

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

MARQUISE

par

J.-L. MANSY, P. GUENNOG, F. ROBASZYNSKI,
F. AMÉDRO, J.-P. AUFFRET, J.-P. VIDIER,
J. LAMARCHE, D. LEFÈVRE, J. SOMMÉ,
D. BRICE, B. MISTIAEN, A. PRUD'HOMME,
J.-C. ROHART, D. VACHARD



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J. MERCIER ; *Vice-Président* : P. LEDRU ; *Secrétaire
Général* : D. VASLET ; *Membres* : J.-P. BRUN,
J. CHANTRAINE, J. DUBREUILH, P. GUENNOC,
F. GUILLOCHEAU, P. JUIGNET, J.-M. LARDEAUX,
P. ROSSI

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

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

par

**J.-L. MANSY, P. GUENNOC, F. ROBASZYNSKI, F. AMÉDRO,
J.-P. AUFFRET, J.-P. VIDIER, J. LAMARCHE, D. LEFÈVRE,
J. SOMMÉ, D. BRICE, B. MISTIAEN, A. PRUD'HOMME,
J.-C. ROHART, D. VACHARD**

2007

2^e édition

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : MANSY J.-L., LAMARCHE J., AUFFRET J.-P., GUENNOC P., VIDIER J.-P., AMÉDRO F., ROBASYNSKI F., LEFÈVRE D., SOMMÉ J., MAHIEUX G., AUGRIS C., CROSBY A. (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Marquise (seconde édition) (5). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.-L. Mansy *et al.* (2007), 213 p.

– *pour la notice* : MANSY J.-L., GUENNOC P., ROBASYNSKI F., AMÉDRO F., AUFFRET J.-P., VIDIER J.-P., LAMARCHE J., LEFÈVRE D., SOMMÉ J., BRICE D., MISTIAEN B., PRUD'HOMME A., ROHART J.-C., VACHARD D. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Marquise (seconde édition) (5). Orléans : BRGM, 213 p. Carte géologique par J.-L. Mansy *et al.* (2007).

© BRGM, 2007. 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 : 978-2-7159-1005-8

Jean-Louis Mansy, Professeur à l'Université de Lille, est décédé brutalement le 26 mai 2006 dans sa soixantième année.

Dès son arrivée à Lille, il a entrepris de nouvelles recherches sur la géométrie du front nord-varisque. Ses réflexions et ses rencontres l'ont conduit à étudier un domaine géographique très étendu, du sud de l'Angleterre jusqu'en Pologne. Il s'est intéressé en particulier au rôle de la réactivation des anciennes structures sur le contrôle de la tectonique d'inversion mésozoïque et cénozoïque du Pas-de-Calais.

Dans sa démarche scientifique, Jean-Louis s'est attaché à prendre en compte les données les plus complètes possibles. S'appuyant sur les observations et mesures sur le terrain, il a coordonné la compilation et l'intégration de diverses données géophysiques : profils sismiques, cartes d'anomalies et de gradients gravimétriques, paléomagnétisme ...

La nouvelle édition de la carte géologique de Marquise représente un des résultats de cette démarche.

Sa très grande curiosité et son ouverture d'esprit, sa suite dans les idées et son goût à fédérer des disciplines diverses ont permis d'obtenir une vision novatrice de l'évolution structurale et morphologique de cette région, à une échelle bien plus large que celle de la carte de Marquise.

Parmi les nouveaux apports de l'ensemble du travail produit sous l'impulsion de Jean-Louis Mansy, on peut citer, entre autres, l'établissement d'une chronologie des événements tectoniques, cohérente avec l'ensemble de la région de la Mer du Nord à la Manche orientale, la mise en évidence d'une structuration et d'une ré-activation du front varisque, assez analogue à celle de l'Ardenne, son autre champ d'investigation favori, ainsi que la caractérisation d'une inversion par étapes au mésozoïque et au cénozoïque...

Chaque nouveauté était accueillie avec passion et intérêt, elle faisait l'objet de nombreux échanges avec les membres du groupe de travail ce qui a permis de faire évoluer rapidement la connaissance géologique de cette région.

Dans la réalisation de ce travail considérable, Jean-Louis a tissé des liens étroits avec de nombreux collègues et amis français et étrangers auxquels il manque beaucoup.

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	11
INTRODUCTION GÉNÉRALE	15
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	15
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	19
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	19
<i>GÉOLOGIE SOUS-MARINE</i>	109
TECTONIQUE ET CADRE GÉODYNAMIQUE	117
<i>STRUCTURATION AU PALÉOZOÏQUE</i>	117
<i>STRUCTURATIONS SECONDAIRE ET TERTIAIRE</i>	127
<i>APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE</i>	139
<i>IMPORTANCE DE L'HÉRITAGE ET ÂGE DES DÉFORMATIONS</i>	143
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	148
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	148
<i>RISQUES NATURELS</i>	150
<i>SUBSTANCES UTILES. CARRIÈRES</i>	153
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	155
<i>TUNNEL SOUS LA MANCHE</i>	155
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	162
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	177
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	179
ANNEXES	196

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - La série dévonienne de Ferques	20
Fig. 2 - La Formation de Blacourt	22
Fig. 3 - Partie supérieure de l'ancien front de taille, paroi ouest de la carrière du Banc Noir	23

Fig. 4 -	Vue sur le talus est qui bordait le chemin d'accès de l'entrée sud-ouest de la carrière du Grisot	24
Fig. 5 -	Allure de niveaux récifaux algaires de la Formation de Blacourt	26
Fig. 6 -	La Formation de Beaulieu	30
Fig. 7 -	La Formation de Ferques	34
Fig. 8 -	Série synthétique du Jurassique du Boulonnais	48
Fig. 9 -	Série composite du Dogger de l'Oxfordien inférieur du Boulonnais nord ; lithostratigraphie, biostratigraphie et interprétation séquentielle	hors-texte
Fig. 10 -	Série synthétique du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais ; lithostratigraphie et interprétation séquentielle	hors-texte
Fig. 11 -	Coupe de référence de la gare de Rinxent	50
Fig. 12 -	Coupe de référence de la ZAC de Rinxent	51
Fig. 13 -	Coupe de référence de Castelbrune	58
Fig. 14 -	Coupe de référence de l'échangeur 7 et d'Uzelot, autoroute A16	60
Fig. 15 -	Coupe de référence des argiles de Châtillon au Nord d'Audresselles	68
Fig. 16 -	Formations, ensembles et unités lithologiques dans le Crétacé du Boulonnais	73
Fig. 17 -	Le Crétacé inférieur du Boulonnais : principaux termes lithologiques et affleurements	76
Fig. 18 -	Le contact entre les faciès wealdiens et les formations aptiennes à la carrière du Fart et dans les talus de la route départementale 940 à Wissant	78
Fig. 19 -	Les falaises du Cap Blanc-Nez vues de l'estran : la superposition des formations cénomaniennes et turoniennes	84
Fig. 20 -	Le Crétacé supérieur du Boulonnais : principaux termes lithologiques et affleurements, biozones micropaléontologiques	85
Fig. 21 -	Repères lithologiques, biofaciétiques et paléontologiques dans le Cénomaniens inférieur et moyen <i>pars</i>	hors-texte
Fig. 22 -	Biozones et distribution verticale des foraminifères marqueurs du Crétacé du Boulonnais	90
Fig. 23 -	Affleurement du Turonien moyen et supérieur à la « forteresse des V3 » de Mimoyecques	91
Fig. 24 -	Coupe de falaise de la Pointe aux Oies dans les formations quaternaires	102
Fig. 25 -	Sangatte : coupe de la falaise pléistocène fossile (à 1 125 m au Sud-Ouest de l'entrée de la plage)	hors-texte
Fig. 26 -	Falaise de Sangatte : stratigraphie des dépôts pléistocènes	104
Fig. 27 -	Colonne de stratigraphie sismique des dépôts jurassiques et wealdiens de la carte de Marquise, correspondances lithostratigraphiques attribuées	110

Fig. 28 - Profil sismique BGS 81/0/5 nord-sud et vues détaillées (1 à 3) montrant les unités et structures des séries jurassiques de l'anticlinal du Cap Gris-Nez à 2 km au large des côtes	hors-texte
Fig. 29 - Profil sismique BGS 84/02/14 et interprétation géologique montrant les unités et les structures des séries du Crétacé inférieur et supérieur au large de Wissant et Sangatte	hors-texte
Fig. 30 - Distribution des épaisseurs des séries pléistocènes (remplissages de paléovallées et fosses) dans le détroit du pas de Calais	hors-texte
Fig. 31 - Distribution des épaisseurs des séries holocènes (bancs sableux, prismes littoraux) dans le détroit du pas de Calais	hors-texte
Fig. 32 - Carte structurale schématique du Paléozoïque	118
Fig. 33 - La zone faillée de Ferques à l'ouest de la carrière des Moines (carrières du Boulonnais)	122-123
Fig. 34 - La zone faillée de Ferques à l'ouest des carrières de la Vallée Heureuse	124
Fig. 35 - Détail d'un pli composite de l'unité du Haut-Banc (carrière de la Vallée Heureuse)	126
Fig. 36 - Interprétation des plis de la carrière de Basse Normandie au contact des unités d'Hydrequent et du Haut-Banc	128
Fig. 37 - Carte structurale terre-mer du secteur de Marquise	129
Fig. 38 - Plis et failles inverses dans les argiles calloviennes	hors-texte
Fig. 39 - Courbes d'iso-altitude du toit du Paléozoïque dans le Boulonnais	132
Fig. 40 - A : Carte interprétative des structures observées sur la plage du Cap Gris-Nez ; B : Schéma des principales structures et directions de compression ; C : Anticlinal observé sur la falaise à l'Ouest du restaurant	134
Fig. 41 - Faille normale dans les Grès et les Argiles de Châtillon	135
Fig. 42 - Déformation plicative et cassante dans les Argiles de Châtillon	136
Fig. 43 - Synthèse géologique du détroit du pas de Calais, projet Geosynth, 2002	hors-texte
Fig. 44 - Carte des anomalies de Bouguer	140
Fig. 45 - Carte du gradient horizontal	142
Fig. 46 - Sections et tracé du tunnel sous la Manche depuis la France jusqu'à la Grande-Bretagne	156
Fig. 47 - Le tunnel sous la Manche : aspects géotechniques	158

Fig. 48 - Profil sismique au large de Sangatte montrant la structuration des unités crétacées au niveau de la flexure de Sangatte et les diffractions sismiques provoquées par les deux galeries du tunnel sous la Manche à la base de l'unité de la craie grise	160
Fig. 49 - Carte de localisation des sites et itinéraires géologiques	161
Fig. 50 - Coupe géologique du duplex de Basse-Normandie et localisation du secteur où sont situés les plis en chevrons	hors-texte
Photo A - Plis en chevrons affectant les calcaires viséens, parking Maison du Marbre, Rinxent	209
Photo B - Rinxent, mur d'escalade, Dolomie à <i>Siphonodendron martini</i>	210
Photo C - Rinxent, mur d'escalade, exemple de rampe tectonique	211
Photo D - Vue aérienne du site du Cap Gris-Nez. Localisation des points d'observation	212

RÉSUMÉ

Depuis plus d'un siècle et demi, le Boulonnais a été le sujet de nombreuses études géologiques en raison d'une situation privilégiée ; en effet, on y trouve une succession de terrains qui s'étagent depuis le Dévonien jusqu'au Quaternaire. Situé aux confins septentrionaux du bassin de Paris, le Boulonnais par sa morphologie, permet l'observation de l'intégralité de cette succession.

Les terrains les plus anciens affleurent dans la région de Marquise. La série dévonienne y est la plus complète ; d'âge Givétien à Famennien, elle affleure dans l'Unité parautochtone de Ferques où elle atteint plus de 700 m d'épaisseur. Six formations y ont été définies (Brice *et al.*, 1979a). La base renferme des grès, des shales et du poudingue ; elle est surmontée par des calcaires entrecoupés de petites passées argileuses, l'ensemble indique un environnement proche d'une plate-forme carbonatée caractérisée par des dépôts peu profonds. Le Frasnien comprend trois formations parfois argileuses ; elles sont visibles à l'affleurement dans la partie orientale de l'Unité parautochtone de Ferques. Le Famennien est maintenant réduit sur cette carte à l'extrême sommet de la Formation d'Hydrequent et à la Formation de Sainte-Godeleine composées de schistes et de grès.

Le Carbonifère, d'âge Tournaisien à Viséen est bien représenté dans l'Unité de Ferques. L'exploitation en carrières des calcaires et dolomies qui le composent permet d'avoir des coupes fraîches et continues. Sa puissance est de 600 à 700 m.

L'ensemble de ce secteur est affecté par l'orogénèse varisque caractérisée par des chevauchements à vergence nord-est. Ces chevauchements intéressent des roches d'âge silurien, dévonien et carbonifère. Ils constituent ici le « Front varisque » généralement assimilé au chevauchement majeur frontal, équivalent de la Faille du Midi. Le Boulonnais est situé au Nord de cette faille majeure.

Trois unités structurales superposées sont classiquement reconnues dans cette partie frontale de l'orogène varisque. Ce sont du Nord au Sud, et donc de bas en haut, les Unités de Ferques (UF), du Haut-Banc (UHB) et d'Hydrequent (UH). Elles sont recouvertes en discordance au Sud par le Jurassique et au Nord par le Crétacé. La mise en place de ces unités s'est effectuée de manière progressive, les unités inférieures étant déjà partiellement structurées avant d'être recoupées par des chevauchements hors séquences (Mercier et Mansy, 1995 ; Averbuch et Mansy, 1998). Jusqu'ici la mise en place des structures chevauchantes n'avait pu être datée qu'indirectement syn- à post-Westphalien supérieur, les roches de cet âge étant les plus récentes impliquées dans la déformation varisque. Actuellement, des travaux utilisant les méthodes paléomagnétiques corroborent et complètent cette analyse. Ils montrent en particulier qu'au sein des unités paléozoïques

l'activité tectonique la plus récente est limitée à la Zone Faillée de Ferques (ZFF) qui recoupe l'intégralité des unités chevauchantes durant le Permo-Trias. La couverture jurassique se caractérise d'abord par des dépôts de sables lenticulaires discordants sur les formations dévono-carbonifères. Ils peuvent aussi cacheter les dépressions karstiques qui contiennent les dépôts triasiques de la Formation de la Vallée Heureuse. Le Bajocien et le Bathonien sont constitués par des calcaires et des calcaires argilo-gréseux riches en brachiopodes. Ils affleurent bien en bordure sud du massif paléozoïque de Ferques jusque dans la vallée de la Slack. Le passage au Callovien puis à l'Oxfordien est marqué par un accroissement détritique donnant des marnes puis des argiles.

La partie supérieure de l'Oxfordien et le Kimméridgien inférieur se présentent comme une masse à dominante calcaire noyée entre deux masses argileuses. Elle constitue un repère cartographique intéressant. Le Kimméridgien supérieur renferme des argiles, des sables, des grès glauconieux et des calcaires argileux souvent lumachelles. Le Tithonien inférieur est aussi composé d'argiles noires feuilletées ; elles sont facilement observables au pied des falaises de part et d'autre de Wimereux. Le Tithonien supérieur renferme des alternances de bancs irréguliers, noduleux, de calcaire ou de grès calcareux et parfois de dépôts lenticulaires plus grossiers. Le Jurassique se termine par les calcaires à faciès purbeckiens.

La régression post-jurassique est le début d'une longue période d'émergence soulignée par le dépôt de formations continentales à faciès wealdiens. La transgression du Crétacé commence dans le Boulonnais à l'Aptien avec des sables argilo-glauconieux présents jusqu'à l'Albien inférieur (faciès des sables verts) et se poursuit avec quelques pulsations à travers l'Albien moyen et supérieur avec la sédimentation d'argiles noires ou grises très fossilifères (faciès des argiles du Gault). Le dépôt des craies à partir du Cénomaniens marque un important changement dans les faciès qui s'inscrit toujours dans le cadre de la grande transgression du Crétacé dont le maximum d'amplitude est atteint au cours du Turonien inférieur. S'amorce alors une baisse généralisée du niveau marin qui se poursuivra jusqu'à la limite Crétacé-Tertiaire. Cependant, dans le Boulonnais les craies les plus récentes préservées de l'érosion sont d'âge Santonien.

Sur ces cartes, les faciès wealdiens et l'Albo-Aptien reposent indifféremment sur des formations comprises entre le Tithonien et le Paléozoïque inférieur. Cet événement appelé phase boulonnaise ou néocimmérienne par Pruvost (1924), correspond à l'activité tectonique connue plus à l'Ouest dans le bassin du Weald, où la subsidence a été particulièrement importante. Cette phase est aussi reconnue par les différentes campagnes sismiques en mer (Lamarche *et al.*, 1996). Plus de 800 m de séries wealdiennes y sont reconnues dans des bassins limités par

des failles normales sur lesquelles peu d'activité décrochante a été mise en évidence (Ziegler, 1990), par comparaison avec celles connues dans le bassin de Bristol (Chadwick, 1993).

La seconde phase importante reste mal datée, elle est d'âge post-Crétacé supérieur - Tertiaire : c'est la phase artésienne ou épicrotécée (Bonte, 1969 ; Bonte *et al.*, 1971). A. Bonte relie celle-ci à quelques grands accidents, nous verrons que ces failles correspondent à des rejeux d'accidents profonds réactivés (Mansy *et al.*, 2003).

ABSTRACT

The Boulonnais, because of its favourable setting with exposures ranging from Devonian to Quaternary deposits, has been the site of many geological studies over the past century and a half. Located just north of the Paris Basin, the morphology of the Boulonnais provides access to almost all of this succession.

The oldest rocks are exposed in the Marquise region, where the Devonian succession is the most complete. Givetian to Famennian deposits are exposed in the para-autochthonous Ferques unit that is over 700 m thick. Six formations were defined (Brice *et al.*, 1979a). The base hosts sandstone, shale and conglomerate; it is overlain by limestone with thin claystone intercalations that indicate a depositional environment of platform carbonates at shallow depth. The Frasnian comprises three, locally argillaceous, formations exposed in the eastern part of the Ferques unit. Famennian deposits are reduced on the map to the very top of the Hydrequent Formation and the Sainte-Godeleine Formation, composed of sandstone and shale.

Carboniferous rocks of Tournaisian to Viséan age, 600 to 700 m thick, are well represented in the Ferques Unit. Limestone and dolomite quarries provide fresh and continuous sections.

The area has been affected by the variscan orogenesis, characterized by thrusts with a northeastern vergence. These thrusts, affecting rocks of Silurian, Devonian and Carboniferous age, here form the "Variscan Front" that is generally assimilated to major frontal thrusting as shown in the Midi fault. The Boulonnais is located to the north of this major fault.

Three stacked structural units are recognized in this frontal portion of the Variscan orogenesis. From North to South, and thus from bottom to top, these are the Ferques Unit (UF), the Haut-Banc Unit (UHB) and the Hydrequent Unit (UH). They are unconformably overlain by Jurassic rocks in the South and by Cretaceous deposits in the North. The structural units were progressi-

vely emplaced, whereby the lower units had already been partly deformed before being intersected by thrusts cutting through the succession (Mercier and Mansy, 1995; Averbuch and Mansy, 1998). Until now, the emplacement of these thrust structures had been dated only indirectly as syn- to post Late Westphalian, rocks of this age being the youngest that were caught up in the Variscan deformation. Today, paleomagnetic studies have corroborated and completed this analysis. They show in particular that the most recent tectonic activity within the Paleozoic unit is restricted to the Ferques fault zone (Z.F.F.) that intersected all thrust units during the Permo-Triassic.

The oldest Jurassic cover rocks are characterized by lens-shaped sandstones that unconformably overlie the Devonian to Carboniferous formations. Locally, they also seal karst depressions in Triassic rocks of the Vallée Heureuse Formation. Bajocian and Bathonian deposits consist of limestone and silty-sandy carbonate rocks rich in brachiopods. They are well exposed on the southern edge of the Paleozoic Ferques massif, until the Slack Valley. The passage to the Callovian and then the Oxfordian is marked by an increase in detrital material resulting in marl and claystone. The upper part of the Oxfordian and the lower Kimmeridgian are a dominantly calcareous mass between two argillaceous masses, forming a useful cartographic marker. The upper Kimmeridgian consists of clay, sand, glauconitic sandstone, and clayey limestone that commonly contains "lumachelle" (oyster debris and other fossil remains). The lower Tithonian is composed of black laminated claystone that is easily observed at the foot of cliffs on either side of Wimereux. The upper Tithonian consists of alternating irregular nodular limestone and calcareous sandstone, and locally lens-shaped deposits of even coarser material. The youngest Jurassic deposits are purbeckian limestones.

The post-Jurassic regression was the start of a long period of emersion, exemplified by the continental deposits of the Wealden facies. The Cretaceous transgression started in the Boulonnais during the Aptian with clayey-glauconitic sands that were present up until the Early Albian (Greensand facies), and continued with a few pulses during the Middle and Late Albian with the sedimentation of highly fossiliferous black to grey clays of the Gault-clay facies. Chalk deposition from the Cenomanian onward marked an important facies change that, again, was part of the great Cretaceous transgression whose maximum amplitude was reached during the Early Turonian. Afterward, a general lowering of the sea-level started that continued up to the Cretaceous-Tertiary boundary. In the Boulonnais, however, the youngest preserved chalk is of Santonian age.

On these maps, the Wealden facies and the Albian-Aptian overlie rocks ranging from Tithonian to Early Paleozoic age. The tectonic event responsible for this unconformity, called the Boulonnaise or neo-Cimmerian phase by Pruvost (1924), corresponds to the tectonic activity recognized farther west in the

Weald Basin, where subsidence was particularly strong. This phase is also known from several marine seismic surveys (Lamarche *et al.*, 1996). Over 800 m of Wealden deposits have been identified in basins bounded by normal faults on which only very little strike-slip movement has been shown (Ziegler, 1990), compared to those known in the Bristol Basin (Chadwick, 1993).

The second major tectonic phase is poorly dated; its age is post-Late Cretaceous – Tertiary and it has been described as the Artesian or epi-Cretaceous phase (Bonte, 1969; Bonte *et al.*, 1971). Bonte linked this phase to several major faults; these are probably the surface expression of reactivated deep-seated pre-existing faults (Mansy *et al.*, 2003).

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille de Marquise couvre la partie nord-occidentale du Boulonnais, région qui s'étend par ailleurs sur les cartes de Boulogne, Desvres et Guînes. La feuille est concernée par trois grandes unités géomorphologiques : Haut-et-Bas-Boulonnais, plaine maritime du Calaisis.

– Le plateau crayeux du Haut-Boulonnais forme une étroite bordure laniérée qui joue le rôle de ligne de partage des eaux entre les bassins de la Manche et de la mer du Nord. Moins élevé qu'à l'Est, il domine cependant encore la côte de plus de 150 m. Dans les parties culminantes, la surface de la craie est profondément pénétrée par des poches de dissolution remplies de formations argileuses à silex, mêlées de sables tertiaires remaniés et de limons. La couverture de loess s'étend inégalement en fonction de la dissymétrie des versants des vallées dont le tracé est commandé par la structure.

– La dépression du Bas-Boulonnais correspond à un relief de boutonnière s'ouvrant dans le horst qui prolonge l'Artois. Il s'agit d'une mosaïque de collines et bas-plateaux, culminant entre 120 et 60 m, dont le modelé est lié à la structure des terrains jurassiques, découpés en une série de petits compartiments par un réseau de failles orthogonales. Dans l'ensemble, le Bas-Boulonnais apparaît comme une région de dénudation où le substrat jurassique et à faciès wealdiens, altéré, est souvent sub-affleurant, en l'absence d'une couverture généralisée de loess. S'y inscrit un dense réseau de vallons et vallées (Slack, Wimereux, Bazinghen) qui aboutissent à la mer par des estuaires profondément colmatés alors qu'à l'amont, surtout sur les feuilles voisines, les rivières, alimentées par de nombreuses sources, coulent sur les roches du substrat. La limite entre la dépression et le plateau est marquée par un escarpement bordier de type cuesta dont le front raide et festonné est développé dans la série crayeuse. Entre les littoraux en falaises de craie (Cap Blanc-Nez) et de roches jurassiques (du Cap Gris-Nez à Wimereux) s'individualise la petite plaine maritime de Wissant fermée par un cordon dunaire.

– Au Nord de la feuille apparaît l'extrémité occidentale de la plaine maritime de la mer du Nord dont le colmatage marin holocène est le résultat d'une dynamique de wadden. Elle est bordée au Sud par le versant pléistocène de Sangatte dont les formations fossilisent une ancienne falaise recoupée par le littoral actuel dans le secteur des puits du tunnel sous-marin du XIX siècle et du présent tunnel sous la Manche.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Géologie à terre

Le Paléozoïque affleure uniquement dans les carrières souvent en exploitation, parfois abandonnées, en particulier dans la partie nord du bassin de Marquise (carrières du Boulonnais, de la Vallée Heureuse, de Basse-Normandie, de Ferques). La plupart de ces carrières ont été étudiées en détail pour la stratigraphie et la structure (Bonte, 1969 ; Lamarche *et al.*, 1996 ; Mansy *et al.*, 2003). Les autres affleurements les plus importants sont localisés le long de la voie ferrée Calais–Boulogne.

Pour le Mésozoïque, les levés à terre ont consisté essentiellement en l'examen et l'interprétation de coupes et d'affleurements, complétés par l'étude de sondages à la tarière. Les affleurements se présentent de trois façons : les grandes coupes de références, les petites coupes locales, les points. Les affleurements les plus importants, les coupes de référence, sont situés en bord de mer dans les falaises côtières et sur les estrans. Les coupes locales, plus ou moins bien préservées, affleurent à la faveur de petites carrières récentes ou anciennes ou de travaux momentanés comme par exemple les tranchées routières. Les points d'affleurement, bien distribués sur la feuille, représentent les éléments d'observation les plus nombreux. Ils correspondent à de petits affleurements mis au jour par des travaux locaux entrepris suivant les besoins des communes ou des particuliers, comme les ravivages de talus, les adductions d'eau, l'installation de poteaux à destinations diverses, les fondations d'habitations ou d'ouvrages de travaux publics...

Les sondages à la tarière sur camion, pouvant atteindre une profondeur d'investigation de 40 m, ont été exécutés avec le matériel du BRGM en 1995 dans les zones nécessitant une meilleure connaissance du sous-sol proche pour argumenter une interprétation stratigraphique ou tectonique.

Pour le Jurassique, les coupes de référence sont situées autour de Marquise pour le Jurassique moyen et le long de la côte depuis Wimereux jusqu'au Cap Griz-Nez pour le Jurassique supérieur. Ces coupes ont fait l'objet d'études détaillées (Proust *et al.*, 1995 ; Vidier *et al.*, 1995 ; Lamarche *et al.*, 1996). Les terrains du Jurassique moyen peuvent aussi constituer la couverture du Paléozoïque des carrières et former des affleurements de bonne qualité. Enfin les tracés des ouvrages récents, autoroutes et contournements routiers ont souvent été exploités avant l'engazonnement.

Pour le Crétacé, les coupes de référence concernent surtout les falaises du Cap Blanc-Nez ainsi que les anciennes carrières de Coquelles. Elles ont fait

l'objet de publications détaillées : cf. travaux et bibliographies actualisées in Robaszynski *et al.*, 1980, 1998 ; Amédéo et Robaszynski, 2001a, b, c, d. Il en est de même pour la limite entre les faciès wealdiens et l'Aptien, dans le contournement de Wissant (Amédéo et Robaszynski, 1998). La description et l'interprétation de ces coupes sont la base des coupures lithologiques (formation, membres, horizons), bio- et chronostratigraphiques (zones, étages et sous-étages) adoptées lors du tracé des contours géologiques de la feuille. Chaque fois que de la roche en place était mise à nu – généralement de la craie – les principaux caractères étaient notés : particularités lithologiques, minéralogiques (glauconie, phosphate...) sédimentologiques (hardgrounds, niveaux marneux, silex...) et contenu macropaléontologique (surtout les ammonites, échinides, brachiopodes, lamellibranches...). Par ailleurs, un ou plusieurs échantillons étaient prélevés aux fins d'analyse micropaléontologique des foraminifères benthiques et planctoniques. Ainsi, 31 échantillons ont été préparés et interprétés par le laboratoire du BRGM à Orléans en 1994 et 68 échantillons par l'un des auteurs (FR) à la Faculté polytechnique de Mons, Belgique, en 1995.

Les sondages à la tarière ont permis de reconnaître les faciès wealdiens du Mont Duez et de Wissant, l'Albien de Leubringen et aussi de valider l'existence de la « flexure de Landrethun ». Pour cette dernière, 5 transects (de 4 à 6 sondages), perpendiculaires au tracé de la « faille de Landrethun » figurée sur la 1^{ère} édition de la feuille de Marquise à 1/50 000 (Bonte et coll., 1971), ont été effectués entre Audembert et Landrethun. Ils montrent que les pendages déduits de l'interprétation stratigraphique des sondages confortent la réalité d'une flexure affectant la couverture crétacée plutôt que d'une faille (cf. détails in Robaszynski et Amédéo, 2001).

Géologie sous-marine

De nombreuses reconnaissances ont été réalisées dans le domaine sous-marin de la feuille de Marquise à des fins diverses, de cartographie ou de génie civil.

Les premières reconnaissances exhaustives remontent aux années 1969-1970 où, sous l'égide du CNEOX, furent entreprises des campagnes de sismique réflexion et de prélèvements pour la cartographie du plateau continental (travaux Géotechnip, universités de Caen et de Rennes). Elles furent suivies dans les années 1970 de nouveaux travaux de l'université de Caen et du BRGM.

Les cartes éditées sur la base de ces données ont été la carte géologique et structurale à 1/250 000 Boulogne-Dungeness (1971) puis la carte géologique de la Manche à 1/1 000 000 (Boillot et Lefort, 1975) et enfin la carte à

1/500 000 de la Manche orientale (géologie du substratum, paléovallées et bancs sableux ; Auffret *et al.*, 1982).

Au cours de son programme de cartographie générale du plateau continental, le British Geological Survey a réalisé de nombreux profils de sismique réflexion parallèles à la côte du Boulonnais ainsi que quelques prélèvements de substratum. Une première synthèse de ces données a été établie lors de l'édition de la carte à 1/250 000 Boulogne-Dungeness.

Plus récemment, dans le cadre d'une convention avec la région Nord-Pas-de-Calais, l'Ifremer et l'université de Lille 1 ont réalisé une cartographie (à 1/43 400) des dépôts meubles côtiers, s'étendant vers le large jusqu'au couloir de navigation. Cette cartographie a été établie sur la base de levés au sonar latéral et d'études sédimentologiques (Augris *et al.*, 1987).

Enfin, en 2000-2001, une synthèse d'ensemble des données concernant la géologie du détroit du pas de Calais a été entreprise par le BGS et le BRGM dans le cadre du projet INTERREGII « GEOSYNTH » sous l'égide de la région Nord-Pas-de-Calais et du Kent Council (BGS-BRGM, 1988). Les cartes numériques concernent différents niveaux thématiques, notamment géologie du substratum anté-quadernaire, pléistocène (paléovallées), holocène, nature des fonds, formes sédimentaires. Elles ont été diffusées sous forme de documents dans une présentation interactive et d'images cartes géoréférencées dans un cédérom (James *et al.*, 2002 ; Guennoc *et al.*, 2002).

Des travaux importants ont aussi été entrepris dans le cadre d'opérations de génie civil focalisées pour l'essentiel au niveau des terrains du Crétacé supérieur au large de Sangatte :

– la liaison électrique transmanche IFA 2000 mise en place par EDF et le CEGB, a consisté en la pose de câbles électriques sous-marins entre la France et l'Angleterre avec un atterrissage au niveau de Sangatte qui a nécessité la reconnaissance d'une zone assez vaste au niveau du Crétacé supérieur. De 1977 à 1984, des reconnaissances diverses par sismique réflexion monotrace, sonar latéral, carottages et enfin par submersible ont été entreprises le long de quatre tracés retenus pour l'ensouillage des câbles électriques à environ 1,5 m de profondeur ;

– le tunnel sous la Manche (voir plus loin) : démarré dès le XIX^e siècle, ce projet ancien a finalement vu le jour le long d'un tracé partant de Sangatte et permettant le creusement au sein des formations de la « craie bleue » cénomaniennne en raison de ses qualités géotechniques (Margron et Rankin, 1989).

Dans les années 1960, les travaux de reconnaissance ont consisté principalement dans des forages (90 forages carottés en mer le long du tracé

prévu), complétés par quelques profils de sismique réflexion monotraces montrant la géométrie générale de ces terrains. Le projet retenu a abouti à la suite d'une série de levés et études menés de 1986 à 1988 comprenant un maillage serré de profils de sismique réflexion multitraces à haute résolution (Lallier et Lapierre, 1989), calés sur les forages antérieurs (1964-1965) et surtout sur de nouveaux forages implantés principalement dans le secteur français où la structure géologique est la plus complexe. Ces nombreuses données traitées et interprétées avec précision ont permis l'établissement de cartes détaillées (1/5 000) des horizons concernés (toit du Gault, toit de la « craie bleue ») et de cartes d'iso-incertitudes basées sur les méthodes géostatistiques (Blanchin *et al.*, 1989).

La carte géologique des fonds marins de la feuille de Marquise a été réalisée sur la base d'une compilation et/ou d'un réexamen de ces données et des documents cartographiques établis à l'occasion de ces nombreux travaux.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

L'essentiel des terrains non affleurants est constitué par le Paléozoïque inférieur au Nord de la zone de Ferques connu uniquement en sondages et à la faveur d'ouvrages de travaux publics.

Le sondage de la Vallée Heureuse a aussi révélé une formation inconnue en surface : les Calcschistes de la Vallée Heureuse (Pruvost et Delépine, 1921).

TERRAINS AFFLEURANTS

DÉVONIEN

La série dévonienne la plus complète, d'âge givétien (?) à famennien, affleure dans l'Unité parautochtone de Ferques où elle atteint plus de 700 m d'épaisseur. Six formations y ont été définies (Brice *et al.*, 1979a) (fig. 1).

Givétien

Il est représenté par les Formations de Caffiers (*pro parte*), de Blacourt et l'extrême base de la Formation de Beaulieu.

d5C. Formation de Caffiers : shales, grès, poudingues (Givétien) (60-100 m) « Grès et Poudingues de Caffiers, d4a » (Pruvost et coll., 1928, 1964), « Grès de Caffiers » (Ager et Wallace, 1967 ; Wallace, 1969), « Grès et Schistes gréseux, Poudingue de Caffiers » (Bonte et coll., 1971).

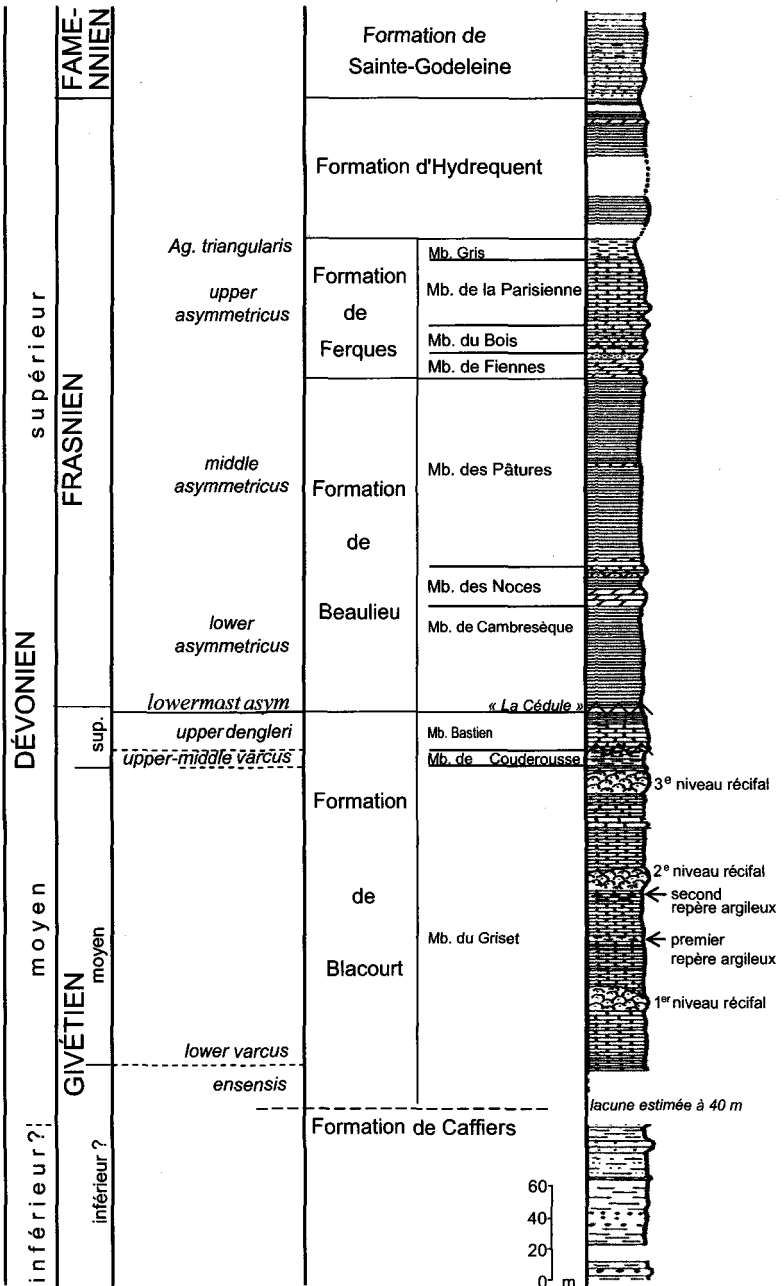


Fig. 1 - La série dévonienne de Ferques (d'après Brice 1988, modifié)

En 1892, Rigaux en donnait la succession suivante dans la tranchée de la voie ferrée Calais–Boulogne. De bas en haut : 9 m de poudingue à gros galets dans une argile rouge, 14 m de schistes rouges, 24 m environ d'une alternance de grès schisteux ; 1,50 m de calcaire noduleux ; 10 m de schistes alternativement verdâtres et jaunâtres rouges.

Les meilleurs affleurements actuels s'observent le long des deux voies ferrées Calais–Boulogne et Caffiers–Ferques. En 1975, Colbeaux (*in* Brice *et al.*, 1976) l'observait sur 225 m dans la tranchée Caffiers–Ferques, et résumait ainsi ses observations : « masse de shales, essentiellement pélitique à la base, avec de nombreuses intercalations de lits de poudingues à ciment pélitique rouge, plus gréseuse au sommet où l'on observe même des bancs de grès bien développés ». Des restes de végétaux sont indiqués au sommet de la série dessinée par Colbeaux.

L'épaisseur de la formation (100 m environ d'après Colbeaux, 60 m d'après Rigaux) ne peut être précisée car :

- 1) les affleurements actuels sont restreints et discontinus ;
- 2) les limites supérieure et inférieure de la formation n'ont jamais été observées ;
- 3) des variations importantes de pendages sur de courtes distances y ont été remarquées par Colbeaux (1988) qui signale aussi que des variations analogues ont été observées lors du percement de la voie ferrée Calais–Boulogne (documents anciens anonymes, BRGM Lille-Lézennes).

La partie supérieure a livré des cryptogames vasculaires (*Aneurophyton germanicum*, *Hyena elegans*) ayant des affinités avec ceux de gisements givétiens allemands et belges (Corsin, 1933), des *Lepidodendron*, des *Rhodia*, des restes de poissons *Holonema* et de crustacés *Estheria*.

Âge de la Formation de Caffiers. En l'absence de marqueurs précis, l'âge Givétien, voire même Eifélien, de cette formation reste hypothétique d'autant plus que le contact avec la formation sus-jacente n'a jamais été observé.

Environnement. D'après Ager et Wallace (1967), les dépôts de la Formation de Caffiers, de caractère transgressif, ont des faciès rappelant ceux de "l'Old red sandstone" ; d'après Lethiers (1982), la sédimentation est de type supratidal à intertidal.

d5Bl. Formation de Blacourt : calcaires, argiles (Givétien) (200 m). Calcaire de Blacourt des auteurs anciens surmonté des « Schistes et Calcaire Bastien » (Rigaux, 1908).

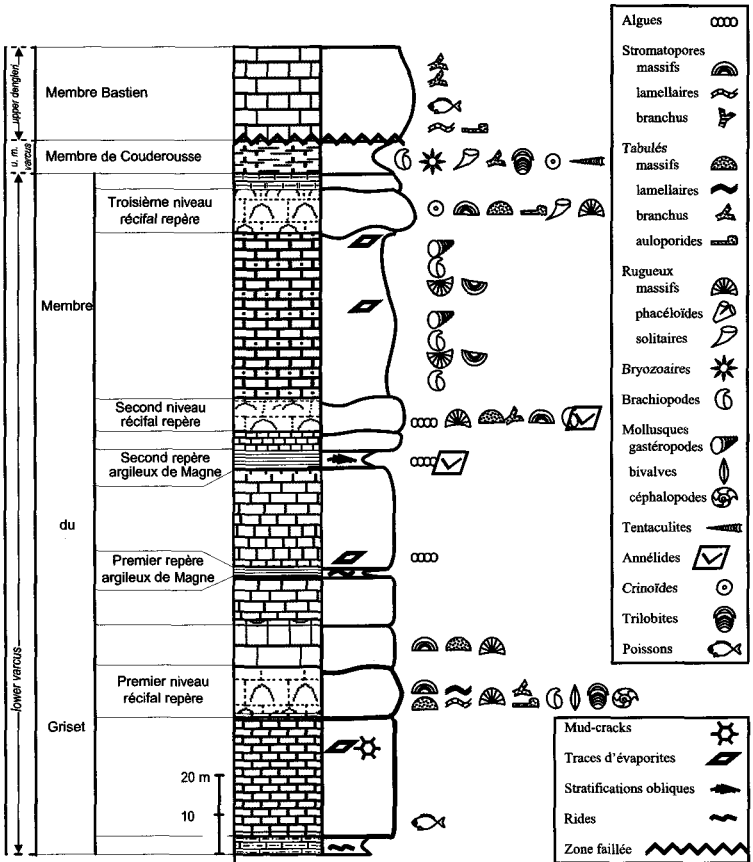


Fig. 2 - La Formation de Blacourt

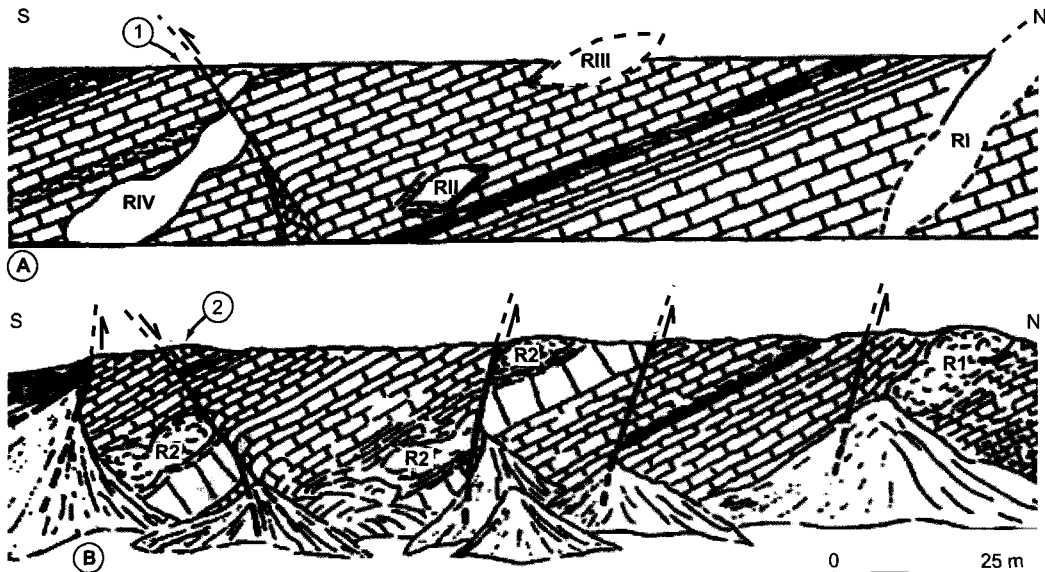


Fig. 3 - Partie supérieure de l'ancien front de taille, paroi ouest de la carrière du Banc Noir (Mistiaen *et al.*, 2001)
 Interprétation selon Devos (1962) et première édition de la feuille de Marquise. RI, RII, RIII et RIV correspondent à des biohermes stratigraphiquement distincts dans la série. Les bancs à *Murchisonies* (1) sont considérés comme le sommet de la Formation et passent en continuité aux « shales » de la Formation de Beaulieu. **B** : Interprétation selon Mistiaen (1976) et la présente édition. Les récifs RII, RIII et RIV de Devos appartiennent au second ensemble récifal, tronçonné par failles. Les derniers bancs visibles (2) ne correspondent pas au sommet de la Formation de Blacourt mais sont situés à 47 m environ sous le sommet de cette formation. Le contact entre les Formations de Blacourt et de Beaulieu est faillé

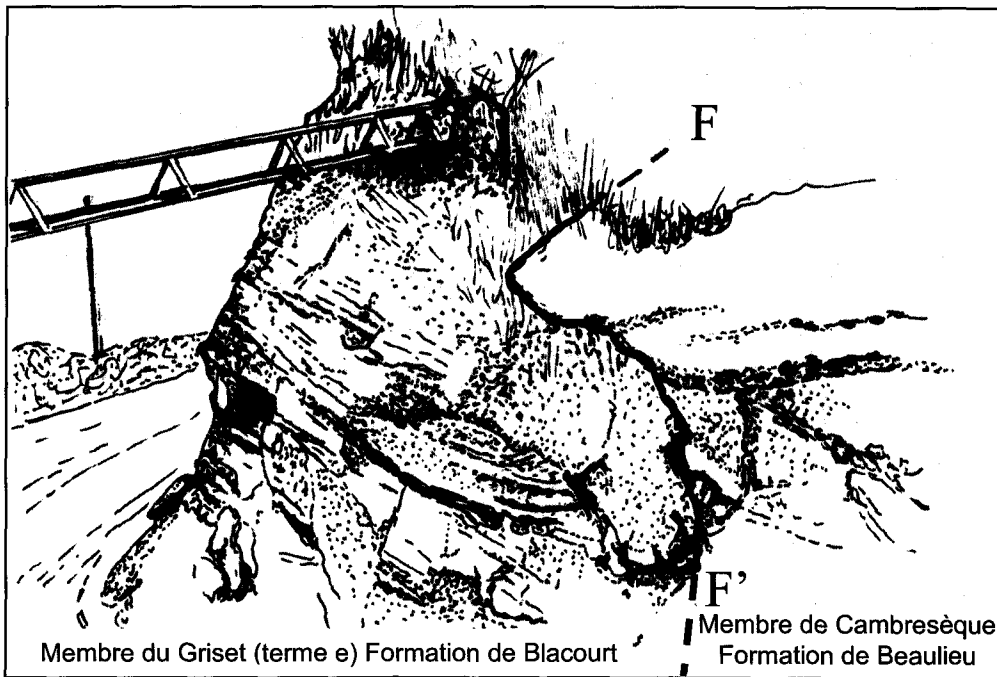


Fig. 4 - Vue sur le talus est qui bordait le chemin d'accès de l'entrée sud-ouest de la carrière du Griset. La Formation de Beaulieu repose en contact anormal (FF') sur la Formation de Blacourt dont 90 m disparaissent (Brice, 1988)

Cette formation, à dominance nettement carbonatée, est constituée de calcaires très diversifiés (crinoïdiques, bioclastiques, construits...) avec des passées argileuses plus ou moins importantes (fig. 2). Elle n'est visible à l'affleurement que dans l'Unité parautochtone de Ferques. Elle est activement exploitée, pour enrochement et granulats, dans les deux carrières de Stinkal (anciennement Tarstinkal) situées de part et d'autre de la voie ferrée Calais-Boulogne, carrière du Banc Noir à l'Ouest, du Grisét à l'Est.

La partie inférieure de la formation et son contact avec celle de Caffiers sous-jacente ne sont pas observables ; la limite adoptée est une limite morphologique (Magne, 1964 ; Colbeaux *in* Brice *et al.*, 1976, 1979a). Par ailleurs, le contact entre la Formation de Blacourt et celle de Beaulieu sus-jacente, partout où il est visible, est toujours de nature tectonique et supprime des portions variables de l'une et/ou de l'autre de ces deux formations (fig. 3 et 4). Ainsi, dans la partie tout à fait orientale des affleurements (Sud de la carrière du Grisét, bordure est de la feuille, fig. 3), plusieurs dizaines de mètres du sommet de la formation, visibles dans la tranchée de voie ferrée Caffiers-Ferques et partiellement visibles dans la partie occidentale de la carrière du Banc Noir (fig. 4), sont supprimés par faille. Aussi, la variation de sa largeur d'affleurement qui augmente légèrement vers l'Ouest, n'est sans doute pas due à une seule variation de pendage. L'épaisseur réelle de la Formation de Blacourt est probablement un peu supérieure à 200 m.

Dans la notice de l'édition précédente (Bonte et coll., 1971), l'épaisseur attribuée au Calcaire de Blacourt n'est que de 110 m, ce qui correspond aux parties moyenne et supérieure du Membre du Grisét, seules visibles en carrières à l'époque. Les deux autres membres (Membre de Couderousse et Membre de Bastien) avaient cependant été repérés et décrits par Rigaux (1892, 1908) ; mais par la suite les auteurs (Robinson, 1920) ont considéré comme erronées ces observations. L'existence de nouveaux affleurements, lors de l'ouverture de la voie ferrée Caffiers-Ferques en 1975, a permis de confirmer le bien-fondé des observations de Rigaux.

Subdivisions de la Formation de Blacourt

La formation a fait l'objet d'une description détaillée (Brice et Mistiaen, 1988). Trois membres y ont été définis (Mistiaen *in* Brice *et al.*, 1979a) (fig. 1).

• **Membre du Grisét (170 m visibles environ)**. Calcaires très diversifiés, souvent en bancs massifs, plus argilo-gréseux vers la base (35 à 65 % de CaCO₃), séparés par des passées argileuses. Le membre affleure largement dans les carrières de Stinkal ; seule sa partie sommitale (35,30 m) est visible dans la tranchée de voie ferrée Caffiers-Ferques.

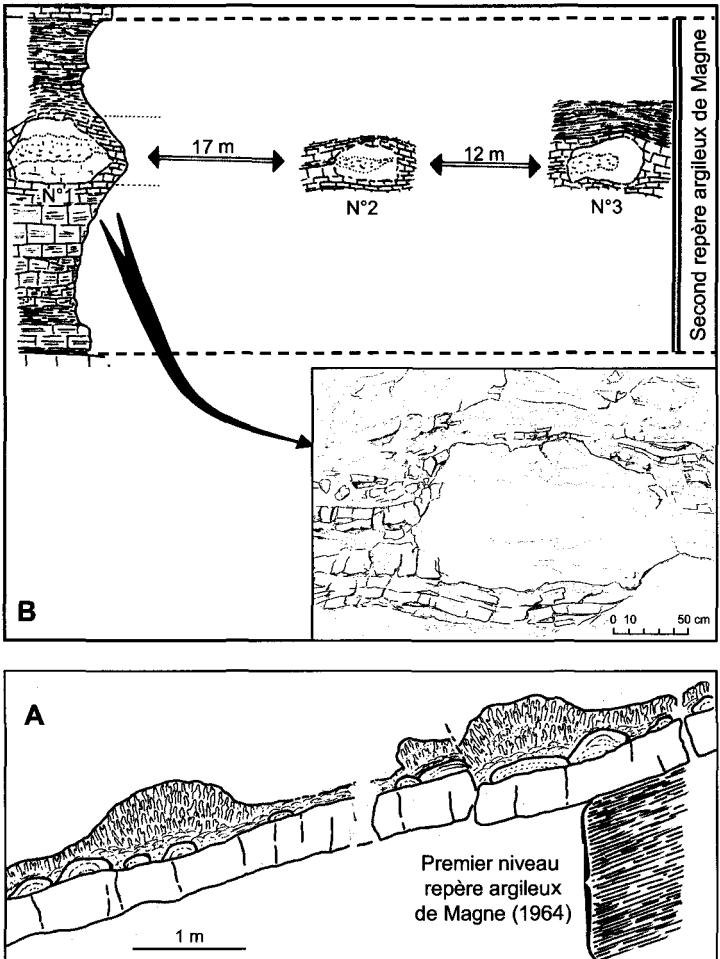


Fig. 5 - Allure de niveaux récifaux algaires de la Formation de Blacourt.
(A) Niveaux stromatolithiques situés au sommet du premier repère argileux de Magne, (Mistiaen et Poncet, 1983a). (B) Petits biohermes à Annélides (*Spirorbis* et *Trypanopora*) associés à des algues, dans le second repère argileux de Magne, (Mistiaen et Poncet, 1983b)

De bas en haut, on observe la succession suivante :

- 5 m de niveaux argilo-gréseux ou argilo-calcaires à intercalations d'argiles vertes ou noires, silteuses ou micacées, avec ripple-marks ;
- 29,50 m de petits bancs de calcaire, de calcaire argileux bioclastique, parfois oolithique et de niveaux argileux où s'intercale, à 6,50 m du sommet, un petit bioherme à spongiaires (fig. 5A), surmontant une passée argileuse métrique à mud-cracks et pseudomorphoses de cristaux centimétriques d'évaporite (halite ?) ;
- 12,60 m de calcaire localement très massif et mal stratifié, particulièrement riche en constructeurs (= premier niveau récifal repère). Faune très abondante et diversifiée : algues, *Stromatopores* (une dizaine d'espèces dont *Actinostroma verrucosum*, *A. stellulatum maureri*, *Salairella* cf. *buecheliensis*, *Stachyodes verticillata*), Tabulés (*Thamnopora*, *Placocoenites*, nombreux Auloporidés), Rugueux coloniaux (*Cyathophyllum briceae*) ; moins fréquents sont les vers (Serpulidés), crinoïdes, brachiopodes (*Atrythyris betencourti*, *Spinocyrtia plicatula*, *Stringocephalus burtini*), mollusques bivalves et céphalopodes, trilobites ; abondante microfaune à foraminifères et Moravamminida ;
- 10,50 m de calcaire en gros bancs, dont certains très riches en constructeurs ;
- 12,30 m de bancs de calcaire bioclastique d'aspect noduleux ;
- 2,50 m d'une série argilo-calcaire silteuse grise présentant des ripple-marks (= premier repère argileux de Magne, 1964) ;
- 23,50 m de calcaire en bancs métriques, bioclastique, parfois construit, avec, à sa base, un niveau stromatolithique algaire épais de 0,20 m associé à des évaporites et surmontant un banc de calcaire oolithique épais de 0,50 m ;
- 5 m d'un ensemble très argileux (= second repère, double, argileux de Magne, 1964) dans lequel s'intercalent 2,80 m de calcaire bioclastique à stratifications obliques (fig. 5B) ; au sommet, de petits biohermes métriques très bien délimités, construits par des algues et des vers (*Trypanopora*, *Spirorbis*) et présentant des traces d'émersion (Mistiaen et Poncet, 1983a, b).
- 6,50 m de calcaire en bancs métriques, formant un ensemble d'aspect massif ;
- 8 m de calcaire construit (= deuxième niveau récifal repère), constitué de nombreux biohermes de taille métrique ou plurimétrique, plus ou moins disjoints et répartis à plusieurs niveaux de la série (fig. 2). Ces calcaires sont essentiellement construits par des algues (*Sphaerocodium magnum*) et des Rugueux coloniaux (*Disphyllia wangi*, *D. periclada*), associés à quelques Tabulés (*Thamnopora*, *Alveolites*), et, dans la partie supérieure, à des *Stromatopores* massifs (plusieurs *Actinostroma* dont *A. verrucosum* et *A. clathratum* et des *Hermatostroma*). La série encaissante est formée de calcaire stratifié, plus ou moins argileux et bioclastique, parfois extrêmement riche en

brachiopodes (*Athyris kaisini*, Ambocoelidés) ; on y trouve aussi des vers et des débris de constructeurs ;

– 42 m d'une alternance de niveaux argileux et de petits bancs de calcaire diversifié dont une petite vingtaine de niveaux à constructeurs ou à débris roulés de constructeurs, une douzaine de bancs à Murchisonies (gastéropodes), une dizaine de bancs oolithiques, quelques-uns à oncolithes, "birdeyes" ou traces d'évaporites, d'autres riches en brachiopodes (Stringocéphales, Ambocoelidés). Plusieurs de ces niveaux constituent de bons repères stratigraphiques locaux ;

– 10,70 m de calcaire construit (= troisième niveau récifal repère), lité sur environ 2 m à la base, d'aspect nettement massif, non stratifié au sommet (bioherme). Organismes constructeurs, très abondants et diversifiés, surtout des Stromatopores (plusieurs espèces d'*Actinostroma* et d'*Hermatostroma*, *Bifariostroma bifarium*, *Stromatopora concentrica*), associés à des Tabulés (*Caliopora battersbyi*, Auloporidaés), des Rugueux solitaires et coloniaux (*Pseudohexagonaria glinskii*, *Stringophyllum isactis*) ; nombreux crinoïdes et rares brachiopodes (Ambocoeliidés) ;

– 4 m de calcaire sombre, argileux et en gros bancs, finement bioclastique dans sa partie supérieure, plus grossier et parfois bioturbé à la base.

• **Membre de Couderousse (8,50 m environ)**. « Schistes argileux » de (Rigaux, 1908). Visible dans la tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques et dans la partie occidentale de la carrière du Banc Noir.

Argiles grises, calcareuses (25 à 30 % de CaCO_3) et micacées, comportant quelques niveaux décimétriques indurés, noduleux, carbonatés et crinoïdiques. Ces argiles renferment un abondant microplancton d'Acrirarches et, vers leur base, de nombreux brachiopodes : *Cyrtospirifer verneuiliformis*, « *Undispirifer* » sp., *Desquamatia (Independatrypa) sola*..., des bryozoaires, quelques Rugueux, Tabulés, trilobites et crinoïdes.

• **Membre Bastien (23,50 m environ)**. Calcaire Bastien (Rigaux, 1892, 1908). Uniquement visible dans la tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques.

Calcaire massif, gris, bioclastique, très tectonisé dans le tiers inférieur ; calcaires, calcaires argileux et argiles en bancs pluridécimétriques dans la partie supérieure. Rare macrofaune (débris de brachiopodes, fragments de poissons), à l'exception de trois niveaux construits décimétriques, l'un situé à la base, à Stromatopores encroûtants et Aulopores, les deux autres vers le sommet, à Tabulés branchus (*Scoliopora* cf. *denticulata*). Une zone à foraminifères et Moravamminidés y est reconnue (Vachard, 1988).

Âge de la Formation de Blacourt. L'abondante macrofaune (brachiopodes, constructeurs) du Membre du Griset a permis depuis longtemps de lui attribuer un âge givétien puis de préciser que le Givétien basal et son sommet étaient probablement absents.

Les trois membres de cette formation ont livré des faunes de conodontes (Bultynck *in* Brice *et al.*, 1976, 1979b) qui ont confirmé l'âge givétien et permis d'établir des corrélations précises avec l'Ardenne et l'échelle standard des conodontes. Bultynck (1986, com. écrite) place la base de la Zone à *varcus* inférieure (en dépit de l'absence de la forme guide) à la base du Membre du Griset qui a livré une faune à *Icriodus obliquimarginatus*, plus ancienne que le Givétien moyen mais ne correspondant probablement pas à l'extrême base du Givétien. La faune du Membre de Couderousse rappelle celle du membre inférieur de la Formation de Fromelennes en Ardenne (Givétien supérieur), elle correspond vraisemblablement aux Zones à *varcus* moyenne et supérieure. Celle du Membre Bastien évoque déjà, dès la base tectonisée du membre, celle du membre supérieur de la Formation de Fromelennes et correspond à la base de la Zone à *dengleri* supérieure dans la zonation des conodontes. L'absence de niveau correspondant au membre moyen de Fromelennes dans la tranchée s'explique par les failles.

Par ailleurs, Milhau (1983) a pu réviser la distribution des ostracodes dans la partie supérieure de la Formation de Blacourt, d'abord inventoriée par Magne (1964) puis Lethiers (1976). Sur la base d'assemblages, il a montré que la limite Membre du Griset/Membre de Couderousse correspond sensiblement à la limite Formation du Mont d'Hairs/Formation de Fromelennes en Ardenne.

Une zone à foraminifères et Moravamminidés est reconnue dans le Membre du Griset (Vachard, 1988).

Parmi les spores, Loboziak et Streel (1981, 1988), Loboziak *et al.* (1983), ont identifié deux « Zones d'Oppel » dans le Givétien et la base du Frasnien, la « ZO » TA à *triangulatus-ancyrea*, à la partie inférieure de la Formation de Blacourt et la « ZO » TCo à *triangulatus-concinna* dans la partie supérieure de cette formation et la partie inférieure de la Formation de Beaulieu.

Dans l'édition précédente, la limite Givétien-Frasnien était placée au sommet de « trois bancs à *Stringocephalus burtini* et Stromatopores, surmontés d'un banc à Murchisonies (*Murchisonia intermedia*, *M. bigranulosa*, *M. coronata*) » ; ces bancs (fig. 3) se situent en fait à 29,50 m sous le sommet du Membre du Griset et donc à plus de 60 m sous la limite Givétien-Frasnien, précisée par les conodontes.

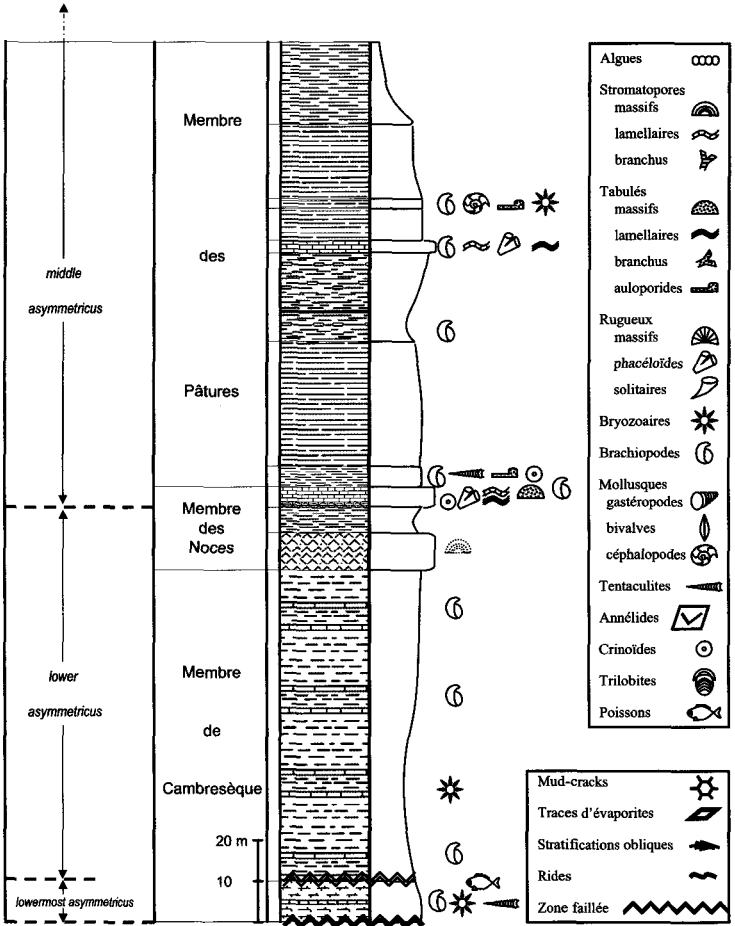


Fig. 6 - La Formation de Beaulieu

L'environnement de la Formation de Blacourt est celui d'une plate-forme carbonatée, dans une morphologie de blocs, caractérisée par des dépôts peu profonds. Les organismes, à l'état de débris ou en position de construction, régissent l'essentiel de la sédimentation (Pelhâte et Poncet, 1988). D'après ces auteurs, ces dépôts s'étagent de la zone infratidale à la partie haute de la zone intertidale (avec traces certaines d'émersion); ils s'ordonnent en séquences transgressives de 3^e ordre (en période d'accélération de la subsidence ou d'eustatisme) et en séquences régressives de 3^e ordre (en période de stabilité eustatique ou tectonique). Le caractère récifal du Calcaire de Blacourt, déjà remarqué dès la fin du siècle dernier par Bourgeat (1892), souligné par Le Maître et Devos (1961a, b) et Magne (1964), a été mis en doute par Ager et Wallace (1967) qui notent que la variation de sa largeur d'affleurement, augmentant légèrement vers l'Ouest, n'est sans doute pas due à une seule variation de pendage et par Wallace (1969). Des travaux plus récents (Brice *et al.*, 1979a ; Mistiaen et Poncet, 1983a, b) ont montré l'importance et la diversité des constructions récifales dans cette formation. L'étude minéralogique des fractions argileuses de la Formation de Blacourt (Chamley, 1988) confirme l'existence d'un contexte tectonique instable avec des épisodes de calme, sous climat de type plutôt chaud et humide, l'influence diagénétique restant toujours discrète.

Frasnien

Épais de plus de 380 m, l'étage comprend trois formations, visibles à l'affleurement dans la partie orientale de l'Unité parautochtone de Ferques, les Formations de Beaulieu (extrême base exceptée), de Ferques et d'Hydrequent (*pro parte*).

d5-6B. Formation de Beaulieu ; argillites (Givétien - Frasnien) (200 m environ). « Schistes de Beaulieu » des auteurs anciens mais sans la Dolomie de Beaulieu ou de Fiennes, incluse actuellement dans la Formation de Ferques (= Membre de Fiennes).

La limite inférieure de la formation est faillée (*cf. ante*). Le contact entre le sommet de la Formation de Beaulieu et celle de Ferques sus-jacente est visible à l'entrée nord-est de la carrière de la Parisienne à gauche du chemin d'accès.

Cette formation est constituée d'argillites violacées ou verdâtres, renfermant quelques niveaux carbonatés partiellement construits. Elle est subdivisée de bas en haut en trois membres (fig. 6).

• **Membre de Cambresèque (56 m au moins).** Le terme inférieur (= « Calcaire de la Cédule » Gosselet, 1880 *non* Austen, 1853), toujours encadré de failles, consiste en quelques mètres observés sporadiquement dans les carrières du Banc Noir et du Grisot. Il s'agit de marnes bleu foncé, de

calcaire cristallin gris foncé, jaunâtre par altération, localement très riche en brachiopodes (*Apousiella dorlodoti*, *Ripidiorhynchus barroisi*...), bryozoaires (*Leptotrypella*, *Fistuliramus*, *Petalotrypa*), crinoïdes (*Laudonomphalus gr. regularis-ornatus*), Tentaculites et ostracodes.

Le terme supérieur (50 m environ) consiste en une série d'argilites comportant de minces lits carbonatés, plus ou moins dolomitiques et gréseux, parfois lenticulaires, silteux vers la base. Un banc de brèche a été observé près de la base de ce terme sur le flanc sud-est de la tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques. Certains lits silteux présentent de nombreuses figures d'érosion (Lefrançois *et al.*, 1993). La plupart des lits indurés sont riches en entroques ou coquilles de brachiopodes : *Eodmitria boloniensis* (marqueur du Frasnien inférieur) et *Ripidiorhynchus barroisi* souvent désarticulées et brisées indiquant l'existence de remaniements, d'autres renferment des bryozoaires, des bivalves et des restes de poissons *Ptyctodus* sp.

• **Membre des Nocés (20 m environ)**. Dans la tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques, on observe de bas en haut :

- 9 m environ de dolomie, massive et mal stratifiée à la partie inférieure, stratifiée, cristalline et fissurée au sommet, montrant des traces de constructeurs coloniaux et pouvant correspondre à une ancienne masse récifale ;

- 6 m d'argilites violettes, verdâtres ou rougeâtres, très crinoïdiques au sommet ;

- 5 m de calcaire, construit en biostrome à la partie inférieure par des buissons de Rugueux *Disphyllum* puis des Stromatopores lamellaires et des Tabulés, surmonté par un calcaire cristallin dur, à géodes, riche en brachiopodes Pentamerida (*Metabolipa meatsi*) (= calcaire inférieur à Pentamères de Rigaux, 1892) et Atrypidés.

• **Membre des Pâtures (100 m environ)**. Les affleurements, généralement couverts de prairies, sont rares et limités. De bas en haut, on distingue :

- 4 à 5 m d'argilites verdâtres très fossilifères, riches en petits brachiopodes (une quinzaine d'espèces dont *Apousiella belliloci*, *Moneslamina deshayesi*, nombreuses Douvillines), en Tentaculites dont *Dicroconus verchovenski* connu sur la plate-forme russe et *Striatostyliolina striata* présent dans le massif schisteux rhénan, la Thuringe et le Tafilaît (Farsan, 1983) ;

- 30 m environ d'argilites rouge violacé azoïques ;

- 17 m d'argilites jaune verdâtre très riches en grands brachiopodes (*Cyrtospirifer syringothyriiformis*) et autres espèces plus petites (*Schizophoria striatula*, *Eleutherokomma* sp.), ce niveau renferme localement des nodules et des lumachelles à *Eoschuchertella ? elegans* ou des plaquettes calcaires dont certaines sont de véritables encrinites ;

– 3 m de calcaire dur, sombre, renfermant des brachiopodes Pentamerida *Metabolipa meatsi* (= calcaire supérieur à Pentamères de Rigaux, 1892) avec un niveau construit par des Stromatopores, des Rugueux et des Tabulés et un horizon à oolithes ferrugineuses (inédit) ;

– 40 à 50 m d'argilites finement litées gris verdâtre ou violacées, pratiquement azoïques, sauf un niveau à nodules calcaires (à 7-8 m de la base), riche en microfaune qui a livré un reste de Goniatile (inédit).

Âge de la Formation de Beaulieu. La formation est d'âge frasnien sauf l'extrême base qui pourrait appartenir au Givétien terminal.

La découverte de conodontes dans le terme inférieur (niveau de la Cédule) du Membre de Cambresèque (= faune VII à *Ancyrodella binodosa*, Bultynck in Brice *et al.*, 1979a), caractéristiques de la base de l'Assise de Frasnes, « F2a » en Ardenne, a permis à Bultynck de corrélérer ce niveau avec la « lowermost *Polygnathus asymmetricus* Zone » de Ziegler (1962). Dans l'échelle actuelle des conodontes, Ziegler et Sandberg (1990) ont remplacé cette zone par la « *Mesotaxis falsovalis* Zone » *p.p.* ; la limite Givétien/Frasnien se trouve près de la base de cette nouvelle zone. A Ferques, cette limite pourrait donc se trouver dans le « niveau de la Cédule » et une partie de ce niveau serait d'âge givétien.

Le terme supérieur du Membre de Cambresèque est d'âge frasnien. *P. asymmetricus* trouvé avec *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* et *A. rotundiloba alata* (faune IX de Bultynck, *op. cit.*) dans la partie inférieure de ce terme caractérise la Zone à *P. asymmetricus* inférieure.

La faune X de Bultynck à *Ancyrodella gigas*, découverte au sommet du Membre des Noces, marque la base de la Zone à *P. asymmetricus* moyenne (même en l'absence de *Palmatolepis punctata*, Bultynck, *op. cit.*).

Les ostracodes et spores appartiennent respectivement, aux zones DSO1 et DSO2 (*pro parte*) (Lethiers, 1974), et en partie aux « Zones d'Oppel » TCo et BJ (Streel *et al.*, 1987) mises en corrélation avec les niveaux repères « Mgm 18-20 » (= micropaleontological guiding-marks, Symposium de Namur, Bouckaert et Streel, 1974).

Environnement. D'après Lefrançois (*in* Lefrançois *et al.*, 1993), la sédimentation du membre inférieur de la formation, à caractère transgressif, présente des structures caractéristiques de dépôts de tempête en milieu marin franc. Ager et Wallace (1967), Wallace (1969) suggéraient un environnement hypersalin pour les dépôts des parties moyenne et supérieure de la formation. L'abondance, la diversité et le renouvellement des faunes à plusieurs niveaux sont au contraire des indices d'un milieu marin ouvert à salinité normale.

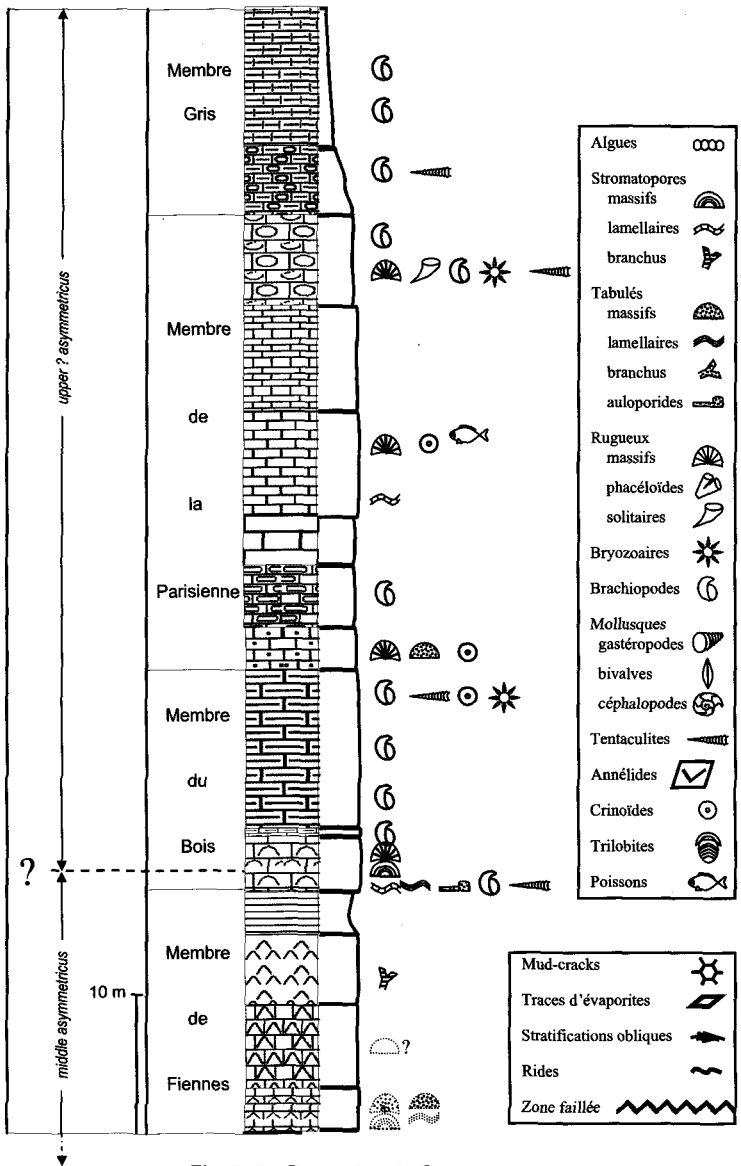


Fig. 7 - La Formation de Ferques

d6F. **Formation de Ferques : calcaires, dolomies (Frasnien) (80 m environ)**. « Calcaire de Ferques » et « Dolomie de Beaulieu ou de Fiennes » des anciens auteurs. On l'observe dans les anciennes carrières de La Parisienne, du Bois de Beaulieu et au Château de Fiennes (feuille de Guînes).

Les contacts avec la formation sous-jacente (*cf. ante*) et la Formation d'Hydrequent sus-jacente sont visibles actuellement dans la carrière de la Parisienne.

La formation de calcaires variés, dolomitiques, bioclastiques, construits et argileux est subdivisée en quatre membres (fig. 7).

• **Membre de Fiennes (14 à 20 m)**. « Dolomie de Beaulieu ou de Fiennes » des auteurs anciens. De bas en haut, on trouve :

- 3 m de calcaire dolomitique gris-bleu, en biostrome, à Stromatopores et Tabulés lamellaires à la base, Rugueux et Tabulés massifs au sommet ;
- 3 à 9 m de dolomie grenue rouge à jaune, en bancs massifs mal délimités, pouvant correspondre à un bioherme (d'où la variation d'épaisseur) ;
- 5 m de dolomie noire, sans stratification, avec des fantômes d'organismes branchus (dont le Stromatopore *Stachyodes*) ;
- 3 m d'argiles bariolées et de sable dolomitique.

• **Membre du Bois (16 m environ)**. De bas en haut, on observe :

- 3,90 m comprenant un fin niveau de base riche en Rugueux, en Tabulés et Stromatopores lamellaires, en brachiopodes (*Athyris oehlerti*, *Cyrtospirifer ? archiaci...*) et bryozoaires (*Rhombopora cf. hemisepta*) surmonté par un biostrome à Stromatopores globuleux de grande taille (*Actinostroma cf. filitextum*) et d'un banc moins construit à Rugueux massifs (*Hexagonaria mirabilis*) ;
- 0,60 m de calcaire argileux rougeâtre, très riche en brachiopodes *Cyrtospirifer* formant un banc repère : "Brachiopod bed" (Wallace, 1969) ;
- 11,30 m de calcaire argileux gris-jaune, se débitant en plaquettes, à brachiopodes Strophomenides *Nervostrophia* spp. à la base, nombreuses Productelles et *Cyrtospirifer* au milieu et Chonetides (*Longispina rigauxi*) au sommet.

• **Membre de la Parisienne (32 m environ)**. De bas en haut, on distingue :

- 3 m d'un calcaire très crinoïdique dur à *Hexagonaria* et Tabulés massifs ;
- 4,50 m de petits bancs calcaires en plaquettes, à nodules et petits brachiopodes dont *Apousiella bouchardi* ;
- 3,50 m en trois gros bancs de calcaire gris-brun, dur, peu fossilifère, à fins débris et grandes taches foncées (= « Marbre de Ferques », exploité anciennement) ;

- 7,50 m de calcaire à grain fin, crinoïdique, très bioclastique à Stromatopores lamellaires (*Stachyodes australe*) à la base, surmonté par de nombreux Rugueux massifs (*Hexagonaria*), souvent en position de vie ;
- 7,50 m de calcaire à pâte fine et petits débris, de couleur chocolat, en petits bancs (0,10 à 0,30 m) ;
- 6,50 m de calcaire noduleux riche en Rugueux massifs (colonies plates d'*Hexagonaria davidsoni*), Rugueux solitaires (*Tabulophyllum*), brachiopodes de grande taille dont *Athyris murchisoni*, *Nervostrophia latissima*, *Eoschuchertella ferquensis*, *Cyrtospirifer verneuli*, *Spinatrypa longispina*..., bryozoaires et restes de poissons (*Artesonema meatsi*, *Ptyctodus obliquus*..., Derycke *et al.*, 1995).

• **Membre Gris (15 m environ)**. De bas en haut, on distingue :

- 5 m de calcaire argileux très noduleux ;
- 10 m de marnes gris-vert qui affleurent très mal.

La faune de brachiopodes est identique à celle du terme supérieur du Membre de la Parisienne mais plus abondante dans les 5 m inférieurs, il s'y ajoute de fines plaquettes calcaires couvertes de *Retichonetes armatus*, de bivalves (*Limanomia grayana*) et de petites entroques.

Âge de la Formation de Ferques. L'ensemble de la macrofaune de la Formation de Ferques indique un âge frasnien (moyen) conforté par les données des microfossiles.

Les conodontes sont présents dans la formation, quoique très rares dans la partie moyenne. Magne (1964), signalait *Ancyrodella curvata* vers la base du Membre du Bois. Ce conodonte, médiocre indicateur de la Zone à *Polygnathus asymmetricus* supérieure, a été retrouvé au sommet du Membre de la Parisienne (Coen *in* Brice *et al.*, 1981). Faute de cerner avec précision l'apparition de ce taxon, la limite inférieure de cette zone reste floue. Le Membre Gris a livré *Ancyrognathus triangularis euglypheus* (*sensus* Coen, 1973) caractéristique en Ardenne de la partie la plus inférieure de la Zone à *Ancyrognathus triangularis* (Coen *in* Brice *et al.*, 1981).

Des spores des « Zones d'Oppel » BM et BJ *pro parte* (Loboziak *et al.*, 1983 ; Streel *et al.*, 1987), confirment l'âge frasnien. Une zone à foraminifères et à Moravaminidés a été reconnue dans les Membres du Bois et de la Parisienne (Vachard, 1988). Des ostracodes de la Zone DSO2 (*pro parte*) de Lethiers (1984) permettent la corrélation avec le niveau repère « Mgm 21 ».

L'environnement de la formation paraît correspondre à la succession suivante : milieu peu profond mais très agité d'abord, permettant l'installation

d'une faune de constructeurs (Rugueux, Tabulés, Stromatopores) lamellaires, puis massifs. Un biostrome se développe – peut-être un bioherme pour le Membre de Fiennes – dont la croissance est interrompue par des apports argileux. Cette succession a pu se répéter trois fois, les deux premiers épisodes construits (base du Membre de Fiennes, Membre du Bois) étant favorables aux Stromatopores massifs, le troisième (Membre de la Parisienne) ne permettant que l'installation des Rugueux et des Tabulés. L'épaisseur des niveaux riches en micrite augmente vers le haut de la série, suggérant un environnement toujours peu profond mais de plus en plus calme, ce que confirme l'absence de signes de transport des fossiles dans les niveaux supérieurs des Membres du Bois et de la Parisienne.

d6-7H. Formation d'Hydrequent : argilites (Frasnien - Famennien) (110 m environ). « Schistes de Fiennes » (Wallace, 1969), « Schistes rouges d'Hydrequent », (Pruvost et coll., 1928, 1964 ; Bonte et coll., 1971).

Les meilleurs affleurements actuels, très partiels, de ces argilites rouge violacé et siltstones se situent dans l'ancienne carrière de la briqueterie de Beaulieu (Unité parautochtone de Ferques). La formation n'a pas été observée plus à l'Ouest dans la même unité (tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques) ; ceci est sans doute dû aux failles. La formation est partiellement visible dans la carrière de Basse-Normandie (Unité allochtone d'Hydrequent).

Le contact avec la Formation de Ferques sous-jacente est normal (*cf. ante*), celui avec la Formation de Sainte-Godeleine sus-jacente est faillé (Lefrançois *et al.*, 1993).

L'alternance d'argilites rouge violacé et de bancs pluricentimétriques de siltstones à ciment calcaréo-dolomitique montrant de nombreuses figures sédimentaires, est interrompue vers le tiers supérieur par un banc repère (1,80 m) de brèche dolomitique ferrugineuse riche en brachiopodes. Au-dessus de ce banc repère, la série pélitique formée d'argilites pyriteuses lie-devin s'enrichit en plaquettes gréseuses lenticulaires. La base et le toit des bancs sont souvent de nature érosive. Le dernier mètre visible de la formation contient localement un mince niveau phosphaté, à oolithes ferrugineuses et dents de poissons (Lefrançois *et al.*, 1993).

Âge de la Formation d'Hydrequent. Historiquement, l'âge de cette série a été très controversé. Ainsi, Pruvost et coll. (1928) plaçaient l'intégralité de la série dans le Famennien alors que Rigaux (1908) la rangeait entièrement dans le Frasnien (= « Ferquien »). Bonte et coll. (1971), dans la précédente édition de la feuille de Marquise, attribuaient encore la cinquantaine de mètres supérieure de la série au Famennien, la partie inférieure étant considérée comme frasnienne en raison des découvertes de Goniatites : *Manticoceras intumescens* (Corsin, 1928), *M. cf. cordatum*

(Wallace, 1969), cette espèce suggérant un âge frasnien moyen tardif ou frasnien supérieur (House in Wallace, *op. cit.*).

Les rares brachiopodes (*Cyrtospirifer verneuili*, *Productella subaculeata* et ? *Retichonetes armatus*) n'apportaient pas d'éléments significatifs dans le débat jusqu'à la découverte de nombreuses rhynchonelles *Ripidiorhynchus ferquensis* (Brice in Brice *et al.*, 1981), marqueurs du Frasnien, jusque dans le banc repère dolomitique.

Par la suite, les microfossiles ont précisé l'âge de la formation. Des ostracodes, trouvés dans la partie sous-jacente au banc dolomitique, marqueurs des Zones DSO3-4 de Lethiers (1984), correspondant aux repères « Mgm 22 et 23 », indiquent le Frasnien.

Dans les 23 m sus-jacents au banc dolomitique, Lethiers (in Bonte *et al.*, 1974) a identifié des ostracodes indicateurs d'une zone de passage du Frasnien au Famennien et des marqueurs du Famennien inférieur (*Ellesmerina* ? cf. *gosseleti*, *Acratia paraschelonica*) appartenant à sa Zone DSO5 (Lethiers, 1984). Des spores et Acritarches ont ensuite permis d'établir une très fine zonation palynologique. Loboziak et Streel (in Brice *et al.*, 1981 ; Streel *et al.*, 1987), reconnaissent deux assemblages de spores, le premier trouvé de part et d'autre du banc dolomitique, correspond à la « Zone d'Oppel » IV, d'âge Frasnien, et le second au sommet de la Formation d'Hydrequent à la « ZO » V, d'âge Famennien inférieur, ces zones étant respectivement mises en corrélation avec le niveau repère « Mgm 22 » pour la « ZO » IV et avec la Zone à *crepida* dans la zonation des conodontes pour la « ZO » V. La « ZO » IV, presque entièrement située dans le Frasnien supérieur, a été divisée en sous-zones A, B, C, D, E, la « ZO » IV E contient la base du Famennien puisqu'elle s'étend de la "upper gigas Zone" à la "upper *Palmatolepis triangularis* Zone" dans la zonation des conodontes. La découverte par Vanguetstaine, au sommet de la Formation d'Hydrequent, d'Acritarches appartenant aux Zones Vg et Bm et la découverte plus récente, dans l'échantillon 213 de la Formation d'Hydrequent (Loboziak *et al.*, 1983) de *Vibysphaera* ? *occultata*, par ailleurs trouvé très près de la limite Frasnien/Famennien à Sinsin et Senzeilles en Ardenne (Martin d'après Streel, 1993) permettent actuellement de situer la limite Frasnien/Famennien entre 0,50 m et 2,50 m sous le sommet visible de la Formation d'Hydrequent.

L'environnement sédimentaire évoque celui d'une vasière côtière, subtidale ou intertidale soumise aux fluctuations de courants de marée (Bonte *et al.*, 1974).

Famennien (un peu supérieur à 50 m)

L'étage comprend 0,50 à 2,50 m du sommet de la Formation d'Hydrequent et la Formation de Sainte-Godeleine. Il n'atteint donc qu'une bonne cinquantaine de mètres alors que dans l'édition précédente Bonte et coll. (1971) lui attribuaient 100 m mais en y incluant une cinquantaine de mètres de la Formation d'Hydrequent.

Par ailleurs, Ager et Wallace (1967), Bonte et coll. (1971) ont signalé la présence d'une série problématique de shales ou de « schistes rouges ou brun foncé rattachés au Famennien (d6C) » au-dessus de la Formation de Sainte-Godeleine. L'absence de faunes dans ces dépôts ne permet pas de les attribuer avec certitude au Famennien.

d7G. Formation de Sainte-Godeleine : grès micacés (Famennien) (50 m environ). « Grès de Sainte-Godeleine (Grès de Fiennes) » Ager et Wallace (1967), « Grès et psammites de Fiennes et/ou de Sainte-Godeleine », Pruvost et coll. (1928, 1964), Bonte et coll. (1971).

Les principaux affleurements actuels, peu nombreux et partiels, de ces grès clairs plus ou moins micacés s'observent au Sud de la carrière de la briqueterie de Beaulieu (Unité parautochtone de Ferques) et au Sud-Est de Rinxent, près de Sainte-Godeleine (Unité allochtone d'Hydrequent).

Série de grès à grains fins, souvent micacés, fissiles, de psammites ou de grès quartzites généralement clairs, blanc verdâtre ou jaunâtre et de shales blancs, bleu foncé ou rouges. Rigaux (1892) attribuait 49 m à la série observée dans la tranchée du Hure, où il distinguait de bas en haut : « 9 m de grès fissiles micacés à grain fin ; 10 m de schistes blanc jaunâtre avec alternance de schistes bleu foncé et des bandes rouges ou ferrugineuses ; 10 m de grès blancs à bandes rouges ; 20 m de grès blancs fissiles ». De nombreuses figures sédimentaires (ravinelements, pistes, traces de chenaux) et terriers en U y ont été signalés.

La faune comprend essentiellement des mollusques bivalves, endobiontes, probablement fouisseurs de faible profondeur d'après Babin (1988) qui les attribue à *Eoschizodus* ? cf. *hardingii*, des unionidés et des gastéropodes *Bellerophon*.

En l'absence de marqueurs, un âge famennien (indéterminé) lui est attribué par sa position stratigraphique.

L'environnement serait celui d'une zone intertidale (Wallace, 1969), intertidale ou supratidale, voire lacustre (Lethiers, 1982).

Le passage dévono-carbonifère

Dans l'Unité parautochtone de Ferques, le passage Dévonien-Carbonifère est brutal (Rigaux, 1892 ; Magne, 1964) entre la Formation de Sainte-Godeleine (Famennien indéterminé) et la Dolomie du Hure (Carbonifère inférieur).

Dans l'état actuel des connaissances, il semble qu'il y ait une lacune stratigraphique au sommet du Dévonien (et base du Carbonifère ?). En effet, il n'existe pas d'argument paléontologique prouvant l'existence du Strunien dans le parautochtone de Ferques, et, d'après Lethiers qui a examiné les ostracodes de l'échelle tectonique située au front de la faille d'Hydrequent à l'entrée de la Vallée Heureuse, il est très probable que le Strunien soit aussi absent dans l'allochtone, toutefois la lacune serait moins importante au Sud qu'au Nord (Lethiers, 1982).

CARBONIFÈRE

La série carbonifère, d'âge Tournaisien à Viséen, est la mieux représentée dans l'Unité parautochtone de Ferques. Son exploitation en carrières permet d'avoir des coupes fraîches et relativement continues. Sa puissance est de 600 à 700 m.

Formation des Calcschistes de la Vallée Heureuse (Tournaisien) (non cartographiée)

Décrits par Pruvost et Delépine (1921) et visibles sur une faible épaisseur dans la carrière de la Vallée Heureuse, les calcschistes consisteraient en « des schistes rouges à la base, noirs au sommet et renfermant des plaquettes calcaires alignées parallèlement à la schistosité, lenticulaires, souvent gaufrées, tordues, parcourues de fissures consolidées par la calcite : les veines de calcite divisent ces plaquettes en fragments recimentés ; ces calcaires en plaquettes ont l'apparence d'une roche broyée ». Leur contenu fossilifère, cité par les mêmes auteurs est riche : *Phillipsia gemmulifera*, *Parallelodon bistriatus*, *Productus burlingtonensis*, *Productus semireticulatus* var. *concinus*, *Productus pustulosus*, *Productus scabriculus*, *Chonetes dalmaniana*, *Orthothetes crenistria*, *Rhipidomella michelini*, *Schizophoria resupinata*, *Athyris lamellosa*, *Athyris glabistria*, *Athyris membranacea*, *Spirifer tornacensis*, *Spiriferina mollerii*, *Syringothyris cuspidata*, *Rhynchonella acutirugata*, *Fenestella virgosa*, *Fenestella plebeia*, *Rhabdomeson rhombiferum*, *Michelinia favosa*, *Zaphrentis konincki*, *Zaphrentis omalusi*, *Caninia* sp., *Chaetetes tumidus*, *Poteriocrinus* sp.. Lethiers (1982) y cite des ostracodes du Tournaisien.

h1-2D. Formation de la Dolomie du Hure (Tournaisien supérieur - Viséen inférieur) (130-200 m). C'est un ensemble massif

de dolomie d'origine diagénétique qui affleure dans la carrière Randon Nord et dans la carrière Magnésie et Dolomie de France.

La partie inférieure est crinoïdique et renferme des coraux d'âge Tournaisien : *Cyathoxonia cornu*, *Sychnoelasma konincki*, *Fasciculophyllum omaliusi*, des brachiopodes : *Spirifer tornacensis*, et des débris de poissons (Dutertre, 1926).

Les parties moyenne et supérieure ont livré également des tétracoralliaires : *Cyathoclisia modavensis*, *Caninophyllum patulum*, *Sychnoelasma urbanowitschi*, cf. *Caninia cornucopiae*, *Amplexocarinia* sp. et *Rotiphyllum* cf. *densum*.

Dutertre (1926) cite aussi des brachiopodes : *Spirifer cinctus*, *Chonetes papilionacea*, *Davisiella llangollensis* ; ce dernier permet d'attribuer le sommet de la série au Viséen. Une microfaune de foraminifères a été signalée par Mamet (1973) avec *Eostaffella* sp. et *Eotextularia* sp.

Le passage à une série mieux litée est visible dans la carrière Randon Nord.

Les couches supérieures ont été davantage étudiées dès le début du siècle (Gosselet, 1880 ; Dutertre, 1926 ; Derville, 1931), puis ont fait l'objet de nouveaux travaux : Bonte (1969), Hoyez (1971) et Chouteau (1986).

La partie inférieure est d'âge Tn3, les parties moyenne et supérieure montent dans le Viséen inférieur V1a.

Remarque à propos de la signification du symbole h1a. Dans certaines feuilles de la carte à 1/50 000, le symbole h1a est utilisé pour des formations d'âge dévonien ou carbonifère ce qui est source de confusion. Ainsi sur la feuille de Marquise (Bonte et coll., 1971), h1a désigne les « Calcschistes de la Vallée Heureuse », d'âge carbonifère inférieur, tandis que sur la feuille d'Avesnes (Waterlot, 1969), il désigne les « Schistes et Calcaires d'Etroeungt », d'âge dévonien supérieur, famennien terminal (= Strunien, correspondant sensiblement à la Zone à *Wocklumeria* dans la zonation des Goniatites). En 1992, la limite dévono-carbonifère a été fixée à la première apparition du conodonte *Siphonodella sulcata*, c'est-à-dire au voisinage du sommet de la Zone à *Wocklumeria*, le Strunien fait partie du Famennien.

Viséen

Épais d'environ 400 m, il comprend cinq formations.

h2H. Formation du Haut-Banc : calcaires (Viséen) (200 m). Cette épaisse série peut être subdivisée en 3 sous-ensembles dont seule la partie

supérieure est connue à la fois dans l'Unité tectonique de Ferques et dans l'Unité tectonique du Haut-Banc.

• **Calcaires du Haut-Banc inférieur.** Les couches les plus anciennes connues à l'affleurement apparaissent dans les carrières Randon et du Boulonnais (site de Ferques), leur épaisseur probablement supérieure à 20 m n'est pas connue avec certitude.

Ces terrains sont constitués de calcaires micritiques sombres, parfois à laminations algaires bien marquées. On y trouve des brachiopodes et on y note la présence de 1 ou 2 paléosols.

Assimilés à la Formation de Terwagne du V1b par Poty (1994), une partie de ces couches serait d'âge V2a avec apparition des *Koninckopora* (Mamet, 1973).

Viennent ensuite des calcaires, épais d'une soixantaine de mètres, présentant une dolomitisation assez poussée, parallèle à la stratification, pouvant donner naissance à des bancs caverneux, par dissolution préférentielle. Il est possible qu'une sédimentation séquentielle se soit installée dès cette période mais la dolomitisation peut l'avoir masquée. Il s'agit d'une succession de calcaires plus ou moins micritiques sombres. Cet ensemble se termine par l'individualisation de séquences accompagnées de l'apparition de niveaux algaires assez bien conservés. Quelques brachiopodes y sont présents.

Le passage avec la partie médiane se fait par une dizaine de mètres de petits bancs pluricentimétriques à décimétriques, noirs et localement assez dolomitisés (site de Leulinghen).

• **Calcaires du Haut-Banc moyen.** Au-dessus de ces petits bancs, la sédimentation devient vraiment séquentielle et plus calcaire. On y reconnaît sur une soixantaine de mètres 13 séquences correspondant à la séquence standard définie par Hoyez (1971).

Une séquence complète est constituée de la succession suivante : base richement bioclastique, oosparite, pelsparite, calcaire algaire et se termine par une biomicrite à fenestrées, ce qui traduit une diminution de l'énergie des milieux de dépôt depuis un milieu ouvert subtidal à un milieu plus calme de type intertidal à supratidal.

La microflore et la microfaune livrent des associations décrites ici pour la première fois avec : *Girvanella densa*, *Mitcheldeania distans*, *Orthriosiphon saskatchewanense*, *Luteotubulus licis*, *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Brunsia*

pulchra, *Spinobrunsiina lexhyi*, *Latiendothyranopsis* sp., *Dainella* spp., *Eoparastaffella simplex*, *Mediocris mediocris* et *Globispiroplectammina mallina*.

Les Brachiopodes peuvent y être bien représentés (Zone à *Productus cora* des auteurs) et Poty (1994) y a reconnu *Dorlotodia briarti*, *Palaeosmilia purchisoni*, *Siphonodendron ondulosum*, *Corphalia mosae*.

L'âge de ces terrains, obtenu par les associations typiques, précédemment citées est viséen inférieur b. Le passage V1b - V2a se fait au sein de ce dernier ensemble par adjonction de l'algue *Koninckopora* spp. et celle de très rares *Uralodiscus* à l'association précédente. Seuls, quelques mètres appartenant à la partie inférieure du Haut-Banc sont visibles dans l'Unité tectonique du Haut-Banc, à la carrière de Basse-Normandie.

• **Calcaires du Haut-Banc supérieur.** La limite entre le Haut-Banc moyen et le Haut-Banc supérieur est très reconnaissable sur le terrain (carrière de Basse-Normandie, du Boulonnais – sites de Ferques et de Leulinghen –, Randon, Vallée Heureuse). C'est un niveau particulier semblable au Banc d'Or de Bachant défini par Gosselet (1880) dans l'Avesnois. Il est interprété (Prud'homme *et al.*, 1992) comme un paléosol à structures pédogénétiques typiques dont les argiles sont d'origine cinéritique. Comme l'ensemble de la sédimentation viséenne, il se retrouve dans l'Avesnois et en Belgique. Classiquement, il était utilisé comme repère de la limite V2a-V2b. Il est certain que le Banc d'Or est ici intra-V2a, car la biozone locale à *Uralodiscus*, *Koninckopora* et *Dainella* est présente au-dessus et au-dessous de ce banc-repère. Dans ce cas de figure, on doit donc admettre son diachronisme de la France à la Belgique ou, comme Poty (1994), qu'il est également intra-V2a en Belgique, les microfaunes V2a n'étant pas représentées juste au-dessus.

Le Banc d'Or est surmonté d'une soixantaine de mètres de calcaires sombres, séquentiels, constituant la série du Haut-Banc supérieur. La séquence est la même que précédemment, on en connaît une vingtaine. Le sommet de séquence se reconnaît assez souvent à la couleur rouge due à la présence d'oxydes de fer déposés en milieu aérien ou subaérien, suite à l'émergence de la zone de dépôt. La fréquence de ces films rougeâtres se reconnaît de loin et rend facile l'identification de cette série.

La macrofaune est toujours constituée de tétracoralliaires (Poty, 1994) : *Axophyllum vaughani*, *Siphonodendron martini*, *Siphonodendron irregulare*, *Axophyllum nanum*, *Lithostrotrion araneum*, *Clisiophyllum garwoodi*, *Carniophyllum archiaci*, *Haplolasma conili* et de brachiopodes.

Les derniers mètres voient disparaître l'aspect séquentiel et sont constitués de petits bancs micritiques sombres surmontés d'un niveau argileux rouge

probablement cinéritique. Il n'y a pas de différence notable en épaisseur et en âge entre les Unités tectoniques de Ferques et du Haut-Banc.

La microfaune permet d'y reconnaître le passage au V2b (V2b a ou b) avec *Pojarkovella nibelis*, « *Eoparastaffella* (?) » sp., *Koninckopora* spp. et *Archaediscus kochtjubensis*. La limite du changement de microfaune se situe exactement au niveau du marbre Caroline.

h2D. Formation de la Dolomie à *Siphonodendron martini* (Viséen) (60 m). Visible dans les carrières du Boulonnais (sites de Ferques et de Leulinghen) ainsi que dans la carrière de la Vallée Heureuse et épaisse d'une soixantaine de mètres, elle est constituée de 7 séquences définies par Hoyez (1971), et d'une partie supérieure plus massive sans séquence visible dans l'Unité du Haut-Banc car masquée par une dolomitisation poussée. Dans l'Unité de Ferques, il semble possible de définir quelques séquences supplémentaires car les sommets de nature algaire y sont mieux conservés. Toutefois, dans les deux unités, il ne faut pas s'attendre à retrouver des séquences aussi belles que dans les couches sous-jacentes, la diagenèse dolomitique pouvant masquer totalement ou partiellement certains termes.

Vers le sommet de l'ensemble, des cherts blancs se trouvent bien représentés en nodules ou d'aspect amiboïde, quasiment toujours alignés selon la stratification. Des bioclastes peuvent y être encore conservés.

Cet ensemble est daté du V2b g-d, et contient une macrofaune riche en polypiers, ceux-ci allant jusqu'à former dans certains bancs des biostromes : *Siphonodendron martinii*, *Siphonodendron irregulare*, *Axophyllum marium* (Poty, 1994), *Syringopora* cf. *ramulosa*, et *Productus corrugato hemisphaericus* (Hoyez, 1971) peuvent également s'y rencontrer. La microfaune est proche de celle du V2bg avec *Eostaffella*, *Endothyranopsis* et *Plectogyranopsis*.

h2C. Formation des calcaires Lunel, Napoléon, Joinville (Viséen) (100-125 m)

• **Calcaire Lunel.** Un certain diachronisme et un début de différenciation sédimentologique apparaît à partir du calcaire Lunel visible dans les mêmes carrières que précédemment ainsi que *pro parte* dans les carrières Napoléon et Joinville. Il est exploité comme marbre à la Vallée Heureuse et dans la carrière Napoléon (marbre Loupinnes, Henriette, Lunel...). C'est un calcaire clair, comportant des niveaux oolitiques parfois bien développés.

Chouteau (1986) a mis en évidence une différence du nombre de séquences entre l'Unité du Haut-Banc : 17 séquences pour 55 m d'épaisseur et l'Unité de Ferques : 22 séquences pour 75 m.

Ces différences sont toutefois contestées par Poty (1994) en désaccord avec la limite des différents ensembles classiquement admise et telle que nous la donnons ici.

Ces caractères différents entre les deux unités s'expliqueraient (Chouteau, 1986) par une position plus littorale et une subsidence plus forte de la base de l'Unité de Ferques.

Les bases de séquence sont bioclastiques et contiennent d'après Dutertre (1870) : *Bellerophon hiulcus*, *Loxonema walcidorensis*, *Loxonema proquiquum*, *Murchisonia*, *Baylea*, *Ptychomphalus*, *Straparollus* cf. *dianyii*, *Schizostoma catillus*, *Schizostoma mitis*, *Productus punctatus*, *Productus cora*, *Chonetes papilionacea*, *Athyris subtilito*, *Athyris planosulcata*, *Cyrtina carbonaria*, *Syringopora ramulosa*.

Le sommet des séquences est construit par des algues très bien décrites par Derville (1931).

Au point de vue âge, il existe à l'intérieur de ces niveaux s'étendant du V3a au V3bb, certains problèmes :

– dans l'Unité du Haut-Banc, le calcaire Lunel est daté du V2bde et ne montre pas de faune V3a. Il renferme encore *Siphonodendron irregulare* et *Axophyllum nanum* (Poty, 1994) ;

– dans l'Unité de Ferques, le calcaire Lunel renferme des faunes pouvant monter jusqu'au V3a à cause de l'abondance des *Nodosarchaediscus* et même jusqu'au V3ba puisqu'il est surmonté par du V3bb daté. Les séquences y sont quasiment identiques sauf vers le sommet où elles s'enrichissent en niveaux algaires de type *Collenia*, notamment la séquence XXII.

• **Calcaire Napoléon.** Dans l'Unité du Haut-Banc, le calcaire Lunel est surmonté par le calcaire Napoléon, exploité comme marbre qui affleure dans les carrières de la Vallée Heureuse, puis par le calcaire Joinville.

Il s'agit d'une vingtaine de mètres de calcaires essentiellement algaires et très démantelés. La variété « Napoléon Grand-Mélange » était jusque récemment assimilée avec les Grandes Brèches de Belgique et de l'Avesnois, fruit de la dissolution d'épais niveaux évaporitiques.

Le calcaire Napoléon du Boulonnais s'explique quant à lui, par le démantèlement de constructions algaires causé par des événements catastrophiques synsédimentaires. Des failles d'une telle nature sont d'ailleurs visibles sur les fronts de taille.

La calcite fibreuse très développée a pu faire penser à des pseudomorphoses de cristaux de gypse mais résulte en réalité d'une cimentation sous-marine.

La macrofaune est surtout représentée par des brachiopodes que l'on trouve en poches : *Productus giganteus*, *Productus bisulcatus*, *Productus undatus*, *Productus pustulosus*, *Productus undiferus*, *Productus globosus*, *Spirifer integricosta*, *Martinia glabra*, *Athyris subtilita*, *Dielasma hastata*, *Orthothetes crenistria*, *Chonetes papilionacea*, *Rhynchonella pleurodon*, *Camarophoria rhomboidea*.

Nulle microfaune d'intérêt stratigraphique n'y a été retrouvée. On est donc obligé d'admettre pour ce calcaire Napoléon un âge V3a, car il est surmonté ici par un ensemble clairement daté du V3ba.

Dans l'Unité de Ferques, l'ensemble précédent, visible dans les carrières du Boulonnais (sites de Ferques et Leulinghen) est surmonté d'une vingtaine de mètres de calcaires massifs aséquentiels, essentiellement de type wackestone-packstone et ayant fourni une microfaune V3bb à *Archaeodiscus karreri*, *Vissariotaxis* spp., *Omphalotis* spp., *Globoendothyra* spp. et *Pseudoendothyra struvei*.

Les niveaux algaires y sont excessivement rares sinon absents.

En conclusion, à partir du V3a il existe entre les Unités tectoniques du Haut-Banc et de Ferques des différences notables à la fois faciologiques et stratigraphiques. Nous avons interprété ceci comme le résultat d'une individualisation en deux domaines distincts bien qu'encore voisins, séparés par des failles synsédimentaires.

• **Calcaire Joinville.** Enfin, un dernier ensemble est connu dans les deux unités tectoniques, du moins uniquement pour la partie basale dans l'Unité du Haut-Banc.

Il se divise en deux parties sédimentologiquement différentes.

Dans l'Unité du Haut-Banc, Hoyez a décrit cinq séquences sur une vingtaine de mètres, les seules visibles dans les carrières Napoléon et Joinville et a donné la macrofaune suivante : *Gigantoproductus gigantoides*, *Gigantoproductus giganteus*, *Productus latissimus*, *Goniatites crenistria*, *Spirifer striatus*, *Densiphyllum*. Dutertre y avait signalé en plus : *Productus longispinus*, *Lithostrotion irregulare*, *Syringopora* et *Archaeocidaris*. Cette partie est datée du V3ba.

Dans l'Unité de Ferques (sites de Ferques et Leulinghen) où il est le mieux représenté, il comporte 5 grandes séquences illustrant toujours la séquence standard définie plus haut, et ceci sur une trentaine de mètres d'épaisseur, puis la sédimentation perd son caractère rythmique, ne comportant plus que des calcaires bioclastiques très riches en Productidés et où Poty a décrit une faune

abondante de Tétracoralliaires : *Dibunophyllum bipartitum*, *Lithostrotion vorticale*, *L. decipiens*, *Siphonodendron intermedium*, *S. pauciradiale*, *S. junceum*, *Diphyphyllum furcatum*, *D. fasciculatum*, *Palastrea regia*, *Aulophyllum fungites*, *Rotiphyllum rushianum*, *Rylstonia benecompecta*, *Cyathaxonia* cf. *rushiana* et *Caninia lanceolata*.

La microfaune donne un âge V3bg à V3c supérieur pour cet ensemble subautochtone confirmant ainsi le diachronisme observé dans les couches sous-jacentes. Quatre biozones locales se succèdent : la première à algue *Lysvaella* n.sp. est V3bg par superposition ; la seconde possède une très riche microfaune et microflore du V3bg avec notamment : *Cribrostomum lecomptei*, *Endothyranopsis crassa*, *Mikhailovella* spp., *Endostaffella* spp., *Valvulinella youngi*, *Kulikia sphaerica*, etc. ; la troisième est V3c inférieur avec *Janischewskina*, *Loeblichia* et des *Archaeidiscus* au stade *anguatus* ; la dernière est V3c supérieur avec *Principia vailhani* et *Windsoporella*.

• **Calcaire de Rety.** Dans les carrières du Boulonnais (site de Ferques), il subsistait jusqu'à ces dernières années, les couches basales du calcaire de Rety : calcaire micritique très sombre, que nous attribuons ici, pour la première fois, au Namurien inférieur E2, par la découverte de *Browneidiscus leckwickji*, *Archaeidiscid* marqueur de l'oolithe de Tramaka en Belgique.

h3-4. Houiller : schistes, grès, charbon (Namurien A - Westphalien A). Il n'apparaît que sous la forme de lentilles tectoniques décamétriques dans la Faille de Ferques. Le charbon est associé à des schistes et des grès clairs, et au grès des Plaines trouvés dans la carrière des Moines. Des études palynologiques ont été effectuées dans cette carrière et complétées par des sondages ; on y distingue des associations faunistiques comprises entre le Namurien A supérieur et le Westphalien A inférieur (zones palynologiques SO à SS).

En affleurement, les séries datées apparaissent sous la forme de copeaux tectoniques métriques à décamétriques coincés entre les calcaires viséens.

Le bassin houiller du Boulonnais s'étend sous Elinghen au Sud de la Faille de Ferques (Olry, 1904), jusqu'à Hardinghen situé sur la carte de Guînes. On y distingue une assise supérieure productive (200 m) et une assise inférieure stérile, le grès des Plaines (20 m) équivalente à l'assise de Flines (Bonte et coll., 1971).

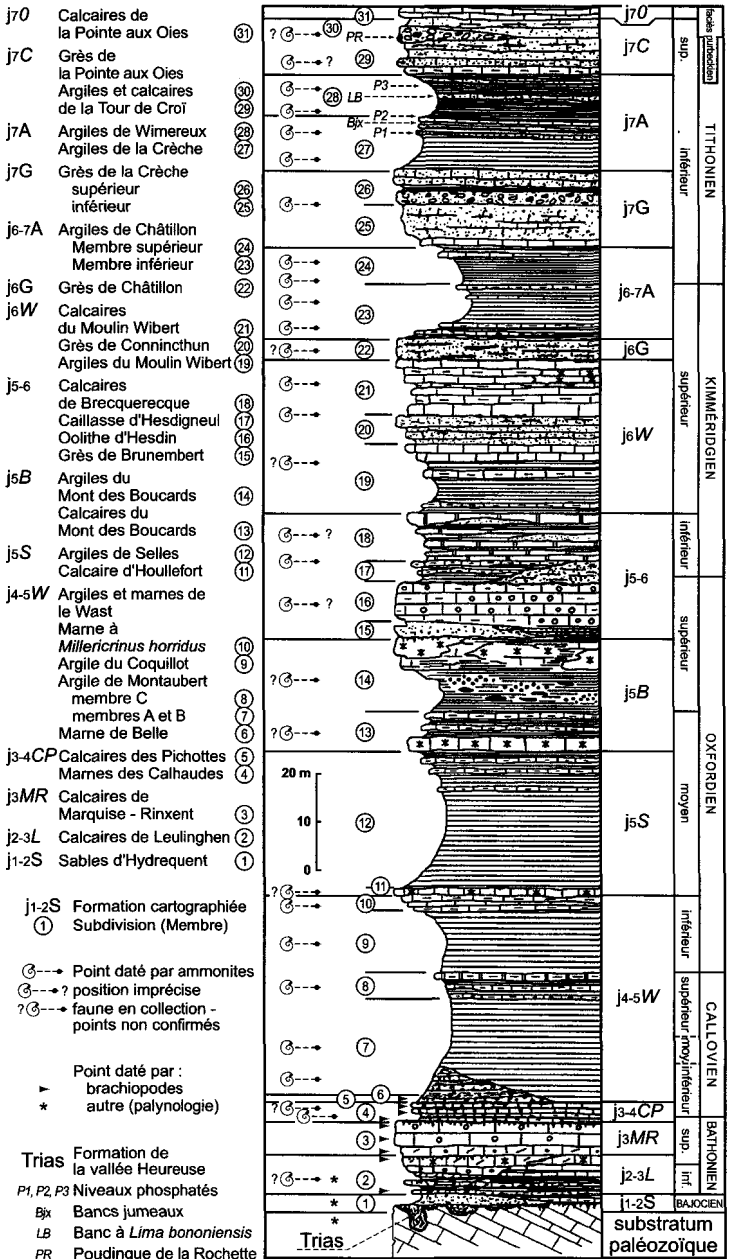


Fig. 8 - Série synthétique du Jurassique du Boulonnais

TRIAS

Formation de la Vallée Heureuse (non cartographiée)

Argiles noires à débris végétaux et grandes pièces de bois (taille métrique) fréquemment couvertes de pyrite bien cristallisée. Elles admettent quelques lentilles silteuses (Bonte, 1985).

Elles sont conservées dans des poches karstiques. Par conséquent, leur épaisseur paraît très variable (souvent de l'ordre de 10 à 15 m). Aucun point d'observation permanent ne peut être indiqué.

Corsin (1950) décrit dans cette formation une flore à : *Danaeopsis marantacea*, *Cladophlebis roesserti*, *Ctenopteris cycadea* et *Ctenopteris* sp. et cite une faune de lamellibranches d'eau douce à *Unio* et *Anodonta*.

Ces dépôts continentaux se sont nécessairement effectués à la faveur d'une élévation du niveau de base. Les données de la stratigraphie séquentielle et les attributions stratigraphiques proposées antérieurement (Corsin, 1950 ; Bonte et Laveine, 1962 ; Levet-Carette, 1964) situent ces dépôts dans le Trias (Rhétien).

JURASSIQUE

Les noms d'unités lithologiques jurassiques ne sont pas systématiquement libellés comme formations pour deux raisons. D'une part, ces unités sont discontinues, peu épaisses et sujettes à de fréquents passages latéraux de faciès, difficiles à cartographier. D'autre part, afin de ne pas créer de confusion vis-à-vis des anciennes éditions de cartes et des publications concernant ces unités, les dénominations sont le plus possible fondées sur celles classiquement données par les auteurs. Dans tous les cas, le lithofaciès, le biofaciès et l'attribution chronostratigraphique de chaque unité cartographiable sont précisément définis et fondés sur les publications les plus récentes (Magniez *et al.*, 1984 ; Geysant *et al.*, 1993 ; Proust *et al.*, 1995 ; Thierry *et al.*, 1995, 1996 ; Vidier *et al.*, 1993, 1995 ; Vidier, 1996) (fig. 8 ; fig. 9 et 10 hors-texte). Enfin, certaines unités peuvent être subdivisées en sous-unités qui ont valeur de membres.

j₁-2S. **Sables d'Hydrequant (Aalénien - Bajocien supérieur) (?) (0-4 m)**. Sables très fins, de teinte variée (rouille, violacé, gris ...) à débris charbonneux épars et rhizolites. Quelques passées décimétriques plus argileuses et riches en matière organique et rares passées ou lentilles grésifiées, ferrugineuses, lumachelliques (moules internes de lamellibranches) sont intercalées dans cette masse sableuse.

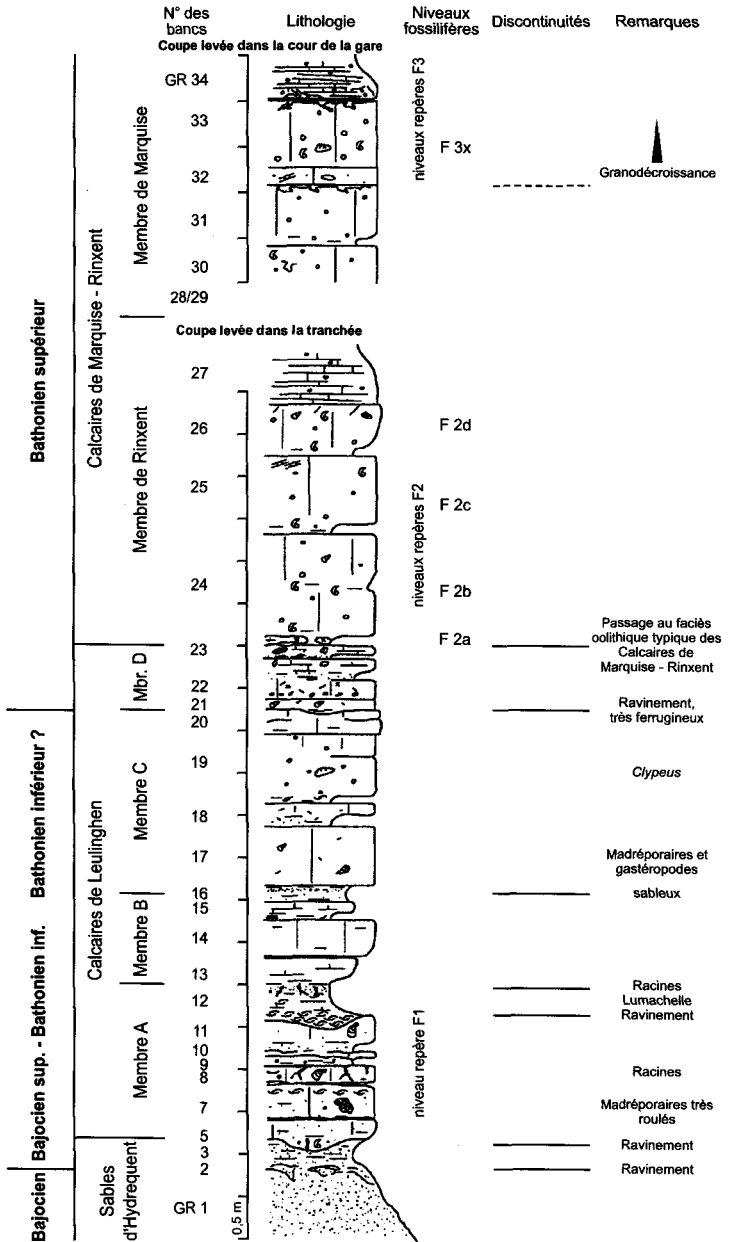


Fig. 11 - Coupe de référence de la gare de Rinxent (d'après J.-P. Vidier, 1996)

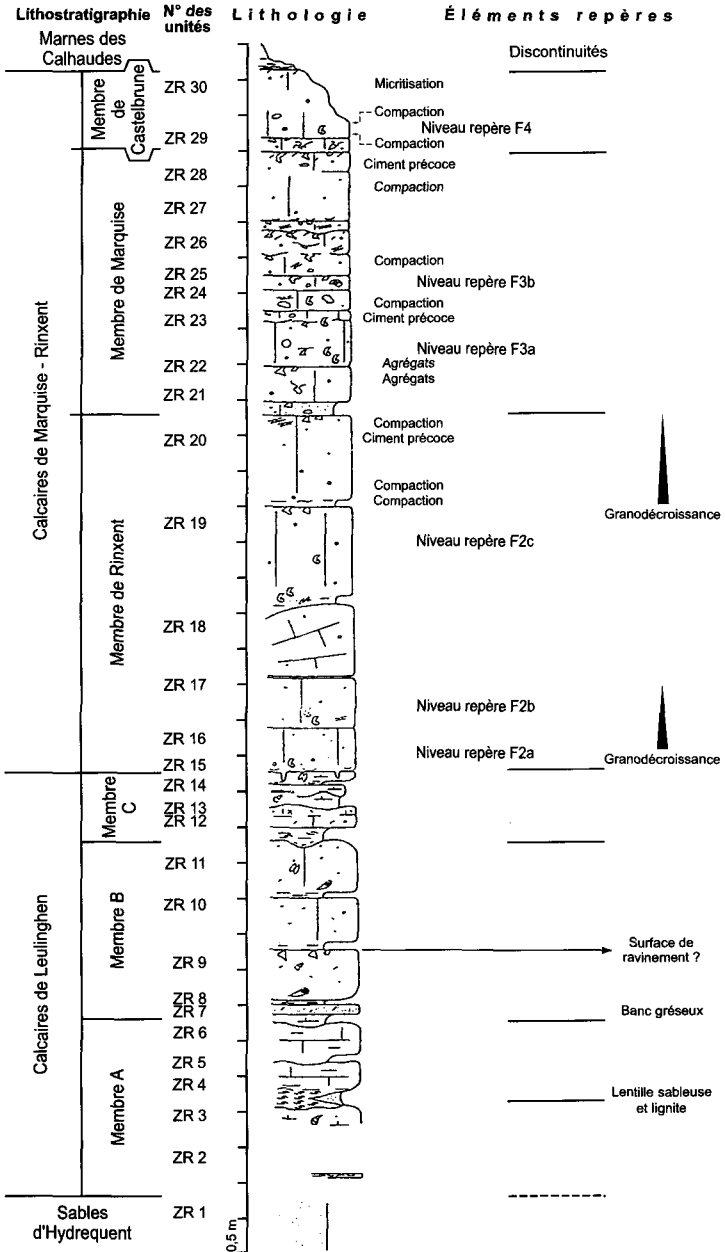


Fig. 12 - Coupe de référence de la ZAC de Rinxent (d'après J.-P. Vidier, 1996)

Il n'est pas possible de désigner une coupe de référence pour les Sables d'Hydrequent surtout visibles en découverte de carrière. La partie supérieure de cette unité peut être observée dans la tranchée de la voie ferrée (fig. 11) qui relie la gare de Rinxent à la carrière de la Vallée Heureuse.

À l'affleurement, ces sables sont discordants sur les formations dévono-carbonifères. Ils peuvent également cacher les dépressions karstiques qui contiennent les dépôts triasiques de la Formation de la Vallée Heureuse. Ils sont limités, à leur sommet, par une surface de ravinement.

Une association de spores, pollens et kystes de dinoflagellés du Bajocien supérieur (?) a été identifiée à la partie sommitale des Sables d'Hydrequent dans des sondages de la bordure ouest du massif paléozoïque de Ferques (Fauconnier, rapport BRGM inédit, 1994).

À l'affleurement, aucune attribution stratigraphique directe n'a été possible (rareté de la macrofaune, état d'altération). Par contre, Vachard et Roche (1989) ont obtenu des résultats intéressants. Ils signalent vers la base des sables, en fond de poche karstique, une association à spores et pollens du Lias et, plus haut, une autre association, probablement aalénienne.

Ces dépôts sont situés dans une fourchette de temps post-Rhétien/anté-Bajocien supérieur - Bathonien inférieur (*cf.* datation des unités encadrantes) et sont transgressifs sur un substratum anté-triasique.

j2-3L. Calcaires de Leulinghen (Bajocien supérieur à Bathonien supérieur *pars*) (4-8 m). On range dans cette unité des calcaires variés identifiés par leur position géométrique entre deux discontinuités sédimentaires physiquement bien marquées sur l'ensemble de la feuille Marquise.

On subdivise ces calcaires en quatre ensembles ayant valeur de membre. Les ensembles inférieur et supérieur (membres A et D) ont des caractères lithologiques homogènes à l'échelle de la carte, les ensembles moyens (membre B et C) sont quant à eux très variables.

Ils affleurent à la périphérie du massif paléozoïque de Ferques et sur la bordure nord de la vallée de la Slack, entre Rinxent et Rety.

Deux coupes peuvent servir de référence pour décrire cette série carbonatée. Ce sont les coupes de la tranchée de chemin de fer (fig. 11), à l'Est de la gare de Marquise-Rinxent (coordonnées : Lambert I $x = 558,3$ $y = 345,7$) et la coupe de la ZAC de Rinxent (fig. 12) au Nord de cette même gare ($x = 557,3$ $y = 345,9$).

La première coupe montre la partie sommitale des Sables d'Hydrequent et la base des Calcaires de Leulinghen (membre A et base du membre B).

La limite inférieure des Calcaires de Leulinghen correspond à une surface de ravinement qui coiffe les Sables d'Hydrequent.

La seconde coupe montre les membres B, C et D des Calcaires de Leulinghen et le passage aux Calcaires de Marquise-Rinxent sus-jacents.

La limite supérieure des Calcaires de Leulinghen est fixée à une surface de discontinuité perforée et incrustée d'huîtres. Elle coiffe un banc de 0,20 m de calcaire boueux à nombreuses sections sparitisées de grands lamellibranches fouisseurs (*Homomya*, *Pholadomya*), gastéropodes, madréporaires et quelques brachiopodes. Au-dessus de cette surface se généralise le faciès oïdique qui caractérise les Calcaires de Marquise-Rinxent sus-jacents.

Subdivision des Calcaires de Leulinghen

• **Membre A : 0-2 m.** Calcaires argilo-gréseux, lumachelliques.

Faune de modioles, huîtres et brachiopodes (*Epithyris oxonica* auct.) ; quelques débris de bois.

• **Membre B : 2-3 m.** Calcaires argileux, plus ou moins granulaires.

Faune de madréporaires, gastéropodes et divers lamellibranches. Accumulations locales d'huîtres ; riche microfaune (ostracodes) et microflore (oogones de charophytes).

• **Membre C : 0,50-4 m.** Calcaires granulaires (oolites, péloïdes).

Faune peu abondante à débris de lamellibranches et de brachiopodes et oursins irréguliers (*Clypeus* notamment).

• **Membre D : 1-2 m.** Petits bancs de calcaire finement bioclastique et à quelques grains de glauconie en alternance avec des argiles rosées bioclastiques et des marnes.

Faune de nautilus (*Procyatoceras subtruncatum*), lamellibranches (*Homomya*, *Pholadomya*) et brachiopodes (*Lotharingella woevrica*, *Ornithella bathonica*, *Kallirhynchia concinna* et *Pseudotubithyris globata*).

Évolution latérale. Cette évolution peut être appréciée au travers de l'analyse de coupes levées à Rinxent puis de part et d'autre de la Faille de Ferques. Une nette polarité, depuis des milieux proximaux localisés au Nord de la Faille de Ferques (Bois Sergent, site de Leulinghen) jusque vers des milieux plus distaux (Rinxent), est bien démontrée dans les membres B et C

(ostracodes, traces de racines, oogones de charophytes, au Nord). L'influence de la paléotopographie sur la sédimentation est également clairement démontrée par l'analyse de l'anatomie et de la géométrie des différents objets sédimentaires observés (allure lenticulaire du membre A, variabilité latérale et dilatation locale des membres B et C).

Du Nord vers le Sud, on passe donc de milieux internes (biotope à charophytes) à un milieu plus ouvert sur la mer via un complexe de barrière appuyé sur un relief du massif de Ferques qui est articulé sur la zone faillée de Ferques.

Datation. Les macrofaunes récoltées ou citées par les auteurs ne permettent pas une datation très précise, sauf à partir du membre D.

Elles se répartissent comme suit :

- Membre A : *Epithyris oxonica* (auct.), *Cenoceras foordi* (cité dans : Magniez *et al.*, 1984).
- Membre B et membre C : rares *Lotharingella* sp.
- Membre D : *Procyrtoceras subtruncatum* (nautile), *Lotharingella woevrica*, *Ornithella bathonica*, *Kallirhynchia concinna*, *Epithyris oxonica* et *Pseudotubithyris globata*.

Les *Procerites* cités par différents auteurs (Dutertre, 1926 ; Magniez *et al.*, 1984) semblent provenir des Calcaires de Leulinghen. *Procerites* (*Gracilisphinctes*) cf. *laeviplex* (Magniez *et al.*, 1984) reste un bon indice du Bathonien inférieur.

L'association de brachiopodes du membre D (association à *Lotharingella woevrica* et *Ornithella bathonica*) est typique de la base du Bathonien supérieur (Garcia, 1993 ; Thierry *et al.*, 1995 ; Vidier, 1996).

Des sondages effectués à proximité des affleurements ont permis la réalisation d'une étude palynologique. Les faciès les plus favorables sont à la base, dans le membre A. Les résultats obtenus permettent de placer la base des Calcaires de Leulinghen dans l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Fauconnier, rapport BRGM inédit 1994). La même association a été trouvée à la base (0,2 m au-dessus de la surface du substratum) du membre B dans un sondage réalisé à peu de distance de l'ancienne carrière de la Pierre Bleue. Aucun élément n'indique la présence du Bathonien moyen.

L'application des concepts de la stratigraphie génétique a conduit à rechercher une limite de séquence associée à une lacune de la plus grande partie du Bathonien moyen. Cette discontinuité prendrait place entre les membres C et D des Calcaires de Leulinghen.

j3MR. Calcaires de Marquise-Rinxent (Bathonien supérieur pars) (10 m). Ce sont des calcaires granulaires ooïdiques à niveaux fossilifères bien individualisés. Ils sont subdivisés en trois unités ayant valeur de membres et dénommés (de bas en haut) : Membre de Rinxent, Membre de Marquise et Membre de Castelbrune.

La faune est dominée par les brachiopodes. Ils sont répartis en trois associations bien différenciées qui se succèdent dans chacun des membres.

Ils affleurent bien en bordure sud du massif paléozoïque de Ferques jusque dans la vallée de la Slack et à l'Est du même massif jusqu'à la rivière de Bazinghen.

La coupe de la ZAC de Rinxent, citée précédemment, peut aussi servir de référence pour décrire les Calcaires de Marquise-Rinxent avec celle de Castelbrune ($x = 559,7$ $y = 344,5$).

La coupe de Rinxent montre la totalité de l'unité avec ses limites.

La coupe de Castelbrune (fig. 13) montre la limite supérieure ; le Membre de Castelbrune y est mieux visible qu'à Rinxent.

Subdivision des Calcaires de Marquise-Rinxent

• **Membre de Rinxent (environ 5 m).** Calcaire oolithique en gros bancs métriques, souvent à litage oblique. La base de la plupart des bancs est finement gréseuse, plus argileuse et plus richement fossilifère que le reste du banc. Texture relativement lâche, matrice boueuse importante (wackestone à packstone, quelquefois grainstone).

• **Membre de Marquise (1-5 m).** Calcaire oolithique et/ou à péloïdes, dépourvu de quartz détritiques, en bancs peu épais, fréquemment demi-métriques. Les phénomènes de diagenèse précoce, de micritisation et d'incrustation de la plupart des surfaces sommitales des bancs sont fréquents. De même on observe des terriers ouverts, des microcavernes, des terriers inverses, des beach rocks, etc.

Pour tenir compte des anciennes subdivisions établies à l'aide du contenu fossilifère, un banc qui par ses caractéristiques lithologiques devrait être rangé dans le Membre de Rinxent (base finement gréseuse et plus argileuse) est rangé dans le Membre de Marquise parce qu'il contient une faune à *Burmihynchia hopkinsi*. Il en constitue le premier banc et terme inférieur.

La disparition des grains de quartz détritique dans ce Membre de Marquise au-dessus de son terme inférieur est un événement majeur, important pour l'interprétation génétique de ces séries.

Le renouvellement qui intervient dans la composition des faunes de brachiopodes entre les Membres de Rinxent et de Marquise est un autre événement remarquable.

• **Membre de Castelbrune (0-3 m environ).** Calcaire oöidique à lithoclastes de calcaire oöidique plus ou moins affectés par la diagenèse, en gros bancs métriques ; texture grainstone ; quelques brachiopodes et moules de gastéropodes.

Surface sommitale ravinante, fréquemment durcie et ferruginisée ou passant insensiblement à des paléoaltérites rangées dans le Membre A des marnes des Calhaudes. Tout ou partie des Membres de Castelbrune et de Marquise peuvent être absents par érosion (coupe de Castelbrune, coupe de la Providence, de Locquinghen ou du Mont de Cape).

Contenu fossilifère, datation. Le Membre de Rinxent livre à plusieurs niveaux (F2a, b, c, etc.) une association de brachiopodes très diversifiée à *Lotharingella woevrica*, *Kallirhynchia concinna*, *Ornithella bathonica*, etc. Cette association s'étend largement au-delà du Boulonnais. Elle caractérise la base du Bathonien supérieur et peut être rapprochée des "Ornithella beds" d'Angleterre qui sont datés de la Zone à Hodsoni (Cope *et al.*, 1980).

Le Membre de Marquise livre à plusieurs niveaux (F3a,b, etc.) une association de brachiopodes moins diversifiée, à *Burmishynchia hopkinsi* avec : *B. hopkinsi*, *B. turgida* et *B. turgida latifrons* et à *B. hopkinsi* seule.

Le Membre de Castelbrune livre le brachiopode *Burmishynchia thierachensis* (niveau F4). Cette espèce est connue dans les Ardennes et en Bourgogne où elle est reliée à un niveau de brachiopodes daté du sommet du Bathonien supérieur, Zone à Discus, Sous-zone à Hollandi (Garcia, 1993).

En conclusion, les Calcaires de Marquise-Rinxent appartiennent au Bathonien supérieur et représentent probablement la Zone à Hollandi et partiellement la Zone à Discus. Ils se terminent avec une surface de discontinuité associée à une émergence.

j3-4CP. **Marnes des Calhaudes et Calcaires des Pichottes (Bathonien supérieur *pars* et Callovien inférieur *pars*) (3-8 m).** Ces unités lithologiques auparavant bien différenciées, sont aujourd'hui regroupées au sein d'un même ensemble à cause de leur faible épaisseur et par

souci d'homogénéité avec les travaux antérieurs de cartographie. Elles affleurent largement autour du massif de Ferques dans les mêmes limites que les Calcaires de Marquise-Rinxent.

• **Marnes des Calhaudes (Bathonien supérieur pars) (2-3 m).**
Alternances marno-calcaires en bancs pluridécimétriques.

Faune d'oursins réguliers, de brachiopodes, de gastéropodes et lamellibranches. Quelques ammonites dans un niveau repère à oolithes ferrugineuses au sommet des marnes.

La coupe de référence est la coupe de Castelbrune (fig. 13).

Subdivision, contenu fossilifère et datation. Les Marnes des Calhaudes sont subdivisées en trois sous-unités pouvant être considérées comme des membres qui sont indexés de bas en haut : A, B et C.

– Le membre A, peu développé dans la coupe de référence, est composé d'objets sédimentaires variés, généralement riches en lignite, lenticulaires et de type paléoaalérite ; il se termine par un niveau repère d'argile feuilletée noire et des laminations algaires.

– Le membre B est composé d'une alternance de bancs argileux à la base puis marneux et de bancs de calcaire épais de quelques décimètres. Ce membre s'enrichit en faune marine vers le haut. On y récolte de nombreux oursins réguliers (*Acrosalenia* sp.) et brachiopodes (*Burmihynchia elegantula*) ainsi que quelques madréporaires. Une surface de ravinement coiffe ce membre.

– Le membre C est une oomicrite à texture packstone caractérisée par des oolithes ferrugineuses très abondantes et une riche faune benthique. Celle-ci se compose notamment de brachiopodes qui constituent une association à *Kutchirhynchia morieri* et *Eudesia multicostata* (Garcia, 1993). Ils sont associés à des ammonites (*Clydoniceras discus*, *C. blakei*, *C. hoshtetteri* et *Delecticeras legayi*) du Bathonien terminal, Zone à Discus, Sous-zone à Discus (Magniez *et al.*, 1984).

• **Calcaires des Pichottes (Callovien inférieur pars) (1-5 m).**
Calcaires oobioclastiques en gros bancs métriques à base plus argileuse et fossilifère. Faune de brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches fousseurs, quelques madréporaires et rares céphalopodes.

Les Calcaires des Pichottes ne sont plus visibles dans leur intégralité. Leur base est toujours accessible à l'observation sur la coupe de Castelbrune. Leur limite avec les Marnes des Calhaudes n'est pas toujours nette ; elle est intensément bioturbée et localement, elle est légèrement érosive. Leur sommet peut être vu sur la coupe de La Providence

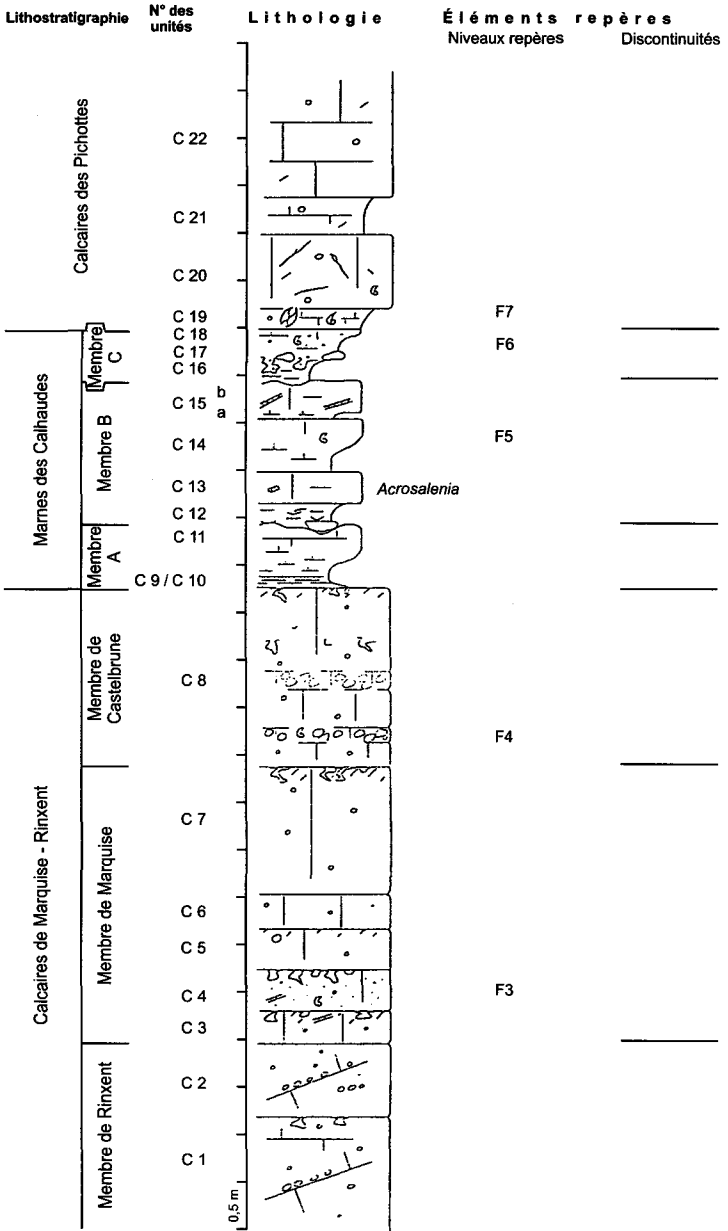


Fig. 13 - Coupe de référence de Castelbrune (d'après J.-P. Vidier, 1996)

(coordonnées x = 560,6 y = 346,3) ; le passage aux argiles callovo-oxfordiennes y est net et souligné par un lit ferrugineux.

Subdivision, contenu fossilifère et datation. Les Calcaires des Pichottes sont normalement composés de bancs métriques de calcaires oobioclastiques à base plus argileuse et fossilifère. La surface de ravinement qui coiffe ces calcaires ne laisse localement subsister qu'à peine plus de 1 m de sédiment (coupe de la RN42 à le Wast, feuille Desvres). Aucune subdivision plus fine n'a été établie.

La faune est encore dominée par les brachiopodes (association à *Ornithella lagenalis* et *Lotharingella gremifera*) et compte des pholadomyes, des gastéropodes, quelques nautilus, des madréporaires et de rares ammonites (*Macrocephalites macrocephalus* et *Homeoplanulites funatus*). Celles-ci indiquent un âge Callovien inférieur, Zone à Herveyi, Sous-zone à Kamptus ou Zone à Koenigi, Sous-zone à Gowerianus (Thierry *et al.*, 1995).

j4-5W. Argiles et marnes de le Wast (Callovien inférieur pars à Oxfordien inférieur) (30 m). Cet ensemble, épais de 30 m au moins, à dominante argileuse, richement fossilifère (ammonites, bélemnites, gastéropodes, lamellibranches, crinoïdes), est subdivisé en quatre sous-unités bien distinctes sur des coupes mais difficiles à cartographier de par leur nature et les conditions d'affleurement. Les unités lithologiques de cet ensemble sont subaffleurantes aux bordures est, sud et ouest du massif paléozoïque de Ferques et de sa ceinture de Dogger.

• **Marne ferrugineuse de Belle (Callovien inférieur pars) (0-0,5 m).** Lentilles lumachelliques à *Gryphea* noyées dans des argiles et calcaire argileux à oolithes ferrugineuses et fossiles généralement roulés (ammonites, lamellibranches, brachiopodes, bélemnites, etc.).

Sur le territoire de la feuille, ces dépôts n'excèdent pas 0,5 m et ne sont pratiquement pas décelables à l'affleurement sauf en de rares points. Au Nord de la feuille, près de Rety (coupe de La Providence), ils sont représentés par un lit ferrugineux centimétrique qui coiffe les calcaires oobioclastiques au toit des Calcaires des Pichottes. Aux environs de Marquise, près de la gare de Rinxent (Rigaux, 1889-1890) et le long de l'autoroute A16 au Mont de Cape (Vidier *et al.*, 1993), cette unité lithologique est représentée par quelques décimètres de sable et de marne grisâtre séparés par un lit à galets de calcaire à oolithes ferrugineuses et faune très roulée (fig. 14). Plus aucune de ces coupes ne subsiste.

Les brachiopodes sont bien représentés avec une association à *Ornithella lagenalis* et *Lotharingella leedsii* (Garcia, 1993) et les ammonites avec *Sigaloceras calloviense*, *Kepplerites trichophorus*, *Prolanulites teisseiyri*,

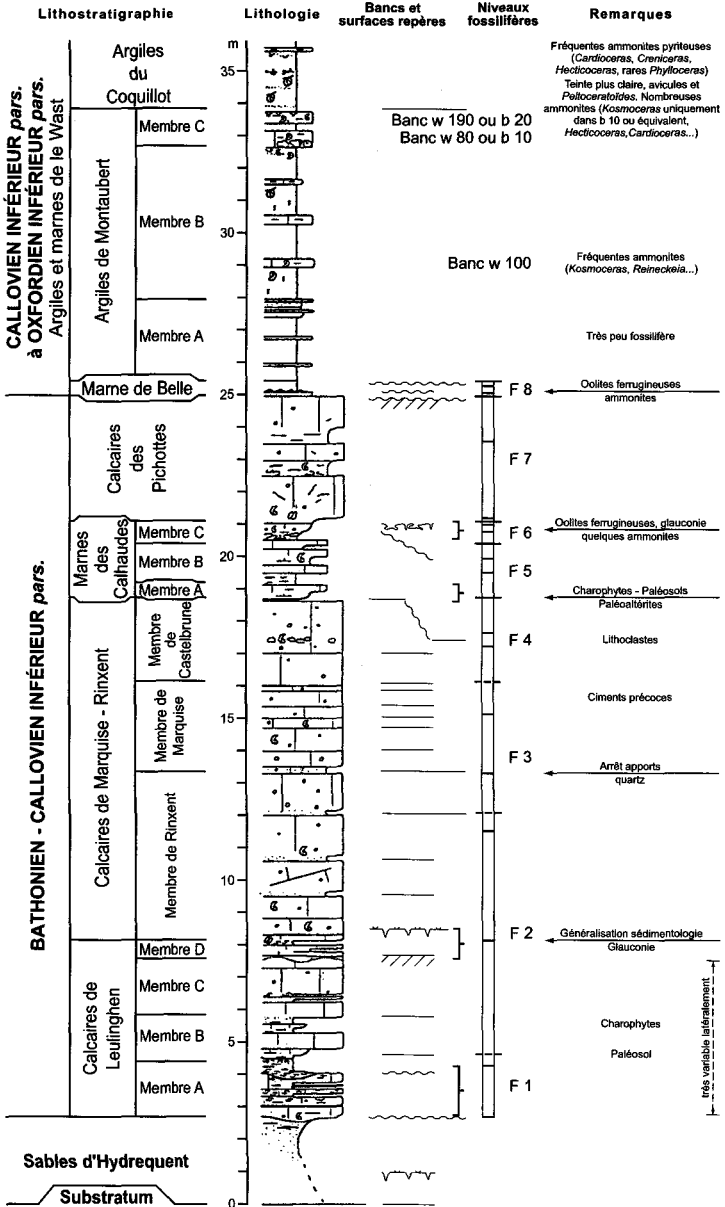


Fig. 14 - Coupe de référence de l'échangeur 7 et d'Uzelot, autoroute A16 (d'après J.-P. Vidier, 1996)

P. basileus, *Cadoceras tolype* et *C. modiolare*, indiquent le Callovien inférieur, Zone à Koenigi (Sous-zone à Curtilobus et Sous-zone à Galilei) et Zone à Calloviense (Sous-zone à Calloviense) selon Thierry *et al.*, 1995.

• **Argiles de Montaubert (Callovien supérieur) (8-10 m)**. Argiles de teinte verdâtre à bancs décimétriques légèrement indurés de siltite et quelques lits gréseux à la base.

Ces argiles ont été visibles temporairement le long de l'autoroute A16, au Nord du ruisseau de Blacourt (fig. 14). Elles sont subaffleurantes, au Sud de la flexure de Landrethun, autour du massif paléozoïque de Ferques.

À l'instar d'autres unités lithologiques du Boulonnais, on peut subdiviser ces argiles en trois membres.

– Le Membre inférieur ou membre A, épais de 3 m environ, à lits gréseux, est pauvre en macrofaune. Il contient de fréquents débris de bois. Il n'est pas daté.

– Le Membre moyen ou Membre B, épais de 4 m environ, est entrecoupé de quelques bancs décimétriques de siltite plus ou moins finement bioclastique. Il livre de fréquents débris de bois et est plus riche en macrofaune que le Membre A. Il livre notamment, *Serpula vertebralis* et dès sa base quelques ammonites : *Kosmoceras phaieneum*, *K. aff. acutistriatum*, *Reineckia aff. rota*, *Binatisphinctes comptoni*, *Hecticoceras metomphalum*, *Pseudopeltoceras leckenbyi*. Les Reineckidae sont nouvellement signalés dans notre région. Cette faune indique le Callovien supérieur, Zone à Athleta, Sous-zone à Phaieneum (Vidier *et al.*, 1993 ; Thierry *et al.*, 1995). À sa partie sommitale se rencontrent encore quelques *Kosmoceras* qui indiquent la Zone à Athleta, Sous-zone à Spinosum et la base de la Zone à Lamberti, Sous-zone à Henrici.

– Le Membre supérieur est l'équivalent des « calcaires marneux fissiles » de Pellat (1878). Il montre des alternances irrégulières d'argile et de calcaire argileux ou de siltite sur environ 2 m d'épaisseur. Les deux derniers bancs (bancs 10 et 20 de Vidier *et al.*, 1993) sont très riches en ammonites.

Le banc 10 livre une association à dominance des *Quenstedtoceras* et *Hecticoceras* sur les *Kosmoceras* et les Perisphinctinae. Ces faunes indiquent la Zone à Lamberti, Sous-zone à Lamberti, horizon à Lamberti (Vidier *et al.*, 1993).

Le banc 20 livre une association toujours dominée par les *Cardioceras* mais où les *Hecticoceras* sont moins abondants et les *Kosmoceras* absents. Cette association indique l'horizon à *Paucicostatum*, dernier horizon du Callovien (Vidier *et al.*, 1993).

• **Argiles du Coquillot (Oxfordien inférieur) (au moins 15 m).** Argiles généralement bleues, plus ou moins sombres, parfois violettes, à bancs de calcaire argileux épais de quelques décimètres.

La faune, très riche, est caractérisée par des ammonites pyriteuses, une faunule de gastéropodes, de lamellibranches et de bélemnites. Des gryphées et des brachiopodes sont localisés au niveau de surfaces d'arrêt ou de ralentissement de sédimentation. Des fragments de bois se rencontrent fréquemment à la base et à la partie supérieure de ces argiles. Les argiles sont subaffleurantes, au Sud de la flexure de Landrethun, autour du massif paléozoïque de Ferques. Les coupes étudiées en 1993 (Vidier *et al.*, 1993), le long de l'A16, montraient sur 7 m d'épaisseur, un ensemble argileux entrecoupé de six bancs de calcaires argileux numérotés 30 à 80. Ces coupes ne sont pratiquement plus visibles.

La partie inférieure est caractérisée par une association de faune où dominant les *Cardioceras* (Vidier *et al.*, 1993). De plus, les premiers décimètres sont de teinte plus claire et contiennent d'innombrables *Oxytoma* sp. et l'ammonite *Peltoceratoides* sp. (niveau repère).

La partie moyenne se distingue par sa teinte violette et la composition de l'association d'ammonites appauvrie en *Cardioceras* mais enrichie en *Taramelliceras* et *Creniceras* (Vidier *et al.*, 1993).

La partie sommitale et le passage à l'unité lithologique suivante (Marnes à *M. horridus*) n'ont pas été observés.

L'ensemble de la faune indique l'Oxfordien inférieur, Zone à *Mariae*. Elle est composée de *Cardioceras*, *Hecticoceras*, *Fehlmanites*, *Eochetoceras*, *Mirospinctes*, *Perispinctidae*, *Euaspidoceratinae*, *Peltoceratinae*, *Taramelliceratinae*, *Creniceras* et *Lissoceras* ? en proportions variables. Les *Cardioceras* dominent les différentes associations rencontrées sauf entre les bancs 40 et 50 (banc 50 inclus). Cet intervalle est « enrichi » en *Taramelliceras* et *Creniceras*, il représente l'horizon supérieur de la Sous-zone à *Scarburgense* (horizon à *Woodhamense*). L'horizon à *Scarburgense* est représenté dans l'intervalle compris entre le banc 20 (qui est rangé dans l'Argile de Montaubert) et le banc 40. Aucune faune de l'horizon à *Elisabethae* n'a été recueillie. Au-dessus du banc 50 débute la Sous-zone à *Praecordatum*, horizons à *Praecordatum* et à *Aphacordatum*. La limite entre ces 2 horizons n'est pas précisée.

• **Marnes à *Millericrinus horridus* (Oxfordien inférieur) (environ 5 m).** Alternances d'argile noire, de lits lumachelliques à débris d'huîtres et de bancs épais de quelques décimètres de calcaire, soit très argileux, soit micritique et en miches.

Ces marnes ont été brièvement observées lors des travaux de l'autoroute A16 près et au Sud de Marquise, lors de la réfection du pont de la Liégette sur la ligne SNCF Boulogne/Calais également au Sud de Marquise et ont été recoupées en sondage au Sud de Rety. Il n'en existe plus de coupe. Elles sont subaffleurantes au pied de la colline de Bazinghen et dans la plaine au Sud de Rety.

Faune de crinoïde : *Millericrinus horridus*, rostre de bélemnite, quelques brachiopodes et ammonites : *Cardioceras bukowskii*. Ces ammonites indiquent l'Oxfordien inférieur, Zone à Cordatum, Sous-zone à Bukowskii (Vidier *et al.*, 1993).

La limite entre l'Oxfordien inférieur (j4) et l'Oxfordien moyen (j5) semble marquée par une lacune des Sous-zones à Costicardia et Cordatum (Zone à Cordatum) et de la base de la Zone à Plicatilis (Sous-zone à Vertébrale), cf. Magniez *et al.*, 1984 ; Bonte *et al.*, 1985.

j5S. Calcaires d'Houillefort et Argiles de Selles (Oxfordien moyen *pars*) (40 m).

Au moment de la révision de la feuille de Marquise, il n'existait aucun bon affleurement des Calcaires d'Houillefort et des Argiles de Selles qui sont d'ailleurs très discrets à cause de la faible épaisseur des bancs et de leur état d'altération.

• **Calcaires d'Houillefort (1 à 2 m).** Un ou deux bancs de calcaire, blanc à l'affleurement, à madréporaires (*Thamnaestrea* sp.) et bioconstructions lenticulaires à serpules. Peut-être quelques lits ooïdiques.

Les auteurs anciens y ont collecté une riche faune d'ammonites de l'Oxfordien moyen : Zone à Plicatilis, Sous-zone à Antecedens voire de la base de la Zone à Transversarium (Magniez *et al.*, 1984 ; Bonte *et al.*, 1985).

• **Argiles de Selles (40 m).** Argiles noires mal connues et peu fossilifères. Tous les auteurs s'accordent à ne signaler dans ces argiles que quelques petits bancs calcaires et nodules.

La faune ne compte que quelques *Ostrea dilatata* toujours très encroûtées et des serpules qui profitent du moindre support pour proliférer.

j5B. Calcaires et Argiles du Mont des Boucards (Oxfordien moyen *pars* et supérieur *pars*) (20-25 m). Au moment de la révision de la feuille de Marquise, il n'existait aucun bon affleurement de ces unités lithologiques.

• **Calcaires du Mont des Boucards (5 à 10 m)**. Ces calcaires plus ou moins argileux à madréporaires et marne semblent pouvoir être subdivisés en trois sous-unités avec de bas en haut :

– un banc massif épais d'environ 2 m (Rigaux, 1889-1890) riche en madréporaires (*Thamnaestrea*, *Montlivaultia*) ;

– une série où alternent régulièrement des marnes blanches ou bleues et des calcaires marneux en bancs de 0,3 à 0,5 m ;

– une série où alternent également des marnes et des calcaires mais en bancs plus épais (1 à 2 m).

La faune y est assez riche avec des lamellibranches (*Ceromya*, *Isocardia*) et des brachiopodes (*Rhynchonella pectunculoides*, *Terebratula bourgeti*). Quelques ammonites des genres *Orthosphinctes* et *Dichotomoceras* indiquent le sommet de l'Oxfordien moyen et la base de l'Oxfordien supérieur (Debrand-Passard et Rioult, 1980).

• **Argiles du Mont des Boucards (environ 15 m)**. Au sein de ces argiles noires mal connues, Rigaux (1889-1890) distingue à la base, des « argiles à pyrite » (environ 2 m), puis des « argiles à *Ostrea subdeltoïdea* » (environ 12 m) ; ces dernières contiendraient en outre des lits d'oolithes ferrugineuses.

C'est dans cette masse d'argile que s'intercaleraient des lentilles récifales dans la région de la vallée de la Liane à l'Est de Boulogne (feuille voisine de Boulogne-sur-Mer). Ces constructions ont livré une faune à *Amoeboceras ovale* et *Dichotomosphinctes wartae* qui indiquent le sommet de l'Oxfordien moyen et la base de l'Oxfordien supérieur (Debrand-Passard et Rioult, 1980).

De nouveau, l'absence de bons affleurements interdit toute interprétation moderne de ces unités.

j5-6. **Grès de Brunembert, Oolithe d'Hesdin, Caillasse d'Hesdigneul, Calcaires de Brecquerecque (Oxfordien supérieur pars - Kimméridgien inférieur pars) (environ 30 m)**. Cet ensemble se présente comme une masse à dominante calcaire noyée entre deux masses argileuses. C'est donc un repère cartographique intéressant.

On distingue aisément, dans les champs, des calcaires oolithiques à matrice boueuse (Oolithe d'Hesdin) vraisemblablement en bancs épais d'échelle métrique puis des plaquettes de calcaire graveleux (grains calcaires divers : bioclastes très roulés, ooïdes), des grès fins à figures sédimentaires et des bancs épais de 1 à 2 dm de calcaire fin de teinte claire (Calcaires de Brecquerecque).

Il n'est pas toujours aisé de reconnaître toutes les unités décrites par les auteurs anciens (Rigaux, Pellat) et notamment les Grès de Brunembert, la Caillasse d'Hesdigneul et les Grès de Questrecques qui sont des unités lithologiques peu épaisses et lenticulaires.

Les principaux affleurements de ces unités sont à la bordure est du plateau de Bazinghen et plus au Sud sur les flancs du Mont Pinel et du Mont des Boucards.

• **Grès de Brunembert (1 m au plus)**. Grès ou sable roux, grossier, glauconieux et à oolithes ferrugineuses.

Faune de *Trigonia bronni*.

• **Oolithe d'Hesdin (10 m)**. Masse de calcaire oolithique à matrice boueuse.

Une faune d'ammonite composée de *Ringsteadia anglica*, *R. frequens* et *R. branderi* indique l'Oxfordien supérieur Zones à Decipiens et Pseudocordata (Debrand-Passard et Rioult, 1980).

• **Caillasse d'Hesdigneul (5 m ?)**. Calcaire compact de teinte claire en petits bancs séparés par des interlits marneux (Bonte *et al.*, 1985). La surface des calcaires est perforée de façon typique (Calcaire à Lithodome de Rigaux, 1865).

Les nouveaux affleurements de la feuille voisine de Boulogne-sur-Mer (autoroute A16) ont livré *Rasenia cymodoce* du Kimméridgien inférieur (Zone à Cymodoce).

• **Calcaires de Brecquerecque (environ 15 m)**. Alternances de calcaires en bancs décimétriques et de bancs de même épaisseur d'argile et/ou de marne ; intercalations de plaquettes, lenticulaires, finement gréseuses à figures sédimentaires diverses.

La faune livre typiquement de petites huîtres (*Nanogyra striata*) et des lamellibranches fouisseurs (*Pholadomya*, *Mactromya*).

jsW. **Argiles du Moulin Wibert, Sables ou Grès de Connincthun, Calcaires du Moulin Wibert (Kimméridgien supérieur pars) (50 m environ)**.

• **Argiles du Moulin Wibert**. Argiles noires contenant des bancs peu épais (0,10 à 0,50 m) de calcaire lumachellique, calcaire argileux ou gréseux (20 m).

La coupe de référence pour cette unité lithologique est située sur la feuille voisine de Boulogne-sur-Mer au Cap de la Crèche.

On peut y distinguer deux sous-unités à valeur de membres. Le membre inférieur est composé d'argiles noires entrecoupées de bancs décimétriques de calcaire lumachellique. Le membre supérieur est composé d'argiles sableuses et de quelques bancs plus épais de calcaire argileux et/ou plus ou moins sableux.

La faune est essentiellement composée de lamellibranches (*Exogyra*, *Trigonia* et *Gervillia*) et compte quelques ammonites. Ziegler (1969) signale dans le premier mètre de la coupe de la Crèche (base du membre inférieur) *Aulacostephanus peregrinus* qui indique déjà le Kimméridgien supérieur, Zone à Mutabilis. Au-dessus, mais toujours dans le membre inférieur, *Orthaspidoceras orthocera*, *Aulacostephanus* cf. *calvescens* et *Aulacostephanus eudoxus eudoxus* indiquent le Kimméridgien supérieur, Zone à Eudoxus, Sous-zone à Orthoceras (Geysant *et al.*, 1993).

• **Sables de Connincthun (5-10 m)**. Sables glauconieux peu fossilifères.

En dehors de la coupe de référence du Cap de la Crèche (feuille Boulogne-sur-Mer), et de toute autre coupe de qualité suffisante, il est difficile de mettre en évidence cette unité lithologique. D'ailleurs, comme le remarque Kandell (1969), ces sables ne se séparent pas nettement des Argiles du Moulin Wibert. Par contre, elles sont séparées des Calcaires du Moulin Wibert par une surface de discontinuité bien marquée (surface d'inondation).

• **Calcaires du Moulin Wibert (10-15 m)**. Alternance irrégulière d'argile grise plus ou moins claire et de calcaires argileux en petits bancs décimétriques et en bancs plus épais (0,5 à 0,8 m). À la partie supérieure de cette unité, les bancs calcaires sont lumachelliques (10 à 15 m).

Sur la feuille de Marquise, une très bonne coupe de cette unité peut être étudiée près d'Haringzelle, entre les Crans Mademoiselle et Poulet, mais la coupe de référence est située sur la feuille voisine de Boulogne-sur-Mer au Cap de la Crèche.

La faune, abondante, compte *Nanogyra striata*, *Trigonia*, *Gervillia*, *Pholadomya multicostata*, quelques brachiopodes dans le groupe de bancs supérieurs (« *Terebratulata* » *subsella*). Les ammonites (*Aspidoceras caletanum*, *Sutneria eumela* et *Amoeboceras beaugrandi*), assez fréquentes, indiquent le Kimméridgien supérieur Zone à Eudoxus, Sous-zone à Caletanum (Geysant *et al.*, 1993).

Il semble qu'*Aulacostephanus yo* soit présent dans la partie supérieure de cette unité qui doit donc être rangée dans la Zone à Eudoxus, Sous-zone à Contejadi.

j6G. Grès de Châtillon (Kimméridgien supérieur pars) (5 m). Sables et grès légèrement glauconieux peu fossilifères (*Pygurus*, *Trigonia*) à rides de vagues et à figures de houle. Les meilleures coupes sont au Nord d'Audresselles entre les crans Mademoiselle et Poulet.

Une surface de discontinuité coiffe ces grès et les sépare des Argiles de Châtillon (surface d'inondation).

j6-7A. Argiles de Châtillon (Kimméridgien supérieur pars - Tithonien inférieur pars) (20-30 m). Argiles généralement noires, massives ou feuilletées, à bancs peu épais de calcaire argileux et/ou lumachelliques.

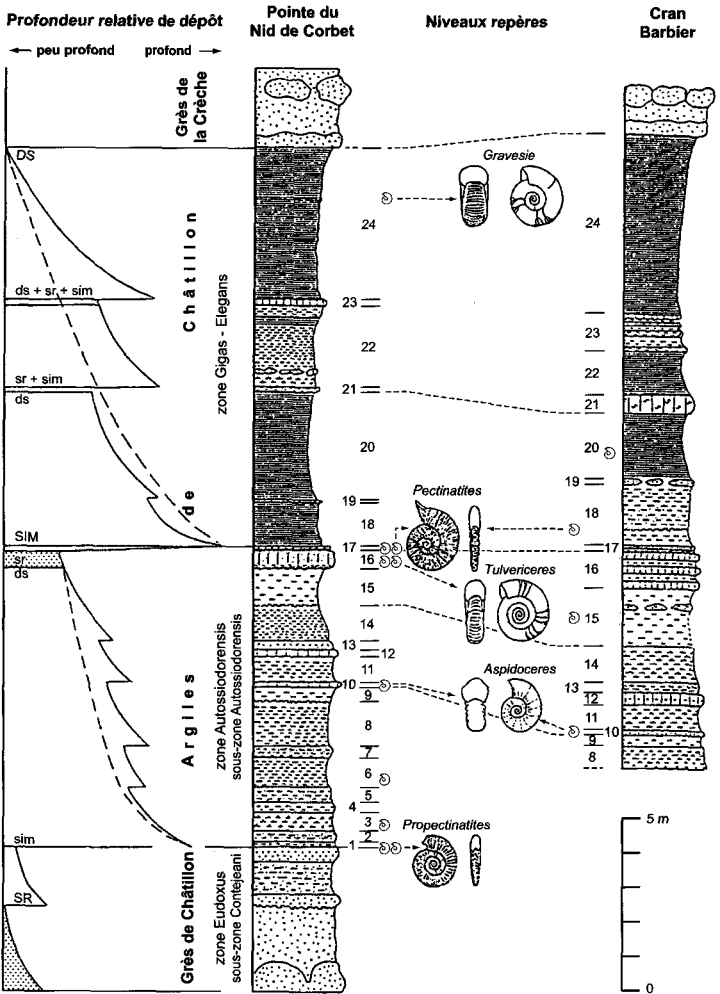
La coupe de référence peut être prise immédiatement au Nord d'Audresselles (fig. 15). On y distingue deux membres (Geysant *et al.*, 1993).

– Le membre inférieur est constitué d'une alternance d'argiles plus ou moins massives et fossilifères et de passées décimétriques biodétritiques légèrement indurées. Deux bancs de calcaire argileux s'intercalent dans cette unité et constituent un repère facilement identifiable. Le banc inférieur (banc 10) livre régulièrement *Aspidoceras catalaunicum*, *Aspidoceras longispinum* ? et *Aspidoceras* sp. Un groupe de bancs lenticulaire coiffe cet ensemble (banc groupe 16), il surmonte des argiles très claires qui se suivent dans tout le Boulonnais. Ce banc se biseaute progressivement vers le Sud (plage d'Ambleteuse) mais s'épaissit vers le Nord et se subdivise en alternances régulières de lumachelles plus ou moins calcaires (fig. 12). Au Cap Gris-Nez, apparaissent dans ces lumachelles de véritables petits biohermes construits par des huîtres. Le membre supérieur, constitué d'argiles feuilletées noires et bancs lumachelliques, admet dans sa partie moyenne une passée plus marneuse avec un banc de calcaire micritique. Vers le haut, les argiles se chargent en sable et alternent avec des passées légèrement indurées biodétritiques.

La faune est composée de nombreux lamellibranches et ammonites bien localisés dans certains objets sédimentaires (*Nanogyra striata*, *Trigonia variegata*, *Pholadomya multicostata*, *Gervillia*).

Les ammonites, abondantes un peu au-dessus de la base de cette unité, indiquent la Zone à Autissiodorensis, Sous-zone à Autissiodorensis avec : *Propectinatites websteri*, *Aulacostephanus autissiodorensis*, *A. volgensis*, *Tolvericerus murogense* et *Aspidoceras catalaunicum* (Geysant *et al.*, 1993).

Un second niveau riche en ammonites est le banc 16 (b. gr. 16) qui livre à sa partie inférieure des ammonites de la Sous-zone à Autissiodorensis



**Fig. 15 - Coupe de référence
des Argiles de Châtillon au Nord d'Audresselles**

(Geysant *et al.*, 1993) avec : *Aulacostephanus autissiodorensis*, *Gravesia lafauriana*, *Tolvericeras* aff. *sevogodense* et *Aspidoceras catalaunicum*. À sa partie supérieure, sous le banc 17 se trouve une faune du Tithonien, Zone à Elegans (Geysant *et al.*, 1993) avec : *Gravesia* cf. *gigas*, *Propectinatites* nov. sp. et *Pectinatites* (*Arkellites*) nov. sp. De nouvelles récoltes confirment la présence à ce niveau de *Gravesia gigas*.

Enfin, le membre supérieur livre *Gravesia gigas* et *Pectinatites* (*Arkellites*) *bleicheri* qui indiquent le Tithonien, Zone à Elegans (Geysant *et al.*, 1993).

j7G. Grès de la Crèche (Tithonien inférieur) (20 m). Les Grès de la Crèche sont classiquement divisés en trois sous-unités lithologiques avec de bas en haut : les Grès de la Crèche inférieurs, les marnes intercalaires et les Grès de la Crèche supérieurs. Les meilleures coupes sur la feuille Marquise sont au Cap Gris-Nez mais la coupe de référence est sur la feuille voisine de Boulogne-sur-Mer au Cap de la Crèche.

– Les Grès de la Crèche inférieurs sont des grès en bancs métriques bien individualisés séparés par des sables jaunes fins à boules de grès typiques. Ils montrent des figures sédimentaires diverses et contiennent des niveaux peu épais de sable plus grossier voire graveleux et à galets de quartz. La faune contient : *Nanogyra striata*, localement *Trigonia pellati* et quelques ammonites du Tithonien, Zone à Elegans : *Gravesia gigas* et *Pectinatites* (*Arkellites*) *bleicheri*, selon Geysant *et al.*, 1993.

– Les marnes intercalaires affleurent toujours très mal. Ce sont des argiles noires massives, riches en débris de bois et à faunule de lamellibranches.

– Les Grès de la Crèche supérieurs sont en principe plus calcaires, de teinte verdâtre, en bancs massifs alternant avec des passées argilo-sableuses. Ces bancs sont parfois déformés par des figures d'échappement de fluides. La base est plus gréseuse et glauconieuse que la partie supérieure riche en grands lamellibranches et gastéropodes (*Perna rugosa*, *Harpagodes lorioli*). Quelques ammonites sont signalées à ce niveau qui indiquent toujours la Zone à Elegans du Tithonien avec : *Gravesia* sp., *Pectinatites* sp. (Geysant *et al.*, 1993).

j7A. Argiles de la Crèche et Argiles de Wimereux (Tithonien inférieur) (18 m)

• **Argiles de la Crèche (8 m).** Ce sont des argiles noires feuilletées, plus sableuses sur quelques décimètres à la base, à plaquettes gréseuses avec des figures sédimentaires (tempestites) à la partie supérieure. Elles sont facilement accessibles au pied des falaises de part et d'autre de Wimereux. Au Sud de ce village, on observe dans de bonnes conditions leur partie inférieure et au Sud, leur partie supérieure et le passage aux Argiles de Wimereux.

La faune est essentiellement composée de petits lamellibranches (*Anomya laevigata*, *Astarte scalaris*, *Corbula bayani*). Les ammonites paraissent fréquentes à la base et plus rares au-dessus : *Pectinatites (Virgatosphinctoides)* sp.

Un groupe de bancs lenticulaires (les Bancs Jumeaux), encadrés par deux niveaux phosphatés (P1 et P2) coiffe et limite cette unité lithologique. Le niveau phosphaté inférieur (P1) contient des galets de quartz et de phtanite et livre une faune remaniée de lamellibranches et ammonites : *Pectinatites (Virgatosphinctoides) pringlei* qui indiqueraient la Zone à *Wheatleyensis* (Geysant *et al.*, 1993). Le niveau phosphaté P2 n'a livré aucune ammonite, il contient également des galets de quartz et de phtanite, il est associé à une lumachelle gréseuse. Les Bancs Jumeaux proprement dits sont une alternance d'argiles grises et de bancs noduleux de calcaire micritique qui se « dédoublent » vers le Sud et s'amincissent vers l'Est (coupes de l'A16 à Wacquinghen) où les niveaux phosphatés P1 et P2 sont directement superposés.

• **Argiles de Wimereux (10 m)**. Argiles grises, quelques lits sableux et glauconieux. Elles contiennent un banc repère de calcaire gréseux, légèrement glauconieux, à *Lima bononiensis* et se terminent avec un troisième niveau phosphaté (P3).

La coupe de référence peut être prise au Nord de Wimereux dans les falaises.

Ces argiles livrent une riche faune d'ammonites du Tithonien inférieur, Zone à *Pallasioides* avec *Pectinatites (Pectinatites) devillei*, *Pectinatites (Pectinatites) boidini*. Le niveau phosphaté P3 contient des galets de quartz, de phtanite et livre une faune roulée, phosphatée où l'on retrouve les ammonites précédemment citées associées à des *Pavlovia pallasioides* non remaniés qui indiquent toujours la Zone à *Pallasioides* (Geysant *et al.*, 1993).

j7C. **Argiles et calcaires de la Tour de Croï et Grès de la Pointe aux Oies (Tithonien supérieur) (20 m)**

• **Argiles et calcaires de la Tour de Croï (10 m)**. Alternances de bancs irréguliers, noduleux, de calcaire ou de grès calcaireux, glauconieux épais de quelques décimètres et d'argiles également glauconieuses.

La coupe de référence peut être prise entre la Pointe de la Rochette et la Pointe aux Oies au Nord de Wimereux.

La faune est caractérisée par de grandes huîtres (*Ostrea expansa*) et de fréquentes ammonites. La base de cette unité livre *Progalbanites albani* et

Epivirgatites sp. de la Zone à Albani et la partie supérieure donne *Glaucolithes* sp. de la Zone à *Glaucolithus* (Townson et Wimbledon, 1979).

• **Grès de la Pointe aux Oies (10 m environ)**. Alternances de bancs calcaréo-gréseux et de silts verdâtres, irrégulièrement indurés, plus ou moins argileux, glauconieux dans la partie inférieure.

La coupe de référence peut être prise à la Pointe aux Oies.

Des figures d'échappement de fluide s'observent dans la partie moyenne de cette unité. Elles sont localement recoupées par une spectaculaire surface de ravinement (coupe de la Pointe aux Oies).

La base de ces grès livre *Crendonites gorei* qui indique la Zone à *Okusensis* (Townson et Wimbledon, 1979). La partie supérieure contient encore *Titanites giganteus* et *Titanites bononiensis* qui indiquent la Zone à *Kerberus*, dernière zone d'ammonites identifiée dans le Jurassique du Boulonnais.

Des dépôts lenticulaires s'intercalent dans cette unité. Ils sont bien visibles sur la coupe de référence de la Pointe aux Oies. Ces dépôts comprennent, de bas en haut :

- un poudingue à galets de quartz, de phtanite et de calcaires paléozoïques ;
- une accumulation de pièces de bois, plus ou moins écrasées et carbonisées, épaisse de quelques décimètres ;
- une passée décimétrique d'un sable grossier, graveleux et à galets divers.

j70. **Calcaires de la Pointe aux Oies (Tithonien terminal, faciès purbeckien) (2 m)**. Ensemble massif de calcaires de teinte crème clair, vacuolaires, à structures en « chou fleur » et en lamines milli- à plurimillimétriques, localement bréchifiés.

Classiquement présenté comme d'origine stromatolithique (Bonte, 1969), ces calcaires pourraient cependant avoir une origine un peu plus complexe.

Ils sont facilement accessibles sur le site de la Pointe aux Oies. Au Nord, on peut observer, au pied de la « dune », la surface sommitale karstifiée et à encroûtements ferrugineux et calcaires qui termine cet ensemble et la série jurassique du Boulonnais. Des précisions restent à apporter sur le passage faciès purbeckien - faciès wealdiens jamais observé dans de bonnes conditions.

CRÉTACÉ

La régression post-jurassique marque le début d'une longue période d'émersion soulignée par le dépôt de formations continentales à faciès

wealdiens. La transgression du Crétacé commence dans le Boulonnais à l'Aptien avec des sables argilo-glaucconieux présents jusqu'à l'Albien inférieur (faciès des sables verts) et se poursuit avec quelques pulsations à travers l'Albien moyen et supérieur avec la sédimentation d'argiles noires ou grises très fossilifères (faciès des argiles du Gault). Le dépôt des craies à partir du Cénomaniens marque un important changement dans les faciès qui s'inscrit toujours dans le cadre de la grande transgression du Crétacé dont le maximum d'amplitude est atteint au cours du Turonien inférieur. S'amorce alors une baisse généralisée du niveau marin qui se poursuivra jusqu'à la limite Crétacé-Tertiaire, Cependant, dans le Boulonnais, les craies les plus récentes préservées de l'érosion sont d'âge Santonien.

Sur la feuille de Marquise, les formations du Crétacé inférieur affleurent uniquement dans la dépression du Bas-Boulonnais, d'une part à la base de l'escarpement crayeux suivant une ligne sinueuse allant des falaises du Petit Blanc-Nez à Locquinghen, d'autre part dans une série de petits gisements isolés coiffant des collines jurassiques entre Wimereux et Rety : Mont Duez, Vert-Mont, Mont Bocquet. À noter qu'un certain nombre d'affleurements de sables blancs cartographiés dans l'édition précédente de la carte géologique à 1/50 000 (Bonte et coll., 1971) comme « Wealdien », sont interprétés aujourd'hui comme des grès portlandiens décalcifiés et déglauconitisés (Bonte et Godfriaux, 1958). En dehors des gisements permanents de la baie de Wissant situés sur l'estran et au pied des falaises du Petit Blanc-Nez entre la ferme Saint-Pô et les dunes d'Amont, les affleurements actuels sont rares. La réalisation récente à travers la carrière du Fart à la sortie sud de Wissant d'une déviation de la RD 940 montre une portion de la succession jusqu'à présent inconnue à la limite entre les faciès wealdiens et les formations marines de l'Aptien et permet, pour la première fois, de dater la transgression du Crétacé inférieur dans le Nord du Boulonnais (Amédéo et Robaszynski, 1998). Les formations crayeuses du Crétacé supérieur affleurent, quant à elles, dans la moitié supérieure de la feuille, au Nord d'une ligne reliant Audembert à Landrethun-le-Nord. Elles forment les reliefs de la cuesta nord de la boutonnière morphologique du Boulonnais marquée par le Mont d'Hubert, le Mont de Sombre et le Mont de Couple avec son prolongement ESE vers Landrethun. La craie constitue l'essentiel du haut plateau qui s'abaisse progressivement du Mont de Couple au Sud (+ 162 m) et du Mont d'Hubert à l'Ouest (+ 151 m) vers le Mont Vasseur au Nord (+ 100 m) et les carrières de Coquelles au Nord-Est (+ 50 m). Excepté les bordures ouest et sud de la cuesta où le Quaternaire est relativement mince, les craies sont surmontées localement par des formations tertiaires, l'ensemble étant couvert par des limons plus ou moins épais.

À l'Ouest du plateau crayeux, au-dessus du hameau de Sombre, la cuesta s'est établie sur une succession allant de la partie supérieure du

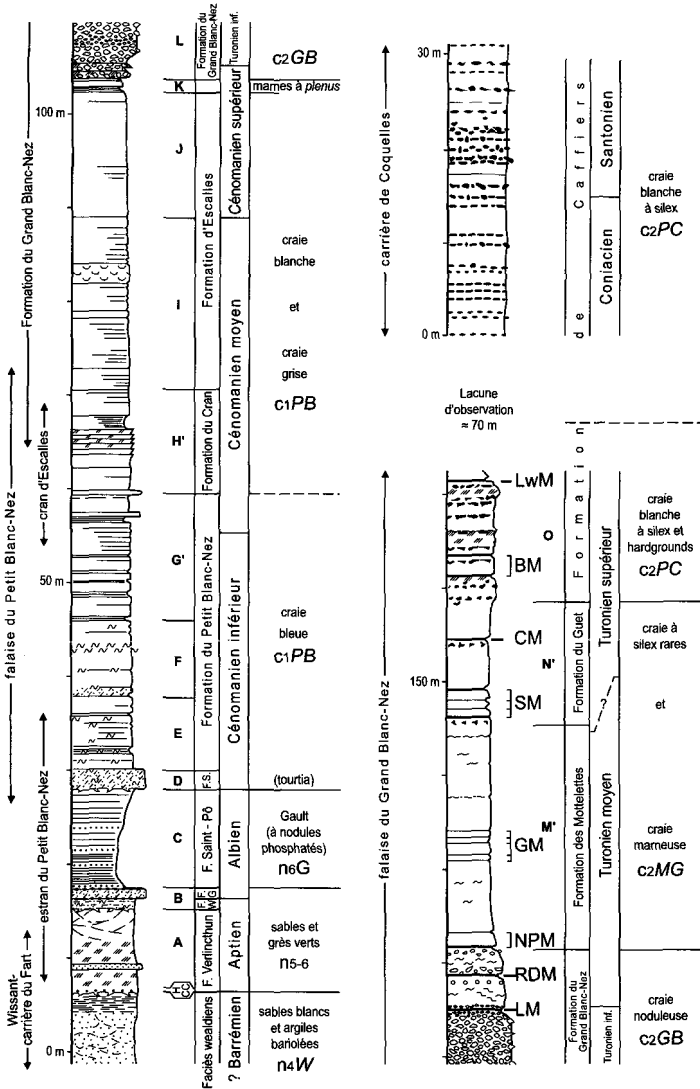


Fig. 16 - Formations, ensembles et unités lithologiques dans le Crétacé du Boulonnais

N.B. : plusieurs niveaux marneux bien exprimés dans la moitié supérieure de la falaise du Grand Blanc-Nez et utilisés pour des corrélations à grande distance dans les craies turoniennes du bassin anglo-parisien sont indiquées par leurs initiales, soit du bas vers le haut : Lulworth Marl, Round Down Marls, New Pit Marls, Glynde Marls, Southerham Marls, Cabum Marl, Bridgewick Marls et Lewes Marl

Cénomaniens jusqu'au Santonien, présent au sommet du Mont de Sombre. La suite lithologique de tout le Crétacé supérieur est bien exposée depuis la base des falaises du Petit Blanc-Nez jusqu'au monument du Dover Patrol et au Mont d'Hubert (fig. 16). Entre Audembert et Landrethun, par le fait d'une flexure assez prononcée (Robaszynski et Amédéo, 2001), la largeur d'affleurement du Cénomaniens est très réduite et la cuesta s'élève à partir du Turonien moyen pour se développer dans le Turonien supérieur-Coniacien à silex. Ailleurs, sur le plateau et le long de la cuesta, les affleurements sont rares et ne montrent que quelques mètres de craie. En 1993, l'aménagement de la voie autoroutière A16 entre Calais et Boulogne-sur-Mer a créé quelques tranchées entre Saint-Inglevert et Leubringhen où une section de 12 m de craie coniacienne à silex a pu être observée. Les autres affleurements ne sont souvent que des trous ou de petites tranchées éphémères réalisés à l'occasion de travaux de terrassement locaux.

Les corps sédimentaires marins présents dans le Crétacé du Boulonnais sont identifiés aujourd'hui à l'aide d'un ensemble de formations définies par Amédéo et Mania (1976) et Robaszynski, Amédéo (coordinateurs *et al.* (1980) (fig. 16). Le découpage biostratigraphique est assuré à l'aide des ammonites, complété par des échelles micropaléontologiques dont les plus précises, régionalement, sont celles fondées sur les foraminifères.

Ammonites : une zonation appuyée sur la distribution verticale des espèces de nombreux genres a pu être établie de l'Aptien au Coniacien inférieur. Elle est conforme à celle valable pour l'Europe occidentale.

Foraminifères : les foraminifères planctoniques sont suffisamment abondants pour être utilisables de l'Albien au Turonien moyen, mais ils deviennent rares ou représentés par des espèces trop peu significatives au-dessus. De ce fait, dans les craies blanches du Turonien moyen au Santonien, on leur préfère les foraminifères benthiques dont les apparitions - extinctions sont valables régionalement (Monciardini, 1978 ; Robaszynski, Amédéo *et al.*, 1980). Depuis près de 25 ans les contours des étages crétacés des cartes géologiques à 1/50 000 du Bassin de Paris sont fondés sur une zonation établie par Monciardini (*in* Mégnien *et coll.*, 1980 ; *in* Pomerol *et al.*, 1987). C'est cette zonation, légèrement amendée pour être conforme à la conception des étages actuellement en vigueur dans l'« Europe de la craie », qui sera suivie dans la présente édition de la feuille de Marquise (voir paragraphe Crétacé supérieur).

Depuis les années 1995, le développement de la stratigraphie multicritères conduit à reconnaître et à nommer certains événements litho- bio- et écostratigraphiques pour établir des corrélations intra- et inter-bassins. On utilise aussi les niveaux marneux centimétriques à bentonite d'origine volcanique, les hardgrounds, les niveaux de silex particuliers, les horizons

d'abondance de fossiles, les niveaux hypoxiques, etc. De même, la cyclostratigraphie – en particulier les alternances marne/craie – et l'analyse séquentielle permettent d'interpréter les dépôts sédimentaires en termes climatiques, astronomiques et géodynamiques (cf. Amédéo et Robaszynski, 2001a, b, c, d et Robaszynski et Amédéo, 2003).

L'épaisseur totale des craies du Crétacé supérieur est d'environ 250-300 m se répartissant grosso modo de la façon suivante, du haut vers le bas :

Santonien : > 20 m (craies à silex).

Coniacien : 50 à 70-80 m (craies à silex).

Turonien : 70 à 110 m (craie noduleuse, craies sans silex et à silex).

Cénomaniens : environ 70 m (craies sans silex).

En dessous, la puissance des sables et argiles du Crétacé inférieur varie de 20-25 m à l'Est de la feuille (Vert-Mont, Locquinghen) à plus de 70 m au Nord-Ouest (Wissant), avec une réduction à moins de 15 m sur le haut-fond du massif paléozoïque de Ferques, les étages se répartissant de la façon suivante, du haut vers le bas :

Albien : 11 à 20 m (sables verts et argiles du Gault) ;

Aptien : 2 à 14 m (glauconitite argileuse et sables glauconieux) ;

Barrémien (faciès wealdiens) : 0 à plus de 50 m (sables blancs fins et argiles bariolées grises ou rouges).

Crétacé inférieur

n4W. Faciès wealdiens : sables blancs et argiles gris pâle à noir ou rubéfiées (0 à 66,50 m). Sous les sables glauconieux de l'Aptien-Albien qui constituent les premiers faciès franchement marins du Crétacé existent des dépôts continentaux ou lagunaires avec des sables blancs plus ou moins argileux et des argiles grises, noires ou rubéfiées. Ce sont les faciès wealdiens (fig. 17). Largement distribués dans l'ensemble du bassin anglo-parisien, ces dépôts témoignent de la grande régression à l'aube de la période crétacée. Sur la feuille de Marquise, les faciès wealdiens sont discontinus et reposent indifféremment sur les formations paléozoïques ou jurassiques préalablement érodées où ils soulignent la limite Jurassique-Crétacé. Aucune coupe d'ensemble n'est connue, ni dans les affleurements actuels ou anciens, ni en sondages. Les variations latérales de faciès, souvent très rapides, et la discontinuité des dépôts ne permettent pas non plus de proposer une suite lithologique composite standard. Le contact avec le Jurassique terminal était visible en 1976 sur les hauteurs au Sud de Wimille (à Terlincthun, dans la déviation nord de Boulogne à 2 km au-delà du cadre de la feuille). Là, apparaissaient des argiles grises remplissant des poches décamétriques au sommet des grès portlandiens partiellement décalcifiés. Des argiles rouges et

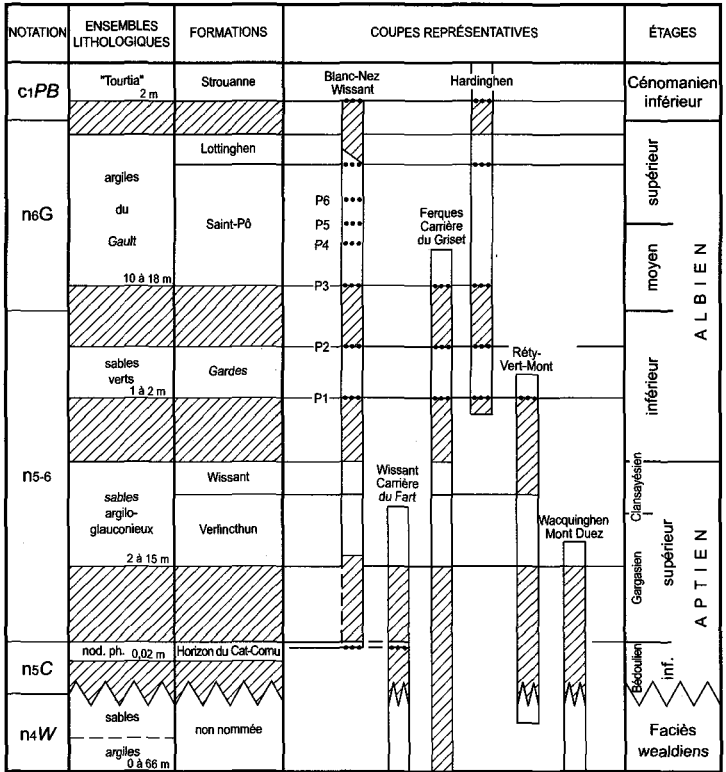
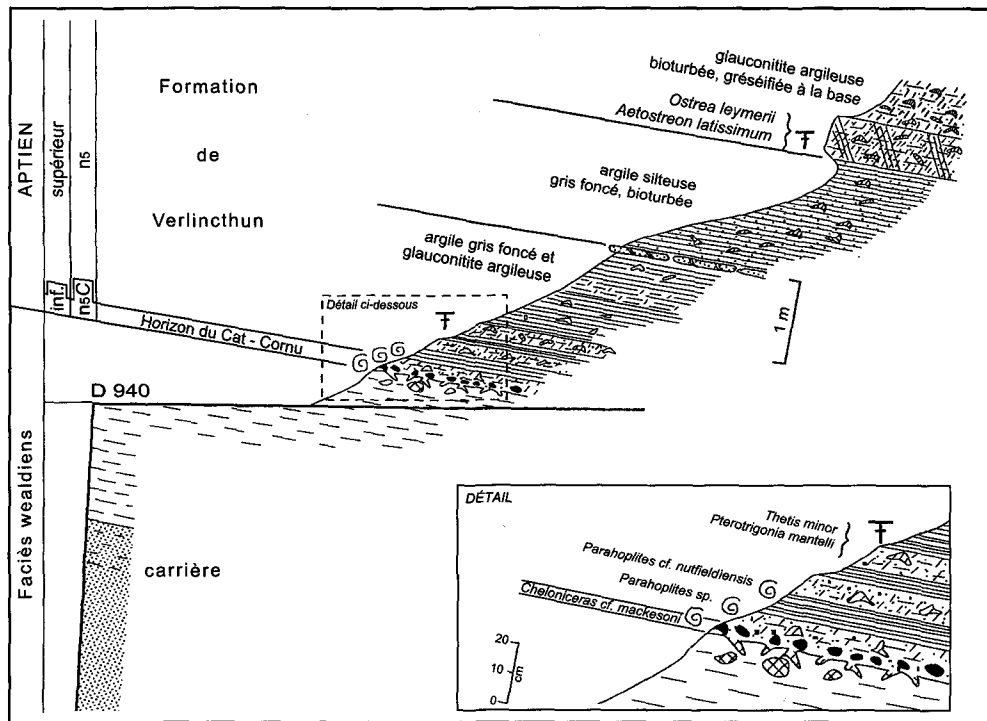


Fig. 17 - Le Crétacé inférieur du Boulonnais : principaux termes lithologiques et affleurements

blanches en superposition directe sur le Dévonien sont aussi décrites par Rigaux (1903) près de la ferme Blacourt à 2,5 km à l'Ouest de Landrethun. La présence d'argiles grises, noires et surtout bariolées rouges semble assez constante dans la partie inférieure des faciès wealdiens du Boulonnais dans la mesure où l'on en retrouve la trace aussi bien vers l'Est sur la feuille de Guînes à Nabringhen et Longueville (Robaszynski et Amédro, 1986) que vers le Sud près de Nesles (Rigaux, 1903). Le reste de la succession est plus sableux et de teinte générale plus claire et montre des alternances de sables blancs souvent très fins et d'argiles sableuses gris clair : tranchée du Vert-Mont à Rety (Bonte, 1977), carrière du Fart à Wissant.

L'épaisseur des faciès wealdiens reste difficile à apprécier en l'absence d'affleurements démonstratifs. Les coupes décrites et les arguments géométriques suggèrent une puissance comprise entre 0 m (à la carrière du Griset située sur le massif paléozoïque de Ferques) et 20-25 m. Cependant, selon Olry (1904), un sondage à Wissant aurait recoupé 66,50 m d'argiles et de sables à faciès wealdiens. En ce qui concerne l'âge de la série, les associations de spores étudiées dans les argiles de la carrière de Longueville indiquent, au moins pour cet horizon, un âge compris entre le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur (Herngreen, 1971). Par comparaison avec le Sud-Est de l'Angleterre où l'épaisseur cumulée des Hasting beds et du Weald Clay atteint 800 m pour une période couvrant le Ryazanien supérieur au Barrémien supérieur, les faciès wealdiens du Boulonnais équivaldraient seulement à la partie supérieure du Weald Clay.

n5C. Horizon du Cat Cornu : nodules phosphatés (Aptien inférieur) (0,02 m). L'Horizon du Cat Cornu (ancienne « Formation du Cat Cornu » de Amédro et Mania, 1976) n'est pas cartographié en tant que tel sur la feuille de Marquise mais simplement indiqué par un point dans l'unique affleurement décrit ici à la carrière du Fart à Wissant et illustré sur la figure 18. Comme dans la localité type située dans le Sud du Boulonnais près de Samer (Amédro et Mania, 1976 ; Robaszynski et Amédro, 1986), il s'agit d'un lit de nodules phosphatés gris clair à patine blanchâtre, centimétriques, fortement arrondis par usure et livrant de nombreux moules internes de lamellibranches : *Gervillella* sp., *Panopea* sp., brachiopodes : *Sulcirhynchia hythensis* et ammonites : *Chelonicerias* (*Chelonicerias*) cf. *mackesoni* et *Dufrenoya* sp. Son intérêt est d'être le seul témoin de l'Aptien inférieur (Bédoulien). L'extension de l'Horizon du Cat Cornu est limitée à la frange côtière actuelle : carrière du Fart à Wissant, estran de la baie de Wissant où sa présence est attestée par la récolte – non en place – d'un moule interne de *Chelonicerias* (*Chelonicerias*) *crassum* préservé dans une gangue de grès calcaire glauconieux gris verdâtre, site du tunnel sous la Manche à Sangatte où un sondage réalisé en 1986 près du puits l'a mis en évidence, et environs de Samer dans le Sud du Boulonnais (Amédro et Robaszynski, 1998). À noter que les 11 m de grès sableux décrits par Olry (1904) à la base de l'Aptien dans un sondage à Wissant et interprétés















-  Macrofaunes (ammonites et lamellibranches)
-  Glaucônite argileuse, parfois plus ou moins sableuse, bioturbée (à noter qu'au contact des faciès wealdiens, un faciès d'altération détermine la formation de plaquettes lie-de-vin)
-  Induration
-  Bioturbations (thalassinoïdes) remplies de glaucônite
-  Argile silteuse grisée, bioturbée
-  Silts gris rosé
-  Argile silteuse
-  Argile grisée, glaucônieuse
-  Nodules phosphatés
-  Perforations gréséifiées, lie-de-vin
-  Argile gris clair
-  Sable blanc, fin

Fig. 18 - Le contact entre les faciès wealdiens et les formations aptiennes à la carrière du Fart et dans les talus de la RD 940 à Wissant

par Robaszynski et Amédéo (1986) comme un équivalent latéral possible de l'Horizon du Cat Cornu doivent être reconsidérés en tenant compte des observations actuelles. Il pourrait s'agir plus vraisemblablement de grès portlandiens.

n5-6. Formations de Verlincthun, de Wissant et des Gardes : glauconitite argileuse et sables glauconieux, faciès « sables verts » (Aptien supérieur - Albien inférieur) (3 à 16 m). L'unité cartographique n5-6, caractérisée par la présence de faciès glauconieux, comprend en réalité trois formations superposées, soit du bas vers le haut : la Formation de Verlincthun, la Formation de Wissant, toutes deux datées de l'Aptien supérieur, et la Formation des Gardes de l'Albien inférieur.

• **Formation de Verlincthun** - Aptien supérieur : Gargasien (2 à 14 m) : glauconitite argileuse et sables plus ou moins glauconieux. Dans la baie de Wissant où la Formation de Verlincthun atteint son maximum d'épaisseur (11 à 14 m), il s'agit d'une glauconitite argileuse vert sombre fortement bioturbée, limitée à la base par un gravier phosphaté millimétrique remaniant les nodules de l'Horizon du Cat Cornu et passant progressivement dans les 2 à 3 m sommitaux à des sables blancs grossiers à stratifications entrecroisées. La partie moyenne de la glauconitite admet une barre gréseuse demi-métrique visible lors des basses mers de vives eaux sur l'estran entre Wissant et Strouanne qui surmonte plusieurs lits d'huîtres de grande taille : *Ostrea (Liostrongia) leymerii*, *Aetostreon latissimum*, *Rastellum cf. macropterum* (Robaszynski et Amédéo, 1986). Ce niveau gréseux est aujourd'hui accessible dans la carrière du Fart à Wissant qui expose la partie inférieure de la Formation avec, à la base, plusieurs lits décimétriques de glauconitite plus sableuse, parfois un peu plus consolidée (fig. 18). Les 20 cm inférieurs de la formation ont livré ici deux moules internes d'ammonites : *Parahoplites* sp. et *Parahoplites cf. nutfieldiensis*, la dernière espèce caractérisant la partie supérieure du Gargasien (Amédéo et Robaszynski, 1998).

Sur le flanc nord de l'escarpement crayeux bordant le Boulonnais, le faciès de glauconitite argileuse est suivi depuis Sangatte au Nord (sondage du Puits du tunnel sous la Manche), jusqu'aux environs de la ferme Blacourt à 2,5 km à l'Ouest de Landrethun (Rigaux, 1903). En revanche, des modifications interviennent au Sud. À la carrière du Griset, à l'Est de Ferques, la Formation de Verlincthun est représentée par seulement 2,40 m de sédiments avec, à la base, un banc microconglomératique lumachellique (0,40 m) à oolithes ferrugineuses, riche en huîtres, et, au-dessus, 2 m de sables blancs grossiers (Amédéo et Mania, 1976). On se trouve ici en présence d'une série condensée liée à un haut-fond local en relation avec le massif paléozoïque de Ferques. Au Sud des massifs paléozoïques, dans la tranchée du Vert-Mont à Rety, la formation s'épaissit de nouveau (9 à 10 m) et, tandis que l'unité inférieure devient sablo-glauconieuse et non plus argileuse, avec des niveaux

décimétriques grésifiés riches en moules externes de lamellibranches : *Thetironia minor*, l'unité supérieure se développe avec 5 à 6 m de sables blancs surmontés par 1 m d'argile noire à faciès lagunaire (Bonte, 1977 ; Robaszynski et Amédéo coordinateurs *et al.*, 1980). Ceci peut être interprété comme l'accentuation dans l'Est du Boulonnais d'une tendance régressive développée dans la partie moyenne de l'Aptien supérieur avec retour à des faciès semi-continentaux terminés par une discontinuité sédimentaire.

• **Formation de Wissant.** Aptien supérieur : Clansayésien (0,35 à 1 m) : sables argilo-glaucouneux gris limités à la base par une surface perforée. Dans sa localité type, la moitié inférieure de la Formation de Wissant (0,50 m) est caractérisée par un entremêlement très serré de bioturbations de type *Thalassinoides*. La moitié supérieure (0,50 m également) est apparemment dépourvue de perforations mais contient de nombreux nodules phosphatés noirs et des concrétions grésio-ferrugineuses phosphatées brunâtres dont certaines sont des agrégats de fossiles avec le plus souvent des lamellibranches : *Pterotriconia mantelli*, *Thetironia minor*, et des ammonites : *Hypacanthoplites jacobii*, *H. anglicus*, *H. sarasini*, *H. elegans*, *H. rubricosus* caractéristiques du Clansayésien supérieur (Robaszynski et Amédéo, 1986). À l'intérieur du Boulonnais, la Formation de Wissant s'amincit progressivement et n'atteint plus que 0,35 m à la carrière du Griset.

• **Formation des Gardes.** Albien inférieur (1 à 2 m) : sables glaucouneux verts encadrés par deux lits de nodules phosphatés. Le niveau phosphaté inférieur (P1) est constitué de nodules centimétriques noirs et contient des *Hypacanthoplites* remaniés de la Formation de Wissant sous-jacente, ainsi qu'une faune indigène incluant des inocérames : *Inoceramus salomoni* et surtout des ammonites : *Leymeriella* sp., *Beudanticeras newtoni*, *Douvilleiceras mammillatum*, *Cleoniceras floridum* caractéristiques de l'Albien inférieur. Le niveau phosphaté supérieur (P2), plus épais (8 à 10 cm), est constitué de nodules coalescents et présente une morphologie de hardground avec *I. salomoni*, *B. newtoni*, *D. mammillatum*, *Sonneratia dutempleana*, *Protohoplites (Hemisonneratia) puzosianus*. *Otohoplites raulinianus* également caractéristiques de l'Albien inférieur. Des trois unités lithologiques regroupées sous le vocable n5-6, la Formation des Gardes est celle qui présente l'épaisseur et la composition les plus constantes. C'est également l'unité la plus transgressive.

n6G. **Faciès Gault : Formations de Saint-Pô et de Lottinghen : argiles noires ou grises à nodules phosphatés (Formation de Saint-Pô : 10 à 15 m) et marnes glaucouneuses (Formation de Lottinghen : 0 à 3 m) (Albien moyen et supérieur).** Les argiles albiennes affleurent de façon permanente sur le littoral au Nord de Wissant, entre le hameau de Strouanne et le Cap Petit Blanc-Nez. La partie inférieure de la succession est visible uniquement sur la plage quand les bancs de sable

ne la recouvrent pas. Le reste de la coupe peut être étudié en longeant la base de la falaise. Du bas vers le haut, on observe deux formations dans les argiles à faciès Gault : la Formation de Saint-Pô et la Formation de Lottinghen.

• **Formation de Saint-Pô.** Albien moyen et supérieur *pars* (10 à 12 m) : argiles noires à grises à horizons de nodules phosphatés. Le tiers inférieur de la formation est représenté par des argiles à dominante noire entrecoupées par trois niveaux phosphatés : P3, P4 et P5. Le reste de la formation (au-dessus de P5) est de teinte plus claire, conséquence d'une augmentation du pourcentage de CaCO₃ dans les argiles, et contient un dernier niveau phosphaté : P6. Presque tous les groupes paléontologiques sont largement représentés dans la Formation de Saint-Pô (Robaszynski, Amédéo coordinateurs *et al.*, 1980 ; Amédéo et Magniez-Jannin, 1982 ; Robaszynski et Amédéo, 1986), avec de nombreux microfossiles, dont des foraminifères : *Epistomina spinulifera*, *Citharinella pinnaeformis*, *Ticinella primula*....

Pour la macrofaune, les mollusques et en particulier les ammonites et les inocérames pullulent, à la fois à l'état d'empreintes écrasées dans les argiles, et surtout de moules internes phosphatés dans les lits de nodules où leur conservation est alors remarquable. Deux espèces d'inocérames s'échelonnent à travers la succession : *Inoceramus concentricus* commun du P3 au P5 mais qui persiste occasionnellement jusqu'à 0,40 m au-dessus du P6 et *I. sulcatus* limité à l'intervalle P5-P6 inclus où il abonde et dont l'apparition coïncide avec la base de l'Albien supérieur ce qui permet un repérage pratique sur le terrain. En ce qui concerne les ammonites, l'intervalle P3-P5 est dominé par la famille des Hoplitidae. Cette suprématie s'exerce à la fois dans la fréquence (80 à 90 % des populations successives) et dans la diversité spécifique avec de nombreux taxons qui se suivent et se relayent : *Hoplites (Hoplites) dentatus*, *Anahoplites intermedius*, *Dimorphoplites niobe*, *D. biphlicatus* ...

Le caractère typiquement boréal des Hoplitidae et la quasi-absence d'ammonites cosmopolites ou téthysiennes dans l'intervalle considéré (à l'exception notable des niveaux phosphatés) suggèrent un niveau marin assez bas favorisant un isolement relatif et une endémisation du bassin. En revanche, au-dessus du niveau phosphaté P5, les ammonites cosmopolites prolifèrent soudainement avec 55 % ou plus des populations successives. Cette abondance, caractérisée en particulier par le développement de la famille des Brancoceratidae : *Hysterocheras orbignyi*, *Mortoniceras pricei*, *M. inflatum*..., traduit un élargissement des communications sous l'action d'une élévation eustatique importante du niveau marin.

Le cas des niveaux phosphatés P3, P4 et P 5 situés dans la partie inférieure de la Formation de Saint-Pô (argiles à dominante noire) est un peu particulier. Au point de vue sédimentologique, les nodules sont le plus souvent usés ou cassés, bioturbés avec parfois plusieurs générations de phosphate, et

surmontent des surfaces perforées. Toutes ces observations convergent vers la même conclusion : des arrêts de sédimentation prolongés, accompagnés de courants sont associés à la phosphatogenèse. Au point de vue paléontologique, les trois niveaux coïncident chacun avec des incursions ponctuelles de faunes d'ammonites à caractère cosmopolite (respectivement les *Oxytropidoceras* en P3, *Mojsisovicsia* en P4, *Dipoloceras* en P5) au sein d'une succession qui en est par ailleurs dépourvue. Cela suggère des communications momentanées, mais toujours limitées (les apports ne dépassent jamais 4 % des populations) avec les autres provinces fauniques. En tenant compte de ces éléments, les niveaux phosphatés sont interprétés comme les témoins d'inondations transgressives auxquelles sont associés des courants de remontées d'eaux océaniques profondes (upwellings) apportant avec eux les ions phosphore, et liés à des arrêts de sédimentation (Amédro, 1992 ; Robaszynski et Amédro, 1993a, b).

En dehors des affleurements de la baie de Wissant, la partie inférieure de la Formation de Saint-Pô est accessible aujourd'hui dans la découverte de la carrière de Griset. Le sondage F86-7 du puits du tunnel sous la Manche à Sangatte a également recoupé la Formation sur la totalité de sa hauteur entre - 87,50 m et - 100,10 m, soit sur 12,60 m (Amédro et Robaszynski, 1990).

• **Formation de Lottinghen.** Albien supérieur *pars* (0 à 3 m). Marnes glauconieuses. De manière générale, il s'agit d'une marne grise, finement piquetée de glauconie et à nodules phosphatés noirs, usés ou cassés, concentrés surtout à la base. Les limites inférieure et supérieure de la formation coïncident avec des surfaces perforées. La Formation de Lottinghen est en réalité surtout bien représentée dans le Sud du Boulonnais avec plusieurs mètres de sédiments argileux débutant à la base par une glauconitite à nodules phosphatés. Une telle succession existe encore à Leubringhen, à 2 km au Sud-Ouest de Saint-Inglevert (Robaszynski et Amédro, 2001), ainsi qu'à la limite orientale de la feuille de Marquise, un puits creusé pour l'extraction du charbon entre Elinghen et Hardinghen à la Fosse Glaneuse n° 1 l'ayant traversée sur 3,15 m (Olry, 1904). Dans le secteur du Cap Blanc-Nez, la Formation de Lottinghen est remaniée et quasi-inexistante (0 à 0,15 m ; Amédro, 1994). Cette extrême réduction peut être liée à une influence tectonique locale en rapport avec l'existence, immédiatement au Nord du Cap Blanc-Nez, de la structure faillée des Quénocs dont l'activité au Cénomanién inférieur a été mise en évidence par Carter et Destombes (1972). En l'absence d'ammonites, la datation de la Formation de Lottinghen est fondée sur les foraminifères : présence de *Globigerinelloides bentonensis*, *Gavelinella* aff. *belorussica*, *Lingulogavelinella formosa* et absence de *Rotalipora appenninica*. Cette association indique un niveau élevé dans l'Albien supérieur.

Crétacé supérieur

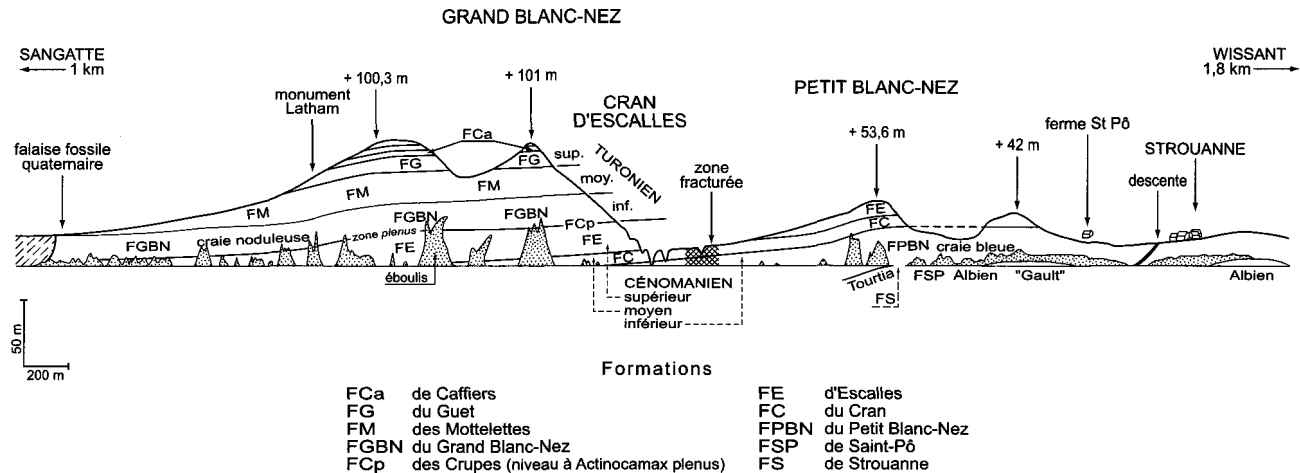
C1PB. Formations de Strouanne et du Petit Blanc-Nez, Formations du Cran, d'Escalles, des Crupes, du Grand Blanc-Nez pars : craies plus ou moins marneuses, sans silex (Cénomaniens) (75-80 m). Les affleurements naturels des Caps Petit Blanc-Nez et Grand Blanc-Nez offrent une coupe unique et complète du Cénomaniens du Boulonnais (fig. 19). C'est sur cette coupe qu'ont été réalisées les observations lithologiques et les récoltes macro- et micropaléontologiques dont les résultats actualisés ont été consignés dans plusieurs publications (Robaszynski et Amédéo, 1993a, b; Amédéo, 1993). Par ailleurs, des niveaux repères lithologiques et bio-écologiques y ont été localisés (Amédéo *et al.*, 1994, 1997; Amédéo et Robaszynski, 1999, 2001c). Les sondages effectués pour le puits du tunnel sous la Manche et ceux réalisés en cours d'avancement des tunneliers ont apporté des précisions quant à la constitution de la partie inférieure du Cénomaniens (Amédéo, 1994). Ailleurs, sous la cuesta crayeuse, le caractère marneux du Cénomaniens empêche toute exposition naturelle de l'étage. Seuls quelques indices peuvent être trouvés dans des tranchées éphémères ou dans les labours profonds, par exemple la présence de la craie glauconieuse de base.

En falaise, quatre entités lithologiques peuvent être distinguées avec, de la base au sommet, la « craie bleue », la « craie grise », la « craie blanche », les « marnes à *plenus* » et les quelques hardgrounds noduleux qui les surmontent (fig. 20). À noter que, nulle part dans le Cénomaniens du Boulonnais, n'ont été observés des silex, pourtant si abondants dans le Cénomaniens du Pays de Caux.

La « craie bleue » (Cénomaniens inférieur et base du Cénomaniens moyen) : craies et marnes bleuâtres, 32 m.

La teinte générale bleutée est due à la présence de pyrite très finement divisée. Localement cette pyrite peut se concentrer en nodules radiés de plusieurs centimètres de diamètre, particulièrement abondants dans l'unité G' où ils sont souvent dénommés par erreur « nodules de marcasite ». La « craie bleue » est formée par une alternance irrégulière de bancs plus crayeux et de bancs plus marneux. Il s'agit de rythmes élémentaires de sédimentation à relier aux cycles climatiques de Milankovitch (Gale, 1990). Les teneurs en argile de $\pm 25\%$ confèrent des propriétés d'imperméabilité à cette entité lithologique qui l'ont fait choisir comme niveau favorable pour l'implantation du tunnel sous la Manche.

Dans le détail on peut y distinguer deux formations (Formation de Strouanne et Formation du Petit Blanc-Nez) et quatre ensembles lithologiques D, E, F et G' qui sont bien visibles dans les falaises du Petit Blanc-Nez.



**Fig. 19 - Les falaises du Cap Blanc-Nez vues de l'estran :
la superposition des formations cénomaniennes et turoniennes**

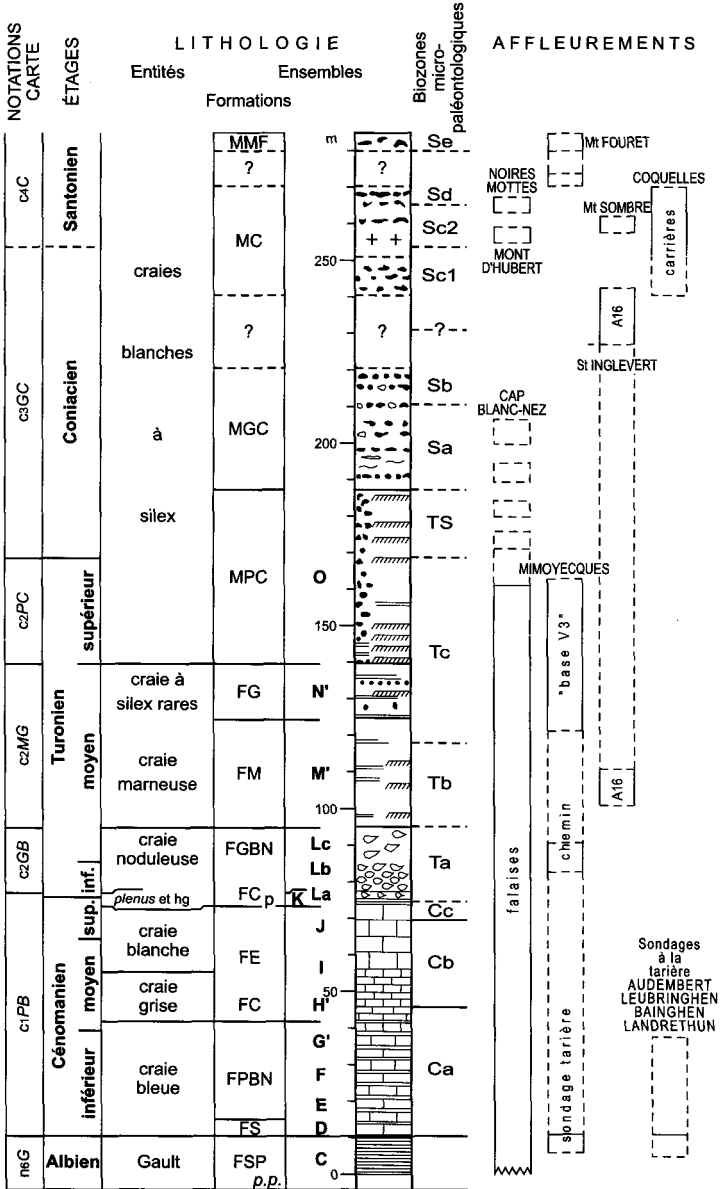


Fig. 20 - Le Crétacé supérieur du Boulonnais : principaux termes lithologiques et affleurements, biozones micropaléontologiques

• **Formation de Strouanne (ensemble D).** Craie glauconieuse ou « Tourtia », 2 m. La partie la plus inférieure est une craie très glauconieuse, verte, bioturbée, contenant des nodules phosphatés centimétriques noirs dont la taille et le nombre diminuent vers le haut (niveau R1, fig. 21, hors-texte). La partie supérieure devient moins glauconifère, plus grise mais toujours traversée de traces de *Spongiomorpha* et de *Thalassinoides*. Au sommet des bancs s'installent des éponges de taille décimétrique dont l'aspect méandriforme est caractéristique : « *Plocoscyphia* » *meandrina* ou *labrosa*.

Contenu fossilifère (dans ce qui suit on utilisera les abréviations suivantes : A = ammonites, I = inocérames, E = échinides, B = brachiopodes, L = lamellibranches, FP = foraminifères planctoniques, FB = foraminifères benthiques).

A : *Sharpeiceras latyclavium*, *Mantelliceras mantelli*, *Neostlingoceras carcitanense* ; FP : *Rotalipora appenninica*, FB : *Orithostella jarzevae* (= « *Cibicides formosus* » de Jouchoux, 1994).

• **Formation du Petit Blanc-Nez (ensembles E, F, G').** Craies et craies marneuses bleutées, environ 30 m. Les trois ensembles lithologiques E, F et G' peuvent être distingués par leur teneur différente en argiles.

Ensemble E, une quinzaine de cycles craie-marne à teinte dominante bleutée, épaisseur : environ 7 m. Les deux bancs de base contiennent de nombreux *Inoceramus crippsi* (repère R2, fig. 21, hors-texte). Le sommet du deuxième banc est une ébauche de hardground sur lequel repose un niveau de 0,7 m de marne bleue, bioturbée de *Thalassinoides*, contenant de la glauconie fine et quelques grains de quartz à sa base (repère R3, fig. 21, hors-texte).

Ensemble F, une vingtaine de cycles craie-marne à teinte dominante claire, épaisseur environ 8,5 m. La base est soulignée par un niveau de 0,1 à 0,2 m, gris foncé, friable, de marne sableuse piquetée de glauconie, pyrite et quartz (20 %) et contenant quelques graviers phosphatés noirs (repère R4, fig. 21, hors-texte). Les cycles sont en général massifs et, au milieu de l'ensemble, plusieurs couches de craie contiennent de nombreux *Inoceramus virgatus* (repère R5, fig. 21, hors-texte). Vers le haut, après deux bancs noduleux (repère R6, fig. 21, hors-texte) viennent deux mètres de bancs formant un premier niveau contenant le brachiopode *Orbirhynchia mantelliana* (repère R7, fig. 21, hors-texte).

Ensemble G', une vingtaine de larges cycles de dimension métrique, à teinte générale bleutée, épaisseur environ 14 m. La base est marquée par un niveau marneux très sombre, en creux dans la falaise (repère R8, fig. 21, hors-texte), suivi, 2,5 m plus haut, par un autre niveau marneux, remarquable par l'abondance du trace-fossile millimétrique *Chondrites*. Le tiers supérieur de l'ensemble se reconnaît facilement grâce à plusieurs repères. Le deuxième

niveau à *O. mantelliana* ne passe pas inaperçu (repère R9, fig. 21, hors-texte). Il est surmonté par une marne sombre (repère R10, fig. 21, hors-texte) sur laquelle viennent deux bancs crayeux proéminents séparés par 2 m de craie marneuse (repère R11, fig. 21, hors-texte) bien visibles à mi-hauteur du flanc nord du Cran d'Escalles. Dans tout l'ensemble G', les craies contiennent de nombreux agrégats radiés de pyrite dont les éléments roulés par la mer s'accumulent au pied de la falaise.

Dans la figure 21 (hors-texte) sont situés les 11 repères de biofaciès R1 à R11 de la craie bleue. Il y a en outre 2 autres repères supplémentaires dans la « craie grise » sus-jacente. Ces niveaux ont été les outils de corrélations des sondages d'avancement du tunnel sous la Manche (Amédéo, 1994).

Contenu fossilifère : A : *Mantelliceras*, *Cunningtoniceras*, *Acanthoceras rhotomagense* et *Turrilites* ; FP : *Rotalipora reicheli* (existence limitée au milieu de G'), *R. montsalvensis* (apparition dans G').

La craie grise (Cénomaniens moyen pars) : craie blanc grisâtre à cycles majoritairement carbonatés, 24 m

Il s'agit de craies en bancs métriques, plus carbonatées que la craie bleue, plus granuleuses, avec plusieurs bancs légèrement proéminents dans la falaise. Il y a encore des interbancs marneux mais ils sont moins fréquents qu'au-dessous. De ce fait, les eaux météoriques percolant à travers les craies sus-jacentes vont suivre la limite craie bleue - craie grise et s'exprimer par un niveau de sources recoupant le Cran d'Escalles environ à mi-hauteur. Plusieurs ensembles lithologiques interviennent dans la craie grise : l'ensemble H' représentant la Formation du Cran et l'ensemble I inférieur constituant la base de la Formation d'Escalles.

• **Formation du Cran** (ensemble H') : craie grise, granuleuse, à bancs indurés, environ 11 m. La formation est bien exposée au flanc nord du Cran d'Escalles et se retrouve tout au long du pied de la falaise entre le Cran et la base de l'éboulis du Cap Grand Blanc-Nez, avec deux niveaux repères : R12 (petites rhynchonelles et coralliaires) et R13 (3^e niveau à *O. mantelliana* et *Sciponoceras baculoides*), cf. fig. 21, hors-texte.

Le sommet de la partie moyenne est plus induré, ce qui peut correspondre à un arrêt de sédimentation décelé dans pratiquement toute l'Europe occidentale (ce serait la "Mid Cenomanian Non Sequence" des auteurs anglo-saxons, cf. Carter et Hart, 1977).

Contenu fossilifère. A : *Acanthoceras rhotomagense*, *Turrilites acutus* vers le haut ; FP : *Rotalipora reicheli* (2^e horizon d'existence), développement de *R. montsalvensis*, apparition de *R. cushmani* ; à noter que la fréquence FP/FB augmente brutalement à partir de la « MCNS ».

• **Formation d'Escalles pars** (ensemble I inférieur) : craie grise finement rythmée en cycles semi-métriques, environ 13 m. Au sommet, un banc de 1-1,5 m d'épaisseur montre des structures cupuliformes, plus ou moins lenticulaires, de quelques centimètres à un décimètre. Ce sont les "laminated structures" du "Jukes-Browne bed 7" observées sur les côtes du Kent par Jukes-Browne et Hill (1903) et qui ont été interprétées comme des remplissages partiels de terriers ou comme des « scours ». Toutefois, la nature grossière des figures pourrait être l'effet de vannages dus à des courants induits par les premiers stades d'une période transgressive. Le sommet du banc, perforé sur 20 à 30 cm, est localement durci en un hardground fournissant des éléments phosphatisés brisés puis roulés, contenus dans la marne de base du cycle suivant.

Contenu fossilifère. A : *A. rhotomagense* à la base, *A. jukesbrownei* au sommet.

La craie blanche (Cénomanien moyen élevé et Cénomanien supérieur pars) craie claire, plus tendre, à larges cycles massifs, 18 m.

• **Formation d'Escalles pars** (ensembles I supérieur et J). Ensemble I supérieur (5 m) : cet ensemble constitue un intermédiaire entre les craies grises finement rythmées au-dessous et les craies blanches massives au-dessus. La craie tend à devenir plus tendre et traçante.

Contenu fossilifère : A : derniers *A. rhotomagense* et *Calycoceras (Newboldicerias) asiaticum*. FP : *Rotalipora cushmani*.

Ensemble J (13 m) : craie claire, massive, avec quelques minces lits marneux. À 2 ou 3 m sous le sommet, un horizon durci en un hardground à nodules phosphatés a été repéré sur l'estran en face de la falaise fossile quaternaire de Sangatte. Latéralement son épaisseur diminue et il n'apparaît plus dans la falaise du Cap Grand Blanc-Nez.

Contenu fossilifère : peu abondant ; A : *Calycoceras naviculare*, *C. guerangeri* au sommet ; FP : *R. cushmani*, apparition de *Whiteinella archaeocretacea*.

Le Niveau à A. plenus et hardgrounds noduleux (Cénomanien terminal) : marnes, craies et hardgrounds, 2 m.

• **Formation des Crupes** = Niveau à *Actinocamax plenus* (ensemble K) ; 1,3 m. C'est une succession de huit lits, alternativement marneux et crayeux, correspondant exactement aux "beds" 1 à 8 définis par Jefferies (1963) à Merstham, (Grande-Bretagne), et dont l'ensemble forme le « Niveau à

Actinocamax plenus ». La présence de marnes rend ce niveau plus sensible à l'érosion et il apparaît comme une mince bande en creux, facilement repérable dans la falaise où il est accessible - bien que difficilement - au sommet de l'éboulis du Grand Blanc-Nez. Grâce à un léger pendage vers le Nord-Est, on le retrouve vers Sangatte au pied de la falaise puis sur l'estran en face de la falaise fossile quaternaire où il a livré plusieurs rostrés de la bélemnite *A. plenus* dans le "bed" 4.

La composition des huit "beds" a été détaillée dans Robaszynski et Amédéo (1986 et 1993b).

Le Niveau à *A. plenus* représente un épisode hypoxique correspondant à une période anoxique enregistrée dans la plus grande partie du monde et traduisant une baisse eustatique du niveau marin suivie d'une transgression à partir du "bed" 4 (cf. Jarvis *et al.*, 1988).

• **Formation du Grand-Blanc-Nez pars** (ensemble La), 1,5 m. C'est le début de la craie noduleuse, marquée par une succession de lits de nodules durcis de craie jaunâtre compacte, enrobée de filets marneux verdâtres, avec hardgrounds vers le haut où l'ensemble est limité par une passée marneuse. Les fossiles sont peu abondants, néanmoins la présence de *Sciponoceras bohemicum anterius* et d'*Inoceramus pictus*, les deux très abondants, fait attribuer cet ensemble au Cénomancien terminal puisque, ailleurs, dans la région de Troyes et en Angleterre on trouve cette association avec *Neocardioceras juddii*, ammonite marqueur de la dernière zone du Cénomancien.

Un essai d'interprétation de la sédimentation cénomancienne en termes de séquences de dépôt (stratigraphie séquentielle) a été présenté dans Robaszynski *et al.* (1998).

c2. Formations du Grand Blanc-Nez, des Mottelettes et du Guet, Membre du pont de Caffiers inférieur : craie noduleuse et craie blanche marneuse puis à silex et à hardgrounds (Turonien) (70 à 110 m).

Les faciès du Turonien sont suffisamment diversifiés pour qu'on puisse y distinguer trois types lithologiques majeurs : à la base, une dizaine de mètres de craie noduleuse (c2GB), au sommet une vingtaine de mètres de craies à silex (c2PC) et entre ces deux ensembles résistant à l'érosion, une succession de 35 à 55 m de craie marneuse plus tendre comprenant quelques niveaux marneux et, vers le haut, les premiers silex d'allure digitiforme (c2MG), (cf. fig. 20).

Dans les falaises de la côte, le Turonien mesure à peine 70 m tandis que vers l'Est, entre Landrethun et Caffiers, sur la feuille de Guînes, il atteint

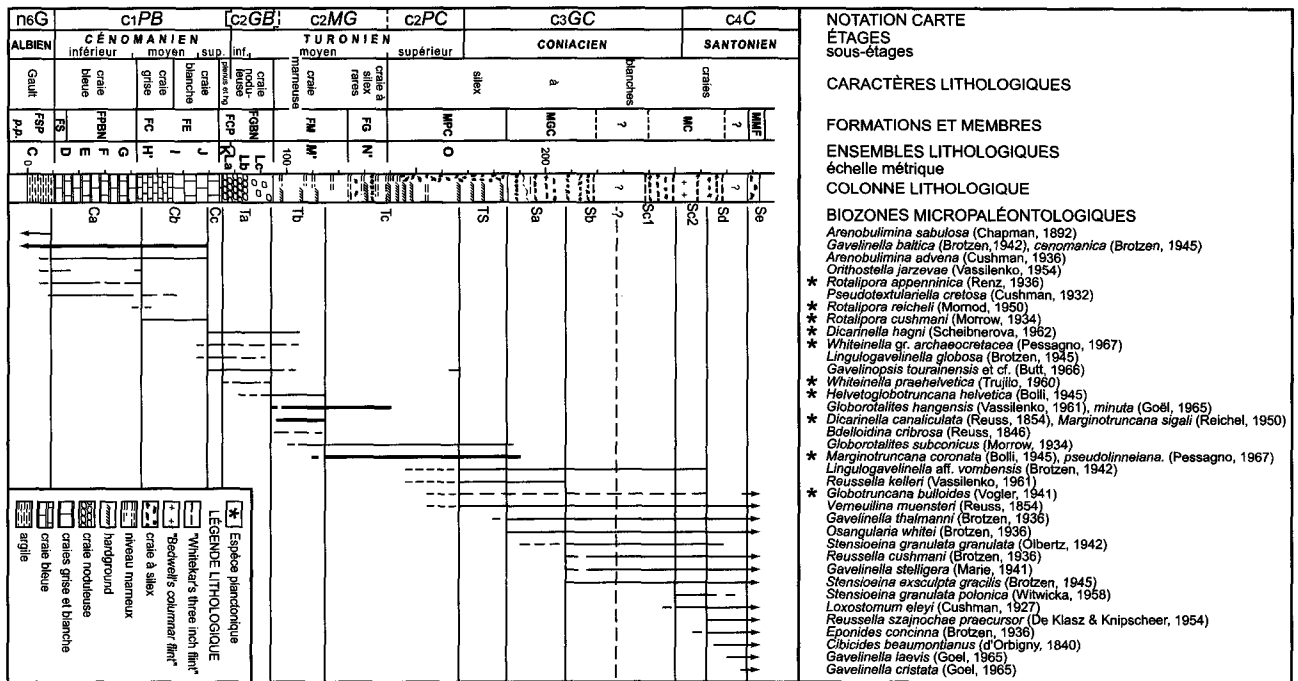
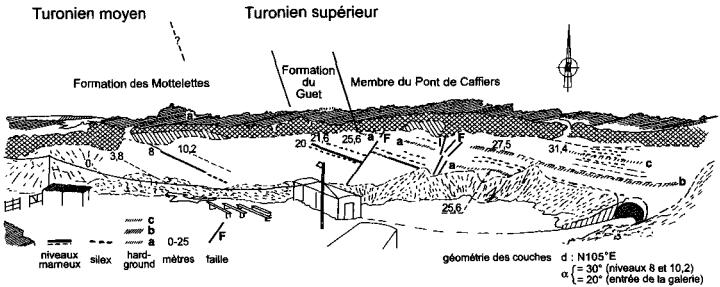
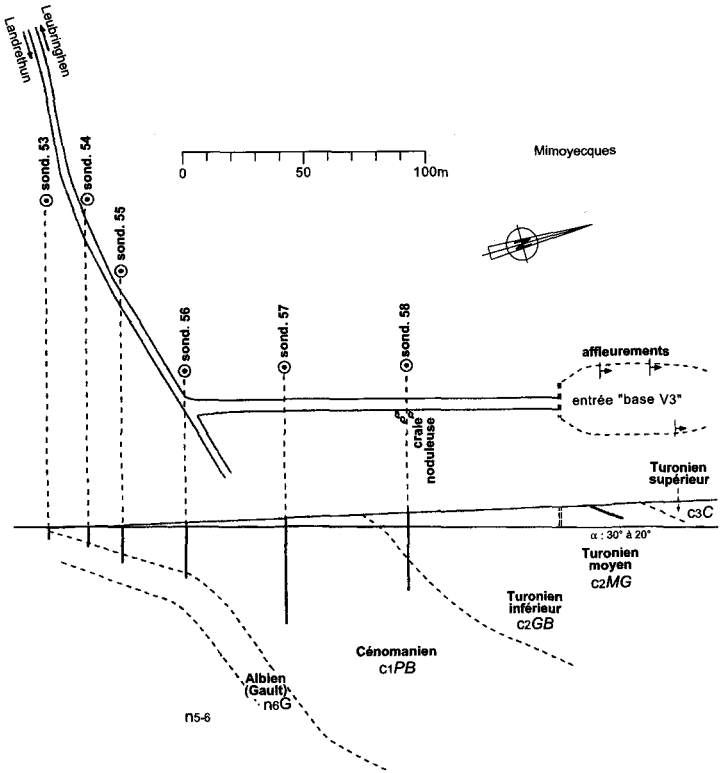


Fig. 22 - Biozones et distribution verticale des foraminifères marqueurs du Crétacé du Boulonnais (déterminations et subdivisions par F. Robaszynski)



d'après Amédéo et Robaszynski, 2001b

Fig. 23 - Affleurement du Turonien moyen et supérieur à la « forteresse des V3 » de Mimoyecques

110 m dans le récent réaménagement de la tranchée de chemin de fer (Robaszynski *in* Colbeaux *et al.*, 1985).

Excepté les affleurements constamment renouvelés des falaises, il n'y a pas d'exposition naturelle étendue du Turonien. Seules des tranchées et excavations plus ou moins temporaires l'ont mis au jour comme c'est le cas dans la tranchée 1993 de l'autoroute A16 entre Leubringhen et Saint-Inglevert ou dans l'entrée de la « forteresse des V3 » à Mimoyecques (fig. 22). Ailleurs, mais rarement, quelques indices peuvent signaler la présence de craie noduleuse comme, par exemple, entre Audembert et la ferme Dizacre près de Leubringhen où des labours profonds remontent parfois des fragments de craie durcie, des nodules jaunis et des inocérames. Des sondages à la tarière autoportée à Mimoyecques ont aussi touché la craie noduleuse.

Si l'on essaie de paralléliser les biozones micropaléontologiques utilisées au BRGM (Monciardini, 1994), trois biozones couvrent le Turonien, soit du bas vers le haut (*cf.* fig. 23) :

Ta : après l'extinction des *Gavelinella cenomanica*, *G. baltica*, *Arenobulimina advena* et de *Rotalipora cushmani* (sachant qu'il y a 1,5 zones d'ammonites cénomaniennes au-dessus de l'extinction des Rotalipores, Ta inclut le Cénomaniens terminal), avec la présence de *Lingulogavelinella globosa* (= « *Orostella turonica* »), « *Gavelinopsis tourainensis* », *Dicarinella hagni*, *D. algeriana*, *Whiteinella* spp. (« grosses globigérines »), *W. praehelvetica* et les premières *H. helvetica*.

Tb : présence de *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Dicarinella canaliculata*, *Marginotruncana sigali* et de *Globorotalites hangensis* (= « *mimutus* »), apparition des premières *Marginotruncana coronata* et *M. pseudolinneiana*.

Tc : après l'extinction de *H. helvetica*, apparition de *G. subconicus* et vers le haut, de « *Lingulogavelinella vombensis* » (= *Gavelinella arnagerensis*) et de *Reussella kelleri* avec les dernières « *G. tourainensis* ».

c2GB. Formation du Grand Blanc-Nez : craie noduleuse puis subnoduleuse (Turonien inférieur et base du Turonien moyen) (14 à 19 m). La teinte générale jaunâtre est conférée par les nodules qui sont de la craie très souvent durcie et légèrement ferruginisée ou phosphatisée. On reconnaît deux sous-ensembles, L,b et L,c dans la partie turonienne de la Formation du Grand Blanc-Nez qui nomme la craie noduleuse (ensemble L).

• **Niveau L,b de la Formation du Grand Blanc-Nez : craie noduleuse proprement dite, Turonien inférieur, 8 à 10 m.** C'est une masse importante de craie très noduleuse formant un banc épais, jaunâtre, un peu en relief au-dessus de l'encoche du Niveau à *A. plenus* et, de ce fait, facile à repérer tout au long de la falaise vers Sangatte.

Dans les blocs éboulés on peut extraire de nombreux fossiles parmi lesquels A : *Mammites nodosoides*, grands *Lewesiceras peramplum*, rares *Fagesia* ; I : *I. mytiloides*, *I. hercynicus*, *I. labiatus* ; B : *Orbiryhynchia cuvieri* ; FP : *D. hagni*, *D. imbricata*, *W. praehelvetica*, premières *H. helvetica* ; FB : *L. globosa*.

• **Niveau L,c de la Formation du Grand Blanc-Nez : craie subnoduleuse, Turonien moyen pars., 8 m.** Les nodules de craie durcie sont engagés dans une matrice de craie plus tendre et lardée de filets marneux verdâtres. Le caractère crayeux se développe progressivement vers le haut.

Contenu fossilifère : A : apparition de *Collignoniceras woollgari* ; I : premiers *I. lamarcki*.

c2MG. Formations des Mottelettes et du Guet : craie marneuse et à rares silex (Turonien moyen pars) (environ 35 à 60 m). Cette masse crayeuse importante est caractérisée par la présence de nombreux filets argileux verdâtres soulignant la stratification. La craie est blanc grisâtre, souvent granuleuse par de nombreux petits bioclastes, avec des passages décimétriques de craies plus marneuses, des horizons à nodules plus ou moins durcis et des niveaux centimétriques de marne verdâtre. La plupart de ces niveaux marneux du Turonien moyen et supérieur correspondent à des dépôts de cendres volcaniques et sont utilisables comme repères pour des corrélations régionales et inter-bassins (Vanderaveroet *et al.*, 2000 ; Amédéo et Robaszynski, 2001d). On distingue deux ensembles lithologiques : la Formation des Mottelettes et la Formation du Guet.

• **Formation des Mottelettes** (ensemble M') : craie marneuse, 24 à 40 m. La succession commence par une craie blanc grisâtre, granuleuse, sèche, à nombreux filets marneux millimétriques verdâtres avec quelques niveaux noduleux et plusieurs bandes de marnes verdâtres centimétriques (Lulworth Marl, Round Down Marl, New Pit Marls, Glynde Marls, Southerham Marl ; cf. Amédéo et Robaszynski, 2001d). Elle se poursuit par une craie blanche, moins sèche, avec de rares niveaux noduleux, pour se terminer par de la craie blanche présentant encore quelques récurrences de craie marneuse. À la limite orientale de la feuille, dans la tranchée de Caffiers, trois hardgrounds interviennent dans la moitié inférieure de la formation.

Contenu fossilifère : la macrofaune est rare ; A : rares *C. woollgari* à la base ; I : *I. lamarcki* ; B : *Terebratulina rigida* (= *gracilis* = *lata*) ; FP : *Marginotruncana sigali*, apparition de Globotruncanidés bicarénés : *Dicarinella canaliculata*, *M. coronata* et *M. pseudolinneiana* ; FB : présence de *Bdelloidina cribrosa* (= « *Coscinophragma irregularis* »).

• **Formation du Guet** (ensemble N') : craie à rares silex, 12 à 19 m. Le caractère de craie blanche se renforce bien que de nombreux filets marneux verdâtres soient encore présents mais très minces. Des silex centimétriques, digitiformes et rares marquent la base. Plus haut, un niveau marneux (Caburn Marl) accompagné de lits de silex noirs forment de bons repères régionaux. Les fossiles sont plus nombreux dans cet ensemble lithologique bien exposé à Mimoyecques (fig. 23). À noter que la limite inférieure de la craie blanche à silex rares de la Formation du Guet montre un net diachronisme entre les coupes. Les premiers silex apparaissent en effet 3 m au-dessus des Glynde Marls à Douvres, 1 m sous les Southerham Marls au Cap Blanc-Nez, immédiatement sous le Caburn Marl à Mimoyecques et Caffiers. De ce fait, l'attribution stratigraphique de la base de la Formation du Guet varie du Turonien moyen à Douvres et au Cap Blanc-Nez, jusqu'au Turonien supérieur à Mimoyecques et Caffiers.

Contenu fossilifère, A : *Sciponoceras bohemicum bohemicum* ; I : *I. lamarcki* ; E : apparition de *Sternotaxis plana*, *Micraaster leskei* et *M. corbovis*.

c2PC. Membre du pont de Caffiers partie inférieure : craie blanche à silex et à hardgrounds (Turonien supérieur) (15 à 29 m). Que ce soit au Grand Blanc-Nez ou dans la tranchée de Caffiers (feuille de Guînes) mais aussi dans l'affleurement de Mimoyecques, la base de l'ensemble lithologique est marquée sur plusieurs mètres par la trilogie : niveau de hardgrounds, lits de silex et niveaux marneux associés (Bridgewick et Lewes Marls). Les hardgrounds médians ont livré une macrofaune typique du Turonien supérieur avec A : *Subprionocyclus neptuni*, *Scaphites geinitzi*, *Hyphantoceras reussianum* ; E : *Micraaster leskei*.

Puis viennent 10 à 20 m de craies à silex encore turoniennes par les derniers *M. leskei*, *M. normanniae* et premiers FB : *Reussella cf. kelleri*.

c3GC. Membre du pont de Caffiers partie supérieure et Membre de la gare de Caffiers : craie blanche à silex (Coniacien) (> 47 m). Ce sont des critères paléontologiques qui permettent de distinguer la craie coniacienne des craies turonienne et santonienne. Toutefois quelques caractères lithologiques sont utilisables quand les affleurements offrent une succession relativement continue comme dans la tranchée de Caffiers ou dans les carrières de Coquelles. Mais nulle part le Coniacien n'affleure dans sa totalité.

• **Membre du pont de Caffiers, partie supérieure, 18 m**. À Caffiers, juste au pied sud du pont, le tiers supérieur du Membre commence par un hardground suivi de trois autres vers le Nord. Environ 5 m sous le premier hardground, *M. leskei* indique encore le Turonien supérieur tandis que 2 m au-dessus la présence de l'ammonite *Peroniceras tridorsatum*

signe un Coniacien non basal. Entre les deux apparaissent les *M. decipiens* dont la présence manifeste la proximité du Coniacien. L'attribution est confirmée par les inocérames : *I. schloenbachi*, les FB : *R. kelleri* et l'apparition de FB comme *L. «vombensis»* (= *G. arnagerensis*) et *Stensioeina granulata granulata*.

• **Membre de la gare de Caffiers, > 29 m.** Craie blanche à silex, sans hardgrounds, qui admet quelques niveaux de silex plats. À part quelques lits contenant de nombreux fragments d'*I. mantelli*, la macrofaune est pauvre avec seulement quelques individus de *M. decipiens* et *Echinocorys vulgaris*.

Biozones micropaléontologiques du Coniacien. Suivant Monciardini (in Pomerol et al., 1987) on peut distinguer 4 biozones dans le Coniacien, soit du bas vers le haut (fig. 23) :

TS : biozone pauvre en marqueurs constants, présence de *Reussella kelleri* et de «*Lingulogavelinella vombensis*» = *Gavelinella arnagerensis* (Solakius, 1988) ;

Sa : *R. kelleri*, «*L. vombensis*», développement de *Gavelinella thalmani*, apparition de *Osangularia whitei* (= «*O. cordieriana*») et de *Stensioeina granulata granulata* (= «*S. praeexsculpta*») vers le haut, rares *Verneuilina muensteri*.

Sb : pas de *R. kelleri*, présence de «*L. vombensis*», *G. thalmani*, *O. whitei*, *S. g. granulata*, apparition de *S. exsculpta exsculpta*, *Reussella cushmani* et *G. stelligera*.

Sc1 : idem à Sb, avec *S. exsculpta gracilis* ; pas de *Loxostomum eleyi* ni de *Stensioeina granulata polonica* (= «*S. laevigata*»).

Toutes ces biozones ont été reconnues sur la feuille, soit dans les coupes relativement continues (tranchée de Saint-Inglevvert, affleurement de Mimoyecques, falaises de la côte, carrières de Coquelles) ou dans des talus de route et affleurements isolés.

c4C. Membre de Coquelles : craie blanche à silex (Santonien) (épaisseur supérieure à 10-20 m).

• **Membre de Coquelles (> 30 m).** Le palier supérieur de l'ancienne carrière de Coquelles offre la seule coupe de la partie inférieure du Santonien. Sur l'ancien front d'exploitation, la craie à silex est encore relativement bien exposée et laisse deviner deux niveaux de silex repères.

Le premier, à 2 m au-dessus du palier, a montré quelques silex verticaux qui permettraient de le rapporter au "Bedwell's columnar flint Band" connu dans les falaises du Kent.

Le second, à 2 m sous le sommet de la carrière, est un niveau épais de silex presque coalescents et ressemblant au "Whitaker's three inch flint" connu également dans le Kent. La macrofaune est rare mais a livré *Inoceramus* gr. *cardissoides*, *I undulatoaplicatus*, *Micraster* gr. *coranguinum*, *Conulus albogalerus*, une association caractéristique du Santonien.

Biozones micropaléontologiques du Santonien. Depuis les travaux de Bailey *et al.* (1983) où sont comparées les distributions verticales de macrofaunes (inocérames et échinides) et de microfaunes (foraminifères benthiques), on accepte généralement que l'apparition de *Stensioeina granulata polonica* (FB) marque le début du Santonien ou se trouve légèrement sous la base du Santonien. C'est cette opinion qui a récemment été retenue par Monciardini (*in* Pomerol *et al.*, 1987) et qui modifie quelque peu les positions antérieures (base du Santonien un peu plus haut, à l'apparition de « *Reussella szajnochae* », biozone Sd ; exemples : feuille de Moreuil (1983), feuille de Vimoutiers (1991) reprenant la biozonation de Monciardini *in* Mégnién et coll., 1980). Par le fait que dans la biozonation de 1987, l'apparition de *S. g. polonica* est placée à peu près au milieu de la biozone Sc, on peut subdiviser en deux la biozone Sc avec Sc1 appartenant à la partie supérieure du Coniacien et Sc2 à la partie inférieure du Santonien. Ainsi on est amené à reconnaître dans le Boulonnais trois des quatre biozones attribuables au Santonien (Sc2, Sd et Se ; Sf n'ayant pas été décelée), (*cf.* fig. 23).

Sc2 : développement de *S. g. polonica*, présence de *L. « vombensis »*, *G. thalmani*, *O. whitei*, *S. g. granulata*, *S. exsculpta exsculpta*, *G. stelligera*, *Reussella cushmani*, *L. eleyi*.

Remarque : la présence de *S. g. polonica* typique indique clairement le Santonien. À Coquelles, l'espèce est annoncée un peu plus bas par des formes précurseurs qui sont très rares et de petite taille mais à face spirale déjà lisse (*cf.* Robaszynski *in* Amédéo *et al.*, 1979).

Sd : disparition de *L. « vombensis »*, puis de *S. g. polonica*, puis de *S. g. granulata* vers le haut ; apparition de *R. szajnochae praecursor*, *Eponides concinna*, *Cibicides beaumontianus*, présence de *L. eleyi*, *Reussella cushmani*, *G. thalmani*, *O. whitei*, *S. e. exsculpta*, *G. stelligera*.

Se : disparition de *S. g. granulata*, présence des espèces de Sd et apparition de *Gavelinella cristata*, *G. laevis*.

Sur la feuille de Marquise, les biozones Sc2 - Sd ont été repérées sur les points hauts du plateau crayeux et plus particulièrement aux carrières de Coquelles, au Mont Saint-Martin, aux Noires Mottes, au Mont d'Escalles, au Mont de Sombre, au Bas Buisson, à l'échangeur A16 du Dimage, à Bonningues, Pihen et les hauts de Peuplingues. La biozone Se n'a été mise en

évidence qu'au Mont Fouret (Membre du Mont Fouret : visible sur quelques mètres d'épaisseur : craie blanche, fine, à silex).

TERTIAIRE

e2-mp. **Landénien-Diestien. Sables et grès.** Les grès et sables ferrugineux connus sur les plateaux crétacés, notamment au Nord, aux Noires Mottes, où ils couronnent les buttes témoins, sont considérés comme tertiaires. Leur signification et leur âge ont été très discutés : Diestien reposant sur du Landénien ou Landénien (Sables d'Ostricourt) altéré sur place. Le plus souvent, les sables tertiaires sont masqués par des limons et n'apparaissent qu'en de petites exploitations locales, à la faveur d'affaissements dus à la dissolution de la craie. Les terrains tertiaires ne sont pas reconnus dans le Bas-Boulonnais.

QUATERNAIRE

Par leur faciès, leur épaisseur et leur géométrie, les formations quaternaires de la feuille de Marquise peuvent être subdivisées en :

- une couverture de versant, discontinue et généralement peu épaisse, le plus souvent limoneuse, devenant sableuse à proximité du littoral dans le Bas-Boulonnais ;
- des complexes de dépôts (marins, fluviaux, éoliens, de versant) colmatant sur des épaisseurs importantes des paléomodèles souvent très accusés.

Les dépôts quaternaires seront présentés par unité lithostratigraphique, dans le cadre du système chronostratigraphique de l'Europe du Nord (Lautridou *et al.*, 1983) qui distingue le Pléistocène inférieur (Q1) entre 2,4 et 0,8 Ma, le Pléistocène moyen (Q2) entre 0,8 Ma et l'interglaciaire Émien, le Pléistocène supérieur (Q3) correspondant au dernier cycle Émien/Weichselien et enfin l'Holocène (Q4).

Pléistocène

q1-2. **Pléistocène inférieur et moyen.** Les dépôts quaternaires d'âge probable pléistocène inférieur et/ou moyen, sont particulièrement bien représentés sur la feuille de Marquise. Il s'agit de complexes de dépôts marins littoraux, fluvio-marins, fluviaux ou de versant, conservés sur des épaisseurs importantes (jusqu'à plus de 30 m). Dans la mesure où la mise en corrélation des différents affleurements ou sondages reste largement hypothétique, ces dépôts ont été regroupés au sein d'une même unité cartographique. Nous avons distingué trois formations : la Formation du Fart, la Formation de la

Baronnerie et la Formation de la Slack – principalement en fonction de critères géographiques, sans nous prononcer sur des corrélations possibles ou sur une chronologie, même relative.

q1-2F. Formation du Fart. Au Sud-Ouest de Wissant, l'ancienne carrière, aujourd'hui abandonnée, ouverte au débouché du vallon du ruisseau du Fart et dans les collines de la Motte-au-Vent (altitude 30 m) et de la Motte-du-Bourg (altitude 38 m), a exploité une série de dépôts pléistocènes désignés sous le terme de *Formation du Fart* (De Heinzelin, 1964 ; Bonte et De Heinzelin, 1966 ; Ters *et al.*, 1969 ; Poplin *et al.*, 1969 ; Roep *et al.*, 1975 ; Lefebvre *et al.*, 1976).

Reconnue sur plus d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, cette formation peut être subdivisée en plusieurs ensembles ayant valeur de membre :

- Membre A : sur plus de 30 m d'épaisseur, cet ensemble inférieur est constitué d'un cailloutis formé de lits plus ou moins graveleux (à galets de silex, de grès et rares roches cristallines), à litage oblique, entrecroisé ou horizontal ; il a livré des ossements de *Mammuthus meridionalis* et *Hippopotamus major*, entre + 2 et - 5 m NGF. Le sommet du dépôt se place entre 10 et 13 m NGF ; il a été traversé par des sondages jusque vers - 18 m NGF sans atteindre le substrat.
- Membre B : sur 0 à 6 m d'épaisseur, cet ensemble médian, reconnu localement à la Motte-au-Vent, est représenté par des sables fins glauconieux à silex (épaisseur : 0 à 2 m) puis des formations argilo-sableuses litées (épaisseur : 0 à 4 m) constituées de lits de sables verdâtres alternant avec des lits argileux bruns, localement déformés ;
- Membre C : sur une épaisseur de 18 à 20 m, cet ensemble supérieur est constitué de sables roux à graviers et galets de silex, d'argile et de craie (épaisseur : 2 à 3 m) ; de sables jaunes fins à stratifications horizontale ou oblique, entrecoupés de lentilles de cailloutis de silex (épaisseur max. : 16 m).

La série est recouverte par des limons et sables limoneux (q3CE) reposant sur un cailloutis de silex à matrice sablo-limoneuse (épaisseur : 2 à 4 m) qui tapissent la topographie actuelle.

La Formation du Fart représente le colmatage d'une paléovallée profondément incisée dans le substrat infra-crétacé. Les différents faciès correspondent à des environnements sédimentaires marin ou fluvio-marin (membre A), fluvial (partie supérieure du membre A et base du membre C), estuarien ou lagunaire (membre B), éolien (partie supérieure du membre C). Faute de données, l'âge de cette formation est difficile à préciser. Toutefois, la présence de la faune remaniée à *Mammuthus meridionalis* et *Hippopotamus major* ainsi que l'importance de l'évolution paléogéographique qu'elle implique

cette série plaident pour une relative ancienneté qui situerait la mise en place des dépôts au Pléistocène moyen ancien (Cromérien).

Entre Wissant et Marquise, le couloir de Warcove forme une dépression dont le remplissage, reconnu par une campagne de sondages, est constitué de deux ensembles :

– un ensemble supérieur sableux qui comprend :

- . des sables grossiers rougeâtres à silex (faciès fluviatile), que l'on rencontre dans l'axe de la dépression sur une épaisseur de 5 à 10 m ; la base du dépôt dans le secteur de Warcove-la Wambringue se situe vers 20-25 m NGF ; en direction d'Inghen, on relève des approfondissements jusque vers 13-10 m NGF et les épaisseurs dépassent alors 15 m ; localement, comme par exemple dans le sondage du Colombier (n° 1. $x = 553,09$, $y = 352,18$), le dépôt est organisé sur une vingtaine de mètres d'épaisseur en séquences plurimétriques (sables graveleux–sables fins–argile),
- . des sables fins jaunâtres (faciès éolien) que l'on rencontre de la butte Carlin (au Sud de Wissant) à Audembert (La Croix, La Butte) où ils se superposent aux sables grossiers du faciès précédent et jusqu'au Sud de Bernes (Le Gazedat) ; l'épaisseur de ce dépôt est souvent importante : entre 10 et 15 m de Wissant à Audembert, 17 m à La Butte au Sud d'Audembert, 5 m à Le Gazedat.

Cet ensemble sableux représente vraisemblablement l'extension vers le Sud-Est des dépôts du membre C de la Formation du Fart.

– Sous cet ensemble supérieur et de part et d'autre du seuil de la Wambringue où les sables reposent directement vers 20 m NGF sur le substrat jurassique, on a reconnu un ensemble inférieur avec :

- . au Sud-Est, des formations argileuses grises, parfois bariolées, graveleuses (silex), reposant sur un cailloutis à calcaires, grès jurassiques et silex ; épaisseur du dépôt entre 1 et 8 m (base entre 20 et 13 m NGF),
- . au Nord-Ouest, à Warcove (sondage n° 4), des argiles bleues ou grises contenant des silex, rencontrées sur une épaisseur minimale de 25 m, jusque - 2 m NGF ; elles sont divisées en trois sous-unités par des niveaux peu épais de sables grossiers à silex roulés et altérés ; le niveau de base, que le sondage n'a pas pu traverser, est très grossier, avec des galets de silex et de calcaires jurassiques. Les assemblages polliniques des différents termes argileux sont caractérisés par l'abondance de spores et la présence de gymnospermes biaillées (type *Pinus*) et par l'absence de pollens de taxons tertiaires ou quaternaires.

Plus au Nord, à la Bélina (sondage n° 21), il s'agit principalement de sables, organisés en séquences granoclassées (sables grossiers et graviers à silex abondants –sables fins– limons et argiles à débris végétaux), reconnus

sur plus de 18 m jusque vers - 2,5 m NGF (arrêt sur un cailloutis de silex). Les assemblages polliniques sont dominés par les spores et la présence de gymnospermes.

Ces argiles et sables sont issus par remaniement ou fluage en masse de formations jurassiques et crétacées (faciès wealdiens), cf. assemblages polliniques. Ils remplissent une dépression ou une paléovallée dont la géométrie est déjà en relation avec la morphologie quaternaire et peuvent être interprétés soit comme une variation latérale de faciès du membre A de la Formation du Fart (granoclassement latéral : conglomérat/sables et limons/argiles), soit comme une unité stratigraphique distincte, antérieure à cette formation.

– Sous 3 m de sables fins (faciès éolien), à la Cantragne au Sud d'Audembert, un sondage (n° 9) a rencontré, sur une épaisseur de 8 m, des unités argilo-sableuses litées, parfois graveleuses, reposant sur le substrat par l'intermédiaire d'un cailloutis à l'altitude de 36 m NGF.

q1-2B. Formation de la Baronnerie. Sur la colline qui porte la ferme de la Baronnerie, là où étaient cartographiés des terrains de l'Albien-Aptien-wealdien, un sondage (n° 26) a traversé des dépôts dont les 22 m supérieurs au moins sont d'âge pléistocène inférieur-moyen.

Sur 35 m, depuis le sommet vers la base, on distingue :

– une unité supérieure, épaisse de 22 m (entre 90 et 68 m NGF) et qui comprend des sables argileux roux à silex (épaisseur 2 m), des sables fins ocre et des sables verts glauconieux (épaisseur 4 m), une argile sableuse à petits silex (épaisseur 1 m), une argile blanche à grise à granules de craie (épaisseur 5,5 m), des sables gris à nodules calcaires (épaisseur 0,5 m), des sables argileux finement laminés (épaisseur 1 m), des argiles bleues à lits sableux, contenant des nodules de craie, des silex et des fossiles du P6 (épaisseur 5 m), un microconglomérat à éléments de craie, silex et sables glauconieux (épaisseur 2 m).

Un niveau organique situé vers 71 m NGF contenait exclusivement un cortège de pollens et spores à tendance tempérée (*Alnus*, *Pinus*, *Betula*, *Ulmus*). En revanche, les argiles bleues ont livré, vers 75 m NGF, un cortège pollinique dominé par les graminées, qui semble plus froid. Les caractères de ces assemblages polliniques ainsi que l'absence de taxons exotiques plaident pour un âge postérieur au Pléistocène basal.

– une unité inférieure, épaisse de 13 m (entre 68 et 55 m NGF), constituée d'argiles grises contenant des silex qui reposent sur un cailloutis à silex qui à 55 m NGF n'a pu être traversé.

q1-2S. Formation de la Slack. Le terme Formation de la Slack a été proposé par Bonte et de Heinzelin (1966) pour définir les dépôts

pléistocènes qui affleurent sur le littoral de la Pointe aux Oies et sont interprétés comme le remplissage d'un ancien estuaire de la Slack.

Au Nord de la Pointe aux Oies ($x = 548,45$; $y = 344,25$), la falaise actuelle est entaillée dans d'épais dépôts pléistocènes qui présentent une séquence analogue, par ses faciès sinon ses épaisseurs, à celle de la carrière du Fart de Wissant (Lefebvre *et al.*, 1976 ; Roep *et al.*, 1975) (fig. 24).

De haut en bas, sous des sables dunaires holocènes et des limons lœssiques avec paléosol (q2Sa - q3CE), on peut distinguer :

- Membre C : sur une épaisseur de 6 à 7 m, sables jaunâtres lités à structure entrecroisée (épaisseur : 3 m), cailloutis de silex et grès jurassiques à matrice sableuse rougeâtre (épaisseur : 3 à 4 m) ;
- Membre B : sur une épaisseur de 10 à 12 m, formations argilo-sableuses litées (« argiles à biscuits ») constituées d'une alternance de lits sableux (à microstratifications entrecroisées) et de lits argileux bruns finement lités contenant des concrétions carbonatées ;
- Membre A : sur une épaisseur de 0,5 m, galets de nature variée calcaires et grès jurassiques, grès albiens, craie et silex pris dans une matrice de sables grossiers.

Ce cailloutis basal, considéré comme d'origine fluvio-marine, fossilise à 8 m NGF une ancienne plate-forme littorale (surface d'abrasion à marmites), développée aux dépens des calcaires et grès purbeckiens et portlandiens ; cette surface plonge en direction du Sud et se prolonge sur l'estran où a été trouvée une industrie à rognons de silex taillés du Paléolithique inférieur (Tuffreau, 1987). Sur la base d'une analogie de faciès avec la Formation du Fart, un âge cromérien a été généralement admis par les auteurs.

En amont, les différents dépôts, étagés de part et d'autre de la vallée de la Slack et antérieurs au colmatage récent (q3-4C) ont été regroupés au sein d'une même unité et rapportés à la Formation de la Slack.

Le versant qui domine la rive gauche de la vallée de la Slack présente une série de replats auxquels sont associés des sables rougeâtres, épais de 6 à 12 m, passant vers le bas à un cailloutis à galets contenant des silex roulés ; la base de ce dépôt se situe vers 17 à 19 m NGF.

Entre Marquise et Ledquent, trois sondages (n° 33, n° 34 et n° 35, voir annexe 1) ont permis de mettre en évidence une paléovallée, orientée E-W, remplie par au moins une trentaine de mètres de dépôts qui présentent la succession suivante :

- un ensemble supérieur, épais de 11 à 12 m, est composé d'argiles grises ou jaunes à lits sableux millimétriques ; vers la base, la charge graveleuse (silex)

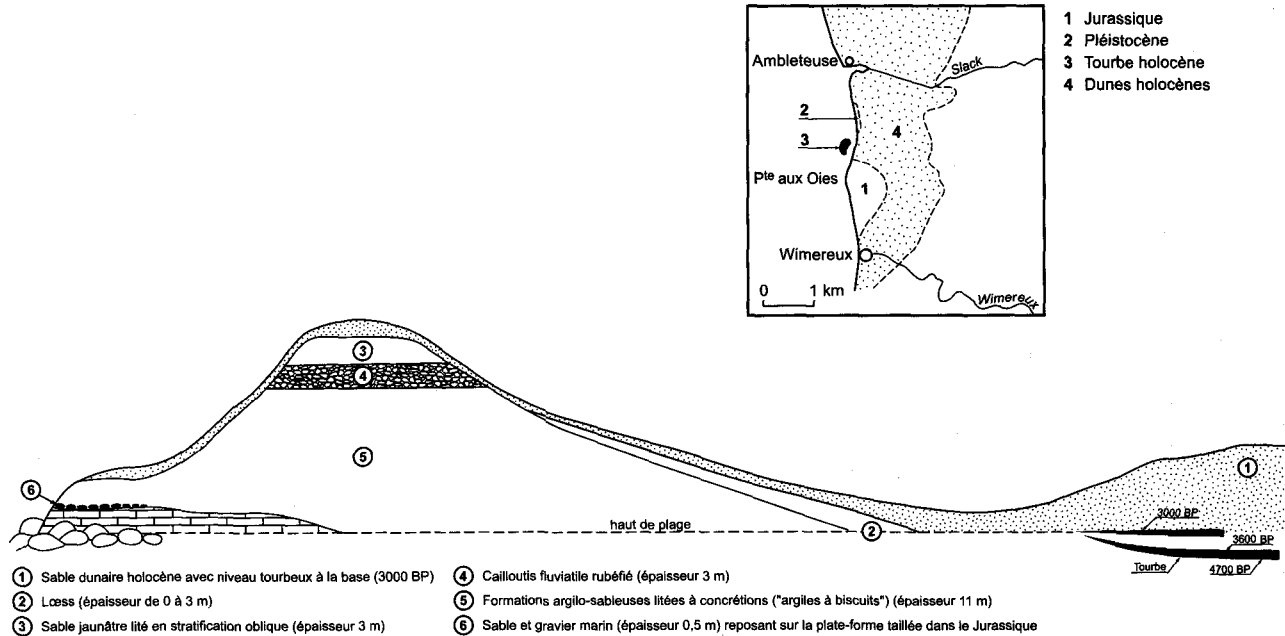


Fig. 24 - Coupe de la Falaise de la Pointe aux Oies dans les formations quaternaires

devient plus abondante et on passe à un sable argileux gris à galets de silex et de calcaires dont la base se situe vers + 13/14 m NGF ; localement, les argiles sableuses sont entrecoupées de niveaux organiques tourbeux qui ont livré des assemblages polliniques correspondant à une période froide et relativement humide du Quaternaire ; localement, sur 10 à 11 m d'épaisseur, jusque vers + 8 m NGF, on observe une succession de séquences composées de lits d'argiles brunes bariolées et de lits de sables verts, certains niveaux sableux contenant des petits galets et graviers de silex et de calcaires ; à la base, on note la présence d'un niveau d'argile grise à cailloux ;

– un ensemble inférieur, rencontré sur une épaisseur de 17 m minimum jusque vers - 4 m NGF, et constitué d'argiles silteuses grises contenant des graviers de silex, des microgranules calcaires, de fins débris coquilliers et des fossiles jurassiques ; à la base de ce niveau on rencontre des cailloutis à galets de silex pris dans une matrice sablo-argileuse.

Nous retiendrons un âge pléistocène moyen pour l'ensemble des dépôts rapportés à la Formation de la Slack.

q2Sa. Formation de Sangatte. Pléistocène moyen récent. Au Sud-Ouest de Sangatte, la falaise actuelle, orientée SW-NE, recoupe obliquement un paléorivage pléistocène entaillé dans la craie, avec dépôts littoraux associés et les dépôts de versant périglaciaires qui l'ont fossilisé (Dubois, 1924 ; Briquet, 1930 ; Ters *et al.*, 1969 ; Sommé, 1975, 1977, 1979, 1988a, b ; Lefebvre *et al.*, 1976 ; Balescu et Haesaerts, 1984 ; Antoine, 1989 ; Balescu *et al.*, 1992 ; Sommé *et al.*, 1995).

La coupe, longue de 1 150 m depuis l'entrée de la plage de Sangatte, montre successivement, du Sud-Ouest au Nord-Est, sur une hauteur variant de 25 à 5 m (fig. 25, hors-texte) :

– une falaise fossile subverticale taillée dans la craie du Turonien inférieur ;

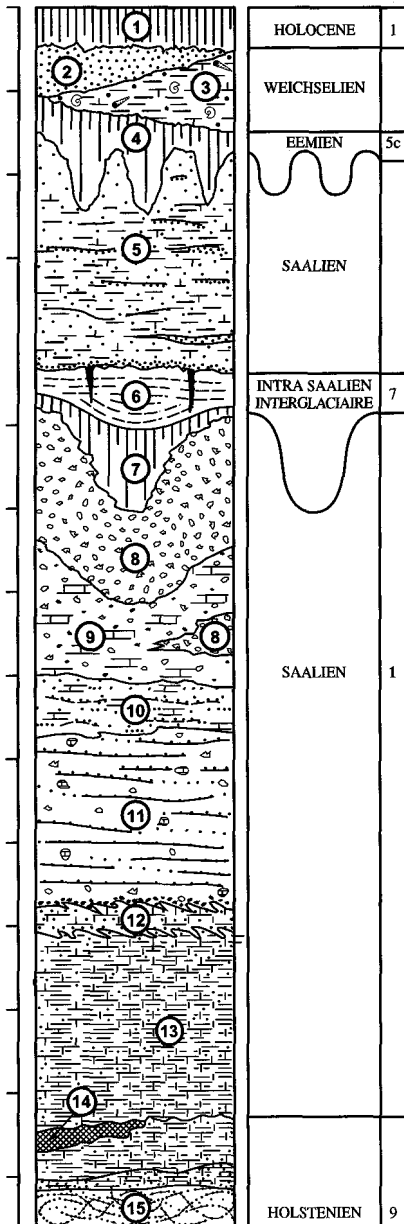
– une plate-forme littorale fossile recouverte par un cordon de galets (à silex dominant, grès ferrugineux et rares roches cristallines) passant latéralement à des dépôts sableux intertidaux avec intercalations de lits graveleux et de lits coquilliers friables (*Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Macoma baltica*, *Littorina obtusata*, *L. littorea*, *Purpura lapillus*, *Modiola modiolus*, *Buccinum undatum*) ; ces dépôts marins littoraux culminent vers 10 m NGF, environ 5 m au-dessus de la plage actuelle ;

– un niveau tourbeux compact, peu épais (0,1 m), à pollens de *Pinus* et *Betula*, développé localement dans une petite dépression de la plage fossile, remplie de limons calcaires mis en place dans des conditions continentales froides ;

– des éboulis crayeux, conservés en prisme au pied de l'ancienne falaise ;

– des dépôts périglaciaires, épais de 15 à 20 m, subdivisés en 3 unités

Puits TML et "Fond Pignon"



- 1 Sol actuel
- 2 Sable éolien
- 3 Limon calcaire à granules de craie et mollusques (Fond Pignon)
- 4 Limon argileux brun-rougeâtre (horizon BT de sol brun lessivé)
- 5 Limon sableux calcaire avec lits sableux
- 6 Limon argileux brunâtre lité
- 7 Limon argileux brunâtre remanié (horizon BT de sol brun lessivé) avec réseau de fentes de gel
- 8 Head (silex) non calcaire
- 9 Head (silex et craie) calcaire
- 10 Loëss calcaire lité avec lits de granules de craie
- 11 Formations limono-sableuses litées calcaires avec granules de craie et silex
- 12 Limon calcaire
- 13 Boue crayeuse litée
- 14 Tourbe
- 15 Sables marins en stratification entrecroisée
Substrat crayeux (à la base)

Fig. 26
Falaise de Sangatte :
stratigraphie des dépôts
pléistocènes

lithologiques, séparées par des paléosols. Ils comprennent des dépôts lités crayeux (presle, blocs, limons crayeux à granules de craie et silex), des alternances de lits de silex géolifracés, de gros granules de craie et des strates limoneuses, des cailloutis de silex à matrice sablo-limoneuse calcaire avec limons loessiques à malacofaune froide (*Pupilla muscorum*, *Succinea oblonga*) et cortège pollinique steppique, des cailloutis de silex à matrice sablo-limoneuse non calcaire avec lentilles sableuses. Ces dépôts ont livré des ossements de *Mammuthus primigenius* ainsi que des industries acheuléennes et moustériennes. L'ensemble est surmonté par une couverture de limon sableux brun (q3CE).

Le paléorivage et les dépôts marins littoraux associés correspondent à un haut niveau marin interglaciaire du Pléistocène moyen. Ils sont mis en corrélation avec la Formation d'Herzeele (Holsteinien) qui s'étend largement en Flandre. L'ensemble des dépôts continentaux, excepté le limon sableux de couverture d'âge weichsélien qui recouvre le paléosol supérieur, appartient au Pléistocène moyen récent (Saalien) (fig. 26).

q1-3R. Formations argileuses à silex (Pléistocène). Le substrat crétacé est recouvert par un complexe de formations argileuses à silex, autrefois désigné par le terme d'« argile à silex » (*l.s.*). Ce complexe affleure sur la partie culminante du plateau, là où la couverture limoneuse est absente ou très peu épaisse. Il s'agit de limons argileux rougeâtres, en partie résiduels (liséré d'altération), associant des sables et limons plus anciens (Pléistocène inférieur et moyen) que le loess de couverture qui les recouvre, des silex altérés ou non et incorporant localement des sables et grès ferrugineux. Ces formations remplissent de grandes poches de dissolution coalescentes résultant d'une évolution crypto-karstique saccadée au cours du Pléistocène (Sommé, 1975). Sur les versants, elles se trouvent à l'état remanié ou remplissent des poches de dissolution plus réduites et moins complexes.

q1-3S. Formations sableuses (Pléistocène). Dans le Bas-Boulonnais, des dépôts sableux couvrent largement, sur des épaisseurs supérieures à 1,2 m, les versants exposés à l'Ouest et proches du littoral, en particulier ceux qui descendent du plateau d'Audinghen-Onglevert. Ces dépôts se rattachent en partie aux sables de couverture, équivalents latéraux des loess dans la zonation des formations éoliennes du dernier glaciaire dans le Nord de la France. Nous avons aussi rattaché à cette notation des sables qui, lorsqu'en particulier ils incorporent des éléments plus grossiers du substrat, peuvent être issus de l'altération/désagrégation/remaniement des grès ou calcaires jurassiques.

q3CE. Loess et dépôts de versant associés (Pléistocène supérieur). Les formations limoneuses sont bien développées au Nord sur les plateaux à substrat crayeux où elles couvrent les interfluves et les versants en pente plus

faible des vallées dissymétriques. Elles reposent le plus souvent sur les formations argileuses rouges à silex notées Q1-3R. Il s'agit pour une part de dépôts d'origine éolienne (loess) mais aussi de limons ruisselés sur versant. D'une façon générale, par suite de la situation régionale à l'Ouest de la zone des loess du Nord de la France, leur importance est réduite (épaisseurs généralement inférieures à 1,2 m) excepté à l'Est, dans la région de Pihen-lès-Guînes et Bonningues où la couverture dépasse fréquemment 2,5 m d'épaisseur. S'il ne peut être exclu que des termes plus anciens soient localement conservés, ces limons datent essentiellement du Pléistocène supérieur, le loess de couverture déposé lors de la phase pléniglaciaire supérieure du Weichsélien ayant la plus grande extension (Sommé, 1975 ; Lautridou *et al.*, 1983).

Dans la dépression du Bas-Boulonnais où le substrat est souvent sub-affleurant, les formations de versant sont peu épaisses (épaisseur souvent inférieure à 0,6 m) et discontinues. Leur faciès est en général limono-sableux avec incorporation fréquente de débris du substrat (silex, grès, calcaires).

Holocène

Formation des Flandres

Les dépôts flandriens des plaines maritimes (Calaisis, Wissant) et des estuaires sont constitués par des sables d'estran, des sédiments sablo-limono-argileux de wadden (chenaux, slikke, schorre), incorporant des niveaux de tourbe, et par des cordons littoraux et massifs dunaires (Briquet, 1930). Ils constituent la Formation des Flandres, subdivisée à la suite de G. Dubois (1924) en Assise (Membre) de Calais avec, à son sommet, la Tourbe supérieure (dite de surface) et en Assise (Membre) de Dunkerque. Ils sont essentiellement d'âge holocène moyen et supérieur (Atlantique, Subboréal, Subatlantique). Mais dans l'attribution chronologique de Dubois, l'Assise de Dunkerque était considérée comme postérieure au III^e siècle après J.-C. alors qu'elle incorpore des dépôts antérieurs à l'époque romaine (Sommé, 1975, 1977, 1979, 1988b ; Houthuys *et al.*, 1993).

q4MC. Assise de Calais (Flandrien moyen). Le terme d'Assise de Calais a été proposé par Dubois pour désigner la masse de sables et galets des Pierrettes à Calais et de sables gris bleuâtre (sables pissarts) de la plaine maritime de la mer du Nord qui se trouvent entre -20 et 0 m NGF environ et sont caractérisés par une faune à peu près identique à la faune actuelle. Le terme « dépôts de Calais » a été conservé en tant qu'unité lithostratigraphique correspondant aux dépôts mis en place au cours d'une succession de phases transgressives (notamment Calais I, II, III, IV) de la fin du Boréal, de l'Atlantique et du Subboréal (environ 8 000 à 4 000 BP).

Ces dépôts n'affleurent que dans la plaine maritime du Calaisis, au Nord-Est de la feuille, sous la forme de cordons littoraux de sables et galets. Le principal est le cordon des Pierrettes, d'âge essentiellement atlantique, dont la racine est obliquement recoupée par le littoral actuel au Cran de Sangatte. Peu marqué sur la feuille de Marquise, ce cordon s'élargit vers Calais et s'élève de 1 à 3 m au-dessus de la plaine environnante. Formé de sables et galets de silex, avec quelques galets de grès ferrugineux et rares roches cristallines exotiques, il atteint une épaisseur d'une dizaine de mètres et repose sur la craie.

Entre les éléments de ces cordons se sont déposés les sables de l'Assise de Calais dont l'épaisseur est de 15 m au coin nord-est de la feuille et augmente au-delà avec la plongée de la surface de la craie. Dans la petite plaine de Wissant leur épaisseur est plus réduite et ils reposent sur le substrat jurassique ou de faciès wealdien.

Les sables de l'Assise de Calais contiennent surtout la faune suivante (d'après Dubois) : *Cardium edule*, *Macoma balthica*, *Scrobicularia plana*, *Hydrobia ulvae*, *Mactra elliptica*, *Barnea candida*, *Ostrea edulis*.

q4TC. Tourbe supérieure. Au Sud du banc des Pierrettes se trouve bien conservée, sous une faible épaisseur (0,5 à 2 m) de dépôts de Dunkerque, la Tourbe supérieure (dite de surface) qui se développe à l'abri de cette barrière côtière. La Tourbe de surface n'est que l'unité supérieure d'un complexe, constitué par plusieurs couches de tourbe séparées par des niveaux limono-argileux de wadden. Ce complexe, surtout bien représenté sur les feuilles voisines de Guînes et de Calais, s'est développé essentiellement entre 6 500 et 3 000 BP. La Tourbe de surface, qui a aussi la plus grande extension vers le Nord, s'est formée entre 4 800 et 2 800 BP (Subboréal). Elle a livré des bois de chêne, saule, peuplier, noisetier.

La Tourbe subboréale est également conservée dans la plaine maritime de Wissant où elle s'est formée entre 4 000 et 2 950 BP et se trouve recouverte par les dépôts de Dunkerque (Mortier et Boels, 1981). Elle affleure en outre sur les estrans sableux, très largement dans la baie de Wissant, plus localement entre Audresselles et Wimereux. Ainsi au Nord de la Pointe aux Oies, la tourbe à souche d'arbres (aulne, bouleau, chêne) s'est formée entre 4 700 et 3 600 BP à l'abri d'une barrière côtière (Munaut et Gilot, 1980). Cette période d'équilibre se termine au cours du IV^e millénaire avant le présent par un recul de la côte et l'invasion des dunes dont la base humifère visible dans la falaise sableuse actuelle date d'environ 3 000 BP. Il s'agit, comme ailleurs, de la phase critique d'érosion littorale qui débute vers la transition Subboréal-Subatlantique.

q4MD. Assise de Dunkerque. Le terme d'Assise de Dunkerque a été proposé par Dubois (1924) pour désigner les dépôts limono-sableux ou argileux marins (« sables à *Cardium* et argile des polders à *Scrobicularia* »),

considérés alors comme postérieurs au III^e siècle après J.-C., qui recouvrent la Tourbe de surface. En fait les dépôts de Dunkerque débutent avec le Subatlantique qui commence vers 2 800 BP (transgression Dunkerque I). Au Sud du banc des Pierrettes, les dépôts attribués à la phase Dunkerque I n'existent que localement (chenaux). L'extension maximum de la sédimentation marine est liée à la phase Dunkerque II (IV-VII^e siècles après J.-C.). Mais la mer a pu pénétrer fréquemment jusqu'à une période récente à Sangatte et par les points de rupture du cordon des Pierrettes à partir duquel a été réalisé l'endiguement du XV^e au XVIII^e siècle.

Faciès et épaisseurs sont très variables en liaison avec la position des anciens cordons, des chenaux de marée et des endiguements. Les sables fins à *Cardium edule* passent latéralement aux formations argileuses à *Scrobicularia piperata* et *Hydrobia ulvae*. L'épaisseur est inférieure à deux mètres et se réduit en bordure du marais tourbeux. Des formations semblables occupent la plaine maritime de Wissant et les estuaires.

q4D. Dunes et cordons littoraux sableux. Les dunes récentes forment un massif unique le long de la plaine maritime du Calaisis. À partir du Cran de Sangatte, elles s'amincissent en un étroit liséré attaqué par la mer et renforcé de digues à Sangatte où le village médiéval s'étendait en avant de la ligne de rivage actuelle.

Dans le Bas-Boulonnais, les dunes récentes ferment complètement la plaine maritime de Wissant. De plus, les massifs dunaires envahissent l'intérieur au niveau des baies et des estuaires et comportent des éléments plus anciens, antérieurs à l'époque romaine (Nord-Est de Wissant, Nord de Wimereux, Nord-Est d'Ambleteuse). D'Audresselles à Wimereux, les sables éoliens couvrent le modelé du substrat avec une épaisseur souvent supérieure à 2 m. À la Pointe aux Oies, ces sables reposent sur un niveau graveleux contenant des industries néolithiques.

q4F. Alluvions. Des dépôts alluviaux holocènes tapissent le fond des vallées principales.

À proximité du littoral ils reposent sur l'Assise de Calais et sur des alluvions pléistocènes de fond. Dans la basse vallée de la Slack, l'épaisseur totale du colmatage dépasse 20 m : ainsi à l'Est du hameau de Slack, un sondage (n° 13 x = 550,46, y = 345,07) a rencontré sur 22 m d'épaisseur (jusqu'à - 17 m NGF), sous des sables grossiers coquilliers (épaisseur 4 m), entrecoupés d'un banc tourbeux, plusieurs séquences métriques de sables grossiers à débris coquilliers et végétaux passant à des sables argileux et des argiles silteuses grises, localement organiques, la séquence basale débutant par un cailloutis à galets de silex, de grès et de calcaires.

Ce colmatage atteint encore 12 m au Sud de Ledquent et 5 à 7 m à Marquise où un sondage a rencontré 5,4 m de limons argileux reposant sur 1,1 m de sables graveleux à silex et 5 m à l'Ouest de Rety. Dans les vallées affluentes, l'épaisseur de ce remplissage est également importante, atteignant fréquemment 5 m (vallée du ruisseau du Paon à Londefort ou à la Ferme du Paon) voire 6 à 7 m (vallée du Crembreux en amont de Rinxent, du ruisseau de Bazinghen à Witerthun ou de la Ménandelle à Wacquinghen) ; il s'agit le plus souvent de dépôts sableux ou sablo-limoneux, plus argileux à l'Est (Rety, Ruisseau du Paon), parfois tourbeux (ruisseau du Fort d'Ausques), reposant toujours sur un cailloutis de sables graveleux à silex.

q3-4C. Colluvions. Cette notation correspond à des formations généralement limoneuses, limono-argileuses ou sableuses, plus ou moins chargées en silex et en granules de craie, qui tapissent le bas de versant et colmatent le fond des vallons secs du plateau crayeux. Leur épaisseur, souvent importante, atteint 4 à 6 m dans les vallons situés à l'Est de Peuplingues (entrée du tunnel) et Bonningues ou à l'aval d'Escalles. Elles ont été cartographiées surtout pour faire apparaître le réseau des vallons secs mais une grande partie appartient en réalité au complexe des formations limoneuses de versant (q3CE) avec lequel elles sont en continuité stratigraphique. Une autre partie, parfois importante, du remplissage de ces vallons résulte de remaniements récents (Holocène) des formations de versant.

GÉOLOGIE SOUS-MARINE

Critères d'identification des séries sous-marines

Le pointé des réflexions sismiques et leur corrélation par intersection des profils permet de tracer une carte structurale d'affleurement des horizons remarquables. En domaine sous-marin, l'alternance d'unités argileuses, argilo-calcaires et marneuses est transcrite en réflexion sismique par une configuration des réflecteurs qui n'enregistrent que quelques caractéristiques des contrastes lithologiques et texturaux. Cette information, bien qu'appauvrie, constitue un « faciès acoustique » intéressant qui permet une corrélation avec les faciès lithologiques en appliquant les principes de l'analyse sismo-séquentielle définis par Mitchum *et al.* (1977).

La qualité des affleurements des falaises littorales permet une connaissance précise et continue de la série mésozoïque régionale comme en témoigne leur description plus haut.

Ces deux approches ont été corrélées pour la réalisation de cette carte : un log lithostratigraphique synthétique de la série affleurant en falaises est mis en parallèle à un log acoustique des horizons réflecteurs sous-marins (fig. 27).

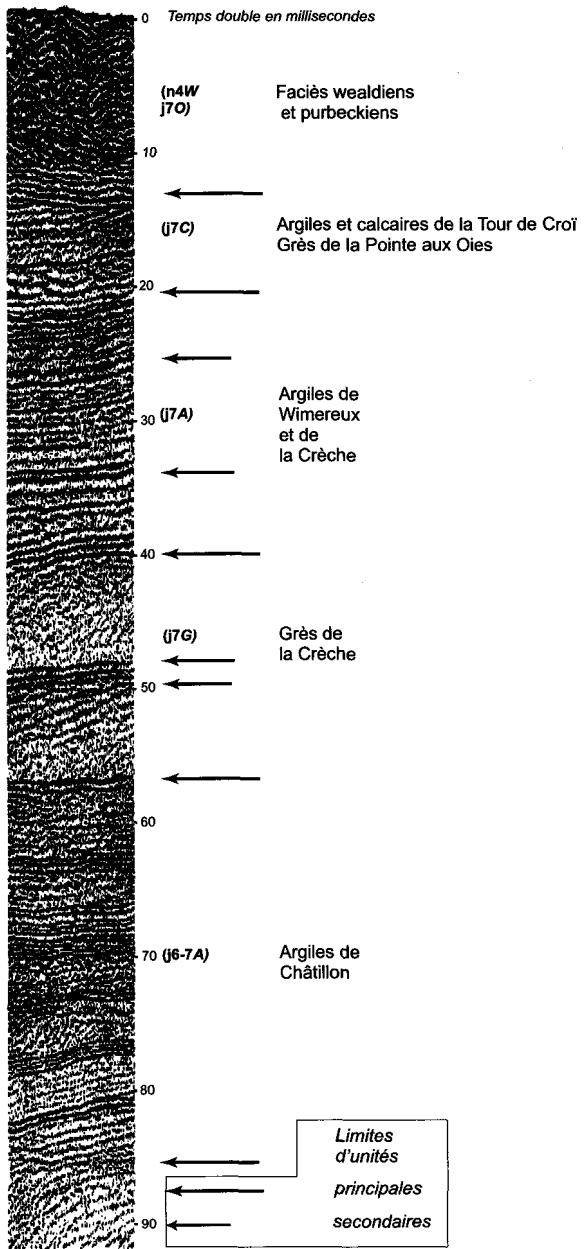


Fig. 27 - Colonne de stratigraphie sismique des dépôts jurassiques et wealdiens de la carte de Marquise, correspondances lithostratigraphiques attribuées

Les contours sous-marins ne doivent donc pas être considérés comme rigoureusement corrélés aux diastèmes stratigraphiques de la carte terrestre car les réflecteurs sismiques correspondent aux principaux contrastes lithologiques, leur rapport avec les limites stratigraphiques est donc imparfait.

Bien que peu nombreux, des prélèvements des séries sous-marines par carottage à gravité ont été réalisés (Groupe Norois, 1972 ; Lapierre, 1975 ; Auffret et Colbeaux, 1977 ; BGS-BRGM, 1988). Les échantillons récoltés sont de petite taille et ne contiennent que rarement une microfaune significative. Ils constituent cependant des jalons lithologiques précieux pour le calibrage des unités sismiques et l'établissement de la carte. La correspondance entre formations et unités sismiques a pu être étendue à partir de la côte sur les profils les plus proches. Toutefois cette correspondance est rendue incertaine, voire difficile, vers le large en raison du manque de continuité des réflecteurs lié à une fracturation intense. Cette fracturation induit de nombreuses répétitions de séries et aboutit à une distribution cartographique complexe des formations jurassiques en particulier.

JURASSIQUE

Les terrains les plus anciens rencontrés sur le domaine sous-marin de la feuille sont ceux du Jurassique supérieur affleurant au large du Cap Gris-Nez. Leur nature n'a été reconnue que par quelques carottages superficiels et leur identification est donc imparfaite. Les connaissances concernant le Jurassique supérieur sont surtout basées sur les très nombreuses données sismiques. Il a été possible de distinguer plusieurs unités acoustiques en fonction de leur caractère plus ou moins lité et de les corrélérer à celles connues à terre (fig. 28, hors-texte). Quelques problèmes de corrélation entre la cartographie « lithosismique » et les attributions stratigraphiques d'échantillons carottés ont été relevés.

Kimméridgien supérieur

(j6W). **Argiles du Moulin Wibert, Sables ou Grès de Connincthun, Calcaires du Moulin Wibert (Kimméridgien supérieur *pars*)**. Cette unité dont l'extension en mer est limitée à la zone côtière au Sud du Cap Gris-Nez n'a pas été observée en sismique réflexion et son extension en mer a été délimitée d'après la structure des assises environnantes. Son faciès acoustique a été reconnu au Sud de la feuille Marquise, au large de Boulogne-sur-Mer (Mahieux *et al.*, 1999). Cette unité de réflecteurs d'amplitude et de continuité forte, de géométrie parallèle/agradante représenterait des calcaires déposés sur des rampes très plates ; elle est limitée au sommet par une discordance angulaire marquée par des toplaps.

(j6G). **Grès de Châtillon (Kimméridgien supérieur pars)**. L'extension de cette unité est également limitée à la zone côtière au Sud du Cap Gris-Nez. Au Sud de la feuille et au large de Boulogne, les Grès de Châtillon ont été décrits en sismique réflexion comme une unité de réflecteurs d'amplitude et de continuité modérées et par une configuration de réflecteurs sigmoïdale à oblique progradante qui correspondrait aux unités sableuses bioclastiques de rampe externe du Boulonnais (*in Mahieux et al.*, 1999).

(j6-7A). **Argiles de Châtillon (Kimméridgien supérieur pars, Tithonien inférieur pars (20 à 30 m))**. Cette unité est caractérisée, sur un intervalle de 20 millisecondes (environ 20 à 30 m), par des réflecteurs parallèles d'amplitude constante de forte continuité et de haute fréquence, caractéristiques d'un mode de dépôt de basse énergie, par décantation. Les discontinuités au mur et au toit sont parallèles à la stratification interne de la séquence. Le carottage révèle des argiles noires feuilletées, à fins feuilletés de kérogène jaune miel, alternant avec une lumachelle de petites exogyres dans une matrice argilo-sableuse noire, ces caractères indiquent une analogie avec les Argiles de Châtillon.

Tithonien

(j7G). **Grès de la Crèche (Tithonien inférieur (20 m))**. Sur un intervalle moyen de 15 millisecondes (environ 20 m), le faciès acoustique de cette unité est caractérisé par des réflecteurs discontinus et fréquemment obliques par rapport à ses enveloppes au mur et au toit, marqueurs d'un dépôt de forte énergie, progradant, de type Grès de la Crèche. Un groupe de réflecteurs internes de forte continuité représentant probablement le Membre des marnes intercalaires, forme avec le sommet de la série un doublet de réflecteurs parallèles distants de 5 à 7 millisecondes qui constitue un repère de corrélation commode pour la cartographie. Le carottage a fourni des grès miroitants gris clair, parfois à grains glauconieux et phosphatés, à matrice sparitique abondante cristallisée en larges plages.

(j7A). **Argiles de la Crèche et Argiles de Wimereux (Tithonien inférieur)**. Sur un intervalle moyen de 15 millisecondes, cette unité de faciès est caractérisée par des réflecteurs internes continus parallèles à ses enveloppes au mur et au toit. Une tendance au plissement et à la dichotomie indique un milieu de sédimentation plus perturbé que les Argiles de Châtillon. Le carottage fournit des marnes grises à noires, parfois sableuses et à débris charbonneux de bois ou à intercalations de plaquettes calcaires micritiques, équivalentes aux Argiles de la Crèche et de Wimereux.

(j7C). **Argiles et calcaires de la Tour de Croï et Grès de la Pointe aux Oies (Tithonien supérieur)**. L'épaisseur de cette unité qui peut atteindre 10 à 12 millisecondes (environ 15 m) est variable en raison d'une

troncature au sommet par une surface de ravinement. Le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs internes discontinus et mamelonnés à forte variation latérale d'amplitude. Le carottage a donné un sédiment hétérogène, grés-argilo-calcareux, comparable aux sédiments des Argiles et calcaires de la Tour de Croï et Grès de la Pointe aux Oies.

CRÉTACÉ

Crétacé inférieur

(j7-n4W). **Purbeckien et faciès wealdiens.** Les dépôts du Crétacé inférieur reposent en légère discordance angulaire sur ceux du Tithonien (fig. 28 et 29, hors-texte). Leur épaisseur est variable et malaisée à estimer car l'unité sismique ne comporte pas de marqueur acoustique continu. Cette unité s'observe sur un intervalle pouvant atteindre de l'ordre de 20 à 30 millisecondes. Elle est caractérisée par des réflecteurs à haute fréquence de réflexion, discontinus et froissés (fig. 28, hors-texte), à forte variation latérale d'amplitude. Cette disposition suggère un mode de dépôt en barre d'accrétion latérale dans un réseau de chenaux en tresse. À la base de la série, des réflexions de basse fréquence, plus continues et de forte variation latérale d'amplitude sont dues à des marnes blanches à lumachelles de petites coquilles d'*Anisocardia* ou à des calcaires jaune ivoire à concrétions algaires, valves lisses d'ostracodes, cypridés et restes de characées à faciès purbeckien. Les dépôts à faciès wealdiens sont constitués principalement de silts et de sables fins blancs, gris ou ocre, à minces débris ligniteux, parfois à petites intercalations argileuses, ou d'argiles plastiques versicolores rouges à blanches, de faciès sidérolitique comportant des lits de grains échinoïdes de sidérite oxydée en limonite à l'affleurement.

Les faciès wealdiens sont observés en mer principalement dans deux secteurs de la feuille : au Sud, dans un synclinal d'orientation moyenne NW-SE, se fermant à environ 3 km de la côte et au Nord de l'anticlinal, sous forme d'un monoclinal à pendage nord faible. L'épaisseur de dépôts à faciès wealdiens est estimée à une trentaine de mètres au Sud (pour V moyenne = 2 000 m/sec) (fig. 28 et 29, hors-texte). Au Nord du Cap Gris-Nez, les dépôts à faciès wealdiens sont peu épais (10 à 15 m) dans le secteur de la feuille et le toit du Jurassique est parfois proche du fond marin au niveau des axes d'ondulations. Plus au Nord, lorsqu'ils ont pu être préservés de l'érosion sous les dépôts postérieurs, leur épaisseur atteint une cinquantaine de mètres (fig. 29, hors-texte). D'autres affleurements plus limités sont identifiés au Sud dans un secteur très faillé et de structure complexe au large de Wimereux, et à l'extrême Nord au niveau de l'anticlinal de Sangatte. La présence de dépôts à faciès wealdiens dans des « gouttières » juste au Nord des failles du Cap Gris-Nez est également indiquée d'après la sismique réflexion et un carottage de roche.

(n5-6). **Faciès Sables verts (Aptien-Albien inférieur)**. Affleurant largement au Nord du Cap Gris-Nez, l'Unité des Sables verts n'est connue que par quelques carottages et, à son toit, par quelques forages réalisés pour l'étude du tunnel (Amédéo et Robaszynski, 1998). Sur les profils de sismique réflexion multitraces son faciès sismique d'unité faiblement litée se rapproche de celui des argiles du Gault, les deux unités étant néanmoins séparées par un fort réflecteur. Sur le flanc nord de l'anticlinal des Quénocs, la géométrie de cette unité est bien connue grâce aux levés sismiques détaillés réalisés pour le tunnel. En concordance sous les argiles du Gault et la craie du Crétacé supérieur, cette unité est caractérisée par un pendage constant et régulier des couches d'environ 25° vers le Nord. Plus au Sud-Ouest, les profils de sismique réflexion monotraces montrent des réflecteurs puissants et une géométrie sub-horizontale à faiblement ondulée. L'épaisseur maximale observée sous les argiles du Gault est de l'ordre de la quarantaine de mètres.

(n6G). **Faciès Gault (Albien moyen et supérieur)**. Ces argiles présentent un faciès sismique peu lité à transparent (fig. 29, hors-texte). En mer, elles correspondent à une unité peu épaisse (20 m au large passant à 11-13 m dans les forages proches de la côte), d'argile carbonatée grise homogène renfermant localement des nodules phosphatés. Elles présentent une bonne continuité et une homogénéité notamment sur le flanc nord de l'anticlinal des Quénocs où elles suivent la limite du mur de la craie. Du fait de la faible épaisseur et du pendage assez élevé des couches (environ 20°, fig. 29, hors-texte), elles n'affleurent que sur une bande d'une centaine de mètres environ.

Crétacé supérieur

Cénomaniens

(c1PB). **Craie glauconieuse, Tourtia et craies bleue, grise et blanche (Cénomaniens)**. Bien connus par les affleurements des falaises du Cap Blanc-Nez et en mer par les nombreux forages de reconnaissance du tracé du tunnel qui ont traversé ces séries, les différents niveaux des craies cénomaniennes ont été décrits en détail par Robaszynski *et al.* (1980), Amédéo et Robaszynski (1990), (voir chapitre Crétacé). La craie débute par un horizon de craie glauconieuse vert foncé très dure, de 3 à 5 m d'épaisseur, ou Tourtia. Les dénominations de craie blanche, craie bleue et craie grise sont issues des travaux de forages pour le tunnel et ont été adaptées des dénominations anglo-saxonnes (Destombes et Shephard-Thorn, 1971, 1972). Au travers des coupures plus ou moins repérables, les craies cénomaniennes sont marquées par une augmentation générale du pourcentage de carbonates de la base vers le sommet (de 65 à 90 % environ) et, plus finement, par des variations au sein des différentes séquences ou bancs constituées de niveaux marneux à la base. Divers niveaux repères lithologiques et micropaléontologiques et en

particulier la biozone à *Rotalipora reicheli* située au toit de la craie bleue (Andreieff et Monciardini, 1989), permettent de suivre les différents niveaux de la craie de part et d'autre de la Manche et au sein des forages réalisés en mer (Amédéo et Robaszynski, 1990).

En sismique réflexion, les craies cénomaniennes présentent un faciès finement lité de réflecteurs continus d'amplitude forte (fig. 29, hors-texte), le principal niveau repère étant un réflecteur situé près du toit de la craie grise.

Comme dans le domaine émergé, le toit des craies cénomaniennes a pu être repéré dans quelques forages en mer par le Niveau à *Actinocamax plenus* (voir chapitres Crétacé supérieur, tunnel sous la Manche...). La limite cartographique nord des craies cénomaniennes a ainsi été tracée à partir des résultats des quelques forages de 1964-1965 implantés au Nord de cette limite (Destombes et Shephard-Thorn, 1972) et des profils de sismique réflexion.

Turonien–Coniacien–Santonien

(c2GB). **Craie noduleuse (Turonien inférieur et moyen).**

(c2MG). **Craie marneuse (Turonien moyen).**

(c2PC). **Craie blanche à silex (Turonien supérieur).**

(c3GC). **Craie blanche à silex (Coniacien).**

Les formations de la craie du Turono-Coniacien ne sont présentes en mer qu'à l'extrémité nord-est de la feuille, au Nord de Sangatte. Elles y ont été reconnues par les carottages et par les forages de reconnaissance du tunnel sous la Manche pour la partie inférieure. Les principales limites ont été définies pour le Turonien sur la base des biozones micropaléontologiques (Turonien Ta, Tb, Tc, voir chapitre Crétacé supérieur). Les reconnaissances diverses en mer ont également permis de situer la base de la « craie à silex » du Turono-Coniacien. Les limites cartographiques des ensembles lithologiques du Turonien définis à terre ont été prolongées en mer à partir des « limites biostratigraphiques » en tenant compte des décalages entre celles-ci.

À partir des quelques profils sismiques disponibles dans la zone, des faciès acoustiques particuliers peuvent être mis en corrélation avec les unités lithologiques. Au-dessus des craies cénomaniennes finement litées, la craie noduleuse du Turonien inférieur présente un faciès constitué de réflecteurs parallèles et continus, de fréquence élevée comparable à l'unité des craies cénomaniennes mais d'amplitude plus faible. Au-dessus, la craie marneuse et surtout les craies à silex montrent une succession de sous-unités de faciès sismiques se traduisant par une alternance de réflecteurs parallèles et

aggradants qui présentent, soit une amplitude très forte et une fréquence faible, soit une amplitude modérée à faible et une fréquence moyenne. Les réflecteurs de forte amplitude correspondent vraisemblablement à des niveaux riches en silex (fig. 29, hors-texte).

QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires sous-marins de la feuille de Marquise ont une distribution très contrastée. Sur de larges secteurs, ils sont absents ou très peu épais et représentés par un pavage de cailloutis et graviers au-dessus du substratum. Ils peuvent aussi atteindre plusieurs dizaines de mètres dans les vallées, les dépressions ou bien au niveau de bancs sableux. Près de la côte, leur épaisseur ne dépasse pas quelques mètres.

Quatre types de dépôts quaternaires sont reconnus par la sismique en domaine sous-marin. La nature et l'âge de ces dépôts ne sont pas connus. Nous ne distinguerons que deux ensembles attribués au Pléistocène et à l'Holocène, clairement séparés par la plate-forme d'abrasion développée par la transgression holocène.

(q₁). **Pléistocène ?**. Cet ensemble est composé de trois unités morphologiques :

– des chenaux ou paléovallées prolongeant les principaux cours d'eau : ils sont peu encaissés et le remplissage alluvial atteint rarement 10 m. La vallée de la Slack a pu être suivie sur toute la largeur de la plate-forme pré-littorale ; elle est tronquée à l'aval par l'encaissement tardif du chenal du Lobourg, incision majeure du fond marin du pas de Calais ;

– une profonde dépression, totalement comblée par environ quarante mètres de dépôts sédimentaires de nature inconnue : cette dépression, que nous proposons de nommer fosse de Wissant, est observée au Nord du Cap Gris-Nez. Orientée NW-SE et donc parallèle au réseau principal des paléovallées de la Manche orientale (fig. 30, hors-texte), elle est invisible, du fait de son comblement, dans la topographie des fonds. Une analogie morphologique avec la carrière du Fart, toute proche, peut ici être proposée. Cette dépression représente un analogue, en réduction, de la fameuse fosse Dangeard, située sur le tracé du tunnel à 7 km au large de la fosse de Wissant. La fosse Dangeard, profonde de 80 à 100 m sous le niveau de la mer, est orientée WNW-ESE (Destombes et Shephard-Thorn, 1972 ; Destombes *et al.*, 1975 ; Auffret *et al.*, 1982). Une petite dépression transverse, WNW-ESE, avec un remplissage sédimentaire de 5 à 10 m, est observée à la limite nord de la feuille le long du contact entre le Gault et la craie cénomaniennne ;

– des dépôts étagés en terrasses, bordant le chenal du Lobourg, sont de nature gravelo-caillouteuse à l'affleurement. Ces terrasses sont génétiquement liées au creusement du chenal qu'elle bordent. Les principaux dépôts sont observés

au large de Wimereux. Il s'agit de minces dépôts sub-horizontaux (5 à 10 m environ d'épaisseur) observés au toit du substratum.

(q2). **Holocène.** Les dépôts les plus récents sont composés de sables fins accumulés soit en bandes étirées de faible épaisseur appelées rubans de sable, soit en grandes dunes sous-marines transversales ou longitudinales. Le sable constitue également un prisme sédimentaire côtier discontinu s'appuyant contre le littoral où sa bordure émerge et forme alors les plages. Ces dépôts littoraux sont dans l'ensemble peu épais au Sud du Cap Gris-Nez (quelques mètres) tandis que les affleurements rocheux sont peu nombreux jusqu'à Boulogne. Au Nord-Est du Cap, les dépôts sédimentaires récents atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur au niveau du Banc à la Ligne situé dans la baie de Wissant. En toponymie maritime, les dunes sous-marines transverses sont appelées ridens et les dunes longitudinales bassures ou bancs. Les deux principaux bancs présents sur la carte sont le Banc à la Ligne en baie de Wissant et l'extrémité septentrionale de la Bassure de Baas au large de Wimereux. Celui-ci s'étend très au Sud selon une direction N-S jusqu'au large de Boulogne puis NNE-SSW et enfin E-W à sa terminaison méridionale au large de Berck (fig. 31, hors-texte) (Auffret *et al.*, 1982 ; Clabaut, 1988). Cette forme sédimentaire remarquable, qui ne dépasse pas 2,5 km de largeur au niveau de la feuille, est longue au total de plus de 60 km, large de 15 km et sa hauteur maximale atteint une quinzaine de mètres. Étudiée en détail par l'imagerie sonar latéral et par diverses reconnaissances sédimentologiques (Augris *et al.*, 1987 ; Clabaut, 1988), la surface de ce banc est marquée par l'existence de nombreuses vagues de sable transverses, hautes de 1,5 à 5 m et de 70 à 240 m de longueur d'onde, et de mégarides de longueur d'onde de 5 à 15 m, couvrant la quasi-totalité du banc. Des rubans sableux sont observés à la terminaison nord du banc sur les bords. La distribution et la longueur d'onde des formes sédimentaires sont liées à la dynamique des courants de marée et à l'épaisseur plus ou moins grande de la couverture de sable moyen bien classé qui constitue la couverture de surface du banc (Clabaut, 1988).

TECTONIQUE ET CADRE GÉODYNAMIQUE

STRUCTURATION AU PALÉOZOÏQUE

Le massif paléozoïque du Bas-Boulonnais est connu depuis le milieu du XIX^e siècle. Les travaux de Gosselet et Bertaut (1873) se traduisirent par la première carte de ce secteur. Le début du XX^e siècle marqué par une intense exploitation houillère, amène de nouvelles découvertes et l'interprétation originale d'Olry (1904) complète les observations de Gosselet.

Pour la première fois, deux unités structurales sont distinguées : au Nord, l'Unité de Ferques quasi-monoclinale, au Sud l'Unité du Haut-Banc

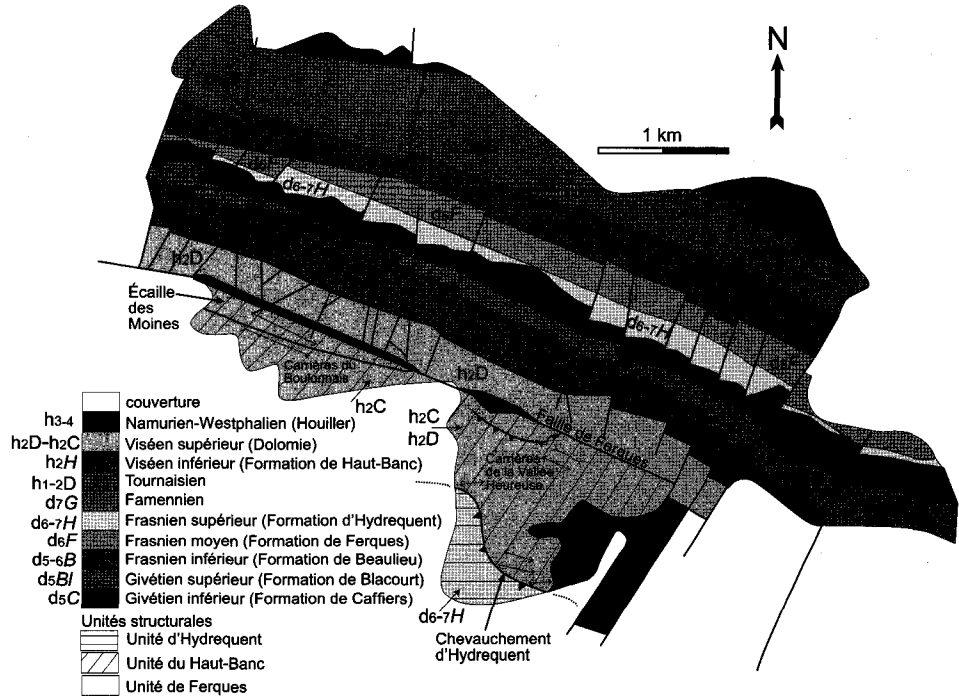


Fig. 32 - Carte structurale schématique du Paléozoïque

relativement peu plissée. Cartographiquement, ces deux unités sont séparées par la Faille de Ferques, accident essentiellement vertical. Les premières coupes détaillées sont alors proposées montrant en profondeur la superposition de l'allochtone du Haut-Banc sur l'autochtone de Ferques.

Pruvost et Delépine (1921) complètent cette interprétation avec l'analyse du sondage de la Vallée Heureuse. Bonte (1969) et Danzé (1969), apportent ensuite de légères modifications. L'extension des exploitations des carrières du Boulonnais et de la Vallée Heureuse situées sur la Faille de Ferques (telle qu'elle avait été définie par les auteurs précédents) amène de nouvelles conceptions. Colbeaux *in* Robaszynski *et al.* (1982) et Colbeaux et Leplat (1982) transforment cet accident en lui donnant une composante chevauchante. La Faille de Ferques est alors considérée comme l'émergence du chevauchement du Massif du Haut-Banc sur l'autochtone de Ferques. Bouroz (1986) conteste cette interprétation par les travaux miniers et l'existence de stries horizontales sur les lèvres de la faille observée dans la carrière de la Vallée Heureuse.

En 1983, Cooper *et al.* étudient la carrière de Basse Normandie sous un aspect structural. Ils décrivent ce qui allait devenir un objet classique : le « duplex de Basse Normandie » repris par la suite par Ramsay (1986). C'est la première étude quantitative et géométrique fine d'un duplex. Deux ensembles y sont séparés, un duplex inférieur qui affleure le long de la voie ferrée et un duplex supérieur limité à son toit par le chevauchement d'Hydrequent. Le duplex inférieur est affecté par un raccourcissement parallèle au lit, sans création de clivage et par des écailles imbriquées. Le duplex supérieur, moins étudié, a été interprété comme un ensemble d'écailles.

La cartographie du massif paléozoïque a été reprise à 1/5 000 et l'étude structurale détaillée de toutes les carrières permet aujourd'hui de réinterpréter les différentes observations.

Sur le schéma structural du Paléozoïque (fig. 32), deux domaines structuraux séparés par la Faille de Ferques sont distingués : l'Unité de Ferques parautochtone au Nord, les unités allochtones : l'Unité du Haut-Banc et l'Unité d'Hydrequent au Sud.

Unité de Ferques

L'Unité de Ferques est interprétée comme parautochtone, sa géométrie impliquant la présence de chevauchements aveugles profonds.

Les couches y ont un pendage qui varie de 30 à 60° vers le Sud ; des accidents longitudinaux et transverses affectent cette unité ainsi découpée en petits blocs hectométriques à kilométriques.

Les accidents longitudinaux (N110°-120°) se localisent fréquemment à la limite des formations, ce qui suggère l'activation des principales discontinuités lithostratigraphiques. L'accident majeur le plus septentrional met en contact les Formations de Blacourt (calcaire) et de Beaulieu (shales). Le rejet de cet accident vertical, contrôlé par la paléontologie, montre une variation latérale.

Dans la partie orientale de la feuille (entrée de la carrière du Griset), 90 à 95 m de la partie supérieure de la Formation de Blacourt manquent. Vers le milieu de la carrière du Banc Noir, c'est une cinquantaine de mètres qui manquent. À l'extrémité ouest actuelle de cette même carrière, il manque une petite quarantaine de mètres. Un peu plus à l'Ouest (tranchée de la voie ferrée Caffiers-Ferques, au lieu-dit Couderousse) cet accident apparaît dédoublé. Le contact entre les deux formations ne se fait pas au même niveau de la Formation de Blacourt de part et d'autre de la voie ferrée Caffiers-Ferques et la base de la Formation de Beaulieu (dont le niveau de la Cédule) disparaît. Une seconde branche de cet accident passerait à la base du Membre Bastien, très fortement tectonisée et une partie de la série, celle correspondant au Membre moyen de la Formation de Fromelennes, récifale en Ardenne, pourrait être supprimée.

Plus à l'Ouest encore, les affleurements sont beaucoup plus rares mais l'accident frontal semble perdre progressivement de son importance, ce qui expliquerait la largeur d'affleurement légèrement plus importante de la Formation de Blacourt dans ce secteur.

Ces accidents sont peu visibles et difficiles à détecter ; ils n'ont été repérés que récemment, ce qui explique les conceptions de certains auteurs (Le Maître et Devos, 1961a, b ; Le Maître et Magne, 1964) sur la limite Givétien-Frasnien dans le Boulonnais.

Les failles transverses sont subverticales, de direction N020° à N040° et découpent en compartiments l'ensemble de la série dévonienne du parautochtone de Ferques. Pour la plupart dextres, certaines de ces failles peuvent présenter des rejets horizontaux atteignant 150 m ; elles sont particulièrement nettes au bord des carrières de la Vallée Heureuse et du Boulonnais. La plupart de ces failles ont (re)joué au Secondaire ou au Tertiaire car elles affectent la couverture et déplacent horizontalement la Faille de Ferques de quelques dizaines de mètres.

Faille de Ferques

La Faille de Ferques a été interprétée de manières fort différentes selon les auteurs (*cf.* ci-dessus). En fait, comme Bonte (1969) l'avait pressenti, c'est une zone faillée souvent large de plusieurs centaines de mètres, bien

exposée dans les carrières du Boulonnais (carrière des Moines) et de la Vallée Heureuse. Le Houiller *s.s.* est présent le long de cette faille, ce qui a entraîné son exploitation dans les fosses de Frémicourt et Leulinghen (Olry, 1904).

L'extension des carrières a permis une vue en trois dimensions de cette zone faillée complexe. Des études structurales ont été effectuées dans la carrière des Moines (Prud'homme *et al.*, 1992 ; Mercier et Mansy, 1995) et dans les carrières de la Vallée Heureuse.

- Une coupe N-S au travers de la carrière des Moines montre l'ensemble des unités rencontrées près de la faille (fig. 33a).

Le contact de l'Unité de Ferques au Nord avec la zone faillée se marque par une zone intensément tectonisée et un pendage qui augmente. Les calcaires Napoléon et Joinville ainsi que le calcaire de Rety sont affectés par des plis concentriques métriques et par de petits plis de rampes associés à des duplex. Les niveaux argileux constituent des surfaces de glissement préférentielles. En dépit de cette tectonique qui peut dupliquer certains niveaux, on parvient à suivre l'ordre stratigraphique jusqu'au calcaire de Rety. Les grès des Plaines et le Houiller sont très fortement déformés, constituant de nombreuses lentilles tectoniques et des niveaux renversés.

Au Sud des lits charbonneux assimilés classiquement à la Faille de Ferques par les auteurs anciens, on distingue l'écaille des Moines (Prud'homme *et al.*, 1992). Elle est constituée par une série renversée, elle aussi très tectonisée. Au cœur de cet ensemble affleurent quelques mètres de calcaires cataclasés, parfois mélangés à du charbon et aux grès des Plaines. Globalement les formations les plus anciennes se situent au Sud.

De nombreux indices de déplacement apparaissent à la surface des failles ; ils soulignent un caractère pluriphasé de la déformation (inverse, normal et décrochant). Les traits majeurs en sont indiqués sur les figures 33b et c.

- Une coupe de la zone faillée de Ferques, située sur le front d'exploitation occidental des carrières de la Vallée Heureuse permet d'étudier la nature de l'accident. De chaque côté du Houiller, affleurent de nombreuses écailles décamétriques, qui, pour la plupart, ont été datées. La juxtaposition des formations d'âges différents implique une mise en place complexe. Les observations de décalages stratigraphiques et de stries sur les plans de faille sont schématiquement reportées sur la figure 34.

Au Nord du Houiller apparaissent des failles à composante normale, alors qu'au Sud les failles à composante inverse sont plus fréquentes, celles-ci sont associées à des décrochements dont la majorité a un rejeu senestre.

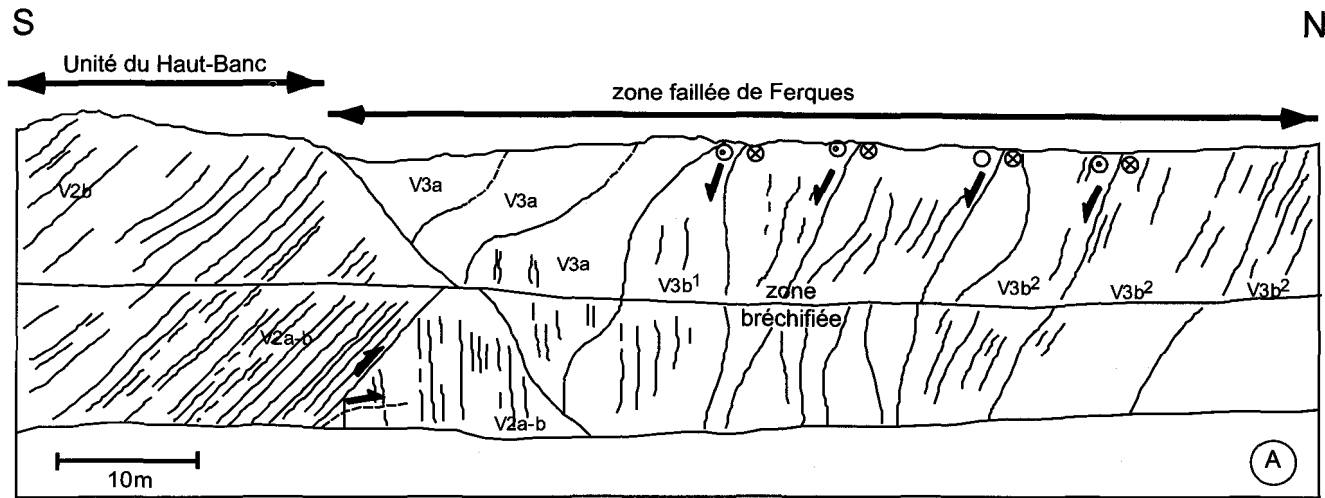


Fig. 33 - La zone faillée de Ferques à l'Ouest de la carrière des Moines : A ; Coupe schématique

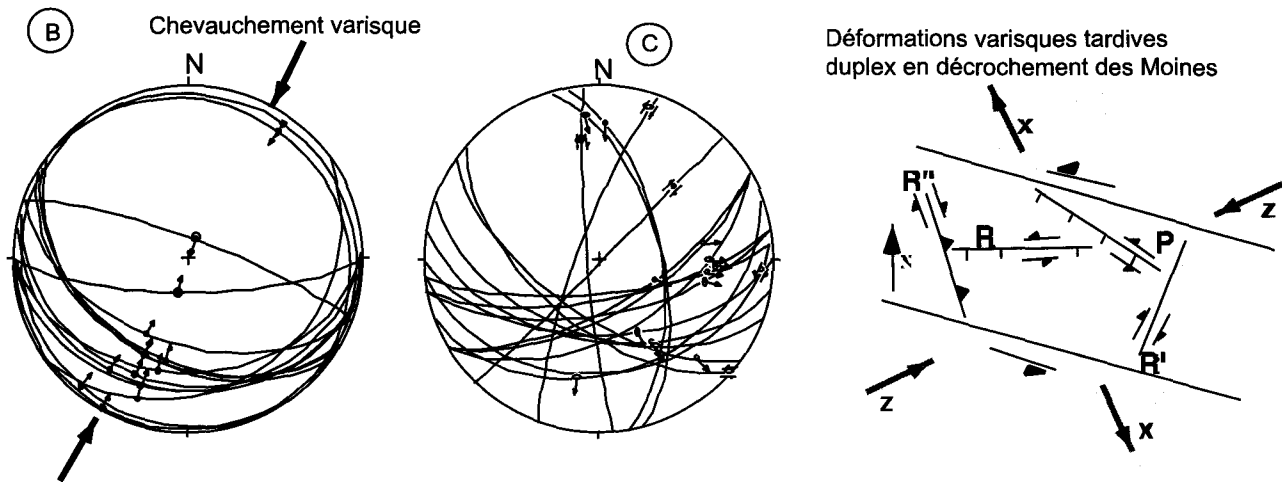


Fig. 33 - La zone faillée de Ferques à l'Ouest de la carrière des Moines (Carrières du Boulonnais) : B et C ; Projections stéréographiques (hémisphère inférieur) des marqueurs de déformations et interprétation dans un modèle de type Riedel

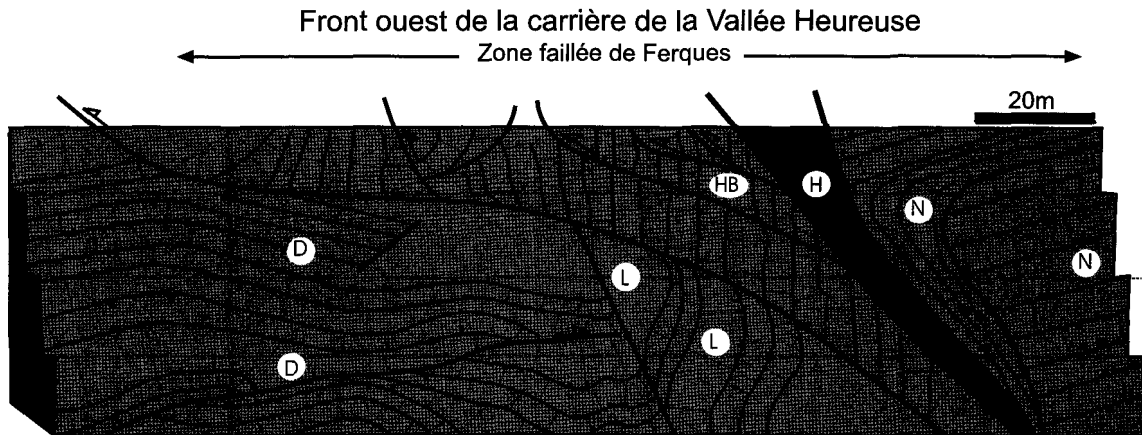


Fig. 34 - La zone faillée de Ferques à l'Ouest des carrières de la Vallée Heureuse
 D : dolomie ; H : houiller ; HB : Haut-Banc ; L : Lunel ; N : Napoléon

L'ensemble des observations effectuées dans la zone faillée de Ferques indique une évolution dans un contexte transpressif aboutissant à la formation d'une structure en fleur.

Unité du Haut-Banc

Elle est située au Sud de la Faille de Ferques et de l'Écaille des Moines.

Dans cette Unité, des plis hectométriques sont bien exprimés à la fois dans la carrière des Moines et dans la Vallée Heureuse. Les axes des plis mesurés sont proches de N110°-120° ; ils ne sont pas connectés entre eux mais présentent plutôt une allure en échelon. Leur mise en place obéit à des mécanismes légèrement différents (Mercier et Mansy, 1995).

- Dans la carrière des Moines, le pli à charnière aiguë reprend des structures cisailées antérieures (Φ_a) ; le pli est ensuite affecté par un accident plus tardif (Φ_c). Le flanc nord, proche de la verticale, subit un amincissement important (fig. 33). Un processus de mise en place impliquant le passage sur une rampe suivi par un transport sur le plat puis par un blocage, a été proposé dans Mercier et Mansy (1995).

- Dans la carrière de la Vallée Heureuse, un anticlinal et un synclinal affleurent au Sud de la zone faillée de Ferques. On peut déceler une mise en place composite dans ces deux structures. L'anticlinal qui affecte la dolomie peut être schématiquement divisé en 3 parties.

Le cœur est constitué par un pli ouvert, sur le dos duquel apparaissent de petites rampes (failles), qui s'amortissent latéralement en quelques mètres (fig. 35). Au-dessus de la rampe, un pli passif plus fermé à vergence sud apparaît, il est issu d'une phase de serrage tardive. Sur l'extrados et près de la charnière, des petites écailles en biseau, des rampes et des duplex décimétriques accommodent la déformation disharmonique au cœur du pli, et sur le flanc nord légèrement renversé par accumulation de matière.

Cette structure est particulièrement intéressante car elle permet de voir sur quelques mètres l'évolution d'un pli ouvert à un pli fermé. Des structures identiques ont été observées dans le Paléozoïque des Ardennes.

- Dans la carrière de Basse Normandie, au sein de l'Unité du Haut-Banc, une structure complexe est interprétée par Cooper *et al.* (1983) comme une superposition de deux duplex.

Dans la réinterprétation proposée par Averbuch et Mansy (1998), la partie inférieure de la structure (ex. duplex inférieur) résulte bien d'un mécanisme de duplication intercutanée en séquence conforme. Une hypothèse différente est proposée pour la partie supérieure assimilée ici à un pli de propagation

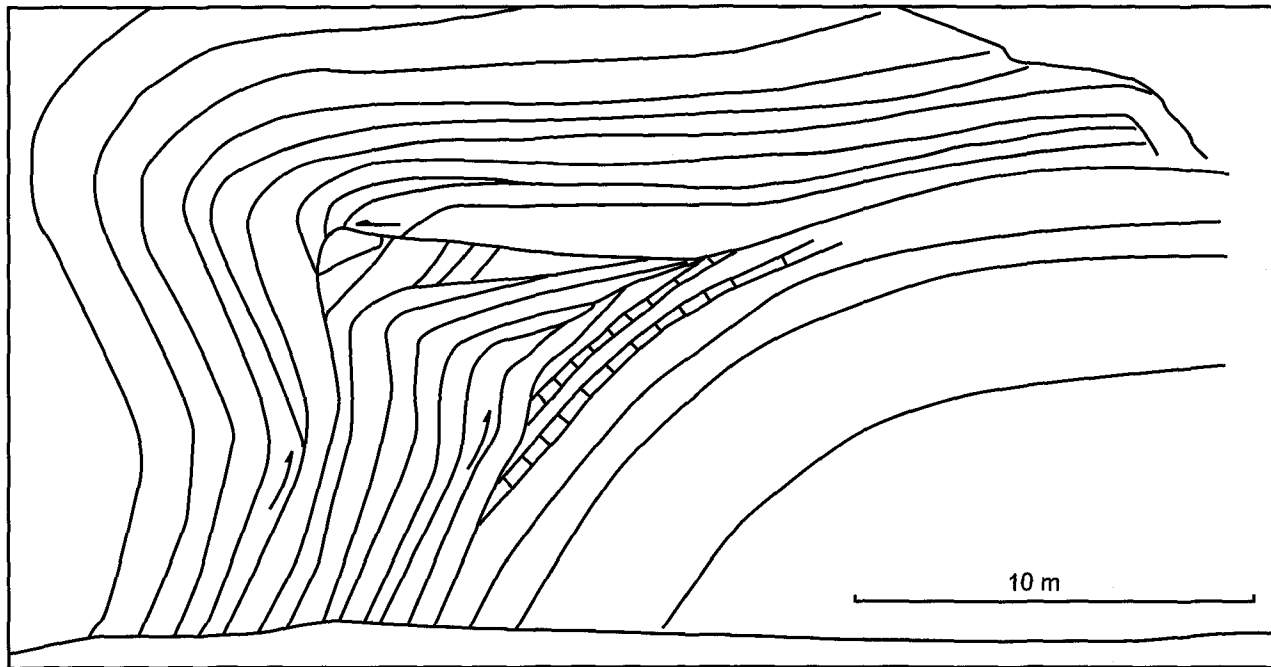


Fig. 35 - Détail d'un pli composite de l'unité du Haut-Banc (carrière de la Vallée Heureuse)

légèrement transporté sur le plat (fig. 36). À la faveur de ce transport de quelques dizaines de mètres, une semelle tectonique est générée, constituant un duplex. Les plis du duplex et ceux du pli de propagation situé au-dessus indiquent une même direction de transport (N30°).

La déformation ultime cisaille faiblement l'ensemble, probablement lors de la mise en place tardive de l'Unité d'Hydrequent, qui est hors séquence.

Unité d'Hydrequent

Elle est constituée de schistes et grès famenniens rouges, souvent rencontrés en sondages (sondages des Moines, de Rety, fosse de Ferques) et peu à l'affleurement. Sa structure reste mal connue, mais implique un chevauchement visible au Sud des carrières de la Vallée Heureuse et de Basse Normandie. Celui-ci a un grand rejet mettant en place du Famennien sur le Houiller, confirmé par le sondage de Rety. Le caractère hors séquence est ainsi mis en évidence par le fait que l'Unité d'Hydrequent repose à la fois sur les Unités de Ferques et du Haut-Banc.

Conclusions

La structuration hercynienne du Massif de Ferques qui représente le front de déformation varisque dans le Boulonnais, est complexe. On y décèle une phase initiale, avec des petites rampes, puis la phase majeure post-westphalienne qui s'effectue en plusieurs étapes. L'une d'entre elles est hors séquence, impliquant des blocages frontaux et une réactivation à l'arrière. La phase ultime d'âge tardi-paléozoïque se marque par une tectonique transpressive qui génère la Faille de Ferques et sa structure en fleur, qui découpent la structuration chevauchante antérieure.

STRUCTURATIONS SECONDAIRE ET TERTIAIRE

Les nouvelles données cartographiques font apparaître des directions structurales nouvelles qui n'existaient pas sur la carte précédente (faille N30°). De plus, des déformations importantes, plicatives et cassantes, ont été observées dans le Jurassique. Celles-ci étaient auparavant sous-estimées, ou mal connues. L'analyse de ces déformations complète l'histoire géodynamique du Boulonnais.

La structure du Mésozoïque est caractérisée par trois directions de failles : N30°, N110°-N120° et E-W. Les failles N30° sont réparties de façon homogène à terre. Les failles N110°-N120° et E-W constituent des zones faillées qui limitent des blocs faiblement déformés (fig. 37).

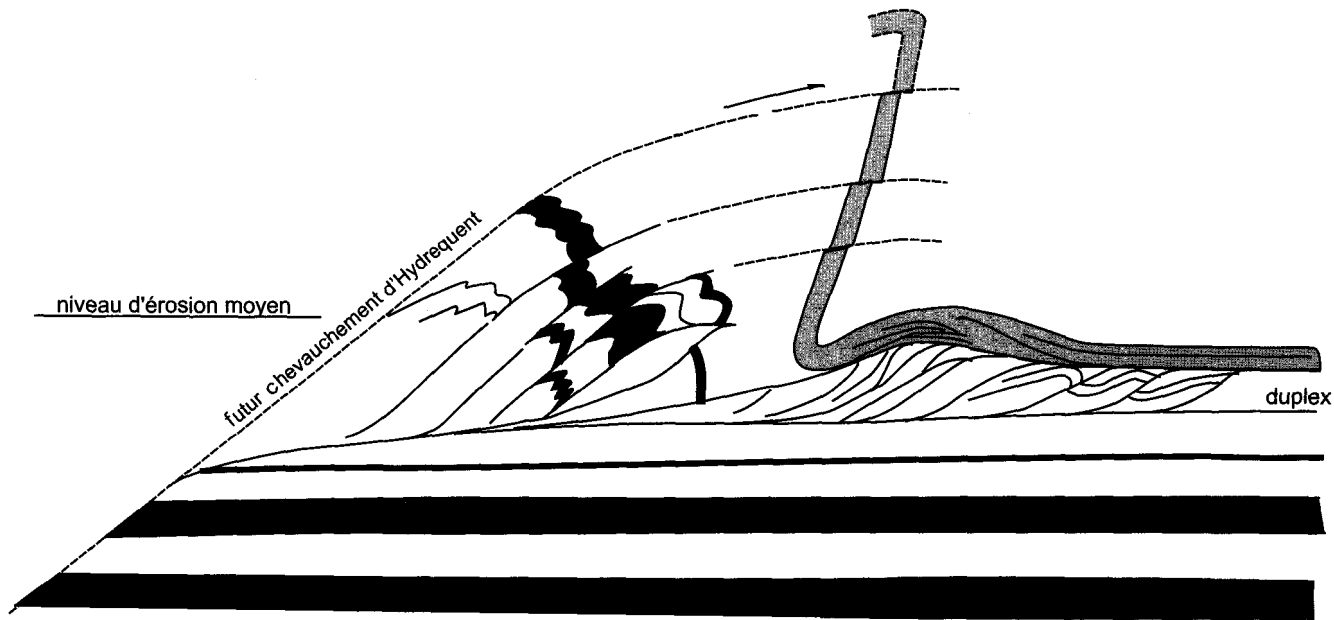


Fig. 36 - Interprétation des plis de la carrière de Basse Normandie au contact des Unités d'Hydrequent et du Haut-Banc

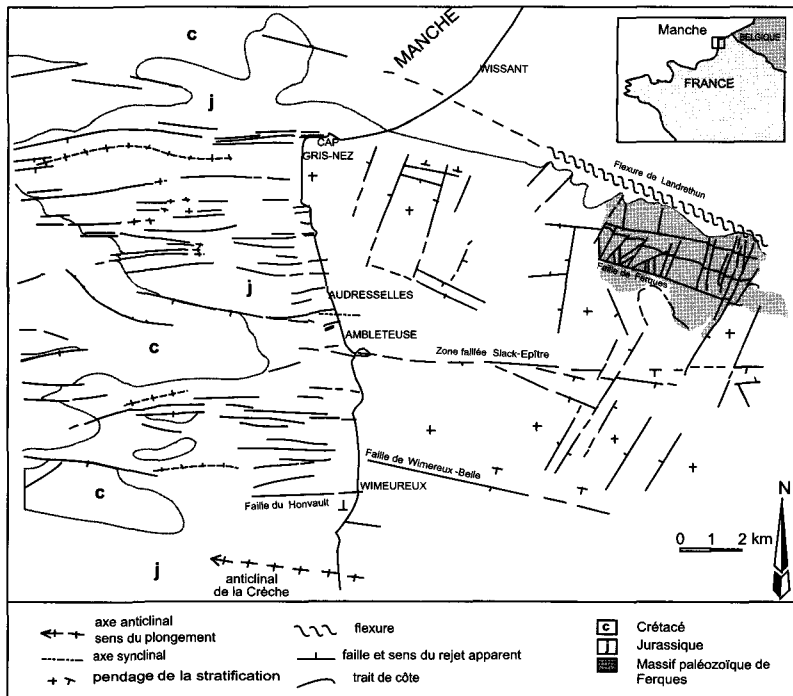


Fig. 37 - Carte structurale terre-mer du secteur de Marquise

Le Jurassique est constitué de trois unités lithostructurales. Chacune a un comportement caractéristique face aux contraintes tectoniques (Lamarche *et al.*, 1996). La première unité, calcaire, est constituée par le Bathonien. On y observe principalement une déformation cassante, particulièrement bien enregistrée dans les membres B et C des Calcaires de Leulinghen. La seconde unité, à dominante argileuse, est constituée par le Callovien et l'Oxfordien. Sur ses rares affleurements, on observe de la déformation plicative. La troisième unité est une alternance de niveaux compétents de grès et calcaires, et de niveaux incompétents d'argile. Elle est constituée par le Kimméridgien et le Tithonien. On observe cette alternance à l'échelle décamétrique (formations) et à l'échelle décimétrique (bancs). Il en résulte une déformation par glissements banc sur banc ainsi que des déformations plicatives et cassantes.

Le Crétacé renferme des sables, des marnes et des craies au comportement rhéologique différent décrit par Bergerat et Vandycke (1994).

Structures visibles à l'intérieur des terres

Sur le pourtour des carrières de calcaire paléozoïque situées sur la commune de Ferques, on observe les calcaires bathoniens (Sables d'Hydrequent, Calcaires de Leulinghen, Calcaires de Marquise-Rinxent). Ils sont en moyenne horizontaux. Parfois ils présentent des pendages dus à des phénomènes de soutirage karstique. Le Bathonien est par ailleurs affecté par des failles. Les calculs de paléo-tenseur de contrainte mettent en évidence trois états de paléo-contrainte : une compression NNW-SSE et extension ENE-WSW, une compression E-W, une extension NW-SE.

Au niveau de l'échangeur n° 7 de l'autoroute A16, les argiles du Callovien supérieur (Argiles de Montaubert) affleurent sur le talus, sur environ 500 m. Des niveaux gréseux soulignent des plis métriques associés à des failles inverses de rejets métriques. Ils sont le résultat d'une compression N-S à NE-SW dans une formation à dominante argileuse (fig. 38, hors-texte).

Sur le talus de l'échangeur n° 4 de l'autoroute A16 affleurent les Argiles de Wimereux (Tithonien). L'échangeur se situe sur la bordure nord de la faille de Wimereux-Belle. À l'approche de cette faille (de direction N110°-N120°), les argiles passent d'un pendage horizontal à un pendage de 30° environ vers le Sud. Il s'agit d'un crochon de faille de dimension hectométrique.

Dans l'édition de 1971 de la carte géologique, une faille sensiblement NW-SE limite les craies dans leur partie méridionale suivant en cela l'opinion de Gosselet et Dollé (1907) et de Pruvost (1922). L'existence à Mimoyecques, d'un affleurement de Turonien moyen à supérieur montrant des pendages de 30° à 20° vers le Nord-Est a constitué un élément positif pour la recherche

d'indices en faveur d'une flexure plutôt que d'une faille mettant en contact l'Albien et le Turonien. Grâce à la mise à disposition par le BRGM d'une tarière autoportée, cinq transects de 3 à 6 sondages ont été réalisés à Landrethun, Mimoyecques, Bainghen, Leubringhen et Audembert. Dans chaque cas, la présence de Cénomaniens a été mise en évidence sur une largeur d'une centaine de mètres. Dans la plupart des cas les contacts stratigraphiques avec le faciès Gault de l'Albien supérieur et avec la craie noduleuse du Turonien inférieur ont été traversés.

Il résulte de ces observations que des pendages de 20° à 40° suffisent pour expliquer le passage latéral assez rapide (sur le terrain) de l'Albien au Turonien (fig. 23). À la limite orientale de la feuille, juste au contact avec la feuille de Guînes, la tranchée de Caffiers a également montré des pendages de 25° à 30° dans le Turonien inférieur près du passage à niveau.

La « Faille de Landrethun » sur l'ancienne feuille de Marquise est donc remplacée par une flexure en connexion avec celle proposée sur la feuille de Guînes (Robaszynski et Amédéo, 2001).

Les profils sismiques effectués au large de la côte confortent l'hypothèse de la flexure bien lisible aussi sur la carte du toit du Paléozoïque (fig. 39). Une pente assez régulière et peu faillée borde la pente occidentale du môle de Ferques.

Aspects tectoniques schématiques, le long de la côte

La succession de zones peu déformées séparées par des zones déformées est visible à l'affleurement le long et au large de la côte. Ainsi, du Nord au Sud, on rencontre neuf zones.

– En mer, au large du Cap Blanc-Nez, le « pli », le « plissement » ou l'« anticlinal » des Quénocs, est connu depuis le XIX^e siècle (Potier et de Lapparent 1877 ; Pruvost, 1924 ; Destombes, 1961 ; Destombes et Destombes, 1963 ; Destombes et Shephard-Thorn, 1972). Cette structure est accompagnée de nombreuses petites failles mises en évidence lors des études géologiques et des travaux de sondages puis de creusement du tunnel sous la Manche. À partir de mesures réalisées dans les falaises du Cap Blanc-Nez, Vandycke (1992) et Bergerat et Vandycke (1994) suggèrent la succession suivante :

- deux phases de tectonique cassante synsédimentaires auraient d'abord affecté la région et seraient liées à un régime d'extension,
- une phase de compression N-S et d'extension E-W, décrochante, aurait affecté le Cénomaniens inférieur (ce serait l'une des périodes de fonctionnement de la Zone de Cisaillement Nord-Artois, cf. Colbeaux *et al.*, 1980 et Colbeaux *et al.*, 1993) ; il est probable que cette phase de compression aurait provoqué les failles WNW-ESE faisant remonter les

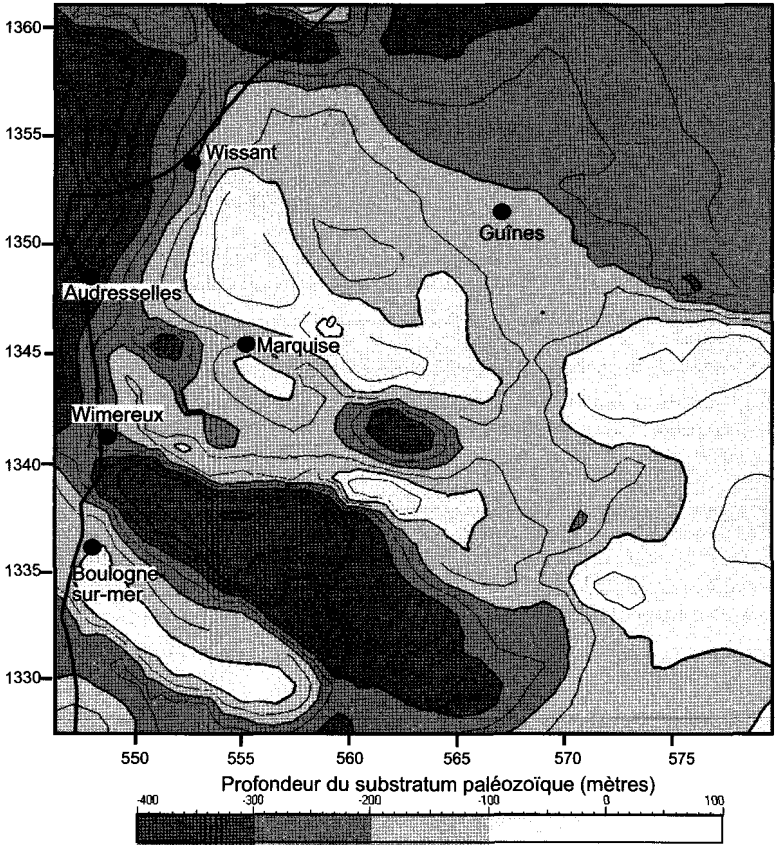


Fig. 39 - Courbes d'iso-altitude du toit du Paléozoïque dans le Boulonnais

Quénocs (« anticlinal » ou mini-horst) et causant la lacune de dépôt de l'Albien terminal (Zone à Dispar) au Cénomaniens inférieur basal, une phase d'extension E-W d'âge Cénomaniens moyen à supérieur.

– Plus au Sud affleure la zone faillée et plissée du Cap Gris-Nez (fig. 40). On distingue sur l'estran les séries du Tithonien. La stratification a un pendage qui varie de l'horizontale à la verticale, on reconnaît des terminaisons péri-anticlinales hectométriques. Ces plis d'axe E-W, résultent d'une compression N-S ; ils sont affectés par deux familles de failles : l'une est décamétrique, de direction E-W, les failles décalent les plis et sont probablement pluriphasées. L'autre est constituée de failles plurimétriques, de directions moyennes N050° et N150° que l'on observe sur les flancs des plis. Ces failles ont des rejets apparents décrochants métriques, respectivement senestres et dextres. La structure plissée et faillée du Cap Gris-Nez est le résultat d'une tectonique en partie synsédimentaire, pluriphasée, alternativement extensive et compressive. Cette structure se prolonge vers l'Ouest ainsi qu'on peut le voir sur les profils sismiques ;

– une zone peu déformée s'étend du Cap Gris-Nez à Audresselles : le Jurassique supérieur (Argiles de Châtillon et Grès de la Crèche) y est monoclinale à horizontale et il est parfois affecté par des failles normales E-W de faible rejet (fig. 41) ;

– une zone déformée est visible sur la plage au Sud d'Audresselles, dans les Argiles de Châtillon (Kimméridgien supérieur, Tithonien inférieur) (fig. 42). Les structures tectoniques y ont une direction E-W. Sur la falaise, les argiles sont affectées de failles normales, résultat d'une extension NE-SW. Ces failles sont basculées, reprises par des plis (un anticlinal près du blockhaus et un synclinal au Sud). Sur l'estran on distingue, dans les argiles, des plis métriques d'axe E-W ainsi que des failles inverses conjuguées dans les bancs compétents. Ces structures témoignent d'une compression N-S. De même, on voit sur la plage une charnière de pli courbe, sa direction variant de N-S à N040°. Elle serait la conséquence d'un contexte tectonique décrochant ;

– au Sud d'Ambleteuse, les dunes masquent le Jurassique. Les profils sismiques permettent cependant de connaître la structure sous-marine et il est probable que la zone faillée de la Slack-Épître se prolonge vers l'Ouest sous ces dunes ;

– une zone peu déformée est située entre la Pointe aux Oies et Wimereux et le Tithonien y constitue un monoclinale à faible pendage vers le Nord où les déformations sont rares. Un système de failles normales conjuguées est néanmoins visible au Sud de la Pointe de la Rochette. Ces failles ont un rejet centimétrique à décimétrique et sont le résultat d'une extension N-S ;

– la faille de Wimereux-Belle se prolonge sous Wimereux mais est masquée par les bancs de sable en mer ;

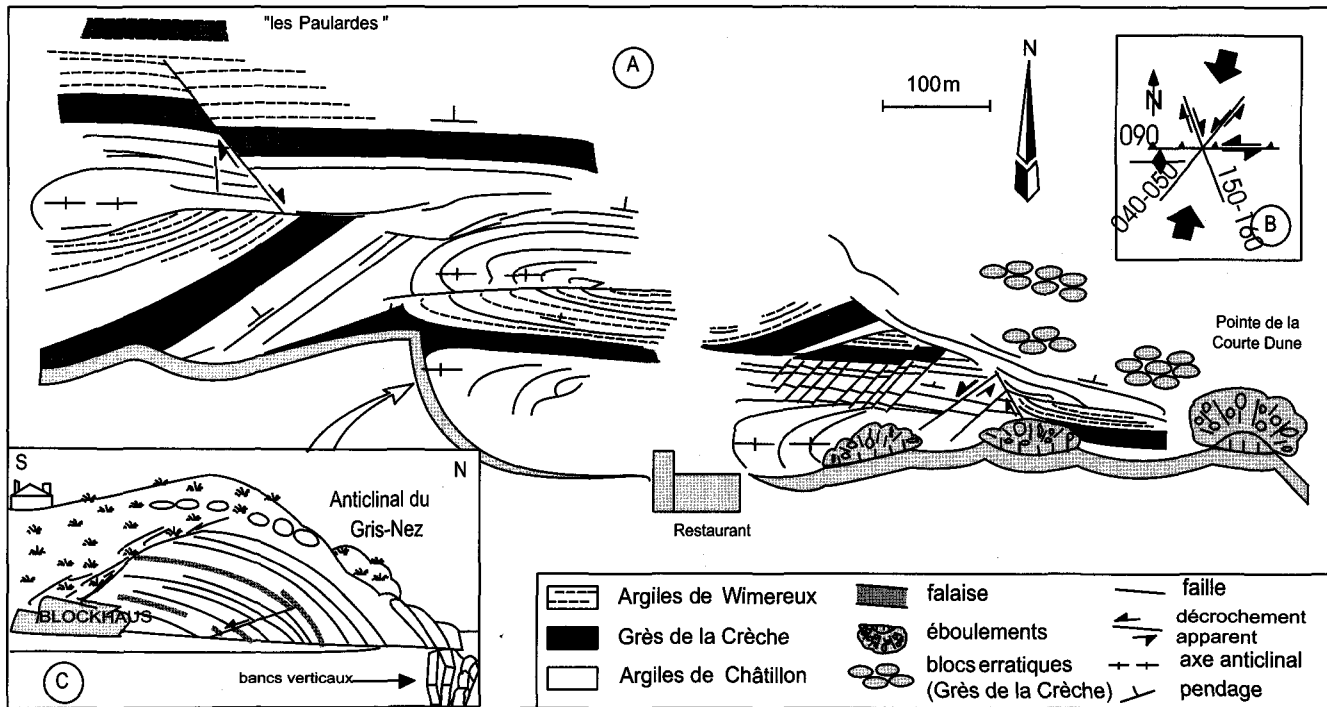


Fig. 40 - A : Carte interprétative des structures observées sur la plage du Cap Gris-Nez ; B : Schéma des principales structures et directions de compression ; C : Anticinal observé sur la falaise à l'Ouest du restaurant

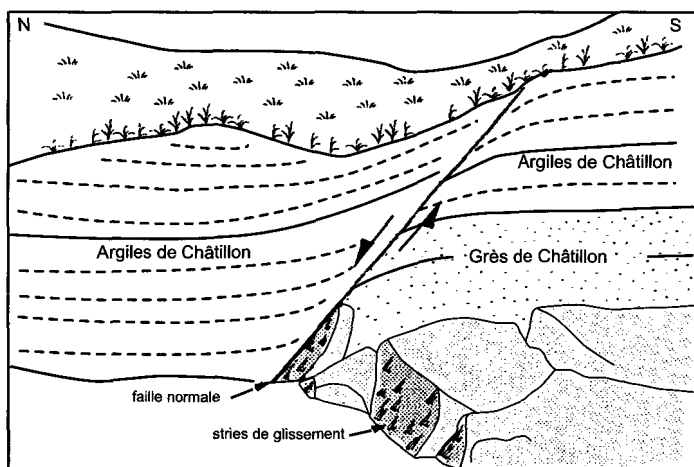


Fig. 41 - Faille normale dans les Grès et les Argiles de Châtillon

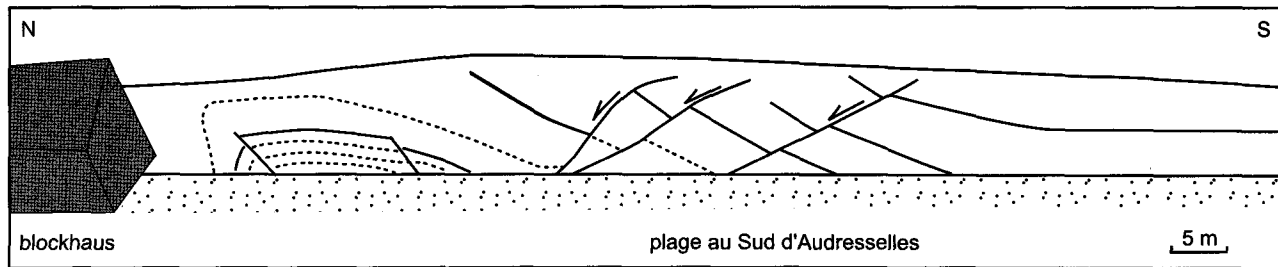


Fig. 42 - Déformation plicative et cassante dans les Argiles de Châtillon

- au Sud de Wimereux, le Jurassique supérieur est peu déformé : il se présente sous la forme d'un monoclin à faible pendage vers le Nord, affecté par des failles N110°-N120°, de rejet apparent normal métrique ;
- sur la plage au Nord de Boulogne-sur-Mer, le Jurassique supérieur est affecté par un anticlinal hectométrique, d'axe N120° : l'anticlinal de la Crèche (à la limite sud de la carte géologique de Marquise).

Structuration des séries mésozoïques en mer

La partie sous-marine de la feuille Marquise présente le prolongement vers le large de la partie nord de l'anticlinal du Boulonnais, la partie principale de l'anticlinal étant située plus au Sud, au large de Boulogne (fig. 43, hors-texte) (Auffret et Colbeaux, 1977 ; Colbeaux *et al.*, 1980).

Sur la carte de Marquise, le contour au toit du Tithonien montre, au Sud du Cap Gris-Nez, deux fermetures périanticlinales vers l'Ouest et une avancée périsynclinale vers la côte au large d'Audresselles, indiquant l'existence de larges plis espacés de 4 à 6 km. Les fermetures indiquent un plongement général vers l'Ouest des axes de ces déformations.

Le couloir de failles « Gris-Nez-Dungeness » (Auffret et Colbeaux, 1977) constitue la limite septentrionale de cet ensemble caractérisé par des plis accentués.

Au Nord de la feuille, les pendages sont faibles et la série mésozoïque n'est déformée que par de faibles ondulations jusqu'à l'anticlinal de Sangatte dont le flanc nord, puissamment flexuré, constitue la bordure septentrionale du horst Weald-Artois.

La fracturation est associée à ces déformations souples et est également bien plus dense au Sud de la feuille. La cartographie sous-marine montre un parallélisme remarquable entre les principaux axes de plis, les failles, et les plis étroits qui leur sont associés. On observe également à l'Ouest de la feuille une inflexion vers l'WSW-ENE, des failles et des déformations d'axes E-W à N110° observées plus près de la côte. Cette inflexion suit la direction générale de la structuration du socle paléozoïque en profondeur qui est contrôlée par le prolongement vers l'Ouest du front de déformation varisque observé au niveau du massif de Ferques.

Dans le détail, la déformation des séries du Jurassique supérieur est rendue complexe par l'interaction d'une déformation souple de courte longueur d'onde qui interfère avec, ou prolonge les failles et peut varier latéralement très rapidement. Cette intense déformation cassante est très vraisemblablement liée à la proximité du socle paléozoïque dans le secteur au large du Cap Gris-Nez (fig. 39). Les comparaisons entre profils sismiques proches montrent que les

failles s'amortissent sur leur tracé au niveau de flexures mais peuvent également se prolonger en relais par une ou plusieurs failles parallèles comme en témoigne la structure complexe de l'estran du Cap Gris-Nez (fig. 40).

De cette répartition des différentes structures sur la partie submergée de l'anticlinal, on peut déduire une chronologie des déformations faisant intervenir une déformation souple à grande échelle accompagnée précocement d'une fracturation normale en extradors, se développant jusqu'au basculement des blocs étroits en lanières entre failles normales parallèles (fig. 28, hors-texte). Au fur et à mesure de la progression de la déformation et du jeu en surrection des blocs de socle, le serrage a induit contre ces failles des plis de courte longueur d'onde indicatifs d'une tendance finale à l'inversion des failles normales initiales.

La plupart des accidents semblent verticaux mais cette lecture est difficile sur la sismique de faible pénétration utilisée ici en raison de la diffraction provoquée par les miroirs qui masquent la faille. La sismique montre également des couloirs de failles proches et de tracé sub-parallèle, de faible rejet vertical et divergentes vers le haut du profil. Ces structures sont probablement indicatives de rejets en décrochement.

Des réactivations variées des fractures sont intervenues lors des nombreuses phases de déformation compressives ou extensives secondaires et tertiaires détectées à terre (Auffret et Colbeaux, 1977 ; Vandycke et Bergerat, 1992 ; Lamarche, 1995 ; Lamarche *et al.*, 1996). La part respective des différentes phases ne peut être établie en mer en l'absence de calage chronostratigraphique précis et de l'érosion des séries dans les secteurs les plus déformés. L'observation d'une surface d'érosion accompagnée d'une légère discordance angulaire au contact Tithonien-faciès purbeckien et faciès wealdiens est cependant un apport important de la cartographie sous-marine à la connaissance des principales phases régionales de déformation.

La différence notable dans la distribution des fractures entre les domaines marin et d'estran d'une part et les terrains jurassiques situés plus à l'Est à terre d'autre part peut s'expliquer pour deux raisons :

– méthode de cartographie : la fracturation fine des séries jurassiques a pu être mise en évidence en mer par la sismique réflexion continue ainsi que sur l'estran où les affleurements sont larges tandis qu'à terre, le recouvrement de formations superficielles ne permet pas une observation continue et une cartographie des failles. On doit aussi noter que malgré le faible espacement des profils sismiques et une assez bonne continuité des structures majeures, une incertitude demeure sur les corrélations entre profils en raison de la variation latérale des déformations ;

– zonation des rejeux tectoniques : les fractures N30° semblent absentes en mer dans la partie nord de l'anticlinal, au large d'Audresselles et du Cap Gris-Nez où les fractures N90° à N110° prédominent largement. En revanche, au Sud, au large de Wimereux, ces fractures de direction N30° sont bien représentées dans une zone où la structure du substratum apparaît complexe. Un tel changement de style de rejeu tectonique et de direction de fracturation entre les deux secteurs pourrait être lié à l'existence d'une zone transverse NNE-SSW s'étendant depuis le secteur au large de Wimereux à la zone de Marquise et pouvant se poursuivre plus au Nord sous les terrains crétacés à l'Est de Sangatte.

APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE

Les cartes d'anomalies gravimétriques et d'anomalies magnétiques

La prise en compte des données géophysiques disponibles sur l'ensemble de la région permet d'établir un schéma structural du socle (Everaerts et Mansy, 2001). On remarque essentiellement une anomalie magnétique positive et relativement étendue, interprétée comme un corps magnétique profond (Debeglia et Weber, 1985). Ce manque d'information est lié au fait que cette carte (Le Mouel, 1969 ; Galdeano *et al.*, 1980) a été dressée à partir d'un levé aéromagnétique réalisé à 3 000 m d'altitude avec des profils N-S espacés de 10 km. La carte gravimétrique est nettement plus intéressante car elle s'appuie sur une densité de points de mesures beaucoup plus importante pour les données françaises et issues du BGS pour les données de la Manche.

Les méthodes utilisées pour cette étude sont développées dans Everaerts et Mansy (2001), elles ne seront pas reprises dans cette notice.

Cette région fortement couverte est un terrain idéal pour l'utilisation de méthodes indirectes comme la géophysique classique. En outre, cette zone a l'immense avantage d'avoir fait l'objet d'une bonne couverture gravimétrique où la densité des stations de mesure est en moyenne d'une par kilomètre carré.

Sur la carte des anomalies de Bouguer (fig. 44) on peut remarquer une grande anomalie négative située au Nord de Calais et centrée sur la Manche. Cette anomalie avait été interprétée précédemment comme un batholite granitique (document CFP, 1965). Ce déficit de pesanteur pourrait cependant s'expliquer, quand on le considère dans sa globalité (soit 17 mGal), par la superposition de deux phénomènes distincts. Au Sud de la flexure de Landrethun, la carte géologique nous montre la présence de roches paléozoïques (Dévono-Carbonifère), tandis qu'au Nord de cette même flexureaffleure le Crétacé plus léger.

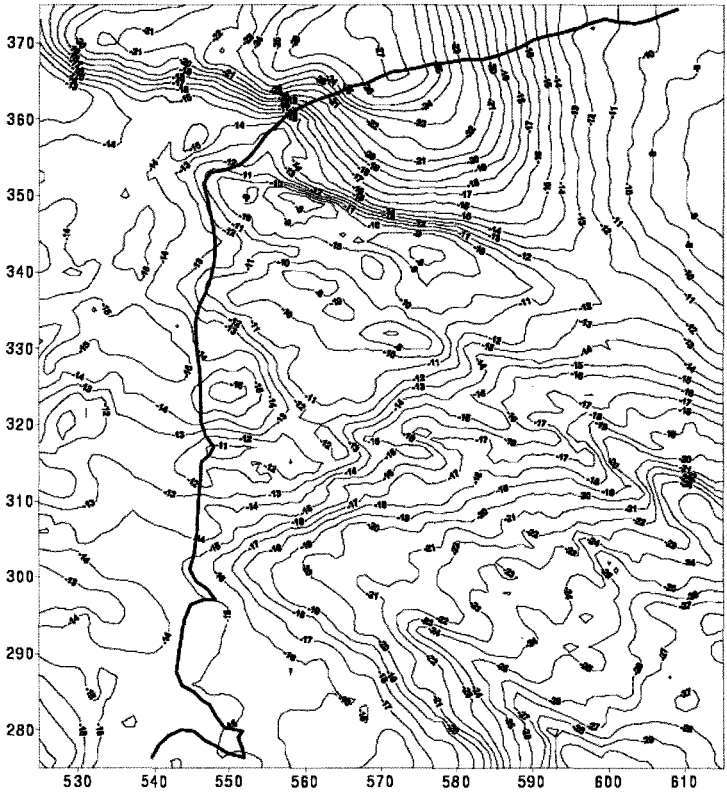


Fig. 44 - Carte des anomalies de Bouguer (d'après Everaerts et Mansy, 2001)

Une zone de fort gradient gravimétrique similaire à celle de Landrethun traverse la Manche où elle peut être reliée au bord du bassin houiller du Kent. Ces deux zones de fort gradient peuvent souligner le contact entre les roches paléozoïques et les roches crayeuses de moindre densité et leur espacement, d'une dizaine de kilomètres, suggère l'existence d'une zone de relais de failles.

Les filtrages de la carte gravimétrique

L'apport de la géophysique peut être capital pour identifier les failles profondes, leurs limites et leurs branchements éventuels. Bonte (1969) avait souligné la difficulté de suivre ces accidents en surface où il est montré qu'ils s'expriment par une adaptation souple de la couverture crayeuse sous forme de flexures ou "drape folds" superposés aux failles qui affectent le soubassement. On ne peut donc pas systématiquement rechercher une discontinuité majeure au travers des failles superficielles car celles-ci correspondent aux réajustements de la couverture en réponse aux rejeux de failles plus profondes.

Pour comprendre l'organisation spatiale de ces failles sous la couverture, des traitements des données et cartes d'anomalies gravimétriques ont été nécessaires. Dans le Boulonnais, deux outils se sont avérés particulièrement utiles :

- le gradient horizontal du champ gravimétrique qui permet de localiser la limite des blocs de densité différente et donc la position de failles éventuelles ;
- le gradient vertical qui permet, en l'absence d'hétérogénéité intrasédimentaire, de reconnaître les parties hautes et les parties basses du socle.

• La méthode du gradient horizontal

Le champ gravimétrique au-dessus d'un contact vertical mettant en présence des roches de densité différente est matérialisé par un bas du côté des roches de faible densité et par un haut du côté des roches de haute densité. Le point d'inflexion se trouve à l'aplomb de ce contact vertical. La localisation des maxima des gradients horizontaux peut être faite grâce à une procédure automatique. La position des points d'inflexion est ainsi facilement déterminée par la localisation du point culminant dans l'amplitude du gradient horizontal. Le résultat de ce traitement est représenté sur la figure 45 qui se lit comme une carte structurale : les maxima représentent les contacts verticaux ou subverticaux entre des roches de densités différentes. Dans le cas de la région étudiée, ces contacts traduisent la présence de failles. La plupart de celles-ci ont une longueur de 15 à 40 km. On reconnaît le motif souligné par des failles N110° et N30° (Bonte et coll., 1971 ; Colbeaux, 1977 ; Colbeaux *et al.*, 1993). On peut compléter ou limiter certaines failles en utilisant la géophysique à l'exemple de la flexure de Landrethun, pour laquelle le gradient horizontal correspondant diminue vers Wissant et Saint-Omer.

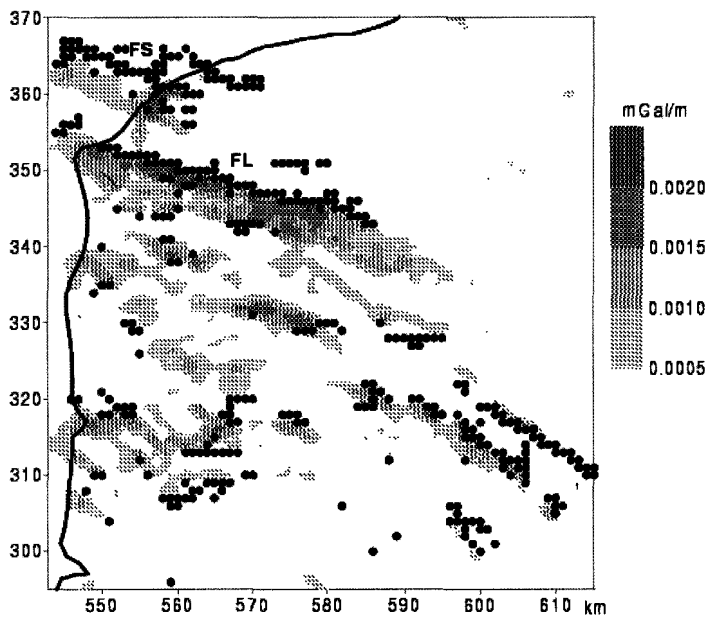


Fig. 45 - Carte du gradient horizontal (d'après Everaerts et Mansy, 2001)
FL : flexure de Landrethun ; FS : flexure de Sangatte

Toutes ces failles sont nettement soulignées par les maxima des gradients horizontaux telle la zone faillée de Sangatte qui se marque nettement en mer ; cette zone faillée se termine à terre par de petits décrochements en baïonnette assimilés à une zone de transfert synthétique (Morley *et al.*, 1990). La présence de ces zones de transfert est indispensable : elles rendent compte des différents types d'accommodation possible près des terminaisons latérales des chevauchements où le raccourcissement peut se matérialiser soit par des plis et des failles, ou encore par un nouveau chevauchement en relais. Les domaines où les terminaisons aveugles de ces failles interfèrent, constituent les zones de transfert. Ainsi la faille qui traverse le détroit et se termine près de Sangatte est relayée au Sud par une faille aveugle qui affecte le socle et se marque dans la couverture par la flexure de Landrethun.

• **La méthode de la dérivée première verticale**

Les anomalies positives et négatives indiquent la présence de roches ayant des densités respectivement supérieures et inférieures à la moyenne. Elles offrent ainsi une vision des lithologies sub-affleurantes. On y distingue les « zones hautes » caractérisées par des anomalies positives car le socle, en général plus dense (plus « lourd »), est plus proche de la surface où il est recouvert par une couverture plus légère, peu épaisse. Inversement, les « zones basses » seront caractérisées par des anomalies négatives indiquant une couverture crayeuse, de densité moindre (plus « légère ») et plus épaisse.

IMPORTANCE DE L'HÉRITAGE ET ÂGE DES DÉFORMATIONS

Relations Paléozoïque–Jurassique

À l'échelle de la carte, les directions structurales majeures relevées dans le Jurassique et dans le Paléozoïque sont identiques : N110°-N120° et N30°. La direction des déformations dans le Jurassique est héritée de la structure du substratum paléozoïque. À l'échelle de l'affleurement, les relations entre le Jurassique et son substratum sont visibles dans les carrières du Boulonnais. La carrière des Moines permet de voir la Faille de Ferques affectant le Paléozoïque tandis que les calcaires jurassiques sus-jacents (Sables d'Hydrequent et Calcaires de Leulinghen) ne sont pas décalés. La Faille de Ferques, de direction N110° n'est donc plus active dès le dépôt du Jurassique moyen, elle constitue plutôt un paléorelief. La direction N110°-120° reste pérenne durant le Mésozoïque.

Géodynamique alpine

Les failles mesurées dans le Jurassique ont été soumises au calcul de paléotenseur de contraintes. On a pu mettre en évidence plusieurs événements tectoniques dont l'ordre est déduit des observations de chronologie relative

entre déformations. Cette analyse permet d'intégrer ensuite l'histoire tectonique du Boulonnais dans l'évolution géodynamique du bassin de Paris, et plus largement dans celle de l'Europe de l'Ouest (Bergerat, 1987 ; Cavalier et Lorenz, 1987 ; Curnelle et Dubois, 1986 ; Guillocheau, 1991 ; Mégnien, 1980 ; Pomerol, 1980 ; Vandycke, 1992 ; Wynn, 1980).

L'histoire du bassin de Paris débute dès le Permien. Un amincissement lithosphérique provoque un rifting intra-continental. Le Bassin parisien montre des directions structurales (failles N110° et N030°). C'est dans un contexte de subsidence que les transgressions jurassiques atteignent le Boulonnais. La subsidence perdure jusqu'au Jurassique supérieur. Son moteur est attribué à l'extension de la Téthys, l'ouverture de l'Atlantique nord et l'accélération de l'ouverture de l'Atlantique central. Dans le Boulonnais, on attribue aux déformations synsédimentaires en extension N-S un âge Bathonien (Vidier *in* Colbeaux *et al.*, 1993), et un âge Kimméridgien-Tithonien aux mouvements de surrection épi-orogénique enregistrés dans la sédimentation (Proust *et al.*, 1995).

On a mis en évidence dans le Boulonnais une phase de compression N-S entre le Tithonien et les faciès purbeckiens. Elle correspond à une période de régression et d'inversion tectonique au passage Jurassique-Crétacé dans le Bassin parisien. Les déformations plicatives d'axe E-W peuvent résulter de cette inversion ou des compressions N-S qui suivront. Les premiers sédiments crétacés sont transgressifs et discordants sur le Jurassique. Le Crétacé inférieur marque une période de subsidence du Bassin parisien. La trace dans le Boulonnais en est le bassin wealdien situé au Nord de la flexure de Landrethun, dont l'âge du premier fonctionnement reste imprécis.

L'Aptien, l'Albien et le Cénomaniens constituent une seconde période d'inversion tectonique dans le bassin de Paris. Elle est associée à un accroissement de l'activité des dorsales océaniques qui provoque une compression N-S dans le Boulonnais. La subsidence reprend au Crétacé supérieur. De nouvelles transgressions permettent la sédimentation de la craie sur l'ensemble du bassin de Paris. Cette période s'achève par une émergence accompagnée d'une inversion tectonique.

La limite Mésozoïque-Cénozoïque marque le passage d'un contexte dans l'ensemble extensif (du Permien au Crétacé) à un contexte plutôt compressif dû à la convergence Afrique-Europe (Bergerat, 1987). Des déformations compressives N-S commencent dès le Maastrichtien. Dans le bassin de Paris, l'inversion tectonique provoque la formation des grands anticlinaux comme l'anticlinal du Bray et le début de la surrection de l'Artois (Robaszynski *et al.*, 1982). Durant le Paléocène, le taux de subsidence décroît pour aboutir à une nouvelle inversion à l'Éocène moyen et supérieur, qui résulte d'un champ de contraintes en compression N-S (Bergerat, 1987 ; Hibsich, 1992). Les

déformations plicatives E-W observées dans le Jurassique du Boulonnais peuvent résulter de cette compression. Les inversions s'intensifient au Miocène dans le Sud de la Grande-Bretagne (Chadwick, 1993). Le champ de contraintes de cet âge dans l'Europe de l'Ouest est connu : il est compressif, de direction NE-SW au Miocène inférieur (Bergerat, 1987). Une compression NE-SW mise en évidence dans le Boulonnais pourrait donc être de cet âge (Cap Gris-Nez, B fig. 40). Dans le Sud de la Grande-Bretagne, des failles E-W, normales dans le Crétacé inférieur, jouent durant le Miocène et provoquent des flexures dans le Crétacé supérieur (Chadwick, 1993). Le jeu ou le rejeu de la flexure de Landrethun pourrait être de même âge.

Durant le Quaternaire, la plate-forme ouest-européenne est soumise à une compression NNW-SSE qui provoque des soulèvements. C'est aussi à cette époque que s'ouvre le détroit du pas de Calais (Colbeaux *et al.*, 1980 ; Robaszynski *et al.*, 1982). Le contexte compressif NNW-SSE se poursuit actuellement.

Évolution paléogéographique tertiaire et quaternaire

La région boulonnaise apparaît émergée dès la fin du Paléocène, après le dépôt des sables landéniens, alors qu'une sédimentation argilo-sableuse éocène épaisse continue d'affecter la région bordière septentrionale avant la régression générale à l'Oligocène. Une transgression marine néogène qui serait également venue du Nord reste discutée, le faciès « diestien » étant surtout significatif d'une altération ayant pu affecter aussi bien des dépôts plus anciens, en même temps qu'il serait la première manifestation de l'érosion du haut-pays crayeux devant aboutir au creusement des boutonnières.

La tendance au soulèvement d'ensemble qu'implique cette évolution géomorphologique s'accuse durant le Pléistocène comme l'attestent les formations de piémont présentes sur les cartes voisines. Au Pléistocène inférieur, la région appartient à une vaste unité continentale dont les littoraux se localisaient au Tiglien au niveau de la Normandie, pour la Manche, et au niveau du Nord de la Belgique, pour la mer du Nord, selon un dispositif qui traduit le découpage en blocs tectoniques (Artois-Ardenne, Brabant). L'ouverture du bassin Manche orientale-mer du Nord méridionale (pas de Calais), d'origine tectonique, se trouve réalisée au Cromérien, complexe stratigraphique du Pléistocène moyen ancien, auquel se rattacheraient les unités basales des Formations du Fart et de la Slack. Une évolution géomorphologique longue et complexe caractérise la zone dépressionnaire s'étendant entre Wissant et Marquise, marquée par d'importants glissements en masse affectant le substrat argileux et par des migrations des axes d'approfondissement et de colmatage des talwegs aboutissant parfois à des inversions de relief (Ledquent). Dans ces changements se manifeste l'influence du réseau des accidents tectoniques.

La plaine maritime de la mer du Nord dans le Calaisis est un héritage, dans son dessin d'ensemble actuel, du Pléistocène moyen récent avec la falaise fossile de Sangatte dont le tracé qui se poursuit sur la feuille de Guînes correspond à l'une des directions tectoniques principales. Ce n'est d'ailleurs qu'à l'Holocène récent (fin du Subboréal et Sub-atlantique) que le littoral prend son orientation actuelle, en relation avec une modification probable de la falaise en mer dans la zone structurale complexe des Quénocs.

Morphologie du détroit et évolution quaternaire du pas de Calais

La morphologie régionale du détroit du pas de Calais est dans l'ensemble plane ou très peu inclinée en Manche orientale. La pente régionale, au Sud du seuil du pas de Calais, est celle d'une large gouttière inclinée et évasée vers l'WSW. Il s'agit d'une vaste plaine d'érosion façonnée au cours des divers épisodes transgressifs et régressifs quaternaires.

La morphologie sous-marine et la distribution des sédiments meubles reflètent en effet l'influence des conditions extrêmes d'érosion et de dynamique sédimentaire dues à la succession des phases de glaciation et déglaciation quaternaires et à l'événement majeur constitué par l'ouverture du détroit et les changements hydrodynamiques majeurs qui en ont résulté.

Le principal trait morphologique de la région est constituée par le chenal du Lobourg (fig. 30, hors-texte). Cette dépression est large d'une dizaine de kilomètres et profonde de 30 à 40 m ; elle est séparée de la plate-forme d'abrasion côtière par un talus de 10 à 20 m de dénivelée. Cette large « vallée » est une dépression sans remplissage sédimentaire à laquelle se raccorde la paléovallée septentrionale de la Manche orientale bien marquée au Sud de l'île de Wight (Auffret *et al.*, 1980 ; Hamblin *et al.*, 1992). À ce réseau de paléovallées principales se raccordent de nombreuses incisions recoupant la plate-forme d'abrasion côtière et prolongeant les cours d'eau actuels tel celui de la Slack (fig. 30, hors-texte).

Les dépôts pléistocènes de la Manche orientale sont représentés par des nappes alluviales sous différentes configurations : emboîtées au sein des paléovallées, ou étagées, en épandages chenalisés ou non (Auffret *et al.*, 1980). Les épaisseurs varient de 40 à 80 m au maximum pour les premières à moins de 20 à 25 m pour les dernières.

Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer le creusement des profondes incisions du Sud de la mer du Nord et de la Manche orientale (Auffret *et al.*, 1980 ; Smith, 1985 ; Wingfield, 1990) : érosion sub-aérienne, sous-marine, incisions sous-glaciaires, karsts...

Une origine fluviale liée aux abaissements répétés du niveau de la mer en période glaciaire est inscrite dans le grand nombre de paléochenaux et de paléovallées du pas de Calais. Un accroissement de ces incisions par des courants de marée, qui ont dû être extrêmement violents lors des périodes de remontée et de baisse du niveau marin, au moment de la mise en connexion ou de la séparation des deux bassins mégatidaux de la mer du Nord méridionale et de la Manche, apparaît également probable (*in Auffret et al.*, 1980).

Cependant, les causes de certains surcreusements importants, tels ceux des ombilics de la fosse Dangeard ou encore celui de la fosse centrale de la Manche, à l'Ouest du Cotentin, sont très discutées. Un creusement de "tunnel valleys" par des cours d'eau sous-glaciaires est un mécanisme invoqué par divers auteurs (Kellaway *et al.*, 1975) pour expliquer de telles profondeurs d'incisions, bien en-dessous des niveaux de base des régressions quaternaires, (Wingfield, 1980 ; Bouysse et Courbouleix, 1989). À cette hypothèse est opposée l'extension maximale vers le Sud des glaciers qui se seraient toujours situés à 70 km ou plus au Nord du pas de Calais (*in Hamblin et al.*, 1992). Tenant compte de cette observation, Smith (1985) a proposé l'hypothèse d'une brèche ouverte par un écoulement torrentiel « catastrophique » venant de la mer du Nord et dû à la rupture d'un barrage dans cette région. Plus récemment la formation d'ombilics de surcreusement étudiés en Manche centrale a été attribuée à un phénomène de thermokarst observé dans certaines régions périglaciaires (Lericolais, 1996).

Les témoins identifiés de l'histoire pléistocène pour l'ensemble de la Manche orientale sont très peu nombreux (*in Hamblin et al.*, 1992) et l'histoire de la région repose pour une large part sur les témoins émergés et la reconstitution des écoulements des grands cours d'eau du Nord de l'Europe comme le Rhin et la Meuse... (Gibbard, 1988). Le détroit du pas de Calais aurait vu le jour à la suite d'un débordement de lac proglaciaire durant l'Elstérien (560-440 ka). La Manche et la mer du Nord auraient donc été reliées pour la première fois au Quaternaire durant l'Holsteinien (440-300 ka). Du fait de l'ouverture de ce détroit, durant les phases glaciaires (Saalien, Devensien) les fleuves du Nord de l'Europe (Rhin, Meuse) s'écoulaient alors en Manche orientale et ont contribué à plusieurs reprises à l'incision des paléovallées principales et/ou à leur remplissage par les dépôts fluviaux plus ou moins remaniés durant les transgressions suivantes.

Au-dessus de ces paléovallées, de leur remplissage ou des plates-formes d'abrasion côtière, les dépôts holocènes sont très peu épais sur l'ensemble du détroit à l'exception des grands bancs de la Manche orientale et du Sud de la mer du Nord dont les morphologies prononcées témoignent des conditions hydrodynamiques très actives qui ont contribué à leur édification depuis la dernière remontée du niveau marin à l'Holocène et la submersion du pas de

Calais il y a 9 000 ans. Ces conditions hydrodynamiques demeurent très actives de nos jours ainsi qu'en témoignent les figures sédimentaires variées observées à la surface des bancs et la mobilité de ceux-ci.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Il y a, en théorie, autant de réservoirs aquifères que de couches de terrain, à la fois poreux et perméables, existant sur la feuille. En fait, dans la réalité, certains de ces réservoirs communiquent entre eux, soit par drainance (généralement descendante), soit par déversement des plus élevés sur les affleurements des plus bas. Compte tenu de la stratigraphie des terrains et de leur répartition géographique, on distingue trois domaines hydrogéologiques principaux : le massif paléozoïque de Ferques, les assises jurassiques de l'Ouest et du Sud de la feuille et les craies cénomaniennes, turoniennes et coniacio-santonienne du Nord-Est. S'y ajoutent, de façon marginale, les sables quaternaires (dunes et sables flamands) de la côte.

Le Paléozoïque de Ferques est composé essentiellement de grès, de dolomies et surtout de calcaires très puissants (plusieurs centaines de mètres) du Dévonien au Carbonifère qui, grâce à leur fissuration importante, à leur karstification et à leur intercommunication, constituent un ensemble aquifère relativement conséquent dans la région. Ce dernier, auquel s'ajoutent, vers le Sud, les calcaires oolithiques du Bathonien, contient une nappe libre réalimentée par l'impluvium direct des affleurements et drainée par quelques affluents de rive droite de la Slack. En raison du manque de points de mesures et de la présence de grandes carrières en exploitation dont l'exhaure permanente crée une importante dépression, il n'existe malheureusement aucune carte piézométrique de cette nappe. La forte épaisseur du réservoir permet de penser que la ressource dite « géologique » ou permanente (eau située en dessous du niveau de base) est très importante sans que l'on puisse en évaluer le volume pour le moment. La ressource renouvelable, par contre, a été estimée à $12,8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, à raison de 250 mm de pluie efficace en moyenne, pour 51 km^2 de surface d'affleurement. Les prélèvements effectués en 1998 (selon les données de l'Agence de l'Eau) ont été de $3,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ répartis entre l'AEP du syndicat de Leulinghen-Bernes ($0,6 \times 10^6 \text{ m}^3$ sur deux forages) et les exhaures de carrières ($2,9 \times 10^6 \text{ m}^3$), soit un taux brut d'exploitation de 27 %. Lancée depuis plusieurs années, une étude sur les possibilités d'utiliser l'eau d'exhaure par stockage-tampon dans d'anciennes carrières est en voie d'achèvement. Potabilisée, cette réserve, malgré sa grande vulnérabilité, pourrait en effet constituer un appoint non négligeable pour l'alimentation du SIVOM de Boulogne et des environs. Du point de vue physico-chimique, il s'agit d'une eau naturellement bicarbonatée-calcique, légèrement chlorurée-sodique.

Le domaine jurassique comprend de nombreuses couches perméables dont les principales sont les calcaires du Bajocien-Bathonien, l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé (Oxfordien), les Calcaires de Brecquerecques et du Moulin-Wibert, les Grès de Châtillon, de la Crèche et de la Pointe aux Oies (Kimméridgien-Tithonien). La faible puissance unitaire de ces couches (15 m au maximum) et des assises peu perméables qui les séparent (marnes et argiles) conduit à considérer l'ensemble comme un aquifère multicouche soumis à des phénomènes de drainance descendante, les réservoirs inférieurs étant de fait les plus intéressants car les plus étendus. Ceci est le cas de l'Oolithe d'Hesdin-l'Abbé et des Calcaires de Brecquerecques, du Kimméridgien inférieur (ex-Rauracien). On a donc affaire globalement à une seule nappe dont la surface est libre dans les couches supérieures ainsi qu'aux abords des affleurements et qui devient captive ou semi-captive au centre des couches inférieures. La réalimentation naturelle de l'ensemble est toujours assurée par l'impluvium direct du domaine tandis qu'il se trouve drainé par de nombreuses sources de déversement se jetant dans la Slack et ses ruisseaux affluents ainsi que par la mer, le long du littoral. Le prélèvement total réalisé en 1998 et évalué à près de $0,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ demeure encore très modeste comparé à la ressource renouvelable moyenne, estimée, sur l'emprise de la feuille, à $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. Essentiellement affecté à l'AEP de Wimereux et du syndicat d'Ambleteuse il se fait à partir de huit forages dont les plus productifs ont un débit spécifique de l'ordre de $15 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ (Grès de la Crèche et Sables à Pygurus du Tithonien). La transmissivité du réservoir y atteint $2,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Le faciès hydrochimique des eaux est bicarbonaté-calcique avec des résidus secs voisins de 450 mg/l . Enfin, la vulnérabilité du multicouche est variable : moyenne à forte dans les zones d'affleurements, elle devient pratiquement nulle au centre, sous les formations intercalaires peu perméables.

Le domaine crayeux, au Nord de la flexure de Landrethun, est représenté par les craies du Cénomaniens, du Turonien, du Coniacien et du Santonien reposant sur le soubassement primaire (Silurien), l'ensemble des couches étant faiblement incliné vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers le centre du bassin des Flandres où leur épaisseur globale dépasse 200 m. La superficie totale du domaine, sur la feuille, est de 75 km^2 . Sa perméabilité et sa porosité de fissures ainsi que ses bonnes caractéristiques hydrauliques (T compris entre 10^{-3} et $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$, S de l'ordre de quelques %) en font l'aquifère le plus important de la feuille en volume. Il contient en effet une abondante nappe libre, alimentée par les pluies qui tombent sur les affleurements et qui représentent une ressource renouvelable moyenne de $18 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. Son écoulement naturel a lieu globalement vers le Nord où la nappe est drainée, à la fois par les sources de déversement du littoral et par les grosses sources de débordement des marais de Guînes. Elle est surtout exploitée pour l'approvisionnement en eau potable (AEP) des communes du secteur (Peuplingues, Wissant, Sangatte) mais aussi pour des besoins industriels (Frethun) et agricoles. En 1998 le prélèvement total était évalué à $1,4 \times 10^6 \text{ m}^3$. Le faciès hydrochimique de l'eau est bicarbonaté-

calcique, tandis que le résidu sec se situe entre 400 et 500 mg/l et la dureté autour de 30°F. Cependant, compte tenu de la faible épaisseur du recouvrement limoneux du plateau et de la fissuration avérée de la roche, la vulnérabilité de la nappe est importante, notamment vis-à-vis des nitrates d'origines domestique et agricole. De plus, des manifestations de circulation karstique ont pu être mises en évidence par traçage dans le secteur d'Escalles, avec des vitesses de l'ordre de 50 m/h.

Les sables côtiers, enfin, représentés par les dunes littorales d'Ambleteuse et de Wissant ainsi que par le remplissage quaternaire marin des Flandres, à l'Est de Sangatte (Assises de Calais et de Dunkerque, sables « pissarts »), contiennent également des nappes mais d'un intérêt nettement plus limité. En effet, l'eau des dunes, bien que de bonne qualité et constamment renouvelée par les pluies, reste toujours difficile à capter (crépines spéciales). La nappe des sables « pissarts », également bien renouvelée, est, par contre, encore utilisée pour des besoins locaux (arrosage) mais sa vulnérabilité est importante et la présence proche du biseau salé limite son exploitation.

En résumé, malgré la dissymétrie géographique existant entre les aquifères de la moitié nord-est (Paléozoïque et craies), riches en eau et productifs et ceux de la moitié sud-ouest (Jurassique) moins bien alimentés et moins productifs, la feuille de Marquise recèle globalement d'importantes ressources potentielles en eau souterraine encore inexploitées. L'eau d'exhaure du bassin carrier représente l'une de ces ressources.

RISQUES NATURELS

Érosion des côtes

Les 150 km de linéaire côtier de la région Nord-Pas-de-Calais sont constitués de côtes basses et de falaises. Les côtes basses dominant, constituées de systèmes dunaires entrecoupés de quelques estuaires. Les falaises constituent le trait de côte entre Sangatte et Equihen, localement interrompues par les dunes de Wissant et les dunes de la Slack.

- Les systèmes dunaires se sont installés récemment (à l'échelle géologique : 1 000 à 2 000 ans BP) sur des formations flandriennes. Ces systèmes résultent d'une mise en place par le vent, avec la constitution d'un cordon bordier, dont le stock sableux, s'il n'est pas fixé par la végétation, est repris par le vent et alimente une plaine interdunaire de déflation et s'accumule en un cordon interne quand le vent perd de son pouvoir de mobilisation. Ce système fonctionne tant qu'il y a alimentation par la façade maritime en stock sableux, mais son dynamisme peut être limité par la fixation végétale, favorisé par l'existence de zones humides.

Ces systèmes sont fortement urbanisés le long de la plaine maritime flamande, et la dynamique dunaire est limitée par cette urbanisation. On peut néanmoins faire le constat quasi-général d'une érosion en microfalaise de la façade maritime, sauf en quelques points où l'accumulation est favorisée par des aménagements anthropiques (Est de l'hoverport de Calais, Ouest des canalisations de l'Aa, et à Sangatte où l'aménagement d'épis et digues en rondins de bois a été fait dans un objectif d'engraissement de la plage et de la dune).

Plus naturels, les systèmes dunaires de Wissant, de la Slack et d'Hardelot à Berck montrent, sauf très ponctuellement, cette même fragilité de leur façade maritime. À l'Ouest de Wissant le trait de côte a reculé de 20 à 120 m entre 1963 et 1995.

Ces systèmes dunaires se sont installés à la faveur du comblement diachrone de petits estuaires côtiers. La ville de Calais et son port sont notamment installés sur les pouliers au Sud de l'ancien estuaire de l'Aa, qui s'étendait jusqu'à Gravelines. Quelques estuaires sont encore actifs, à l'aval de l'Authie, de la Canche, de la Slack, mais témoignent d'une forte tendance à l'ensablement. Ce piégeage de sédiments s'ajoute à celui en amont du courant côtier dominant par de nombreux ouvrages anthropiques transversaux et engendre un déficit en sable des plages et des façades maritimes des dunes bordières.

Outre l'érosion de la dune bordière, les épisodes de tempête et de surcôte marine pourraient, si la fragilisation de la dune s'accroît, engendrer une rupture des cordons bordiers, et une submersion des zones basses en arrière-dune.

- Les falaises de craie, d'argile, de grès et de calcaire jurassiques qui entaillent la boutonnière du Boulonnais montrent également une forte instabilité, liée essentiellement à leur nature géologique (roche tendre et gélive pour la craie), à une forte fracturation des roches qui confère à la falaise une morphologie verticale et instable voire en surplomb dans les alternances argile-grès et enfin à la nature aquifère de la craie et du grès. Les sollicitations en usage AEP sur cet aquifère, fortes en période touristique, sont en effet irrégulières ce qui induit un battement important du toit de la nappe.

Le rôle de la mer se marque essentiellement en période de tempête et de surcôte marine, en jouant alors le facteur déclenchant des effondrements d'une roche préalablement fragilisée et en désagrégeant et en emportant le matériel rocheux éboulé qui n'a pas le temps de se stabiliser et de jouer un rôle de « banquette » au pied de la falaise.

Le constat est donc, pour ce territoire où la pression humaine et économique est forte, celui d'une situation critique, liée à un contexte géologiquement instable, mais aussi à l'effet d'aménagements anthropiques non raisonnés de façon intégrée.

Sismicité du pas de Calais

La sismicité du pas de Calais et des régions adjacentes (Boulonnais, Calaisis en France, Kent méridional en Grande-Bretagne) se caractérise par une activité faible.

En effet, depuis une quarantaine d'années, les réseaux modernes de détection et de surveillance sismiques qui fournissent la localisation de l'origine du séisme (hypocentre) et l'évaluation de sa magnitude (énergie calculée sur l'échelle de Richter) n'ont détecté qu'une quinzaine d'événements qui, pour l'essentiel, n'ont pas provoqué d'effets en surface car de faible amplitude (magnitude égale ou inférieure à 3,5).

Parmi les séismes ressentis au cours de cet intervalle de temps, ceux du 17 mai 1979 aux environs d'Arques (arrondissement de Saint-Omer) et du 14 décembre 1991 aux environs de Longueville, (arrondissement de Boulogne-sur-Mer) restèrent modestes dans leurs effets (ébranlement sans dommages des constructions), n'atteignant à l'épicentre qu'une intensité de IV à V sur l'échelle des effets macrosismiques (échelle MSK permettant de quantifier l'intensité des secousses ressenties à la surface du sol).

Si la période récente montre que les séismes locaux restent peu nombreux et de faible importance, le passé nous rappelle cependant que certains événements ont été responsables d'effets bien plus importants, de nature destructive. Tel est notamment le cas du séisme du 6 avril 1580 dont l'épicentre supposé se situer dans le détroit à mi-distance de Calais et Douvres a atteint le degré d'intensité VII-VIII sur l'échelle MSK. Pareillement, le 28 novembre 1776, un épicentre se localise dans les mêmes parages mais avec une intensité moindre, de l'ordre de VI. À quelque distance au Nord-Est, à la confluence entre le détroit et la mer du Nord, l'histoire montre encore que des séismes notables s'y sont produits notamment en 1382 et 1449 avec des intensités épicentrales estimées respectivement à VII-VIII et VII.

À une échelle plus large, le relevé de la sismicité historique permet de connaître d'autres séismes qui se sont répercutés dans le Calaisis, mais il s'agit de secousses dont les épicentres sont lointains (1504, 1692, 1756 originaires d'Allemagne, 1884 de Grande-Bretagne, 1938 de Belgique, 1992 de Hollande).

SUBSTANCES UTILES. CARRIÈRES

L'exploitation des matériaux a un poids économique et environnemental important dans la région de Marquise. Si les carrières abandonnées sont nombreuses et témoignent d'une activité passée très diversifiée dans les différentes formations jurassiques et crétacées, l'activité extractive s'est concentrée dans les dernières décennies sur l'exploitation des « calcaires durs » du Givétien et du Carbonifère. Simultanément, l'industrie marbrière s'est restreinte à l'exploitation de quelques niveaux du Carbonifère. L'essentiel des matériaux est produit en tant que granulats à usage routier et pour les travaux publics.

Carrières en activité

Les carrières de Stinkal exploitent les calcaires construits et bioclastiques givétiens de la Formation de Blacourt (d5Bf) dans les carrières du Griset et du Banc Noir, respectivement situées à l'Est et à l'Ouest de la voie ferrée Calais-Boulogne et produisant environ 500 000 t/an de granulats ainsi que des enrochements.

Les carrières de Magnésie-Dolomie de France regroupent les deux anciennes carrières MDF et Randon, situées sur la commune de Ferques, et exploitent la dolomie tournaisienne de Hure. Ces matériaux sont utilisés dans l'industrie (sidérurgie, verrerie, peinture et engrais agricole). MDF produit environ 300 000 t/an.

Les Carrières du Boulonnais (CdB) et les Carrières de la Vallée Heureuse (VH) s'étendent sur les communes de Ferques, Leulinghen et Rinxent, et ont regroupé un certain nombre de plus petites carrières qui exploitaient les calcaires du Viséen. On note que l'ancienne carrière Randon (MDF) dispose également de réserves de ces mêmes calcaires.

Les calcaires viséens sont exploités pour produire des « marbres » dont la renommée internationale est liée notamment à l'édification de la colonne Napoléon. À l'heure actuelle, seuls la base du calcaire Lunel (h2C), son sommet et la base du calcaire Napoléon (h2C) sont exploités en industrie marbrière. Certains niveaux du calcaire Napoléon, du calcaire Lunel et du calcaire du Haut-Banc (h2H), contenant plus de 98 % de calcite sont exploités pour la production de pierres à chaux (industries sidérurgiques et sucrières). Mais l'essentiel de la production du bassin carrier de Marquise est tourné vers la production de granulats (6 millions de t/an). L'ensemble de la série viséenne est concerné par cet usage. Les carrières du Boulonnais et de la Vallée Heureuse produisent également des enrochements.

Les terrils (stériles de carrières) résultant de cette exploitation intensive font l'objet d'un schéma de réaménagement et de valorisation dans le cadre d'une charte signée par les carriers et les autorités locales.

Anciennes exploitations

Un certain nombre de carrières ayant exploité les séries paléozoïques sont signalées sur la carte ; il s'agit de la carrière de la dolomie des Noces dans la Formation de Beaulieu (commune de Landrethun), de la carrière de la Parisienne, aujourd'hui transformée en plan d'eau, qui exploitait des calcaires du Frasnien supérieur (Formation de Ferques-d6F), ainsi que les carrières du Bois ou du château de Fiennes, pour le « marbre », les pierres de taille et l'empierrement des routes.

Les argilites et siltstones de la Formation d'Hydrequent (d6-7H) ont été utilisées par la briqueterie de Beaulieu jusqu'en 1970.

Les grès de la Formation de Sainte-Godeleine des communes de Rety et Ferques ont produit des pavés et des moellons, les schistes intercalaires servant à la fabrication de produits réfractaires. Enfin le calcaire de Rety, au sommet des formations viséennes actuellement exploitées, a fourni un « marbre » noir, dont l'exploitation a été limitée par des venues d'eau.

Le Houiller (H3-4) n'affleure sur la carte de Marquise qu'à la faveur de lentilles tectoniques visibles dans les carrières (Faille de Ferques). C'est plus à l'Est, sur la carte de Guînes que le charbon a d'abord été exploité. La qualité du charbon (très riche en pyrite) et la disposition structurale (recouvrement du gisement charbonnier par les calcaires aquifères de l'Unité allochtone du Haut-Banc) sont à l'origine des principales difficultés d'exploitation, à savoir l'inflammabilité du charbon et les inondations épisodiques qui ont conduit à l'abandon définitif de l'exploitation en 1946 (puits d'Elinghen). Du 18^e siècle à cette date, 2 700 000 tonnes avaient été extraites. De nombreux puits de mine associés à la prospection et à l'exploitation de ce charbon restent présents dans le secteur et font actuellement l'objet d'une mise en sécurité.

Connus sous le nom de « Pierre de Marquise », les Calcaires de Rinxent et l'Oolithe de Marquise (Formation de Marquise-Rinxent, j3M) ont été exploités dans les carrières des Calhaudes, des Warenes, de la Pierre bleue et de la Queue du Gibet à Leulinghen, et au Nord d'Hardentun. Utilisés en pierre de taille, mais très gélifs, ces calcaires bathoniens ont été supplantés dès la fin du 19^e siècle par les calcaires paléozoïques.

Le calcaire du Mont des Boucards attribué à l'Oxfordien moyen à supérieur (j5B) a été exploité comme pierre à chaux. Les différents faciès de l'Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur (Caillasse d'Hesdigneul, Oolithe d'Hesdin, j5-6) ont été exploités artisanalement pour l'empierrement des chemins.

Les Calcaires du Moulin Wibert (j6W) ont été exploités pour l'amendement des champs et pour la fabrication de chaux et de ciment. Les Sables de Châtillon étaient également utilisés (carrières du Mont de la Louve et du Sud de Tardinghen).

Sur la carte de Boulogne-sur-Mer, les Grès de la Crèche du Tithonien inférieur (j7G) sont encore exploités à Baincthun. L'emplacement de l'ancienne carrière de Maninghen-Henne est localisé sur la carte de Marquise.

Une ancienne carrière est signalée au Mont Duez ; elle a exploité les sables glauconieux albo-aptiens (n5-6).

Un certain nombre de carrières sont signalées dans les craies du Turonien supérieur (c2PC) et du Coniacien-Santonien (c3GC-c4C), utilisées pour le marnage des terres et dans des fours à chaux artisanaux (carrière de Coquelles, souterrain de Mimoyecques). Il est vraisemblable que ces craies aient également fait l'objet d'exploitations souterraines, non répertoriées à la date d'édition de cette notice dans l'Inventaire des Carrières Souterraines du Pas-de-Calais, mené par le BRGM.

Enfin, les séries quaternaires pléistocènes ont été exploitées jusqu'à récemment pour les sables et les graviers littoraux à la carrière du Fart entre Wissant et Tardinghen. Une carrière est signalée dans les alluvions anciennes de la Slack, à hauteur de Ledquent. Des sables dunaires de l'ensemble dunaire de la Slack ont également fait l'objet d'extraction jusqu'à l'interdiction d'exploiter ce type de formation prononcée dans les années 1980.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

TUNNEL SOUS LA MANCHE

La longue histoire du tunnel sous la Manche, jalonnée depuis le début du XIX^e siècle de multiples projets et de deux tentatives de réalisation en 1878 et 1974, s'est achevée le 1^{er} décembre 1990 avec la première jonction franco-anglaise à 100 m sous le niveau de la mer. Le tunnel réalisé par le consortium Transmanche Link (TML) pour le concessionnaire Eurotunnel comporte deux galeries ferroviaires de 7,60 m de diamètre intérieur situées à 15 m de part et d'autre d'une galerie de service de 4,80 m de diamètre intérieur (fig. 46). Tous les 250 m, des rameaux de pistonnement (destinés à la décharge des surpressions d'air) relient les tunnels ferroviaires en passant au-dessus du tunnel de service. Des rameaux d'évacuation, espacés de 375 m, mettent également en communication les trois tunnels.

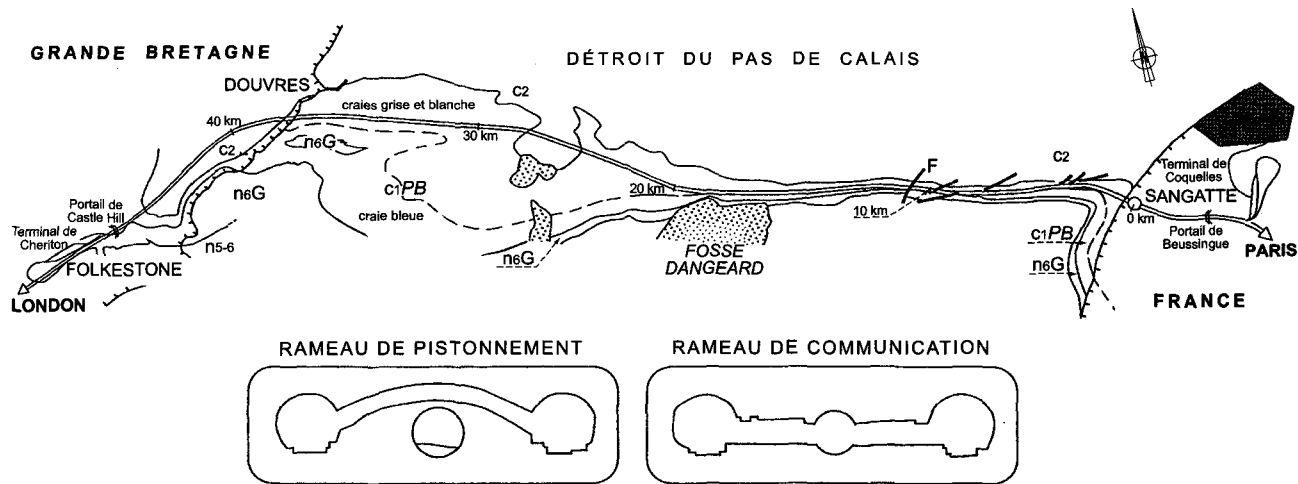


Fig. 46 - Sections et tracé du tunnel sous la Manche depuis la France jusqu'à la Grande-Bretagne

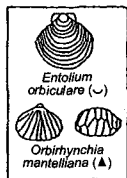
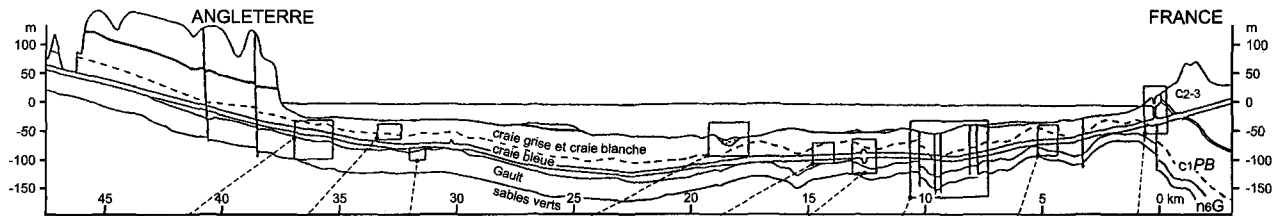
Le percement des trois galeries de 1988 à 1991 constitue la phase ultime d'un chantier débuté en 1986, et même en 1958 si l'on tient compte des phases de reconnaissances préparatoires. Un chantier de génie civil de l'ampleur du tunnel sous la Manche nécessite en effet la prise en compte de nombreuses contraintes géotechniques. La nécessité de trouver une couche imperméable, ici la « craie bleue » cénomaniennne, et de pouvoir la suivre dans la partie sous-marine du tracé en est un exemple. Quelques aspects liés aux reconnaissances préliminaires pour le choix du tracé et au creusement lors du déroulement du chantier sont illustrés dans la figure 47. Les différents cartouches sont commentés ci-après, suivant les informations publiées par Bruckshaw *et al.* (1961), Destombes et Shephard-Thorn (1971, 1972), Carter et Destombes (1972), Duffaut et Margron éd. (1990), Guerillot, coordonnateur *et al.* (1992), Amédéo (1994) et Jouchoux (1994).

Corrélation géophysique. Plus de 1 000 km de profils sismiques quadrillent les 37 km du détroit séparant les falaises du Cap Blanc-Nez de celles de Douvres. Ces profils fournissent une image en continu des couches et mettent en évidence les grandes structures géologiques, les principales discontinuités et les failles dont le rejet est supérieur à 3 m.

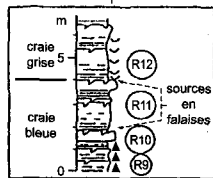
Perméabilité de la craie grise. La teneur en argile de la « craie bleue » est en moyenne de 25 % contre seulement 10 % dans la craie grise. La limite entre la « craie bleue » globalement imperméable et la craie grise perméable est soulignée dans les falaises du Cap Blanc-Nez par une ligne de sources bien visible de part et d'autre de la descente du Cran d'Escalles. L'augmentation de la teneur en argile vers le bas a conduit à creuser, dans la mesure du possible, le tunnel sous la Manche dans la partie inférieure de la « craie bleue ». Mais la présence de plusieurs failles dans la partie française du détroit, des déformations structurales et les contraintes ferroviaires (rayons de courbure de 4 200 m minimum, pentes de 1,1 % maximum) entraînent plusieurs points de tangence avec la craie grise d'où une nécessaire étanchéification des terrains. Dans les zones concernées, les traitements ont consisté en une injection primaire d'un coulis de ciment-bentonite, complétée si nécessaire par une injection secondaire d'une solution liquide de silicate de soude pour colmater les fissures les plus fines.

Décompaction des argiles du Gault. La décompaction des argiles du Gault entraîne leur gonflement. Pour cette raison, les galeries du tunnel ne s'approchent pas à moins de 4 m du Gault.

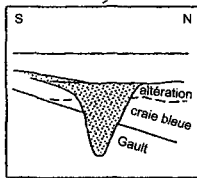
Fosse Dangeard et altération. Les coupes sismiques ont révélé l'existence de plusieurs chenaux comblés de sédiments meubles dans la partie centrale du détroit et, en particulier, d'une vallée profonde de plus de 100 m : la Fosse Dangeard. L'origine de cette structure de surcreusement est rapportée aux phases de glaciation et de déglaciation du Quaternaire. Il est heureux de penser



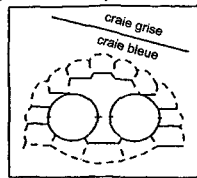
MACROFOSSILES



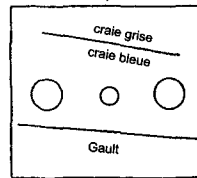
PERMÉABILITÉ DE LA CRAIE GRISE



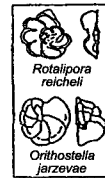
FOSSE DANGEARD ET ALÉRATION



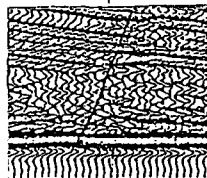
CROSS OVER



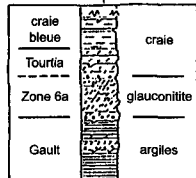
PENDAGE ET AMINCISSEMENT DES COUCHES



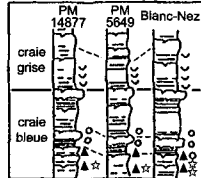
MICROFOSSILES



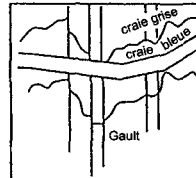
CORRÉLATION GÉOPHYSIQUE



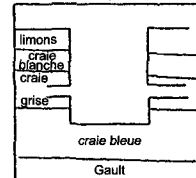
DÉCOMPACTION DES ARGILES DE GAULT



SONDAGES



FAILLES ET FRACTURATION



PUITS DE SANGATTE

Fig. 47 - Le tunnel sous la Manche : aspects géotechniques

que le projet de tunnel sous la Manche de 1878 ait été abandonné car, devant recouper la Fosse Dangeard sur son tracé, il courait à la catastrophe.

D'un autre côté, les carottes obtenues à partir de la surface ont montré une importante altération de la craie jusqu'à des profondeurs variables, avec fissuration et oxydation de la pyrite entraînant un changement de teinte de la roche (la « craie bleue » devient alors jaune pâle). Ces phénomènes sont attribuables à une altération subaérienne périglaciaire intense (Destombes et Shephard-Thorn, 1971 ; Kellaway *et al.*, 1975).

Sondages. Plus de 120 sondages carottés ont été réalisés en mer et à terre entre 1958 et 1986 pour identifier la nature des réflecteurs géophysiques et préciser les variations d'épaisseur de la « craie bleue ». En l'absence de levés lithologiques détaillés, le recours systématique à la microfaune, et en particulier à des échelles zonales fondées sur les foraminifères, a fourni un excellent outil de travail pour les corrélations de ces sondages. En revanche, côté français, une nouvelle approche fondée sur une description fine de la lithologie et des biofaciès a été appliquée aux 52 sondages carottés réalisés lors du creusement des galeries (Amédéo, 1993, 1994). La continuité à travers le détroit de plusieurs niveaux repères calibrés par des marqueurs paléontologiques a servi à repérer constamment la position des tunneliers au sein de la « craie bleue » avec une précision atteignant la rythmicité élémentaire lit marneux – banc crayeux à la limite « craie bleue » – craie grise, soit 1 à 5 cm (à comparer aux degrés de résolution obtenus par la géophysique : ± 2 à 3 m, ou à la micropaléontologie : $\pm 0,50$ m).

“Cross Overs” (ou traversées-jonctions). Deux vastes cavernes sous-marines de 165 m de long et de 20 m de diamètre intérieur permettent, par croisement, la communication des voies ferrées des tunnels ferroviaires, respectivement à 12,4 km et 30,4 km du puits de Sangatte. Ces ouvrages, qui sont les plus vastes cavernes sous-marines du monde, sont situés approximativement au tiers et deux-tiers du tunnel. Pour des raisons d'étanchéité leur creusement a été réalisé entièrement dans la « craie bleue ». La méthode de creusement choisie côté français a consisté à réaliser une série de galeries jointives de faible diamètre, remplies de béton aussitôt après leur excavation, puis à enlever le noyau séparant les deux tunnels ferroviaires.

Failles et fracturation. Sept failles d'un rejet supérieur à 3 m recoupent le tracé du tunnel dans la partie française du détroit. À cela, il convient d'ajouter une importante fracturation de la « craie bleue » dans le même secteur. La traversée de ces zones très aquifères a nécessité des injections menées à partir de la galerie de service, soit à l'avant du tunnelier, soit au-dessus de l'ouvrage à l'aide d'une série de forages exécutés en éventail.

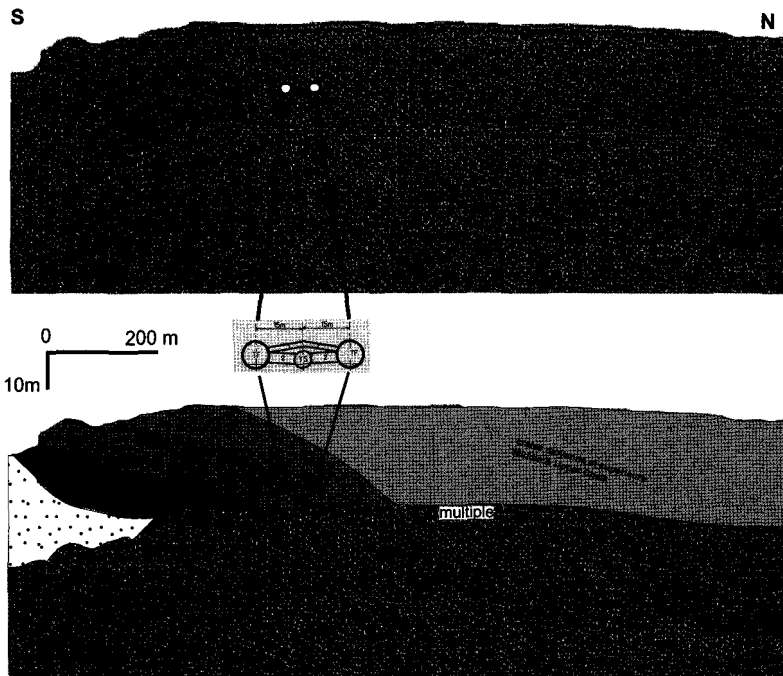


Fig. 48 - Profil sismique au large de Sangatte montrant la structuration des unités crétacées au niveau de la flexure de Sangatte et les diffractions sismiques provoquées par les deux galeries du tunnel sous la Manche à la base de l'unité de la craie grise (profil Sisboul96, mission Université de Lille1, J.N. Proust, in Guennoc *et al.*, 2002)

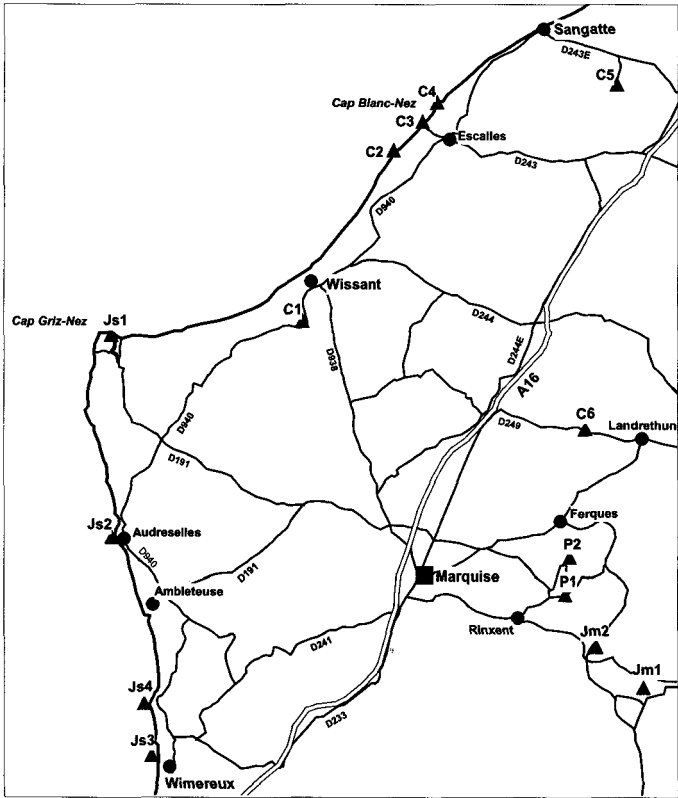


Fig. 49 - Carte de localisation des sites et itinéraires géologiques

Pendage et amincissement des couches. Alors que le pendage moyen des couches varie entre 5° et 9° N dans la plus grande partie du tracé, les approches de la côte française sont caractérisées par une forte augmentation du pendage qui atteint +25° aux abords de la structure des Quénocs. Corrélativement, une réduction d'épaisseur de la « craie bleue » se manifeste, celle-ci passant de 34 m en moyenne dans le détroit à 26 m dans l'axe de la structure des Quénocs, jusqu'à 18 m dans certains sondages. Dans la mesure où les trois galeries s'inscrivent dans un couloir de 30 m de large et 9 m de haut, il a fallu maîtriser ici le tracé du tunnel avec une précision encore plus grande.

Puits de Sangatte. Ce gigantesque ouvrage en béton armé de 55 m de diamètre et 66 m de profondeur recoupe dans sa partie inférieure les trois galeries. Sa taille est telle qu'il pourrait contenir en entier l'Arc de Triomphe de Paris ! Durant la phase des travaux souterrains, le puits de Sangatte a servi d'accès au chantier mais, l'ouvrage traversant une zone aquifère sur plus de 40 m de haut, il a fallu le protéger en premier lieu par un important rabattement de la nappe. L'étanchéification permanente du puits a été assurée également par une paroi de bentonite-ciment coulée avant le creusement et formant une enceinte elliptique de 200 m de long, 100 m de large et 60 m de profondeur. Aujourd'hui, en phase d'exploitation, le puits de Sangatte abrite divers équipements de refroidissement, ventilation et sécurité. Le drainage est abandonné mais le puits a reçu un lest de plusieurs milliers de tonnes de béton pour compenser la poussée hydrostatique.

Depuis 1989, le tunnel sous la Manche est devenu une réalité comme le montrent des profils sismiques réalisés depuis (fig. 48). Les deux galeries principales du tunnel sont en effet repérables au sein de la craie grise par les diffractions qu'elles provoquent en sismique réflexion continue du fait des contrastes d'impédance acoustique entre la craie grise et ces galeries en béton.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Points d'observation dans le Paléozoïque

Les points d'observation libres d'accès dans les différentes formations du Paléozoïque de Ferques sont rares ou en très mauvais état. Deux points d'observation situés à proximité immédiate de la maison du marbre et de la géologie de Rinxent sont tout à fait dignes d'intérêt. L'itinéraire est fléché à partir de l'autoroute A16 (sortie « carrières, Marquise, Ferques ») (fig. 49).

Le premier point d'observation (P1) est situé à l'extrémité sud du parking de la maison du marbre. On peut y observer une série de plis « en chevron »

qui affecte une unité lithologique de calcaires viséens en bancs épais au plus de quelques décimètres (photo A, hors-texte). Ces plis en chevron sont situés un peu au-dessous de la faille d'Hydrequent, dans le duplex supérieur de Basse Normandie (fig. 50, hors-texte).

Le second point d'observation (P2) est le mur d'escalade qui est face à l'entrée des carrières de la Vallée Heureuse un peu au Nord de la maison de la géologie. Cette paroi montre la partie inférieure de la Dolomie à *Siphonodendron martini*. Les caractéristiques stratonomiques sont évidentes et permettent de distinguer une partie inférieure à bancs peu épais (ordre décimétrique) et une partie supérieure à bancs métriques. Dans cette dernière partie, un groupe de bancs apparaît en creux et a un aspect ruinforme causé par une dolomitisation secondaire plus poussée. Ces bancs peuvent être atteints dans le coin droit de l'affleurement à environ deux mètres de hauteur et l'on y observe de nombreuses branches cassées, disposées en lits épais de quelques centimètres. Ces branches cassées ont en fait été dispersées par les courants (tempêtes et marées) autour des gerbes du corail *Siphonodendron martini*. Une très belle rampe peut être observée vers la droite de la paroi (photos B et C, hors-texte). Une petite semelle est bien visible dans laquelle les calcaires y sont découpés en lentilles et plus ou moins nettement plissés sous l'effet de l'entraînement du chevauchement (photo C, hors-texte). Elle prend naissance au pied de la paroi où elle est soulignée par un lit d'argile rouge (photo B), se divise et se « perd » en palier plus haut.

Un miroir de faille décrochante est également très bien visible sur ce mur d'escalade et peut être détaillé à loisir.

Itinéraire géologique dans le Jurassique

Les affleurements permanents de Jurassique de la feuille de Marquise sont exclusivement localisés sur le littoral, en falaises et sur l'estran où l'on peut observer les différentes unités du Jurassique supérieur depuis le Kimméridgien supérieur (sommet des Calcaires du Moulin Wibert (j6W *pars*) jusqu'aux faciès continentaux purbeckiens : Calcaires de la Pointe aux Oies (j7O). Les déformations, failles, flexures et plis, qui ont affecté les terrains sont également bien visibles sur l'estran.

Les visites des sites devront être réalisées à marée descendante et à marée basse pour des questions de bonne observation et de sécurité.

Deux points d'observation dans le Jurassique moyen, localisés dans la région de Rety, sont cependant à signaler. Le premier est une ancienne carrière dont un front de taille est préservé (carrière des Moines ou de l'Herpont) et le second un déblai créé lors de l'aménagement de la route

départementale D243 immédiatement au Nord du croisement avec la départementale D127E.

Affleurement Jm1, Coupe de l'Herpont, Calcaires de Marquise-Rinxent pars. (j3MR), caractères sédimentologiques du Membre de Rinxent et limite Membre de Rinxent-Membre de Marquise.

• **Accès.** L'itinéraire conseillé à partir de l'autoroute A16 est : sortie 36 « Carrières, Rinxent Marquise » direction Rinxent puis Rety, le Wast par la route départementale D243. Au passage, on repère l'affleurement dit de Castelbrune (Vidier, 1996) peu avant le carrefour avec la départementale D127E et l'on poursuit en direction de le Wast jusqu'au deuxième carrefour où l'on prend à gauche la direction de Hardinghen. Après une série de virages serrés on découvrira en contrebas dans un champ la coupe de l'Herpont.

• **Description.** Cet ancien front de taille montre sur environ 8 à 10 m d'épaisseur le Membre de Rinxent. Il est ici tout à fait caractéristique avec sa stratonomie en bancs plurimétriques de calcaire granulaire ooïdique à texture packstone ou grainstone séparés les uns des autres par des surfaces d'arrêt de sédimentation planes, parfois incrustées d'huîtres. Dans le détail, la base de certains de ces bancs est légèrement moins indurée (plus argileuse et enrichie en silt quartzeux) sur un à quelques décimètres d'épaisseur et apparaît en léger retrait dans la paroi. La masse des bancs montre de nombreuses figures sédimentaires qui rendent compte d'un milieu de dépôt agité et de la formation de grandes rides de sable calcaire. Une grande variété de figures est présente depuis de simples obliques qui résultent de la progradation régulière des fronts de rides (plus fréquentes sur la coupe de Castelbrune) jusqu'à des figures en chevrons ou "herring bone" interprétés comme des tidalites.

Le Membre de Marquise n'est présent que tout à fait au sommet de la coupe. On accède à la surface qui assure la limite entre les deux unités sur la gauche de l'affleurement en montant dans les déblais maintenant couverts d'herbes et arbustes. Le premier banc attribué au Membre de Marquise est très nettement visible, très en retrait dans la paroi sous une grosse racine d'arbre en surplomb. La surface sommitale du Membre de Rinxent est bioturbée et très indurée comme la grande majorité des surfaces qui s'observent dans les Calcaires de Marquise-Rinxent. Au-dessus le sédiment est très finement granulaire, légèrement silteux et peu consolidé. Il livre d'abondants moules de gastéropodes et le brachiopode *Burmirhynchia hopkinsii*. C'est le dernier banc des Calcaires de Marquise-Rinxent à être marqué par des apports sensibles en matériel siliciclastique. De ce point de vue, il devrait être rangé dans le Membre de Rinxent. Mais, ce banc est aussi marqué par un renouvellement des faunes de brachiopodes puisqu'il livre une association quasi monospécifique à *B. hopkinsii* alors qu'au-dessous se trouve une association beaucoup plus diversifiée à *K. concinna*, *L. woevrica* etc. (cf. texte notice). Par respect avec les

travaux antérieurs et pour faciliter le découpage et l'identification des différentes unités de cet ensemble à dominante de calcaires ooidiques la décision a été prise d'inclure ce banc dans le Membre de Marquise.

Affleurement Jm2. Coupe de Castelbrune, Calcaires de Marquise-Rinxent j₃MR, Membres de Marquise et de Castelbrune, Marnes des Calhaudes et premiers bancs des Calcaires des Pichottes j₃₋₄CP.

Cette coupe est d'un intérêt majeur pour la compréhension de la stratigraphie de la partie supérieure du Dogger et des phénomènes associés en terme de stratigraphie génétique ou séquentielle : émergence, pédogenèse et érosion au Bathonien supérieur, reprise de sédimentation à partir du Bathonien terminal et enregistrement sédimentaire très incomplet avec des séquences tronquées par le jeu des érosions et condensations.

Assez simplement cet affleurement peut être divisé en trois grands ensembles structuraux. Vers le Nord, un bloc qui constitue la majeure partie de l'affleurement montre le Membre de Rinxent et seuls quelques bancs à litage oblique simple sont encore visibles. La partie centrale est un compartiment « effondré » dans lequel on observe le sommet du Membre de Castelbrune, la totalité du Membre des Calhaudes et les premiers bancs du Calcaire des Pichottes.

La différence entre le Membre de Marquise et le Membre de Castelbrune est très nette puisque la coupure est ici stratigraphique. Le Membre de Marquise est formé de bancs épais de quelques décimètres, très indurés parfois presque totalement micritisés, tandis que le Membre de Castelbrune est formé de gros bancs métriques. Le banc supérieur contient deux lits de lithoclastes roulés et livre le brachiopode *Burmirhynchia thierachensis*.

L'histoire diagénétique des calcaires et des surfaces de discontinuité sédimentaires (hardgrounds) du Membre de Marquise peut être abordée de façon simple. Dès le début de l'affleurement (côté parking), les surfaces de bancs sont bien visibles et les marques de cimentation d'huîtres bien nettes. En section, les bancs montrent parfois une hétérogénéité de la texture. La masse du banc est très compacte ; des formes irrégulières plus nettement granulaires, souvent plus jaunâtres, moins indurées et parfois surlignées par un liseré de calcite translucide, sont parfois visibles à la base. Ces formes correspondent à des vides sous roche comblés ultérieurement par du sable calcaire lors d'un nouvel épisode de sédimentation. Ce matériel sédimentaire n'appartient pas au banc sus-jacent puisqu'il en est séparé par la même surface de discontinuité sédimentaire que le banc dans lequel sont formées ces « cavernes ».

Le Membre de Castelbrune est donc facilement identifiable par sa stratonomie (en gros bancs d'épaisseur supérieure à 1 m). Il est accessible sur une cinquantaine de mètres immédiatement au Sud de la faille qui délimite le compartiment effondré dans lequel nous détaillerons les Marnes des Calhaudes et le passage aux Calcaires des Pichottes. Deux lits à lithoclastes roulés (formant de petits « galets ») sont discernables vers le sommet du second banc. L'un de ces lits a livré le brachiopode *Burmirhynchia thierachensis*. La surface sommitale de ce membre et des Calcaires de Marquise-Rinxent est une surface d'érosion subaérienne très irrégulière et dont l'aspect varie latéralement très rapidement. Dans les parties déprimées s'observe un sédiment hétérolithique, souvent finement sableux, à débris végétaux plus ou moins charbonneux, localement surmonté d'un mince banc centimétrique de calcaire très ferrugineux. En d'autres points, le Membre de Castelbrune est plus ou moins complètement raviné voire complètement absent. Dans tous les cas un lit centimétrique à décimétrique d'argile plastique noire surmonte les objets sédimentaires continentaux parfois préservés au-dessus des Calcaires de Marquise-Rinxent et marque le passage aux Marnes des Calhaudes.

L'ensemble des Marnes des Calhaudes peut être observé dans le compartiment effondré. Typiquement, cette unité lithologique est composée de doublets argilo- ou marno-calcaires. Chaque rythme marque clairement une étape vers une ouverture du milieu vers le domaine marin du large et un approfondissement (géométrie de type « rétrogradante »). Le premier rythme marno-calcaire livre une abondante faune d'ostracodes limniques et des oogones de Charophytes ; le dernier est plus argileux, à oolithes ferrugineuses et livre une faune benthique très diversifiée (association à *Kutchirhynchia morieri* et *Eudesia multicosata*) ainsi que quelques ammonites (*Clydoniceras discus*). Le passage aux calcaires oobioclastiques des Calcaires des Pichottes n'est pas toujours très clair. Il se produit dans un milieu plus ou moins argileux mais cette surface est une surface de ravinement très bioturbée de type "firm ground" associée à une lacune de la base du Callovien. Cette surface de discontinuité tronque la séquence de dépôt initiée avec les Marnes des Calhaudes. Seul le cortège transgressif qui correspond donc aux Marnes des Calhaudes est préservé de l'érosion. Le niveau à oolithes ferrugineuses qui marque le dernier banc de cet ensemble lithologique correspond ou est proche du maximum d'inondation.

De la même façon, les Calcaires des Pichottes ne sont qu'une partie des objets qui composent normalement la séquence de dépôt suivante. Il est difficile, dans ces conditions d'enregistrement sédimentaire d'attribuer à tel ou tel cortège ces calcaires. Néanmoins le mode d'empilement des paraséquences qui le composent (en aggradation) fait plutôt penser à une partie de début de cortège de haut niveau.

Affleurement Js1 – Falaises et estran du Cap Gris-Nez. Calcaires du Moulin Wibert à Argiles de Wimereux, j6W à j7A

L'estran du Cap Gris-Nez est aisément accessible à partir de la sortie 36 de l'autoroute A16 par la D191 au Nord de Marquise en direction de Framzelle. La route continue jusqu'à la plage et le stationnement est aisé près du restaurant.

Sur l'estran et localement en falaise, affleure toute la succession depuis la partie supérieure des Calcaires du Moulin Wibert jusqu'aux Argiles de Wimereux. La qualité et l'extension des affleurements varient selon les saisons et la dynamique des sédiments superficiels. Les niveaux argileux des formations sont le plus souvent recouverts de sable sur l'estran.

Sur la plage, immédiatement à droite (à l'Est), vers la Pointe de Courte Dune un anticlinal dont le cœur est formé des Calcaires du Moulin Wibert est visible (1 photo D). Les Grès de Châtillon affleurent en pied de falaise. À gauche (2 photo D), la falaise est orientée NE-SW et montre presque toutes les Argiles de Châtillon (la partie inférieure et le contact avec les Grès de Châtillon sont masqués par des éboulis ou ensablés en permanence) ; elle se termine par la retombée vers le Nord d'un pli dont les bancs du Grès de la Crèche ferment l'anse du Gris-Nez. Au-delà, vers le large, la série est répétée par failles, les terrains observés les plus jeunes sont attribués aux Argiles de Wimereux.

Les variations latérales de faciès dans les Calcaires du Moulin Wibert, Grès de Châtillon et Argiles de Châtillon sont tout à fait démonstratives et indiquent que le site du Gris-Nez était dans la position la plus proximale qui soit observable. Cette polarité peut être aisément démontrée par l'examen des lumachelles des membres inférieur et supérieur des Argiles de Châtillon visibles au pied de la falaise et sur l'estran (Pt 2) qui sont ici plus épaisses, plus nombreuses et dont les éléments sont moins brisés qu'en d'autres points. Des masses plus ou moins hémisphériques sont très bien discernables dans les lumachelles du membre inférieur des Argiles de Châtillon. Elles sont formées de valves d'huîtres cimentées les unes aux autres et d'une matrice de calcaire micritique et sont les témoins de petits récifs en place (Vidier, inédit). C'est le seul point où ces édifices sont observés ; partout ailleurs les coquilles d'huîtres ont été transportées et sont accumulées sous forme de lumachelles de plus en plus fines à mesure que l'on s'éloigne de la source vers le domaine marin du large, soit vers le Sud-Ouest.

Plusieurs panoramas sont possibles depuis le haut de la falaise (points 3 et 4, photo D) qui permettent d'avoir une vision d'ensemble de la structure de ce secteur et d'en détailler certains aspects.

Depuis le panorama du Point 3, on observe au pied de la falaise les grès en boule des Grès de la Crèche. Au-delà de ces bancs, les Argiles de Wimereux sont interrompues au niveau d'un contact anormal E-W au Nord duquel on retrouve un anticlinal au sein des Argiles de Châtillon (fig. 40). Ce contact faillé représente un des accidents de la Faille du Cap Gris-Nez. Vers le large la succession Argiles de Châtillon – Grès de la Crèche – Argiles de Wimereux se répète. Vers l'Ouest, un accident décrochant dextre N148°E décale cet ensemble d'unités de quelques dizaines de mètres vers le Nord.

À l'Est de la plage du Cap Gris-Nez, les structures de l'anticlinal sont reprises par de nombreux petits décrochements senestres N166°E.

La reconstitution d'ensemble des structures du Cap Gris-Nez est délicate en raison de la superposition de structures tectoniques et gravitaires. Les anticlinaux correspondent à une phase de compression N-S tandis que les failles E-W pourraient être des failles normales ou décrochantes résultant d'une extension ou d'une déformation postérieure en décrochement senestre. Il pourrait s'agir de rejeux de failles normales antérieures.

Il est possible de détailler certains aspects de la sédimentologie des Grès de la Crèche depuis le haut de la falaise jusqu'à la plage en descendant un petit chemin (points 5 à 6, photo D). En haut du chemin, sur la droite, on accède aux couches de passage des Grès de la Crèche inférieurs aux Grès de la Crèche supérieurs. La limite peut être fixée par convention au paléosol bien visible parce que teinté par des oxydes de fer. Au-dessus, les calcaires très finement sableux ont une teinte verdâtre caractéristique. Plus bas, au pied de la falaise, les sables, localement cimentés en grès, montrent une grande variété de figures sédimentaires typiques de milieux très littoraux voire situés en arrière du littoral (minces niveaux charbonneux, lits de graviers, etc.). L'ensemble des caractères biosédimentaires suggère un paléomilieu de type estuaire (Vidier, inédit). Le littoral proprement dit (sens trait de côte) est plus au Sud à hauteur de Boulogne-sur-Mer et l'équivalent latéral des Grès de la Crèche du domaine de shore face (front de plage) est immédiatement au Sud de Boulogne à hauteur de Le Portel (Vidier, inédit).

Affleurement Js2 – Kimméridgien supérieur et Tithonien au Sud du Cap Gris-Nez : falaises et estran d'Audresselles

L'estran et les falaises au Nord d'Audresselles permettent d'observer dans de très bonnes conditions l'intervalle de la partie supérieure des Grès de Châtillon à la partie inférieure des Grès de la Crèche. Cette coupe a été étudiée en détail (Geysant *et al.*, 1993).

À marée basse un panorama peut être fait depuis le promontoire à droite du parking en se plaçant pratiquement sur la faille normale N80°E (rejet de

l'ordre de 10 m) qui divise en deux parties cette zone d'affleurement. Au Nord de cette faille se dessine un plissement synforme dissymétrique à très grand rayon de courbure. Au pied de la falaise et sur le haut de l'estran, contre le plan de faille, affleurent les bancs de la partie moyenne du membre inférieur (redressés au voisinage de la faille et à l'origine de la dissymétrie du pli). Le cœur du synclinal montre les couches de passage du Kimméridgien au Tithonien. À partir de ce point les couches remontent régulièrement permettant aux Grès de Châtillon d'affleurer au droit de la pointe suivante. Vers le Sud depuis le pied du promontoire, la série est répétée. Elle débute au sommet des Grès de Châtillon et se termine dans la partie inférieure des Grès de la Crèche. Le membre inférieur s'observe mieux dans le compartiment nord, le membre supérieur dans le compartiment sud en falaise.

Il est conseillé pour respecter l'ordre stratigraphique de se rendre à la pointe nord, et en revenant vers Audresselles de détailler la succession depuis les Grès de Châtillon jusqu'aux premiers mètres du membre supérieur puis de reprendre les observations au pied sud-ouest de la falaise au Sud de l'anse d'Audresselles, où affleure la surface du banc marquant la limite Kimméridgien-Tithonien.

Les Grès de Châtillon sont riches en diverses figures (divers types de ride, litages entrecroisés en herring bone et bioturbations (ichnogenres *Rhizocorallium*, *Arenicolites* et *Ophiomorpha* : Ichnofaciès à *Skolithos*). L'ensemble de ces éléments est typique des milieux côtiers sableux (domaine de shore face à domaine de fore shore).

Les derniers décimètres des Grès de Châtillon sont marqués par un brusque changement granulométrique et sont plus nettement bioclastiques. La surface qui marque ce brusque changement est interprétée comme une surface de ravinement transgressive (TS). La rétrogradation des faciès paraît ensuite très rapide mais l'enregistrement sédimentaire est soit très discontinu soit très condensé. La surface d'inondation maximale ne semble pas physiquement exprimée. Elle est proche de la base de l'ensemble d'argile finement feuilletée noire riche en matière organique qui caractérise si bien ces Argiles de Châtillon. Très rapidement, apparaissent au sein de cette unité de minces lentilles finement sableuses interprétées comme des dépôts de tempête (hummocky cross stratification : HCS) qui démontrent le passage progressif d'un domaine d'offshore inférieur à un domaine d'offshore supérieur, donc une diminution de la paléobathymétrie. Cette dynamique se poursuit progressivement dans le reste du membre inférieur des Argiles de Châtillon. Une seconde séquence de dépôt construite sur le même modèle est enregistrée dans le membre supérieur de ces mêmes argiles. La première séquence est tronquée à son sommet par une surface de ravinement qui s'observe au milieu et divise un gros banc (épaisseur 0,50 m environ) de calcaire (banc au sens physique du terme). À cette surface de discontinuité est associée une lacune

correspondant à une sous-zone d'ammonite (Sous-zone à Irius). Elle marque donc également la limite Kimméridgien-Tithonien. La fin du prisme de haut niveau de la séquence précédente et le prisme de bas niveau de la seconde séquence ne sont donc pas physiquement présents. Le cortège transgressif est lui très fortement condensé et uniquement représenté par la partie supérieure du gros banc (sens physique du terme) de calcaire repère de la limite Kimméridgien-Tithonien.

Les détails de la stratigraphie et des caractères sédimentologiques de cette coupe sont donnés plus haut dans la description des formations.

Affleurement Js3 - Wimereux Nord - Argiles de la Crèche, Argiles de Wimereux (Tithonien inférieur) et passage aux Argiles et calcaires de la Tour de Croï (Tithonien supérieur)

Les unités du Tithonien inférieur sont bien visibles sur l'estran et en falaise au Nord de Wimereux et donc aisément accessibles à marée basse.

Juste en face de l'accès à la plage affleurent, lorsqu'ils ne sont pas ensablés, les derniers bancs du sommet des Grès de la Crèche supérieurs. En ce point, ils livrent de très nombreux *Harpagodes* sp. Une petite faille normale, peu visible, supprime à l'observation la base des Argiles de la Crèche. Le contact entre Grès de la Crèche et Argiles de la Crèche peut être étudié au pied de la falaise au Sud de Wimereux sur le flanc nord de la Pointe de la Crèche.

Les Argiles de la Crèche sont des argiles noires, feuilletées, plus massives et sableuses à la base. De fines plaquettes, à allure gréseuse, typiques des "hummocky cross stratification" interprétées comme figures de tempêtes (ou tempestites) apparaissent de plus en plus nettement, en plus grand nombre et de plus en plus épaisses (stratocroissance) de la partie moyenne à la partie supérieure de la formation. Un groupe de bancs calcaires (les bancs jumeaux), encadré par deux niveaux phosphatés (Ph1 et Ph2) coiffe et termine cet ensemble lithologique. Les niveaux Ph1 et Ph2 ainsi que les bancs jumeaux affleurent au pied de la falaise, au droit de la Pointe de la Rochette. Au-dessus des bancs jumeaux viennent les Argiles de Wimereux. Elles peuvent être étudiées dans de bonnes conditions au Nord de la Pointe de la Rochette. La limite supérieure et le passage aux Argiles et calcaires de la Tour de Croï sont clairement visibles en falaise et également sur l'estran. La limite morphologique (plage sableuse/plage rocheuse tabulaire) qui détermine la bordure sud de la Pointe aux Oies correspond à la limite entre l'unité lithologique à dominante argileuse des Argiles de Wimereux et l'unité lithologique à bancs et cordons calcaires ou calcaréo-gréseux des Calcaires de la Pointe aux Oies.

Un banc repère de calcaire gréseux et glauconieux, épais de plusieurs décimètres, peut être aisément individualisé, sensiblement au milieu de cette unité lithologique. Il contient d'abondants lamellibranches qui lui donnent son nom : « banc à *Lima boloniensis* ». Au-dessus, les argiles sont glauconieuses et se chargent assez rapidement en sable (d'abord sous forme de lits minces puis en niveaux de plus en plus épais). Au sommet, certains de ces niveaux sableux sont précocement cimentés, incrustés par des huîtres et perforés.

Le niveau phosphaté Ph3 est toujours difficile à observer (même sur l'estran). Il est situé à quelques décimètres sous la limite avec l'unité lithologique suivante.

Cette partie de l'excursion peut se poursuivre vers le Nord où le site de la Pointe aux Oies permet l'observation : sur l'estran des Argiles et calcaires de la Tour de Croï, au pied de la falaise des Grès de la Pointe aux Oies et en falaise des faciès purbeckiens dits Calcaires de la Pointe aux Oies. Cette partie est décrite séparément ci-dessous.

Affleurement Js4 – Pointe aux Oies : Argiles et calcaires de la Tour de Croï et Grès de la Pointe aux Oies (Tithonien supérieur) et faciès purbeckiens (Calcaires de la Pointe aux Oies)

L'affleurement de la Pointe aux Oies est aisément accessible par la D940 entre Ambleteuse et Wimereux. Un parking permet le stationnement en haut de la falaise au niveau de l'anse de Wimereux. Il est conseillé de commencer l'excursion par le Sud de la Pointe aux Oies soit dans la continuité de l'itinéraire suggéré précédemment, soit en se rendant directement par la plage en ce point. La limite entre les Argiles de Wimereux et les Argiles et calcaires de la Tour de Croï est clairement visible tant au pied des falaises que sur la plage. Les premiers bancs calcaires déterminent une nette rupture morphologique entre la plage de sable au Sud et une plage rocheuse tabulaire qui forme la Pointe aux Oies proprement dite, vers le Nord.

Les alternances des argiles plus ou moins sableuses et glauconieuses et des bancs calcaires sont irrégulières. Certains doublets argile-calcaire semblent pouvoir être regroupés en faisceaux ou groupes plus importants. Le trait commun à ces niveaux calcaires (sauf quelques exceptions) est leur bioturbation voire leur formation identique à partir de l'épigénie d'un réseau très dense et complexe de terriers du type *Thalassinoides*. Au moins certains des bancs, notamment à la base de cet ensemble lithologique, ont été précocement indurés permettant l'installation d'une faune typique d'huîtres et éventuellement d'organismes perforants (hard substrate).

Le passage aux Grès de la Pointe aux Oies n'est pas toujours très clair. Il correspond, en falaise, à une rupture stratonomique entre les fines alternances

argile-calcaire de l'unité lithologique précédente et des alternances plus irrégulières et épaisses. Il est très difficile de suivre des bancs (au sens physique du terme) dans cet ensemble puisque, comme dans toutes les autres formations à dominante siliciclastique du Jurassique supérieur, la cimentation des sables est discontinue et à l'origine de formes particulières (grès en boules notamment). Le sommet de cette unité retient l'attention. Il forme à mi-hauteur de la falaise, sur le flanc sud de la pointe, une barre continue et régulière de grès très indurés bioclastiques dont la surface sommitale est une surface de ravinement, surmontée d'un placage conglomératique, d'une accumulation de pièces de bois carbonisé (épaisseur 1 à 2 dm) et de graviers (épais de 0,30 à 0,40 m). La surface de ravinement recoupe des figures de déformation synsédimentaire avec échappement de fluide et formation d'énormes "ball and pillow" de taille métrique. Ces structures sont interprétées comme résultant d'un choc dont l'origine fait débat. L'hypothèse la plus classique et communément admise est celle d'un « simple » choc sismique tandis que Deconinck *et al.* (1990) évoquent un choc créé par le passage d'une vague de tsunami.

Les Calcaires de la Pointe aux Oies sont clairement individualisés. Ils couronnent la falaise au droit de la Pointe aux Oies et se retrouvent sur la plage sur son flanc nord. De teinte beige très clair à blanchâtre, ils montrent une grande variabilité latérale des structures. Tantôt ce sont des formes en « choux-fleurs » très caractéristiques, tantôt de fines lamines millimétriques discontinues ou encore un gravier anguleux (microbrèche). L'origine de ces bio-constructions est très vraisemblablement microbienne et rappelle certains thrombolites actuels (travertin de certaines plages de la péninsule arabique, EAU). Ces édifices sont restreints aux milieux inter- et supratidaux.

Le passage des faciès purbeckiens aux faciès wealdiens reste mal connu et n'a jamais été correctement observé lors du levé de la feuille Marquise.

Itinéraire géologique dans le Crétacé

La carte de Marquise couvre le site des deux caps et en particulier les falaises du Cap Blanc-Nez qui exposent une des plus belles coupes à travers les craies cénomano-turonniennes du bassin de Paris. Près de 150 m d'épaisseur de craies affleurent de façon continue sur 5 km de distance entre le hameau de Strouanne et Sangatte (fig. 19). La beauté du site, l'épaisseur de la succession et la richesse en fossiles ont depuis longtemps attiré les géologues professionnels et amateurs. Les risques d'accidents liés à l'effondrement des falaises ont conduit pendant la Préfecture du Pas-de-Calais à publier il y a quelques années un arrêté interdisant la récolte des fossiles dans la falaise. Seules des autorisations spéciales permettent d'effectuer des recherches et les contrôles de gendarmerie sont fréquents. D'un autre côté, il ne faut pas oublier

de consulter un horaire des marées avant de circuler le long des falaises afin de ne pas se retrouver prisonnier durant quelques heures sur un éboulis !... Malgré ces restrictions, le Cap Blanc-Nez reste incontournable pour toute personne désirant comprendre la stratigraphie des craies. Une visite des falaises incluant la description détaillée de plusieurs arrêts a été publiée par Amédéo et Robaszynski (2001a). Les lecteurs intéressés sont invités à consulter cette note qui complète les informations présentées ci-dessous. Mais le Cap Blanc-Nez n'est pas le seul affleurement de Crétacé dans le Boulonnais et d'autres coupes représentatives situées le long de l'escarpement crayeux sont également très intéressantes.

Affleurement C1 (carrière du Fart à Wissant). Contact entre les faciès continentaux wealdiens et les niveaux marins de l'Aptien (Formation de Verlincthun)

À 500 m au Sud de Wissant, la D940 traverse l'ancienne carrière du Fart. Les talus de la route exposent (fig. 18) une argile plastique gris clair (faciès wealdiens) surmontée par quelques mètres d'argile gris foncé et de glauconite argileuse (Formation de Verlincthun aptienne). La limite entre les deux unités lithologiques est soulignée par une surface perforée. La base de la Formation de Verlincthun inclut un lit de nodules phosphatés remaniés (horizon du Cat-Cornu). Les nodules, de 1 à 3 cm, prennent à l'air libre une patine blanchâtre et sont souvent des moules internes de lamellibranches, brachiopodes et ammonites : *Chelonicerus* (*C.*) *cornuelianum*, *Deshayesites* cf. *grandis*, *Dufrenoya* cf. *furcata*, *Lithancylus grandis*... indiquant une condensation des zones à *Deshayesites deshayesi* et à *Tropaeum bowerbanki* de l'Aptien inférieur. La genèse de l'horizon phosphaté du Cat-Cornu est, en fait, la manifestation régionale d'un événement à caractère global mis en évidence à la fois dans les domaines boréal et téthysien et qui correspond à un pic de transgression dans un cycle eustatique de second ordre (Jacquin *et al.*, 1998).

Affleurement C2 (estran et falaise du Cap Petit Blanc-Nez). Argiles grises à faciès Gault de l'Albien supérieur (Formation de Saint-Pô), craie glauconieuse (Fm. de Strouanne) et craies marneuses bleutées (Fm. du Petit Blanc-Nez) du Cénomanién inférieur

Les argiles albiennes à faciès Gault de la Formation de Saint-Pô affleurent sur l'estran à marée basse en face du Petit Blanc-Nez. Leur visibilité dépend cependant du recouvrement sableux, variable suivant les saisons. Les tempêtes hivernales balayent souvent le sable de la plage et offrent les meilleures conditions d'observation. Il est alors possible de suivre sur plusieurs dizaines de mètres les lits de nodules phosphatés et en particulier le P5 reconnaissable à ses fossiles nacrés très abondants.

Un peu plus haut, mais en prenant également un peu de recul sur l'estran en face du Petit Blanc-Nez, on marche sur les premiers bancs crayeux du

Cénomaniens, transgressifs sur les argiles à faciès Gault de l'Albien. Les 5 m inférieurs de la succession montrent la superposition de 3 niveaux-repères, du bas vers le haut.

- Une craie glauconieuse ou ensemble D (2 m), franchement verte, bioturbée, un peu quartzeuse à la base où elle renferme de nombreux petits galets phosphatés. Suivant le terme régional utilisé dans le Nord de la France pour désigner les niveaux de base glauconieux et conglomératiques du Crétacé, il s'agit d'un « Tourtia ». Cet événement sédimentaire est interprété comme la base d'un intervalle transgressif (IT) suivant les concepts de la stratigraphie séquentielle.
- Un banc à nombreux *Inoceramus cripsii* situé à cheval sur la craie glauconieuse de l'ensemble D et sur la craie de l'ensemble E qui lui succède.
- Un niveau métrique de marnes bleues, finement piqué de glauconie et de grains de phosphate. Il s'agit de la limite inférieure d'un nouvel intervalle transgressif (IT).

À mi-chemin entre le Petit Blanc-Nez et le Cran d'Escalles, et à une douzaine de mètres au-dessus des niveaux-repères précédents, un niveau marneux épais de 0,20 m, constitué par une marne presque noire à l'état humide, en creux dans la falaise, forme un excellent repère visuel. La minéralogie des argiles révèle que ce litho-événement est probablement une bentonite, c'est-à-dire une marne provenant de l'altération synsédimentaire sous-marine de cendres volcaniques (travaux en cours avec J.-F. Deconinck).

Affleurement C3 (Cran d'Escalles). Limite entre la « craie bleue » (Formation du Petit Blanc-Nez) dans laquelle a été creusé le tunnel sous la Manche et la « craie grise » (Formation du Cran) au-dessus

La teneur en argile de la « craie bleue » est en moyenne de 25 % contre seulement 10 % dans la « craie grise ». La limite entre la « craie bleue » -globalement imperméable- et la « craie grise » perméable est soulignée dans les falaises du Cap Blanc-Nez par une ligne de sources très visible de part et d'autre de la descente du Cran d'Escalles. Au point de vue lithologique, la limite est placée au sommet d'un banc crayeux pluridécimétrique très clair, massif, en relief dans la falaise. Le sommet du banc crayeux induré et perforé est considéré comme une surface de transgression (ST). Juste au-dessus, un intervalle d'un mètre renferme par centaines un petit lamellibranche : *Entolium orbiculare*, des brachiopodes : *Kingena concinna*, *Grasirhynchia martini* et un petit coralliaire : *Micrabacia coronula*. Cette grande diversité biologique est un indice positif pour y voir le début d'un intervalle transgressif (IT).

Affleurement C4 (Cap Grand Blanc-Nez). Limite Cénomanién-Turonien et craies turoniennes

Contrairement aux formations cénomaniennes accessibles sur l'estran et à la base des falaises, les craies turoniennes sont perchées au sommet du Grand Blanc-Nez, ce qui les rend difficilement abordables. En prenant cependant du recul sur la plage à marée basse, plusieurs niveaux-repères apparaissent nettement, soit du bas vers le haut.

- Les Marnes à *Actinocamax plenus* (Formation des Crupes) qui appartiennent encore au Cénomanién et sont épaisses ici de 2,16 m. Ces marnes apparaissent en creux à mi-hauteur de la falaise et sont en réalité constituées par la superposition de minces lits alternativement marneux et crayeux. Ces alternances résultent des variations des paramètres orbitaux de la terre suivant des cycles d'environ 20 000 ans (précession des équinoxes).

- Une masse importante (11 m d'épaisseur) de craie très noduleuse, jaunâtre, cohérente, est facile à repérer dans la falaise par son aspect « frisé ». Il s'agit de la moitié inférieure de la Formation du Grand Blanc-Nez dont la plus grande partie doit être rapportée au Turonien. Dans le détail, la limite Cénomanién-Turonien est située 0,90 m au-dessus des Marnes à Plenus, à la limite supérieure d'un ensemble de deux hardgrounds superposés, en relief dans la falaise, formés de nodules centimétriques de craie jaunâtre, remplis de petites ammonites déroulées : *Sciponoceras bohemicum anterius*. C'est de cette craie noduleuse jaunâtre (à l'exception des 0,90 m inférieurs) que proviennent les grandes ammonites du Turonien inférieur célèbres au Blanc-Nez : *Lewesiceras peramplum*, *Mammites nodosoides*, *Morrowites wingi*, *Metasigaloceras rusticum*....

- Tout au sommet de la falaise, là où viennent les premiers silex abondants (c'est-à-dire à la base de la Formation de Caffiers), deux niveaux marneux contigus, sombres, décimétriques, très sensibles à l'action des agents atmosphériques, apparaissent en creux : ce sont les Bridgewick marls. Ces marnes sont des bentonites provenant de l'altération sous-marine de cendres volcaniques. Cet événement est rattaché à l'activité volcanique liée à l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord (Vanderaveroet *et al.*, 2000).

Affleurement C5 (carrières de Coquelles). Limite Coniacien-Santonien et craies à silex

À mi-chemin entre Sangatte et Coquelles et au Sud de la D243E se trouve un ensemble de deux carrières, témoins d'une ancienne cimenterie : Coquelles-Ouest et Coquelles-Est. Les deux affleurements exposent les mêmes niveaux, cependant le palier inférieur de Coquelles-Ouest est aujourd'hui comblé par les déblais de creusement du puits du tunnel sous la Manche de Sangatte. Cette partie de la coupe reste toutefois visible dans la carrière de Coquelles-Est.

L'ensemble des craies à silex exposées dans les carrières de Coquelles appartient à la Formation de Caffiers. La coupe mesure 31 m d'épaisseur. De la base jusqu'au sommet, il s'agit d'une craie blanche, fine et traçante, tendre, avec de nombreux lits de silex noirs en rognons. L'échinide *Micraster coranguinum* est présent. Deux niveaux riches en fragments d'inocérames existent au tiers et deux tiers de la succession et sont rapportés respectivement aux *Cladoceramus* events 1 et 2 du Sud-Est de l'Angleterre. Le niveau inférieur est visible dans la carrière de Coquelles-Est à 1 m au-dessus du toit des galeries creusées durant la seconde guerre mondiale à la base du front de taille. Le niveau supérieur, situé 8 m plus haut, est accessible dans la carrière de Coquelles-Ouest et associé à un double lit de silex noduleux épais de 0,20 à 0,25 m dont la description correspond à celle du Bedwell's Columnar Band du Kent (Robinson, 1986). La limite Coniacien-Santonien, définie par l'apparition de l'inocérame *Cladoceramus undulatoplicatus*, correspond au *Cladoceramus* event 1. Enfin, à 2 m sous le sommet de la carrière de Coquelles-Ouest, se distingue nettement un épais niveau de silex comparable au Whitaker's three inch band du Kent, qui surmonte un intervalle où la craie est remplie de fragments d'inocérames.

Affleurement C6 (« forteresse de Mimoyecques »). Niveaux de bentonites et hardgrounds du Turonien moyen et supérieur contenus dans les Formations des Mottelettes, du Guet et de Caffiers

À 2 km à l'Ouest de Landrethun-le-Nord, le long de la D249, la forteresse souterraine de Mimoyecques a été creusée durant la seconde guerre mondiale pour servir de base de lancement à l'arme V3. L'entrée de la forteresse est dégagée depuis quelques années et permet d'observer une trentaine de mètres de craies du Turonien moyen et supérieur (fig. 23). À noter qu'il s'agit d'une propriété privée d'où la nécessité de demander une autorisation d'accès au propriétaire.

Le panorama visible à l'entrée du site montre tout d'abord un pendage des couches vers le Nord de 30°. On se trouve ici sur l'accident de Landrethun interprété dans la couverture crétacée comme une flexure par Robaszynski et Amédéo (2001). La plus grande partie de la coupe est constituée par une craie blanc grisâtre entrecoupée par plusieurs niveaux marneux dont deux sont bien exprimés à 8 et 10,2 m de la base de la coupe : ce sont respectivement les Southerham Marls 1 et 2. Il s'agit de deux niveaux de bentonites qui correspondent à la diagenèse de cendres volcaniques et peuvent être, de fait, considérés comme des dépôts « instantanés » (Vanderaveroet *et al.*, 2000). Au-dessus, entre les deux premiers niveaux de petits silex, soit à 20,2 m de la base de la coupe, vient le niveau du Caburn Marl, également d'origine volcanique. Les 10 m sommitaux de la coupe, visibles au-dessus de l'entrée de la forteresse souterraine, sont caractérisés par l'apparition de nombreux silex, la

présence d'un faisceau de 3 niveaux marneux qui sont encore des bentonites (les Bridgewick Marls entre les niveaux 27,5 et 29,5), et, tout à la base, une série de deux hardgrounds. C'est à la base du hardground inférieur qu'est placée ici la limite entre les Formations du Guet et de Caffiers.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Du fait de sa localisation et des intérêts militaro-industriels et géologiques qu'il présentait, le Massif ardennais –y compris son prolongement occidental dans le bassin houiller et le Boulonnais– a constitué un site d'étude de choix. À partir du XIX^e siècle son étude a pris de l'ampleur avec l'exploitation de manière semi-industrielle à industrielle du charbon, de mines de fer, de veines ardoisières et de carrières de pierres pour construction. Parallèlement, les études géologiques précises et détaillées ont commencé à paraître, faisant ainsi naître les bases de l'étude des roches datées du Paléozoïque.

Jules Gosselet, premier professeur de géologie de la Faculté des sciences de Lille, a longuement arpenté les Ardennes, terrain de sa première publication en 1857 puis de sa thèse inaugurale, présentée à la Sorbonne en 1860. Les membres de la Société géologique du Nord, fondée avec ses élèves en 1870, y effectuent de fréquentes excursions, en collaboration ponctuelle avec la Société belge de géologie et la Société géologique de France. La plupart des résultats de leurs recherches scientifiques ainsi que les comptes rendus de ces excursions sont consignés dans les annales, les mémoires et les publications de la Société géologique du Nord.

Les échantillons prélevés jusqu'à la fin de la première moitié du XX^e siècle par Jules Gosselet et ses successeurs dont Charles Barrois, Pierre Pruvost, Louis Dollé, Gérard Waterlot, décrivent largement le contenu pétrographique des couches primaires de la région et de la plupart des formations du Jurassique et du Crétacé. Ils font partie des collections géologiques, ou Musée Gosselet, du Musée d'histoire naturelle de Lille (riches de 150 000 références) et ont été décrits dans un ouvrage collectif en 1909.

Jules Gosselet décrivait ainsi les collections du Musée : « *Le terrain triasique, très réduit dans notre région, est faiblement représenté. Outre quelques échantillons de Malmédy, on y voit des lambeaux du Pas-de-Calais, de Roucourt près de Douai, de Calonne-Ricouart et autres.*

Le terrain jurassique comprend de belles séries des calcaires oolithiques de l'Ardenne, des échantillons du Boulonnais et des blocs portlandiens dragués dans le détroit par M.P. Hallez.

Le terrain crétacique est beaucoup plus richement représenté. On y voit

la série de roches et de fossiles que M. Barrois a recueillis tant dans l'Est de la France (Meuse, Aube, Marne, Ardennes, Aisne), qu'en Angleterre. [...] J'y ai déposé de nombreux échantillons que j'ai recueillis dans mes recherches sur la craie blanche de l'Aisne, sur celle des environs de Lille, sur la craie phosphatée de Picardie. Outre ces diverses séries la collection crétacique contient quelques pièces rares telles que plusieurs rudistes rencontrés dans le Nord et une mâchoire presque complète de Ptychodus du Turonien.

Parmi les terrains tertiaires, les sables d'Ostricourt sont représentés par de nombreux échantillons en rapport avec le rôle important qu'ils jouent dans la constitution géologique de la région du Nord.

La collection des fossiles éocènes de Cassel est la plus nombreuse qui ait été réunie jusqu'à présent. Aux échantillons recueillis par Oertlieb et Chellonneix, sont venus s'ajouter ceux de Debray.

Le Calcaire grossier de la Champagne est représenté par la plus belle collection connue de ses magnifiques gisements, celle de Dutemple, qui a fourni des types à Deshayes. Outre cette splendide série du Calcaire grossier, la collection Dutemple contenait de beaux fossiles de l'assise des lignites, des sables de Châlons-sur-Vesle et des principaux gîtes classiques d'il y a 40 ans, aujourd'hui épuisés. Le terrain pléistocène contient toute une série de limons, choisis d'après les indications de M. Ladrière. Enfin le terrain moderne ou holocène est très développé parce que l'étude des tourbières [dont une grande partie est boulonnaise] et des dépôts d'alluvions a toujours été en honneur à la Faculté des Sciences de Lille » (J. Gosselet, discours inaugural du Musée, 1907).

Ces collections sont complétées par celles du Musée d'histoire naturelle de Boulogne-sur-Mer, mises en dépôt à Lille depuis 2004. Elles représentent la collection la plus complète des terrains jurassique, crétacé et tertiaire du Boulonnais. Elles sont le fruit des dons successifs de géologues boulonnais : E. Rigaux, C. Sauvage, M. Dutertre et M. Dutemple. Ces collections comportent notamment près de 14 000 fossiles divers (dont une grande proportion de brachiopodes et lamellibranches) et environ 2 000 vertébrés. Une partie de ces spécimens ont été décrits et ont servi à la définition d'espèces nouvelles et sont conservés au Muséum national d'histoire naturelle.

Les actes du Centenaire du Musée Gosselet ont été publiés en 2003 dans les Annales de la Société géologique du Nord (t. 10, 2^e série, fascicules 2-3). Informations auprès de la Société géologique du Nord, MRES, 23 rue Gosselet, 59000 Lille.

BIBLIOGRAPHIE

- AGER D.V., WALLACE (1967) – The Environmental History of the Boulonnais, France. *Proc. Geol. Ass., London*, 77, p. 385-417.
- AMÉDRO F. (1992) – L'Albien anglo-parisien : ammonites, zonation phylétique, séquences. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 1, p. 187-233.
- AMÉDRO F. (1993) – La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du détroit du Pas de Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2 (2^e série), p. 73-80.
- AMÉDRO F. (1994) – Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le tunnel sous la Manche (côté France). *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 81, p. 11-44.
- AMÉDRO F., MANIA J. (1976) – L'Aptien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, p. 207-216.
- AMÉDRO F., MANIVIT H., ROBASYNSKI F. (1979) – Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro-micro-nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, p. 287-305.
- AMÉDRO F., MAGNIEZ-JANNIN F. (1982) – Corrélations lithologiques et biostratigraphiques (ammonites, foraminifères) dans l'Albien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 101, p. 133-143.
- AMÉDRO F., ROBASYNSKI F. (1990) – Caractères et stratigraphie des craies cénomaniennes traversées par le tunnel sous la Manche. In P. Duffaut et P. Margron édés « Le tunnel sous la Manche ». Presses de l'Ecole nationale des Ponts et Chaussées, p. 57-63.
- AMÉDRO F., COLLETÉ C., FRICOT C., ROBASYNSKI F. (1994) – Extension inter-régionale de niveaux repères dans les craies cénomaniennes du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Aube, Kent). *Bull. inf. Géol. Bassin Paris*, 31, p. 3-8.
- AMÉDRO F., ROBASYNSKI F., COLLETÉ C., FRICOT C. (1997) – Les craies du Cénomaniens-Turonien de l'Aube et du Boulonnais : des événements litho- et biosédimentaires communs. *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 2^e sér., p. 189-197.
- AMÉDRO F., ROBASYNSKI F. (1998) – L'Aptien-Albien à Wissant et au tunnel sous la Manche à Sangatte (France) : la transgression éocécrotacée au Nord du bassin de Paris. *Géologie de la France*, BRGM, 4, p. 15-26.
- AMÉDRO F., ROBASYNSKI F. (1999) – Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume-Uni). *Géologie de la France*, BRGM, 2, p. 33-53.
- AMÉDRO F., ROBASYNSKI F. (2001a) – Événements sédimentaires et bio-écologiques dans les craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra – et interbassins. *Ann. Soc. géol. Nord*, 8 (2), p. 159-171.

- AMÉDRO F., ROBASZYNSKI F. (2001b) – Les craies à silex du Turonien au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK). *Géologie de la France*, BRGM, 4, p. 39-56.
- AMÉDRO F., ROBASZYNSKI F. (2001c) – Les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Extension géographique de niveaux repères du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord. *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 87, p. 9-29.
- AMÉDRO F., ROBASZYNSKI F. (2001d) – Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie. *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 87, p. 31-49.
- ANDREIEFF P., MONCIARDINI C. (1989) – La méthode biostratigraphique et la micropaléontologie : application au repérage du toit de la « craie bleue » du pas de Calais. In Duffaut et Margron eds « Le tunnel sous la Manche » - Géologie et Géotechnique. Presses de l'École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, p. 111-116.
- ANTOINE (1989) – Stratigraphie des formations pléistocènes de Sangatte (Pas-de-Calais), d'après les premiers travaux du tunnel sous la Manche. *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 1, p. 5-17.
- AUFFRET J.-P., COLBEAUX J.-P. (1977) – Étude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 19, p. 1047-1055.
- AUFFRET J.-P., ALDUC D., LARSONNEUR C., SMITH A.J. (1980) – Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Ann. Inst. océanogr. Fr.*, 56, 5, p. 21-35.
- AUFFRET J.-P., ALDUC D., LARSONNEUR C. (1982) – La Manche orientale, carte des paléovallées et des bancs sableux. Carte 1/500 000, notice bilingue, 16 p., ed. CNEXO/BRGM.
- AUGRIS C., CLABAUT P., DEWEZ S., AUFFRET J.-P. (1987) – Carte des sédiments superficiels au large de Boulogne-sur-Mer. Cartes à 1/43 500. Ed. IFREMER - Région Nord-Pas-de-Calais.
- AUSTEN G. (1853) - On the series of Upper Palaeozoic groups in the Boulonnais. *Quart J. geol. Soc.*, 9, p. 231-253.
- AVERBUCH O., MANSY J.L. (1998) – The “Basse-Normandie” duplex (Boulonnais, N France) : evidence for an out of sequence thrusting overprint. *J. Structur. geol.*, 20, 1, p. 33-42.
- BABIN Cl. (1988) – Mollusques Bivalves du Dévonien du Boulonnais (France). In Brice D. Ed. (1988), p. 435-454.

- BAILEY H.W., GALE A.S., MORTIMORE R.N., SWIECICKI A., WOOD C.J. (1983) – The Coniacian - Maastrichtian stages in the United Kingdom with particular reference to southern England. *Newsl. Stratigr.*, 12, p. 29-42.
- BALESCU S., HAESAERTS (1984) – The Sangatte raised beach and the age of the opening of the Strait of Dover. *Geol. en Mijnbouw*, p. 355-362.
- BALESCU S., PACKMAN S., WINTLE A.G., GRUN R. (1992) – Thermoluminescence dating of the Middle Pleistocene raised beach of Sangatte (Northern France). *Quaternary Res.*, 37, p. 390-396.
- BERGERAT F. (1987) – Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, 3, p. 611-620.
- BERGERAT F., VANDYCKE S. (1994) – Palaeostress analysis and geodynamical implications of Cretaceous-Tertiary faulting in Kent and the Boulonnais. *J. Geol. Soc.*, 151, p. 439-448.
- BGS - BRGM (1988) – Dungeness - Boulogne sheet, Sheet 50N00, Solid Edition. Scale 1/250 000.
- BLANCHIN R., CHILES J.-P., MARGRON P. (1989) – Détermination de la précision des informations géologiques grâce à la géostatistique. In P. Duffaut et P. Margron édés « Le tunnel sous la Manche ». Presses de l'École nationale des Ponts et Chaussées, p. 177-185.
- BOILLOT G., LEFORT J.-P. (1975) – Carte géologique de la Manche, 1 : 1 000 000 (Orléans, BRGM).
- BONTE A. (1969) – Le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 81, p. 23-46.
- BONTE A. (1977) – La tranchée du Vert-Mont à Rety (Pas-de-Calais). Essai critique sur le Crétacé inférieur du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 97, p. 131-142.
- BONTE A. (1985) – Le Trias. In « Géologie du Boulonnais » J.-P. Colbeaux coord., Science et Nature, Parc Naturel Régional du Nord-Pas-de-Calais Edit., n° 3, p. 42-43.
- BONTE A., GODFRIAUX I. (1958) – Le Wealdien du Boulonnais (feuilles de Marquise et de Boulogne à 1/50 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Campagne 1957, 56, 255, p. 20-28.
- BONTE A., LAVEINE J. (1962) – Sur la nature et l'âge des sédiments liasiques dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 55, p. 2556-2557.
- BONTE A., DE HEINZELIN J. (1966) – Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique dans le Boulonnais, *Bull. Soc. belge Géol.*, 75, p. 245-305.
- BONTE et coll. (1971) – Carte géologique à 1/50 000. Feuille de Marquise - 1^{ère} édition.

- BONTE A., COLBEAUX J.-P., HOYEZ B., LETHIERS F. (1974) – Les « Schistes d'Hydrequant » (Dévonien supérieur du Bas-Boulonnais) : nouvelles observations. *Ann. Soc. géol. Nord*, 94, p. 117-121.
- BONTE A., COLBEAUX J.-P., THIERRY J. (1985) - Le Jurassique. In « Géologie du Boulonnais » J.-P. Colbeaux coord., Science et Nature, Parc Naturel Régional du Nord-Pas-de-Calais Édité., n° 3, p. 44-65.
- BOUCKAERT J., STREEL M. Eds. (1974) – International Symposium on Belgian Micropalaeontological Limits Namur, 1974 Guidebook. Belgian Geological Survey, Brussels, p. 1-264.
- BOURGEAT M. L'ABBÉ (1892) – Observations sommaires sur le Boulonnais et le Jura. *Bull. Soc. géol. Fr.* 3^e sér., 20, p. 262-269.
- BOUROZ A. (1986) – Coulisement dans le Paléozoïque du Boulonnais : la Faille de Ferques. *Ann. Soc. géol. Nord*, 106, p. 37-41.
- BOUYASSE P., COURBOULEIX S. (1989) – Evolution du détroit du Pas de Calais au Quaternaire : fossés et grands bancs sableux sous-marins. In P. Duffaut et P. Margron éds « Le tunnel sous la Manche ». Presses de l'École nationale des Ponts et Chaussées, p. 49-56
- BRICE D. Ed. (1988) – Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (France). Paléontologie - Sédimentologie - Stratigraphie - Tectonique. Mise à jour des connaissances. Collection *Biostratigraphie du Paléozoïque*, 7, p. 1-520.
- BRICE D., MISTIAEN B. (1988) – Description stratigraphique de la Formation de Blacourt. Givétien de Ferques (Boulonnais - France). In BRICE D. Edit. : Le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France). Collection *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest. 7, p. 43-64.
- BRICE D., BULTYNCK P., COLBEAUX J.-P., LETHIERS F., MISTIAEN B., ROHART J.-C., BIGEY F. (1976) – Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, p. 135-155.
- BRICE D., COLBEAUX J.-P., MISTIAEN B., ROHART J.-C. (1979a) – Les formations dévoniennes de Ferques (Bas-Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, p. 307-324.
- BRICE D., BULTYNCK P., DEUNFF J., LOBOZIAK S., STREEL M. (1979b) – Données biostratigraphiques nouvelles sur le Givétien et le Frasnien de Ferques (Boulonnais-France). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, p. 325-344.
- BRICE D., COEN M., LOBOZIAK S., STREEL M. (1981) – Précisions biostratigraphiques relatives au Dévonien supérieur de Ferques (Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, 100, p. 159-166.
- BRIQUET A. (1930) – Le Littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Orléans p. 1-439.
- BRUCKHAW J.M., GOGUEL J., HARDING H.J., MALCOR R. (1961) – The work of the Channel Study Group 1958-1960. *Proc. Inst. civ. Engrs*, 18, p. 149-179.

- CARTER D.J., DESTOMBES J. (1972) – Stratigraphie du Cénomanién du Détroit du Pas de Calais. *Mém. Bur. Rech. géol. minières Fr.*, 79, p. 117-121.
- CARTER D.J., HART M.B. (1977) – Aspects of Mid Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. *Brit. Mus. (nat. Hist.) Geol.*, 29, p. 1-135.
- CAVELIER C., LORENZ J. (1987) – Aspects et évolutions géologiques du bassin de Paris. Mémoire hors série n° 6 du *Bull. Inf. géol. bassin Paris*.
- CHADWICK R.A. (1993) – Aspects of basin inversion in Southern Britain. *Journal of the Geological Society*, 150, p. 311-322.
- CHAMLEY H. (1988) – Minéralogie des argiles dans le Givétien de Ferques (Boulonnais, France). Nature et signification. *In* : Brice D. Ed. (1988), p. 37-42.
- CHOUTEAU L. (1986) – Étude sédimentologique du Calcaire Lunel (Viséen V3aα), Bas-Boulonnais, DEA Lille, 50 p., 21 fig., 3 pl. h.t.
- CLABAUT P. (1988) – Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas de Calais. Thèse d'Université. Université de Lille Flandres-Artois, 251 p.
- COEN M. (1973) – Faciès, Conodontes et stratigraphie du Frasnien de l'Est de la Belgique pour servir à une révision de l'étage. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 95, p. 239-253.
- COLBEAUX J.-P. (1977) – Géométrie et cinématique de la fracturation dans le Nord de la France. *Bull. BRGM (2^e sér.)*, section IV, n° 4, p. 339-355.
- COLBEAUX J.-P. (1988) – Données structurales relatives au Dévonien de Ferques. *In* : Brice D. Ed., Le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France). Collection *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest. 7, p. 65-70.
- COLBEAUX J.-P., LEPLAT J. (1982) – Apports de l'exploitation du charbon et des matériaux de construction à la connaissance de la structure du massif primaire du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 101, p. 103-110.
- COLBEAUX J.-P., DUPUIS C., ROBASYNSKI F., AUFFRET J.-P., HAESAERTS P., SOMMÉ J. (1980) – Le détroit du pas de Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe Nord-Occidentale. *Bull. Inf. géol. Bassin Paris*, 17, p. 41-54.
- COLBEAUX J.-P. coord. et al. (1985) – Géologie du Boulonnais. Espace Naturel Régional, *Sci. Nature*, n° 3, Lille, 176 p.
- COLBEAUX J.-P., AMÉDRO F., BERGERAT F., BRACQ P., CRAMPON N., DELAY F., DUPUIS C., LAMOUROUX C., ROBASYNSKI F., SOMMÉ J., VANDYCKE S., VIDIER J.-P. (1993) – Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le bassin de Paris : le Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, p. 93-102.
- COOPER M.A., GARTON M.R., HOSSACK J.R. (1983) – The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais. *J. Structur. geol.*, 5, 2, p. 139-152.

- COPE J.C.W., DUFF K.L., PARSON C.F., TORRENS H.S., WIMBLEDON W.A., WRIGHT J.K. (1980) – A correlation of Jurassic rocks in the British Isles. Part two: Middle and Upper Jurassic. *Geol. Soc. Special Report*, 15, 109 p.
- CORSIN P. (1928) – Découverte d'une Goniatite dans les schistes rouges de Fiennes (Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 53, p. 283-286.
- CORSIN P. (1933) – La flore dévonienne de Caffiers (Bas-Boulonnais). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 197, p. 600-602.
- CORSIN P. (1950) – Découverte de sédiments rhétiens dans le Boulonnais. Etude préliminaire de leur flore et de leur faune. *Ann. Soc. géol. Nord*, 70, p. 243-272.
- CURNELLE R., DUBOIS (1986) – Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français, bassin de Paris, d'Aquitaine et de Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, p. 529-546.
- DANZÉ J. (1969) – Failles satellites de la faille d'Hydrequent (Massif primaire du Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 88, p. 179-184.
- DEBEGLIA N., WEBER C. (1985) – Geologic mapping of the basement of the Paris basin (France) by gravity and magnetic data interpretation. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. SEG Publication, p. 154-163.
- DEBRAND-PASSARD S., RIOULT M. (1980) – Kimméridgien. In : « Synthèse géologique du bassin de Paris » Mégnien C. et Mégnien F. coord., Vol. 1 : Stratigraphie et Paléogéographie. *Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr.*, 101, p. 217-226.
- DECONINCK J.-F., GEYSSANT J.-R., PROUST J.-N., VIDIER J.-P. (1990) – Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 4, 2^e sér., p. 157-170.
- DE HEINZELIN J. (1964) – Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. *Bull. Soc. belge Géol.*, 73, p. 146-161.
- DERVILLE (1931) – Les marbres du calcaire carbonifère du Boulonnais. Thèse, Université de Strasbourg, 322 p., 24 pl.
- DERYCKE C., BRICE D., BLIECK A., MOURAVIEFF N. (1995) – Upper Givetian and Frasnian ichthyoliths from Bas-Boulonnais (Pas-de-Calais, France) : preliminary records. *Bull. Mus. nat. Hist. nat., Fr.*, 4^e sér., 17, C, 1-4, p. 487-511.
- DESTOMBES J.-P. (1961) – Déformations subies par les assises crétacées dans la partie septentrionale du Boulonnais. Un nouveau sondage profond à Escalles (Cap Blanc-Nez), feuille de Marquise à 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C.R. Coll. pour 1959, 57, p. 261-289.
- DESTOMBES J.-P., DESTOMBES P. (1963) – L'anticlinal des Quénocs, au Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 83, p. 47-58.

- DESTOMBES J.-P., SHEPHARD-THORN E.R. (1971) – Geological results of the Channel tunnel site investigation 1964-1965. Nat. Env. Res. Council., Inst. geol. Sci., Report 71/11, 12 p.
- DESTOMBES J.-P., SHEPHARD-THORN E. (1972) – Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche (1964-1965). *Mém. Bur. Rech. géol. minières*, 79, p. 101-114.
- DESTOMBES J.-P., SHEPHARD-THORN E., REDDING R.H. (1975) – A buried valley system in the Strait of Dover. *Philos. Trans. r. Soc. London, A* 279, p. 243-256.
- DEVOS I. (1962) – Contribution à l'étude du Givétien et du Frasnien du Boulonnais. DES Université de Lille, 86 p. (non publié).
- DUBOIS G. (1924) - Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. géol. Nord*, 8, 356 p.
- DUFFAUT P., MARGRON P. Eds. (1990) – Le tunnel sous la Manche. Géologie et Géotechnique. Presses de l'École nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 329 p.
- DUTERTRE A. (1870) – Le Dinantien du Boulonnais. *Ann. Mus. géol. Boulonnais*, 7, 30 p.
- DUTERTRE A. (1926) – Sur la distribution des ammonites dans le Bathonien du Boulonnais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 4, p. 47-49.
- EVERAERTS M., MANSY J.-L. (2001) – Le filtrage des anomalies gravimétriques, une clé pour une compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, p. 133-140.
- FARSAN N.M. (1983) – Tentaculites du Frasnien inférieur de Ferques (Boulonnais, Nord de la France). *Palaeontogr.*, 182 (1-3), p. 26-43.
- FAUCONNIER D. (1994) – Étude palynologique d'échantillons provenant de petits sondages du Boulonnais. Rapport BRGM, I2G/GSB/94/08, 7 (inédit).
- FAUCONNIER D. (1995) – Jurassic palynology in the Champagne area France ; correlations using sequence stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 87, p. 15-26.
- GALDEANO A., COURTILLOT V., LE MOUËL J.-L. (1980) – La cartographie magnétique de la France au 1^{er} juillet 1978. *Ann. Geophys.*, 36, p. 85.
- GALE A.S. (1990) – A Milankovitch scale for Cenomanian time. *Terra Nova*, 1, p. 420-425.
- GARCIA J. (1993) – Les variations du niveau marin sur le bassin de Paris au Bathonien-Callovien. Impact sur les communautés benthiques et sur l'évolution des Ornithellidés (Terebratulina). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 17, 310 p.

- GEYSSANT J.-R., VIDIER J.-P., HERBIN J.-P., PROUST J.-N., DECONINCK J.-F. (1993) – Biostratigraphie et paléo-environnement des couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas-de-Calais) : nouvelles données paléontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, 4, p. 11-24.
- GIBBARD P.L. (1988) – The history of the great northwest European rivers during the last three million years. *Philos. Trans. r. Soc. London*, B318, p. 559-602.
- GOSSELET J. (1880) – Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. Terrains primaires. 1^{er} fasc., Impr. Six-Horemans, Lille, p. 1-167.
- GOSSELET J., BERTAUT M. (1873) – Étude sur le terrain carbonifère du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 9, p. 88-103.
- GOSSELET J., DOLLÉ L. (1907) – L'enveloppe crétacique du Bas-Boulonnais, étude géologique du pays de Licques. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXXV I, p. 216-244.
- GROUPE NOROIS (1972) – Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. *Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr.*, 79, p. 123-170.
- GUÉRILLOT H. coord. et al. (1992) – Le projet du tunnel sous la Manche. *Tunnels et ouvrages souterrains*, 109, p. 9-55.
- GUENNOC P., JAMES J.W.C., HARRISON M., VINCHON C., LE BOT S., PHILPOTT S., SIMIEN F., BEE E., GARLAN T., TRENTESAUX A., MAHIEUX G., BRIET D., AUGRIS C., JANJOU D. (2002) – GEOSYNTH: a French-British project for seafloor mapping and GIS synthesis of the sedimentology and geology of the Dover Straits. International conference "Geo-informational systems in geology". Moscou, 13-15 novembre 2002. Abstract, p. 49.
- GUILLOCHEAU F. (1991) - Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 312, sér. II, p. 1587-1593.
- HAMBLIN R.J.O., CROSBY A., BALSON P.S., JONES S.M., CHADWICK R.A., PENNE I.E., ARTHUR J.M. (1992) – United Kingdom offshore regional report: the geology of the English Channel. London: HMSO for the British Geological Survey, 106 p.
- HERNGREEN G.F.W. (1971) – Palynology of a Wealden section (Lower Cretaceous) in the « carrière de Longueville », Boulonnais, France. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 12, 4, p. 271-302.

- HIBSCH C. (1992) – Apports de l'approche tectonosédimentaire pour l'analyse et la datation des paléo-contraintes tectoniques. Applications en domaine tabulaire (tectonique permo-cénozoïque en Grande-Bretagne) et en domaine plissé (tectonique crétacée de l'Arc de Castellane, Sud-Est de la France). Implications géodynamiques. Thèse de l'Université Paris-Sud 248 p.
- HOUTHUYS R., DE MOOR G., SOMMÉ J. (1993) – The shaping of the french-belgian North Sea coast throughout recent geology and history. *In*: Hillen R. et Verhagen H.J. eds *Coast. southern North Sea*, New York, p. 27-40.
- HOYEZ B. (1971) – Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélations séquentielles. *Ann. Soc. géol. Nord*, 91, p. 113-128.
- JACQUIN T., AMÉDRO F., DE GRACIANSKI P.-C., HARDENBOL J., MAGNIEZ-JANIN F., RUSCIADELLI G. (1998) – The North Atlantic cycle : an overview of second order transgressive – regressive facies cycles in Western Europe. *In*: *Cenozoic and Mesozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Spec. Publ., 60, p. 397-409.
- JAMES J.W.C., GUENOC P., HARRISON M., VINCHON C., PHILPOTT S., SIMIEN F., BEE E., JANJOU D., LE BOT S., GARLAN T., TRENTESAUX A., MAHIEUX G., BRIET D., AUGRIS C. (2002) – GEOSYNTH: A synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland. GEOSYNTH: Une synthèse géologique et sédimentologique du détroit du pas de Calais et de ses environs. British Geological Survey Commissioned Report, CR/02/078 36 p. CD-ROM.
- JARVIS I., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D., ROSENFELD A. (1988) – Microfossil assemblages and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Res.*, 9, p. 3-103.
- JEFFERIES R.P.S. (1963) – The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.*, 74, p. 1-33.
- JOUCHOUX A. (1994) – Les apports de la micropaléontologie pendant le creusement du tunnel sous la Manche : corrélations dans la partie française du détroit. *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 81, p. 45-60.
- JUKES-BROWNE A.J., HILL W. (1903) – The Lower and Middle Chalk of England. *Mem. Geol. Surv. UK*, 558 p.
- KANDEL J.C. (1969) – Étude micropaléontologique et stratigraphique des falaises jurassiques du Boulonnais. Thèse 3^e cycle, Université Paris VI, Paris, 159 p.
- KELLAWAY G.A., REDDING J.N., SHEPHARD-THORN E.R., DESTOMBES J. (1975) – The Quaternary history of the English Channel. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 279, p. 189-278.

- LALLIER S., LAPIERRE F. (1989) – L'image continue des structures géologiques grâce aux méthodes géophysiques. In : P. Duffaut et P. Margron édés « Le tunnel sous la Manche ». Presses de l'École nationale des Ponts et Chaussées, p. 117-127.
- LAMARCHE J. (1995) – Structure et événements tectoniques dans le Jurassique du Boulonnais (terrain et imagerie). Mémoire de DEA, Université P. et M. Curie, 67 p.
- LAMARCHE J., BERGERAT F., MANSY J.-L. (1996) – Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais : une histoire méso-cénozoïque polyphasée. *Ann. Soc. géol. Nord*, 4, 2^e sér., p. 171-179.
- LAPIERRE F. (1975) – Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de la Manche orientale. *Phil. Trans. r. Soc. London*, A279, p. 177-187.
- LAUTRIDOU J.-P., MONNIER J.-L., MORZADEC-KERFOURN M.-T., SOMMÉ J., TUFFREAU A. (1983) – Les subdivisions du Pléistocène de la France septentrionale : stratigraphie, paléogéographie et préhistoire. Rapport n° 9, session finale du Programme International de corrélation géologique n° 24. Glaciations quaternaires dans l'Hémisphère Nord, Paris, p. 148-170.
- LEFEBVRE A., MARIETTE H., SELLIER C., SOMMÉ J., TUFFREAU A. (1976) – Sites visités dans la région Nord-Pas-de-Calais : Bagarre, Wimereux, Boulogne-sur-Mer, Wissant, Sangatte, Calais. In : Verron G., dir. Livret-guide de l'excursion A10 : Nord-Ouest de la France. IX^e Congrès Union Internationale des Sciences préhistoriques et protohistoriques, Nice, p. 164-190.
- LEFRANÇOIS A., DECONINCK J.-F., MANSY J.-L., PROUST J.-N. (1993) – Structure, sédimentologie et minéralogie des argiles des Formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien supérieur du Bas-Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 2^e sér., p. 123-134.
- LE MAÎTRE D., MAGNE F. (1964) – Le Dévonien des carrières du « Banc Noir » et du « Grisot » (Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 84, p. 129-131.
- LE MAÎTRE D., DEVOS I. (1961a) – Observations nouvelles sur le Dévonien du massif de Ferques en Boulonnais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 252, p. 761-763.
- LE MAÎTRE D., DEVOS I. (1961b) – Le Dévonien de la Carrière du « Banc Noir » (Massif de Ferques : Boulonnais). Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Nord*, 81, p. 63-64.
- LE MOUËL J.-L. (1969) – Carte magnétique de France à 1/1 000 000. CNRS IPG Paris.
- LETHIERS F. (1974) – Biostratigraphie des Ostracodes dans le Dévonien supérieur du Nord de la France et de la Belgique. *Newsl. Stratigr.*, Leiden, 3 (2), p. 73-79.

- LETHIERS F. (1976) – Ostracodes. *In* : D. Brice, P. Bultynck, J.-P. Colbeaux, F. Lethiers, B. Mistiaen, J.C. Rohart et F. Bigey, Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 96, p. 135-155.
- LETHIERS F. (1982) – Les Ostracodes du Dévonien supérieur (Nord de la France, Belgique, Ouest du Canada). Thèse Doctorat d'État, Lille (non publiée).
- LETHIERS F. (1984) – Zonation du Dévonien supérieur par les Ostracodes (Ardenne et Boulonnais). *Micropaleontology*, 27 (1), p. 30-42.
- LERICOLAIS G. (1996) – Évolution du fleuve Manche depuis l'Oligocène : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Thèse Université de Bordeaux I, 265 p.
- LEVET-CARETTE J., (1964) – Microflore infraliasique du Boulonnais (Carrière Napoléon). *Ann. Soc. géol. Nord*, 84, p. 267-287.
- LOBOZIAK S., STREEL M. (1981) – Miospores in Middle-Upper Frasnian to Famennian sediments partly dated by Conodonts (Boulonnais, France). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 34, p. 49-66.
- LOBOZIAK S., STREEL M., VANGUESTAINE M. (1983) – Miospores et Acritarches de la Formation d'Hydrequent (Frasnien supérieur à Famennien inférieur, Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 106, p. 173-183.
- LOBOZIAK S., STREEL M. (1988) – Synthèse palynostratigraphique de l'intervalle Givétien-Famennien du Boulonnais (France). *In* : Brice D. Ed. le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France). Collection *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest. 7, p. 71-77.
- MAGNE F. (1964) – Données micropaléontologiques et stratigraphiques dans le Dévonien du Boulonnais (France) et du Bassin de Namur (Belgique). Thèse 3^e cycle, Paris, (non publiée).
- MAGNIEZ J.-M., MARCHAND D., THIERRY J., VADET A. (1984) – Nouvelles observations (stratigraphie, biostratigraphie, paléogéographie et paléobiogéographie) sur les sédiments affleurants du Jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 298, p. 605-608.
- MAHIEUX G., PROUST J.-N., TESSIER B., DE BATIST M., CHAMLEY H. (1999) – Stratigraphie sismique et séquentielle haute résolution des formations du Jurassique supérieur du Boulonnais (Nord de la France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 328, p. 341-346.
- MAMET (1973) – Microfaciès viséens du Boulonnais (Nord, France). *Rev. Micropaléontol.*, 16, 2, p. 101-124.
- MANSY J.-L., MANBY G.M., AVERBUCH O., EVERAERTS M., BERGERAT F., VAN VLIET-LANOE B., LAMARCHE J., VANDYCKE S. (2003) – Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics*, 373, p. 161-179.

- MARGRON P., RANKIN D. (1989) – Enseignement des études anciennes et apport des nouvelles reconnaissances. *In* : P. Duffaut et P. Margron édés « Le tunnel sous la Manche ». Presses de l'Ecole nationale des Ponts et Chaussées, p. 91-103.
- MÉGNIE C. (1980) – Tectogenèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, p. 669-680.
- MÉGNIE C. et coll. (1980) – Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, n° 101, Stratigraphie et Paléogéographie, 466 p., *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, n° 102, Atlas, 54 pl., *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, n° 103, Lexique des noms de Formations, 468 p.
- MERCIER E., MANSY J.-L. (1995) – Le blocage du transport sur le plat des plis de propagation : une cause possible des chevauchements hors séquence. *Geodynamica Acta*, 4, 8, p. 199-210.
- MILHAU B. (1983) – Ostracodes du Givétien supérieur du Boulonnais. Corrélations avec l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 102, p. 217-236.
- MISTIAEN B. (1976) – Stromatopores du Dévonien de Ferques (Boulonnais). Thèse de 3^e cycle, Université des Sciences et Techniques, Lille, 269 p. (non publiée).
- MISTIAEN B., BRICE D., ROHART J.-C. (2001) – Trente années de recherche sur le Dévonien de Ferques (Boulonnais) : données acquises en litho- et biostratigraphie. *Ann. Soc. géol. Nord*, 9, 2^e sér., p. 5-12.
- MISTIAEN B., PONCET J. (1983a) – Stromatolithes, serpulides et *Trypanopora* (Vers ?), associés dans de petits biohermes givétiens du Boulonnais (France). *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 41, p. 125-138.
- MISTIAEN B., PONCET J. (1983b) – Évolution sédimentologique de petits biohermes à Stromatolithes et Vers dans le Givétien de Ferques, Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 102, p. 205-216.
- MITCHUM R.P., VAIL P.R., THOMPSON S. (1977) – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In*: C.E. Payton ed., *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Memoir 26, p. 53-62.
- MONCIARDINI C. (1978) – Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du bassin de Paris. *Bull. BRGM*, sect. 1, 3, p. 207-223.
- MONCIARDINI C. (1994) – Biozones de foraminifères et stratigraphie du Crétacé. *In* : Pomerol B. et Monciardini C. : Notice explicative. Carte géol. Fr. 1/50 000, feuille Troyes (298). Orléans, BRGM, 56 p.
- MORLEY C.K., NELSON R.A., PATTON T.L., MUNN S.G. (1990) – Transfer zones in the African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *A.A.P.G. Bull.*, 74, p. 1234-1253.
- MORTIER R., BOELS M. (1981) – Histoire de la plaine maritime de Wissant (Pas-de-Calais) depuis le début de l'Holocène. *Ann. Soc. géol. Nord*, 101, p. 17-22.

- MUNAUT A.V., GILOT E. (1980) – Recherches palynologiques et datations ^{14}C dans les régions côtières du Nord de la France II : l'Holocène de la Pointe aux Oies (Wimereux, Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 100, p. 23-29.
- OLRY A. (1904) – Topographie souterraine du Bassin houiller du Boulonnais ou Bassin d'Hardinghen. *Et. Gîtes Min. Fr.*, VI, 240 p.
- PELHÂTE A., PONCET J. (1988) – Évolution sédimentaire de la Formation de Blacourt (Givétien de Ferques, Boulonnais). In : Brice D. Ed. Le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France). Collection *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest, 7, p. 25-35.
- PELLAT E. (1878) – Terrain Jurassique supérieur du Bas-Boulonnais (étages Oxfordien, Corallien, Kimméridgien et Portlandien). *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, p. 173-181.
- POMEROL C. (1980) – L'évolution du Bassin parisien. In *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, ASF, Editions Technip.
- POMEROL B., BAILEY H.W., MONCIARDINI C., MORTIMORE R.N. (1987) – Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Lewes and Seaford Chalks: a link across the Anglo-Paris Basin at the Turonian - Senonian boundary. *Cretaceous Res.*, 8, p. 289-304.
- POTIER A., DE LAPPARENT A. (1877) – Résultat des explorations géologiques faites en 1875-1876 pour les études du chemin de fer sous-marin entre la France et l'Angleterre. *C.R. Acad. Sci Paris*, t. 84, 23, p. 1331-1334.
- POTY E. (1994) – Nouvelles précisions sur les corrélations stratigraphiques du Dinantien du Boulonnais et de la Belgique : application de la biozonation corallienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, p. 467-473.
- POPLIN F., SEILLIER C., TERS M. (1969) – Le Quaternaire de Wissant. *Septentrion*, 1, p. 69-79.
- PROUST J.-N., DECONINCK J.-F., GEYSSANT J.-R., HERBIN J., VIDIER J.-P. (1995) – A sequence analytic approach to the late Kimmeridgian/lower Tithonian storm dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geol. Rdsch.*, 84, p. 255-271.
- PRUD'HOMME A., VACHARD D., MANSY J.-L. (1992) – Séries carbonatées viséennes du Boulonnais (France). Mise en évidence d'un diachronisme et ses conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 315, II, 3, p. 363-369.
- PRUVOST P. (1922) – Observations sur la tectonique du Bas-Boulonnais : la faille de Landrethun et son prolongement au Cap Gris-Nez. *Ann. Soc. géol. Nord*, XLVI, p. 55-67.
- PRUVOST P. (1924) – Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays Boulonnais après le dépôt du Jurassique. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 156, XXVIII, 72 p.

- PRUVOST P. et coll. (1928) – Carte géologique à 1/80 000 de Boulogne-sur-Mer. 3^e éd.
- PRUVOST P. et coll. (1964) – Carte géologique à 1/80 000 de Boulogne-sur-Mer. 4^e éd.
- PRUVOST P. (1947) – Excursion to the Boulonnais. Sedgwick Club, Cambridge, 10 p.
- PRUVOST P., DELÉPINE G. (1921) – Observations sur la Faille d'Hydrequent et sur les couches de base du Carbonifère dans le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), XXI, p. 189-206.
- RAMSAY (1986) – The techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1. Strain Analysis. Academic Press.
- RIGAUX E. (1865) – Notice stratigraphique sur le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, 1, p. 95-123.
- RIGAUX E. (1889/1890) – Notice stratigraphique sur le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, 14, 109 p.
- RIGAUX E. (1892) – Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, 14, p. 1-18 (pour 1889).
- RIGAUX E. (1903) – Note sur l'Infracrétacé dans le Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, 6, p. 451-460.
- RIGAUX E. (1908) – Le Dévonien de Ferques et ses Brachiopodes. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, p. 15-33.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (1986) – The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, 97, 2, p. 171-208.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (1993a) – Les falaises crétacées du Boulonnais. La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 2^e sér., p. 31-44.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (1993b) – Cycles et séquences dans le Crétacé du Boulonnais. 4^e Congr. Français sédim., livre des excursions, Publications ASF, 20, p. 125-170, 21 fig.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (2001) – Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise. *Ann. Soc. géol. Nord*, 9, 2^e sér., p. 25-38.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (2003) – Le Crétacé du Nord de la France : évolution des concepts et aspects nouveaux depuis Jules Gosselet. *Ann. Soc. géol. Nord*, 10, 2^e sér., p. 163-181.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANIN F., MANIVIT H., SORNAY J. (1980) – Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropaléontol.*, 22, 4, p. 195-321.

- ROBASZYNSKI F., DUPUIS C., COLBEAUX J.-P. (1982) – De la Picardie au Boulonnais. Aspects de la couverture céno- et mésozoïque. Front varisque et soubassement paléozoïque. *Bull. Inform. Géol. Bassin Paris*, 19, p. 9-62.
- ROBASZYNSKI F., GALE A.S., JUIGNET P., AMÉDRO F., HARDENBOL J. (1998) – Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous series of the Anglo-Paris Basin exemplified by the Cenomanian stage. SEPM Special Publication n° 60, p. 363-386.
- ROBINSON J.W.D. (1920) – The Devonian of Ferques (Lower Boulonnais). *J. geol. Soc.* 76, p. 228-236.
- ROBINSON N.D. (1986) – Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proc. Geol. Ass.*, 97, p. 141-170.
- ROEP T.B., HOLST H., VISSERS R.L., PAGNIER H., POSTMA D. (1975) – Deposits of southward-flowing Pleistocene rivers in the Channel region, near Wissant, NW France. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 17, p. 289-308.
- SMITH A.J. (1985) – Catastrophic origin for the paleovalley system of the eastern English Channel. *Mar. Geol.*, 64, p. 65-75.
- SOLAKIUS N. (1988) – The type material of the upper cretaceous benthic foraminifer *Pseudovalvulineria vombensis* Brotzen, 1945. *Geol. Fören. Stockholm Forh.*, 110, p. 197-201.
- SOMMÉ J. (1975) – Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Étude géomorphologique. Thèse Doctorat État, Université de Paris I, Champion, Paris, 1977, 810 p.
- SOMMÉ J. (1977) – The coastal plain of Northern France. In: Paepe R. ed., Southern shores of the North Sea (Continental Excursion), Guide-book, X International INQUA Congress, Birmingham, p. 6-17.
- SOMMÉ J. (1979) – Quaternary coastlines in Northern France. In: Oele E., Schuttenhelm R.T.E. and Wiggers A.F., eds. Quaternary History of the North Sea, *Acta Univ. Upsaliensis*, Upsalla, p. 147-158.
- SOMMÉ J. (1988a) – Géomorphologie de la zone terminale du tunnel sous la Manche. *Hommes et Terres du Nord*, 3, p. 155-161.
- SOMMÉ J. (1988b) – La plaine maritime française de la mer du Nord : évolution holocène et héritage pléistocène. In : Campagnes et Littoraux d'Europe, *Hommes et Terres du Nord*, p. 273-281.
- SOMMÉ J., ANTOINE P., CUNAT-BOGÉ N., LEFÈVRE D. (1995) – Sangatte cliff. In: North Sea coast, Guide-book Excursion A 20. XIV Intern. INQUA Congress, Berlin.
- STREEL M. (1993) – In: SDS Newsletter, 10, décembre 1993.

- STREEL M., KENNETH H., LOBOZIAK S., RIEGEL W., STEEMANS Ph. (1987) – Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 50, p. 211-229.
- TERS M., SOMMÉ J., LEFEBVRE A. (1969) – Calaisis, Sangatte, Wissant, Pointe aux Oies. *In* : Ters M. et Pinot J.-P., dir. Littoral atlantique. Livret-guide Excursion A 10. VIII^e Congrès Int. *Inqua*, Paris, p. 4-15.
- THIERRY J., VIDIER J.-P., GARCIA J.-P., DECONINCK J.-F., HERBIN J.-P., PROUST J.-N., GEYSSANT J.-R., MANSY J.-L. (1995) – Le Jurassique du Boulonnais : lithostratigraphie, biostratigraphie, stratigraphie séquentielle. Livret-Guide des Journées d'Études sur le terrain du Groupe Français d'études du Jurassique, 22-24 septembre 1995, 120 p. (inédit).
- THIERRY J., VIDIER J.-P., GARCIA J.-P., MARCHAND D. (1996) – Le Dogger du Boulonnais : lithostratigraphie, biostratigraphie et stratigraphie séquentielle des séries à l'affleurement. *Ann. Soc. géol. Nord*, 4, 2^e sér., p. 127-155.
- TUFFREAU A. (1987) – Le Paléolithique inférieur et moyen du Nord de la France (Nord-Pas de Calais, Picardie) dans son cadre stratigraphique. Thèse Doctorat Etat, Univ. Lille I, 609 p.
- TOWNSON W.G., WIMBLEDON W.A. (1979) – The Portlandian strata of the Bas-Boulonnais, France. *Proc. Geol. Ass.*, 90, 1, 2, p. 81-91.
- VACHARD D. (1988) – Foraminifères et Moravamminidés du Givétien et du Frasnien (Dévonien) du Boulonnais (France). *In* : Brice D. Ed., le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France). Collection *Biostratigraphie du Paléozoïque*, Brest, 7, p. 87-101.
- VACHARD D., ROCHE M. (1989) – Étude lithologique et biostratigraphique (palynologie) des poches liasiques du Boulonnais. Rapport interne Université Lille Flandres-Artois, 19, Inédit.
- VANDERAVEROET P., AMÉDRO F., COLLETÉ C., DECONINCK J.-F., RECOURT Ph., ROBASZYNSKI F. (2000) – Caractérisation et extension de niveaux repères de bentonites dans le Turonien supérieur du bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, 22, p. 457-469.
- VANDYCKE S. (1992) – Tectonique cassante et paléocontraintes dans les formations crétacées du Nord-Ouest européen. Implications géodynamiques. Thèse de l'Université Paris VI, 92-02, 179 p.
- VANDYCKE S., BERGERAT F. (1992) – Tectonique de failles et paléocontraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, p. 553-560.
- VIDIER J.-P., MARCHAND D., BONNOT A., FORTWENGLER D. (1993) – The Callovian and Oxfordian of the Boulonnais area in Northern France: new biostratigraphical data. *Acta geol. polon.*, 43, p. 169-182.

- VIDIER J.-P., GARCIA J.-P., THIERRY J., FAUCONNIER D. (1995) – Le Dogger du Boulonnais (Nord du bassin de Paris) : nouveaux découpages chronologique et séquentiel des formations carbonatées jurassiques en bordure du massif Londres-Brabant. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 320, série IIa, p. 219-226.
- VIDIER J.-P. (1996) – Modalités de la transgression médio-jurassique sur la bordure méridionale du Massif Londres-Brabant (Nord de la France). Stratigraphie du Dogger de la région de Marquise (Boulonnais). Diplôme d'Études et de Recherche, Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, 190 p. (inédit).
- WALLACE (1969) – Specific frequency and environmental indicators in two horizons of the Calcaire de Ferques (Upper Devonian), northern France. *Palaeont.*, 12 (3), p. 366-381.
- WATERLOT G. (1969) – Carte géologique à 1/50 000 d'Avesnes, 1^{re} éd.
- WINGFIELD (1990) – The origin of major incisions within the Pleistocene deposits of the North Sea. *Mar. Geol., Netherl.*, 91, p. 31-52.
- WYNS R. (1980) – Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 22, p. 681-684.
- ZIEGLER P.A. (1969) – Über *Exogyra virgula* (Lamellibranchiata, Oberjura). *Eclogae geol. Helv.*, 62, p. 685-696.
- ZIEGLER P.A. (1990) – Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Pet. Mij. and Geol. Soc. Publ. House, 2nd edition, 239 p.
- ZIEGLER W. (1962) – Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. Hess. L. Amt. Bodenforsch.*, 38, p. 1-166.
- ZIEGLER W., SANDBERG Ch. (1990) – The Late Devonian standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 121, p. 1-115.

ANNEXE 1 - COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

Sondages feuille de Marquise

**Campagnes du 21 juin au 24 juin 1994 et du 5 septembre
au 9 septembre 1994**

Sondage n° 1 - Le Colombier, Ferme (00053×0066)

$x = 553,09$; $y = 352,18$; $z = + 30$.

- 19,6 : sables roux à silex organisés en séquences métriques à plurimétriques de sables grossiers roux à charge en galets de silex plus ou moins forte/sables fins/silts et argiles vertes ou grises. Pléistocène inférieur ou moyen, Q1-2.
- 28,6 : sables blancs ?

Sondage n° 2 - Le Hambreuil, Ferme (00053×0067)

$x = 552,2$; $y = 351,96$; $z = + 32,5$.

- 4,3 : sables fins roux à graviers de silex, Q1-2.
- 9 : sables grossiers verts ?
- 10,5 : argiles gris-bleu, arrêt sur banc calcaire, j6w ?

Sondage n° 3 - Audembert - La Croix (00053×0068)

$x = 554,22$; $y = 351,24$; $z = + 46$.

- 2,5 : limons sableux roux.
- 14 : sable très fin, jaune ou roux, puis sables grossiers à cailloux de grès roulés, Q1-2.
- 22/26 : argiles grises, parfois à débris coquilliers, entrecoupées de bancs dm de sables grossiers roux à galets de silex roulés, Q1-2 probable.
- 29 : argiles calcaires grises ?

Sondage n° 4 - Warcove (00053×0069)

$x = 553,48$; $y = 351,24$; $z = + 36$

- 10,7 : sables fins puis grossiers, jaune ou roux, à graviers de silex roulés, Q1-2.
- 29 : argiles grises ou bleues, plus ou moins silteuses, contenant parfois des débris coquilliers, des granules de craie ou des petits silex roulés, entrecoupées de 3 bancs métriques de sables grossiers à silex ; le banc de base est fortement chargé en galets de silex roulés et de calcaires et grès jurassiques, Q1-2 probable.

Sondage n° 5 - Ferme du Noir Bois (00057×0269)

x = 553,5 ; y = 350,22 ; z = + 21

- 1,8 : limons sableux bruns ; graviers à la base, q.

- 5,5 : Marnes des Calhauades, j3-4CP.

Oolithe de Marquise, j3MR.

Sondage n° 6 - Ferme du Noir Bois (00057×0270)

x = 553,35 ; y = 349,84 ; z = + 32

- 8 : Oxfordien inférieur.

Sondage n° 7 NON RÉALISÉ

Sondage n° 8 - Ledquent (00057×0295)

x = 553,97 ; y = 346,45 ; z = + 32,5

- 26 : sables fins jaunes ou gris, intercalés de bancs plus grossiers à forte charge en galets de silex roulés et de lits plus argileux, q1-2.

Sondage n° 9 - La Cantragne (00053×0071)

x = 554,66 ; y = 350,68 ; z = + 50.

- argile silteuse blanche ; sables fins, argiles litées bariolées et sables graveleux à silex, q1-2.

- 17 : argiles noires. Oxfordien inférieur.

Sondage n° 10 - Le Breuil (00053×0070)

x = 553 ; y = 351,56 ; z = + 29

- 2,8 : sables roux à silex et galets à la base, q ?

- 4,5 : alternance de lits argileux et sableux, q1-2 ?

- 9 : argile grise contenant des débris coquilliers, des granules de craie et des galets d'argile, q1-2 ?

Sondage n° 11 - Warcove (00053×0072)

x = 553,03 ; y = 350,94 ; z = + 26

- 3,4 : argile bleue à verte. q3-4.

- 7,5 : sable roux graveleux (silex) et débris coquilliers, q1-2.

- 14 : argile grise contenant des graviers et galets, q1-2 ?

Sondage n° 12 - Beuvrequem (00057×0271)

x = 552,42 ; y = 345,2 ; z = + 22,5

- 5 : sables roux, grossiers vers la base et chargés en galets de silex roulés, q1-2.

- 11 : Argiles et marnes de le Wast. j4-5W.

Sondage n° 13 - Slack - Le Marais (00057×0272)

x = 550,46 ; y = 345,07 ; z = + 5

- 20 : sables grossiers à débris coquilliers et végétaux et argiles silteuses grises à lits organiques, q4.
- 21,8 : sables grossiers à galets de calcaires, grès et silex roulés, q3 probable.
- 23 : sables glauconitiques contenant des galets de grès jurassiques, j ?
- 29,5 : argiles grises, arrêt sur Oxfordien supérieur, j ?

Sondage n° 14 - Witerthun - le silo (00057×0273)

x = 554,4 ; y = 348,22 ; z = + 22

- 2 : sables roux à silex. q1-2.
- 5 : argiles bariolées litées, entrecoupées de lits sableux. q1-2.
- 8 : cailloutis à galets de calcaires bathoniens et paléozoïques, de silex émoussés, q1-2.
- cailloutis ?

Sondage n° 15 - Audembert - Fosse Pelletier (00053×0073)

x = 553,8 ; y = 352,15 ; z = + 46

- 2,8 : limon brun. q3.
- 7,2 : sables fins jaunes, q1-2.
- 22 : Argiles du Gault, n6G.
- 25 : sables verts. Albien, n5-6.
- 32 : argile noire. Aptien, n5-6.

Sondage n° 16 - Tardinghen (00053×0074)

x = 551,2 ; y = 352,5 ; z = + 30

- 8,7 : sables blancs ou roux, q1-2 ?
- 16 : argile grise, ?, arrêt sur craie ?

Sondage n° 17 - Rety - Le Rietz de Haut (00058×0357)

x = 560,33 ; y = 343,78 ; z = + 57

- 14,8 : alternance de sables roux ou verts et d'argiles grises ou noires, pyriteuses et glauconieuses ; à la base, banc d'argiles blanches. Faciès wealdien ? . q ?
- 20 : sables gris.

Sondage n° 18 - La Calcuse Ferme - Le Platon

x = 553,83 ; y = 349 ? ; z = + 26

- 3,5 : limon puis sable roux à silex, q1-2.

- 5 : argiles grises. Oxfordien, j5B.

Sondage n° 19 - La Caleuse Ferme (00057×0274)

x = 553,83 ; y = 349 ; z = + 21

- 1,1 : limon à silex, q.

- 5 : argiles grises, Oxfordien, j5B ?

Sondage n° 20 - La Plaine du Colombier (00053×0075)

x = 553,12 ; y = 352,8 ; z = + 42,5

- 11 : sables fins, jaunes, q1-2.

- 15 : argiles bleues à débris coquilliers, pyrite, glauconie et petits galets de silex, q1-2.

- 23 : sables glauconieux à lits graveleux à silex, granules de craie, q1-2.

Sondage n° 21 - La Bélina (00053×0076)

x = 552,35 ; y = 352,2 ; z = + 28

- 13,9 : sables roux à débris coquilliers, devenant grossiers vers la base et chargés en galets de calcaires et silex, q1-2.

- 32,5 : succession de séquences comprenant des niveaux sableux grossiers à petits galets de silex, débris de bois et pyrite, des sables fins et des silts ; arrêt sur cailloutis, q1-2.

Sondage n° 22 - La Bélina (00053×0090)

x = 552,6 ; y = 352,45 ; z = + 34

- 21 : sables jaunes et roux grossiers, chargés en silex roulés vers la base, q1-2.

- 28 : sables grossiers, sables fins et silts; présence de silex, q1-2.

- 29 : argile grise, Argiles du Gault ?, n6G ?

Sondage n° 23 - La Caleuse - ruisseau d'Ausque (00057×0275)

x = 554,07 ; y = 349,22 ; z = + 15

- 4,4 : limons et sables à silex, à galets de silex et calcaires à la base, q.

- 5,5 : sable et argile blanche à huîtres ; refus sur calcaire bathonien, j3MR ?

Sondage n° 24 - La Wambringue (00057×0276)

x = 553,7 ; y = 350,19 ; z = + 25

- 6,3 : sables roux chargés en petits galets de silex, q1-2.

- 6,5 : marnes ; refus sur calcaire, j ?

Sondage n° 25 - Warcove (00053×0077)

x = 553,8 ; y = 351,18 ; z = + 36

- 9,5 : sables bruns ou jaunes à silex, q1-2.
- 11 : argiles noires, ?

Campagne du 14 mars au 23 mars 1994

**D. Lefèvre, J.-P. Vidier (du 14 au 20) puis F. Amédéo,
F. Robaszynski (du 21 au 23)**

Sondage n° 26 - La Baronnerie, Ferme (00053×0078)

x = 555,58 ; y = 350,84 ; z = + 90

- 22 : sables fins, roux ou verts ; argiles noires, blanches, grises ou bleutées, localement entrecoupées de lits sableux, contenant parfois des granules de craie, des débris coquilliers, des fossiles crétacés remaniés, des restes de racines et un lit tourbeux ; à la base, microconglomérat de granules de craie, et graviers de silex, q1-2.

- 35 : argiles grises contenant des silex ; refus banc de silex, q1-2 probable.

Sondage n° 27 - La Baronnerie (00053×0079 - 00053×0080)

x = 555,62 ; y = 350,62 ; z = + 70

- 8 : argiles grises. Argiles du Gault ?, j ?

Sondage n° 28 - Etienville (00053×0081)

x = 555,85 ; y = 349,98 ; z = + 70

- 2,5 : limon argileux, q3.

- 4,5 : argiles litées à huîtres ; refus sur banc calcaire, Jurassique.

Sondage n° 29 - Etienville (00057×0277)

x = 555,38 ; y = 349,74 ; z = + 50

- 2,5 : argiles brunes à débris coquilliers ; refus sur banc calcaire à huîtres, Jurassique.

Sondage n° 30 - Bernes (00057×0278)

x = 554,95 ; y = 349,62 ; z = + 41

- 4,5 : argiles litées ocre à débris coquilliers ; refus sur banc calcaire jurassique.

Sondage n° 31 - Bernes (00057×0279)

x = 554,4 ; y = 349,21 ; z = + 28

- 5,5 : limons sur sables jaunes à silex, q1-2.

- 15 : argiles grises ; à la base, argiles bariolées contenant des galets de silex, reposant sur un cailloutis à silex et calcaires jurassiques, q1-2.

- refus sur la Formation des Pichottes, j3-4CP.

Sondage n° 32 - Le Gazedat (00057×0280)

x = 554,92 ; y = 348,33 ; z = + 32

- 2 : limon argileux, q3.
- 10 : sables ; sables argileux entrecoupés d'un niveau caillouteux à silex, q1-2.
- 11 : calcaires; refus sur un banc induré (Montaubert ou Coquillot), j4-5W.

Sondage n° 33 - Ledquent (00057×0281)

x = 554,3 ; y = 347 ; z = + 20

- 6 : sables grossiers, q1-2.
- 17 : alternance d'argiles brunes bariolées litées et de sables gris-vert ; à la base, argile grise à cailloux de silex, q1-2.
- 24 : argiles grises à fins débris calcaires ou coquilliers ; refus sur cailloutis à galets de silex roulés, q1-2.

Sondage n° 34 - Ledquent (00057×0282)

x = 554,43 ; y = 346,7 ; z = + 25

- 11 : limon argileux ; argiles limoneuses grises puis jaunes à charge grossière en silex augmentant vers la base, q1-2.
- 28 : argiles grises à petits graviers de silex ; argile grise à fossiles cf. Argiles de Montaubert ; refus sur un cailloutis de sables roux et galets de silex, q1-2.

Sondage n° 35 - Ledquent (00057×0283)

x = 554,76 ; y = 346,6 ; z = + 24

- 9 : limon argileux ; argiles litées entrecoupées de lits tourbeux ; à la base, cailloutis de galets de silex et granules calcaires ou crayeux pris dans une matrice argileuse grise, q1-2.
- 20,5 : argiles gris-vert à microgranules, entrecoupées d'un banc métrique de graviers calcaires ; refus sur un cailloutis à galets de silex roulés pris dans une matrice sableuse, q1-2.

Sondage n° 36 - Rouge Berne (00057×0284)

x = 554,15 ; y = 347,74 ; z = + 19

- 2,5 : sables roux à silex, q1-2.
- refus sur j3-4P.

Sondage n° 37 - L'Ausque - Calvaire (00057×0285)

x = 553,68 ; y = 348,13 ; z = + 20

- 7 : Argiles de Montaubert, j4-5W.
- 10,5 : Marnes de Belle : oolithe ferrugineuse et lumachelles de base ; refus sur calcaire oolithique, j3-4CP.

Sondage n° 38 - Leubringenhen - Le Sablon (00054×0192)

x = 557 ; y = 350,81 ; z = 108

- 8,5 : limons argileux ocre, q1-2.
- 11 : craie glauconieuse, Tourtia, c1PB
- 27 : argiles du Gault, n6G
- 32 : sables verts glauconieux ; Formation des Gardes et Formation de Wissant, n5-6.
- 35 : glauconitite argileuse, Formation de Verlincthun, n5-6.

Sondage n° 39 - Mont Duez (00057×0286)

x = 551,51 ; y = 343,37 ; z = + 80

- 3 : argiles sableuses avec dragées de quartz à la base, Aptien, Formation de Verlincthun, n5-6.
- 11 : silts, sables, argiles silteuses, un paléosol d'argile bariolée rouge vers 9 m ; faciès wealdiens, n4W.

Sondage n° 40 - Mont Duez (00053×0082)

x = 551,66 ; y = 343,3 ; z = + 72

- 2,5 : silts, argiles silteuses.
- 4 : sable blanc grossier.
- 5,5 : sable argileux.
- 8 : argile grise à bariolée rouge, faciès wealdiens, n4W.

Sondage n° 41 - Mont de Cappe (00058×0358)

x = 555,64 ; y = 347,65 ; z = + 48

- 2,5 : argiles grises ; refus sur banc calcaire. Jurassique.

Sondage n° 42 - Mont de Cappe (00057×0287)

x = 555,38 ; y = 347,92 ; z = + 42

- 2 : limon argileux ; sables jaunes, très fins, q.
- 5 : argiles grises. Jurassique.

Sondage n° 43 - Marquise - D191 (00057×0288)

x = 554,75 ; y = 347,5 ; z = + 25

- 2 : limon argileux, q3.
- 5 : argile ; calcaires en banc ; refus sur un banc calcaire jurassique.

Sondage n° 44 - Noirbernes (00057×0289)

x = 553,8 ; y = 349,8 ; z = + 22

- 16 : sables jaunes ou roux à petits galets de silex roulés ; sables et argiles grises litées ; conglomérat de base à galets de calcaires et silex, q.
- refus sur banc calcaire jurassique.

Sondage n° 45 - Noirbernes (00057×0290)

x = 553,96 ; y = 349,94 ; z = + 30

- 12 : limon ; sables roux à silex ; sables fins jaunes ; cailloutis à galets de silex ; argiles grises litées et lits de sables grossiers à silex ; refus dans cailloutis de base à silex, q1-2.

Sondage n° 46 - Audembert - Fosse Pelletier (00053×0083)

x = 554,18 ; y = 352,25 ; z = + 51

- 14,5 : marne crayeuse blanche ; refus sur un banc crayeux. Cénomaniens, C1PB

Sondage n° 47 - Noirbernes - La Butte Est (00057×0291)

x = 554,65 ; y = 350,04 ; z = + 37

- 10,5 : sables contenant de petits galets (silex, calcaires) ; argiles sableuses à petits galets (silex bleus) ; à la base sables à débris organiques, galets de jurassique et débris coquilliers, q1-2.

Sondage n° 48 - Noirbernes - La Butte Sud (00057×0292)

x = 554,30 ; y = 349,65 ; z = + 27

- 7 : sables à galets d'argile grise et quelques silex, q1-2.
- refus sur la Formation des Pichottes, j3-4CP.

Sondage n° 49 - Noirbernes (00057×0293)

x = 553,70 ; y = 349,55 ; z = + 16

- 11 : sables gris glauconieux ; argiles grises à graviers de calcaire ; cailloutis basal à galets de Jurassique, q.
- 14,5 : Argiles de Montaubert ; refus sur banc induré. j4-5W.

Sondage n° 50 - Beuvrequem - Le Bos Ferme (00057×0294)

x = 553,95 ; y = 345,30 ; z = + 29

- 11,5 : sables, q.
- 15,5 : Argiles du Coquillot. Oxfordien, j4-5W.

Sondage n° 52 - Wissant (00053×0084)

x = 552,20 ; y = 1353,06 ; z = + 30

- 26 : sables argileux (3 m), sable blanc fin (1 m), sable grossier (4 m), argile noire (0,5 m) et argile silteuse gris foncé (2,5 m), argile plastique grise (5 m) : faciès wealdiens, n4W.

Sondages n° 53 à 58 - Mimoyecques

x = 559,18 ; y = 1 350,37 ; z = + 100 à x = 559,25 ; y = 1 350,52 ; z = + 106 (carte de situation in Robaszynski et Amédéo, 2001).

Sondage n° 53 (00054×0193)

- 1 : limons bruns.
- 1,5 : marne glauconieuse verte, Formation de Lottinghen, n6G.
- 5 : argiles du Gault avec niveau phosphaté P6 à 4 m et fossiles phosphatés, n6G.

Sondage n° 54 (00054×0194)

- 2 : limons.
- 6 : craie jaunâtre, c1PB
- 7 : craie glauconieuse, Tourtia, base de c1PB.
- 9 : argiles glauconieuses, Formation de Lottinghen, sommet de n6G.
- 11 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 55

- 2 : limons.
- 11 : craie jaunâtre, c1PB.
- 12 : craie glauconieuse, Tourtia, base de c1PB.
- 13 : argiles glauconieuses, Formation de Lottinghen, sommet de n6G.
- 14 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 56

- 2 : limons.
- 20 : craie gris jaunâtre avec un peu de glauconie à la base, c1PB.
- 21 : craie glauconieuse, Tourtia, base de c1PB.
- 22 : argiles glauconieuses, Formation de Lottinghen, sommet de n6G.

Sondage n° 57

- 2 : limons
- 32 : craie blanc grisâtre avec un niveau plus cohérent vers 22 m, c1PB.
- 44 : craie marneuse gris sombre, marne gris foncé, c1PB.

Sondage n° 58

- 2 : limons
- 20 : craie noduleuse, c2GB.
- 32 : craie blanc grisâtre à jaunâtre, c1PB.

Sondages n° 59 à 62 - Leubringen

x = 556,28 ; y = 1 351,23 ; z = +108 à x = 556,31 ; y = 1 351,36 ; z = +87

Sondage n° 59 (00054×0195)

- 1 : limons.
- 5 : argiles du Gault avec inocérames et nodules phosphatés à la base, n6G.
- 8 : sables gris foncé, n6G ou n4W ?

Sondage n° 60 (00054×0196)

- 2 : limons.
- 5 : craie un peu glauconieuse, c1PB.
- 6 : craie très glauconieuse, Tourtia, base de c1PB.
- 7,5 : glauconitite argileuse avec galets phosphatés à la base, Formation de Lottinghen, n6G.
- 8 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 61

- 2 : limons.
- 17 : craie jaunâtre, grisâtre, 1 ammonite *Schloenbachia* à 4 m, c1PB.
- 18 : craie glauconieuse verte, Tourtia, base de c1PB.
- 19 : glauconitite argileuse, Formation de Lottinghen, n6G.
- 20 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 62

- 1 : limon brun.
- 2 : limon à granules crayeux.
- 14 : craie marneuse blanc crème à grisâtre, c1PB.

Sondages n° 63 à 65 - Landrethun

x = 561,11 ; y = 1 349,76 ; z = +108 à x = 561,17 ; y = 1 349,83 ; z = +106

Sondage n° 63 (00058×0359)

- 1 : limon.
- 3 : craie glauconieuse à nodules phosphatés, crème à la base, Tourtia, base de C1PB.
- 4 : argile glauconieuse et nodules phosphatés, ? Formation de Lottinghen, n6G.
- 18 : argiles du Gault avec niveau de nodules phosphatés à 6 m, 9 m et 15 m ; gros galets à la base ; n6G.
- 23 : sables gris puis sables verts, n5-6 ?

Sondage n° 64 (00058×0360)

- 2 : limons.
- 11 : craie jaunâtre, C1PB.
- 13 : craie glauconieuse, avec gravier phosphaté à la base, Formation de Lottinghen, n6G.
- 17 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 65

- 2 : limons.
- 25 : craie grisâtre à jaunâtre, C1PB.
- 27 : craie glauconieuse, Tourtia, graviers phosphatés à la base, base de C1PB.
- 28 : glauconitite, Formation de Lottinghen, n6G.
- 29 : argiles du Gault, n6G.

Sondages n° 66 à 71 - Leubringen - Bainghen, Ferme Touret

x = 558,07 ; y = 1 350,67 ; z = + 101 à x = 558,10 ; y = 1 350,57 ; z = + 104

Sondage n° 66 (00054×0197)

- 1 : limon.
- 3 : argile gris-beige, n4W ?.
- 5 : grès rouge, Dévonien inférieur.

Sondage n° 67 (00054×0198)

- 1,5 : limon.
- 2 : argile gris-beige, n4W ?
- 5 : grès et pélites rouges, Dévonien inférieur.

Sondage n° 68

- 0,5 : limon.
- 3 : argiles du Gault à nids de glauconie, n6G.
- 5,5 : sables verdâtres, n6G ?
- 6,5 : argile un peu glauconieuse, n6G ?
- 13 : sable fin, légèrement argileux, noir, à nodules de pyrite, quelques grains de glauconie (en place ?), n6G ou n4W.
- 14 : gros galets, parfois patinés de rouge et sables argileux, fins, noirs. Formation de Verlincthun (n6G) ou faciès wealdiens, n4W ?

Sondage n° 69 (10 m au Sud de la route de Landrethun à Leubringhen)

- 1 : limon.
- 9 : argiles du Gault avec niveaux de nodules phosphatés, noirs à 2 m, marron à 4 m et 5 m, noirs et gros à 9 m, n6G.
- 11 : sables verts glauconieux et argiles glauconieuses, Formation des Gardes, n5-6.

Sondage n° 70 (12 m au Nord de la route)

- 1 : limon.
- 2 : craie piquetée de glauconie, Tourtia, base de c1PB.
- 3 : craie argilo-glauconieuse à graviers phosphatés noirs, Formation de Lottinghen, n6G.
- 5 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 71 (à 33 m au Nord de la route)

- 1 : limon.
- 15,5 : craie jaunâtre, c1.
- 16,5 : craie glauconieuse, Tourtia, base de c1PB.
- 17,5 : glauconite, Formation de Lottinghen ?, n6G.
- 20 : argiles du Gault, n6G.

Sondage n° 72 - Audembert, la Noire Chocque Est (00053×0085)

x = 555,32 ; y = 1 351,70 ; z = + 77

- 1 : limon.
- 14 : craie blanc jaunâtre, c1PB ?.

Sondage n° 73 - Audembert, la Noire Chocque Est (00053×0086)

x = 555,27 ; y = 1 351,66 ; z = + 72

- 1 : limon.
- 8 : craie jaunâtre, très durcie à la base (milieu de c1PB ?).

Sondage n° 74 - Audembert, la Noire Chocque Ouest (00053×0087)

x = 555,07 ; y = 1 351,73 ; z = + 66

- 2 : limon.
- 4 : craie durcie, ? milieu de c1PB.
- 6 : craie marneuse, quelques grains de glauconie, milieu de c1PB.
- 20 : craie marneuse, grise, passées plus marneuses sombres à *Chondrites*, c1PB.

Sondage n° 75 - Audembert, la Noire Chocque Ouest (00053×0088)

x = 555,07 ; y = 1 351,73 ; z = + 66

- 1 : limon.
- 10 : craie marneuse, blanc-gris, quelques points de glauconie, une *Schloenbachia* à 8 m, c1PB.
- 12 : craie glauconieuse, Tourtia, base de c1PB.
- 20 : argiles du Gault, nodules phosphatés beige à 15 m, n6G.

Sondage n° 76 - Peuplingues, Calvaire (00054×0199)

x = 557,89 ; y = 1 357,63 ; z = + 113

- 0,5 : limon.
- 11 : craie blanche à rognons de silex, c4C.

Sondage n° 77 - Peuplingues, 100 m à l'Est du calvaire (00053×0089)

x = 555,07 ; y = 1 351,73 ; z = + 66

- 0,5 : limon.
- 11 : limon, avec silex décalcifié, fragments de grès ferrugineux : poche de dissolution ?

Sondage n° 78 - Peuplingues, bosquet 200 m au Nord du calvaire (00054×0200)

x = 557,89 ; y = 1 357,83 ; z = + 119

- 5 : limon ocre, jaune orange, sableux, silteux.
- 11 : limon ocre jaune, avec quelques fragments de grès.
- 14 : limon ocre jaune à traînées noires (végétales ?).
- 21 : limon brunâtre à fragments de silex décalcifiés noir à brun, q ou e ?
- 26 : craie blanche à silex, c4C.



**Photo A - Plis en chevrons affectant les calcaires viséens, parking Maison du Marbre, Rinxent.
Localisation (fig. 50) (Photo J.-P. Vidier, 2003)**



Photo B - Rinxent, mur d'escalade, Dolomie à *Siphonodendron martini* (Photo J.-P. Vidier, 2003)



Photo C - Rinxent, mur d'escalade, exemple de rampe tectonique (Photo J.-P. Vidier, 2006)

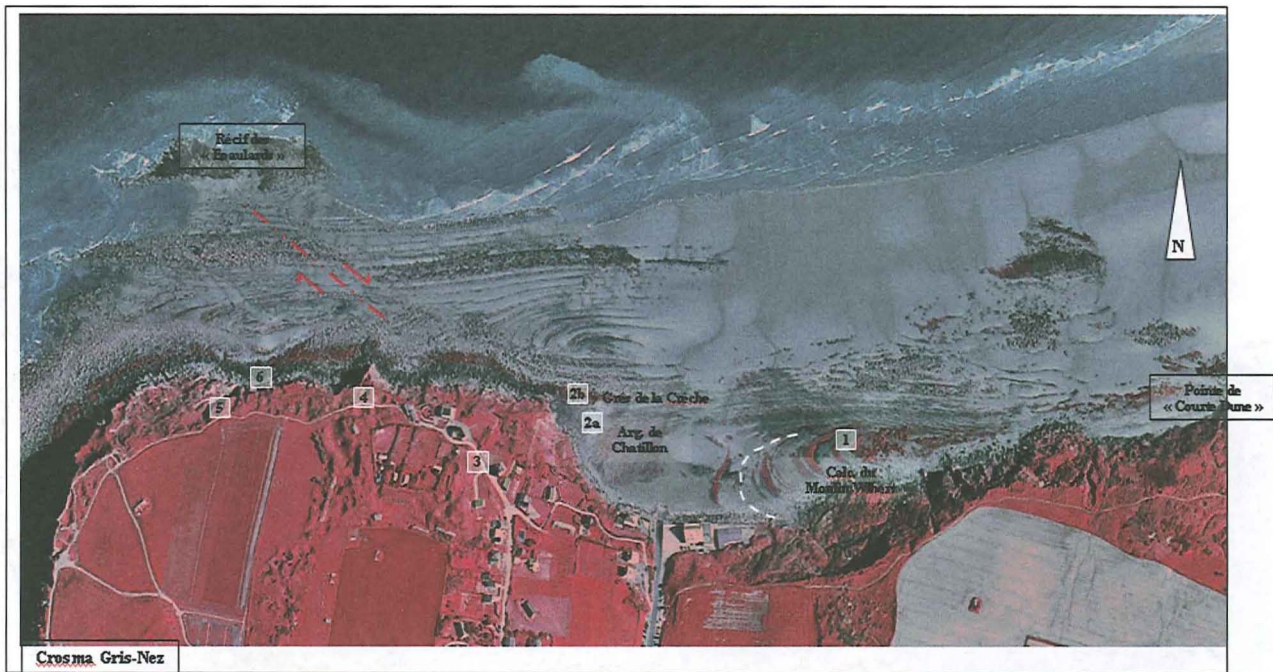


Photo D - Vue aérienne du site du Cap Gris-Nez. Localisation des points d'observation. 1 : Panorama sur l'anse du Gris-Nez (plage de la sirène) ; 2 : Panorama vers le Nord ; 3 : Observations sur les calcaires de Moulin Wibert ; 4 : Observation de la variabilité latérale des « Argiles de Châtillon » et de l'anticlinal de la sirène ; 5 : Observations sur les « Grès de la Crèche inférieurs » (figures sédimentaires) ; 6 : Observations sur les « Grès de la Crèche supérieurs » (Paléosol et banc à *Diplocaterion parallelum*)

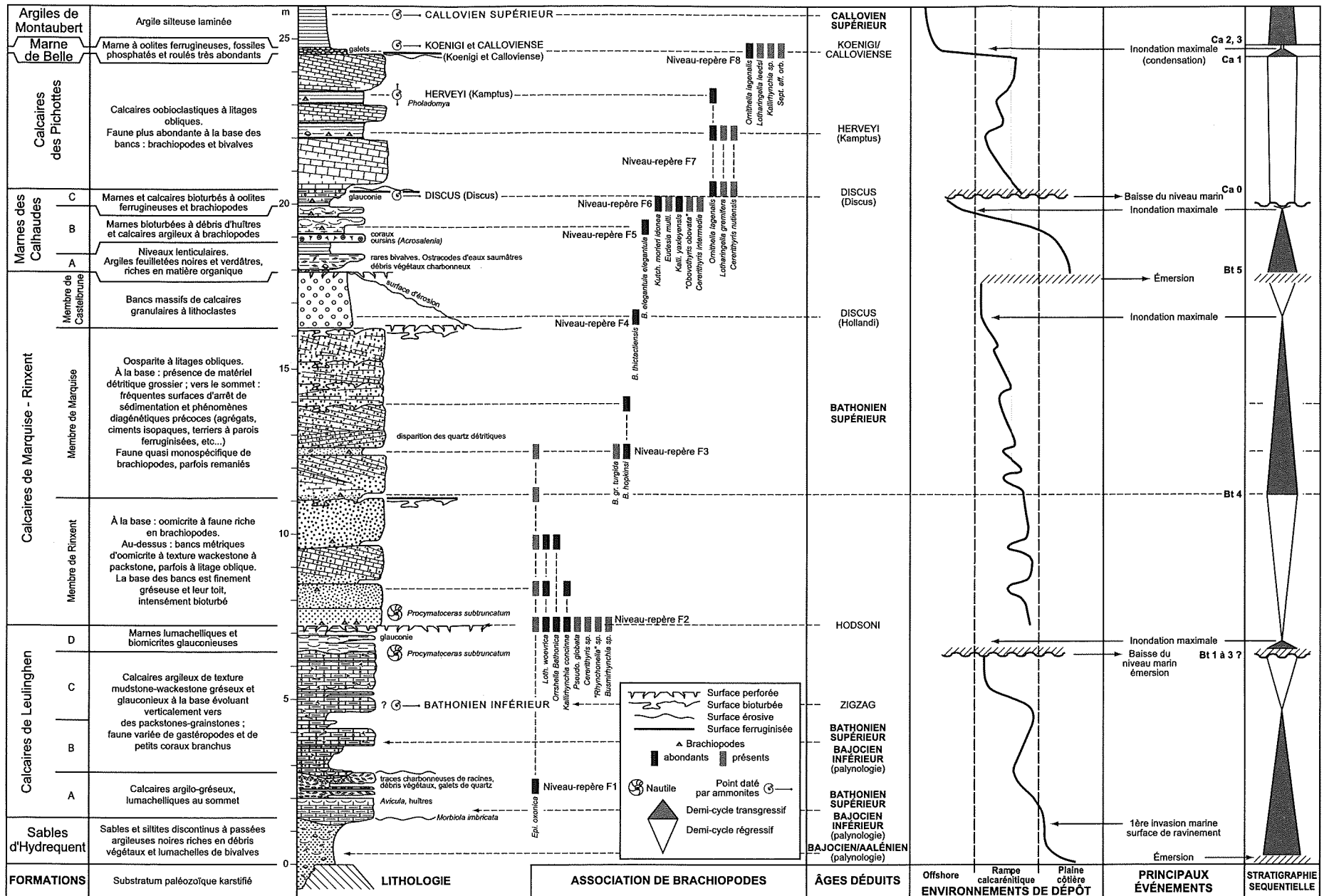


Fig. 9 - Série composite du Dogger et de l'Oxfordien inférieur du Boulonnais Nord ; lithostratigraphie, biostratigraphie et interprétation séquentielle

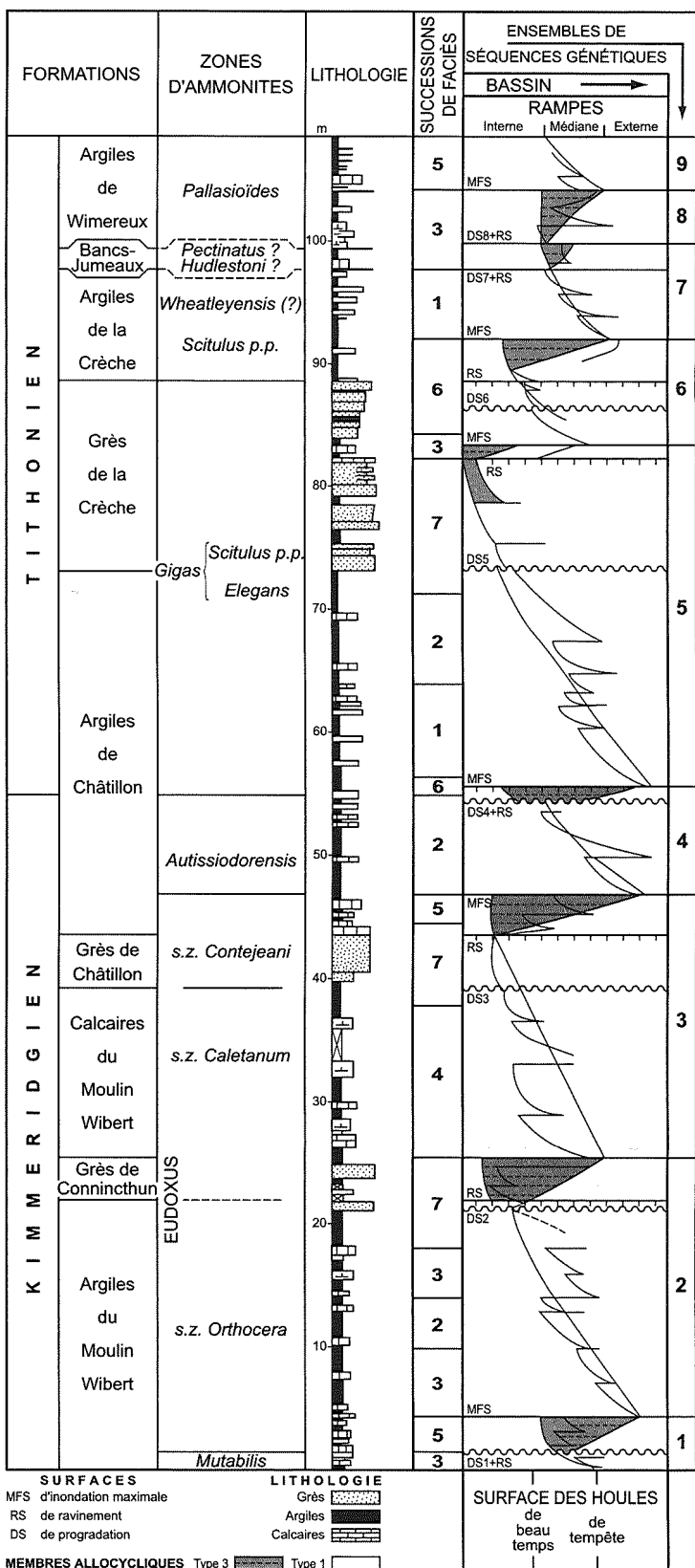


Fig. 10 - Série synthétique du Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais : lithostratigraphie, biostratigraphie et interprétation séquentielle (d'après Proust et al., 1995)

Ancien puits du tunnel
sous la Manche 1882

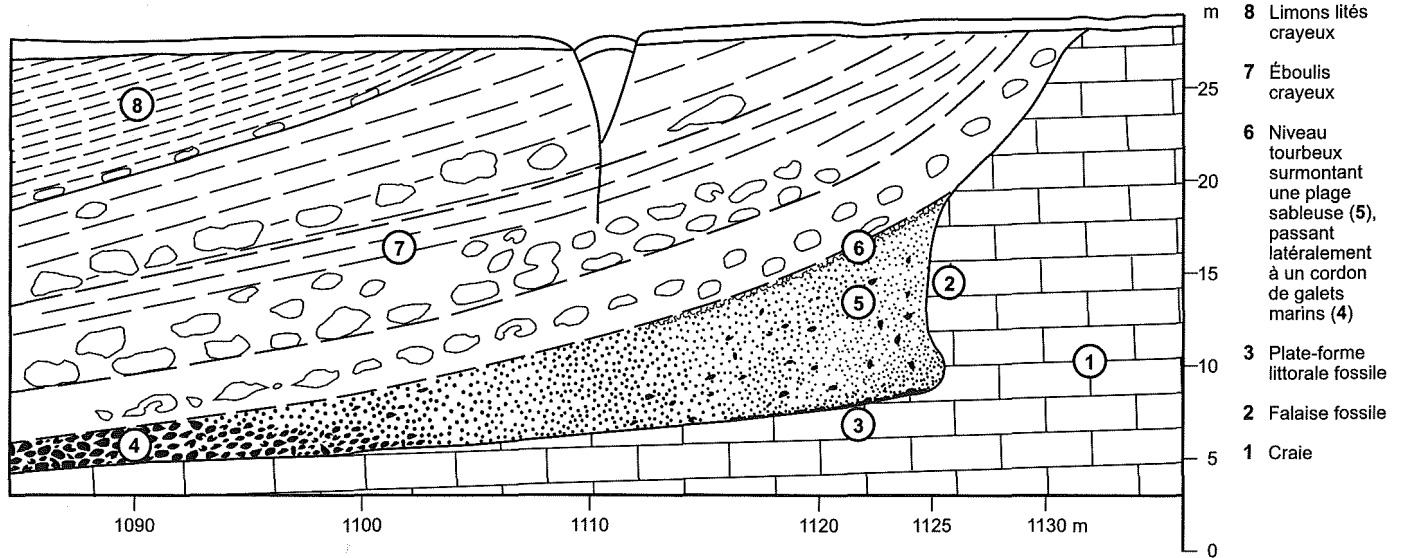


Fig. 25 - Sangatte : coupe de la falaise pléistocène fossile (à 1125 mètres au SW de l'entrée de la plage)

Profil BGS 84 / 02 / 14

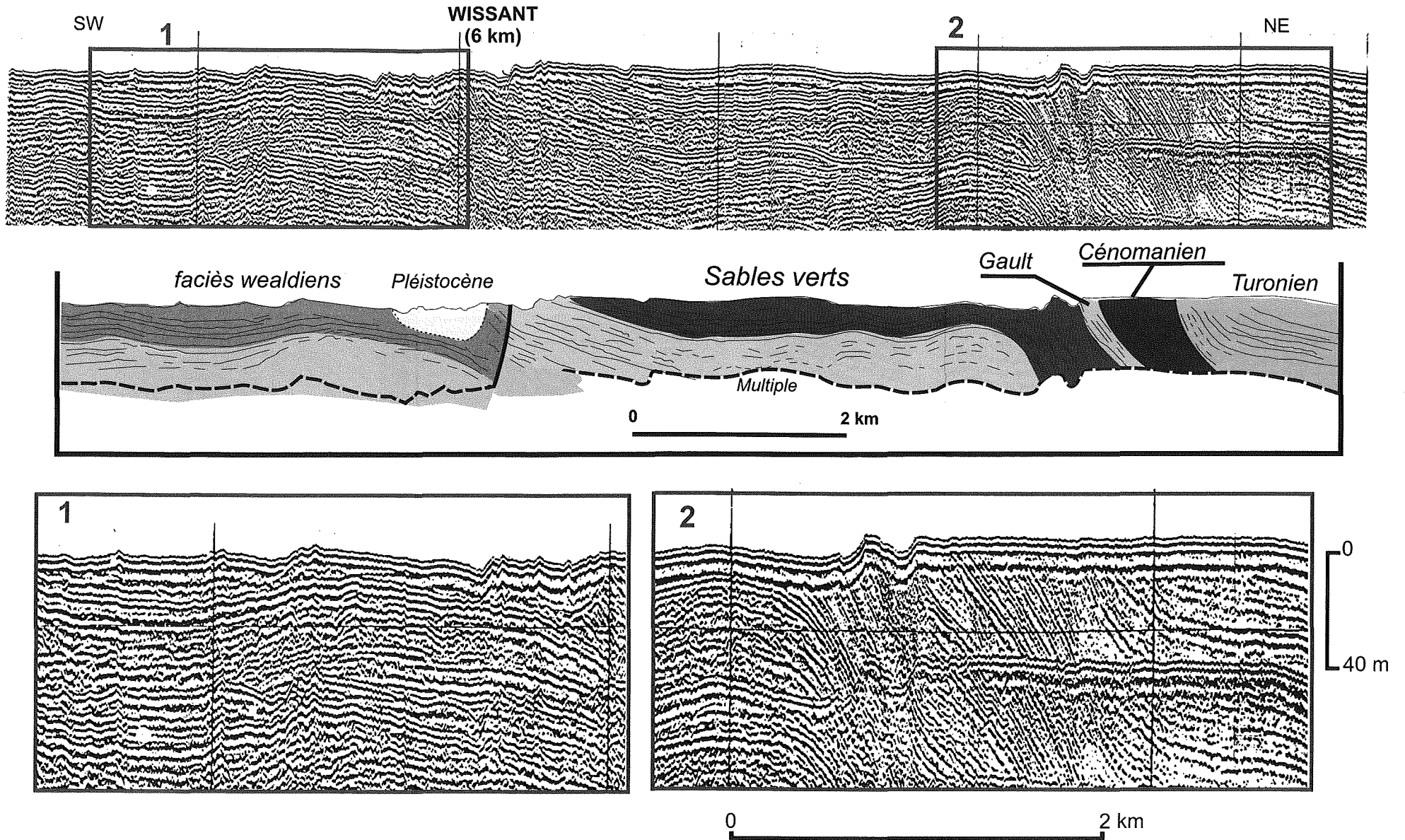


Fig. 29 - Profil sismique BGS 84/02/14 et interprétation géologique montrant les unités et les structures des séries du Crétacé inférieur et supérieur au large de Wissant et Sangatte

Profil BGS 81 / 05 / 5

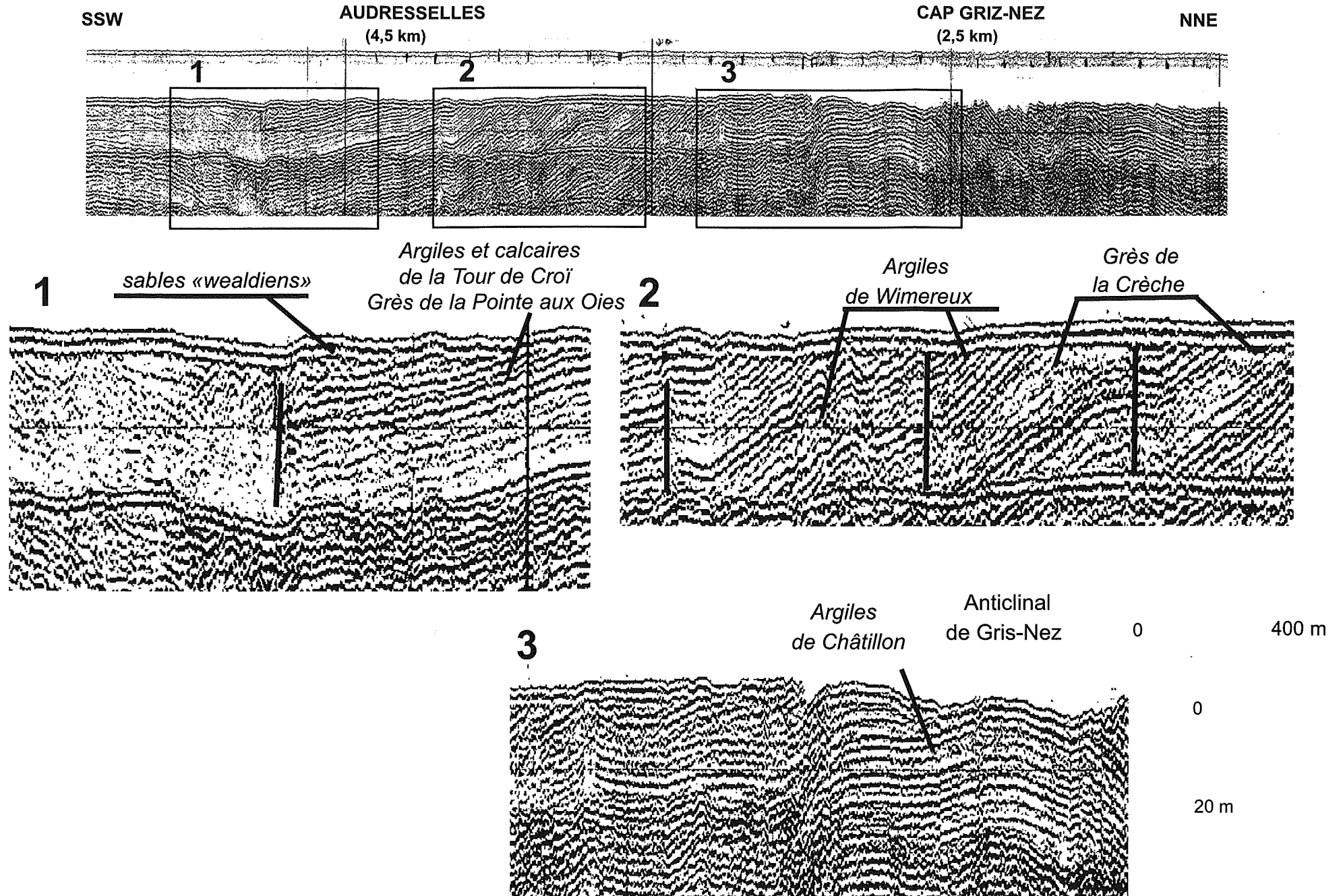


Fig. 28 - Profil sismique BGS 81/0/5 N-S et vues détaillées (1 à 3) montrant les unités et les structures des séries jurassiques de l'anticlinal du Cap-Gris-Nez à 2 km au large des côtes

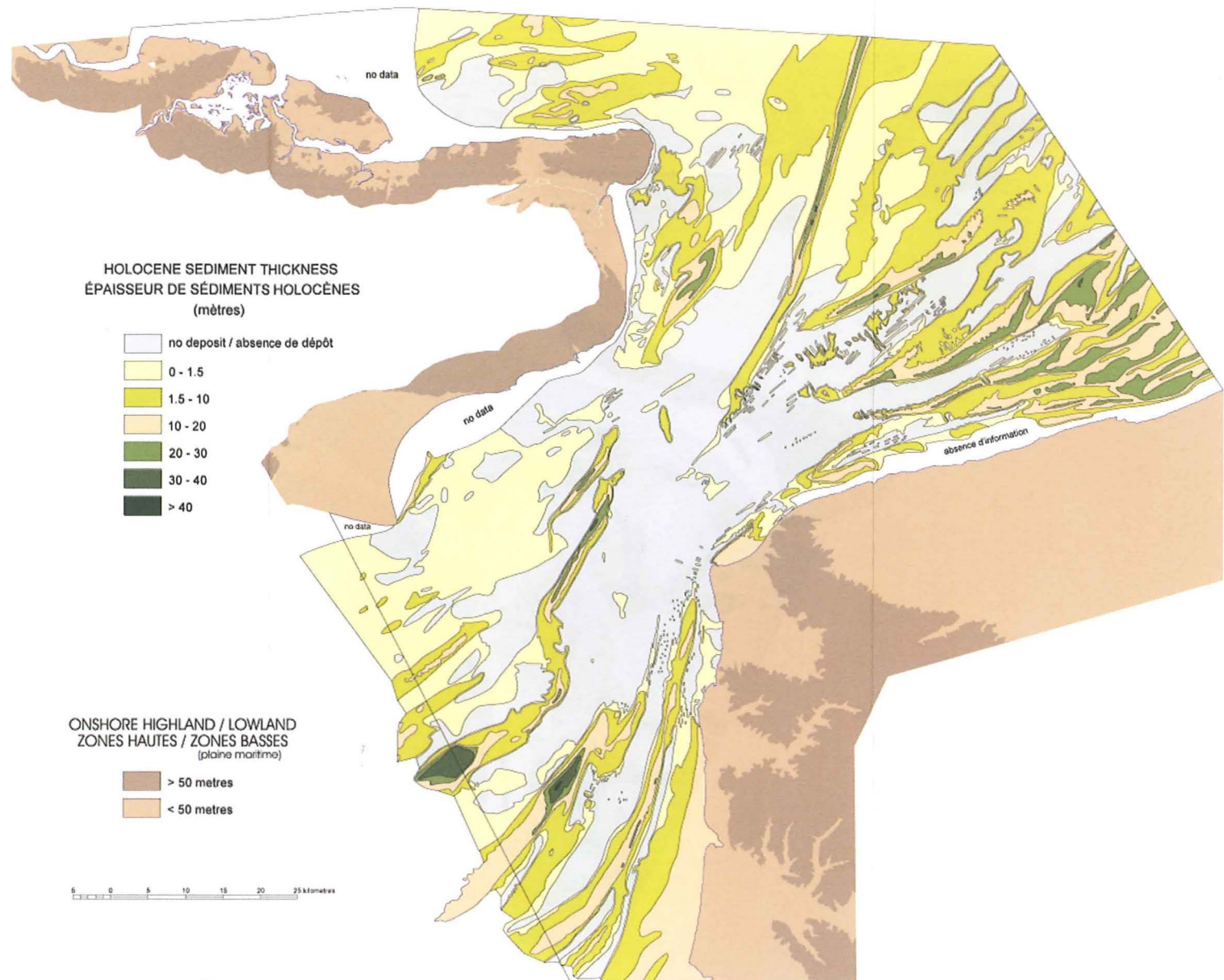


Fig. 31 - Distribution des épaisseurs des séries holocènes (bancs sableux, prismes littoraux) dans le détroit du pas de Calais (projet Geosynth, James *et al.*, 2002 ; Guennoc *et al.*, 2002)

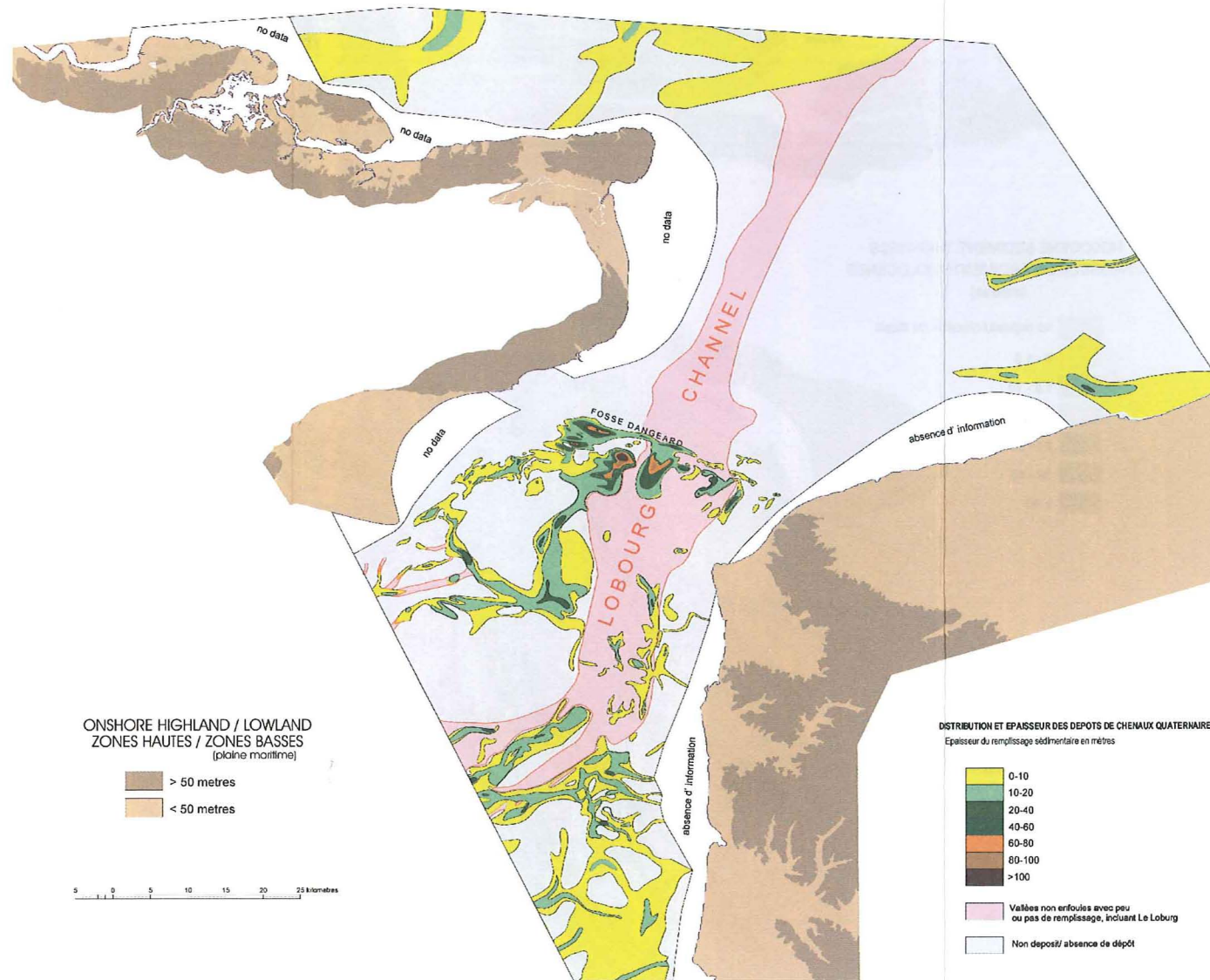


Fig. 30 - Distribution des épaisseurs des séries pléistocènes (remplissages de paléovallées et fosses) dans le pas de Calais
(projet Geosynth, James *et al.*, 2002 ; Guennoc *et al.*, 2002)

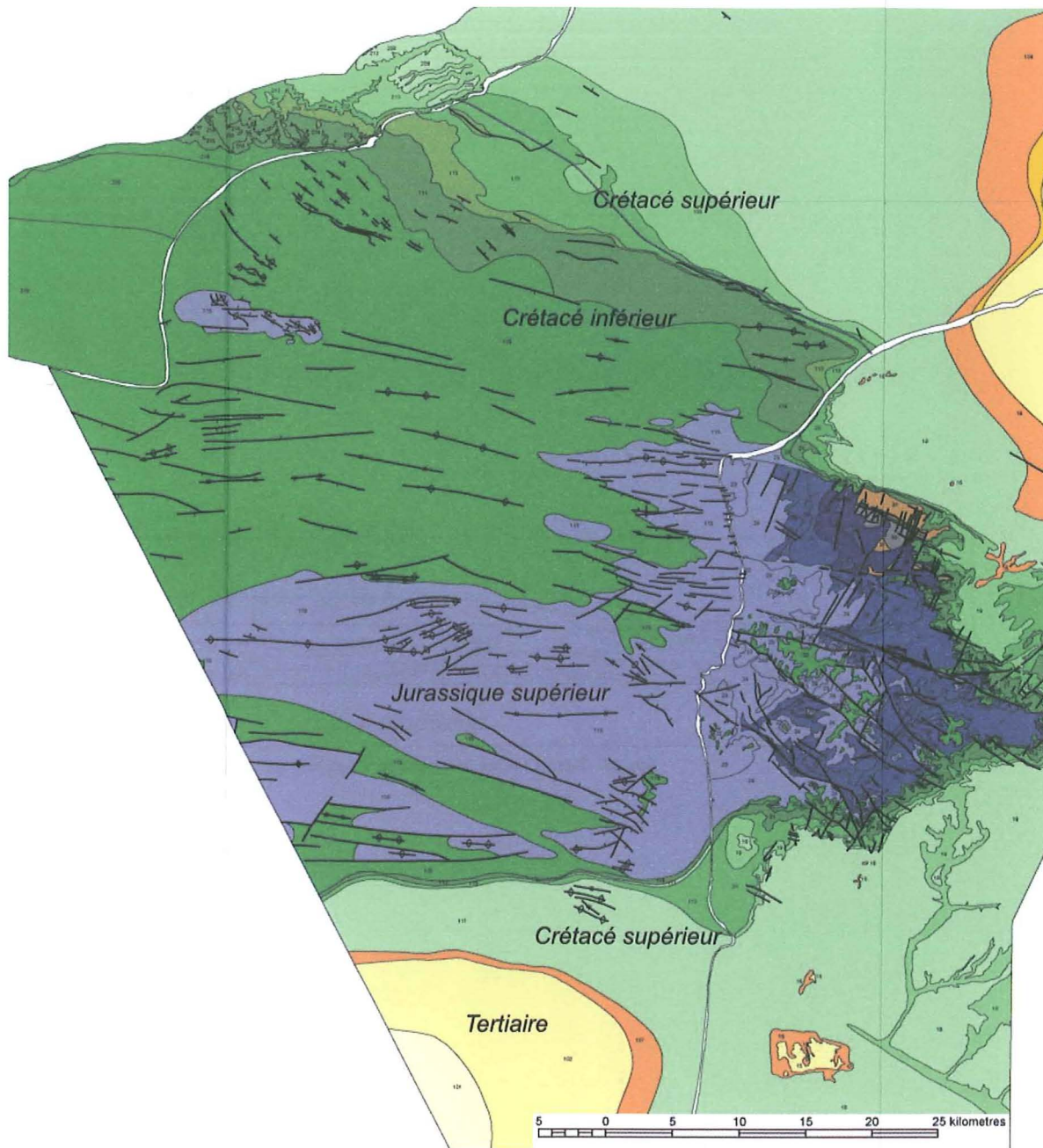


Fig. 43 - Synthèse géologique du détroit du pas de Calais, projet Geosynth, 2002

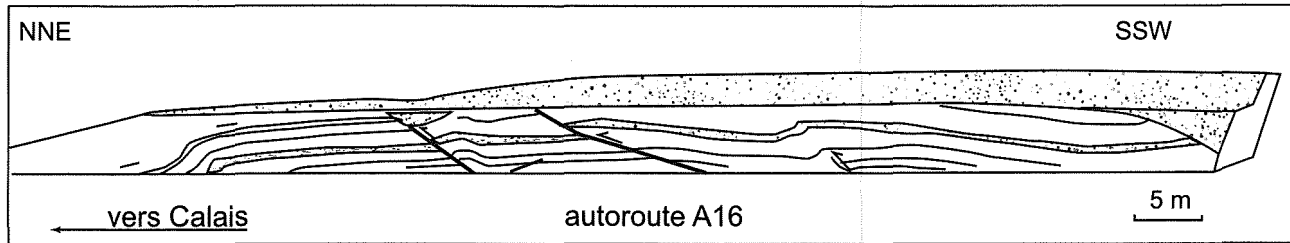


Fig. 38 - Plis et failles inverses dans les argiles calloviennes

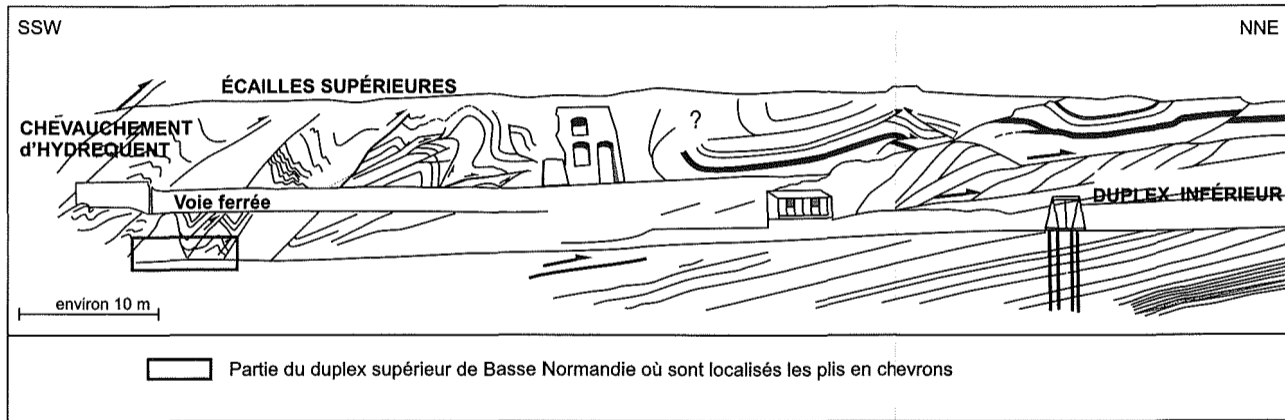
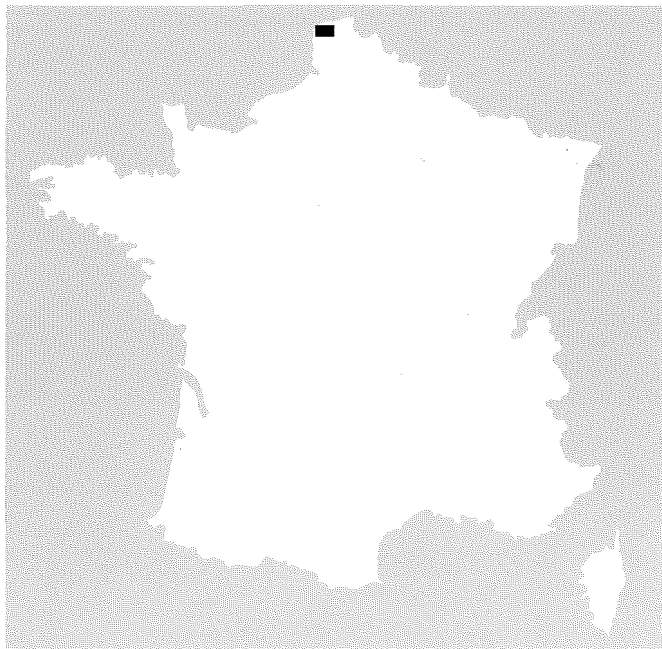


Fig. 50 - Coupe géologique du duplex de Basse-Normandie (Averbuch et Mansy, 1998) et localisation du secteur où sont situés les plis en chevrons



MARQUISE

La carte géologique à 1/50 000
MARQUISE est recouverte
par la coupure BOULOGNE-CALAIS (N° 5)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

