques majeurs comme la faille N120°E qui limite le petit synclinal des Rotours et

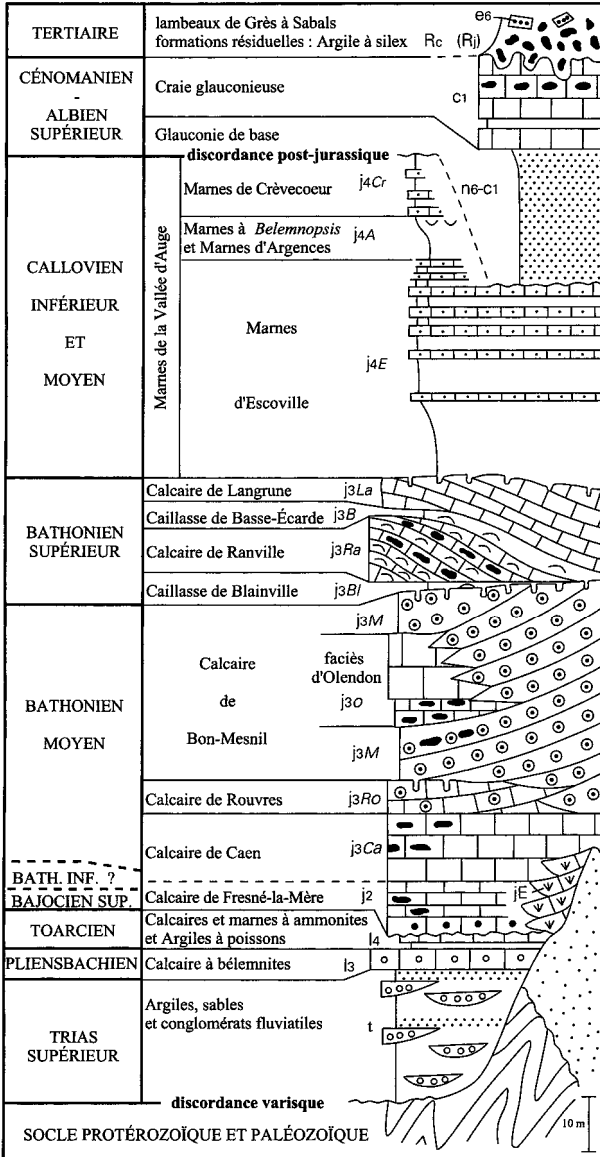


Fig. 6 - Coupe synthétique de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire de la feuille Falaise

se poursuit dans le socle cadomien (filons au Sud et au Nord de Rabodanges). Notons cependant que la présence de nombreux galets de quartz filonien dans les conglomérats de base du Cambrien implique l'existence d'une fracturation cadomienne toujours difficile à caractériser sur le terrain.

Les fortes concentrations de blocs volants de quartz, toutes localisées sur les terrains briovériens, ont été signalées sur la carte par la notation ponctuelle Q.

Remarque : les recherches, pour retrouver le seul filon de dolérite porté sur l'ancienne carte Falaise à 1/80 000 sur le territoire de l'actuelle coupure à 1/50 000, sont demeurées infructueuses. Ce petit dyke méridien, qui était figuré près du château de Rabodanges, appartient à l'important essaim filonien injecté dans le domaine mancennien et qui représente l'une des expressions du magmatisme basique de la limite dévono-carbonifère (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall, 1999).

MÉSOZOÏQUE

Les terrains mésozoïques appartiennent à la bordure occidentale du bassin de Paris et reposent en discordance sur les terrains protérozoïques et paléozoïques de la marge orientale du Massif armoricain. Au-dessus de la discordance varisque, le dépôt des formations successives constituant la couverture mésozoïque (fig. 6) indique une évolution en plusieurs étapes majeures.

Au Trias supérieur, des dépôts fluviatiles comblent, en discordance sur le socle cadomo-varisque, les zones basses d'une large dépression Falaise-Carentan dont la région de Falaise représente la terminaison amont.

Remontant cette dépression depuis le Nord-Ouest, la transgression du Lias inférieur n'atteint pas la région de Falaise.

À la suite de la transgression pliënsbachienne, la mer abandonne des dépôts argilo-sablo-carbonatés peu épais de bordure de plate-forme.

Une nouvelle transgression, au Bajocien supérieur, accompagnée d'une augmentation rapide du taux de sédimentation, marque le début de la construction de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne.

À la fin du Bathonien, une sédimentation terrigène se substitue brutalement à la sédimentation carbonatée.

Après l'émergence du Jurassique terminal, la mer revient à l'Albien. La feuille Falaise ne montre que la base de la série albo-cénomaniennne, reposant en discordance cartographique sur le Jurassique.

L'émersion définitive de la région intervient à la fin du Crétacé et livre les dépôts mésozoïques à une altération et à une érosion continentales qui se poursuivent durant tout le Cénozoïque jusqu'à l'époque actuelle.

Trias

t. **Formation fluviatile : argiles grises et rouges, sables et conglomérats (Trias supérieur)** (0-28 m). Une formation détritique fluviatile, constituée d'argiles panachées grises et rouges, de sables, de sablons et de conglomérats, constituée, au-dessus de la discordance varisque, la base de la série mésozoïque. Essentiellement meuble, elle présente occasionnellement des coupes fraîches dans des talus de routes, notamment sous le rebord du plateau calcaire jurassique dans la région de Falaise-La Hoguette. Ailleurs le Trias s'identifie dans les labours par des épandages de galets (les « rognons de coq » des agriculteurs locaux) sur un fond de terres rougeâtres à l'origine de quelques toponymes (Terres Rouges, Rougemont). Il ne faut pas confondre ces épandages avec d'anciennes alluvions quaternaires remaniant le matériel triasique.

Les dépôts fluviatiles triasiques reposent en discordance sur les schistes briovériens, au Nord du synclinorium de la Zone bocaine, du Cinglais à La Hoguette. Ils n'ont recouvert que partiellement les terrains paléozoïques de la Zone bocaine : les terrains cambriens de la terminaison ouest du synclinal de Saint-Germain-Langot, les formations siluriennes le long de l'accident transverse de Falaise-Nécý ; les grès ordoviciens formaient des lignes de crêtes dominant la plaine fluviatile. Quelques témoins isolés de conglomérats et d'argiles panachées préservés sur les schistes briovériens dans les petites buttes-témoins situées au Nord-Ouest de Bazoches-au-Houlme ainsi que sur la granodiorite d'Athis dans le coin sud-ouest de la feuille prouvent que le Trias fluviatile a recouvert une petite partie du Houlme. Ces témoins étaient attribués au Lias sur l'ancienne carte Falaise à 1/80 000. Bien que ne montrant pas de bonnes coupes, ils sont rapportés au Trias dans la présente édition en raison de leur similitude de faciès.

L'épaisseur de la formation est comprise en moyenne entre 0 et 15 m, mais varie très rapidement en fonction des irrégularités de la surface d'érosion post-varisque ; elle atteint localement 28 m dans un sondage près de Bons-Tassily (176-2X-0047).

Le substratum du Trias fluviatile a subi, sous la surface post-varisque, une altération de plusieurs mètres d'épaisseur : les schistes briovériens y sont la plupart du temps remplacés par des argiles collantes de teinte claire.

Au-dessus, le Trias présente des faciès fluviatiles étroitement imbriqués, avec de très rapides variations latérales suggérant une distribution liée à un système chenalisant, sans qu'il soit possible de dégager une évolution verticale à caractère général :

- les argiles de teinte grise, rosée ou rouge, constituent le faciès dominant. Elles présentent un toucher onctueux et une forte plasticité. Le cortège minéralogique est dominé par la kaolinite (40 à 60 %), l'illite (20 à 30 %) et la pyrophyllite (0 à 30 %) ;

- les sables et sablons présentent des accumulations pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Le faciès le plus caractéristique est la « sablonette » utilisée autrefois en maçonnerie : il s'agit d'un sablon plus ou moins argileux, parfois très propre, bien classé, dont les grains d'une taille moyenne de 0,2 à 0,5 mm sont très vraisemblablement issus de la désagrégation des grès ordoviciens ;

- les conglomérats, à matrice sableuse ou argileuse, apparaissent en lentilles d'une épaisseur de l'ordre du mètre. Ils sont constitués de graviers et de galets émoussés, mal classés, d'une taille moyenne de 3 à 10 cm pouvant atteindre 20 cm, provenant essentiellement des grès ordoviciens, accessoirement des grauwackes du Briovérien, des grès cambriens, et montrent également des petits galets arrondis de quartz filonien. On trouve exceptionnellement, près de Leffard et Saint-Germain-Langot, des blocs usés de Grès armoricain d'une taille atteignant le mètre, abondamment utilisés dans les fondations des maisons anciennes. Ils sont probablement issus du démantèlement au cours du Trias des paléoreliefs de Grès armoricain du Bois du Roi. On les trouve actuellement soit dispersés dans les zones d'affleurement du Trias, soit isolés sur le Paléozoïque à l'état de blocs résiduels, soit encore remaniés sur les pentes et dans les fonds de vallons actuels.

Fréquemment consolidés par un ciment d'oxydes de fer, les sables et les conglomérats forment alors des croûtes brunes très résistantes atteignant 20 cm d'épaisseur.

De minces lits centimétriques de lignites sont souvent observables, notamment en sondage, au sein des argiles et des sablons.

Le Trias de la région de Falaise n'a livré jusqu'à présent aucun élément de datation. Dans la région de Carentan, qui correspond à la partie nord-ouest de la dépression triasique Falaise-Carentan, le Trias, repose en discordance sur différents termes du Protérozoïque et du Paléozoïque, y compris le Permien, et s'organise en une séquence de comblement : dépôts détritiques grossiers fluviatiles (assise d'Éroudeville) puis fluviatiles à laguno-lacustres (assise d'Airel) (Pareyn, 1980b) respectivement rapportés au Norien sur la base de données palynologiques fragiles (Aubry, 1982 ; Baize et *al.*, 1997) et au Rhétien sur la base d'un ensemble faunistique

(Pareyn et Larsonneur, 1960 ; Larsonneur, 1962 ; Rioult, 1964). Le Trias fluviatile de la région de Falaise est donc vraisemblablement attribuable au Trias supérieur (Norien-Rhétien). Compte tenu de l'imprécision de l'attribution stratigraphique, les auteurs ont préféré le noter sur la carte en Trias indifférencié.

Jurassique

On pourra se reporter au tableau 1 (Chapitre : Introduction) qui propose l'équivalence des noms des formations jurassiques figurant sur la présente carte Falaise à 1/50 000 avec ceux des cartes à 1/50 000 voisines et de l'ancienne carte Falaise à 1/80 000. Les noms de formations retenus ici (voir aussi la coupe synthétique de la fig. 6) sont extraits, autant que possible, du lexique proposé dans le cadre de la synthèse géologique du bassin de Paris (Mégny et *al.*, 1980).

13. Formation du Calcaire à bélemnites : calcaires sableux gris rosé à bélemnites, conglomérat basai (Pliensbachien) (0-3 m). Cette formation précisée par M. Rioult (1980) désigne les premiers dépôts marins transgressifs jurassiques constitués d'un ou plusieurs bancs de calcaires sableux bioclastiques de teinte grise, gris rosé ou brune, à grains ferrugineux, livrant une faune souvent abondante de bélemnites, brachiopodes et lamelli-branches. Comportant le plus souvent un ou plusieurs bancs très durs reposant sur les formations meubles du Trias ou sur les schistes altérés du Briovérien, cette formation dessine partout un ressaut morphologique très net qui marque la base du plateau calcaire jurassique. Les petites carrières où le Calcaire à bélemnites a été exploité comme pierre de construction sont toutes remblayées à l'heure actuelle. Le meilleur affleurement a été décrit par A. Bigot (1927) et peut être observé près du Calvaire de Falaise situé à la sortie nord de la ville en direction de Caen (x = 413,68 ; y = 1137,02) : sur les argiles et les sablons triasiques repose un banc sableux et conglomératique ferruginisé de teinte ocre (60 cm), contenant des débris usés de bélemnites, surmonté par un banc massif de calcaire sableux, conglomératique à la base et montrant des accumulations de brachiopodes (*Zeillerid*) au sommet (90 cm).

Le Calcaire à bélemnites affleure largement au Nord du synclinal de la Zone bocaine entre le Cinglais et Fresné-la-Mère. Il est identifiable en sondage près de Ners (176-3X-0037). Il repose dans tout ce secteur en concordance sur les dépôts fluviatiles triasiques. Il disparaît à l'Est puisqu'à Ommoy les calcaires bajociens reposent directement sur les schistes briovériens. Dans le Cinglais, quand de la couverture mésozoïque décalcifiée ne subsistent plus que les formations résiduelles d'argiles et argiles à silex, seuls un mince cordon de galets et quelques restes d'entroques peuvent témoigner du dépôt de la formation

(sondages près de Bonneuil, 176-1X-0035 et des Loges-Saulces, 176-1X-0036). Au Sud du synclinorium de la Zone bocaine, le Calcaire à bélemnites repose directement sur les schistes briovériens : à Bazoches-au-Houlme, à Champcerie et sur le rebord de la Campagne d'Argentan entre Neuvy-au-Houlme et Habloville. Il disparaît vers l'Est, puisque près d'Occagnes, en sondage (176-8X-0022), les calcaires bajociens reposent directement sur les schistes briovériens. Le synclinorium de la Zone bocaine n'a été recouvert par la mer plienschbachienne que dans la partie située à l'Ouest de la feuille déjà largement ennoyée par la formation fluviatile triasique. Dans la Campagne de Noron-l'Abbaye, le Plienschbachien avait été identifié localement à la faveur de travaux anciens (Henry, 1951) près du hameau de Miette, à l'Ouest de Falaise.

L'épaisseur de la formation n'excède pas 3 m. La base est généralement conglomératique ou microconglomératique, les galets étant manifestement issus du remaniement des conglomérats fluviatiles sous-jacents. Au-dessus se développent des bancs de calcaires sableux à grains ferrugineux et, fréquemment, des passées de sables fins qui peuvent également être difficiles à différencier de ceux appartenant au Trias sous-jacent, par exemple entre Falaise et Versainville ou près d'Habloville. Des oolites ferrugineuses apparaissent près de Martainville. Au microscope le faciès est dominé par les biomicrites et les biosparites à débris d'entroques, de brachiopodes et de lamellibranches. Les accumulations d'entroques (encrinites) sont fréquentes. Les débris d'organismes sont souvent ferruginisés.

Le Calcaire à bélemnites se termine généralement par une surface durcie surmontée par les dépôts toarciens ou bajociens.

La macrofaune est abondante : outre des bélemnites (*Passaloteuthis* sp.) partout présentes, on observe fréquemment, en particulier dans les niveaux de calcaires finement sableux, des accumulations de brachiopodes (*Zeilleria indentata*, *Gibbirhynchia* sp.) et de lamellibranches (*Pseudopecten aequivalvis*, *Chlamys priscus*, *Entolium disciformé*). Les ammonites sont très rares dans cette formation condensée dans laquelle ont été reconnus à la fois le Carixien et le Domérien, équivalent du Banc de Roc de la région de Caen (Rioult, 1968 ; Doré et Dupret, 1993).

130. Formation des Grès de Sainte-Opportune : grès quartzeux conglomératiques (Plienschbachien) (0,50 m). Un banc de grès très consolidé, de 0,4 à 0,5 m d'épaisseur, démantelé et rejeté dans les haies par les agriculteurs forme le sommet d'une petite butte témoin près de La Forêt-Auvray dans l'extrémité sud-ouest de la feuille. Ce banc est constitué par une arénite quartzreuse assez fine (grains de 0,2 à 1 mm) consolidée par un ciment microquartzueux. La base du banc montre des galets épars d'une taille atteignant 15 cm vraisemblablement remaniés à partir du Trias

fluviatile sous-jacent, tandis qu'au sommet apparaissent de nombreuses empreintes de fossiles dissous, bélemnites, valves de lamellibranches ouverts encore en connexion, ainsi que des empreintes végétales. Ce faciès est clairement à rattacher à la Formation des Grès de Sainte-Opportune (Morière, 1864 ; Bigot, 1941) dont l'aire de dépôt s'étendait largement vers le Sud-Ouest sur la granodiorite d'Athis, des témoins subsistant sur les feuilles Fiers à 1/50 000 (Beurrier et *al.*, 1982) et Condé-sur-Noireau à 1/50 000 (Doré et *al.*, 1993). Les gisements fossilifères de Sainte-Opportune (feuille Fiers ; Bambier et *al.*, 1983) et de Sainte-Honorine-la-Guillaume (feuille Condé-sur-Noireau ; Doré et Dupret, 1993) ont permis d'attribuer un âge pliënsbachien à cette formation, équivalent latéral du Calcaire à bélemnites. La silicification des grès pourrait être cénozoïque (Doré et Dupret, 1993).

14. Formations des Argiles à poissons et des Calcaires et marnes à ammonites : argiles à miches calcaires, calcaires à oolites ferrugineuses et ammonites (Toarcien) (0-2,5 m). Cet ensemble, indissociable cartographiquement en raison de la minceur des membres qui le constituent, débute par des argiles contenant des miches très caractéristiques de calcaires jaunâtres à débit feuilleté (Villers-Canivet, Soulangy, Bazoches-au-Houlme, Champcerie). Ces argiles sont surmontées par des calcaires argileux jaunes à rosés à oolites ferrugineuses renfermant une abondante faune d'ammonites. On n'a pu observer aucune coupe complète durant les levés de la feuille, les informations étant fournies uniquement par les pierres volantes et quelques indications dans les fossés. Le Toarcien est représenté à l'Ouest d'une ligne Falaise-Neuvy-au-Houlme, toujours en superposition au Calcaire à bélemnites pliënsbachien, mais avec une répartition géographique plus restreinte. L'épaisseur maximale est de l'ordre de 2,5 m vers Soulangy et Bazoches-au-Houlme. Dans le Cinglais, le Toarcien presque entièrement décalcifié sous la couverture des argiles à silex, se signale parfois dans la morphologie par un replat discret. On a pu l'identifier au sein des formations résiduelles dans les sondages de reconnaissance de Saint-Germain-Langot (Bonneuil, 176-1X-0036) et des Loges-Saulces (176-1X-0035) grâce à la conservation de quelques oolites ferrugineuses et de « fantômes » de petites ammonites.

A la base, des argiles jaunâtres (1 m environ) reposent sur la surface durcie du Calcaire à bélemnites. Elles montrent localement au contact, dans la tranchée de la nouvelle route Caen-Falaise près de Bons-Tassily, une faune de petites huîtres (*Liostrea* sp.) et de crinoïdes : cette faune évoque la couche à *Koninckella* des coupes du Bessin, reconnue en sondage un peu au Nord (feuille Mézidon) près de Potigny (Rioul, 1968). Les argiles renferment des miches de calcaires micritiques argileux jaunâtres à texture de mudstone qui se débitent dans les labours en plaquettes centimétriques à débris de poissons

et à *Chondrites*, faciès caractéristique de la Formation des Argiles à poissons du Toarcien inférieur des environs de Caen (Riout, 1980) et reconnu également au Sud sur la feuille Argentan (Kuntz et al, 1989).

Au-dessus se développent des calcaires jaunâtres à gris rosé à oolites ferrugineuses (oomicrites à texture wackestone) livrant de nombreuses ammonites du Toarcien inférieur et moyen caractéristiques de la formation des Calcaires et marnes à ammonites (Riout, 1980), dont *Dactylioceras commune*, *Hildoceras bifrons*, *Hildoceras semipolatum*, *Haugia variabilis*, *Grammoceras striatulum* (détermination G. Fily). Le Toarcien supérieur n'est pas identifié sur la feuille Falaise.

Les dépôts toarciens sont généralement surmontés directement par le Calcaire de Fresné-la-Mère, mais des lentilles d'Aalénien s'intercalent ponctuellement.

À l'Est de la ligne Falaise-Neuvy-au-Houlme, le Toarcien n'est représenté que localement par de minces témoins discontinus non cartographiables, notamment près de Versainville et d'Eraines (Riout, 1968).

j1. **Aalénien** (observations ponctuelles). Un niveau de calcaire jaune sableux biomicritique à entroques et quelques oolites ferrugineuses et phosphatées, de 0,60 m d'épaisseur, a été observé à l'occasion du creusement de la tranchée de chemin de fer Caen-Argentan par E. Eudes-Deslongchamps (1862, 1864) puis revu par A. Bigot (1947) : ce niveau a fourni près de Fresné-la-Mère et de Vignats une faune de brachiopodes de l'Aalénien (*Pseudoglossothyris brebissoni*). Il n'a pas été distingué cartographiquement des calcaires bajociens sus-jacents en raison de sa faible épaisseur et de la difficulté de son identification dans les labours.

La présence d'Aalénien est attestée également près de Bons-Tassily par la présence en labours de quelques exemplaires de *Leioceras opalinum*, observation confirmant la présence de dépôts aaléniens pouvant reposer directement sur le Calcaire à bélemnites (Riout, 1968).

j2. **Formation du Calcaire de Fresné-la-Mère : calcaires sableux bioclastiques à *Acanthothyris spinosa* et conglomérat basai (Bajocien supérieur)** (0-14 m). Elle est constituée de calcaires jaunâtres bioclastiques, conglomératiques à débris noirs phosphatés à la base, légèrement sableux dans la partie inférieure, plus fins dans la partie supérieure, généralement riches en rhynchonelles épineuses. Une bonne coupe de la partie inférieure de la formation, près d'une ancienne carrière décrite autrefois par A. Bigot (1927), est exposée près du Calvaire de Falaise (x = 413,68 ; y = 1137,02).

Le Calcaire de Fresné-la-Mère (Ménillet et Rioult, 1994) s'est déposé très largement sur l'étendue de la feuille à l'exception des paléoreliefs de grès ordoviciens qui dominaient la surface post-varisque au niveau du synclinal de la Zone bocaine. Il repose, selon les points, tantôt sur les différentes formations mésozoïques antérieures, du Trias à l'Aalénien, tantôt directement en discordance sur le socle cadomo-varisque.

Il débute presque partout par un mince horizon de calcaire biosparitique conglomératique ou microconglomératique caractérisé par la présence, en plus des petits galets usés centimétriques de quartz et de grès ordoviciens, de petits débris noirs calcaires phosphatés, parfois oolitiques, de taille plurimillimétrique à centimétrique.

Au-dessus on reconnaît par places un niveau de calcaire sableux lumachelique d'épaisseur irrégulière (0,2 m au Calvaire de la route de Caen à Falaise, 1 m à Fresné-la-Mère), renfermant une faune abondante à l'état de moules internes de gastéropodes (*Pleurotomaria*), de bivalves (*Pleuromya*, *Trigonia*), d'ammonites (*Parkinsonia* sp.) et de brachiopodes (*Acanthothyris spinosa*).

À la suite se développe, sur plusieurs mètres d'épaisseur, le faciès le plus représentatif de la formation : des calcaires jaunâtres à blanchâtres, en bancs épais de 10 à 30 cm, constitués de biopelsparites à pelloïdes d'une taille de l'ordre de 0,2 mm et de biomicrites à texture packstone, à entroques et intraclastes souvent ferruginisés, toujours légèrement sableuses, localement à oolites calcaires (Ommoy, Guêprei). Ces calcaires montrent souvent en abondance des rhynchonelles épineuses (*Acanthothyris spinosa*) caractéristiques de la formation aussi bien sur la feuille Falaise que sur les feuilles voisines Vimoutiers et Argentan, ainsi que des bivalves (*Entolium corneolum*, *Limatula gibbosa*) et des bélemnites.

Le sommet de la formation est mal défini : souvent moins fossilifère dans sa partie supérieure, le Calcaire de Fresné-la-Mère passe insensiblement au Calcaire de Caen. Macroscopiquement, le changement de faciès est ténu. Deux surfaces durcies et perforées difficiles à mettre en évidence dans ces calcaires généralement très cryoturbés à l'affleurement sont présentes dans la zone de passage près du Calvaire de Falaise où l'épaisseur totale de la formation n'excède pas 3 m. En pratique la limite cartographique adoptée sur la présente feuille correspond à la disparition des derniers exemplaires d'*Acanthothyris spinosa*.

Des silex gris translucides aux formes irrégulières, à cortex blanchâtre bien développés, apparaissent en lits au sein de la formation à au moins deux niveaux dans la région d'Ussy-Villers-Canivet. On y reconnaît la présence d'un grand nombre de spicules d'éponges isolés sur un fond biopelmicritique plus ou moins épigénisé par la silice.

À proximité des paléoreliefs de la Zone bocaine, le Calcaire de Fresné-la-Mère passe latéralement à un calcaire bioclastique grossier cartographié en Jurassique des écueils (jEC).

Dans l'extrémité nord-ouest de la feuille, près de Martainville, le Calcaire de Fresné-la-Mère passe latéralement à un calcaire bioclastique grossier à oncoïdes, entroques, débris d'éponges, bryozoaires et serpules, faciès du Calcaire à spongiaires, qui se développe au Nord-Ouest de la feuille (feuilles Condé-sur-Noireau, Mézidon, Villers-Bocage, Bayeux).

La formation est assez mal datée, recelant de très rares ammonites en dehors de sa partie inférieure. Le conglomérat basai du Calcaire de Falaise contient des fossiles remaniés du Pliensbachien au Bajocien moyen (communication orale M. Rioult ; Kuntz et *al*, 1989 ; Ménillet et Rioult, 1994). Il a livré, près du hameau de Vorché, à l'Ouest de Bailleul, une ammonite appartenant au genre *Garantiana* (Chevillon, 1964). Grâce à ces observations et à la présence de son fossile caractéristique *Acanthothyris spinosa* la formation du Calcaire de Fresné-la-Mère est donc rapportée au Bajocien supérieur et constitue l'équivalent latéral du Calcaire à spongiaires (« oolite blanche » des anciens auteurs) (Rioult, 1980). Un doute subsiste quant à l'âge du sommet (mal défini) de la formation : la présence d'*Acanthothyris* à la base du Calcaire de Caen à Fontenay-le-Marmion ou Cintheaux (feuille Mézidon) incite à penser que le Calcaire de Fresné-la-Mère puisse se rattacher en partie au Bathonien inférieur (Mercier, 1932).

j3Ca. Formation du Calcaire de Caen : calcaires bioclastiques fins (Bathonien inférieur à moyen) (10-12 m). Il s'agit d'un calcaire à grain fin blanc ou beige, tendre, peu fossilifère, pouvant renfermer des silex. Quelques coupes sont visibles dans plusieurs carrières abandonnées près de Baumais le long de la Dives, aux Monts près d'Habloville, et dans le secteur d'Aubigny-Saint-Pierre-Canivet d'où le Calcaire de Caen a été activement extrait sous le nom de Pierre d'Aubigny : une ancienne carrière souterraine partiellement ouverte montre la partie supérieure de la formation ainsi que les formations superposées, Calcaire de Rouvres et Calcaire de Bon-Mesnil (x = 413,35; y = 1139,50).

Le Calcaire de Caen affleure largement dans les Campagnes de Falaise, de Noron-l'Abbaye et d'Argentan, et couronne la butte témoin de Bazoches-au-Houlme. Il y est superposé au Calcaire de Fresné-la-Mère dont il déborde légèrement l'aire de dépôt en recouvrant un peu plus les paléoreliefs résiduels de la pénéplaine post-varisque au niveau des grès ordoviciens de la Zone bocaine.

La sédimentation ne change pas fondamentalement au passage du Calcaire de Fresné-la-Mère au Calcaire de Caen ; la transition de faciès est difficile à

établir dans les labours où, cryoclastées, les deux formations livrent des plaquettes indurées d'aspect très semblable. A l'examen microscopique le Calcaire de Caen paraît plus fin, moins bien lavé, et les apports quartzeux ont pratiquement disparu.

La formation se développe avec une puissance de l'ordre de 10 à 12 m. On observe une succession de bancs d'aspect massif, d'une épaisseur variant de 20 cm au mètre, lenticulaires à l'échelle de plusieurs dizaines de mètres, d'un calcaire tendre, poreux, tachant les doigts. Il s'agit au microscope d'une pelmicrite à biopelsparite mal lavée à texture packstone à wackestone formée d'une mouture fine de pelloïdes d'une taille moyenne de 0,1 mm et de petits bioclastes très micritisés provenant d'organismes divers, la plupart du temps non identifiables. On remarque un assez grand nombre de petits foraminifères plus ou moins micritisés (nodosariidés, textulariidés). La bioturbation est généralement très développée. Les minéraux argileux montrent, en proportions pratiquement égales, illite, kaolinite et smectite.

A l'exception de la partie de la Campagne de Falaise située au Sud-Est des Monts d'Eraines d'où ils sont, comme en Campagne de Trun totalement absents (Menillet et *al*, 1994), des silex apparaissent à des niveaux variables suivant les endroits. Il s'agit de gros silex gris foncé à cortex blanchâtre à esquilles translucides, la silicification laissant apparaître la structure initiale de la roche. Un grand nombre de spicules de spongiaires sont bien préservés dans ces accidents siliceux.

A proximité des paléoreliefs de la Zone bocaine, le Calcaire de Caen passe latéralement aux calcaires bioclastiques grossiers distingués sous le faciès du Jurassique des écueils (jEc).

Dans la moitié nord de la carte, le Calcaire de Caen passe progressivement à sa partie supérieure au Calcaire de Rouvres avec invasion de bioclastes plus grossiers et d'oolites. Ce passage évoque la transition progressive du Calcaire de Caen au Calcaire de Creully dans la région de Caen (Riout et *al*, 1989 ; Riout et *al*, 1992). Dans la moitié sud en revanche, le Calcaire de Caen est recouvert directement par le Calcaire de Bon-Mesnil suivant un contact franc, disposition que l'on retrouve plus au Sud entre le Calcaire d'Ecouché et le Calcaire de Sarceaux (Kuntz et *al*, 1987).

La macrofaune, rare, n'a livré aucun indice biostratigraphique sur la feuille Falaise. On observe des bivalves (*Entolium corneolum*) et quelques brachiopodes (rhynchonelles et zeilléridés). Le Calcaire de Caen est rapporté dans la région de Caen au Bathonien inférieur et moyen (zones à Zigzag et Progracilis). Ses équivalents sur les cartes voisines Argentan et Vimoutiers

sont respectivement les Calcaires d'Ecouché et de Bailleul (tableau 1 du chapitre Introduction).

jEc. Faciès de bordure des écueils de grès paléozoïques : calcaires bioclastiques grossiers (Bajocien supérieur à Bathonien moyen) (passage latéral de j2 et j3Ca). Les paléoreliefs de grès ordoviciens de la terminaison sud-est du synclinal de la Zone bocaine, désignés jadis sous le nom de « récif ancien de Montabard » (Eudes-Deslongchamps, 1862 ; Bigot, 1886) ont été recouverts progressivement et successivement par le Calcaire de Fresné-la-Mère et par le Calcaire de Caen. Les derniers pointements de grès situés à l'Est de la feuille (feuille Vimoutiers) ne seront définitivement ennoyés que par le Calcaire de Bon-Mesnil (carrières de Villedieu-lès-Bailleul ; Chevillon, 1964 ; Ménillet et *al.*, 1994). Les calcaires passent latéralement à proximité des paléoreliefs à des faciès bioclastiques grossiers de haute énergie qui cachètent, en discordance, les irrégularités de la surface post-varisque. Ces faciès sont particulièrement développés de part et d'autre du paléorelief de Grès armoricain entre Vignats, Guêprei et Bailleul. Dans le front de taille nord de la carrière de Vignats, les calcaires reposent sur le Grès armoricain : sur la tranche arasée des bancs de quartzites plongeant fortement (75°) vers le Sud, on observe une mince paléo-altérite argileuse verte (0,5 m) à smectite (50 %), kaolinite (25 %) et illite (25 %) surmontée par 3 m de calcaires grossiers en gros bancs massifs, eux-mêmes carriés en poches d'argiles rouge vif de décalcification atteignant 3 m d'épaisseur, l'ensemble étant recouvert par 1 m de lœss.

L'examen microscopique des faciès de bordure des écueils montre des biopelmicrites à biosparites à oncoïdes. Les fragments bioclastiques, d'une taille moyenne de 1 à 2 mm, sont issus de crinoïdes, oursins, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, cœlentérés, spongiaires, dasycladacées. Les foraminifères sont représentés en particulier par des trocholines. Les oncoïdes atteignent 2 à 3 mm et sont constitués de fragments bioclastiques encroûtés d'algues (girvanelles). Ces faciès renferment très peu de grains de quartz en dépit de la proximité de la zone de dépôt par rapport aux écueils des grès ordoviciens. La macrofaune montre des brachiopodes de grande taille (*Epithyris maxillata*) caractéristiques de ce faciès (Chevillon, 1964).

Passant latéralement, sur le territoire de la feuille Falaise, au Calcaire de Fresné-la-Mère et au Calcaire de Caen, ce faciès de bordure des écueils a un âge s'étendant du Bajocien supérieur au Bathonien moyen.

j3Ro. Formation du Calcaire de Rouvres : calcaires bioclastiques grossiers à oolites dispersées (Bathonien moyen) (0-5 m). Dans l'ancienne carrière de Saint-Pierre-Canivet (x = 413,35 ; y = 1139,50), le Calcaire de Caen passe à son sommet, à 2 m au-dessus du niveau exploité pour la pierre de taille, au Calcaire de Rouvres. Ce dernier, plus grossier contient des oolites blanches dispersées et se présente en gros bancs de 0,3 à 1 m d'épaisseur montrant un litage oblique très plat. D'une puissance de

5 m, il se termine par une surface durcie perforée, discrète, signalée également au Sud des Mont d'Éraines par A. Bigot (1947), au-dessus de laquelle se développent les calcaires oolitiques de la formation de Bon-Mesnil.

Le Calcaire de Rouvres affleure largement autour des Monts d'Eraines, en particulier près d'Épaney, comme plus au Nord dans la région de Rouvres (feuille Mézidon). Il présente dans ce secteur son épaisseur maximale de l'ordre de 5 m et se biseaute progressivement vers le Sud : en rive droite de la Dives près de la Chapelle et dans la Campagne d'Argentan, le Calcaire de Bon-Mesnil repose directement sur le Calcaire de Caen, disposition que l'on retrouve sur les feuilles Vimoutiers (Ménillet et *al.*, 1994) et Argentan (Ménillet et *al.*, 1987).

Le Calcaire de Rouvres se présente en labours sous forme de plaquettes blanchâtres ou jaunâtres qui se différencient de celles issues du Calcaire de Caen par la présence d'oolites blanches dispersées. L'examen microscopique montre des biopelsparites à biosparites, à oolites dispersées et intraclastes millimétriques, à texture packstone à grainstone. Les bioclastes sont constitués essentiellement d'entroques entourées d'un ciment calcitique syntaxial, et sont accompagnées de débris de bryozoaires, spongiaires, brachiopodes, petits foraminifères. Les oolites blanches dispersées ne dépassent pas en volume 10 à 20 % de la roche.

La formation livre peu de macrofossiles : dans la région de Rouvres ont été récoltées de rares ammonites mal conservées (*Procerites* sp.), accompagnées de brachiopodes (*Acanthothyris*, *Terebratula* sp.), de bivalves (*Entolium*, *Gervillia*), de gastéropodes (*Pleurotomaria*) et de serpules (Rioult et *al.*, 1992).

Le Calcaire de Rouvres, considéré comme un équivalent latéral du Calcaire de Creully (Fily, 1980), est rapporté au Bathonien moyen (zone à *Progracilis*.) (Rioult et *al.*, 1991, 1992).

j3M-j3O. Formation du Calcaire de Bon-Mesnil : calcaires et sables oolitiques ; Faciès d'Olendon : calcaires fins à oncoïdes et pelloïdes (Bathonien moyen) (20-30 m). Cette formation était désignée dans l'ancienne carte Falaise à 1/80 000 sous le nom évocateur d'« oolithe miliaire ». Elle a été redéfinie plus récemment à partir des coupes de la carrière de Bon-Mesnil située au Sud-Est sur la feuille Vimoutiers (Fily, 1980 ; Ménillet et Rioult, 1994). Elle se compose de calcaires blancs oolitiques plus ou moins consolidés pouvant passer à de véritables sables oolitiques, et d'intercalations de calcaires blancs fins à pelloïdes et oncoïdes d'épaisseur et d'extension variables. Particulièrement développé au Nord de la feuille entre Bons-Tassily et Épaney (près du lieu-dit Sur le Mont), le faciès à pelloïdes a été distingué cartographiquement comme faciès d'Olendon,

du nom de la localité située au Nord de la feuille (Mézidon 1/50 000) où il est exposé dans une ancienne carrière (x = 414,05 ; y = 1143,48). Quelques coupes partielles de la formation de Bon-Mesnil sont visibles dans la carrière Desloges en activité près de Saint-Pierre-Canivet (176-2X-0002) et dans plusieurs sablières abandonnées.

Le Calcaire de Bon-Mesnil affleure largement dans la Campagne de Falaise autour des Monts d'Éraines et de la butte de Sur le Mont près de Bons-Tassily ainsi qu'en rive droite de la Dives, avec une épaisseur de 30 m. En Campagne d'Argentan son épaisseur est plus faible (20 m). Il est également présent dans la Campagne de Noron-1' Abbaye.

Le Calcaire de Bon-Mesnil s'est déposé au-dessus de la surface durcie et perforée qui couronne le Calcaire de Rouvres à Saint-Pierre-Canivet. Plus au Sud, aucun affleurement ne montre la discontinuité basale probable au-dessus du Calcaire de Caen exprimée sur la feuille Argentan entre le Calcaire d'Ecouché et le Calcaire de Sarceaux (Kuntz et *al*, 1989).

Une belle surface durcie d'importance régionale ferruginisée (surface de Blainville ; Rioult et Fily, 1975) et perforée de petits terriers millimétriques verticaux portant parfois des huîtres adhérentes, marque partout le sommet de la formation et s'identifie facilement en labours. Cette surface supporte les Caillasses de Blainville ou de la Basse-Ecarde.

Le faciès dominant de la formation est un calcaire oolitique plus ou moins consolidé organisé en bancs d'épaisseur métrique, à litage oblique plan ou faiblement arqué, montrant des sens de progradations variables tantôt vers le Nord-Est (carrière Desloges, les Sablonnières près de Martigny-sur-l'Ante), tantôt vers le Sud (Sainte-Anne-d'Entremont), peut-être perturbés par la présence proche des paléoreliefs (Fily, 1978). On trouve tous les intermédiaires entre de véritables sables oolitiques non consolidés, des oosparites (à oolites généralement très bien classées) et des oosparites à bioclastes et à pelloïdes, à texture de grainstone. La taille des oolites varie de 0,3 à 1 mm. Les bioclastes sont issus d'entrouques, bryozoaires, polypiers, gastéropodes, serpules, brachiopodes. Les intraclastes de calcaire oolitique indiquent de fréquents remaniements intraformationnels. Des intercalations lenticulaires de calcaires blancs très fins apparaissent à tous les niveaux : il s'agit de pelmicrites à oncoïdes dont le faciès est identique au faciès inférieur d'Olendon (voir plus loin). L'accumulation et la compaction de pelloïdes de très petite taille (1/10 mm) confère parfois à ces calcaires un grain sublithographique. Les oncoïdes, d'une taille atteignant 2 cm, sont abondants : ils sont constitués d'encroûtements algaires (girvanelles) autour de débris bioclastiques ou d'intraclastes à oolites.

Il arrive de rencontrer des lentilles de calcaires récifaux à polypiers : un récif d'un développement horizontal de plus de 30 m et vertical de 0,50 m a été mis à jour à la base de la formation dans la tranchée de la nouvelle route Caen-Falaise près de Soulangy (x = 413,20 ; y = 1141,48).

Des silicifications discrètes apparaissent fréquemment à l'examen microscopique. De véritables silix se développent au Nord des Monts d'Eraines. Au sein des faciès oolitiques, des silix gris clair à patine blanchâtre ont préservé la structure initiale de la roche. Ce faciès est ainsi aisément identifiable dans les formations résiduelles issues de l'altération tertiaire.

Le **faciès d'Olendon** (j30) se développe entre Bons-Tassily et Epaney autour du lieu-dit Sur le Mont : dans ce secteur, en limite nord de la carte, le Calcaire de Bon-Mesnil ne montre son faciès oolitique qu'à la base de la formation (10 m environ) et à son sommet (5 m). Entre les deux, on observe un ensemble groupé sous le nom de faciès d'Olendon qui n'avait pas été différencié jusqu'à présent. On y distingue : à la partie inférieure 5 m de calcaires fins d'aspect crayeux à oncoïdes (pelmicrites parfois riches en spicules d'éponges) renfermant d'abondants silix gris clair gélifs ; à la partie supérieure, 10 m d'un calcaire à pelloïdes dont l'aspect évoque le Calcaire de Caen. Dans l'ancienne carrière d'Olendon (feuille Mézidon) ce dernier faciès se présente en une succession de gros bancs massifs d'épaisseur métrique d'une pelsparite bien classée ; les pelloïdes d'une taille de 0,2 mm sont accompagnés d'une fine mouture de débris bioclastiques, de spicules d'éponges, de petits foraminifères (textulariidés) ; la cimentation sparitique préserve par endroits des fantômes de formes cristallines initiales du ciment évoquant des cristaux de gypse (communication orale, J.-R Camuzard).

Le faciès fin à oncoïdes a été également distingué sous le faciès d'Olendon dans la région de Rônai, au Sud de la feuille, où il s'intercale sur plusieurs mètres d'épaisseur au sein des calcaires et sables oolitiques.

A l'Est de Bons-Tassily on trouve en grand nombre, associés dans les formations résiduelles aux silix bien identifiables du Calcaire de Ranville, des accidents siliceux d'un faciès très particulier. De texture poreuse, homogène, ces accidents siliceux ne sont pas connus en place. Ils se présentent en dalles de 15-20 cm d'épaisseur, ou en formes cylindriques et en sphères d'un diamètre pouvant dépasser 30 cm, sonores au marteau, de teinte brun clair. Gênants pour les labours ils sont regroupés par les agriculteurs en limites de parcelles. L'observation en lame mince montre une silicification des pelloïdes et du ciment initial de la roche en quartzines et sphérules de calcédonite. Dans le ciment, la silicification laisse apparaître de très nombreux vides représentant la trace de cristaux bien formés de minéraux évaporitiques (gypse, halite, anhydrite). Ces accidents siliceux, ayant probablement pour origine la silicification précoce de calcaires à ciment de nature partiellement évaporitique, sont probablement à rapprocher des

faciès d'Olendon. Ils ont subi postérieurement une altération au sein de l'argile à silex (légère ferruginisation, silicification partielle des pores par de l'opale). Aucun argument pétrographique ne permet de les rattacher à un éventuel silcrète, contrairement à une hypothèse affirmée récemment (Salimeh, 1990).

Dans son ensemble, le Calcaire de Bon-Mesnil ne livre qu'une rare macrofaune : quelques oursins, polypiers solitaires, lamellibranches (*Entolium*), ainsi que des gastéropodes (nérinées) dans les calcaires fins. Équivalent latéral du Calcaire de Blainville des environs de Caen et du Calcaire de Sarceaux inférieur vers Argentan (Fily, 1980), le Calcaire oolitique de Bon-Mesnil est rapporté à la fin du Bathonien moyen (zone à Morrisi) (Riout et al, 1992).

j3Bl. Formation de la Caillasse de Blainville : calcaires argileux bioclastiques à brachiopodes (*Goniorhynchia boueti arenaemontis*) (Bathonien supérieur) (0-1 m). Ce mince niveau riche en brachiopodes (dont l'espèce caractéristique *Goniorhynchia boueti arenaemontis*) est constitué de calcaires bioclastiques à forte matrice argileuse, de teinte jaune à jaune verdâtre dans les labours. Cette caillasse repose sur la surface durcie et perforée du Calcaire de Bon-Mesnil et supporte le Calcaire de Ranville. Ne dépassant généralement pas 1 m d'épaisseur, parfois absente, elle s'exprime dans la morphologie par un léger replat autour du plateau des Monts d'Éraines ou de la butte de Sur le Mont. En rive droite de la Dives,

elle est difficile à distinguer de la Caillasse de la Basse-Ecarde, du fait de l'amincissement et de la disparition vers le Sud-Est du Calcaire de Ranville qui s'intercale au Nord. Elle disparaît elle-même vers le Sud et se trouve complètement absente de la succession bathonienne de la Campagne d'Argentan.

Fortement bioturbés, d'aspect noduleux, les lits calcaires sont constitués de biomicrites à biopelmicrites à texture packstone. Les faciès les plus grossiers montrent des fragments usés, micritisés, limonitisés, de bryozoaires, entroques, serpules, brachiopodes et spongiaires ainsi que des oncoïdes à noyaux d'intraclastes encroûtés par des girvanelles, ou encore des lithoclastes issus de la formation de Bon-Mesnil sous-jacente. Dans les faciès plus fins, des pelloïdes limonitisés sont associés à des accumulations de spicules d'épongés.

Cette caillasse contient une abondante macrofaune de brachiopodes dont *Eudesia cardium*, *Digonella digona*, *Wattonithyris circumdata* (détermination J.P Garcia) et une rhynchonelle très caractéristique dans les environs des Monts d'Éraines, *Goniorhynchia boueti arenaemontis*, mise en évidence par A. Bigot (1935a, 1935b) et revue par B. Laurin (1984). La Caillasse de Blainville (Fily, 1980) est l'équivalent de la Caillasse d'Aubry-en-Exmes au Sud-Est (feuille Vimoutiers). Elle se situe stratigraphiquement à la base du Bathonien supérieur (zone à Hodsoni).

j3Ra. Formation du Calcaire de Ranville : calcaires bioclastiques à silex (Bathonien supérieur) (0-12 m). Ces calcaires bioclastiques résistants, jaunâtres à brun clair, à litage oblique, se délitent en plaquettes dans lesquelles apparaît une alternance de feuillets fins et grossiers. Ils renferment des lits de silex gris à brunâtres à patine claire. Ces calcaires affleurent

sur la feuille Falaise en rive gauche de la Dives sur les Monts d'Eraines dont ils forment la surface structurale et sur la butte de Sur le Mont où ils ne sont recouverts que par les formations superficielles. L'épaisseur (minimale en

l'absence de formations sus-jacentes) atteint aux Monts d'Eraines une douzaine de mètres. Elle se réduit en rive droite de la Dives : 3 m environ en limite nord de la feuille, à peine plus d'1 m près de Barou-en-Auge. La formation disparaît à partir de cette localité en direction vers le Sud-Est, réapparaissant sur la feuille Vimoutiers sous le faciès du Calcaire de Fel (Ménillet et *al.*, 1994). Vers le Sud, le Calcaire de Ranville n'est plus représenté dans la Campagne d'Argentan.

Le Calcaire de Ranville surmonte la Caillasse de Blainville et montre parfois à sa base quelques graviers centimétriques de grès ordoviciens. Il est couronné par une surface durcie et supporte la Caillasse de la Basse-Ecarde. Les rares affleurements montrent un litage oblique. Sur les Monts d'Eraines, au Sud de Sainte-Anne d'Entremont, des vues aériennes obliques (P. Gigot) ont révélé au cours de l'été 1989 grâce à des anomalies de croissance de la végétation, un ensemble de mégarides arquées progradant vers le Sud-Ouest qui confirme des observations faites dans la même formation dans la région de Caen (Fily, 1978).

L'examen microscopique des calcaires montre des feuillets de biosparites grossières à débris usés, d'une taille moyenne de 1 mm, d'entroques, bryozoaires, radioles d'oursins, serpules et intraclastes ou de biopelsparites à texture grainstone et des biopelmicrites à texture packstone, à petits débris d'entroques, fines coquilles de lamellibranches, spicules d'éponges. Globalement le Calcaire de Ranville présente ici des faciès plus fins que dans sa localité type près de Caen.

Les silex abondants, en dalles de quelques centimètres d'épaisseur, conservent la structure feuilletée des calcaires, et correspondent à la silicification préférentielle de certains lits. Aucun indice ne permet d'interpréter ces silicifications comme des témoins d'une carapace siliceuse (silcrète) plus ou moins démantelée invoquée par H. Salimeh (1990).

La formation n'a pas livré de macrofaune sur la feuille Falaise. Des empreintes de cycadées et de fougères ont été jadis trouvées dans des plaquettes siliceuses des Monts d'Eraines (Vauquelin, 1828). Depuis E. Eudes-Deslongchamps (1864) les calcaires des Monts d'Eraines sont rattachés au Calcaire de Ranville d'âge bathonien supérieur (sous-zone à Waageni) (Fily, 1980).

j3B. Formation de la Caillasse de la Basse-Écarde : calcaires argileux bioclastiques à brachiopodes (*Goniorhynchia boueti boueti*) (Bathonien supérieur) (0-3 m). Un niveau de caillasse à brachiopodes (dont l'espèce caractéristique *Goniorhynchia boueti boueti*), constitué de bancs irréguliers bioturbés de calcaires jaunâtres bioclastiques à matrice argileuse et localement d'argiles grises, repose en rive droite de la Dives au-dessus du Calcaire de Ranville d'épaisseur réduite, ou directement sur la surface terminale durcie et perforée du Calcaire oolitique de Blainville. Dans la Campagne d'Argentan, entre Occagnes et Montabard, ce niveau est représenté par de minces placages discontinus au toit du Calcaire de Bon-Mesnil. Il est partout surmonté par le Calcaire de Langrune.

Aucune coupe sur la feuille Falaise n'a permis de préciser les niveaux constitutifs de cette caillasse, la plus proche se trouvant au Nord de la feuille près de Saint-Pierre-sur-Dives (feuille Mézidon). Les bancs calcaires sont constitués de biomicrites grossières à texture wackestone, à bioclastes ferruginisés, parfois phosphatés, de bryozoaires, entroques, brachiopodes, serpules, gastéropodes. Certains bancs rappellent le faciès des « Marnes blondes » de la feuille Caen (communication orale, G. Fily). Des argiles grises se développent localement sur près de 2 m d'épaisseur à l'Est de Vicquette en limite nord de la feuille. On observe ponctuellement des accumulations d'oncoïdes limonitisés d'un diamètre atteignant 5 mm.

Parmi les brachiopodes, très abondants, on identifie entre autres *Kutchirhynchia obsoleta*, *Digonella digona*, *Dictyothyris coarctata*, *Eudesia cardium*, et surtout la rhynchonelle *Goniorhynchia boueti boueti* (détermination J.P. Garcia) qui caractérise la Caillasse de la Basse-Ecarde d'âge bathonien supérieur (sous-zone à Hollandi) des environs de Caen (Fily, 1980 ; Rioult et al., 1989) et permet la corrélation avec la Caillasse de Chambois de la feuille Vimoutiers (Chevillon, 1964 ; Ménillet et Rioult, 1994) et la Caillasse de Belle-Eau de la feuille Argentan (Kuntz et al., 1989).

j3La. Formation du Calcaire de Langrune : calcaires bioclastiques grossiers à bryozoaires (Bathonien supérieur) (5-10 m). Des calcaires jaunâtres bioclastiques à gros débris de bryozoaires couronnent la série carbonatée bajo-bathonienne de la Campagne de Falaise en rive droite de la Dives et de la Campagne d'Argentan près d'Occagnes. La formation est exposée dans une ancienne carrière située près de la route d'Occagnes à Argentan (x = 423,25 ; y = 1123,65).

D'une épaisseur moyenne de l'ordre de 8 m, cette formation repose sur la Caillasse de Basse-Ecarde et se termine par la discontinuité majeure (Surface de Lion-sur-Mer), au-dessus de laquelle se sont déposées les Marnes de la vallée d'Auge.

Les bancs de 0,2 à 0,5 m d'épaisseur sont mal cimentés à la base de la formation (faluns à bryozoaires), plus indurés au sommet. Un litage oblique montre dans la carrière d'Occagnes un paléocourant dirigé vers le Nord-Est probablement peu représentatif compte tenu de la grande dispersion des observations faites au Sud sur la feuille Argentan (Kuntz et *al.*, 1989). Les faciès varient : les plus fréquents sont des biomicrites à texture packstone à wackestone à gros fragments de bryozoaires et de serpules, des biosparites à entroques, bryozoaires, petits lamellibranches (Occagnes), des biosparites à texture grainstone à fragments usés de bryozoaires, entroques, brachiopodes (Barou-en-Auge). On observe également des faciès plus fins envahis par des pelloïdes (biopelsparites) (Barou-en-Auge, Louvagny), ainsi que des faciès oolitiques (oosparites à bioclastes usés et oolites superficielles) (Louvagny, Occagnes). Dans la partie supérieure généralement très indurée, on peut observer, à l'Est d'Occagnes, une première surface durcie et perforée, environ 1 m sous la surface terminale de Lion-sur-Mer durcie, perforée et ferruginisée.

La macrofaune est constituée de quelques brachiopodes. Les bryozoaires, bien conservés, ont été étudiés près d'Occagnes (Canu, 1898). Les calcaires à bryozoaires de la feuille Falaise se rattachent au Calcaire de Langrune des environs de Caen (Fily, 1980) rapporté au Bathonien supérieur (sommet de la sous-zone à Hollandi) (Riout et *al.*, 1989).

Le Bathonien terminal (sous-zone à Discus), représenté dans les environs de Caen par les Argiles de Lion-sur-Mer, et près d'Argentan par la Caillasse du Moncel n'est pas identifié sur la feuille Falaise ni sur la feuille voisine Vimoutiers, les marnes calloviennes reposant directement sur la Surface de Lion-sur-Mer.

Le Callovien est représenté par les Marnes de la Vallée d'Auge (Dugué, 1989), groupe comprenant quatre formations. Cartographiquement, on a pu distinguer de bas en haut, grâce à l'évolution des faciès reconnue sur le terrain par O. Dugué et à un contrôle biostratigraphique par la faune de brachiopodes : à la base les Marnes d'Escoville, surmontées d'un ensemble regroupant les Marnes d'Argences et les Marnes à *Belemnopsis latesulcatus*, au sommet les Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur-en-Auge (Riout, 1980 ; Riout et Mourdon, 1980).

Ces formations ont des caractères communs qui font du groupe des Marnes de la Vallée d'Auge un ensemble apparemment monotone constitué d'argiles, marnes et calcaires silto-sableux parfois lumachelles. Grises en profondeur, les marnes sont altérées et prennent des teintes jaunâtres près de la surface. Les teneurs en carbonates varient de moins de 20 % dans les faciès argileux à 65 % dans les bancs calcaires. Les argiles, constituées de kaolinite (50 %), d'illite (40 %), d'interstratifiés (10 %), sont peu sableuses. Les bancs carbonatés sableux, d'une épaisseur d'une

vingtaine de centimètres, à limites floues, alternent avec des marnes silteuses. Ce sont des biomicrites sableuses à texture wackestone. Les bioclastes sont constitués de débris de faunes benthiques (brachiopodes, serpules, bryozoaires, quelques polypiers solitaires, échinodermes) accompagnés d'ostracodes, spicules d'éponges et rares foraminifères. Les grains de quartz de petite taille (0,1 mm ou moins) sont abondants dans les alternances marno-calcaires, constituant environ 10 % de la roche. Enfin la pyrite est omniprésente en petits granules dans les argiles, remplissant les micropores et imprégnant les bioclastes des calcaires.

j4E. Formation des Marnes d'Escoville : argiles, marnes et calcaires sableux gris à brachiopodes (Callovien inférieur) (30-40 m). Cette formation affleure largement dans le glacis de la butte de Vaudeloges en rive droite de la Dives ainsi qu'au revers sud du plateau de Gouffern, n'apparaissant au revers nord de ce dernier que de façon sporadique le long de la faille de Montabard. Les Marnes d'Escoville débutent, au-dessus de la Surface de Lion, par quelques mètres d'argiles onctueuses très peu sableuses renfermant une faunule de petites huîtres (*Gryphaea*) et une microfaune d'ostracodes. Sur la feuille voisine de Vimoutiers, ces argiles ont livré une faune de la zone à *Macrocephalus*, base du Callovien inférieur (Chevillon, 1964 ; Ménillet et Rioult, 1994). Elles ont été exploitées près de Louvagny et de Barou-en-Auge au Nord de la feuille et près de Sévigny au Sud pour la fabrication de tuiles. Les argiles passent vers le haut à un ensemble à dominante marneuse d'où ressortent des bancs de calcaires sableux de plus en plus nombreux à la partie supérieure. Ces bancs livrent une faune de brachiopodes bien conservés parmi lesquels : *Ornithella* sp., *Lotharingella leedsi*, *Dorsoplicathyris dorsoplicata*, *Septaliphoria mourdoni*, *Torquirhynchia torquata*, indiquant la sous-zone à Koenigi du Callovien inférieur (détermination J.P. Garcia). Elles sont l'équivalent des « Marnes à brachiopodes de la forêt de Gouffern » de la feuille Vimoutiers (Ménillet et Rioult, 1994).

J4A. Formations des Marnes d'Argences et des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* : argiles et marnes grises (Callovien inférieur à moyen) (7-8 m). Un léger replat morphologique et des sols argileux mal drainés trahissent une récurrence d'argiles collantes correspondant aux Marnes d'Argences, formation de faible épaisseur (2 à 3 m) couronnée à l'Est de Caen par un banc calcaire (« grugeon ») non observé ici. Au-dessus apparaissent des marnes sableuses (5 m) à *Pholadomya* et *Liostrea*, que le faciès permet de rattacher à la Formation des Marnes à *Belemnopsis latesulcatus* (O. Dugué, communication orale).

j4Cr. Formation des Marnes sableuses et Calcaires de Crèvecœur-en-Auge : marnes et calcaires sableux gris à brachiopodes (Callovien moyen) (plus de 8 m). Une alternance marnocalcaire arme le

sommet de la butte de Vaudeloges : les bancs calcaires sableux lumachel-
liques renferment une abondante faune de brachiopodes écrasés par la com-
paction (ce qui s'observe rarement dans les marnes d'Escoville sous-jacentes)
parmi lesquels : *Septaliphoria orbignyana*, *Ornithella* sp., *Ivanoviella*
oxoniensis, *Ornithella umbonella* (détermination J.P. Garcia) caractérisant
la zone à Coronatum (Callovien moyen).

Crétacé

n6-c1. **Formation de la Glauconie de base : argiles noires et glauconitites (Albien supérieur-Cénomanién)** (environ 15 m). La Glauconie de base du Crétacé est présente sur le pourtour du Plateau de Gouffern sous la cuesta cénomaniénne. Généralement fluée sur les versants, emportant avec elle des paquets de la cuesta décomprimée et des argiles à silex sus-jacentes et ne montrant nulle part à l'affleurement ses limites inférieures et supérieures, elle est difficile à cartographier avec précision. Elle repose directement sur les Marnes d'Escoville (la discordance cartographique Jurassique-Crétacé est évoquée dans le chapitre : Évolution tectono-métamorphique).

L'épandage de sables et graviers usés de quartz qui jalonne épisodiquement le contact basai n'a pas été rencontré ici avec certitude. On note, à la partie inférieure, la présence de quelques mètres d'argiles presque noires, sableuses, micacées et glauconieuses. Au-dessus se développe une glauconitite légèrement sableuse à passées argileuses : un sondage à la tarière effectué près du cimetière de Montabard (176-8X-0018) a traversé, sous les gaizes cénomaniennes, plus de 10 m de glauconitite sans atteindre la base, le sondage ayant dû être interrompu à la suite de venues d'eau trop importantes.

La formation, peu fossilifère, ne livre que de rares débris d'huîtres, bryozoaires, serpules. Dans le contexte régional la Glauconie de base est rapportée à l'Albien supérieur-Cénomanién inférieur (Juignet, 1974, 1980).

c1. **Formation de la Craie glauconieuse : gaizes jaunâtres poreuses (Cénomanién inférieur)** (au moins 15 m). Seule la base de la formation apparaît, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, formant une petite cuesta continue autour du plateau de Gouffern. Elle repose sur la Glauconie de base : le sondage du cimetière de Montabard montre, en superposition nette au-dessus des glauconitites, 6 m d'une alternance d'argiles jaunes ou gris clair légèrement micacées et de bancs de gaize légèrement glauconieuse. Au-dessus se développent des gaizes massives peu glauconieuses en gros bancs mal définis, de teinte blanchâtre dans les coupes fraîches, jaune à verdâtre en altération. Très légères, complètement décarbonatées, elles montrent

une trame silto-sableuse très fine imprégnée d'opale et riche en spicules d'éponges. On trouve une rare macrofaune de bivalves (*Inoceramus* sp.) et gastéropodes (*Pleurotomaria* sp.). Des lits irréguliers de silex gris, absents dans les dix premiers mètres de la formation, apparaissent ensuite à la limite du recouvrement par l'argile à silex. Dans cette dernière, les silex d'allure rognonneuse, de teinte grise, blonde ou rougeâtre, d'une taille atteignant 50 cm, livrent des empreintes d'oursins (*Holaster* cf. *nodulosus* probable, détermination M. Fouray). Les gaizes du plateau de Gouffern constituent la base de la formation de la Craie glauconieuse (Juignet, 1974, 1980), d'âge cénoomanien inférieur, dont la puissance totale atteint 50 m sur la feuille voisine Vimoutiers.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET CÉNOZOÏQUE

Éocène

e6. Blocs épars de la Formation des Grès à Sabals (Bartonien probable). On a indiqué sur la carte l'emplacement de quelques blocs de taille métrique dispersés sur la couverture d'argiles à silex du plateau de Gouffern au Sud-Est de la feuille. Des blocs plus petits, dispersés parmi les silex, sont fréquents tant à la surface du plateau que dans les coulées de solifluxion présentes à sa périphérie.

Ces blocs de teinte grisâtre, denses, d'une extrême dureté, présentent des formes irrégulières avec des arêtes arrondies et des faces lustrées. L'examen au microscope montre une fraction sableuse composite : des grains de quartz subanguleux de 0,2 à 0,5 mm, des gros grains de quartz arrondis d'un diamètre égal ou supérieur à 2 mm, des esquilles de silex et quelques débris silicifiés et remaniés de lamellibranches. La matrice est d'origine clairement pédogénétique : elle est composée d'une poussière de très fins grains de quartz, d'oxydes de manganèse et de titane présents sous forme de liserés autour des grains et de produits d'illuviation (argilanes, ferranes). Les oxyhydroxydes de fer participent de la corrosion des grains de quartz. L'origine pédogénétique est confirmée par la présence de cavités de dissolution remplies de silanes et d'argilanes et de quelques trous de radicules à franges oxydées. L'ensemble est cimenté par de l'opale (communication orale, J.P. Camuzard).

Ce faciès est identique à celui de nombreux témoins de grès silicifiés présents sur les feuilles voisines et considérés comme appartenant à la formation des Grès à Sabals (du nom d'empreintes de palmiers : *Sabalites andegavensis*) issus de la silicification pédogénétique d'épandages sableux. Dans le fossé de Fyé, au Sud d'Alençon (feuille Fresnay-sur-Sarthe), ces épandages s'intercalent entre des sédiments laguno-lacustres rapportés au

Bartonien (Juignet et *al.*, 1984). Ils forment sur la feuille Argentan les Grès de Bois l'Evêque (Kuntz et *al.*, 1989). Au Nord-Ouest de la feuille Falaise, le même faciès est connu sous le nom de Grès du Cinglais (feuille Villers-Bocage) : il n'a pas été identifié sur l'argile à silex de la partie du plateau du Cinglais comprise dans la feuille Falaise.

L'utilisation d'une dalle de Grès à Sabals d'une vingtaine de tonnes comme table de couverture du dolmen de la Pierre-Levée à Fontaines-Bassets, juste au-delà de la limite de la feuille en rive droite de la Dives ($x = 428,50$; $y = 1130,94$) intrigue les archéologues : comment s'est effectué le franchissement de la Dives entre le plateau de Gouffern, seul gisement proche envisageable, et sa position actuelle ?

Formations résiduelles

Les formations résiduelles issues de la décalcification des séries carbonatées jurassique et crétacée sont très largement représentées sur la feuille Falaise. Le choix a été fait de ne pas distinguer cartographiquement les formations résiduelles autochtones de celles qui sont remaniées, même sur des versants à pentes très faibles, en raison des difficultés rencontrées dans certains cas pour en fixer les limites.

Rj. Jurassique résiduel, en place ou soliflué sur les versants : argiles, argiles à silex rougeâtres. Les formations résiduelles issues du Jurassique occupent de larges étendues dans toute la partie nord-ouest de la carte (plateau du Cinglais et son prolongement méridional) et au Sud (Commeaux). On trouve aussi des témoins isolés au Nord près de Bons-Tassily et au Sud-Ouest près de Rabodanges (les Rouges Terres).

Ces formations résiduelles sont issues de l'altération de terrains jurassiques allant du Lias au Bathonien moyen et présentent de ce fait des faciès variés.

Les formations autochtones montrent des silex emballés dans une matrice argileuse à argilo-silteuse dont les teintes dominantes vont du jaune à l'ocre rouille. La succession jurassique est préservée au sein des profils d'altération. Ainsi deux sondages de reconnaissance à la tarière effectués sur le plateau du Cinglais à l'Ouest de Saint-Germain-Langot (176-1X-0036) et plus au Sud près des Loges-Saulces (176-1X-0035) (voir le tableau 4, chapitre Documentation complémentaire, hors texte) ont montré de bas en haut au-dessus du socle paléozoïque altéré : d'abord environ 2 m d'argiles rouges renfermant à la base des galets usés et des restes d'entroques issues du Pliensbachien (Calcaire à bélemnites) puis des fantômes d'oolites ferrugineuses et d'ammonites, reliques du Toarcien (Calcaires et marnes à ammonites) et

enfin des graviers et galets phosphatés issus du Bajocien (base du Calcaire de Fresné-la-Mère) ; au-dessus, plus de 5 m d'argiles rougeâtres à silex altérés, rubéfiés et partiellement désilicifiés représentent les résidus de décalcification et d'altération du Bajo-Bathonien (Calcaire de Fresné-la-Mère et/ou du Calcaire de Caen).

Dans les formations solifluées, les matrices, moins argileuses, incorporent souvent des fractions limoneuses et, à côté des silex, on trouve des galets usés de quartz et de quartzites remaniés (à partir de dépôts crétacés ou cénozoïques, voire d'alluvions résiduelles ?).

Un des exemples les plus nets des différents faciès engendrés par les positions variées des formations résiduelles se situe autour de la commune de Ri. Au Sud, l'élément de plateau qui culmine à 208 m est couvert d'une argile à silex autochtone dérivant du Calcaire de Caen. A l'Est et au Nord de Ri un autre placage, visiblement déplacé, se situe sur un glacis légèrement en contrebas du plateau et contient des galets usés de quartz et de quartzites. Enfin, au Nord-Est du précédent, un troisième placage constitué de silex brisés, dans une matrice sablo-limoneuse, représente le faciès souvent appelé « bief à silex », qui peut se réduire à un mince pavage. La granulométrie de la matrice résulte de la perte au cours du transport de la fraction argileuse et de l'adjonction d'une fraction limoneuse provenant du lœss.

L'analyse diffractométrique de la fraction inférieure à 2 µm d'un échantillon prélevé en sondage dans l'argile à silex autochtone à l'Ouest de Saint-Germain-Langot révèle la composition minéralogique caractéristique suivante : 75 % de kaolinite, 15 % d'interstratifiés gonflants et 10 % d'illite. Les remaniements s'accompagnent classiquement d'une diminution de la part de kaolinite au profit des smectites.

Rc. Crétacé supérieur résiduel, en place ou soliflué sur les versants : argiles à silex jaunâtres. Les formations résiduelles issues du Crétacé sont localisées dans le quart sud-est de la feuille. Le placage principal constitue la couverture du plateau de Gouffern, au SSE de Montabard. Des affleurements beaucoup plus réduits existent au Nord-Est d'Occagnes.

Le Cénomaniens (Craie glauconieuse) est à l'origine de l'essentiel des argiles à silex issues du Crétacé. Celles-ci montrent le plus souvent des silex gris à rougeâtres à cortex et noyau bien individualisés, emballés dans une matrice argileuse à argilo-sableuse de teintes variées allant de l'ocre-rouille au jaune verdâtre. Les blocs dispersés de grès silicifiés cénozoïques sont présents au sommet de la formation. L'épaisseur, très irrégulière, en moyenne de 3 à 4 m, peut dépasser 10 m dans les poches de dissolution.

Le plateau de Gouffern est essentiellement constitué d'argiles à silex autochtones. Les petits placages présents au Sud, vers Occagnes, en position de glacis sur le Calcaire de Langrune, sont clairement allochtones ; les silex très altérés y sont associés à des galets centimétriques, usés, de quartz et de quartzites provenant peut-être du remaniement de la base du Crétacé.

Altérites

*A*c. **Altérites de la granodiorite d'Athis.** La partie du massif granodioritique d'Athis figurée sur la feuille est en grande partie dépourvue d'arènes. Seuls quelques espaces sur les communes de Saint-Aubert-sur-Orne et Rabodanges sont pourvus d'une couverture non négligeable. Des travaux, à Saint-Aubert-sur-Orne, ont traversé la granodiorite arénisée sur 5 m de profondeur au Mesnil-Haut et 8 m à la Trousserie. D'après J. Vérague (1973) qui a étudié des sites voisins, la texture des 2 à 3 premiers mètres à partir de la surface est gravelo-sableuse : 40 à 50 % de granules et graviers, 35 à 50 % de sables, 5 à 13 % de fraction inférieure à 20 μm . Elle est plus grossière en profondeur où les agrégats issus de la roche ont été moins subdivisés par l'altération physico-chimique. La fraction argileuse est constituée de kaolinite dominante, d'interstratifiés et d'illite, de gibbsite, la smectite apparaissant souvent en profondeur. Selon J. Vérague, la présence de kaolinite et de gibbsite dans ces arènes rubéfiées caractérise des paléoaltérations qui ont pu régner à diverses époques, dès l'installation de la surface post-varisque jusqu'au Pliocène.

*A*b2. **Altérites des formations briovériennes.** Un manteau d'altérites en place se substitue aux formations briovériennes sur de larges zones de replats des environs de Bazoches-au-Houlme ainsi que près du Détroit. Leur épaisseur atteint plusieurs mètres. Il peut s'agir en partie de paléoaltérites antéjurassiques.

Elles présentent généralement l'aspect d'un limon compact argileux, de teinte grise à nuances verdâtres ou ocre, voire presque blanche quand elles sont hydromorphes. Leur teinte grise et leur nature plus argileuse aide à les différencier en surface des placages lœssiques. Dans les zones où l'altération est moins poussée elles renferment des petites plaquettes de siltites et, plus rarement, des débris jaunâtres altérés de grauwackes.

A l'Ouest de Bazoches-au-Houlme, ces altérites, épaisses de plusieurs mètres, se situent cartographiquement sous la série jurassique non altérée de la butte-témoin. Elles renferment un grand nombre de nodules ferrugineux sphériques, d'un diamètre qui peut atteindre 5 cm, constitués d'une association hématite-goethite. Cette disposition géométrique, ainsi que la nécessité de conditions climatiques chaudes pour la formation de l'hématite incitent à penser qu'on est là en présence d'une couverture de paléoaltérites anté-

jurassiques développées sur la surface post-varisque. Ceci n'exclut pas les processus d'altération plus récents qui peuvent se poursuivre dans l'époque actuelle.

Non cartographiables en raison de la rareté des observations de surface, des altérites se développent sur les formations paléozoïques, comme par exemple les Schistes d'Urville et les Grès de May du Bois de Feuillet à l'Ouest de Bailleul ; elles livrent en surface des sols très argileux.

Formations superficielles consolidées

*F*1,2. **Ferricrètes et accumulations ferromanganiques** (indication ponctuelle). La carte montre : d'une part des lambeaux d'un ferricrète ancien en blocs dispersés au sommet des formations résiduelles au Nord de Rabodanges (butte 242), quelques fragments de croûtes ferrugineuses comparables s'observant également dans l'argile à silex à l'Est de Rônai ; d'autre part des accumulations ferromanganiques récentes à faciès de « grison » du Perche observables en de nombreux points de la carte.

- **1. Ferricrète de Rabodanges.** Au-dessus des conglomérats fluviaux du Trias et de quelques mètres d'argiles résiduelles jaunes ou rougeâtres, on observe, au sommet de la butte 242 (les Rouges Terres), de nombreuses grosses dalles volumineuses extraites des champs, dépassant 20 cm d'épaisseur, provenant d'une croûte ferrugineuse et siliceuse de teinte jaune à brun foncé. Cette croûte s'est formée aux dépens d'un sable oolitique qui, dans le contexte stratigraphique local, désigne très clairement la formation du Calcaire de Bon-Mesnil. L'examen microscopique révèle trois stades d'évolution du ferricrète : d'abord une ferruginisation autour des oolites, de nature surtout goethitique et un peu hématitique, suivie d'une phase de silicification sous nappe (absence de silanes) de quartzines et petits quartz bipyramidés, enfin une dissolution partielle de certaines oolites. Dans les dalles les plus claires la silicification suit une ferruginisation plus discrète. Ce ferricrète silicifié représente le produit démantelé d'une croûte pédogénétique développée en période chaude, probablement paléogène ; il témoigne de la présence du Calcaire de Bon-Mesnil à l'affleurement avant les processus d'altération de la couverture jurassique.

Des fragments de ferricrète, observés près de Rônai, se trouvent éparpillés au sein de l'argile à silex reposant sur le Calcaire de Caen.

- **2. Accumulations ferromanganiques de type « grison » du Perche.** En de nombreux points de la carte, on observe des accumulations ferromanganiques à la base des sols, au contact avec diverses formations imperméables : altérites du Briovérien ou du Paléozoïque, argiles du

Trias, argiles à silex. Ces accumulations vont des petits nodules isolés fréquents dans l'argile à silex (« grains de plomb ») à des croûtes, d'une épaisseur de quelques centimètres à près d'un mètre, constituées d'un agglomérat de fragments de roches (grès, silex) et d'une matrice limoneuse ou sableuse plus ou moins indurée par un ciment brun à noirâtre terne de goethite et d'oxydes et hydroxydes de manganèse. Les croûtes peuvent gêner considérablement les labours (Les Loges-Saulces, Bailleul). Ces ferruginisations sont probablement récentes ou actuelles.

S? **Silcrètes** (indication ponctuelle). De très nombreux blocs silicifiés de toutes tailles, d'aspect massif ou vacuolaire (évoquant des meulière), de couleur grise ou rougeâtre, apparaissent disséminés autour de Pierrepont. Ces silicifications, observées en place uniquement grâce aux forages de recherche d'eau effectués au Sud du village, sont généralement regroupés dans les limites de parcelles et utilisés dans la construction des habitations. L'origine est encore énigmatique.

Pierrepont se situe au fond d'une dépression creusée dans les Schistes et Calcaires du Cambrien, affectés par une tectonique complexe qui se manifeste notamment par une virgation nord-sud locale des structures varisques, probablement en relation avec la terminaison occidentale de l'écaille de granodiorite de Quinefougère. On identifie en surface des formations superficielles : un peu d'argile à silex probablement solifluée au Nord du village, des loess et des colluvions. Cinq forages ont été réalisés pour la recherche d'eau (176-1X-0029 à 0033) atteignant une profondeur de 91 m. Ils montrent que l'axe du vallon est comblé par une épaisse couche, jusqu'à 15m d'épaisseur, de dépôts de solifluxion, (limons argileux, silex). Ces dépôts recouvrent une couche siliceuse rouge très dense lenticulaire atteignant 4 m d'épaisseur, ou directement la formation cambrienne des Schistes et Calcaires, silicifiée sur une dizaine de mètres d'épaisseur, partiellement karstifiée et altérée jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur sous la surface. Des siltites et des calcaires gris massifs forment le substratum sain.

L'analyse de blocs en surface montre que la croûte siliceuse s'est développée au dépens des Schistes et Calcaires cambriens : la silicification épigénèse totalement les carbonates, préservant des reliques du matériel silteux (phyllites, grains de quartz). Au niveau du matériel silteux on peut observer grâce à l'examen microscopique une évolution en plusieurs étapes (J.P. Camuzard, communication orale) : la première étape est une altération avec argilisation (kaolinite), déstructuration et ferruginisation (hématite) (certains blocs présentent des traces indubitables de racines et de radicelles prouvant l'origine pédologique de l'altération) ; la seconde est une silicification sous la forme de quartz-quartzines scellant l'ensemble des éléments issus de la précédente (des coiffes siliceuses sont parfois observables et

confirment le processus pédogénétique) ; la troisième étape est une désilicification partielle avec dépôts ferromanganiques.

Les blocs silicifiés de Pierpont pourraient donc être considérés, à titre d'hypothèse, comme les témoins d'un silcrète (Salimeh, 1990), probablement en relation avec les processus d'altération tertiaires, localisé sur des accidents de socle susceptibles de favoriser le nourrissage par la silice.

On a également signalé, avec le même symbole, la présence sur le rebord du plateau de Gouffern de deux grosses dalles plurimétriques très compactes d'un conglomérat de silex consolidé par une croûte siliceuse rougeâtre qui rappelle le faciès des « perrons du Perche ».

Formations éoliennes

CE. Lœss weichséliens. La large couverture lœssique de la Campagne de Caen se poursuit au Sud dans la région de Falaise. Les lœss sont surtout abondants en couverture des calcaires jurassiques des Campagnes de Falaise, de Noron-l'Abbaye et d'Argentan. Des placages plus réduits recouvrent les versants exposés à l'Est et au Nord de la vallée de la Dives ou de ses affluents de rive gauche. On les trouve également au-dessus du Briovérien près de Bazoches-au-Houlme, ainsi que dans les dépressions de la Zone bocaine. Leur épaisseur atteint 2 à 4 m sur les plateaux, et dépasse ponctuellement 5 m sur les versants.

Les lœss d'Ussy sont les mieux connus grâce aux coupes d'une ancienne exploitation pour la briquetterie (Coutard et *al*, 1969, 1970b). Un placage, atteignant 3,25 m d'épaisseur, de limons et de lœss à gros doublets repose par l'intermédiaire d'un pavage de fragments de silex au-dessus des calcaires bathoniens. Les 60 premiers centimètres sont soliflués (limons argileux). Au-dessus se trouve le lœss proprement dit renfermant un sol hydromorphe vers 2,3 m de profondeur et un petit cailloutis vers 1,9 m. La médiane varie de 20 à 25 μ m. La partie supérieure a été argilifiée par le développement du sol brun lessivé de surface. La proportion des ubiquistes parmi les minéraux lourds, 47 %, est supérieure à celle connue dans les lœss carbonatés de la Campagne de Caen ; la teneur en grenat-épidote-hornblende est nettement plus faible, 39 % contre 60 à 75 % dans les lœss carbonatés. La composition minéralogique des lœss de la région de Falaise est donc probablement influencée par la présence du socle armoricain et du Trias.

La smectite domine dans la fraction argileuse des lœss, de 5 à 50 %, l'illite et la kaolinite viennent en seconde position, autour de 20 % pour chacune d'elles. Les interstratifiés sont peu abondants, 5 à 10 %.

Reposant souvent sur un substrat imperméable favorable à la formation de tables d'eau (argiles à silex, socle paléozoïque), la couverture lœssique est presque partout décarbonatée ; seuls quelques placages le long de la Dives font exception et sont encore carbonatés dans leur partie basale. Leur médiane y est un peu plus forte, 30 à 35 μm .

Les lœss de la feuille Falaise appartiennent à la couverture lœssique weichsélienne de la Campagne de Caen. Seules des bonnes coupes permettraient d'identifier localement, sous les lœss weichséliens, des témoins isolés et non cartographiables de lœss plus anciens, comme les lœss saaliens signalés sur la feuille Mézidon près de Condé-sur-If (Deroin et *al.*, 1999b).

Formations périglaciaires de versant

SH. Heads. Matériaux issus de la gélifraction des roches et mis en place par solifluxion en raison de l'abondance de la matrice limono-argileuse, les heads sont peu figurés sur la carte, car généralement difficiles à mettre en évidence à partir des observations de surface. On les observe en rive droite de l'Orne près de Ménil-Hermei : sur une épaisseur de 5 à 6 m, des blocs hétérométriques centimétriques à décimétriques de cornéennes sont emballés dans une matrice fine argilo-limono-sableuse qui constitue environ 35 % du head. Un sondage de reconnaissance à la tarière a recoupé, près de Nécy (Le Vey), un head de plus de 5 m d'épaisseur alimenté par le Grès de May. Bien que non représentés, des heads moins épais existent sur les versants calcaires, par exemple autour des Monts d'Eraines.

SG. Grèzes. Des dépôts de grèze litée issus de la gélifraction des calcaires et mis en place par ruissellement et gélifluxion ont été observés à la faveur de travaux de particuliers à Damblainville, Petit-Coulbœuf, Fresné-la-Mère ainsi qu'à la Chapelle, où ils montrent une faible épaisseur et ne sont pas partout cartographiables à partir des observations de surface. Ces dépôts comblent des paléovallons à Norrey-en-Auge (2,5 m d'épaisseur) et à Villy-lez-Falaise (de 2,5 à 4,5 m d'épaisseur) : exploités en sablières aujourd'hui comblées, ils ont pu faire l'objet de descriptions détaillées (Dionnet, 1960 ; Legras, 1966 ; Coutard et *al.*, 1970a). Les granoclasses, allant du gravier au sable ou du gravier aux granules, sont bien exprimés. En raison de l'abondance des sables, la médiane de ces dépôts est faible : 0,5 à 3 mm selon les lits. Les éléments supérieurs à 15 mm, quasi inexistant à Norrey, ne représentent que 7 à 8 % du matériau à Villy-lez-Falaise.

A Norrey-en-Auge, les grèzes présentent des conditions de gisement particulières : constituées pour l'essentiel de fragments de calcaires oolitiques et d'oolites issus du Calcaire de Bon-Mesnil, elles ont été en partie reprises sous forme de grèzes alluviales ; or certaines recouvrent jusqu'aux argiles

des avant-buttes calloviennes, topographiquement plus élevées que le Calcaire de Bon-Mesnil : une alimentation par soufflage des sables oolitiques exposés en rive droite de la Dives doit donc être invoquée.

S. Dépôts de solifluxion. Ils sont très variés dans leur composition. Leur épaisseur atteint et dépasse même 3 m. Les dépôts les plus importants tapissent les versants et les dépressions de la Zone bocaine au pied des barres de grès, et sont constitués d'un mélange de gélifracfs dans une matrice sablo-argileuse ou limono-argileuse. Dans le quart sud-ouest de la feuille, des dépôts plus réduits constitués d'un amalgame de sables, argiles et de galets remaniés cernent des placages résiduels de Trias et de Lias. Près de Montabard des dépôts soliflués mélangeant des argiles à silex, des blocs isolés de grès tertiaires, des blocs émoussés de calcaires bajo-bathoniens, des limons, des argiles calloviennes et des glauconitites crétacées s'organisent en coulées. Les morphologies de glissement attestent de leur activité très récente.

En dehors d'affleurements francs (rares), il n'est généralement pas possible de distinguer cartographiquement le Trias en place et le Trias soliflué. En plusieurs points, des sondages de reconnaissance ont montré l'extrême facilité avec laquelle cette formation à dominante argileuse peut se remobiliser sur des pentes très faibles : ainsi au revers nord du Bois du Roi (Saint-Pierre-Canivet) ($x = 412,00$; $y = 1137,53$) peut-on observer au-dessus des Schistes de Gouvix 5,4 m d'argiles bariolées et graviers du Trias, surmontés par 5,1 m du même faciès, mais comportant à la base un mince niveau à débris de silex jurassiques attestant du remaniement par solifluxion de toute la partie supérieure.

E. Éboulis. Des éboulis dérivant des cornéennes par gélifraction et gravité peuvent être observés localement en rive droite de la vallée de l'Orne près de Ménil-Hermei.

Formations fluviales et dépôts de fond de vallon

Sur la feuille Falaise, un système fluvial de terrasses étagées est bien préservé dans la vallée de la Dives. Dans les autres vallées (Orne, Laizon) les témoins sont rares et dispersés. Le système de la Dives, qui se prolonge au Nord sur la feuille Mézidon (Deroin *et al.*, 1999a), a été étudié récemment par A. Houari (1994).

Les différentes nappes alluviales ont été distinguées grâce à la reconstitution des profils en long. La chronologie relative proposée ici est établie, selon l'usage régional (Pellerin, 1967), à partir des altitudes relatives, des types de sols développés sur ces nappes et du degré d'altération des éléments constitutifs.

RF. Alluvions résiduelles du Pléistocène ancien. Des alluvions résiduelles de faible épaisseur (de l'ordre de 1 m) ont été mises en évidence au cours des levés de la feuille sur la butte de Vaudeloges en rive droite de la Dives. Elles se situent à une altitude de 122 m soit environ 80 m au-dessus du fond de vallée de la Dives et une cinquantaine de mètres en contrebas du plateau d'Auge situé à l'Est (feuilles Vimoutiers et Livarot). Le matériau est un cailloutis formé à 95 % de silex émoussés issus du Crétacé et de silex jaspés à calcédoine et hématite. Les graviers arrondis, de 0,5 à 3 cm de longueur, de quartz et plus rarement de quartzites constituant les 5 % restants pourraient être issus du remaniement de la base du Crétacé ou d'épandages détritiques tertiaires. Même si, compte tenu de son isolement, le témoin de Vaudeloges est difficile à identifier en toute rigueur comme appartenant à une nappe alluviale *sensu stricto* ou à un dépôt latéral de glaciais, il marque le stade le plus ancien connu actuellement du système d'étagement des terrasses alluviales de la Dives, stade qu'on peut rapporter, sans plus de précision, au Pléistocène ancien.

Fw. Alluvions du Pléistocène moyen (Elstérien probable). Ces alluvions s'étendent en placages allongés, légèrement en dessous des sommets de plusieurs interfluves, au Sud de l'Ante (Blocqueville-les-Quatre-Barrières) et du Traîne-Feuille (Cantepie-Fresné-la-Mère) ainsi qu'entre la Gironde et la Filaine (Jupigny-Fourches). Quelques autres témoins subsistent le long de la Dives entre Crocy et Beaumais. Tous ces placages d'épaisseur variable, 1 à 2,5 m, sont situés à environ 20 m au-dessus des fonds actuels des vallées. L'essentiel du matériau est constitué de galets de grès ordoviciens et, secondairement, de quartz, vraisemblablement remaniés du Trias. Des galets de calcaires jurassiques sont localement présents à la base des nappes. Les galets ont une taille moyenne de 3 à 10 cm et les blocs de 15 à 30 cm ne sont pas rares. L'existence de blocs de grande dimension suggère une influence des processus glaciels lors de la mise en place des nappes. Les alluvions elstériennes ont subi une altération marquée comme l'indiquent quelques témoins de sols rubéfiés près de Cantepie et des Quatre-Barrières. La migration des carbonates en profondeur est à l'origine de la formation de calcrètes parfois très durs ; on en trouve des blocs démantelés par les labours à l'Ouest du lieu-dit le Hameau au Sud-Est de Damblainville.

Il est facile, en dépit de la mise en garde formulée dès 1828 par A. de Caumont, de confondre ces placages alluviaux et les conglomérats fluviaux du Trias. Près de Nécy, des placages conglomératiques ont été rapportés à des alluvions anciennes quaternaires dans l'ancienne feuille Falaise à 1/80 000, attribution reprise par H. Elhaï (1963) puis récemment par H. Salimeh (1990). Ces placages sont rapportés dans la présente édition au Trias. En effet, on ne les voit reposer nulle part sur le Jurassique, pourtant présent à proximité ; la cartographie montre au contraire clairement leur position stratigraphique sous des calcaires bajociens. Par ailleurs ils ne renferment,

tant en surface que dans les sondages de reconnaissance, aucun élément indiquant un quelconque remaniement des formations mésozoïques, fait d'ailleurs noté par H. Elhaï. Il convient donc de souligner cette correction d'une confusion à l'origine de l'hypothèse, récurrente depuis R. Musset (1960), d'un cours ancien de l'Orne rejoignant la Dives au niveau du « col de Nécy ».

Fxa-Fxb. Alluvions du Pléistocène moyen (Saalien probable). Deux terrasses, bien exprimées dans la vallée de la Dives à Morteaux-Coulbœuf et Bernières-d'Ailly, portent des alluvions brunifiées à leur sommet. Deux autres témoins isolés subsistent, l'un dans un méandre de l'Orne, l'autre en rive gauche du Laizon à la Forge (Bons-Tassily). A Morteaux-Coulbœuf, les substrats des nappes Fxa et Fxb sont respectivement à 10 m et 5 m au-dessus de celui de la nappe de fond, l'épaisseur atteignant 3,5 m environ. Le matériau de ces nappes est carbonaté, très sableux, issu en grande partie du remaniement des sables oolitiques du Calcaire de Bon-Mesnil. Les galets sont constitués de calcaires à 85-90 %, le reste étant constitué de grès et de quartzites gris et rougeâtres paléozoïques peut-être issus du remaniement du Trias qui livrent les plus gros éléments, atteignant 10-15 cm.

Fz/Fy. Alluvions holocènes (Fz) recouvrant généralement les alluvions weichséliennes de la nappe de fond (Fy). Les alluvions graveleuses weichséliennes constituent les nappes de fond des vallées et des vallons masquées sous les dépôts holocènes. L'épaisseur varie entre 0,5 et 1 m dans les vallons secondaires. Elle est plus importante dans les vallées principales, Orne et Dives : on observe une épaisseur de 2 à 2,5 m à Vicques et à Ommoy. Dans la vallée de la Dives le matériau est fortement sablo-graveleux, la fraction supérieure à 2 cm ne représentant que 30 % du total. Les éléments grossiers sont plus abondants vers la base de la nappe. Les éléments calcaires dominent ; les galets de grès paléozoïques et de quartz sont moins fréquents.

Les alluvions holocènes sont fines, silto-sableuses ou silto-argileuses, de teinte grise à brunâtre et renferment fréquemment dans les vallées principales des horizons riches en matière organique et des niveaux tourbeux généralement peu épais. Elles sont plus sableuses dans les petites vallées en provenance du socle de la Zone bocaine. Dans la vallée de la Dives les variations d'épaisseur sont importantes : autour de 2 m à Vicques, 5 m localement près d'Ommoy.

Tz. Dépôts tourbeux de fond de vallée (indication ponctuelle). Un sondage de reconnaissance réalisé dans les alluvions de la Dives au Nord d'Ommoy (176-8X-0017) a rencontré, sous 4 m d'alluvions fines holocènes, une couche de tourbe d'un mètre d'épaisseur surmontant directement la nappe de fond weichsélienne. Des dépôts tourbeux ont été observés au sein des alluvions holocènes de la Baize à l'Ouest d'Habloville, de

l'Houay près de Brévaux, du Laizon à l'Est de Villers-Canivet. En amont des gorges du Meillon des dépôts de tourbe occupent le fond du lit de la rivière dans une zone encore marécageuse.

C. Colluvions de bas de versant, de fond de vallon et de vallées secondaires. Ces colluvions dont l'épaisseur varie de 1,5 à 3 m environ sont essentiellement limoneuses car elles proviennent en grande partie du démantèlement de la couverture lœssique weichsélienne. Elles incorporent des graviers dispersés provenant de la désagrégation des roches. Elles recouvrent presque toujours des formations périglaciaires de versants et, en fond de vallons, des alluvions plus ou moins épaisses. Elles sont généralement récentes, d'âge holocène ; la partie supérieure est historique, liée en particulier aux mises en cultures gallo-romaine et médiévale.

Formations anthropiques

X. Remblais. Seuls les remblais les plus importants ont été figurés sur la carte. Ils sont liés aux remblayages d'anciennes carrières, aux travaux routiers ou aux aménagements des plates-formes et des bassins de décantation de boues de la grande carrière de Vignats. Après la dernière guerre, de nombreux trous de bombes ont été remblayés à l'Est de Falaise et près de Bons-Tassily, avec des matériaux d'origines diverses provenant de la démolition des constructions endommagées. Il existe également de multiples remblais de petites fosses à usage agricole. Ces petits remblais dispersés par les labours gênent parfois considérablement l'observation géologique. Près de Soulangy, des épandages superficiels d'ordures broyées couvrent même plusieurs hectares.

XFe. Dépôts de scories des anciennes industries métallurgiques. Des dépôts dispersés de scories sont observables en plusieurs endroits de la feuille, en relation avec une industrie métallurgique artisanale ancienne. Ils sont probablement en relation avec l'exploitation de grisons (Les Loges-Saulces), d'un filon de limonite associée au quartz (Rabodanges) ou du minerai de fer ordovicien (Bois de Saint-André).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Dépôt des sédiments briovériens et orogénèse cadomienne

Les sédiments terrigènes du Briovérien supérieur, à forte immaturité de texture et de composition, constituent une épaisse accumulation de sables argileux plus ou moins grossiers, de silts et de vases, organisée en séquences

turbiditiques granoclassées (faciès flysch). Tous ces sédiments détritiques proviennent du remaniement des formations du Briovérien inférieur (formations de Saint-Lô, de Montsurvent,...) connues à l'affleurement dans le Cotentin méridional. Ils se mettent en place dans l'environnement sous-marin profond d'un vaste bassin marginal distensif, le bassin mancennien, ouvert au Sud d'un arc insulaire volcanique devenu inactif appelé arc constantien (Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret et *al.*, 1990). Le contexte géodynamique distensif de cet environnement sédimentaire est souligné par les caractères géochimiques des paléobasaltes (tholéïtes) en coussins de Vassy (Dupret et *al.*, 1985b), interstratifiés dans la sédimentation turbiditique du Briovérien supérieur de la région de Condé-sur-Noireau .

A l'échelle de la carte, la proportion dominante de siltites, la relative pauvreté en figures sédimentaires érosives et l'absence de dépôts conglomératiques de forte énergie, indiquent l'atténuation de l'intensité des processus gravitaires et le caractère relativement distal du milieu de sédimentation. Dans cette partie du bassin, les caractéristiques faciologiques permettent d'identifier la présence de cônes sédimentaires et de chenaux où se développent les bancs sableux (cônes inférieurs), ponctuant une sédimentation globalement fine et uniforme de plaine abyssale. L'évolution de l'organisation séquentielle décrite précédemment, globalement orientée NW-SE, s'accorde bien avec l'existence d'une mégaséquence grano et strato-décroissante vers le Sud reconnue régionalement (Garlan, 1985).

La fermeture du bassin mancennien interviendra lors de la phase de serrage fini-cadomienne qui provoquera le plissement et l'émergence de la chaîne avant la mise en place du plutonisme tardi-cadomien.

Mise en place des granodiorites cadomiennes (massifs d'Athis et de Quinquéfougère)

Les modèles pétrogénétiques élaborés par différents auteurs (Jonin, 1981 ; Autran et *al.*, 1983 ; Georget, 1986 ; Brown et *al.*, 1990 ; Brown et D'Lemos, 1991 ; D'Lemos et Brown, 1993 ; Brown, 1995) s'accordent pour considérer que les granodiorites à cordiérite de la Mancellia proviennent de la fusion partielle, à taux élevés, de métasédiments alumineux en faciès granulitique. Ces métasédiments pourraient appartenir au groupe inférieur du Briovérien et être analogues à ceux constituant la ceinture migmatitique de Saint-Malo. Si l'origine crustale des granodiorites est clairement établie, les mécanismes initiateurs de l'anatexis demeurent, en revanche, controversés : rôle d'un épaissement crustal et/ou de l'injection de magma basique en base de croûte ? De même est discuté le cadre structural de la mise en place des plutons : contexte compressif à vergence nord-ouest ou contexte structural en transpression senestre provoquant l'inversion du bassin mancennien ? (Dissler et *al.*, 1988 ; Chantraine et *al.*, 1988 ; Brown et D'Lemos, 1991 ; D'Lemos et *al.*, 1992 ; Le Gall, 1993 ; Brown, 1995).

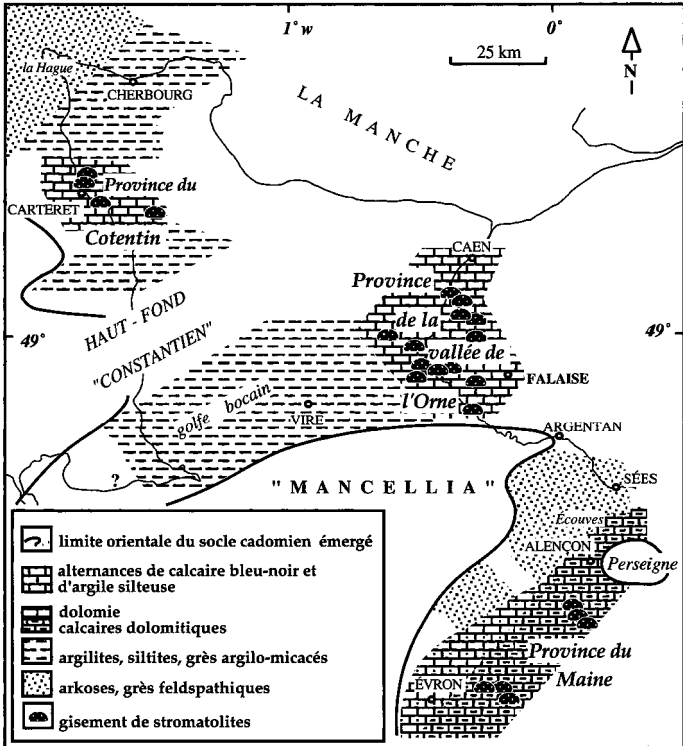


Fig. 7 - Reconstitution paléogéographique au Cambrien inférieur (d'après Doré et al., 1987)

PALÉOZOÏQUE

Transgression et dépôt des formations cambriennes

Dans cette région nord-est du Massif armoricain, la paléogéographie cambrienne est à la fois contrôlée par les reliefs cadomiens résiduels et par la tectonique distensive contemporaine de la sédimentation (Doré, 1969, 1972). Ce deuxième facteur est particulièrement bien mis en évidence dans le Maine où se développent une forte subsidence active et des injections volcaniques (Le Gall, 1993).

Sur la feuille Falaise, les premiers dépôts reposant en discordance sur le socle cadomien appartiennent au Cambrien inférieur. Ils s'accumulent dans une aire de sédimentation appelée Normania centrale (Doré, 1969) située en bordure septentrionale d'une terre émergée cadomienne, ou Mancellia (Pruvost, 1949). Les variations d'épaisseur et les lacunes sédimentaires constatées au sein de cette série cambrienne témoignent de la structuration morcelée d'un bassin où se juxtaposent des zones à sédimentation réduite et des zones subsidentes à sédimentation épaisse. Ceci évoque un dispositif en blocs basculés dont les limites restent toutefois difficiles à préciser.

Le Cambrien débute par des formations détritiques rubéfiées, plus ou moins grossières et polygéniques (conglomérats et arkoses), d'origine continentale. Ces épandages de cônes alluviaux rassemblent les produits d'érosion de la chaîne cadomienne en cours de pénéplanation. En s'éloignant des reliefs mancelliens, leur épaisseur décroît rapidement du Sud vers le Nord. La première transgression marine s'enregistre (fig. 7) dans les alternances argilo-sableuses et les boues carbonatées magnésiennes caractéristiques des dépôts tidaux datés du Cambrien inférieur. Dans cette mer peu profonde et chaude, se développent des algues cyanophycées (*Rosnaiella*) et des édifices stromatolitiques. À l'Ouest de Falaise, cette sédimentation néritique silto-carbonatée est brutalement interrompue par l'arrivée de sables feldspathiques (Grès de Caumont) liés à l'existence d'un vaste delta centré dans la région de May-sur-Orne et progradant vers le Sud. Ces sables, qui tirent leur origine de l'érosion d'un continent granitique situé au Nord de la Normania centrale (Doré, 1969 ; Le Gall, 1997), seront recouverts par des dépôts terrigènes fins violacés (Schistes de Gouvix) qui mettent un terme au premier cycle sédimentaire du Cambrien inférieur. Une nouvelle ingression marine, probablement canalisée par le jeu de blocs basculés, permettra localement le dépôt d'une épaisse série argilo-silteuse verte (Schistes du Pont-de-la-Mousse). Ces dépôts de vasières littorales sont recouverts par des faciès régressifs sablo-argileux rouges (Schistes de Saint-Rémy), d'âge incertain (cambro-ordovicien), qui annoncent l'émergence généralisée anté-arénig.

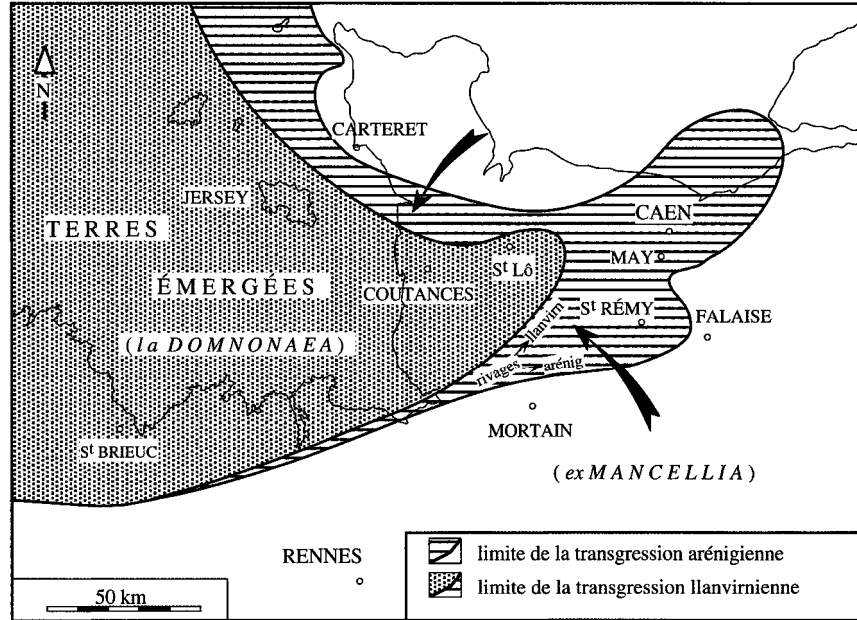


Fig. 8 - Les deux grandes étapes de la transgression ordovicienne :
 arénigienne (Grès armoricain) et Ilanvirienne (Schistes d'Urville)
 (d'après Doré et al., 1987)

Transgression et dépôt des formations ordoviciennes

La sédimentation ordovicienne débute à l'Arénig moyen avec le dépôt de sables blancs très purs (Formation du Grès armoricain) reposant en discordance stratigraphique sur différentes formations cambriennes. La transgression marine envahit le territoire de la feuille par le Sud-Est, en progressant sur une surface presque plane comme en témoignent l'étendue et l'homogénéité de la sédimentation à l'Ordovicien inférieur (fig. 8). Les caractères ichnologiques (*Skolithos*, *Diplocraterion*, *Cruziana*) et sédimentologiques (fentes de dessiccation, litages obliques en mamelon) suggèrent un paléomilieu côtier peu profond avec de très vastes étendues sableuses soumises à l'action des tempêtes (Durand, 1985). La vitesse de sédimentation y est élevée puisque ces dépôts de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur ne renferment qu'une seule biozone de chitinozoaires (Paris, 1981). La source principale du matériel détritique remanié aurait une origine méridionale sud-saharienne (Noblet, 1984).

Au Llanvirn (fig. 8), la mer ordovicienne atteint son niveau de transgression maximum, repoussant vers l'Ouest la ligne de rivage des terres restées émergées (cap bas-normand de la Domnonaea). Des vases argilo-sableuses noires à *Didymograptus purchisoni* (Formation des Schistes d'Urville) se déposent dans un environnement de plate-forme ouverte en domaine infratidal. Ces faciès terrigènes fins renferment, vers la base, un horizon de minerai de fer oolitique chlorito-carbonaté lié à un système de mégarides littorales séparées par des dépressions à fonds vaseux (Joseph, 1982).

Au Llandeilo-Caradoc, la sédimentation redevient arénacée avec le dépôt de sables quartzo-micacés mis en place en domaine littoral peu profond soumis à la dynamique tidale et à des émergences temporaires (Formation des Grès de May).

A la fin de l'Ordovicien, un nouvel approfondissement du bassin se traduit par le dépôt de vases sableuses riches en micas détritiques (Formation des Schistes du Pont-de-Caen). Les effets de la glaciation finio-ordovicienne, qui affecte le Nord du Gondwana, sont ensuite enregistrés en Normandie dans le dépôt des argiles microconglomératiques glacio-marines de l'Ashgill (Formation de la Tillite de Feugueroles ; Doré et Le Gall, 1972), alimentées par la fonte d'icebergs.

Sédimentation silurienne

Au début du Silurien, la fonte de l'inlandsis africain provoque une transgression marine qui submerge plus ou moins rapidement les régions nord-gondwaniennes. C'est dans ce contexte favorable au développement d'eaux anoxiques que se déposent d'abord des sables marins riches en pyrite

(Formation du Grès culminant) provenant du remaniement d'anciens corps sableux deltaïques ou continentaux, puis une épaisse série de sédiments noirs, riches en matière organique (Formation des Ampélites), qui marquent l'accentuation du phénomène transgressif. Ces vases argileuses noires très fines, riches en sulfures (pyrite), se déposent en milieu calme, euxinique, d'où la vie benthique est totalement absente. Seuls les organismes à mode de vie planctonique ou épiplanctonique (graptolites, chitinozoaires, céphalopodes orthocones) prolifèrent dans la tranche d'eau supérieure bien oxygénée (Paris et *al*, 1986).

MÉSOZOÏQUE

Trias

Comblement du réseau de drainage fluvial fini-triasique

À la fin de la longue période d'érosion qui succède à l'orogénèse varisque, une pénéplanation presque parfaite a nivelé les reliefs de la chaîne à l'exception du cœur des synclinaux où l'érosion a été contrariée par la présence des bancs résistants des grès ordoviciens. Dans la terminaison orientale du synclinorium de la Zone bocaine, les massifs de Falaise et Montabard (Bigot, 1927) apparaissent au Trias comme les reliques de synclinaux perchés : les flancs armés par le Grès armoricain laissent apparaître un peu de Cambrien à l'extérieur et les formations ordoviciennes et siluriennes au cœur. Au Nord de la feuille le synclinal d'Urville montre une évolution morphologique identique.

Les dépôts fluviaux du Trias supérieur remblaient la dépression Falaise-Carentan dont la feuille montre la terminaison sud-orientale. La région de Falaise constitue la partie amont de cette dépression drainée vers le Nord-Ouest. Il faut aller à une centaine de kilomètres à l'Est pour retrouver d'autres dépôts triasiques, reliés au bassin germanique, à la base de la couverture mésozoïque (Mégny et *ai*, 1980).

Les dépôts sont favorisés par le retour d'un climat chaud et humide succédant à la longue aridité du Permien au Trias moyen. Ils recouvrent ainsi une grande partie de la moitié ouest de la feuille, nivelant les imperfections de la pénéplaine post-varisque. Les formations gréseuses ordoviciennes fournissent l'essentiel du matériel détritique grossier, galets et localement gros blocs, ainsi qu'une grande quantité de sables et de sablons provenant des zones altérées. L'abondance de la pyrophyllite dans la fraction argileuse indique un remaniement massif des ampélites siluriennes.

Jurassique

La succession des formations jurassiques est déterminée par l'installation, l'édification, la dégradation d'une plate-forme carbonatée sur la bordure armoricaine du bassin de Paris (fig. 9).

La plate-forme carbonatée se développe entre une zone à tendance épigénétique positive à l'Ouest (Massif armoricain) et au Sud (Éperon du Perche, promontoire du Massif armoricain), et une gouttière subsidente au Nord-Est, le « sillon marneux ».

Le lecteur trouvera l'interprétation de la succession en termes de stratigraphie séquentielle dans les synthèses récentes proposées par les spécialistes du Jurassique normand (Rioult et *al.*, 1991 ; Dugué et *al.*, 1998).

Transgressions liasiques et installation de la plate-forme carbonatée

La transgression hettango-sinémurienne, remontant depuis le Nord-Ouest la dépression triasique, n'a pas atteint la région de Falaise. Par contre, la transgression pliënsbachienne se généralise à toute la bordure orientale du Massif armoricain et déborde nettement les limites du comblement fluvial triasique. Elle initie la construction de la plate-forme jurassique.

Du Pliënsbachien à l'Aalénien, des dépôts incomplets, condensés et beaucoup moins différenciés que leurs équivalents de la région de Caen et du Bessin, caractérisent un premier stade de mise en place d'une bordure de plate-forme carbonatée. Les faciès calcaires bioclastiques grossiers, gréseux et conglomératiques du Calcaire à bélemnites (Pliënsbachien) indiquent une bordure ouverte, où la sédimentation est profondément marquée par la proximité d'un rivage irrégulier contournant les paléoreliefs de la surface post-varisque et colonisé par les faunes benthiques. Au Sud-Ouest de la feuille les Grès de Sainte-Opportune représentent un faciès encore plus marginal dominé par les apports détritiques (sables, débris végétaux).

Un arrêt de sédimentation tronque le sommet du Calcaire à bélemnites. Une transgression rapide au Toarcien s'accompagne de conditions de dépôts temporairement anoxiques, léthales pour les faunes benthiques : au-dessus du Calcaire à bélemnites une faune chétive marque localement la base des Argiles à poissons. Le dépôt des Calcaires et marnes à ammonites indique le retour d'une sédimentation carbonatée de mer ouverte.

La mer aalénienne, dont les dépôts sont bien caractérisés dans la région de Caen et de Bayeux, n'a laissé dans la région de Falaise que des témoins très restreints.

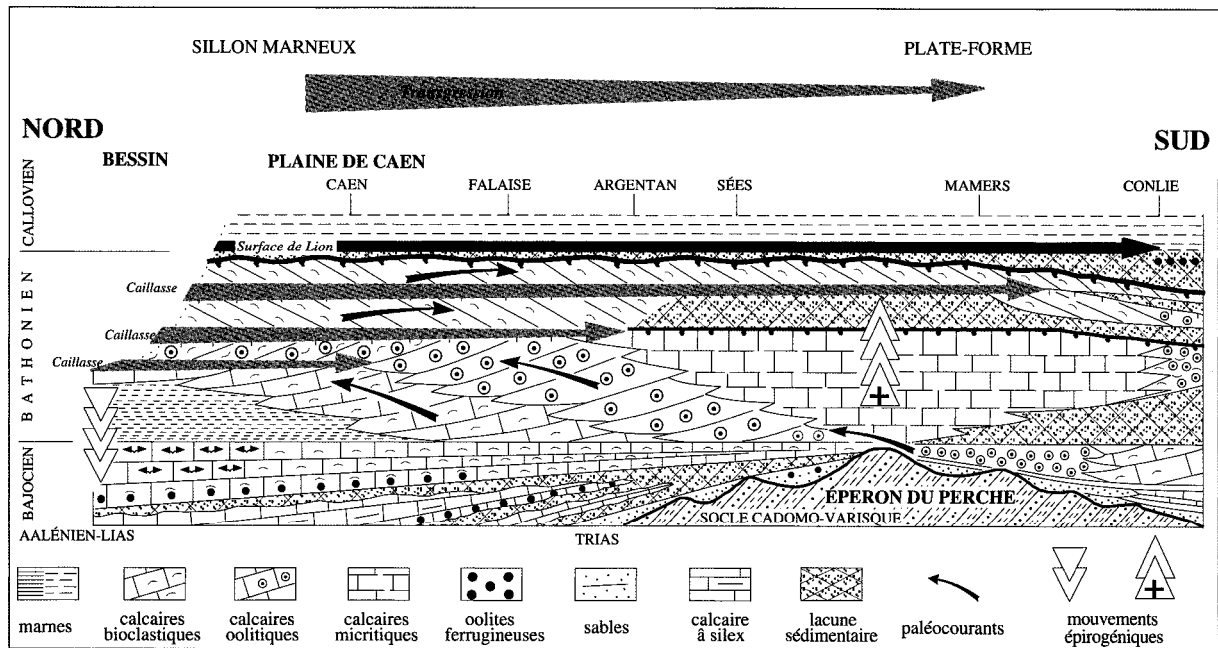


Fig. 9 - Dynamique de la sédimentation du Jurassique moyen sur la bordure occidentale du bassin de Paris
 (d'après Fily et al., 1979 modifié in Dugué et al., 1998)

Edification de la plate-forme carbonatée du Bajocien au Bathonien moyen

Une discontinuité majeure intervient au Bajocien supérieur. Une nouvelle transgression est indiquée par la dispersion d'un matériel détritique sableux et conglomératique à la base du Calcaire de Fresné-la-Mère ; elle s'accompagne d'une accumulation de débris phosphatés témoignant d'une érosion et d'un remaniement, sous la mer, de dépôts antérieurs. La mer bajocienne déborde les limites de la mer liasique et recouvre pratiquement toute la feuille hormis les paléoreliefs de Grès armoricain de plus en plus isolés qui, de caps, se transforment progressivement en îles. A la suite de cette transgression, le taux de sédimentation augmente brutalement et marque le début du développement de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne.

Le Calcaire de Fresné-la-Mère, à *Acanthothis spinosa*, est le résultat de la sédimentation en milieu peu profond et relativement calme de boues carbonatées à menus fragments de bioclastes et à pelloïdes. On y observe la persistance d'apports sableux qui ne disparaîtront qu'à partir du Bathonien. Aux abords des paléoreliefs, les calcaires sont formés par des accumulations plus grossières de débris de faunes benthiques en bordure de récifs (Jurassique des écueils). Dans l'extrémité nord-ouest de la feuille, le Calcaire de Fresné-la-Mère passe latéralement au Calcaire à spongiaires qui indique une sédimentation peu profonde dans l'environnement à prairies d'éponges qui prédomine au Nord-Ouest.

Les conditions de sédimentation changent peu avec le dépôt du Calcaire de Caen, un calcaire bioclastique fin, bioturbé, boueux, à petits pelloïdes. Évoquant pour M. Rioult (1963) un dépôt d'environnement côtier à mangrove, il témoigne plutôt pour G. Fily (1980) d'un environnement très calme à la limite du domaine de plate-forme interne et du domaine de plate-forme externe. Le Calcaire de Caen ennoie progressivement et complètement les crêtes de Grès armoricain de la Zone bocaine : les îles se transforment en îlots puis en écueils finalement recouverts par les accumulations bioclastiques grossières. Au Sud-Est (feuille Vimoutiers) et dans le synclinal d'Urville au Nord (feuille Mézidon), quelques paléoreliefs sous-marins subsistent encore.

En continuité au-dessus du Calcaire de Caen, l'enrichissement en bioclastes grossiers, l'apparition d'oolites et le développement d'un litage oblique de plus en plus marqué caractérisent le passage au Calcaire de Rouvres puis au Calcaire oolitique de Bon-Mesnil et traduisent l'augmentation de l'énergie hydrodynamique sur les fonds marins de la plate-forme carbonatée. L'évolution est très rapide au Sud de la feuille où l'on passe directement du faciès du Calcaire de Caen à celui du Calcaire de Bon-Mesnil, tandis qu'au Nord l'intercalation du Calcaire de Rouvres, quoique surmonté d'une surface d'arrêt de sédimentation discrète, montre une évolution plus

progressive des conditions de sédimentation. Ce contraste entre l'évolution au Nord et au Sud de la feuille qui se confirme au cours des dépôts ultérieurs montre la tendance épirogénique positive chronique de l'Éperon du Perche pendant le Jurassique (fig. 9).

Le Calcaire de Bon-Mesnil correspond à un stade de développement de la plate-forme carbonatée tendant vers l'émergence : en marge d'accumulations massives de sables oolitiques, des calcaires fins se déposent dans des zones plus abritées de lagons. L'abondance des oncoïdes associés aux oolites traduit un environnement pérorécifal (Dangeard, 1935). Des petits récifs de polypiers apparaissent même localement. Le faciès d'Olendon témoigne de la persistance locale d'un environnement abrité, peut-être lié à la proximité des derniers paléoreliefs qui subsistent encore au niveau du synclinal d'Urville. La présence d'un ciment initial en partie évaporitique confirme la tendance de l'environnement sédimentaire vers des conditions de milieu supratidal. Les affleurements du Calcaire de Bon-Mesnil, ainsi que les témoins de sa présence avant les altérations tertiaires, comme certains silex du Cinglais et le ferricrète de Rabodanges, montrent que la formation a probablement recouvert la totalité de la feuille.

Dégradation de la plate-forme carbonatée au Bathonien supérieur et envasement au Callovien

La Surface de Blainville, surface d'arrêt de sédimentation observable partout au sommet du Calcaire de Bon-Mesnil, marque le début de la dégradation de la plate-forme carbonatée à la limite Bathonien moyen-supérieur. Les Caillasses de Blainville et de la Basse-Ecarde marquent des retours éphémères du domaine de plate-forme externe, rapidement interrompus par les arrivées du matériel bioclastique grossier constituant les Calcaires de Ranville et de Langrune. La disparition rapide vers le Sud et l'Est du Calcaire de Ranville s'inscrit dans la tendance générale de la série jurassique en direction de l'Éperon du Perche. Ainsi les Monts d'Eraines montrent le dernier témoin vers le Sud des bancs sableux du Calcaire de Ranville.

La Surface de Lion est une discontinuité d'extension pluri-provinciale (Rioult et Fily, 1975) qu'on retrouve ailleurs dans le Dorset, en Poitou ou en Bourgogne. Sur la feuille Falaise elle s'exprime partout de façon très nette au sommet du Calcaire de Langrune, marquant brutalement la fin de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne. Les dépôts terrigènes à dominante silto-argileuse jusque-là confinés dans le sillon marneux situé au Nord-Est se substituent, au Bathonien terminal, aux dépôts carbonatés. Près de Falaise se déposent alors les Marnes calloviennes de la Vallée d'Auge. Le processus de comblement de la bordure armoricaine s'achèvera au Jurassique supérieur.

Crétacé

L'émersion fini-jurassique et la transgression crétacée

À la suite de l'émersion généralisée, à la fin du Jurassique, du bassin de Paris et de sa marge armoricaine, une surface d'érosion continentale se développe pendant le Crétacé inférieur et recoupe en discordance les formations jurassiques. Cette période n'a laissé aucun témoin sur le territoire de la feuille. La transgression albienne permet à la mer crétacée la reconquête de la marge du Massif armorcain. Recouvrant en discordance cartographique les Marnes de la Vallée d'Auge, la Glauconie de base indique une phase de sédimentation condensée dans un milieu confiné riche en fer et en potassium favorable au développement des grains de glauconie. Le milieu marin s'ouvre au cours du Cénomaniens et permet le dépôt de la Craie glauconieuse représentée sur la feuille par son faciès basai de gaizes issues de la décantation de boues silto-sableuses à spicules d'éponges.

CÉNOZOÏQUE

Continentalisation : altérations, dépôts fluviatiles et modelé des surfaces continentales paléogène et prépliocène

L'ensemble de la région est à nouveau et définitivement exondé à la fin du Crétacé, après le Santonien dont datent les dépôts crayeux les plus récents à l'Est de la feuille (Ménillet et Rioult, 1994). Une longue période d'altération et d'érosion débute alors et se poursuit jusqu'à l'époque actuelle.

La reconstitution de l'évolution du paysage au cours de cette période se heurte à la rareté des témoins de dépôts et à l'impossibilité d'appliquer dans les profils d'altération le principe simple de superposition qui est à la base de l'étude des séries sédimentaires. Aussi de nombreuses questions sont-elles encore, concernant cette période, sans réponses.

La plupart des auteurs s'accordent à penser que les argiles à silex de la bordure occidentale du bassin de Paris, appartenant au « faciès Thimerais » (Quesnel, 1997) se sont formées dès le début de l'émersion fini-crétacée et pendant le Paléogène, période chaude et humide particulièrement favorable, par décarbonatation des formations jurassiques et crétacées sous une surface pénéplanée (pénéplaine de l'argile à silex ; Musset, 1960). Ce profil d'altération est scellé par les épandages sableux fluviatiles superficiels assimilés aux Grès à Sabals rapportés à l'Éocène supérieur. La silicification de ces derniers, plus ou moins contemporaine de leur dépôt (conservation de traces de racines) a probablement favorisé la bonne préservation des altérites sous-jacentes. Cette surface continentale paléogène (Wyns, 1991), se surimpose sur la marge du Massif armoricain aux paléosurfaces

antérieures (post-varisque, postjurassique) et prend alors un caractère fondamentalement polygénique (Klein, 1973).

Il semble que les altérations et les déformations tectoniques néogènes n'aient pas modifié les grands traits de la paléosurface paléogène, mais, en l'absence de dépôts de cette période, il est bien difficile de préciser l'évolution de la surface paléogène à la surface prépliocène (Elhaï, 1963) dans laquelle s'enfoncera le réseau hydrographique actuel.

Encaissement du réseau hydrographique quaternaire

Au Pléistocène et peut-être dès le Pliocène (Pellerin, 1967) débute l'encaissement des cours d'eau surimposés à la surface prépliocène, corrélativement à une lente surrection des reliefs. De nombreuses cluses incisent les barres de roches dures du synclinorium de la Zone bocaine tandis que les paléoreliefs jurassiques, dégagés de leur couverture, dessinent des crêtes à caractère appalachien. Deux grands bassins hydrographiques se dessinent, celui de l'Orne à l'Ouest, celui de la Dives à l'Est et les paysages se diversifient. Un système de terrasses étagées témoigne encore partiellement des étapes du creusement rythmées par les cycles climatiques quaternaires. Le matériel grossier des nappes alluviales se met en place pendant les périodes froides, tandis que beaucoup de matériaux se mobilisent sur les versants par cryoclastie et gélifluxion. Plusieurs types de dépôts de pente témoignent de cette cryergie : éboulis, heads, grèzes. La vaste couverture de less, aujourd'hui démantelée par l'érosion holocène et actuelle, a été transportée et déposée par des vents de Nord-Ouest et de Sud-Ouest pendant la dernière période froide du Quaternaire.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La géométrie actuelle du socle anté-triasique de la feuille Falaise résulte pour l'essentiel d'une succession d'événements tectoniques souples (plis synschisteux) et cassants (failles inverses et décrochements) qui se rattachent à deux phases orogéniques majeures : la phase cadomienne (540 Ma) structure le socle briovérien avant la mise en place de la granodiorite d'Athis ; la phase varisque (330-300 Ma) déforme les terrains paléozoïques et briovériens. Ces déformations s'accompagnent d'un métamorphisme régional faible, ne dépassant pas le faciès « Schistes verts » (zone de la chlorite).

Postérieurement au dépôt des terrains secondaires et *pro parte* aux altérites tertiaires, des mouvements tectoniques tertiaires, appartenant au cycle alpin, engendrent une fracturation ou une flexuration des couches principalement dues à la réactivation de discontinuités anciennes du socle cadomo-varisque.

DÉFORMATION DES TERRAINS PROTÉROZOÏQUES

Les terrains protérozoïques de la feuille Falaise sont conservés, de part et d'autre de la Zone bocaine, dans le cœur de deux plis anticlinaux pluri-kilométriques varisques : l'anticlinal de Martainville au Nord, et l'anticlinal de la Baize au Sud (fig. 10).

La structuration majeure des terrains briovériens de cette région normancellienne est due à la phase orogénique fini-cadomienne. L'existence d'un plissement cadomien (Bertrand, 1921) est attestée par la discordance angulaire majeure du Cambrien inférieur sur le Briovérien : la discordance de Rocreux (feuille Mézidon ; Derouin et *al.*, 1999a). Cette indépendance structurale, depuis longtemps reconnue (de la Bèche, 1822), apparaît particulièrement bien sur la feuille Falaise : les faisceaux gréseux de la Formation de la Laize, qui matérialisent la direction des plis cadomiens N70°E, sont recoupés par la direction N110°E des plis varisques (*cf.* schéma structural de la carte). Les stéréogrammes de fréquence, montrant la répartition des plans de stratification mesurés dans le Briovérien et le Paléozoïque, expriment aussi très clairement cette indépendance structurale (fig. 11).

Sur le terrain, le contact discordant est fréquemment masqué sous les dépôts de solifluxion issus des barres de conglomérats cambriens. Il peut cependant être cerné à quelques mètres près sur le flanc sud de la Zone bocaine, au Sud de Coupigny (commune de Cordey). À cet endroit, les premiers bancs conglomératiques cambriens, orientés N110°E, 30°N, affleurent sur le chemin reliant Gally à Le Val ($x = 410,20$; $y = 1131,15$) tandis que les alternances schisto-gréseuses du Briovérien, orientées N50°E, 50°N, s'observent en contrebas du chemin.

Dans la fermeture orientale du synclinal de La Forêt-Auvray, la formation cambrienne des Conglomérats et Grès pourprés repose directement sur la granodiorite d'Athis. Le contact peut s'observer en rive gauche de la vallée de l'Orne ($x = 404,76$; $y = 1126,94$) en empruntant le GR 36 qui part du ruisseau des Vallées et mène au hameau de la Mercerie (commune de La Forêt-Auvray).

Plis et schistosité

Les couches du Briovérien s'orientent autour d'une direction moyenne N70°E et sont toujours très fortement pentées ($> 50^\circ$) vers le Nord ou le Sud (fig. 11). Notons cependant que dans les versants des vallées, les pendages deviennent parfois plus faibles en raison du « fauchage » superficiel des couches. En dehors de ces zones, la disposition structurale des bancs, subvertivaux, et les fréquentes inversions de polarité sont dues à la présence de plis sychisteux de type isopaque aplati (classe 1C de la

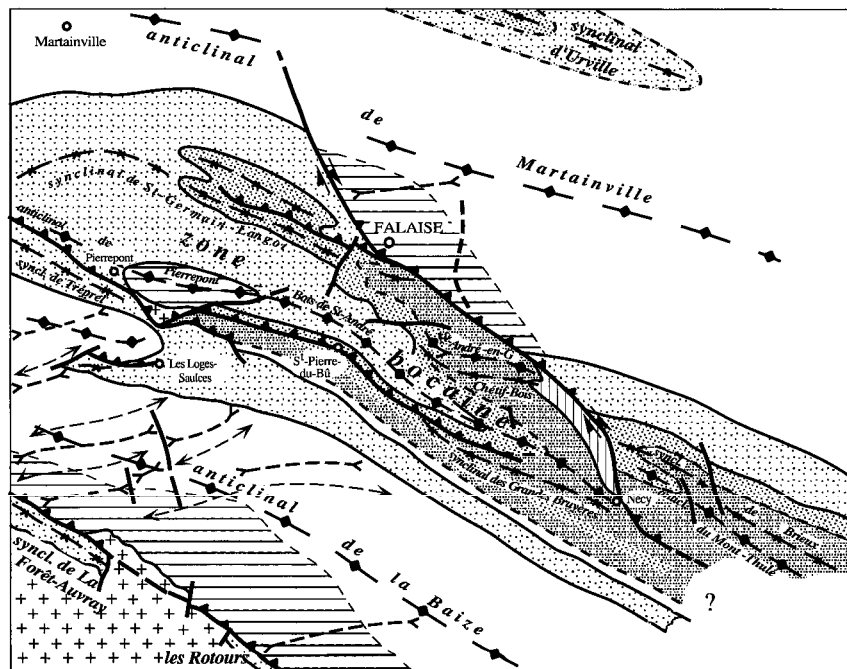
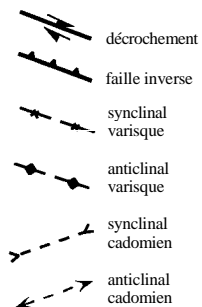
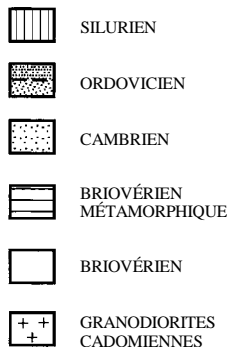


Fig. 10 - Écorché structural du socle cadomo-varisque de la feuille Falaise

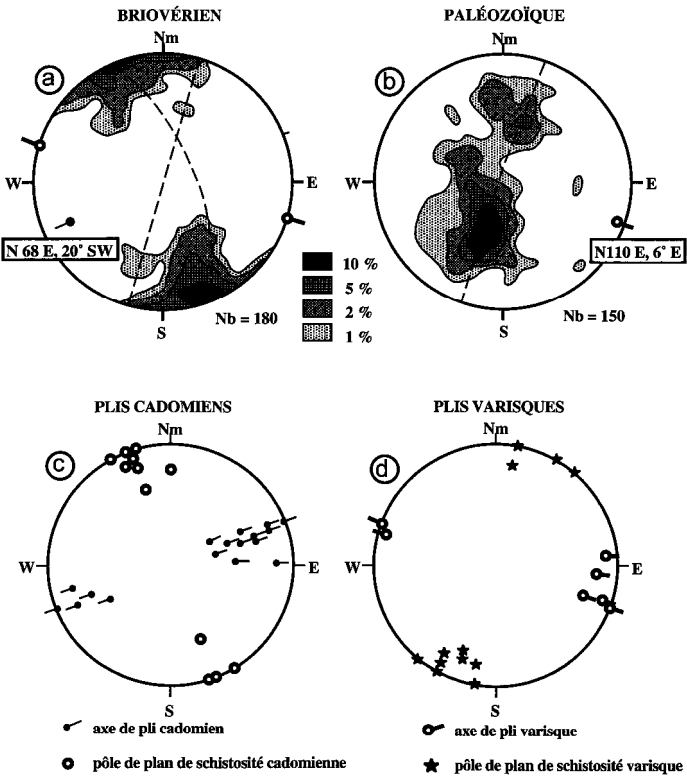


Fig. 11 - Diagrammes stéréographiques des éléments structuraux cadomiens et varisques de la feuille Falaise

- a) diagramme de fréquence des pôles de plans de stratification du Briovérien supérieur (180 mesures)
- b) diagramme de fréquence des pôles de plans de stratification du Paléozoïque (150 mesures)
- c) orientation des plis et de la schistosité associée affectant le Briovérien supérieur
- d) orientation des replis varisques et de la schistosité associée en Zone bocaine

*Projections stéréographiques à partir de l'hémisphère inférieure en utilisant le canevas de Schmidt (a et b) ou le canevas de Wulff (c et d).
Directions par rapport au Nord magnétique.*

classification de Ramsay), d'amplitude plurimétrique à hectométrique. Les charnières sont fermées, le plus souvent anguleuses. Les axes plongent de 0 à 50°, en majorité vers l'Est (fig. 11).

Les charnières de ces plis sont rarement visibles sur le terrain. Citons toutefois quelques coupes naturelles permettant leur observation : dans les escarpements situés sur la D 245, à la confluence de l'Orne et de la Baize (plis orientés N60°E, 30°SW) et à l'Est des Isles-Bardel (plis N70°E, 10°E) ; sur la D 244, à l'Ouest de Rapilly (plis N75°E, 20°E) et en rive droite du ruisseau le Boulaire (plis N85°E, 20°E). Dans les affleurements du Bec Corbin, situés en rive droite de l'Orne (SW de Ménil-Hermei), plusieurs charnières métriques de plis isoclinaux, orientés N70°E, et plongeant de 20 à 80° vers l'Ouest, montrent le resserrement des plis dans les cornéennes au contact du granite d'Athis. En dehors de ces zones, l'existence des plis dans le Briovérien est déduite de l'inversion des polarités sédimentaires déterminées d'après le granoclassement des turbidites. Dans le secteur de Ménil-Vin et à l'approche de la faille bordière du granite d'Athis, le renversement des couches atteste du déversement des plis vers le Sud.

La géométrie actuelle de ces plis, et en particulier leur style isoclinal, résulte en fait d'un polyphasage superposant les déformations plicatives cadomiennes et le serrage varisque : leur direction axiale N70°E et le débit schisteux associé relèvent de l'orogénèse cadomienne ; le déversement des plans axiaux et l'existence de quelques virgations axiales sont à rattacher à l'orogénèse varisque. Ces plis cadomiens s'accompagnent d'une schistosité de plan axial de type fracture. Absente ou très fruste dans les niveaux compétents (grès grauwackeux), cette schistosité développe des plans de clivage millimétriques dans les niveaux de siltites. Un début de recristallisation orientée des phyllites (séricite) apparaît dans les faciès à granulométrie très fine. Aucune linéation d'étirement n'est visible sur les plans de schistosité, ce qui plaide en faveur d'une déformation en régime d'aplatissement pur.

Le degré de métamorphisme de ces séries briovériennes, hors auréole métamorphique autour des plutons granitiques, se situe dans le faciès Schistes verts (zone de la chlorite), à la limite épizone-anchizone. Ceci est attesté par les analyses diffractométriques de la fraction phylliteuse. Dans les conditions expérimentales utilisées (diffractomètre Philips à anticathode de cuivre et filtre de nickel ; puissance 40 kV et 30 mA ; vitesses du goniomètre et de l'enregistreur : 1°2 Θ /mn et 10 mm/mn), les indices de cristallinité des illites restent voisins de 3, mais ils s'affirment vers le Sud à l'approche de la granodiorite d'Athis ($I_c = 2,5$).

Failles

Seules les failles majeures du socle précambrien, mises en évidence à partir des levés de terrain et de l'examen des photos aériennes, ont été reportées sur la carte. Ces failles entraînent le décalage plurimétrique à décimétrique des niveaux repères (faisceaux gréseux) ou provoquent la flexuration des couches. Ce choix de figuration, qui exclut les failles à faible rejet et les réseaux de diaclases, ne reflète donc pas l'état de fracturation globale de cet ensemble rocheux.

Plusieurs types de fractures affectant les terrains briovériens et le Granite d'Athis peuvent être recensés :

- des failles inverses N70-80°E verticales ou à fort pendage nord ;
- des décrochements dextres N150°E ;
- des décrochements verticaux senestres N10-30°E, tel celui visible au Nord de Saint-Clément, dans une ancienne carrière de cornéennes en rive gauche du ruisseau des Monts (plan de faille N30°E, 80°W) ;
- la faille inverse N120°E limitant le massif d'Athis au Nord ;
- des fentes de tension N0-20°E et N110-140°E à remplissage de quartz.

La plupart de ces fractures s'observent également dans les terrains paléozoïques, ce qui conduit à leur attribuer un jeu ou un rejeu d'âge varisque. Toutefois, la présence de nombreux galets de quartz filonien dans les conglomérats de base du Cambrien laisse supposer l'existence d'une importante phase de fracturation fini-cadomienne.

Fracturation du Granite d'Athis

À l'exception de grands joints subhorizontaux liés à la décompression du pluton, les plans de fracturation relevés dans les affleurements de la vallée de l'Orne et de ses affluents sont toujours très fortement inclinés voire sub-verticaux. Ces joints s'orientent autour de trois grandes directions privilégiées, empruntées par le cours des rivières et soulignées par la disposition des filons de quartz : une direction principale sub-méridienne (N170 à N20°E) et deux directions subordonnées N110 à N150°E et N45 à N60°E. Cette fracturation, analogue à celle qui affecte la granodiorite d'Athis affleurant sur le territoire de la carte Condé-sur-Noireau, semble relever pour l'essentiel d'une origine varisque (Doré et Dupret, 1993).

Age de la déformation cadomienne

La phase de déformation cadomienne affectant le Briovérien supérieur de cette région nord-mancellienne est scellée à 540 Ma par la mise en place des granitoïdes mancelliens. A l'échelle du massif d'Athis, le pluton globalement allongé est-ouest, recoupe clairement les plis cadomiens et les

trajectoires de schistosité. En lame mince, le caractère post-schisteux des blastes de cordiérite visibles dans les cornéennes de la ceinture proximale confirme l'antériorité de la schistosité sur la paragenèse métamorphique. De même, des tourmalines post-schisteuses, liées également à la mise en place du pluton, s'observent dans les faciès fins à la limite externe de l'auréole distale.

STRUCTURATION DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

Dans cette partie nord-orientale du Massif armoricain, la structuration principale des terrains paléozoïques relève de déformations ductiles (plis, schistosité) et fragiles (failles inverses, décrochements), apparues au cours de la tectogenèse varisque (ou hercynienne). Les contraintes compressives, globalement nord-sud, engendrent des plis d'amplitude plurikilométrique, orientés N110°E et déversés vers le Sud, qui évoluent en pli-failles par le jeu de grandes failles inverses directionnelles. Ces structures sont ensuite recoupées par quelques décrochements tardifs. Toutes ces déformations relèvent d'une tectonique de revêtement (plis de style appalachien) qui reste dépendante de la structuration du substratum. Après une intense phase d'érosion post-varisque qui conduit à l'arasement des chaînons montagneux, les formations paléozoïques seront conservées au cœur des synclinaux (synclinaux de May, d'Urville, de la Zone bocaine, de La Forêt-Auvray,...) et entièrement décapées au niveau des anticlinaux (anticlinaux de Fresney-le Puceux, de Martainville, de la Baize) où affleure le Briovérien (*cf.* schéma structural de la carte et fig. 10). C'est sur la surface d'érosion de la pénélaine varisque que s'effectuera, en discordance angulaire majeure, le dépôt des terrains secondaires.

Plis Varisques

Les terrains paléozoïques de la feuille Falaise appartiennent à plusieurs plis varisques régionaux qui se succèdent du Nord au Sud (fig. 10) :

- le synclinal d'Urville, en limite nord de la feuille, presque entièrement masqué par les terrains jurassiques de la Campagne de Falaise, et dont le seul témoin visible en surface est représenté par le paléorelief de Grès armoricain de Perrières, en position de flanc sud ;
- la partie orientale du synclinorium de la Zone bocaine (Lecornu, 1891 ; Bigot, 1904), vaste structure synclinoriale que l'on suit sur plus de 120 km au Nord de la Mancellia granitique depuis Granville jusqu'à Trun ;
- le synclinal de La Forêt-Auvray, qui jalonne le bord nord du Granite d'Athis ;
- le petit synclinal des Rotours, réduit à un flanc sud faillé, conservé lui aussi en bordure nord du massif d'Athis.

• **Synclinorium de la Zone bocaine**

En se basant sur la répétition des crêtes de grès ordoviciens du massif de Falaise, M. Lecornu (1891) fut le premier à reconnaître, en Zone bocaine, l'existence de deux synclinaux parallèles séparés par un anticlinal. A. Bigot (1904 et 1913) entreprit une étude détaillée de cette structure et distingua deux ensembles, le « massif de Falaise » à l'Ouest et le « massif de Montabard » à l'Est, séparés par une importante dislocation subméridienne, « la faille de Vignats ». L'existence d'un régime de déformations tangentielles nord-sud, responsables de la dissymétrie des plis et des chevauchements vers le Sud, fut démontrée par M. Robardet (1981).

Les observations réalisées au cours des levés de cette feuille permettent de préciser l'organisation de cette grande structure synclinoriale synschisteuse constituée d'une succession de replis synclinaux et anticlinaux globalement orientés WNW-ESE et plongeant faiblement vers l'Est. Ces plis, déversés vers le Sud, sont associés à des failles inverses longitudinales à vergence sud et sont recoupés par un important décrochevauchement transverse : la faille de Falaise-Nécy. A l'Ouest de cet accident, trois grandes structures plissées peuvent être reconnues, se relayant du Nord au Sud : le synclinal de Saint-Germain-Langot, l'anticlinal de Pierrepont-Bois de Saint-André, le synclinal de Tréprel qui se prolonge vers l'Est par le synclinal des Grandes Bruyères avec son diverticule des Loges-Saulces. A l'Est de la faille de Falaise-Nécy, le synclinorium se réduit à un flanc nord dans lequel s'observent toutefois deux plis d'entraînement, le synclinal de Brieux et l'anticlinal du Mont-Thulé, qui provoquent le redoublement des barres de grès ordoviciens.

- *Le synclinal de Saint-Germain-Langot* : la fermeture périclinale ouest de ce pli est aujourd'hui bien mise en évidence par la cartographie des diverses formations cambriennes qui affleurent de part et d'autre de la vallée de la Laize où de nombreux replis d'entraînement d'ordre hectométrique sont visibles dans les Schistes de Gouvix. La dissymétrie du synclinal est attestée par la différence de pendage entre les couches du flanc nord fortement redressées et celles du flanc sud qui sont inclinées d'une quinzaine de degrés vers le Nord. Plus vers l'Est, au Sud du Bois du Roi, cette structure se dédouble avant d'être recoupée par le décrochevauchement dextre de Falaise-Nécy. Ce dernier entraîne le renversement des couches et l'ablation des séries cambriennes, puis ordoviciennes du flanc nord. Au niveau de Falaise, la coupe naturelle de la vallée de l'Ante offre une excellente station d'observation de ce dispositif : les cornéennes du Briovérien chevauchent le Grès armoricain renversé du Mont Myrrha par l'intermédiaire d'une petite écaille de grès feldspathiques cambriens (Formation des Grès de Caumont). Au niveau du viaduc de l'Ante (dérivation ouest de Falaise) et de part et d'autre de la vallée, les escarpements de Grès armoricain correspondent aux deux flancs du

synclinal ici extrêmement pincé décrit par M. Lecornu (1891). A cet endroit, la rivière coule sur les Schistes d'Urville et emprunte exactement l'axe du pli. La charnière plurimétrique peut s'observer, un peu en amont, dans les affleurements de Grès armoricain situés en rive gauche de l'Ante (pli N110°E, 30°E). Plus à l'Est, l'anticlinal de Saint-André en Gouffern, puis le synclinal de Chétif-Bois à cœur d'ampélites siluriennes, doivent être considérés comme des replis d'entraînement du flanc sud de cette unité.

- *L'anticlinal de Pierrepont-Bois de Saint-André* : faisant suite à l'unité précédente, cet anticlinal présente un double plongement axial qui permet l'affleurement d'un noyau de socle précambrien en son cœur (Est de Pierrepont). Celui-ci, en partie masqué par les terrains jurassiques et les formations superficielles, est constitué du granite de Quinquéfougère et de son auréole métamorphique. Au niveau du Bois de Saint-André, les assises gréseuses de l'Ordovicien (Grès armoricain et Grès de May) soulignent la fermeture périclinale, tronquée vers l'Est par la faille de Falaise-Nécý.

- *Le synclinal de Tréprel-les Grandes Bruyères* : cette unité constitue la bordure sud du synclinorium de la Zone bocaine. Elle est limitée au Nord par un contact anormal majeur composé des failles inverses de Pierrepont et de Saint-Pierre-du-Bû. Son flanc sud est affecté par le jeu récent de la faille Cordey-Rônai. A l'Ouest, la Formation des Schistes de Gouvix, qui occupe le cœur du petit synclinal de Tréprel, est déformée par plusieurs replis secondaires plurimétriques, telle la charnière anticlinale qui affleure en rive droite du ruisseau, au lieu-dit la Vallée Chevalière (Sud-Ouest de Tréprel). À cet endroit, une schistosité de fracture verticale provoque le débit millimétrique de ces schistes parallèlement au plan axial du pli. Aux Loges-Saulces, un petit repli synclinal au flanc nord faillé s'observe dans la vallée du ruisseau Le Boulaire. Plus à l'Est, la faille de Saint-Pierre-du-Bû entraîne également l'ablation d'une grande partie du flanc nord du synclinal des Grandes Bruyères. Vers Rônai, cette unité s'ennoie progressivement sous la couverture secondaire tandis que le pendage des couches cambro-ordoviciennes s'accroît (de 70°N à vertical).

• **Synclinal de La Forêt-Auvray**

Dans le quart sud-ouest de la feuille, le petit synclinal dissymétrique de La Forêt-Auvray, orienté N110°E et plongeant faiblement vers l'Ouest, est constitué des formations détritiques et carbonatées de la base du Cambrien. Les couches faiblement inclinées du flanc sud et de la terminaison orientale reposent en contact stratigraphique sur le Granite d'Athis, tandis que celles du flanc nord, fortement redressées, voire déversées, sont en contact par faille avec le Briovérien métamorphique. Au voisinage de cette faille, une silicification secondaire à caractère hydrothermal se développe dans les arkoses cambriennes. Ce synclinal de La Forêt-Auvray se prolonge vers l'Ouest sur la feuille Condé-sur-Noireau à 1/50 000 (Doré et *al.*, 1993).

- **Synclinal des Rotours**

Au Sud-Est de Rabodanges, le petit synclinal des Rotours n'est représenté que par son flanc sud réduit à un lambeau de Grès pourprés cambriens. Les couches plongent faiblement vers le Nord et viennent buter contre le Briovérien métamorphique. Le sondage des Rotours (176-6X-0016, *cf.* documentation complémentaire), réalisé à proximité du contact, permet d'en préciser la nature et la géométrie. Une cinquantaine de mètres de cornéennes silicifiées et broyées reposent sur des arkoses cambriennes par l'intermédiaire d'une brèche tectonique à fragments de cornéennes. Il s'agit donc d'une faille inverse varisque à fort pendage vers le Nord. Cette unité paléozoïque se prolonge au Sud-Est sur le territoire de la feuille voisine Argentan à 1/50 000.

Fracturation varisque

Les formations paléozoïques sont affectées par plusieurs familles de fractures (fig. 10).

- **Les failles inverses WNW-ESE** Il s'agit de failles parallèles à l'axe des plis, provoquant le chevauchement vers le Sud des unités anticlinales sur les synclinaux. Citons, du Nord au Sud : la faille de Pierrepont qui sépare l'anticlinal de Pierrepont du synclinal de Tréprel, relayée vers l'Est par la faille de Saint-Pierre-du-Bû qui provoque le chevauchement de l'anticlinal de Saint-André sur le synclinal des Grandes Bruyères ; la faille bordière du massif granitique d'Athis qui met en contact les cornéennes briovériennes de l'anticlinal varisque de la Baize avec les terrains cambriens du synclinal de La Forêt-Auvray et celui des Rotours.

- **Les décrochements senestres N10-40°E et dextres N150-160°E**, transverses aux plis, affectent les terrains paléozoïques et précambriens. De telles failles décrochantes N10°E et N40°E, subverticales, peuvent s'observer dans la Formation du Grès armoricain exploitée dans la grande carrière de Vignats. L'une d'entre elles, orientée N10°E, présente un rejet horizontal senestre d'environ 150 m.

- **Le décro-chevauchement de Falaise-Nécy** : les levés réalisés dans le cadre de cette carte ont permis de préciser le tracé de la faille Falaise-Nécy (anciennement faille de Vignats) qui s'avère être un élément structural régional important, masqué en partie par la couverture secondaire. Ce décro-chevauchement dextre d'orientation générale NW-SE (de N150°E à N130°E selon les secteurs) tronçonne la Zone bocaine orientale sur une quinzaine de kilomètres environ. Au Nord, il permet la mise en contact tectonique du socle briovérien avec les assises cambro-ordoviciennes du synclinal de Saint-Germain-Langot. Dans la cluse de l'Ante à Falaise, les cornéennes du Briovérien reposent sur les bancs renversés du Grès armoricain par

l'intermédiaire d'une petite écaille de grès feldspathiques cambriens (voir la coupe associée à la carte). Des stries de frictions sub-horizontales, visibles dans les escarpements de quartzites blancs situés sous le château de Falaise (rive droite de l'Ante) indique la composante décrochante de cet accident. Dans son tronçon sud-est, la faille de Falaise-Nécý met en contact les séries cambro-ordoviciennes orientales (région de Vignats) avec les ampélites siluriennes du cœur du synclinal de Saint-Germain-Langot. Elle disparaît ensuite sous les terrains secondaires.

Schistosité et métamorphisme varisque

Dans cette partie de la Normandie, la schistosité de plan axial des plis varisques est de type fracture, soulignée par un début de recristallisation orientée des phyllites dans les niveaux les plus fins (formations des Schistes de Gouvix, des Schistes du Pont-de-la-Mousse, des Schistes d'Urville). Ces néogénèses prouvent le caractère synschisteux du métamorphisme varisque. Dans les assises schisteuses cambro-ordoviciennes, les associations des minéraux argileux appartiennent au faciès à illite-chlorite et leur degré de cristallinité situe le métamorphisme en domaine anchizonal ($t = 300$ à 400°C ; $p < 0,2$ Gpa ; Le Gall, 1993). Les sédiments siluriens (ampélites) recèlent une paragenèse à illite-chlorite-pyrophyllite qui témoigne d'un métamorphisme plus faible, à la limite anchizone-diagenèse profonde.

Cinématique de la déformation varisque

La tectogenèse de la chaîne varisque s'inscrit dans un régime de déformation progressive régie par des contraintes compressives sub-méridiennes à vergence sud. La première étape correspond à la phase de plissement selon un axe $\text{N}120^{\circ}\text{E}$ avec développement de schistosité de fracture dans les formations schisteuses. Cet épisode ductile cessera et sera ensuite relayé par une déformation cassante qui entraîne le jeu de grandes failles inverses directionnelles ($\text{N}120^{\circ}\text{E}$) inclinées vers le Nord. Le dernier serrage de la chaîne génère un jeu décrochant sur des accidents conjugués $\text{N}30^{\circ}\text{E}$ senestres et $\text{N}10$ - 150°E dextro-inverses (faille Falaise-Nécý) qui réempruntent probablement le tracé d'accidents synsédimentaires préexistants.

Âge de la tectogenèse varisque

Compte tenu de la limite d'érosion actuelle des terrains paléozoïques, qui atteint ici les ampélites siluriennes, la phase plicative majeure de l'orogénèse varisque n'est pas datée avec précision dans ce secteur de Normandie (post-silurienne et anté-triasique). Dans le Cotentin, là où les terrains dévonocarbonifères existent, on la situe au Carbonifère, postérieurement au Viséen plissé du synclinal de Montmartin (feuilles Coutances, Dupret et *al.*, 1989 ; Saint-Lô, Dupret et *al.*, 1997a) et avant le dépôt des petits bassins houillers du

bassin de Carentan (Westphalien du Plessis et Stéphanien de Littry ; Coquel et al., 1969, 1970).

DÉFORMATION DE LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

La couverture sédimentaire post-varisque représentée par des terrains du Trias au Tertiaire, principalement par le Jurassique, présente une structure monoclinale faillée. Cette structure est le résultat de déformations épigénétiques et de déformations cassantes qui se sont succédées en plusieurs étapes pendant le Secondaire et le Tertiaire à la bordure est-armoricaine du bassin de Paris au revers nord de l'Éperon du Perche. Des tectoglyphes ont pu être observés ponctuellement. Les données structurales concernant la couverture sont synthétisées sur la figure 12.

De direction globalement nord-sud, la bordure est-armoricaine du bassin de Paris est en réalité, vue à l'échelle de la carte géologique de France à 1/1 000 000, constituée de tronçons à peu près rectilignes séparés par des zones charnières. La feuille Falaise (fig. 1 ; voir chapitre : Introduction) se situe dans le tronçon Bayeux-Sées orienté NW-SE au revers nord de l'Éperon du Perche, alors qu'au revers sud de ce dernier le tronçon Alençon-Angers est orienté NE-SW. L'Eperon du Perche (Rioul, 1968) apparaît ainsi comme un grand bombement marqué au niveau d'Alençon par un changement de direction de la bordure est-armoricaine du bassin de Paris. Au niveau de ce bombement apparaît un champ de failles (Dangeard, 1943) organisé entre deux grands linéaments : au Nord le linéament d'orientation N115°E connu sous le nom d'axe du Merlerault (Lecornu, 1888) prolonge vers l'Est la Zone bocaine ; au Sud le linéament Vitré-Mayenne-Alençon d'orientation N60°E prolonge vers l'Est le cisaillement nord-armoricain. L'axe du Merlerault, qui traverse la feuille Falaise en diagonale, se présente actuellement comme un linéament composite comprenant le tronçon oriental du synclinal varisque de la Zone bocaine et, à l'intérieur du bassin de Paris, un alignement de failles (faille de Grande Gouffern, faille de Senonches - La Ferté-Vidame) et une élévation topographique qui constitue entre le Merlerault et Pithiviers la ligne de partage des eaux Manche-Atlantique.

Structure monoclinale du Jurassique

Révélee par la cartographie, elle peut être précisée par le tracé des courbes isohypses de la base du Calcaire à bélemnites réalisé à partir des affleurements et des données des sondages, en excluant évidemment les zones de paléo-reliefs de la surface post-varisque, zones de non-dépôt de la formation (fig. 12). Cette carte montre, si l'on met de côté les perturbations liées aux failles, une direction moyenne des couches de N140°E et un plongement

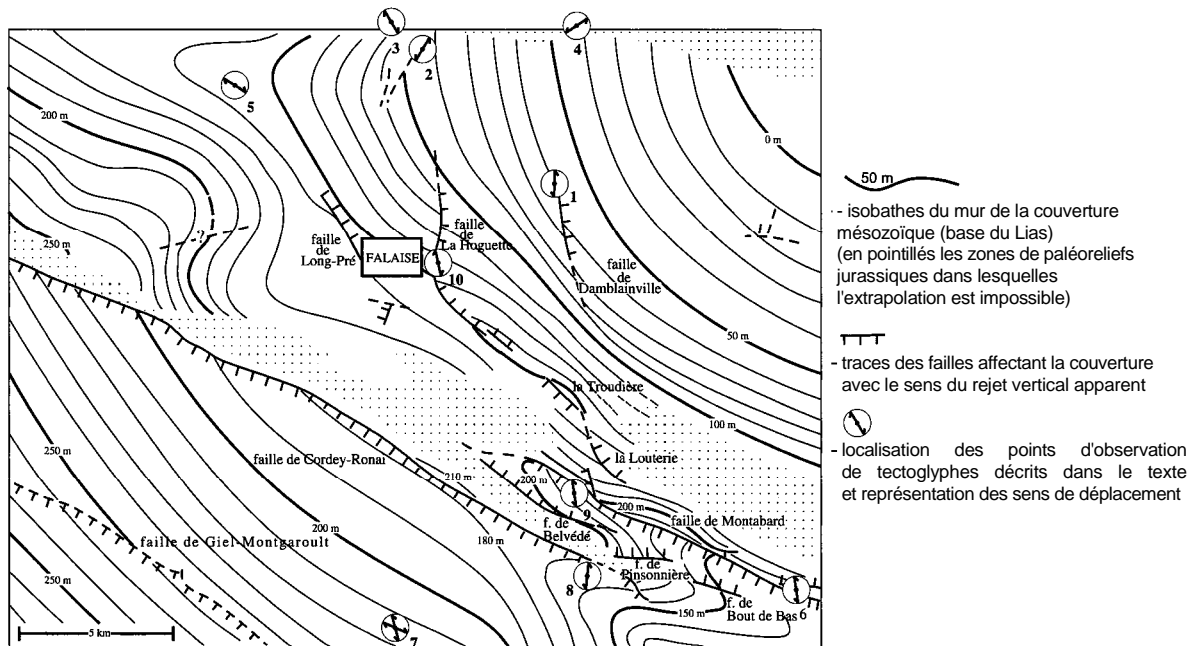


Fig. 12 - Structure de la couverture mésozoïque de la feuille Falaise

de 0,5° à 2° vers le Nord-Est. La structure monoclinale du Jurassique se perçoit facilement sur le terrain dans les surfaces structurales observables notamment en rive gauche de la Dives, la plus spectaculaire formant le plateau faiblement incliné des Monts d'Éraines.

La structure du Jurassique de la feuille Falaise reflète ainsi l'allure générale du tronçon Bayeux-Sées de la bordure est-armoricaine du bassin de Paris au revers nord de l'Éperon du Perche. Acquise définitivement seulement à la fin du Tertiaire, voire pendant le Quaternaire (voir chapitre : Synthèse géodynamique régionale et géodynamique récente), cette structuration monoclinale du Jurassique s'est effectuée en plusieurs étapes révélées par la cartographie.

Déformations syn-jurassiques

Les biseaux sédimentaires observables à l'échelle de la carte révèlent des déformations syn-jurassiques : l'amincissement vers le Sud-Est de la série bathonienne liée à la diminution d'épaisseur (Calcaire de Bon-Mesnil) et à la disparition de plusieurs formations (Calcaire de Rouvres, Caillasse de Blainville, Calcaire de Ranville) non représentées au Sud de la Zone bocaine, doit être mis sur le compte de l'exhaussement relatif de l'Éperon du Perche (fig. 9 ; voir chapitre : Conditions de formation des entités géologiques). Aucune faille syn-jurassique n'a toutefois été mise en évidence sur la feuille Falaise. Les minéralisations diffuses de barytine observées près de Saint-Pierre-du-Bû pourraient s'apparenter à celles décrites par M. Rioult (1985) dans l'Éperon du Perche et attribuées à une activité hydrothermale syn-jurassique.

Discordance Jurassique-Crétacé

La discordance cartographique entre le Jurassique et le Crétacé se traduit par le fait que ce dernier repose directement, au niveau du plateau de Gouffern, sur les Marnes d'Escoville, alors qu'au Nord-Est de la feuille les niveaux sus-jacents à ces dernières sont préservés. L'analyse des cartes à plus petite échelle a permis depuis longtemps (Bertrand, 1892 ; Dangeard, 1943) de relier régionalement cette discordance à une surrection de l'Éperon du Perche. Pendant le Crétacé supérieur ce dernier constitue toujours une zone haute séparant le bassin normand à faciès crayeux du bassin mancello-tourangeau à faciès sableux (Juignet, 1974 ; Mégnien et *al.*, 1980).

Forme de la paléo-surface continentale paléogène

La paléo-surface continentale paléogène qui relie les formations résiduelles (argiles à silex) autochtones, plateau du Cinglais, butte de Bons-Tassily, plateau de Gouffern, témoins du Houlme, montre une structure monoclinale faillée : le pendage général vers le Nord-Est est de l'ordre d'un

quart de degré. Discordante sur le Jurassique et sur le Crétacé préalablement faillés, la surface paléogène plonge donc globalement plus faiblement que la série mésozoïque, caractère constant de la bordure est-armoricaine du bassin de Paris : les surfaces successives de dépôts, d'érosion et d'altération plongent de plus en plus faiblement selon leur âge en direction du bassin de Paris, tandis qu'elles se recoupent en direction du Massif armoricain (Klein, 1973). Cette surface est affectée par le jeu ou rejeu de failles à rejet pluri-décamétrique : faille de Cordey-Rônai, faille de Montabard.

Failles affectant la couverture du bassin de Paris

La structure monoclinale de la couverture est perturbée (fig. 12) par des failles à rejet vertical apparent plurimétrique à pluridécamétrique affectant le Jurassique, le Crétacé et, *pro parte*, les formations résiduelles (argiles à silex). Alors que la précédente carte à 1/80 000 Falaise ne figure, dans sa 4^e édition, que la seule faille mise en évidence par L. Dangeard (1947) limitant au Nord le plateau crétacé de Gouffern, les cartographies récentes à 1/50 000 montrent l'importance du réseau de failles dans l'ensemble de l'Eperon du Perche présentée par le même auteur (1947). Ces failles se localisent clairement sur les discontinuités tectoniques ou lithologiques héritées de la structuration cadomo-varisque : la direction dominante est N120°E au niveau de la Zone bocaine s'infléchit vers une direction N-S pour les failles situées au Nord.

L'éclairage nouveau que donnent ces failles à la structure de la couverture et à l'histoire géologique tertiaire justifie qu'on présente ici une description détaillée des faits d'observations qui permettent de les mettre en évidence.

• **La faille de Montabard.** Elle limite au Nord le Crétacé et sa couverture d'argiles à silex du plateau de Gouffern. En partie représentée sur l'ancienne coupe à 1/80 000, elle est figurée à l'Est sur la feuille Vimoutiers sous le nom de « faille nord de Grande Gouffern » (Ménillet et *al.*, 1994 ; Ménillet et Rioult, 1994). Les levés de la feuille Falaise ont permis de suivre cette faille en continu sur une dizaine de kilomètres, elle s'exprime parfaitement au niveau du village de Montabard et semble s'amortir à l'Ouest de Nécý.

On n'a pas d'indication de pendage, faute d'affleurements montrant le plan de faille dégagé. La trace cartographique suggère toutefois un plongement fort à subvertical. La faille a un regard sud, un rejet vertical apparent de l'ordre de 30 m vers le Moncel et Montabard, atteignant environ 40 m au niveau des sources du Meillon. Entre Nécý et Montabard elle met en contact les Schistes du Pont-de-Caen ordoviens ou leur couverture de Trias au Nord, avec les calcaires bajo-bathoniens au Sud. Ce contact se suit parfaitement sur le terrain près de Clinchamps. Il passe très précisément au point coté 204. De Montabard à la limite orientale de la feuille, la faille

sépare les calcaires bajo-bathoniens (formations de Caen et de Bon-Mesnil) au Nord, des marnes calloviennes surmontées du Crétacé et de son manteau d'altérites au Sud. Le contact peut être localisé très précisément en de multiples endroits en particulier près du hameau de Crélu ou de la ferme du Moncel. Au Sud de Raveton, le Calcaire de Bon-Mesnil montre dans une ancienne sablière en cours de comblement un plongement de 16° vers le Sud indiquant un crochon décamétrique de la série jurassique. Le calcaire de Langrune apparaît épisodiquement en très minces lambeaux (à peine métriques) coincés dans la faille. Près de Crélu un lambeau de marnes calloviennes sépare le Calcaire de Bon-Mesnil de l'argile à silex.

Un fait important ressort à l'évidence : la surface d'altération du Crétacé et les argiles à silex sus-jacentes sont recoupées par la faille, aucune altération n'affectant le Jurassique du compartiment nord. Si on retient un âge paléogène pour les formations résiduelles, le jeu de la faille de Montabard serait néogène (alpin *sensu stricto*).

Deux petites failles de direction N100°E ont été cartographiées au Nord de la faille de Montabard : l'une à regard sud près de Vorcher, l'autre à regard nord à l'Est du Moncel. Leur rejet est plurimétrique.

A l'Est de Nécy un petit accident oblique de direction N160°E mettant en contact les calcaires bajociens avec le Trias peut être cartographié. La carte figure en outre un accident supposé, de direction N130°E, dans le Trias à l'Est de Nécy : les sondages à la tarière (176-7X-0016 et 176-7X-0017) mettent en effet en évidence un rejet d'une dizaine de mètres de la base du Trias qui ne peut s'expliquer par une morphologie de la surface post-varisque. Il est impossible de suivre cette faille en surface. Elle serait liée à la réactivation tertiaire du décrochement varisque Falaise-Nécy.

• **La faille de Belvédé.** Elle se suit cartographiquement sur environ 4 km. Près de la ferme de Belvédé, à regard nord, elle met en contact le Calcaire de Caen avec la partie sommitale du Calcaire de Bon-Mesnil. Son rejet vertical atteint donc environ 25 à 30 m. Le pendage de la faille ne peut être précisé. Au Nord-Est de Maison Rouge, l'argile à silex repose directement sur le Calcaire de Caen du compartiment sud. Le jeu de la faille est donc au moins en partie antérieur à l'altération paléogène. La présence d'un petit témoin d'argile à silex, reposant sur le Calcaire de Bon-Mesnil du compartiment nord en contrebas de la faille, militerait pour un jeu postérieur.

• **La faille de la Pinsonnière.** Au niveau de la Pinsonnière, au Sud de Montabard, une faille d'orientation N95°E, à regard nord, de pendage non précisé, met en contact le Calcaire de Bon-Mesnil et les Marnes d'Escoville : observée indirectement grâce à la faveur de

terrassements, elle montre un rejet apparent de l'ordre de 10 m mais n'a pu être prolongée cartographiquement

• **La faille du Bout de Bas-Pommainville.** Au Sud-Est de Montabard, à l'Est du hameau de Bout de Bas, une faille d'orientation N110°E à regard nord, met en contact les Marnes d'Escoville au Nord et le Calcaire de Bon-Mesnil au Sud. Ce dernier montre au voisinage de la faille un pendage de 20° vers le Nord. Le pendage de la faille ne peut être précisé.

On notera qu'entre les failles à regard nord de Pinsonnière et de Bout de Bas, et la faille à regard sud de Montabard, le plateau crétacé de Gouffern et sa couverture d'argiles à silex occupent, en dépit de leur situation topographique élevée, une position structurale de graben.

• **La faille de Cordey-Rônai.** C'est la faille qui montre la plus grande extension sur la feuille. De direction générale N120°E, à regard sud, d'un rejet vertical atteignant 40 m, elle suit le rebord sud du synclinal de la Zone bocaine depuis sa terminaison orientale, près de Villers, en direction de Cordey, recoupe le synclinal des Grandes Bruyères et suit à nouveau le flanc sud de la Zone bocaine jusqu'à la limite ouest de la feuille. Dans sa terminaison orientale, la faille de Cordey-Rônai s'exprime par un rejet vertical de 5 m environ des niveaux bathoniens. A l'Est de Rônai la faille est facilement localisable : passant au niveau du cimetière elle met en contact, au Nord, le Calcaire de Fresné-la-Mère accolé au paléo-relief de Grès armoricain de Maison-Rouge avec, au Sud, des niveaux élevés du Calcaire de Bon-Mesnil. Le rejet vertical atteint à ce niveau une trentaine de mètres. Dans ce même secteur on note que les formations résiduelles tertiaires reposent de part et d'autre de la faille sur des niveaux différents du Jurassique, indiquant l'antériorité de la faille aux altérations paléogènes, mais on observe que les altérites elles-mêmes sont décalées verticalement, attestant d'un rejeu postérieur.

A l'Ouest de Rônai la faille met en contact les Schistes et calcaires cambriens avec le Calcaire de Bon-Mesnil.

Près de Rouffigny, les calcaires bajociens surmontés d'un placage d'argile à silex sont en contact avec les Schistes de Gouvix cambriens. Un petit témoin de Lias calcaire (calcaires pliensbachiens à *Zeilerid*) plaqué sur les Schistes de Gouvix du compartiment nord atteste d'un rejet vertical d'une quarantaine de mètres. On trouve une disposition analogue jusqu'à Cordey. Plus à l'Ouest, seul un contact faillé peut rendre compte de la limite cartographique tranchée entre les argiles à silex très développées aux dépens de lambeaux de couverture jurassique au Sud et les Schistes violacés de Gouvix, localement les Grès feldspathiques non altérés au Nord. En limite ouest de la carte la faille semble se poursuivre au sein des Schistes et

calcaires cambriens. Elle se prolonge probablement sur la carte Condé-sur-
Noireau (Doré et *al*, 1993), bien que non identifiée jusqu'à présent faute
d'affleurements de marqueurs jurassiques : elle pourrait rendre compte
des différences d'altitudes des témoins d'argiles à silex représentés sur
cette feuille.

• **La prolongation supposée de la faille de Giel-Montgaroult.** Le tracé
des courbes isohypses de la base du Jurassique s'accommode bien d'un
rejet vertical d'une vingtaine de mètres en limite nord du massif d'Athis.
Aucune observation cartographique directe ne permet de préciser le tracé
de cette faille supposée mais d'autant plus probable qu'elle se situe dans le
prolongement de la faille de Giel-Montgaroult parfaitement identifiée et
localisée au Sud-Est sur la feuille Argentan (Ménillet et *al.*, 1987) où elle
affecte le Jurassique, le Crétacé et les argiles à silex.

• **La faille de La Hoguette.** Cette faille se distingue des précédentes par
l'orientation de son tracé variant de N120°E à N20°E. Le rejet vertical
apparent des couches jurassiques s'exprime très bien cartographiquement
entre Falaise et La Hoguette près des Terres Rouges. A ce niveau, orientée
sensiblement N-S, elle met en contact anormal le Trias et le Bajocien à
l'Ouest avec le Calcaire de Bon-Mesnil à l'Est. Le rejet vertical atteint une
vingtaine de mètres, avec un regard vers l'Est. Au niveau de la route de
Falaise à Trun, cette faille s'exprime très nettement dans la morphologie,
limitant brutalement vers l'Est le plateau de calcaires bajociens sur lequel
est implantée la zone industrielle de Falaise.

A l'Est de La Hoguette l'accident passe à une série de petits tronçons dis-
continus de rejet plus faibles, plurimétriques et de regard tantôt sud, tantôt
nord, difficiles à relier.

Au Sud de la Balanderie les sondages à la tarière ont montré que les
calcaires jurassiques du compartiment sud sont partiellement recouverts
par des coulées de solifluxion provenant du Trias du compartiment nord
surélevé d'une dizaine de mètres dans la butte 161. Plus au Sud-Est, la
faille de La Hoguette se prolonge vers l'accident supposé à l'Est de Nécý
évoqué précédemment.

Le prolongement de la faille de La Hoguette vers le Nord est assez clair
jusqu'en rive droite de l'Ante. On ne l'identifie plus en rive gauche au
niveau de Versainville. Au Nord de cette localité, près de la Louterie,
des survols aériens effectués durant l'été 1997 (P. Gigot) ont néan-
moins permis d'identifier, grâce aux anomalies de cultures, un couloir
d'intense fracturation orienté N170°E.

• **La faille de Damblainville.** De direction N170°E sensiblement parallèle au tronçon nord de la faille de La Hoguette, la faille de Damblainville s'exprime cartographiquement au sein des calcaires jurassiques, au Sud de l'Ante, avec un regard est et un rejet vertical apparent maximum de l'ordre de 10 mètres. Elle passe au Sud du Trainefeuille à une flexure perceptible à l'Est de Fresné-la-Mère dans la morphologie actuelle par un gauçhissement de la surface structurale des calcaires bathoniens. A Damblainville même, le plan de faille, sub-vertical, porte des stries indiquant un jeu décrochant senestre (voir ci-après).

• **La faille de Long Pré.** Au Nord-Ouest de Falaise une petite faille de direction N150°E affecte la couverture triasico-jurassique dans le prolongement du décro-chevauchement varisque de Falaise-Nécý. Elle montre un regard est et un rejet vertical apparent de 5 mètres environ.

Les tectoglyphes observés dans les calcaires jurassiques

Des tectoglyphes ont été observés et mesurés dans les calcaires bajobathoniens dans 10 stations repérées sur la figure 12, certaines se trouvant à proximité immédiate de failles cartographiées dans la couverture jurassique. On trouvera ci-après un bref résumé de ces observations pour chaque point d'observation :

1- $x = 420,15$; $y = 1137,84$ (talus d'habitation, faille de Damblainville) : nombreuses stries horizontales senestres sur un plan de faille vertical orienté N20°E ;

2- $x = 415,84$; $y = 1142,29$ (talus route D 246) : stries horizontales (senestres ?) sur des surfaces verticales orientées N45°E ; fentes de tension verticales orientées N130°E remplies de calcite ;

3- $x = 415,06$; $y = 1143,48$ (ancienne carrière près d'Olendon, feuille Mézidon) : surfaces verticales orientées N155°E porteuses de stries horizontales senestres ;

4- $x = 420,00$; $y = 1143,13$ (talus de route près de Bernières d'Ailly, feuille Mézidon) : stries stylolithiques subhorizontales dextres sur des surfaces verticales orientées N60E ;

5- $x = 409,76$; $y = 1141,37$ (terrain de sport de Villers-Canivet) : stries horizontales dextres sur des surfaces subverticales orientées N120°E, fentes de tension verticales remplies de calcite d'orientation N145°E ;

6- $x = 427,40$; $y = 1124,48$ (fosse agricole au Sud-Ouest de Bailleul, près de la faille de Montabard) : plusieurs surfaces verticales orientées N160°E à stries subhorizontales senestres ;

7- $x = 414,15$; $y = 1123,67$ (ancienne carrière, les Monts) : surfaces subverticales orientées N140 à 160°E à stries horizontales senestres, surface verticale orientée N100°E à stries dextres plongeant de 10° vers l'Ouest ;

8- $x = 420,90$; $y = 1125,24$ (fosse agricole, lieu-dit la Route près de la N 158) : surfaces verticales orientées N-S porteuses de stries horizontales senestres ;

9- $x = 420,33$; $y = 1127,90$ (tranchée de la voie ferrée Caen-Argentan près de Nécy, à proximité de la faille de Montabard) : surfaces subverticales orientées N170°E à N10°E à stries horizontales senestres ;

10- $x = 416,05$; $y = 1135,36$ (tranchée de la route D 63 de Falaise à Trun, près de la faille de La Hoguette) : surface verticale orientée N160°E porteuse de stries horizontales (senestres ?).

Ces observations indiquent clairement l'enregistrement d'au moins une phase compressive sous l'effet d'une contrainte maximale horizontale de direction sensiblement N140°E. Cette direction, observée par J.M. Suzzoni (1988) plus au Sud dans la bordure du bassin de Paris entre Argentan et le Poitou, peut correspondre à l'épisode compressif alpin *sensu stricto* fini- ou post-miocène mis en évidence par F. Bergerat (1987) dans l'ensemble de l'avant-pays alpin. Les jeux décrochants senestres N20°E à N45°E s'accorderaient mieux à la première compression méridienne observée par J.M. Suzzoni (1988) et attribuée, à la suite de F. Bergerat (1987) à une première phase compressive pyrénéenne d'âge crétacé terminal à éocène.

Hypothèses sur la genèse des failles affectant la couverture

Bien qu'aucun plan de faille ne soit actuellement directement observable, l'ensemble des observations permet de formuler quelques hypothèses sur la genèse de ces failles.

Ces failles empruntent d'anciennes discontinuités tectoniques ou lithologiques du bâti cadomo-varisque sous-jacent. Ce fait explique que la direction varisque N120°E des structures de la Zone bocaine s'y retrouve majoritairement exprimée. On peut supposer que la virgation vers le Nord de la faille de La Hoguette soit en relation avec un accident satellite de l'accident varisque Falaise-Nécy.

Les observations microstructurales, notamment celles effectuées au voisinage immédiat des failles militent pour un jeu décrochant, dextre (failles N120°E) ou senestre (failles subméridiennes).

La faille de Cordey-Rônai appelle quelques observations. La trace de la faille est de façon flagrante conditionnée par la lithologie des Schistes et calcaires cambriens : la trace cartographique de la faille suggère un plongement sensiblement identique à celui du Cambrien au flanc sud du synclinorium de la Zone bocaine, de l'ordre de 35° à 70° vers le Nord. Compte tenu du regard sud exprimé dans le Jurassique, cette faille présente donc un rejet vertical apparent de faille inverse. Cette disposition est déjà connue

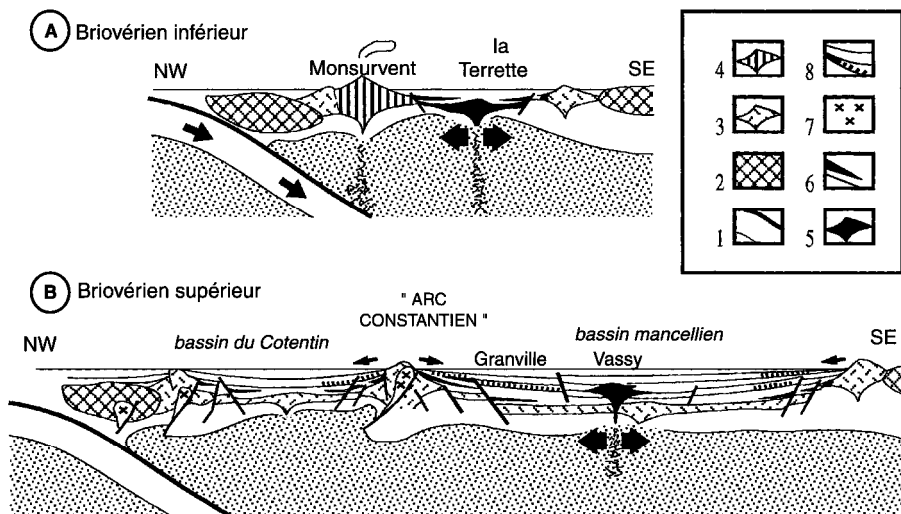


Fig. 13 - Deux étapes de l'évolution géodynamique cadomienne (modifié d'après Dissler et *al.*, 1988)
 A ; Briovérien inférieur (vers 640 Ma) ; B ; Briovérien supérieur (entre 584 et 540 Ma)
 1 - lithosphère océanique en subduction ; 2 - noyaux de gneiss icartiens ; 3 - arc volcanique inactif ;
 4 - arc volcanique actif ; 5 - volcanisme «distensif» ; 6 - phtanites et autres sédiments du Briovérien inférieur ;
 7 - diorite quartzique ; 8 - flysch et conglomérats de turbidites du Briovérien supérieur.

ailleurs dans un contexte absolument identique. Près de Laize-la-Ville, au flanc sud du synclinal de May (feuille Villers-Bocage, levés en cours), la tranchée de la D 562 montre une faille inverse d'un rejet vertical apparent de l'ordre de 0,5 m réempruntant un contact banc sur banc des calcaires cambriens plongeant de 30° vers le Nord. Cette petite faille, très démonstrative, est un élément d'une faille d'extension plurikilométrique dont le rejet vertical apparent atteint 20 m près de Vieux. La faille Cordey-Rônai apporte une information supplémentaire intéressante concernant la chronologie : son jeu est manifestement polyphasé puisque en partie antérieur et en partie postérieur à la formation de la surface paléogène des argiles à silex.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Évolution géodynamique de l'orogène cadomien

L'histoire géodynamique du Protérozoïque supérieur armoricain s'inscrit dans un contexte de convergence de plaques, entre 600 Ma et 540 Ma. Pendant la fermeture de l'Océan celtique, une marge active se développe en bordure nord du continent proto-gondwanien avec subduction d'une lithosphère océanique sous le craton icartien. La reconstitution géodynamique proposée pour la partie nord-orientale du Massif armoricain (Normandie et Maine) décrit un dispositif d'arcs volcaniques et de bassins marginaux comparables aux arcs insulaires actuels du Pacifique-ouest (Dissler et *al.*, 1988 ; Dupret, 1988a ; Dupret et *al.*, 1990).

Quatre grandes étapes se succèdent :

- **Étape 1 : édification d'arcs volcaniques et de bassins au Briovérien inférieur** (fig. 13). Vers 600 Ma, les arcs volcaniques du Vast et de Montsurvent s'installent dans le domaine domnonéen et des volcanites d'affinité tholéiitique compressive, à andésites et pyroclastites dominantes, s'épanchent tandis qu'une distension intra- et arrière-arc apparaît. Elle permet l'ouverture de petits bassins marginaux et la mise en place de basaltes à pillows (Formation de la Terrette ; Le Gall et *al.*, 1986) et de sédiments terrigènes à phtanites (Formation de Saint-Lô ; Dupret et *al.*, 1997a).
- **Étape 2 : première phase de déformation synmétamorphe**. De 600 à 585 Ma, le domaine interne de la chaîne cadomienne (domaine domnonéen) subit une première phase de déformation synmétamorphe (faciès amphibolite) contemporaine de plutons dioritiques (la Hague, Coutances). Celle-ci conduit à l'émergence de l'arc constantien centré sur l'axe Coutances-Saint-Lô.
- **Étape 3 : comblement du bassin mancellien au Briovérien supérieur** (fig. 13). Au Sud de l'arc constantien émergé, s'ouvre un large bassin

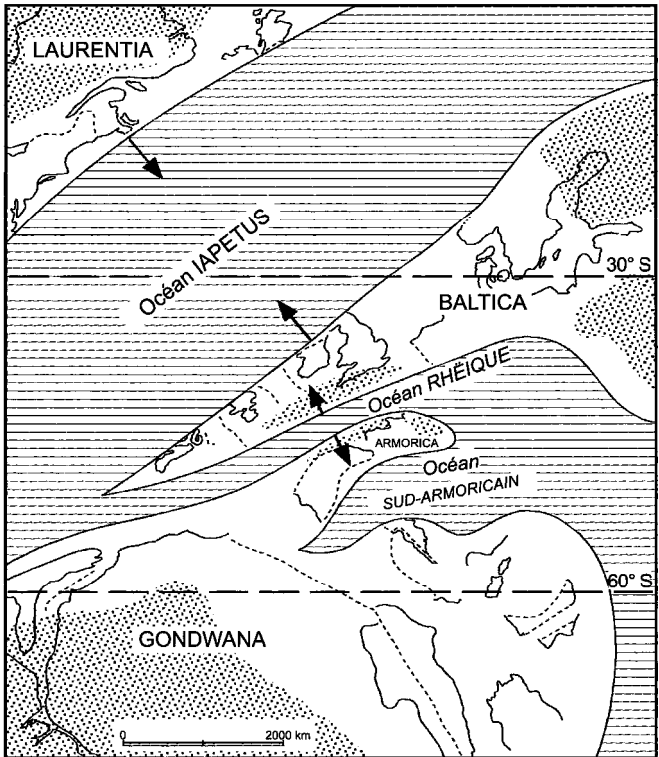


Fig. 14 - Cadre géodynamique de l'Ordovicien inférieur
(d'après Paris et Robardet, 1990)

en extension, le bassin mancennien, qui sera comblé par une épaisse série détritico-turbiditique liée au fonctionnement de cônes sous-marins profonds. Au cœur de ce bassin s'épancheront des tholéiites distensives (basaltes à pillows de Vassy ; Dupret *et al.*, 1985b) et des venues hydrothermales à l'origine des sulfures polymétalliques de Rouez (Safa, 1980).

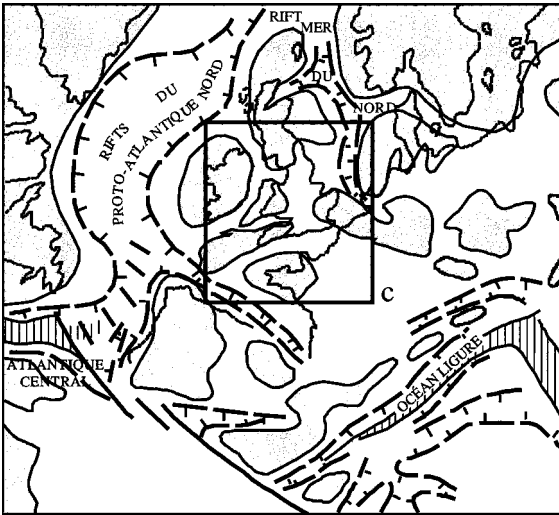
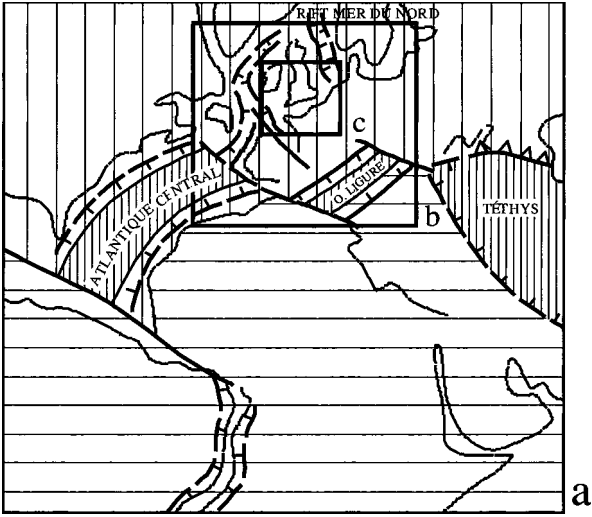
• **Étape 4 : stade ultime de la convergence et magmatisme fini-cadomien.** La fermeture du bassin mancennien provoque, principalement sur sa bordure septentrionale, la formation de plis synschisteux N70°E, à vergence nord. Vers 540 Ma, l'activité magmatique fini-cadomienne entraîne la mise en place de nombreuses intrusions granodioritiques d'origine crustale (plutonisme de la Mancennia). Les derniers effets de la géodynamique cadomienne se feront sentir dans le Cotentin et le Maine par des émissions volcaniques acides contemporaines de la distension post-orogénique cambrienne (andésites et ignimbrites du Maine ; Le Gall, 1993 et ignimbrites de Saint-Germain-le-Gaillard, datées à 531 ± 10 Ma ; Guerrot *et al.*, 1992).

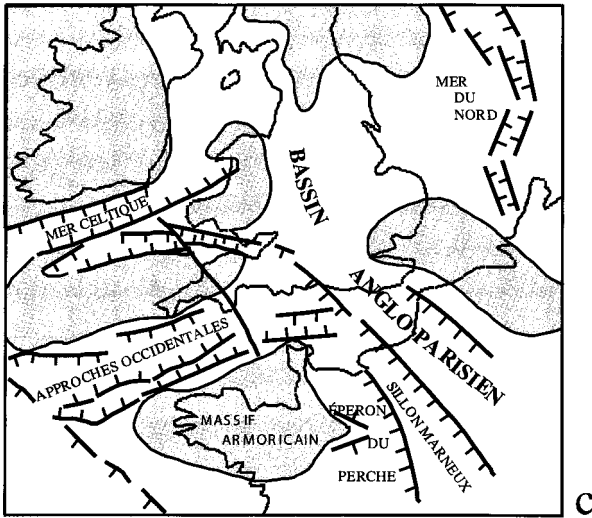
Seules les deux dernières étapes de l'évolution de la chaîne trouvent des témoins dans le socle précambrien de la région de Falaise. Il s'agit des turbidites du Briovérien supérieur résultant du remplissage du bassin mancennien, des plis cadomiens N70°E générés pendant la phase de compression fini-cadomienne, et de la granodiorite d'Athis, témoin de l'activité crustale tardi-cadomienne.

Évolution géodynamique de l'orogène varisque

La chaîne varisque d'Europe moyenne est le résultat d'une convergence continentale entre deux super-continentes, Baltica au Nord et Gondwana au Sud, qui étaient séparés, au Paléozoïque inférieur, par l'océan Rhéique (fig. 14). Plusieurs microcontinents constituaient la marge septentrionale gondwaniennne, telle la microplaque Armorica à laquelle appartient le socle cadomien normand-breton. Au début de l'histoire varisque (Ordovicien moyen), une aire océanique étroite (océan sud-armoricain ou centralien) s'ouvrira au Sud de ce micro-continent qui se détachera alors temporairement du Gondwana. La collision continentale, amorcée dès le Silurien supérieur dans la partie méridionale de la chaîne après la subduction sud-armoricaine, atteindra la chaîne septentrionale au Dévonien inférieur (fermeture de l'océan Rhéique). Elle sera totalement achevée au Carbonifère. A la fin du Paléozoïque, les masses continentales sont à nouveau regroupées pour former un continent unique : la Pangée.

En Normandie, les séries paléozoïques se sont déposées dans des aires de sédimentation intra-continentales appartenant au domaine de plateforme externe de la chaîne, loin des subductions et des zones de nappes sud-armoricaines et ardennaises. L'intensité des déformations et celle du





- a) éclatement de la Pangée (d'après Lemoine, *in* Dugué, 1989)
(continents en hachures lâches, croûtes océaniques en hachures serrées)
- b) cadre géodynamique du Nord-Ouest européen
(d'après Ziegler, 1982, modifié) (terres émergées en grisé)
- c) structures subsidentes et terres émergées (en grisé)
du Nord-Ouest de l'Europe au Jurassique moyen
(d'après Dugué, 1989, modifié)

Fig. 15 - Cadre géodynamique du Jurassique moyen

métamorphisme y restent modestes, ainsi que l'activité magmatique réduite à la mise en place de filons doléritiques au Dévonien moyen et de quelques plutons granitiques (massifs de Flamanville, de Barfleur et d'Alençon) au Carbonifère.

Dans la région de Falaise, l'histoire varisque commence avec le remplissage, au Cambrien inférieur, de petits bassins distensifs (hémigrabens) situés en marge septentrionale de la Mancellia qui restera émergée jusqu'à l'Ordovicien. Le jeu en extension des blocs cadomiens contrôlera les dépôts silico-argileux et carbonatés, mais aussi les lacunes (Doré, 1969) qui apparaîtront au gré des basculements de blocs. A l'Ordovicien, la transgression marine progresse sur les derniers reliefs cadomiens restés émergés : les sables de la Formation du Grès armoricain se déposent en discordance cartographique sur les séries cambriennes. Le maximum de la transgression est atteint avec les dépôts terrigènes fins de la Formation des Schistes d'Urville suivis par la Formation arénacée des Grès de May. Dans cette partie de la Normandie, cette sédimentation marine de plate-forme se prolongera au moins jusqu'au Silurien avec, à la fin de l'Ordovicien, l'enregistrement d'un épisode glaciaire (Formation de la Tillite de Feuguerolles).

Après une première phase compressive nord-sud aux effets limités dans ce domaine externe (cortège filonien doléritique et lacune du Dévonien moyen et supérieur), la collision continentale consécutive à la fermeture de l'océan Rhéique entraîne au Carbonifère inférieur la déformation du socle cadomo-varisque normand. Une succession de plis synschisteux d'amplitude kilométrique, déversés vers le Sud, apparaissent, suivis de failles inverses et de décrochements.

Évolution géodynamique mésozoïque : la bordure est-armoricaine du bassin de Paris

Appartenant au bloc continental pangéen issu de l'orogénèse varisque, l'Europe de l'Ouest présente dès la fin du Paléozoïque un paysage fortement pénéplané. Dès lors les manifestations de tectonique distensive (fig. 15) vont s'y succéder dans le temps et ne seront contrariées qu'à partir du Crétacé supérieur par les effets de l'orogénèse alpine.

À la fin du Carbonifère puis au cours du Permien s'ouvre le bassin de la mer du Nord et du Nord de l'Allemagne, tandis que de nombreux petits bassins (dont celui de Carentan) apparaissent à l'emplacement du futur bassin de Paris (Mégny et *al*, 1980). Le rift alpin dépendant de la Téthys s'ouvre au Trias à l'emplacement des futures Alpes occidentales et atteint au cours du Jurassique le stade océanique avant de se refermer à partir du Crétacé supérieur lors de la collision alpine. L'ouverture océanique de l'Atlantique, qui seule se poursuit actuellement, débute au Jurassique (Atlantique central) ou au Crétacé (Atlantique nord).

Dans ce contexte globalement distensif, le Massif armoricain constitue au cours du Mésozoïque une zone épirogénique positive, dont l'Éperon du Perche constitue un des axes permanents, et dessine une île plus ou moins étendue soumise sur son rivage oriental aux transgressions successives en provenance du bassin de Paris ; ce dernier, au contraire, est un domaine subsident dans lequel la sédimentation marine enregistre les influences des trois domaines distensifs évoqués précédemment. Ainsi au Jurassique moyen, période pendant laquelle se sont déposés l'essentiel des dépôts mésozoïques de la feuille Falaise, la subsidence est maximale dans le « sillon marneux » (axe négatif orienté NNW-SSE entre la Basse Seine et le Massif central) communicant avec le domaine atlantique par les Approches Occidentales de la Manche et avec le rift alpin par la Bourgogne (Ziegler, 1982) alors que les lacunes sédimentaires soulignent la tendance positive de l'Éperon du Perche en bordure du Massif armoricain émergé (voir fig. 9).

Au Jurassique supérieur, tandis que le rift alpin atteint le stade océanique, l'Europe du Nord est soumise à une crise épirogénique majeure. Le développement des terres émergées s'accompagne régionalement d'une lacune du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur.

En discordance sur le Jurassique ou le socle post-varisque, la transgression généralisée du Crétacé supérieur épargne encore le Massif armoricain, l'Éperon du Perche jouant à nouveau un rôle paléogéographique important en séparant les faciès crayeux au Nord des faciès sableux au Sud. La mer du Crétacé supérieur communique à la fois avec la mer du Nord, l'Atlantique en voie d'ouverture, et l'océan alpin en cours de fermeture sous l'effet de la convergence entre l'Eurasie et l'Afrique.

Évolution cénozoïque : la continentalisation du bassin de Paris

La régression fini-crétacée correspond à un changement radical du cadre géodynamique qui entraîne un ralentissement considérable de la subsidence du bassin de Paris. Dès la fin du Crétacé on observe la surrection des grandes

structures anticlinales (Artois, pays de Bray, Éperon du Perche) déjà décrites par les anciens auteurs sur la marge ouest du bassin de Paris, (Lecornu, 1888 ; Dollfus, 1890 ; Bertrand, 1892) ainsi qu'un bombement généralisé du Massif armoricain (Wyns, 1991), tandis qu'au cœur du bassin les transgressions éocènes sont contrôlées par une succession d'anticlinaux et synclinaux (Cavelier et Pomerol, 1979 ; Mégnién et *al.*, 1980). Toutes ces déformations liées à un régime compressif globalement N-S (Bergerat, 1987 ; Suzzoni, 1988) traduisent les effets sur la plate-forme européenne de l'orogénèse alpine *s.l.* (phase pyrénéo-provençale), liée au début de la convergence des plaques Afrique et Eurasie.

Les transgressions tertiaires venant de la mer du Nord et de l'Atlantique, puis de l'Atlantique seul, n'envahissent plus que partiellement le bassin dans sa partie centrale paléogène. Du Crétacé terminal à l'Eocène supérieur, les bordures occidentale et méridionale du bassin de Paris sont livrées à l'érosion et surtout à une altération intense favorisée par un climat chaud et humide : la « paléosurface paléogène » (Wyns, 1991) est une surface continentale marquée par la présence d'un épais manteau de formations résiduelles (argiles à silex, faciès Thimerais ; Quesnel, 1997) que ne recouvriront que de minces épandages fluviatiles détritiques de l'Eocène supérieur. Les petits bassins sédimentaires isolés qui piègent les sédiments de cette époque semblent localisés le long de failles décrochantes dans un régime compressif N-S (Ollivier-Pierre et *al.*, 1988 ; Mary et Giordano, 1988).

L'épisode distensif fini-éocène à oligocène qui ouvre le rift ouest-européen à l'Est du bassin de Paris laisse peu de traces à l'Ouest. La mer se retire définitivement du centre du bassin de Paris à la fin de l'Oligocène.

Au cours du Miocène la plate-forme ouest européenne est à nouveau soumise aux effets de l'orogénèse alpine (phase alpine *s.s.*) et à une compression orientée globalement NW-SE (Bergerat, 1987 ; Suzzoni, 1988). C'est donc au Mio-Pliocène qu'il convient de rapporter les derniers rejeux compressifs, postérieurs aux argiles à silex, des failles affectant la couverture mésozoïque de la feuille. Au Pliocène un régime distensif N-S (Suzzoni, 1988) serait responsable du piégeage des sédiments pliocènes de la région de Bayeux (sables de Saint-Vigor) et du Cotentin (Pareyn, 1980a ; Baize, 1998) mais à l'intérieur du bassin de Paris les modifications paléogéographiques semblent plutôt liées à des déformations à caractère compressif (Wyns, 1977). Compte tenu de la rareté des témoins sédimentaires, l'évolution morphologique de la région est difficile à reconstituer. Elle livre, avant l'enfoncement pléistocène du réseau hydrographique actuel, une surface continentale, « surface polygénique prépliocène » (Elhai, 1963), qui reprend les grands traits de la paléosurface paléogène.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La période pléistocène correspond essentiellement à l'enfoncement du réseau hydrographique dans la surface polygénique prépliocène (voir chapitre : Conditions de formation des entités géologiques).

La dynamique de cette période est classiquement dominée par les variations climatiques qui s'enregistrent dans le système de terrasses étagées, la plupart des formations superficielles étant issues de la dernière période froide.

En ce qui concerne la néotectonique, les levés de la feuille Falaise n'ont pas livré d'indice permettant de conclure à une activité, au Pléistocène et à l'époque actuelle. Il est difficile, faute d'une bonne corrélation à distance des terrasses quaternaires qui restent les seuls repères chronologiques de cette période, de faire la part entre les effets, sur l'évolution du réseau fluvial, de son antécédence dans un substratum très hétérogène et de ceux qui pourraient résulter de déformations récentes.

Pour difficile à aborder qu'elle soit, la question est posée car, si l'histoire quaternaire a été longtemps considérée comme subordonnée aux seules variations climatiques, des preuves de mobilité tectonique dans le bassin de Paris et dans le Massif armoricain, parfois pressenties par les auteurs anciens, se sont accumulées à la suite des études récentes, notamment de R. Wyns (1977), C. Cavelier et C. Pomerol (1979).

Le jeu positif récent de l'axe du Merlerault, élément nord de l'Eperon du Perche, est le plus fréquemment invoqué. Dès 1888, M. Lecornu met l'accent sur son importance majeure, en tant que ligne de séparation des eaux entre la Manche et l'Atlantique, du Perche à la région de Pithiviers. Dans son bilan des déformations tectoniques affectant l'Ouest du bassin de Paris au Pléistocène et à l'Holocène, R. Wyns (1977) souligne le jeu des failles et des anticlinaux qui jalonnent l'axe du Merlerault dans son tronçon oriental : faille de Senonches, faille de Mortagne, faille de Saint-Arnoult-des-Bois, anticlinal de Senonches. Sur la feuille voisine Vimoutiers, des observations sur les alluvions anciennes appuieraient l'hypothèse d'un jeu positif de l'axe du Merlerault depuis le Quaternaire moyen (Ménillet et *al.*, 1994b).

On observe aussi que c'est à la Zone bocaine centrale, qui prolonge vers l'Ouest l'axe du Merlerault, qu'appartient le point culminant de la région (Mont Pinçon, 362 m).

Dans son prolongement occidental, la Zone bocaine constitue également une ligne de partage des eaux et son soulèvement au cours du Pléistocène est invoqué (Baize, 1998) en liaison probable avec des déformations affectant l'ensemble du Massif armoricain (Wyns, 1991). Notons qu'au Nord de la Zone bocaine occidentale, la région de Carentan, actuellement largement occupée par des marais, a enregistré une sédimentation plio-pléistocène dépassant la centaine de mètres d'épaisseur et attribuée principalement aux effets d'une subsidence tectonique (Pareyn, 1980 ; Baize et *al.*, 1997) tandis que le Nord-Cotentin, jalonné de plages perchées, serait actuellement en surrection (Baize, 1998) tout comme le pays de Bray (Wyns, 1977).

Les auteurs de la notice de la carte Argentan (Kuntz et *al.*, 1989) n'hésitent pas à voir dans les anomalies du cours de l'Orne et dans la

disposition de quelques témoins de terrasses (bien que non datés) des effets de la néotectonique immédiatement au Sud de la feuille Falaise. Mais, au niveau de cette dernière, l'attribution au Trias des placages conglomératiques des environs de Nécý, confondus à tort sur l'ancienne carte à 1/80 000 avec des alluvions anciennes (Pareyn, 1962), supprime un argument en faveur de l'hypothèse (Musset, 1960 ; Salimeh, 1990) du détournement d'un ancien cours de l'Orne qui aurait été primitivement raccordé à l'aval à la Dives actuelle, par une surrection récente de la Zone bocaine.

Sismiquement stable (voir chapitre : Géologie de l'environnement), la région enregistre une sismicité faible qui semble liée à un champ de contrainte maximale horizontale orienté environ N140°E (Grellet et *al*, 1993).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation et cultures

Le large éventail des roches (siliceuses, carbonatées, argileuses) et des formations superficielles, la diversité des sols et la variété des reliefs de la feuille Falaise, se traduisent par des végétations très diversifiées.

Les bois les plus étendus, correspondant pour la plupart à des exploitations privées, se regroupent dans une bande traversant la feuille suivant une diagonale NW-SE qui inclut les reliefs de grès ordoviciens du synclinorium de la Zone bocaine et les plateaux à couverture d'argile à silex du Cinglais et de Gouffern. Les grès ordoviciens sont des substrats filtrants donnant des sols acides dont la sécheresse est compensée par les pluviosités abondantes. Ils permettent le développement de chênaies-hêtraies acidophiles à fougère grand-aigle et chèvrefeuille des bois (*Quercetalia roboripetraeae*), le chêne pédonculé dominant dans le bois de Saint-Germain et le Bois du Roi. Dans les bois de Saint-André et de Feuillet, c'est le chêne sessile qui domine ou forme des chênaies mixtes dans lesquelles le hêtre peut devenir plus important. Il en est de même dans la forêt de Grande Gouffern où l'argile à silex bien drainée par son substrat crayeux favorise le développement des podzols ainsi que dans les bois du Cinglais où, selon l'efficacité du drainage naturel, on trouve des sols podzoliques à caractère hydromorphe ou des sols argileux hydromorphes (réductisols brunifiés).

Surexploités de longue date, ces taillis sont très fréquemment substitués par des essences résineuses : pin sylvestre, épicéa, sapin, douglas, etc. Les landes à bruyères et les landes à ajoncs ou genêts ont pratiquement disparu, ne subsistant qu'en quelques points sur le Grès armoricain ou réapparaissant temporairement à la faveur des coupes forestières.

Entre ces bois, la Zone bocaine forme un espace agricole de cultures et de prairies mésophiles à *ray-grass* et crénelle (*Lolio-Cynosurion*), le plus souvent inclus dans un bocage à maille assez lâche. Ce bocage a été récemment ouvert lors des opérations de remembrement, en particulier autour de la Campagne de Noron-l'Abbaye, et cède la place à une zone de grandes cultures d'où la végétation spontanée a pratiquement disparu.

Dans l'angle sud-ouest de la feuille, la granodiorite d'Athis (ou sa couverture discontinue d'altérites arénacées) donne des sols lessivés podzoliques (podzosols) ou des rankers (rankosols). Ces sols sont occupés par des herbes enserrés dans un bocage serré à très serré, dont les haies sont constituées de chênes pédonculés, de hêtres et de frênes pour les arbres de haut-jet, tandis qu'aubépines, noisetiers, pruneliers et, accessoirement saules, constituent le bourrage. Les bois sur fortes pentes, plus riches et plus frais, relèvent des frênaies à noisetier et jacinthe des bois (*Fraxino-Carpini*). La vallée de l'Orne, très encaissée, présente des banquettes alluviales à aulnes, ormes, saules et grandes herbes (*Alno-Ulmiori*), particulièrement développées dans les gorges de Saint-Aubert, en aval du barrage de Rabodanges.

Les pointements rocheux de cornéennes et de grès cambriens de La Forêt-Auvray présentent des groupements pionniers à lichens et bryophytes, bien caractéristiques de ces milieux.

Le bocage du pays d'Houlme, à petites et moyennes mailles, est installé pour l'essentiel sur les schistes du Briovérien qui livrent des sols bruns acides (brunisol oligosaturés) propices à l'installation de la prairie et à la culture du maïs. On y trouve des prairies naturelles fraîches à chiendent et oseille (*Agropyro-Rumic*). Le réseau hydrographique, bien développé, accueille les grandes hélophytes classiques des berges, la végétation franchement aquatique étant tributaire de la qualité des eaux.

Une dernière composante du paysage bocager de la feuille se situe au Nord-Est dans les collines de l'avant-pays d'Auge. En bas de pente les argiles et marnes calloviennes produisent des pélosols à caractère de pseudogley à traces fréquentes d'hydromorphie et des réductisols. On trouve sur ces sols un bocage assez lâche, à prairies mésophiles et des bois neutrophiles (chênaies-charmaies de l'*Asperulo-Fagiori*).

Les Campagnes de Falaise et d'Argentan offrent des substrats de calcaires jurassiques recouverts partiellement par les lœss. Les sols nus y sont extrêmement fréquents ; les rendzines rouges ou les sols bruns calcaires à calciques dominent sur le Calcaire de Fresné-la-Mère et sur le Calcaire de Caen tandis que le Calcaire de Langrune supporte exclusivement des rendzines rouges. Aux dépens des lœss se forment des sols bruns lessivés (néoluvisols) ou des sols lessivés généralement tronqués. Remembrées depuis longtemps, ces

Campagnes sont exploitées en *openfield* pour des cultures variées (céréales, oléagineux, fleurs et légumes) et présentent, en ce qui concerne la flore, un intérêt patrimonial réduit. Il faut signaler l'originalité de la région d'Ussy dans laquelle l'exploitation des pépinières constitue une ancienne tradition.

Les sols de type rendzines grises humifères (rendosols humifères ou organosols leptiques à charges calcaires), minces et dépourvus d'argile se développent sur le Calcaire de Bon-Mesnil : à ce substrat sont associées des terres très séchantes sur lesquelles la culture céréalière nécessite des arrosages abondants. Il subsiste, en particulier en rive droite de la Dives, quelques petits bois de pin sylvestre où de très nombreuses espèces calcicoles rares, forestières ou messicoles, existent encore.

Il faut faire une mention particulière du site des Monts d'Eraines. Le plateau, en pente structurale, occupé par les calcaires à silex de la Formation de Ranville, montre des sols bruns calciques, plus rarement des sols bruns calcaires localement tronqués, livrant des sols minces dont le profil est celui des rendzines rouges. Ces sols nourrissent un petit massif forestier où le pin sylvestre est associé à une chênaie mixte de chêne pédonculé et de chêne sessile, et accessoirement au châtaignier. Les flancs du plateau, à pente raide et à substrat en majeure partie formé par le calcaire oolitique de Bon-Mesnil, constituent, là où ils sont exposés au Sud-Ouest ou au Sud, des secteurs à compensation thermique positive. On y trouve une couverture forestière proche de la chênaie pubescente subméditerranéenne. Bien que l'arbre n'existe pas ici, de nombreuses espèces appartiennent à ce cortège et correspondent à des formations un peu moins évoluées comme des taillis à cytise et bois de Sainte-Lucie, des fourrés et surtout des pelouses à brachypode penné du Mésobromion, riches en orchidées, et dont les plus sèches contiennent nombre d'espèces très rares, protégées au titre de la loi, comme : *Sesleria caerulea*, *Carex humilis*, *Anthericum ramosum*, *Bupleurum falcatum*, *Coronilla minima*, *Prunelle laciniata*, *Teucrium montanum*, *Thalictrum minus*, etc. Cette originalité a valu au coteau de Mesnil Soleil un classement en réserve naturelle, les Monts d'Eraines étant de manière globale proposés en site Natura 2000.

Géographie humaine

Une activité essentiellement rurale anime la région de Falaise. L'habitat et le type d'exploitation présentent une grande diversité étroitement liée à celle des sols et sous-sols.

Dans les Campagnes de Falaise et d'Argentan, à substrat calcaire, la tradition des grandes exploitations céréalières en champs ouverts remonte au moins à la colonisation gallo-romaine. L'habitat est groupé en villages entourés de couronnes de prairies qui selon les époques se dilatent ou, comme aujourd'hui, se rétractent.

La feuille ne montre au Nord-Est qu'une frange augeronne, caractérisée par des herbages enclos établis sur les argiles.

La Zone bocaine est vouée à l'exploitation forestière et à la polyculture. Les défrichements le long des forêts ont été tardifs. L'habitat est dispersé. On y trouve actuellement nombre de résidences secondaires des habitants de Falaise et d'Argentan.

Le Houlme des environs de Bazoches-au-Houlme a connu le développement, exceptionnel en Normandie, d'excellents herbages extensifs d'embouche à la suite de la construction, vers 1860, de la ligne de chemin de fer jusqu'à Falaise et des facilités d'exportation des bêtes de boucherie vers les abattoirs parisiens. Cette tradition, inscrite dans le paysage par les nombreuses bouvieries, périclité depuis les années 1960 au profit d'une remise en labours pour la culture céréalière. La tradition des haras s'y est développée récemment.

Dans le massif d'Athis, la tradition d'un peuplement dispersé dans des petits hameaux voués à l'élevage au sein d'un parcellaire bocagé très touffu est encore bien préservée actuellement.

Le plateau du Cinglais a été traditionnellement occupé par une forêt encore lentement défrichée au XIX^e siècle. Cette forêt a longtemps fourni Caen en « bois de boulange » et assuré grâce au maintien des taillis et du chêne les besoins des tanneries de la vallée de la Laize. Le reboisement par les conifères est récent, postérieur à la dernière guerre. Une vieille tradition de pépinières remontant au moins au XVII^e siècle se développe actuellement dans les hautes vallées de la Laize et du Laizon.

La ville de Falaise est le seul centre urbain de la feuille, riche d'un passé historique de place forte et de capitale régionale au X^e siècle, lieu de naissance symbolique de Guillaume-le-Conquérant. Bien que située sur le grand couloir de communication nord-sud qui met en relation le Nord de la France et l'Angleterre avec les pays du Sud-Ouest et de l'Ouest, Falaise fut longtemps essentiellement un marché agricole à peine désenclavé au siècle dernier par l'arrivée du chemin de fer. Presqu'entièrement détruite lors des bombardements de juin puis des combats de la « poche de Falaise » d'août 1944, la ville s'est reconstruite et s'est ouverte à une activité industrielle (électroménager en particulier).

La carrière de Grès armoricain de Vignats présente pour la région de Falaise un intérêt économique certain.

Le principal couloir de communication, nord-sud, comporte un axe routier en cours de modernisation et une voie ferrée. L'aérodrome des Monts d'Éraines est réservé actuellement aux activités de loisir aérien.

Le développement touristique s'appuie sur l'intérêt historique de la ville de Falaise, sur la promotion d'un tourisme vert qui propose la découverte de divers sites et circuits de randonnée (Tour du Pays de Falaise et GR 36 le long de la vallée de l'Orne), sur les loisirs nautiques (plan d'eau de Rabodanges) et aériens (aérodrome des Monts d'Eraines).

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Ces notes ont pour objet d'attirer l'attention des utilisateurs sur quelques particularités des principales formations géologiques présentes sur la feuille Falaise ; 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 géologique à 1/50 000 ne peut fournir toutes les données géologiques de façon ponctuelle ; elle vise à offrir un inventaire aussi exhaustif que possible des différentes formations géologiques. Avant tout chantier important, la carte apporte une aide à l'implantation et l'interprétation des travaux de reconnaissance sans se substituer à une étude détaillée des conditions géologiques locales (pendage des couches, fracturation, altération des terrains, régime des venues d'eau, stabilité des versants, etc.).

Dans les *terrains briovériens*, les bancs de grauwackes sont généralement peu épais, à fort pendage, bien fracturés : les terrassements peuvent y être effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne. Des bancs massifs peuvent s'y présenter localement, en particulier dans les cornéennes, où l'emploi de moyens spéciaux (brise-roche, explosif) pourra s'avérer nécessaire. Les faciès silto-argileux schistosés (schistes) sont fréquemment altérés sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ces altérations livrent des terrains argileux de caractéristiques mécaniques très médiocres en particulier en conditions d'hydromorphie dans les replats ou les dépressions topographiques. Dans les environs de Bazoches-au-Houlme, on peut constater que les traditionnelles « bouveries » sont systématiquement implantées sur les intercalations grauwackeuses.

L'arénisation plus ou moins poussée des *terrains granitiques* livre un sous-sol extrêmement hétérogène dans lequel on peut trouver des boules de granites de plusieurs mètres cubes noyées dans un sable plus ou moins argileux. Les sols de fondations devront donc être sondés avec une maille suffisamment serrée pour prévenir les poinçonnements et les tassements différentiels. Le granite non altéré peut nécessiter l'emploi de moyens spéciaux dans les travaux de terrassements.

Les *grès paléozoïques* sont souvent présents en surface ou sous des sols minces mais l'altération peut s'y développer jusqu'à plusieurs mètres de profondeur en donnant un mélange de fines sablo-argileuses et de blocs, ces

derniers étant dispersés largement dans les versants. Sur le Grès armoricain dont les affleurements se présentent en crêtes plus ou moins continues ou en petits pointements irréguliers dans les zones de faible relief, les travaux de terrassements posent fréquemment problème : très agressif pour les outils, le Grès armoricain nécessite souvent l'usage de l'explosif.

Concernant d'une façon générale ces massifs de roches dures, les problèmes de stabilité dans des projets comportant des talus de grande hauteur sont évidemment à étudier dans le cadre de la mécanique des roches.

Les *schistes paléozoïques* sont fréquemment altérés et donnent des sols silteux et argileux, nourrissant les versants d'épaisses formations de solifluxion. Les schistes supérieurs ordoviciens et les ampélites siluriennes peuvent apparaître sous une faible couverture de Trias ou dans des zones déprimées. Ces terrains sont médiocres et leur franchissement en travaux routiers peut poser problème.

Apparaissant fréquemment remaniées par les processus de solifluxion quaternaire, même sur des versants faiblement pentés, les argiles triasiques présentent également des caractéristiques très médiocres. Sensibles aux variations hydriques, elles sont également susceptibles de provoquer des sinistres de type sécheresse.

Les *calcaires jurassiques* ont une résistance mécanique variable, généralement bonne dans les massifs sains, dégradée dans les zones altérées. Ils sont presque toujours affectés jusqu'à une profondeur d'un mètre ou plus sous la surface par une intense dislocation (débit en plaquettes) due à la cryoturbation quaternaire. Les sables oolitiques du Calcaire de Bon-Mesnil ont des caractéristiques de portance très dégradées quand ils sont saturés en eau. Au voisinage des entailles du réseau hydrographique, les calcaires jurassiques sont souvent affectés par une fracturation parallèle aux versants liée à une décompression amplifiée par la présence des argiles triasiques sous-jacentes. La présence de carrières souterraines anciennes (et pour partie non répertoriées) près d'Aubigny et Saint-Pierre-Canivet justifie une reconnaissance adaptée. De nombreuses petites dépressions subcirculaires de 10 m de diamètre ou plus apparaissent en très grand nombre à la surface des calcaires jurassiques : il semble qu'elles soient pour l'essentiel la trace de fosses d'extraction destinées à l'empiérement des chemins. Il se peut aussi que quelques dépressions de la surface puissent correspondre à des dolines : des cavités d'origine karstique de faible importance sont signalées sur les communes de Pertheville-Ners, Saint-Martin-de-Mieux, Falaise. Le dernier effondrement en date s'est produit dans une parcelle de lotissement du quartier de Guibray à la périphérie sud-est de la ville de Falaise ; la cavité, de 2 m de profondeur et d'un volume de 30 m³ environ, s'est formée aux dépens du Calcaire de Fresné-la-Mère, la base de la cavité baignée par la nappe phréatique laissant apparaître les argiles triasiques.

Les *marnes calloviennes* sont généralement compactes en profondeur et armées de bancs calcaires : par altération elles se transforment en surface en argiles jaunâtres de mauvaise tenue. Les niveaux les plus argileux, situés à la base de la formation sur le revers du Calcaire de Langrune, ne sont pas naturellement exposés aux instabilités de versants. Ces argiles ont été la cause de plusieurs désordres liés à la sécheresse du début des années 1990.

C'est au niveau de la *Glaucome de base du Crétacé* qu'on observe sur la feuille Falaise les signes les plus évidents d'une instabilité naturelle de versant : cette formation saturée d'eau issue de la nappe cénomaniennne est particulièrement sensible au fluage. A l'origine de plusieurs glissements anciens, elle emporte la cuesta crayeuse et les argiles à silex sus-jacentes et alimente des coulées boueuses en entraînant les marnes calloviennes.

Les *dépôts de solifluxion*, étendus, peuvent présenter de mauvaises conditions de stabilité au niveau de déblais et remblais. On observe, çà et là, des traces d'instabilité de versant généralement limitées à des structures en « pieds-de-vaches » liées à un mouvement superficiel du sol.

Les *læss* sont facilement érodés. Dans les versants non labourés, ils sont minés par les animaux fousseurs. Leur résistance est faible, sensible à la teneur en eau. Leur réutilisation dans le cadre de travaux routiers ou de remblais est généralement possible sous réserve d'un traitement à la chaux.

Les *allumons holocènes* généralement limono-argileuses et saturées en eau des nappes superficielles de fonds de vallées présentent de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue. Les tourbes sont fréquentes, mais généralement peu épaisses, dans les vallées de la Baize, de l'Houay, du Meillon, de la Dives, du Laizon. Un sondage des alluvions de la Dives réalisé près d'Ommoy (176-8X-0017) a rencontré une couche de tourbe d'1 m d'épaisseur sous 4 m d'alluvions argilo-limoneuses holocènes.

RISQUES NATURELS

Risque sismique

La région de Falaise se situe à la limite du bassin de Paris, stable, et du Massif armoricain, caractérisé en Basse-Normandie par une sismicité faible. Aucun épicerentre macrosismique d'intensité supérieure ou égale à IV n'est recensé à l'aplomb de la feuille Falaise dans le fichier Sirene 1995 (BRGM-CEA-BRESSIN-EDF). Les séismes historiques importants les plus proches ont été ressentis dans la région de Caen (30 décembre 1775, intensité VII), de Champeaux dans le département de l'Orne (30 juin 1896, intensité VI) et de l'Aigle (19 novembre 1927, intensité VI) (Lambert et Levret-Albaret, 1996).

Risque d'inondation

Il n'existe pas actuellement d'emprise urbaine sur les secteurs inondables des plaines alluviales.

Risque de mouvements de terrains

Le risque lié à l'instabilité des pentes concerne essentiellement les versants à argiles calloviennes et glauconitites albo-cénomaniennes au pourtour du plateau de Gouffern, près de Montabard. Il convient de rappeler les risques d'affaissements et d'effondrements évoqués précédemment, en liaison soit avec les anciennes exploitations souterraines du Calcaire de Caen, (secteur de Saint-Pierre-Canivet), soit avec des cavités karstiques naturelles susceptibles d'être rencontrées au sein des calcaires bajo-bathoniens.

Risque de sécheresse

Les périodes de sécheresse prolongées sont susceptibles de causer des dommages aux immeubles construits sur les formations argileuses sensibles (Trias, marnes calloviennes, argiles à silex).

RESSOURCES ENEAU

Données climatiques

La région couverte par la carte Falaise à 1/50 000 est soumise à un climat de type océanique humide et tempéré. La température moyenne annuelle s'établit autour de 9,6°C. Les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 700 mm dans la Campagne de Falaise et 850 mm dans le Houlme et la vallée de l'Orne. Elles sont bien réparties sur l'ensemble de l'année avec des moyennes mensuelles variant de 40 mm en août à 80 mm en décembre. La hauteur des précipitations efficaces est de l'ordre de 250 mm : la recharge des nappes phréatiques s'effectue globalement d'octobre à mars, les précipitations enregistrées d'avril à septembre étant pratiquement exclusivement reprises par l'évapo-transpiration et le ruissellement.

Hydrologie

Le territoire de la feuille est drainé par deux fleuves côtiers, l'Orne et la Dives, et leurs affluents. L'Orne traverse le massif d'Athis et les cornéennes en une entaille profonde, avec un profil quasi-torrentiel dans les gorges de Saint-Aubert en aval du barrage de Rabodanges. Le débit moyen annuel de l'Orne y est de l'ordre de 20 m³/s, variant en moyenne entre 1 m³/s en période d'étiage et 70 m³/s en période de crue, les plus grands débits de crue enregistrés atteignant 145 m³/s. Le barrage de Rabodanges, de type éclusé, avec une capacité de 5 200 000 m³ insuffisante pour réguler efficacement les débits de crue, produit annuellement 18 000 000 kW. Plus

modeste, la Dives offre un débit moyen de 1,6 m³/s à Baumais variant de 0,45 m³/s à l'étiage à 17 m³/s en crue. Elle reçoit l'Ante, d'un débit moyen annuel de l'ordre de 0,30 m³/s.

Hydrogéologie

La feuille Falaise recèle une grande variété d'aquifères de nature et d'importance très inégales reflétant la diversité des terrains et des structures. Ces aquifères ont fait l'objet de synthèses successives au niveau du département du Calvados (Bigot, 1950 ; Dangeard et Pareyn, 1960 ; Pascaud et Mauger, 1991).

• **Les aquifères rencontrés dans cette région se répartissent dans deux catégories :**

- *des aquifères à grande étendue géographique* se situent au sein des grandes formations sédimentaires mésozoïques du Trias au Bathonien supérieur, au Nord comme au Sud de la Zone bocaine. Ces formations à la fois poreuses et fissurées réceptionnent les eaux de pluies de leur impluvium, mais aussi les eaux ruisselant au centre de la feuille sur les zones de socle de la Zone bocaine et au Nord-Est sur les argiles calloviennes. L'étroit plateau crétacé de Gouffern accueille au-dessus des argiles calloviennes un aquifère plus restreint ;

- *des aquifères locaux de faible extension*, souvent superficiels et généralement du type fissuré dans les formations schisto-gréseuses briovériennes et paléozoïques peu perméables de la Zone bocaine et du Houlme ainsi que dans la granodiorite d'Athis et son auréole métamorphique, exceptionnellement du type karstique dans les calcaires cambriens.

• **Les différentes formations de la feuille Falaise présentent ainsi des aquifères très divers**

Les zones de la *granodiorite d'Athis* affectées par une altération de type arénitique ou par une fracturation bien développée présentent des petits aquifères locaux et superficiels, à l'origine de petites sources de débordement. Aucun prélèvement pour l'eau potable n'est actuellement effectué dans ces terrains.

Les *grauwackes fracturées du Briovérien* alimentent près de Villers-Canivet quelques forages de particuliers dont la faible productivité dépend beaucoup du débit pluviométrique.

On trouve localement un aquifère producteur au sein des *Schistes et calcaires cambriens*. Connus de longue date par des sources de productivité moyenne, les Schistes et calcaires ont fait l'objet dans les années 1990 de recherches par forages profonds à Pierrepont (feuille Falaise à 1/50 000)

ainsi qu'à Combrai, Périgny (feuille Condé-sur-Noireau à 1/50 000) et Saint-Martin-de-Sallen (feuille Villers-Bocage à 1/50 000). Ces forages ont mis en évidence des circulations d'eau abondantes (productivité comprise entre 1 200 et 2 400 m³/j) à forte transmissivité (10⁻² à 10⁻³ m²/s). Les zones productives au sein des calcaires se localisent dans des pièges structuraux liés aux failles et aux plis varisques. On a observé des indices de karstification qui renforcent l'emmagasinement. La qualité de cette eau est conforme aux normes de potabilité mais son mode d'alimentation rapide rend cet aquifère vulnérable aux pollutions. On observe localement des problèmes de turbidité liés à la remobilisation de dépôts argileux au sein du réseau karstique.

De nombreux petits cours d'eau prennent leur source au pied des reliefs de grès ordoviciens du synclinal de la Zone bocaine. Ainsi le massif de Grès armoricain du Bois du Roi forme un aquifère bloqué à son revers nord par la couverture triasique et alimente les sources du Laizon (Fontaine de la Moussaye et Fontaine Bouillante).

Lorsque les faciès sableux et graveleux sont bien développés, le *Trias* contient des petits aquifères de productivité moyenne à faible (moins de 720 m³/j) que la proximité de la surface et le faciès rendent vulnérables aux pollutions diffuses par les nitrates et les pesticides. De nombreuses petites sources se localisent au niveau du Trias, autour de Villers-Canivet ou

Eraines. Le *Trias* alimente en eau potable la région d'Ussy (forage de Villers-Canivet ; 176-2X-0045) et de Bons-Tassily (forage 176-2X-0047). Il est également exploité pour l'irrigation par les pépiniéristes de la région d'Ussy. Sa piézométrie est suivie par le réseau national à Villers-Canivet (forage 176-2X-0024).

Le petit *plateau crétacé* de Gouffern recèle un aquifère au niveau de la Craie glauconieuse et de la Glauconie de base, le plancher étant constitué par les marnes calloviennes. De nombreuses petites sources jalonnent le rebord du plateau. Sur son revers nord, le captage des sources du Meillon produit environ 550 m³/j et alimente la région de Bailleul.

Les *formations calcaires bajo-bathoniennes* constituent un aquifère multi-couche dans lequel les modes de circulation dépendent de la porosité liée au faciès, du degré de fracturation et de la structure générale :

- les formations calcaires de Fresné-la-Mère, de Caen, de Rouvres et de Bon-Mesnil forment un grand ensemble producteur à la faveur d'une bonne porosité et d'une fracturation souvent bien développée au droit des vallées sèches, particulièrement présente dans la vallée de la Dives. Les circulations d'eau ont pu parallèlement entraîner une dissolution qui facilite la circulation ;

- le Calcaire de Ranville ne présente aux Monts d'Eraines aucun intérêt hydrogéologique. Il en est de même pour les calcaires de Langrune dans lesquels l'eau a été exploitée jadis par des puits de particuliers. Les écrans argileux que constituent les formations de Caillasses sont peu développés ou absents sur la feuille Falaise, leur épaisseur diminuant vers le Sud. Il en résulte que l'aquifère bajo-bathonien est particulièrement exposé aux pollutions.

Au Nord de la Zone bocaine, la piézométrie de l'aquifère bajo-bathonien de la Campagne de Falaise met en évidence un sens d'écoulement vers le Nord, la Dives constituant le drain principal, tandis que les vallées de l'Ante, du Traîne-Feuille, de la Filaine ou du Meillon constituent autant de drains secondaires vers les écoulements principaux de la Dives. L'irrigation est particulièrement développée dans ce secteur, entre Beaumais et Jort, pour les besoins de cultures variées (céréales, oléagineux, fleurs et légumes).

Au Sud de la Zone bocaine la piézométrie de la Campagne d'Argentan montre un écoulement vers le Sud, drainé par la vallée de l'Houay dans la région de Commeaux et Occagnes.

Il faut encore mentionner la présence d'un petit aquifère bajo-bathonien dans la Campagne de Noron-l'Abbaye : cet aquifère donne naissance au Sud de Falaise à quelques sources qui ont assuré l'alimentation en eau de la ville dans la première moitié du XX^e siècle (ouvrages de Saint-Martin-de-Mieux ; 176-4X-0026 et 176-4X-0027).

Du fait notamment de l'absence d'écrans argileux évoquée précédemment, l'aquifère bajo-bathonien est particulièrement exposé aux pollutions diffuses d'origine agricole provenant des pratiques culturales intensives des Campagnes de Falaise et d'Argentan. Ce phénomène est accentué par la modification récente de l'occupation des sols qui conduit progressivement au labour des fonds de vallées où la nappe est subaffleurante. Ainsi la qualité très dégradée de l'eau de l'aquifère bajo-bathonien a-t-elle conduit à l'abandon de la plupart des ouvrages pour l'alimentation en eau potable. Pour répondre aux exigences réglementaires de qualité, le secteur de Falaise, Potigny (feuille Mézidon) et Morteaux-Couliboëuf est maintenant alimenté grâce à un transfert d'eau potable non contaminée provenant de la région de Saint-Pierre-sur-Dives (feuille Mézidon).

Les principaux ouvrages de l'aquifère bajo-bathonien destinés à l'alimentation humaine figurent dans le tableau 3.

Commune	Indice B.S.S.	Nature	Exploitant	Débit d'exploitation
Noron-l'Abbaye	176-2X-0044	Source	Syndicat du Bocage Falaisien	350 m ³ /j
Bernières d'Ailly	176-4X-0001 et 176-4X-0002	Forages	Syndicat de Morteaux- Couliboeuf	1 000m ³ /j
Morteaux-Couliboeuf	176-4X-0012	Forage de Blocqueville	Ville de Falaise	2 000 m ³ /j
Beaumais	176-4X-0009	Forage de Cantepie	Ville de Falaise	2 000 m ³ /j
Beaumais	176-4X-0013	Source de Japigny	Syndicat de Falaise sud-est	1 000 m ³ /j
Nécy	176-7X-0013	Source de la Bergerie	Syndicat de Nécy - Brieux	150 m ³ /J
Commeaux	176-7X-0014	Source du Bois de Commeaux	Syndicat de la Source de Commeaux	2 000 m ³ /j

Tableau 3 - Caractéristiques des principaux ouvrages de l'aquifère bajo-bathonien en exploitation sur la carte Falaise à 1/50 000 (1997)

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Une industrie extractive très diversifiée s'est développée jadis dans la région de Falaise à la faveur de multiples carrières artisanales.

La production a porté principalement sur les matériaux d'empierrement, les pierres de taille ; les calcaires pour la chaux, le moellonnage, l'amendement de terres agricoles ; les argiles pour fabriquer les briques et les tuiles.

Alors qu'un grand nombre de carrières sont abandonnées, et la plupart en cours de remblayage, il n'existe plus que deux sites d'extraction en activité en 1999 sur la feuille Falaise. La grande carrière de Vignats (176-8X-0002) exploite les quartzites du Grès armoricain pour ballasts et granulats. La carrière Desloges près de Saint-Pierre-Canivet (176-2X-00-53) ouverte récemment dans le Calcaire de Bon-Mesnil vise à perpétuer une ancienne tradition locale d'extraction de pierre de taille à partir du Calcaire de Caen.

Pierre de construction

Toutes les formations rocheuses de la feuille ont été exploitées pour la construction traditionnelle, l'habitat rural ancien reflétant bien la grande variété des matériaux utilisés.

Les schistes et les cornéennes du Briovérien ont été largement utilisés pour le moellonnage, la granodiorite d'Athis ou les Conglomérats et Grès pourprés cambriens exploités jadis près des Communs (La Forêt-Auvray) ainsi qu'à l'Est de Vignats fournissent une belle pierre d'appareil. Les schistes, grès et calcaires cambriens, les grès ordoviciens ont été partout utilisés pour le moellonnage à proximité de leurs aires d'extraction. Des gros blocs de grès ordoviciens, en particulier de Grès armoricain, sont largement utilisés en pierre de fondation pour limiter les remontées d'humidité des murs de bâtiments. Des blocs métriques, bien visibles dans les fondations de l'église d'Ommoy sont d'ailleurs probablement à l'origine d'une confusion suggérant, à tort, l'existence près d'Ommoy d'un Paléozoïque au flanc sud d'une hypothétique structure synclinale varisque (Ménillet et Rioult, 1994).

Les formations dures du Jurassique ont été partout largement utilisées : le Calcaire à bélemnites (Martainville), le Calcaire de Fresné-la-Mère, le Calcaire de Caen, le Calcaire de Rouvres et le Calcaire de Langrune sont utilisés dans toutes les constructions anciennes dans leurs aires d'affleurement, en moellonnage ou en pierre de petit appareil.

Pierre de taille

Le Calcaire de Caen et accessoirement sa couverture de Calcaire de Rouvres (Bathonien moyen) ont été activement exploités au Nord de Falaise à Aubigny et Saint-Pierre-Canivet où l'extraction s'est faite principalement en carrières souterraines. Le matériau extrait est une belle pierre de taille tendre, la pierre d'Aubigny, utilisée en pierre de grand appareil dans les constructions anciennes de la ville de Falaise (église Saint-Gervais). Une partie de la production a été exportée, par exemple comme pierre de dallage (Palais de Justice de Caen). Le Calcaire de Caen a été exploité dans de nombreux autres sites de moindre importance, à Villers-Canivet, la Corbetière (Martigny-sur-l'Ante), la Vieille Habloville (Habloville), Commeaux, Beaumais, Cantepie (Morteaux-Coulibœuf), la Grande Plante (Fourches).

Le Calcaire de Langrune, extrait de carrières entre Occagnes et Pomainville, a été utilisé pour le grand appareil de l'église Saint-Martin d'Argentan.

Roches dures pour ballast et granulats

Les quartzites du Grès armoricain ont été exploités dans de nombreuses carrières localisées tant sur le flanc sud que sur le flanc nord du synclinorium de la Zone bocaine. Au Sud, d'anciens sites d'extraction ont été ouverts à Pierrefitte (commune de Rônai), l'Ardrillet (Montabard), Carabillon (Cordey) et aux Montils (Saint-Martin-de-Mieux) ; au Nord des

carrières ont existé au Vaudobin (Bailleul), à Bierre (Merri), à la Bruyère du Chien et aux Closages (Brioux), dans le Bois de Saint-André (La Hoguette), aux Roquettes (Saint-Pierre-du-Bû), aux Fieffes (Noron-l'Abaye), au Bois du Roi (Villers-Canivet), aux Champs Noyers (Leffard).

Le Grès de May a également été exploité, notamment près de Bailleul.

L'exploitation actuelle de Vignats (carrière de la Meilleraie) a été ouverte en 1974 dans le Grès armoricain au Nord des anciennes carrières de Brioux, à cheval sur les départements du Calvados et de l'Orne. Les quartzites y présentent un faciès très pur (97 % de silice), sont peu affectés par la fracturation et offrent de bonnes caractéristiques géotechniques ; des calcaires bajo-bathoniens apparaissent en recouvrement du front de taille nord. L'exploitation se heurte à des problèmes importants d'exhaure nécessitant par l'approfondissement des quartiers d'extraction. Le pompage d'exhaure assure du reste l'appoint en eau pour le lavage du matériau (1 000 à 1 600 m³/jour, soit environ 10 % du débit total nécessaire). Le site est pourvu en outre d'importantes installations de concassage et de criblage, ainsi que d'un terminal ferroviaire. L'abattage s'opère par mines verticales et horizontales à un rythme quotidien représentant un volume d'environ 1 000 t de matériaux par tir. Les granulats sont utilisés pour la construction, la viabilité (enrobés, grave, bitume, enduits) et le ballast (notamment chantiers TGV). 2 440 000 tonnes de grès ont été extraites en 1991, et 1 910 000 tonnes en 1994.

Calcaire à chaux

Toutes les formations calcaires présentes sur la feuille ont alimenté les fours à chaux. On peut citer en particulier les calcaires cambriens (La Forêt-Auvray, Fourneaux, Rônai), les calcaires bajo-bathoniens autour d'Ussy, de Martainville, de Villers-Canivet, à la Mare (La Hoguette), autour de Bazoches-au-Houlme, à Champcerie, aux Monts (Noirville) où les anciens fours à chaux ont été restaurés.

Sable

Les niveaux de sables oolitiques du Calcaire de Bon-Mesnil ont été exploités autour des Monts d'Eraines (Damblainville, Versainville), en rive droite de la Dives (Louvagny, Beaumais, les Moutiers-en-Auge), aux Sablonnières (Martigny-sur-l'Ante), aux Terriers (Habloville). Ces sables ont été utilisés en maçonnerie et pour la finition des chemins. Une partie de la production a été transportée vers le bocage, en particulier dans le massif d'Athis, pour le chaulage des terres acides. C'est encore le cas actuellement d'une partie de la découverte de la carrière Desloges de Saint-Pierre-Canivet.

De nombreuses sablières ont été également ouvertes dans les alluvions anciennes des terrasses alluviales de la Dives près de Morteaux-Couliboëuf.

Les grèzes du Bout de Bas (Villy-lez-Falaise) ont été intensément exploitées pendant la période de reconstruction de Falaise après la dernière guerre.

Argile (terre cuite)

Les principaux niveaux d'extraction d'argiles pour la fabrication de tuiles et de briques ont été les argiles triasiques, les argiles calloviennes et les lœss quaternaires.

Les argiles triasiques ont été exploitées à la Jalousie (Villers-Canivet), au Nord de Falaise près du Calvaire de la route de Caen (Bigot, 1927) et au Bois de Saint-André près de la Tuilerie (La Hoguette).

D'importantes tuileries ont exploité les couches argileuses de base des Marnes d'Escoville (Callovien) au pied des buttes de l'avant-pays d'Auge (Louvagny, Barou-en-Auge) ainsi qu'au Sud du plateau de Gouffern (Sévigny).

Les lœss quaternaires ont été extraits pour les besoins de la briquetterie d'Ussy.

Tourbes

Des petits dépôts de tourbe ont été exploités dans la haute vallée du Laizon sur les territoires des communes de Soulangy et de Villers-Canivet.

GÎTES ET INDICES MNÉRAUX

La région couverte par la feuille Falaise est pauvre en ressources minières. Aucune exploitation ancienne (à l'exception du fer) n'y a été développée. Les rares indices sont sans intérêt économique. La plupart d'entre eux résulte des travaux de prospection à la battée réalisés dans le cadre de l'inventaire des ressources minérales de la France.

Plomb-Zinc-Cuivre-Argent-Baryum

La géochimie en prospection tactique et en *stream sediments* a permis de suggérer, aux Mineries (commune de La Forêt-Auvray) et aux Minières (Le Déroit), la prolongation orientale du petit prospect à Pb-Zn-Ag de Pont-d'Ouille reconnu sur la feuille voisine de Condé-sur-Noireau. Sur les communes des Rotours et de Rabodanges (les Rouges Terres, la Vaudière), la même prospection a été marquée par une anomalie en Pb-Zn-Cu-Ag. Aux Mineries et aux Rouges Terres, la prospection tactique a également montré une légère anomalie en baryum.

L'inventaire minéralogique a également conduit à la mise en évidence d'une anomalie Pb-Zn-Ag dans les environs immédiats de Falaise.

Des blocs volants de barytine associée à du quartz filonien ont été trouvés au cours des levés de la feuille au sein du Briovérien au Sud de la Bigne (Bazoches-au-Houlme).

Des blocs de Calcaire de Caen, à minéralisations de barytine, s'observent également dans les labours près du carrefour des D 243 et D 243a (Saint-Pierre-du-Bû). Des minéralisations identiques ont été interprétées comme étant liées au rejeu d'anciennes structures varisques au cours du Jurassique (Riout, 1985).

Titane-Zirconium-Cerium

Des indices métalliques ténus à Ti-Zr associés à des terres rares (Ce) ont été recueillis dans la galerie de reconnaissance en travers-bancs du Vaudaubin (Bailleul), dans les gorges du Meillon au Sud-Est de la feuille (176-8X-0003). De manière générale, les traces de Ti-Zr-Ce sont localisées dans des lentilles stratiformes au sein du Grès armoricain. Les teneurs en Zr-Ti constituent un indice à Saint-Pierre-du-Bû (176-6X-0001).

Or-Mercure

Lors de l'étude des sédiments alluvionnaires du secteur de Neuvy-au-Houlme, un prélèvement a révélé une teneur anormale en amalgame Hg(Au).

Fer

Le fer a fait l'objet d'une exploitation artisanale active dans la région couverte par la feuille Falaise. L'extraction s'est faite principalement à partir des ferricrètes issues de l'altération des formations mésozoïques : un indice fer (176-1X-0001) correspondant à une ancienne exploitation de ce type est signalé aux Minières (commune du Détrout).

De la limonite concrétionnée (altération de la pyrite) a été extraite en tête du filon de quartz de 2 400 m de long de l'Étoile, dans le bois de Bazoches-au-Houlme sur la commune de Rabodanges (176-5X-0001). Des traces de laitiers sont abondantes dans ce secteur.

Le minerai de fer oolitique interstratifié dans la partie inférieure des Schistes d'Urville, abondamment exploité jusqu'en 1966 dans le synclinal de la Zone bocaine à Saint-Rémy (feuille Condé-sur-Noireau) et jusqu'en 1989 dans le synclinal d'Urville à Soumont-Saint-Quentin (feuille Mézidon), n'a jamais présenté de réelle valeur économique dans la région de Falaise, probablement en raison de trop abondantes intercalations détritiques silto-gréseuses. La présence de laitiers et des traces de prélèvements superficiels montrent que le minerai de fer oolitique a dû néanmoins faire l'objet de petites exploitations vers le Bois de Saint-André (La Hoguette) et près de Brieux.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le Service Régional de l'Archéologie recense sur l'étendue de la feuille près de 200 sites archéologiques ; seuls les plus significatifs sont reportés sur la carte l'inventaire exhaustif pouvant être consulté par les aménageurs auprès du Service. Même si la répartition géographique des sites ne permet qu'une approche imprécise de l'évolution de l'occupation du sol, on voit se dégager deux grands ensembles : d'une part les Campagnes calcaires de Falaise et d'Argentan où l'occupation humaine a toujours été plus dense, d'autre part des régions bordières, la Zone bocaine, le Massif d'Athis, le Houlme, le Cinglais, de mise en valeur plus récente et où la couverture forestière a perduré jusqu'au Moyen-Âge.

Le **Paléolithique moyen** est représenté par des ensembles d'outillage de silex taillés (bifaces de type moustérien et pièces techniques levalloisiennes) provenant des calcaires à silex bathoniens des Campagnes de Falaise et d'Argentan.

Au **Mésolithique final** deux sites implantés sur le Grès armoricain ont été révélés à l'occasion des sondages préalables à la déviation de Falaise (Saint-Pierre-du-Bû, Saint-Martin-de-Mieux) et ont livré plusieurs milliers de petites pièces d'outillage en silex probablement prélevés dans le Bathonien de la Campagne de Noron-l'Abbaye et taillés sur place.

Au **Néolithique** toute l'étendue des Campagnes livre des vestiges témoignant de l'arrivée des premiers agriculteurs. Le sous-sol y fournit en abondance le silex nécessaire à la fabrication d'une grande quantité de haches et de pics. La matière première est extraite en creusant de véritables puits de mine dont on connaît la présence à Bons-Tassily, Olendon (au Nord de la carte) et Rônai. Le cairn d'Habloville, situé à proximité du dolmen des Bignes, est le témoin le plus méridional de l'architecture funéraire en pierres sèches de cette époque dont le tumulus de Fontenay-le-Marmion (feuille Mézidon) est le plus représentatif.

Le **Mégalithisme** est représenté par un ensemble de menhirs à Ussy (la Hauberie), Ménil-Hermei, La Forêt-Auvray. Un menhir en Grès armoricain a été remis en place sur l'aire de repos de Soulangy-Ouest de la nouvelle route Caen-Falaise. Le dolmen des Bignes (Habloville) est le seul représentant de ce type d'architecture funéraire du Néolithique final connu sur la feuille Falaise : sa dalle de couverture et plusieurs orthostates sont constitués de granodiorites transportés sur une distance d'au moins 8 km.

L'**âge du bronze** était connu par les découvertes fortuites de dépôts d'objets métalliques : casques (Bernières-d'Ailly), outils et parures

(Fresné-la-Mère). La prospection aérienne systématique des dernières années (de La Campagne et *al*, 1992) a révélé plusieurs structures d'habitat groupées au Nord de Falaise ainsi que des enclos circulaires caractéristiques des usages funéraires de cette époque.

Au **second âge du fer** se rapportent des ensembles de fermes préromaines situés au Nord de Falaise.

De **l'époque gallo-romaine** on connaît trois grandes villas, la plus importante au Nord de Falaise (hameau de Vaston) contrôlant un réseau parcellaire de plusieurs km² entre Vaston et Bons-Tassily. Un sanctuaire très important est implanté à cette époque sur les Monts d'Eraines. D'importantes voies de communication sont reconnues, comme la voie de Falaise à Jort par les Monts d'Eraines ou celle de Jort à Trun en rive droite de la Dives.

L'**époque médiévale** voit le confortement de la position de Falaise en tant que forteresse ducale contrôlant les riches domaines agricoles de la Campagne de Falaise. L'absence de domaines seigneuriaux de type motte castrale dans la Campagne de Falaise est significative de l'emprise politique et économique du pouvoir ducal. À l'inverse, les mottes, nombreuses dans le Cinglais, en bordure de la Zone bocaine ou dans le Houlme, ont dû contrôler des zones pionnières jusque-là forestières dont la mise en valeur était confiée à des petits seigneurs.

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le guide géologique régional « Normandie-Maine » (Doré et *al*, 1987) offre une présentation très complète de la géologie régionale et propose deux itinéraires qui concernent la feuille Falaise : les itinéraires 1 (Falaise à Caen) et 9 (extrémité sud-est du Massif de Falaise, Guêprei).

L'Office de Tourisme de Falaise propose par ailleurs des circuits de moyenne et grande randonnée dont le Tour du Pays de Falaise (TPF) qui traverse la feuille en une diagonale SW-NE et permet d'en appréhender les principaux ensembles géologiques.

Le socle cadomo-varisque

Il pourra être découvert entre Falaise et la vallée de l'Orne en empruntant le tronçon du TPF reliant Falaise à Menil-Vin puis en rejoignant le tronçon du GR 36 Ouistreham-Putanges entre La Forêt-Auvray et le barrage de Rabodanges. On peut suivre par la route un itinéraire très voisin.

La cluse de l'Ante entaille au pied du château de Falaise les faciès métamorphiques (cornéennes) du Briovérien. Les cornéennes sont en contact

faillé (faille inverse à composante décrochante) avec le Grès armoricain renversé du Mont Myrrha qui supporte le château. Les remparts sud sont ancrés sur les Schistes d'Urville renfermant le niveau du minerai de fer.

Le rond-point de la Liberté, à la sortie de Falaise en direction de Fourneau-le-Val, montre de beaux affleurements de Grès armoricain à *Skolithos* plongeant faiblement vers l'Est. On traverse la dépression de Noron-l'Abbaye occupée par les calcaires jurassiques en partie recouverts par les limons éoliens quaternaires. La dépression est bordée au Sud par les paléoreliefs de Grès de May et de Grès armoricain.

Au flanc sud de la dernière barre de Grès armoricain, la descente vers Fourneau-le-Val est rapide : cette rupture morphologie entre, au Nord, la Zone bocaine armée par les barres de grès ordoviciens et, au Sud, la dépression du Houlme occupée par le Briovérien et quelques buttes-témoin de Jurassique, est la conséquence du jeu tertiaire de la faille de Cordey-Ronai (rejet vertical de l'ordre de 40 m). Les Conglomérats et Grès pourprés de la base du Cambrien affleurent un peu à l'Ouest de Fourneau-le-Val.

Quelques alternances turbiditiques du Briovérien supérieur s'observent entre Ménil-Vin et Ménil-Hermei. Dans cette dernière localité on retrouve le faciès des cornéennes appartenant à la ceinture métamorphique de la granodiorite d'Athis dont les meilleurs affleurements se trouvent en rive droite de l'Orne entre Ménil-Hermei et La Forêt-Auvray. En rive gauche, après avoir traversé le petit synclinal à cœur de Cambrien de La Forêt-Auvray, on peut suivre le GR 36 en direction du barrage de Rabodanges : on y observe, peu avant d'atteindre la vallée de l'Orne, la discordance du Cambrien sur la granodiorite d'Athis. On peut alors quitter le GR 36 et pénétrer au cœur du massif d'Athis pour contempler, autour de Saint-Aubert-sur-Ome, les morphologies caractéristiques de l'arénisation des granites (altération en boules).

La couverture sédimentaire mésozoïque

Elle livre peu de beaux affleurements : les carrières étant souvent comblées ou leur accès difficile, les informations reposent principalement sur l'observation des pierres volantes dans les labours. On pourra néanmoins découvrir les principales formations jurassiques le long d'un itinéraire partant de Falaise en direction des Monts d'Eraines et de la Dives et empruntant en partie le TPF.

Le talus de la route de Caen, à la sortie nord de Falaise, offre près du Calvaire situé en haut de la côte une bonne coupe du Trias au Bajocien. Les argiles grises et rouges à passées sablonneuses et débris végétaux qui apparaissent au niveau du Calvaire appartiennent à la formation fluviatile du Trias. Le Lias débute par un conglomérat ferruginisé (0,6 m) surmonté d'un

calcaire sableux dur (0,9 m) à bélemnites et à brachiopodes (*Zeilleria*) appartenant au Pliensbachien. Le Calcaire de Fresné la-Mère du Bajocien supérieur repose directement sur le Pliensbachien : il montre à la base un calcaire conglomératique à graviers quartzeux ou phosphatés surmonté par des bancs de calcaire sableux jaunâtre fossilifère renfermant en particulier des brachiopodes (*Acantothyris spinosa*) aisément identifiables grâce à leurs tests épineux nacrés.

Le Calcaire de Caen peut être observé dans les accès aux rares carrières souterraines encore accessibles de Saint-Pierre-Canivet, où il fournit de la pierre de taille, le toit des exploitations étant constitué par le Calcaire de Rouvres. À l'Est de la localité la carrière artisanale Desloges exploite actuellement le Calcaire de Bon-Mesnil (des sables oolitiques montrant de beaux litages obliques), l'objectif étant à terme l'extraction du Calcaire de Caen.

On pourra poursuivre la coupe de la série jurassique en traversant le site des Monts d'Éraines ; le calcaire de Ranville forme la surface structurale du plateau faiblement inclinée vers le Nord-Est ; il surmonte la Caillasse de Blainville, peu épaisse mais riches en brachiopodes (dont *Goniorhynchia boueti arenaemontis*) qui dessine une vire discrète au rebord du plateau, dominant les versants constitués par le Calcaire de Bon-Mesnil dont les oolites blanches sont omniprésentes à la surface du sol. Le site des Monts d'Éraines, classé en réserve naturelle, permet l'observation d'une flore originale protégée. En poursuivant vers l'Est par Sainte-Anne d'Entremont on découvre un large panorama sur la plaine de la Dives : en rive droite le Calcaire de Langrune dessine une petite cuesta discrète au-dessus de la Caillasse de la Basse-Ecarde très fossilifère (brachiopodes) et supporte les marnes calloviennes des avant-buttes du Pays d'Auge dont on aperçoit en arrière-plan la haute cuesta cénomaniennne.

On pourra également admirer de belles vues d'ensemble de la série jurassique à l'occasion d'excursions au Camp celtique de Bière implanté lui-même sur le Grès armoricain, ou dans les Gorges du Meillon près de Guêprei qui montrent une bonne coupe de la série paléozoïque décrite en détail dans le guide géologique régional « Normandie-Maine » (Doré *et al.*, 1987).

On peut enfin recommander un arrêt au bord de la route Falaise-Argentan près de Maison Rouge sur le site de la bataille de Nécý qui opposa le 22 avril 1589 les Gauthiers alliés de la Ligue et les troupes royales : en contrebas vers l'Est, la petite gare de Montabard se situe au point de franchissement des reliefs de la Zone bocaine orientale par la voie ferrée Alençon-Caen ; le tracé emprunte vers le Nord, en direction de Caen, la dépression triasique localisée sur l'accident varisque Falaise-Nécý. Les morphologies de ce secteur expriment la présence des grandes failles

tertiaires : la faille du Belvédé en contrebas du point d'observation, et la faille de Montabard qui limite au Nord le plateau cénomani de Gouffern (dont on distingue la terminaison ouest au niveau du pylône de télécommunications).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Basse-Normandie, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Les coupes résumées de quelques sondages ont été extraites de la BSS en raison de leur intérêt au plan stratigraphique ou structural ; elles sont présentées dans le tableau 4, la localisation correspondante étant précisée sur la carte.

Une grande quantité d'articles concernant la géologie de la feuille Falaise et de ses abords provient des publications suivantes : bulletins et mémoires de la Société linnéenne de Normandie, Bulletins et comptes rendus sommaires de la Société géologique de France, comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, bulletins et mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne.

La Bibliothèque scientifique et le Département de géologie de l'Université de Caen détiennent une documentation régionale importante.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBRY J. (1982) - Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan. Thèse 3^e cycle, Caen, 285 p.
- AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.J., COCHERIE A., FOUILLAC A.M., Rossi P. (1983) - Caractérisation des granitoïdes du batholite mancelien. Implications métallogéniques. Colloque ATP « Géochimie et métallogénie », Bonas, p. 20-35.
- BAIZE S. (1998) - Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). Thèse doct. univ. Caen, 333 p.
- BAIZE S., CAMUZARD J.P., FRESLON M., LANGEVIN C, LAIGNEL B. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Carentan (117). Orléans : BRGM Carte géologique par S. Baize et *al.* (1997).

- BAMBIER A., BEURRIER M., DORE F., ÉNOUF C, KUNTZ G., LANGEVIN C, LAUTRIDOU J.P, RIOULT M., VERRON G., VILLEY M. (1983) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Flers-de-l'Orne (211). Orléans : BRGM, 44 p. Carte géologique par A. Bambier, M. Villey et *al.* (1982).
- BARBEY C. (1967) - La région de la Forêt de Gouffern. Étude morphologique. Thèse 3^e cycle, Géographie, Caen, 207 p.
- BARROIS C. (1895) - Sur les poudingues de Cesson (Côtes du Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, XXIII, p. 26-29.
- BÈCHE H. (de la) (1882) - On the geology of the coast of France, and of the inland country adjoining; from Fécamp, département de la Seine-Inférieure to St-Vaast, département de la Manche. *Trans. Geol. Soc. London*, 2,I, p. 73-89.
- BERGERAT F. (1987) - Paléo-champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 8, t. 3, p. 611-620.
- BERTRAND M. (1892) - Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 3, t. XX, p. 118-165.
- BERTRAND M. (1921) - Histoire de la formation du sous-sol de la France. Les anciennes mers de France et leurs dépôts. Flammarion, Paris, 188 p.
- BERTHOIS L. (1935) - Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. II, 190 p.
- BEURRIER M., VILLEY M., DORE F, ÉNOUF C, KUNTZ G., LANGEVIN C, LAUTRIDOU J.P, VERRON G. (1982) - Carte géologique de la France à 1/50 000, Fiers (211), Serv. géol. national, BRGM, Orléans. Notice explicative par A. Bambier, M. Beurrier, F. Doré, C. Énouf, G. Kuntz, C. Langevin, J.R Lautridou, M. Rioult, G. Verron, M. Villey, (1989), 99 p.
- BIGOT A. (1886) - Le récif ancien de Montabard. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 3, t. X, p. 363-369.
- BIGOT A. (1890) - L'Archéen et le Cambrien dans le Nord du Massif breton et leurs équivalents dans le Pays de Galles. *Mém. Soc. nat. Sci math. Cherbourg*, 27, 202 p.
- BIGOT A. (1904) - Le massif ancien de Basse-Normandie et sa bordure. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 4, t. 4, p. 909-953.
- BIGOT A. (1905) - Sur l'âge du granite de Vire. *C.R. Acad. Sci, Paris*, vol. 141, p. 739-740.
- BIGOT A. (1913) - Sur la structure de la Zone bocaine. *C.R. Acad. Sci, Paris*, vol. 157, p. 1485-1488.
- BIGOT A. (1916a) - Carte géologique de France au 1/80 000, feuille de Falaise (2^e édition), n° 45, Paris, Serv. Carte géol. France.

- BIGOT A. (1916b) - Notice explicative de la feuille Falaise du Service de la carte géologique de la France. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 6, t. 9, p. 157-178.
- BIGOT A. (1925) - Sur la présence de Trilobites et d'Archaeocyathidés dans les couches cambriennes des environs de Carteret (Manche). *C.R. Acad. Sci, Paris*, vol. 180, p. 1237-1239.
- BIGOT A. (1927) - Géologie de la région de Falaise et de la Brèche-au-Diable. *Bull. Soc. linn. Normandie* sér. 7, t. 10, p. 92-106.
- BIGOT A. (1934) - Les récifs bathoniens de Normandie, *Bull. Soc. géol. France*, sér. 5, t. 4, p. 697-736.
- BIGOT A. (1935a) - Brachiopodes du Bathonien des Monts d'Eraines, *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 8, t. 8, p. 54-55.
- BIGOT A. (1935b) - Les Brachiopodes du Bathonien des Monts d'Eraines, *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. 5, p. 591-602.
- BIGOT A. (1941) - Notes de géologie normande. XXVII : Géologie de la région d'Athis. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 9, t. 2 , p. 53-61.
- BIGOT A. (1946) - Carte géologique de France au 1/80 000, feuille de Falaise (3^e édition), n° 45, Paris, Serv. Carte géol. France.
- BIGOT A. (1947) - Notes de géologie normande, XXXIII : Observations géologiques dans la région de Falaise. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 9, t. 5, p.147-153.
- BIGOT A. (1950) - Hydrogéologie du Calvados. *Bull. Carte géol. France*, t. 48, n° 230, p. 1-88.
- BONJOUR J.L., ODIN G.S. (1989) - Recherche sur les volcanoclastites des Séries Rouges Initiales en presqu'île de Crozon : premier âge radiométrique de l'Arénig. *Géol. de la France*, n° 4, p. 3-8.
- BOUMA A. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- BROWN M. (1995) - The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France) : Distorsion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetrie high. *Géol. de la France*, n° 3, p. 3-22.
- BROWN M., D'LEMOS R.S. (1991) - The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France : relationship to the St-Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, vol. 51, p. 393-427.
- BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMOS R.S. (1990) - Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. *In* : D'LEMOS R.S. et al, (Eds). The Cadomian orogeny. Geol. Soc. Sp. Publ., n° 51, p. 181-213.
- CANU R. (1898) - Etude des ovicelles des Bryozoaires du Bathonien d'Occagnes (Orne). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. XXVI, p. 259-273.

- CAUMONT A. (de) (1828) - Essai sur la Topographie Géognostique du département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie* (Caen), IV : p. 59-366, 2 fig., 7 pl., 1 carte h.t. (réédité en 1967).
- CAVELIER C, POMEROL C. (1979) - Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 21, p. 33-48.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C, RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de Bretagne centrale et du bocage normand. *Bull. BRGM(2)*, sect. I, 1-2, p. 3-18.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 4, t. 5, p. 815-829.
- 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.
- COQUEL R., LOBOZIAK S., PAREYN C. (1969) - Confirmation palynologique de l'âge stéphanien supérieur de la couche de houille du bassin de Littry (Calvados). *Ann Soc. géol. Nord*, t. 89, p. 309-315.
- COQUEL R., LOBOZIAK S., LEMOIGNE Y. (1970) - Confirmation de l'âge westphalien du houiller de Le Plessis (Manche) d'après l'étude palynologique de quelques échantillons de charbon. *Ann Soc. géol. Nord*, t. 90, p. 15-21.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., PELLERIN J. (1969) - Les types de limons et leur répartition dans la Campagne de Caen. Étude préliminaire. In « Colloque sur les limons du bassin de Paris. *Mém. hors série* n° 5, Soc. Géol. France, p. 57-62.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., PELLERIN J. (1970a) - Gélifraction des calcaires de la Campagne de Caen. *Bull. Centre Géomorph. CNRS*, Caen, n° 6, p. 7-44.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C., PELLERIN J. (1970b) - Les lœss de la Campagne de Caen. *Bull. Centre Géomorph. CNRS*, Caen, n° 8, 30 p.
- DANGEARD L. (1935) - Les pisolithes à Girvanelles dans le Jurassique de Normandie, *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 5, t. 5, p. 263-276.
- DANGEARD L. (1943) - Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du bassin de Paris et, en particulier sur ceux du Perche et du Haut-Maine. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, sér. 5, t. 13, p. 73-79.
- DANGEARD L. (1947) - Coupe géologique à travers la forêt de Gouffern, près d'Argentan (Orne). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 83-84.

- DANGEARD L. et DORE F. (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *In* : Coll. Ordovicien-Silurien, Brest. Mém. BRGM, n°73, p. 119-125.
- DANGEARD L., PAREYN C. (1960) - Enquête géologique et hydrogéologique. Département du Calvados. *Bull. Inst. Nat. d'hygiène*, t. 15, n° 1, p. 122-194.
- DANGEARD L., DORE F., JUIGNET P. (1961) - Le Briovérien supérieur de Normandie (étage de la Laize), série à turbidites, a tous les caractères d'un flysch. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.* sér. 2, t. 4, p. 251-261.
- DEBEGLIA N. (1980) - Socle, écorché anté-triasique. *In* S. Debrand-Passard (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », t. II, Atlas. Mém. BRGM, n° 102, planche S1.
- DE LA CAMPAGNE F., DESLOGES J., GIGOT P., SAN JUAN G. (1992) - Vol à travers les âges, prospection archéologique aérienne dans le Calvados. Publ. Conseil Général du Calvados (SDAC), 107 p.
- DEROIN J.P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.P., OZOUF J.C. (1999) - Carte géologique de France (1/50 000), feuille Mézidon (146). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Deroin, G. Lerouge, G. Barbier, Y. Vernhet, J.P. Coutard, J.C. Ozouf, C. Langevin (1999).
- DEROIN J.P., LEROUGE G., BARBIER G., VERNHET Y., COUTARD J.P., OZOUF J.C., LANGEVIN C. (1999) - Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille Mézidon (146). Orléans : BRGM. Carte géologique par J.P. Deroin et *al.*, (1999).
- DEUNFF J., CHAUVEL J.J. (1970) - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 196-197.
- DEWOLF Y., GUILLIEN Y. (1962) - Les paléosols des grèzes françaises. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 90-92.
- DIONNET M.C. (1960) - La région de Saint-Pierre-sur-Dives. Étude morphologique. *DES Géographie*, Caen, 86 p.
- DISSLER E. (1987) - Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse doct. univ. Caen, 225 p.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 4, t. 5, p. 801-814.
- D'LEMOIS R.S., BROWN M. (1993) - Sm-Nd isotope characteristics of Late Cadomian magmatism in Northern France and the Channel Islands. *Geol. Mag.*, vol. 130, p. 797-804.
- D'LEMOIS R.S., BROWN M., STRACHAN R.A. (1992) - Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, vol. 149, p. 487-490.

- DOLLFUS G. (1890) - Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le terrain de Paris. *Bull. Serv. Carte géol. détail*. France, Paris, C.R. collab., campagne 1889, 14, II, p. 116.
- DONSIMONI M., GIOT D., L'HOMER A. (1976) - Variations de faciès dans les grès minéralisés du Massif armoricain. BRGM. Dép. Géologie. Rapport n° 76 SGN 050 GEO.
- DORE F. (1962) - Stromatolithes cambriens des synclinaux de May, d'Urville et de la Zone bocaine. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 179-181.
- DORE F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, Caen, 790 p.
- DORE F. (1971) - A propos du détritisme ordovicien en Normandie, réflexions basées sur la composition du cortège des minéraux lourds. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 102, p. 42-50.
- DORE F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain, *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 14, p. 801-814.
- DORÉ F. (1994) - Cambrian of the Armorican Massif. In : « Pre-Mesozoic Geology in France and related Areas A » J. D. Keppie ed. : Springer Verlag, p. 136-141.
- DORE F., DUPRET L., avec la collaboration de PELLERIN J., RIOULT M., LECOINTE A., VERRON G. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Condé-sur-Noireau (175). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par F. Doré, L. Dupret, F. Dumesnil, J. Pellerin et coll. (1993).
- DORE F., LE GALL J. (1972) - Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 15, p. 32-33.
- DORE F., PHILIPPOT A. (1962) - Graptolites ordoviciens et siluriens (gothlandiens) du synclinal d'Urville (Calvados). *C.R. som. Soc. géol. France*, p. 152-154.
- DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Guide régional « Normandie-Maine ». Masson éd., Paris, 2^e édit., 207 p.
- DORE F., DUPRET L., HOMMERIL P., LAUTRIDOU J.P. (1988) - Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), Feuille Granville (172). Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par F. Doré, L. Dupret, P. Hommeril, J.P. Lautridou (1987).
- DORE F., DUPRET L., DUMESNIL F., PELLERIN J. (1993) - Carte géologique de la France à 1/50 000, Condé-sur-Noireau (175), Serv. géol. national, BRGM, Orléans. Notice explicative par Doré F., Dupret L. avec la collaboration de Pellerin J., Rioult M., Lecoïnte A. Verron G. (1993), 74 p.
- DUGUÉ O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massif ancien. La bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations orogéniques et cycles eustatiques. Thèse doct. univ. Caen, 593 p.

- DUGUE O., FILY G., RIOULT M. (1998) - Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléoécologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Livret-guide excursion. Groupe français d'Etude du Jurassique (12-14 septembre 1997), Dép. géologie, Univ. Caen, 173 p.
- DUPRET L. (1974) - Relations structurales entre les formations briovériennes de la région de Granville - Saint-Pair (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Caen, 125 p.
- DUPRET L. (1988a) - Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 110-111, p. 75-100.
- DUPRET L. (1988b) - The Proterozoic of northeastern Armorican Massif. *In* Zoubeck edit. : « Precambrian in younger fold belts » vol. 1, Precambrian in the European Variscan belt, New York, John Wiley, p. 444-461.
- DUPRET L., CABANIS B., LE GALL J., DORE F. (1985a) - Les tholéïtes d'arc briovériennes de Montsurvent (Manche) ; leur place dans l'évolution orogénique cadomienne du Nord de l'Armorique. *Hercynica*, vol. 1, p. 39-46.
- DUPRET L., LE GALL J., DORE F., GATINOT F., DISSLER E. (1985b) - Les spilites de Vassy (Calvados) témoin d'un volcanisme sous-marin tholéïtique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien de Normandie (NE du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, vol. 300, p. 687-692.
- DUPRET L., PONCET J., LAUTRIDOU J.P., HOMMERIL P. et coll. (1989) - Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), Feuille Coutances (142). Orléans : BRGM, 57 p. Carte géologique par L. Dupret, J. Poncet, J.P. Lautridou, P. Hommeril et coll. (1987).
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *In* R. D'Lemos, R. Strachan, C. Topley edit: « The Cadomian orogeny ». *Geol. Soc.*, sp. publ., 51, p. 115-131.
- DUPRET L., DISSLER E., PONCET J., avec la collaboration de COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P., CLOUET G. (1997a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Lô (143). Orléans : BRGM. Notice explicative par L. Dupret, E. Dissler, J. Poncet, J.P. Coutard et coll. (1997), 70 p.
- DUPRET L., DISSLER E., PONCET J., COUTARD J.P. avec la collaboration de FRESLON M., CAMUZARD J.P., HERARD B., LANGEVIN C. (1997b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Lô (143). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par L. Dupret, E. Dissler, J. Poncet et coll. (1997).
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain, sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. Mém. et doc. du CAESS (Rennes) 3, 150 p.
- ELHAI H. (1963) - La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normano-breton. Étude morphologique. Thèse État, Bordeaux, 624 p.

- EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1862) - Notes pour servir à la géologie du Calvados (2^e article). Coupe de Lion-sur-Mer à Sées - Coupe de Fresné-la-Mère. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol.7, p. 304-330.
- EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1864) - Études sur les étages jurassiques normands. Thèse (Paris) et *Mém. Soc. linn. Normandie*, XIV, 296 p.
- FAURE P.P. (1978) - Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Thèse doct. ing., Ec. Nat. Sup. Mines, Paris, 293 p.
- FILY G. (1978) - Les paléocourants marins du Bathonien moyen au Bathonien supérieur dans le Nord de la Campagne de Caen (Normandie). *Sedimentary geology*, 20, p. 49-74.
- FILY G. (1980) - Caillasse de la Basse-Écarde, Caillasse de Blainville, Calcaire de Bon-Mesnil, Calcaire de Caen, Calcaire de Langrune, Calcaire de Ranville. In F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. III, Lexique des noms de formations. Mém. BRGM, n° 103, p. 105, 109, 113, 143, 166.
- 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. Symposium « Sédimentation jurassique de l'Ouest européen ». *Ass. Franc. Séd. Paris*, publ. spéc. 1, p. 33-36.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Caen, 166 p.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. Thèse doct. univ., Rennes, 176 p.
- GERMAN P. (1993) - Histoire de Falaise (4^e édition) Ed. Charles Corlet, Condé-sur-Noireau, 485 p.
- GRAINDOR M.J. (1953) - Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). *C.R. Acad. Sc., Paris*, vol. 236, p. 504-506.
- GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 211 p.
- GRAINDOR M.J., WASSENBURG GJ. (1962) - Déterminations d'âges absolus dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris*, vol. 254, p. 3875-3877.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamical model. *Hercynica*, Rennes, vol. 4, p. 1-13.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) - Sismotectonique de la France métropolitaine, *Mém. Soc. géol. France*, 164, Paris.

- GUERROT C, PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci, Paris*, vol. 308, p. 89-92.
- GUERROT C, CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : données nouvelles radiométriques. *C.R. Acad. Sci, Paris*, vol. 315, p. 1741-1746.
- HENRY J. (1951) - Coupe des tranchées de Miette, près Falaise (Calvados). Géologie du plateau de Noron-PAbbaye. DES Géologie, Caen, 25 p.
- HERAULT M. (1824) - Mémoire sur les principales roches qui composent le terrain intermédiaire du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, 1, p. 249-271.
- HOUARI A. (1994) - Le modelé arno-calcaire du bassin de la Dives à partir de la région-clé de Livarot, Pays d'Auge, Normandie. Thèse doct. univ. Caen, 252 p.
- JAEGER H., DORE F., PHILIPPOT A. (1964) - Présence du Budnien en Normandie dans le synclinal d'Urville (Calvados). Courte description et discussion des graptolites de cet étage provenant du sondage du Quesnay (Calvados). Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, Rennes, 1964. *Mém. BRGM*, 33, p.35-37.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France), étude pétrographique et géochimique. Thèse État, Brest, 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) - Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Canad. J. Earth Sci*, vol. 12, n° 6, p. 920-927.
- JOSEPH P. (1982) - Le minerai de fer oolithique ordovicien du Massif armoricain : sédimentologie et paléogéographie. Thèse doct. ing., Ec. Nat. Sup. Mines, Paris, 325 p.
- 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 Etat, Caen, 806 p.
- JUIGNET P. (1980) - Glauconie de base, Craie glauconieuse. *In F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. III, Lexique des noms de formations. Mém. BRGM, n° 103, p. 264, 295.*
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287) - Orléans : BRGM, 56 p. Carte géologique par P. Juignet, A. Lebert, J. Le Gall (1984).
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Publ. Univ. Strasbourg, Fond. Baulig, 882 p.

- KUNTZ G., MENILLET F., LE GALL J., RIOULT M. avec la collaboration de CALLIER L., PELLERIN J., de la QUERIERE P., VAUTRELLE C., VERRON G. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212) - Orléans : BRGM, 99 p. Carte géologique par F. Ménéillet, J. Gérard, J. Le Gall, F. Doré, L. Callier, G. Kuntz, M. Rioult, J. Pellerin, G. Verron (1987).
- LAMBERT J., LEVRET-ALBARET A. (1996) - Mille ans de séismes en France, Ouest Editions, Nantes, 75 p.
- LARSONNEUR C. (1962) - Faciès, faune et flore du Keuper supérieur-Rhétien dans la région d'Airel (Manche). Bordure sud du Bassin de Carentan. *Soc. Sc. et Math, de Cherbourg*, 5^e sér., t. X, p. 71-118.
- LAURIN B. (1984) - Les rhynchonelles des plates-formes du Jurassique en Europe occidentale. Cahiers paléont, CNRS Ed., 465 p.
- LECORNU M. (1888) - L'axe du Merlerault. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 4, t. 2, p. 291-303.
- LECORNU M. (1891) - Sur le Massif silurien de Falaise et ses prolongements, *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 4, t. 5, p. 57-67.
- LECORNU M. (1892) - Carte géologique de France au 1/80 000, feuille de Falaise (1^{ère} édition), n° 45, Paris, Serv. Carte géol. France.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse État, Caen et Mém 52, Géosciences Rennes, 361 p.
- LE GALL J. (1997) - Caractères pétrographiques et géochimiques du socle granitique du sondage profond du Havre (GL1). *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, t. 83, fasc. 3 et 4, p. 73-76.
- LE GALL J. (1999) - Les dolérites et basaltes tholéitiques varisques du domaine nord-est armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-26.
- LE GALL J., DORE F. (1971) - Minéraux philliteux de l'Ordovicien et du Silurien du synclinal d'Urville (Nord-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 102, p. 50-58.
- LE GALL J., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 15, fasc. 2, p. 169-180.
- LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986) - Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci, Paris*, II, vol. 303, p. 1587-1592.
- LEGRAS J.P. (1966) - Les phénomènes périglaciaires entre Falaise et Saint-Pierre-sur-Dives. DES Géographie, Caen, 75 p.

- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien), nature, répartition, affinités. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.
- MARY G., GIORDANO R. (1988) - Relations des bassins laguno-lacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation : exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géol. de la France*, n° 1, p. 61-70.
- MÉGNIEN C. et al. (1980) - Synthèse géologique du bassin de Paris. Vol. I, Stratigraphie et paléogéographie, Mém. BRGM, 101, 409 p., Vol. II, Atlas, Mém. BRGM, 102, Vol. III, Lexique des noms de formations, Mém. BRGM, 103, 469 p.
- 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).
- MÉNILLET F., GERARD J., LE GALL J., DORE F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J., VERRON G. (1987) - Carte géologique de la France à 1/50 000, Argentan. Serv. géol. national, BRGM, Orléans. Notice explicative par G. Kuntz, F. Ménillet, J. Le Gall, M. Rioult, L. Callier, J. Pellerin, P. de la Quérière, C. Vautrelle, G. Verron (1989), 99 p.
- 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.
- MERCIER J. (1932) - Etude sur les Echinidés du Bathonien de la bordure occidentale du bassin de Paris. *Mém. Soc. linn. Normandie*, n° 11, 273 p.
- MORIERE J. (1864) - Note sur le Grès de Sainte-Opportune (Orne) et sur le Lias de l'arrondissement d'Argentan. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 2, t. 8, p. 151-170
- MUSSET R. (1960) - La Normandie. Coll. Armand Colin, Paris, 220 p.
- NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la formation du Grès armoricain. Thèse doct. univ., Rennes, 136 p.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.P., CAVELIER C. (1988) - Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie, paléogéographie et tectonique. *Géol. de la France*, n° 3, p. 11-42.
- PAREYN C. (1962) - Carte géologique de France au 1/80 000, feuille de Falaise (4^e édition), n° 45, Paris, Serv. Carte géol. France.
- PAREYN C. (1980a) - Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 22, p. 695-701.

- PAREYN C. (1980b) - Trias. *In* Mégnien Ed. Synthèse géologique du bassin de Paris, vol I. Mém. BRGM Orléans, 101, p. 62-64.
- PAREYN C, LARSONNEUR C. (1960) - Sur le Trias supérieur du bassin de Carentan. *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 250, p. 2397-2399.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minér. Bretagne*, 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET, M. (1990) - Early Paleozoic paleobiogeography of the Variscan régions. *Tectonophysics*, |11, p. 193-213.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. Doc. BRGM, n° 110, p. 259-275.
- PASCAUD P., MAUGER D. (1991) - Carte hydrogéologique du département du Calvados. BRGM.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. *In* : ODIN G.S. (Ed.), Numerical dating in stratigraphy. Wiley & Sons, p. 784-790.
- PELLERIN J. (1967) - La Campagne de Caen, plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Étude morphologique. Thèse 3^e cycle, Caen, 342 p.
- PHILIPPOT A., ROBARDET M. (1971) -Nouvelles données sur les formations siluriennes de Domfront (Orne). *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, t. 3, fasc. 2, p. 41-47.
- PRUSVOST P. (1949) - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, VII, p. 345-361.
- QUESNEL F. (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Thèse doct. univ. Rouen, 253 p.
- RENAULT C. (1888) - Quatre journées d'excursion géologique en Normandie. *Bull. mensuel Soc. Flammarion*, 9, p. 237.
- RIOULT M. (1963) - Le calcaire de Caen, dépôt de rivage du Bathonien normand, *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 10, t. 13, p. 119-141.
- RIOULT M. (1964) - Le Rhétien dans le Cotentin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 258, p. 2357-2359.
- RIOULT M. (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris. Thèse État, Caen, 565 p.
- RIOULT M. (1980) - Calcaire à bélemnites, Calcaires et Marnes à Ammonites ; Marnes à *Belemnopsis latesulcatus*. *In* F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. III, Lexique des noms de formations. Mém. BRGM, n° 103, p. 58, 62, 107.
- RIOULT M. (1985) - Écueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Sédimentation et peuplement d'écueils. Com. Trav. Hist. & Scientif, Poitiers, *Bull. Section des Sciences*, IX, p. 177-183.

- RIOULT M., FILY G. (1975) - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. 9^e Cong. Intern. Séd., Nice, thème 5 (2), p. 343-358.
- RIOULT M., GAUTSCH J.P. (1967) - Contribution à l'étude stratigraphique du Trias du Cotentin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 264, p. 1148-1150.
- RIOULT M., MOURDON R. (1980) - Marnes d'Argences, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur-en-Auge. In F. Mégnien (coord.) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol. III, Lexique des noms de formations. Mém. BRGM, n° 103, p. 101, 126.
- RIOULT M., COUTARD J.P., de la QUÉRIÈRE, P., HELLUIN M., LARSONNEUR C., PELLERIN J., PROVOST M. (1989)-Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Caen (120) - Orléans : BRGM, 104 p. Carte géologique par M. Rioult, J.P. Coutard, P. de la Quérière, M. Helluin, J. Pellerin, E. Quinejure-Helluin, C. Larsonneur, Y. Alain (1986).
- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÈNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M., VAIL P.R. (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 15, 1, p. 101-194.
- RIOULT M., DUGUE O., FILY G., JUIGNET P. (1992) - Regards nouveaux sur le Jurassique normand. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 29, n° 3, p. 7-44.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 20, 342 p.
- SAFA P. (1980) - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe).Thèse 3^e cycle, Paris, 246 p.
- SALIMEH H. (1990) - Pièges aquifères en Basse-Normandie. Essai sur les anomalies stratigraphiques et structurales révélées par l'exploration et la mise en valeur de ces concentrations aquifères locales. - Thèse doct. univ. Caen, 360 p.
- SUZZONI J.M. (1988) - Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 8, t. 4, p. 995-1002.
- VAUQUELIN (Baron de) (1828) - Sur des Fougères fossiles découvertes dans le calcaire oolithique du Mont d'Eraines près de Falaise. *Mém. Soc. linn. Normandie.*, 4, p. 402-405.
- VÉRAGUE J. (1973) - L'arénisation du massif d'Athis-de-Porne (Basse-Normandie). *Bull. Centre géomorph.*, CNRS (Caen), 16, 59 p.
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 21, 162 p.

- WEYANT M., DORE R., LE GALL J., PONCET J. (1977) - Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-ordoviens. *C.R. Acad Sci, Paris*, vol. 284, p. 1147-1149.
- WYNS R. (1977) - Tectonique récente dans l'Ouest du bassin de Paris : méthodes d'études et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bull Soc. Géol France*, sér. 7, t. 19, p. 1093-1101.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42.
- ZIEGLER P.A. (1982) - Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Elsevier, 1, 130 p.

AUTEURS

La notice de la feuille Falaise a été rédigée par les auteurs suivants :

P. GIGOT, Maître de conférences à l'université de Caen, Unité de recherches appliquées GEGER, Département de Géologie) : introduction ; description des terrains (Mésozoïque, Cénozoïque, formations résiduelles) ; conditions de formation des entités géologiques (Mésozoïque, Cénozoïque) ; évolution tectono-métamorphique (déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque) ; synthèse géodynamique régionale (évolution géodynamique mésozoïque et évolution géodynamique cénozoïque) ; géodynamique récente ; géologie de l'environnement (éléments de géotechnique, risques naturels, substances utiles et carrières) ; documentation complémentaire (sites classés, sites classiques et itinéraires, documents et collections consultables).

L. DUPRET, Maître de conférences à l'université de Caen, Unité de recherches appliquées GEGER, Département de Géologie) : description des terrains (Protérozoïque supérieur, Paléozoïque) ; conditions de formation des entités géologiques (Protérozoïque supérieur, Paléozoïque) ; évolution tectono-métamorphique (déformation des terrains protérozoïques et paléozoïques) ; synthèse géodynamique régionale (évolution géodynamique de l'orogène cadomien et évolution géodynamique de l'orogène varisque) ; documentation complémentaire (sites classés, sites classiques et itinéraires).

J. LE GALL, Maître de conférences à l'université de Caen, Unité de recherches appliquées GEGER, Département de Géologie) : description des terrains (plutonisme cadomien, roches filoniennes).

J.P. COUTARD et J.C. OZOUF, Ingénieurs au Centre de géomorphologie du CNRS, Caen : description des terrains (formations éoliennes, formations de versants, formations fluviales).

T. PAY, Ingénieur hydrogéologue, département du Calvados : géologie de l'environnement (ressources en eau).

A. LECOINTE, Maître de conférences à l'université de Caen : géologie de l'environnement (occupation du sol).

J. DESLOGES, Ingénieur d'études, Service Régional d'Archéologie de Basse-Normandie : documentation complémentaire (préhistoire et archéologie).

J.P. DEROIN, Ingénieur au BRGM : géologie de l'environnement (gîtes et indices minéraux).

La notice a été coordonnée par P. GIGOT.

Les levés de la feuille ont été effectués par P. GIGOT, L. DUPRET et J. LE GALL. P. GIGOT en a assuré la coordination ainsi que la réalisation de la maquette.

Présentation au CCGF : 26 mars 1998

Acceptation de la carte et de la notice : 22 décembre 1999

Impression de la carte : 1999

Impression de la notice : 1999

N° Arch. SGN176	Commune	Année	Coordonnées	Objet de l'ouvrage	Prof.	Terrains traversés
1X-0030	Pierrepont	1990	x = 404,77 y = 1 135,60 Z = + 191	Recherche d'eau	91 m	0-12 m : dépôts de solifluxion 12-25 m : Cambrien silicifié (k2) 25-91 m : Cambrien (k2R : schistes et calcaires)
1x-0033	Pierrepont	1992	x = 404,74Y Y = 1 135,65 Z = + 194	Recherche d'eau	50,7 m	0-10,5 m : dépôts de solifluxion 10,5-50,7 m : Cambrien (k2R : schistes et calcaires)
1X-0035	Les Loges-Saulces	1996	X = 406,56 Y = 1 133,67	Reconnaissance carte géologique	11 m	0-1,3 m : loess (CE) 1,3-3,6 m : Jurassique résiduel (Rj2 : argiles rouges à silex) 3,6-6,3 m : Jurassique résiduel (Rl3-l4 : argiles rouges) 6,3-11 m : Cambrien (k1C altéré : siltites et arkoses)
1X-0036	Bonneuil	1996	x = 402,63 y = 1 139,06 z = + 241	Reconnaissance carte géologique	9 m	0-5,5 m : Jurassique résiduel (Rj2 : argiles rouges à silex) 5,5-6,3 m : Jurassique résiduel (Rl3-4 : argiles rouges) 6,3-9 m : Cambrien (k3G : grès et siltites violacées)
2X-0045	Villers-Canivet	1971	x = 409,47 Y = 1 140,95 Z = + 173	Recherche d'eau	38 m	0-8,4 m : loess (CE) sur colluvions (C) 8,4-10 m : Jurassique (J2 : calcaires à silex) 14-16 m : Jurassique (l3 : calcaires roux) 16-34 m : Trias (t : graviers, argiles, sables) 34-38 m : Briovérien (b2 : siltites)
2X-0047	Bons-Tassily	1979	X = 411,59 Y = 1 142,70 Z = + 50	Recherche d'eau	50 m	0-3 m : loess (CE) 3-31 m : Trias (t : sables, conglomérats) 31-38 m : Briovérien (b2 altéré : argiles gris-bleu) 38-50 m : Briovérien (b2 = siltites)
2X-0048	Noron-l'Abbaye	1986	x = 410,28 Y = 1 135,88 Z = + 187,3	Recherche d'eau	25 m	0-1 m : loess (CE) 1-11 m : Jurassique (j2, j3Ca : calcaires) 14-17 m : Cambrien (k3G : schistes violacés)
2X-0050	Villers-Canivet	1988	x = 412,16 y = 1 141,55 z = + 140	Recherche d'eau	35,5 m	0-5,5 m : Trias soliflué 5,5-6,6 m : alluvions (Fz) 6,6-28,5 m : Trias (t : argiles, sables et conglomérats) 28,5-32,5 m : Briovérien (b2 altéré : argile, zinc et siltites) 32,5-35,5 m : Briovérien (b2 : siltites)
2X-0052	Villers-canivet	1993	x = 408,98 y = 1 141,08 z = + 180	Recherche d'eau	42 m	0-22 m : Jurassique (j3-j2 : calcaires, calcaires à silex) 22-25 m : Jurassique (l3 : calcaires à bélemnites) 25-31 m : Trias (t : argiles, sables, graviers) 31-42 m : Briovérien (b2 : siltites)
2X-0054	Saint-Pierre Canivet	1996	x = 412,00 y = 1 137,73 Z = + 158	Reconnaissance carte géologique	13,3 m	0-5,1 m : Trias soliflué (t : argiles, galets, silex jurassiques épars) 5,1-10,5 m : Trias (t : argiles et graviers) 10,5-13,3 m : Cambrien (k3G, siltites violacées)
3X-0017	Villy-lez-Falaise	1965	x = 418,25 y = 1 136,45 z = + 102	Recherche d'eau	35 m	0-13,5 m : Jurassique (j2 : calcaire) 13,5-16,4 m : Jurassique (l3 : sables, calcaires à bélemnites) 16,4-24 m : Trias (t : argiles et graviers) 24-35 m : Briovérien (b2 : siltites)
3X-0037	Pertheville-Ners	1996	x = 421,15 y = 1 133,91 z = + 89	Recherche d'eau Exploitation agricole	89 m	0-10 m : Jurassique (j2 : calcaires) 10-12 m : Jurassique (l3 : calcaire) 12-28 m : Trias (t : argiles, sables) 28-60 m : Briovérien (b2 : siltites et grauwackes)
4X-0003	Vicques	1958	X = 422,90 y = 1 142,22 z = + 40	Recherche d'eau	15 m	0-1,4 m : Alluvions (Fz : argiles) 1,4-6,1 m : Alluvions (Fz : sables et galets) 6,1-8,7 m : Jurassique (j3M : sables oolitiques) 8,7-13 m : Jurassique (j3R : calcaire oolitique) 13-15 m : Jurassique (j3Ca : calcaire sableux)
6X-0016	Les Rotours	1981	x = 409,50	Recherche de minéralisation (SNEAP-P ; forage A-206)	115,85 m	- à 20,20 m : Cornéennes silicifiées broyées (crd) - à 53 m : brèche tectonique à fragments de cornéennes tachetées - à 77,75 m : Arkoses cambriennes (k1) - à 115,85 m : Brèche à fragments de cornéennes (crd)
7X-0003	Habloville	1973	x = 416,31 y = 1 123,50 z = + 229	Recherche d'eau	25 m	0-5 m : Jurassique (j3Ca : calcaire) 5-18 m : Jurassique (j2 : calcaire à silex) 18-20 m : Jurassique (l3 : calcaire sableux et sable) 20-25 m : Briovérien (b2 : siltites)
7X-0016	Nécý	1996	x = 421,02 y = 1 128,52 z = + 180	Reconnaissance carte géologique	10 m	0-9,8 mm : Trias (t : argiles, sables, galets) 9,88-10 m : Ordovicien (o4-5 : grès quartzeux)
7X-0017	Nécý	1996	X = 421 Y = 1 128,10 Z = + 191	Reconnaissance carte géologique	9 m	0-7,5 m : Trias (t : argiles, galets) 7,5-9 m : Silurien (s1-3 : argiles noires)
8X-0017	Ommoy	1996	X = 427,07 Y = 1 131,40 Z = + 69	Reconnaissance carte géologique	9,3 m	0-5,1 m : Alluvions (Fz : argiles, tourbes) 5,1-8 m : Alluvions (Fy : graviers) 8-9,3 m : Briovérien (b2 : siltites)
8X-0018	Montabard	1996	x = 422,60 y = 1 126,15 x = + 238	Reconnaissance carte géologique	16 m	0-6 m : Crétacé (c1 : craie altérée) 6-16 m : Crétacé (n6-c1 : glauconitite)
8x-0019	Bailleul	1996	x = 422,29 y = 1 126,72 z = + 191	Reconnaissance carte géologique	11 m	0-1,7 m : Jurassique (j2 : calcaire) 1,7-11 m : Ordovicien altéré (o3 : argiles, siltites)
8X-0022	Occagnes	1995	x = 422,50 y = 1 123,94 z = 169	Recherche d'eau	48 m	0-22 m : Jurassique (j3M : calcaires oolitiques) 22-39 m : Jurassique (j2, j3 : calcaires) 39-48 m : Briovérien (b2 : argiles, siltites)

Tableau 4 – Coupes résumées des principaux sondages de la carte Falaise à 1/50 000