Ann. Soc. Géol. du Nord.
T. 21 (2e série), p. 7-23, Décembre 2014.

ACTUALISATION DES DISTRIBUTIONS VERTICALES DE FORAMINIFÈRES DANS LES CRAIES DU CÉNOMANIEN-TURONIEN DU BOULONNAIS (NORD DE LA FRANCE)

Updating of vertical distribution of foraminifers in the Cenomanian and Turonian chalks of the Boulonnais (northern France)

par Francis ROBASZYNSKI (*) & Francis AMÉDRO (**)

Résumé. – Une trentaine de niveaux-repères litho-écologiques à grande extension géographique, utilisable pour des corrélations précises intra- et inter-bassins, a été décrite durant ces dernières années dans les craies cénomaniennes et turoniennes du bassin anglo-parisien. La répartition verticale des espèces les plus représentatives de foraminifères planctoniques et benthiques est aujourd'hui révisée et calibrée par rapport à ces niveaux-repères à partir d'échantillonnages réalisés dans le Boulonnais, d'une part dans les falaises du Cap Blanc-Nez et, d'autre part, dans une tranchée de chemin de fer à Caffiers.

Abstract. – *During the last years, about thirty litho-ecologic marker beds of wide geographic extension were described in the Cenomanian and the Turonian of the Anglo-Paris basin. Some are very useful for accurate intra- and interbasinal correlations. To-day, the vertical distribution of the most representative species of planktonic and benthic foraminifers is revised and calibrated in comparison with these marker-beds, owing to the sampling of two major sections in the Boulonnais, viz. the Cap Blanc-Nez cliffs and the Caffiers railway cutting.*

Mots clés. – Biostratigraphie, stratigraphie événementielle, bentonites, *Thalmanninella reicheli*, Musée d'histoire naturelle de Lille, Turonien supérieur régressif, silicification, Tunnel sous la Manche.
Key words. – *Biostratigraphy, event-stratigraphy, bentonites,* Thalmanninella reicheli, *Musée d'histoire naturelle de Lille, regressive Upper Turonian, silicification, Channel Tunnel*.

I. – INTRODUCTION

Pendant longtemps, reconnaître le niveau dans lequel on se trouvait au sein des craies cénomano-turoniennes du bassin anglo-parisien restait un exercice difficile en raison de la monotonie apparente des faciès. Les « *assises* » utilisées au XIXe siècle et durant la première partie du XXe siècle par les auteurs français étaient des divisions assez larges aux limites souvent imprécises. Pendant longtemps les macrofossiles, comme particulièrement les ammonites, inocérames et échinides, furent les seuls outils de corrélation. Puis le développement de la micropaléontologie à partir des années 1950 a constitué un progrès sensible et a apporté dans les années 1970 un outil de corrélation supplémentaire et fiable avec une précision atteignant parfois quelques mètres grâce à la définition et à l'utilisation de biozones, principalement de foraminifères. Du côté anglais, sous l'impulsion des travaux de recherches préparatoires à l'implantation d'un tunnel sous la Manche, des échelles de foraminifères ont été élaborées dans les craies du Cénomanien-Turonien à Douvres (Kent) à partir de deux sondages réalisés à quelques centaines de mètres en retrait des falaises à Aycliff et Shakespeare Cliff (Carter & Hart, 1977 ; Hart, 1983). Malheureusement, aucune description lithologique où auraient pu être signalés des « *marker beds* » n'a été publiée, ce qui rend impossible le repérage des limites de zones dans la suite stratigraphique visible en falaise comme Gale (1996) l'a déjà remarqué. Du côté français, les besoins de la cartographie au 1/50 000 des craies dans le bassin de Paris ont conduit le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) à dresser une biozonation de foraminifères mais qui fait également abstraction de la lithologie (Monciardini, 1978, 1994). En revanche, une démarche différente a été appliquée par nous-mêmes dans les craies du Boulonnais, dans les falaises du Cap Blanc-Nez et dans la tranchée de chemin de fer à Caffiers (Amédro *et al*., 1976, 1978 a, b, 1979 ; Robaszynski, Amédro *et al*., 1980). L'étude des deux coupes a conduit à la mise en parallèle de la lithologie et des échelles macro-, micro- et nanno-paléontologiques associant ammonites, inocérames, échinides, ostracodes, foraminifères planctoniques et benthiques, dinoflagellés et nannofossiles calcaires.

De nouveaux levés effectués dans les falaises du Cap Blanc-Nez à l'occasion des travaux de creusement du Tunnel sous la Manche ont révélé que trois intervalles totalisant 8,75 m d'épaisseur avaient été omis dans la colonne lithologique publiée

(*) Université de Mons, Faculté Polytechnique, Département Mines-Géologie, 9 rue de Houdain, B-7000 Mons, Belgique.
E-mail : francis.robaszynski@umons.ac.be
(**) 26 rue de Nottingham, F-62100 Calais, et Université de Bourgogne, UMR 6282, CNRS Biogéosciences, 6 boulevard Gabriel, F-21000 Dijon.
E-mail : francis.amedro@free.fr

par Amédro *et al*. (1976), d'abord à la base du Cénomanien moyen (les unités 15', 16' et 19') puis un intervalle de 6 m au sommet du Turonien moyen à la charnière entre le Turonien moyen et supérieur, sensiblement à la hauteur des Southerham Marls (Amédro, 1993, 1994 ; Amédro & Robaszynski, 1999, 2001 a, b, c). De plus, une nouvelle méthode de corrélation très précise mise au point au cours des trente dernières années, d'abord dans les craies du nord-ouest de l'Allemagne, puis dans celles du bassin anglo-parisien, en l'occurrence la stratigraphie événementielle (Ernst *et al*., 1983 ; Mortimore, 1983, 1986, 1997 ; Robinson, 1986 ; Mortimore & Pomerol, 1987 ; Amédro, 1994 ; Gale, 1995, 1996 ; Amédro & Robaszynski, 1999, 2001 a, b, c, 2006), a été appliquée avec succès au Boulonnais. Le principe de la stratigraphie événementielle est fondé sur la recherche dans les successions sédimentaires de niveaux-repères à grande extension géographique utilisables pour des corrélations intra- ou inter-bassins. Ces niveaux-repères sont caractérisés soit par une particularité lithologique (niveaux marneux de teinte sombre, bentonites, niveaux riches en grains de quartz ou de glauconie, hardgrounds, etc.), soit par l'abondance momentanée d'un macrofossile (horizons riches en inocérames, en lamellibranches, *Entolium* par exemple, en ammonites, en brachiopodes, par exemple *Orbirhynchia*). Il s'agit le plus souvent de la traduction lisible sur le terrain d'événements écologiques, volcaniques ou des variations de niveau marin relatif (Robaszynski *et al*., 1998 ; Wray, 1999 ; Jarvis *et al*., 2001 ; Wilmsen, 2012). La plupart des litho- et écoévénements présents dans les craies cénomano-turoniennes du Boulonnais, décrits en détail par Amédro & Robaszynski (1999, 2001 a, b, c, d, 2006) n'étaient pas identifiés en 1978 lorsqu'ont été publiées les échelles biostratigraphiques de macro-, micro- et nannofossiles. Les tableaux de répartition des ammonites ont été actualisés et calibrés avec les niveaux-repères pour le Cénomanien par Amédro *in* Robaszynski *et al*. (1998) et pour le Turonien par Amédro & Robaszynski (2001 b).

Tel n'étant pas le cas pour ce qui concerne les foraminifères, le but de ce travail est d'apporter une révision de la distribution verticale des foraminifères dans les craies cénomaniennes et turoniennes du Cap Blanc-Nez en calibrant l'extension des taxons par rapport à l'ensemble des niveaux-repères connus aujourd'hui. Tous les échantillons pris en compte en 1978 ont été replacés dans la suite lithologique actualisée. Vingt deux prélèvements réalisés par l'un d'entre nous (F.A.) pour le compte du consortium Transmanche Link (TML) de part et d'autre de la limite Cénomanien inférieur-Cénomanien moyen afin de mieux cerner le toit de la « *Craie bleue* » imperméable lors des travaux de creusement du Tunnel sous la Manche sont également intégrés. L'étude de ce matériel complémentaire a été réalisée par Annick Jouchoux en 1994 avec un contrôle des déterminations par le premier auteur de cette note (F.R.). La limite Turonien-Coniacien n'est cependant pas atteinte dans la partie vive de la falaise du Cap Blanc-Nez. C'est la raison pour laquelle la tranchée de chemin de fer de Caffiers, située à une dizaine de kilomètres au sud-est à l'intérieur des terres et dans laquelle l'étage Turonien est recoupé dans sa totalité, est prise en compte afin de compléter la succession. Cette coupe importante a déjà été décrite à plusieurs reprises avant l'utilisation des litho- et écoévénements, et plus particulièrement par Amédro & Robaszynski (1978), Amédro *et al*. (1979), Robaszynski, Amédro *et al*. (1980) et Robaszynski & Amédro (1986). La succession lithologique a été révisée par Amédro & Robaszynski (2001d) et la distribution verticale des ammonites

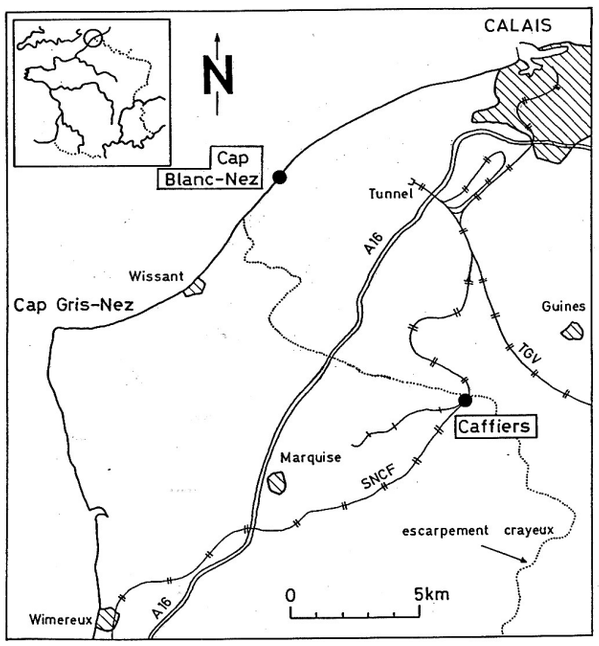


Fig. 1. — Localisation géographique du Cap Blanc-Nez et de la tranchée de chemin de fer de Caffiers dans le nord du Boulonnais.

Fig. 1. — Geographical location of the Cap Blanc-Nez cliffs and of the Caffiers railway cutting in the north of the Boulonnais.

et des échinides précisée par Amédro & Robaszynski (2006). La localisation géographique des falaises du Cap Blanc-Nez et de la tranchée de chemin de fer de Caffiers dans le nord du Boulonnais est indiquée à la figure 1.

II. – LES FALAISES DU CAP BLANC-NEZ

Les falaises crayeuses du Cap Blanc-Nez bordent le rivage de la Manche sur environ 6 km entre le hameau de Strouanne et le village de Sangatte (Fig. 2). Grâce à un faible pendage de 1° à 3° vers le nord-est, la totalité des craies cénomaniennes et le tiers inférieur des craies turoniennes sont accessibles au pied des falaises ou en montant le long de plusieurs éboulis. En revanche, la verticalité de la falaise rend inaccessible les 2/3 supérieurs des craies turoniennes, sauf en ayant recours à un matériel d'escalade, ce qui a été fait en 1975 et publié l'année suivante (Amédro *et al*., 1976). Tous les échantillons prélevés à l'époque sont déposés aujourd'hui au Musée d'histoire naturelle de Lille. L'épaisseur de la succession crayeuse dans la falaise vive est de 149,20 m avec 75,20 m de craies cénomaniennes et 74 m de craies turoniennes, mais la totalité de l'étage Turonien n'est pas représentée, le contact avec les craies coniaciennes étant situé une dizaine de mètres au-dessus, entre le sommet de la falaise et la plate-forme du Dover Patrol. Les formations crayeuses du Cap Blanc-Nez (Fig. 3 pour la partie cénomanienne et Fig. 4 pour la partie turonienne) ont été divisées par Amédro *et al*. (1976) et Robaszynski, Amédro *et al*. (1980) en ensembles lithologiques (affectés d'une lettre majuscule) formés de cycles sédimentaires ou groupes de cycles (indexés par des chiffres). Des levés lithologiques détaillés avec un degré de résolution atteignant

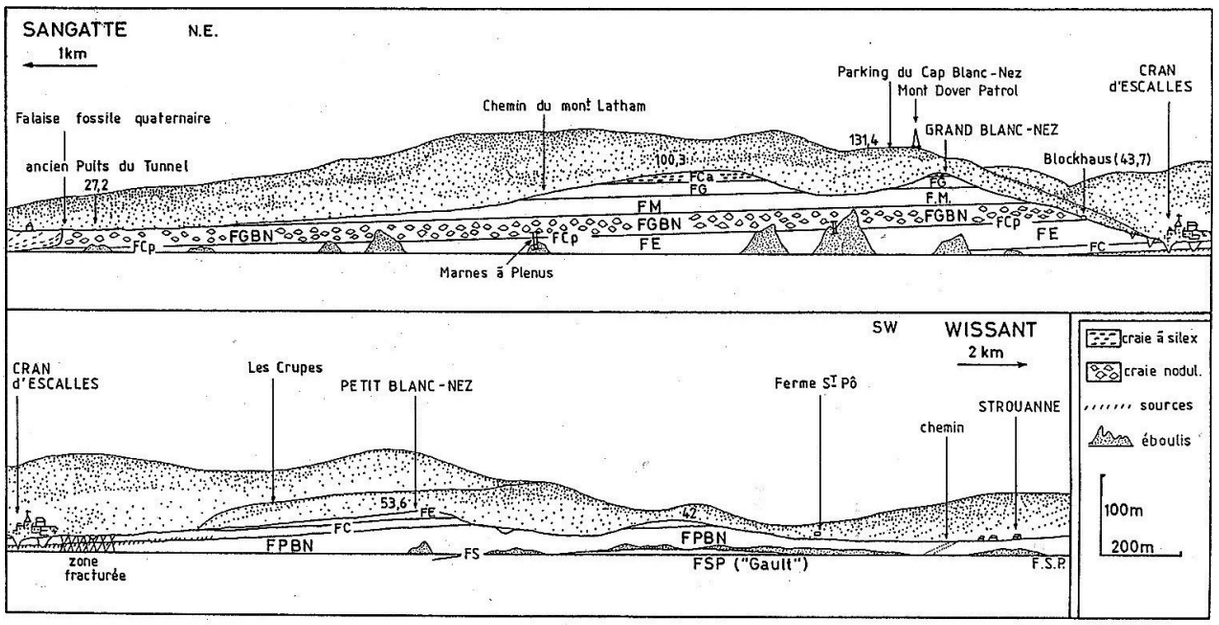


Fig. 2.- Coupe géologique des falaises du Cap Blanc-Nez.

Fig. 2. – Geological sketch of the Cap Blanc-Nez cliffs.

parfois quelques centimètres ont été publiés par Amédro (1993, 1994) et Amédro & Robaszynski (1999, 2001 a, b), de telle sorte que la description systématique de toutes les unités lithologiques n'est pas reprise ici.

1) Les appellations des craies cénomaniennes du Pas-de-Calais

Comme indiqué dans la figure 3, différentes formations répondant aux règles actuelles de la nomenclature stratigraphique internationale ont été définies par Robaszynski, Amédro *et al*. (1980) dans les craies du Boulonnais, soit en ce qui concerne la partie cénomanienne de la succession et du bas vers le haut les : Formation de Strouanne (craie glauconieuse ou « *Tourtia* »; 2 m), Formation du Petit Blanc-Nez (alternances marno-crayeuses débutant le plus souvent par de larges niveaux marneux ; 30 m) ; Formation du Cran (cycles à dominante crayeuse, souvent cohérents ; 10,70 m) ; Formation d'Escalles (craie finement rythmée ; 30,30 m) ; Formation des Crupes (Marnes à *Plenus* ; 2,16 m au Grand Blanc-Nez, se réduisant progressivement à 1,15 m vers la falaise fossile quaternaire de Sangatte) et Formation du Grand Blanc-Nez *pars* (craie noduleuse dont seuls les 0,90 m inférieurs sont attribués à l'étage Cénomanien).

Les travaux du Tunnel sous la Manche ont toutefois popularisé une autre division des craies cénomaniennes du Pas-de-Calais avec l'usage des termes « *Craie bleue* », « *Craie grise* » et « *Craie blanche* » (Destombes & Shephard-Thorn, 1971 ; Duffaut & Margron, 1990 ; Harris *et al*., 1996). Ces appellations sont la traduction française de divisions du « *Lower Chalk* » créées dans le sud-est de l'Angleterre au XIX^{e} siècle, soit les :

- Chalk Marl (Mantell, 1818) : « *soft marly chalk* » dans le Sussex ; « *blue marl* » dans le Kent (Phillips, 1819) ;

- Grey Chalk (Phillips, 1819) : nom appliqué à la craie grise argileuse près de Douvres dans le Kent ;

- White Bed (Jukes-Browne & Hill, 1903) : « *massive white chalk* » ; unité lithologique comprise dans les falaises de Douvres et de Folkestone entre le « *Jukes-Browne bed 7* » à structures lamellaires et les Marnes à *Plenus*.

Comme souvent à cette époque, les deux premiers termes ont été proposés sans définition de limites lithologiques, d'où des interprétations variables suivant les auteurs, résumées par Smart *et al*. (1966) et plus récemment par Amédro & Robaszynski (1999). Par commodité, il a été convenu au sein du consortium Transmanche Link (TML), chargé de la réalisation du Tunnel sous la Manche pour le concessionnaire Eurotunnel, de faire coïncider la limite supérieure de la « *Craie bleue* » avec la limite supérieure de la Formation du Petit Blanc-Nez, c'est-à-dire avec la limite entre les unités 16' et 17 (Duffaut & Margron, 1990 ; Andreieff & Monciardini, 1990 ; Amédro, 1993, 1994). C'est en effet là que se situe un niveau de sources dans la falaise du Cap Blanc-Nez, ce qui constitue une limite géotechnique intéressante du point de vue de la perméabilité. Dans la mesure où les successions lithologiques sont identiques de part et d'autre du Pas de Calais, cette limite a été acceptée du côté anglais et mise en équivalence avec celle séparant le « *Chalk Marl* » au-dessous et la « *Grey Chalk* » au-dessus (Wood *et al*., 1996 ; Harris *et al*., 1996 ; Bristow *et al*., 1997 ; Mortimore *et al*., 2001, p. 89).

2) Les niveaux-repères

L'inventaire des niveaux-repères décrits dans les craies cénomaniennes et turoniennes du Cap Blanc-Nez est le suivant, soit du bas vers le haut :

Cénomanien inférieur

- la Formation de Strouanne ou « *Tourtia du Cap Blanc-Nez* » (unités 1 et 2) : craie glauconieuse verte, à nodules phosphatés plus ou moins remaniés à la base ; épaisseur : 2 m ;

- un banc à nombreux *Inoceramus crippsi* (Mantell) situé à cheval sur la Formation de Strouanne (unité 2) et la base de la Formation du Petit Blanc-Nez (unités 3 et 4) ; épaisseur : 2,50 m ;

- l'unité 5 : marne franchement bleue, incluant à la base des grains de glauconie et de quartz disséminés ; épaisseur : 0,70 m ; immédiatement au-dessous, la limite supérieure du banc crayeux coiffant l'unité 4 est couverte d'inocérames, d'ammonites et d'éponges, tandis que le banc crayeux lui-même, cohérent et bioturbé, présente la morphologie d'une ébauche de hardground ;

- la base de l'unité 10 : marne sableuse (20 % de grains de quartz), de teinte sombre, friable, finement piquetée de glauconie ; épaisseur : 0,40 m ;

- la partie moyenne de l'unité 10 ; banc riche en *Inoceramus virgatus* Schlüter ; épaisseur : 2,30 m ;

- deux bancs crayeux décimétriques gris clair, cohérents, en relief dans la falaise, situés dans l'unité 10 juste au-dessus du banc riche en *I. virgatus*, remplis d'éponges et bioturbés, ce qui leur donne un aspect noduleux ; épaisseur : 0,45 m ;

- un premier niveau riche en petits brachiopodes à grosses côtes appartenant à l'espèce *Orbirhynchia mantelliana* (d'Orbigny), localisé au sommet de l'unité 10 ; épaisseur : 2,35 m ;

- la base de l'unité 11 : marne silteuse presque noire, en retrait dans la falaise par érosion différentielle ; épaisseur : 0,20 m.

Cénomanien moyen

- l'unité 15' : deuxième niveau riche en *Orbirhynchia mantelliana* ; épaisseur : 2,30 m ;

- la moitié inférieure de l'unité 16 : marne de teinte gris foncé, pénétrée dans sa partie supérieure par des perforations remplies de craie claire (traces centimétriques de *Thalassinoides* et millimétriques de *Chondrites*) ; épaisseur : 0,40 m ;

- les sommets des unités 16 et 16' : deux bancs crayeux indurés, épais chacun de 0,40 m, en relief dans la falaise et distants de 2 m (bien visibles au tiers inférieur de la descente du Cran d'Escalles) ; c'est au sommet de l'unité 16', c'est-à-dire au sommet de la Formation du Petit Blanc-Nez, qu'est placée la limite entre la « *Craie bleue* » globalement imperméable et la « *Craie grise* » plus perméable dans toutes les études relatives au Tunnel sous la Manche ;

- la base de l'unité 17 : marne crayeuse renfermant par centaines d'individus un petit lamellibranche : *Entolium orbiculare* (Sowerby), des brachiopodes : *Modestella geinitzi* (Schloenbach), *Kingena concinna* (Owen), *Grasirhynchia martini* (Mantell) et un coralliaire : *Micrabacia coronula* (Goldfuss) ; épaisseur : 1 m ; ce niveau a également livré un rostre de la bélemnite *Praeactinocamax primus* (Arkhangelsky), collection De Putter à Axel, Pays-Bas ;

- l'unité 19 et la moitié inférieure de l'unité 19' : troisième niveau riche en *Orbirhynchia mantelliana*, associé ici à des centaines d'exemplaires d'une petite ammonite déroulée : *Sciponoceras baculoides* (Mantell) ; épaisseur : 2,75 m. La limite supérieure de ce niveau- repère correspond à une surface d'érosion mise en évidence à travers la majeure partie du Pas de Calais lors des reconnaissances effectuées pour l'implantation du tracé du Tunnel sous la Manche en 1964–1965 (Carter & Destombes, 1972). En outre, elle coïncide avec une augmentation brutale de la proportion des foraminifères planctoniques (« *P/B break* ») qui passe de 5% à plus de 50% (Carter & Destombes, 1972 ; Carter & Hart, 1977 ; Jouchoux, 1994 ; Paul *et al*., 1994). Il s'agit de la "Mid-Cenomanian Non Sequence" ou MCNS de Hart & Tarling (1974) ;

- la moitié supérieure de l'unité 22 : banc riche en *Inoceramus atlanticus* Heinz ; épaisseur : 1 m ;

- l'unité 23 : groupe de trois niveaux marneux sombres, très apparents, qui correspondent à un horizon riche en petites huîtres appartenant au genre *Pycnodonte*, surmonté par un banc calcarénitique blanc-jaunâtre dans lequel la cyclicité est assez discrète et paraissant de ce fait assez massif ; ce banc contient des « *structures lamellaires* » apparaissant comme des masses aplaties et lenticulaires, centimétriques à décimétriques, de craie grossière et rêche (« *Jukes-Browne bed 7* » ou « *laminated structures* » de Kennedy (1967), représentant des chenaux canalisant une craie vannée, grossière) ; épaisseur : 3,25 m.

Cénomanien supérieur

- le sommet de l'unité 25 : un lit de craie blanc-jaunâtre grossière, calcarénitique, limité à la base par une surface de ravinement et contenant de nombreuses petites huîtres *Amphidonte* ; épaisseur moyenne : 0,10 m ; un demi-mètre plus haut, la limite entre les unités 25 et 26 est soulignée par un niveau marneux riche en perforations de teinte claire (*Thalassinoides* et *Chondrites*) ;

- l'ensemble K (unité 27) : « *Marnes à Plenus* » où l'on retrouve la succession lithologique des huit « *beds* » définis par Jefferies (1963) à Merstham dans le sud-est de l'Angleterre ; épaisseur : 2,16 m au Grand Blanc-Nez, se réduisant progressivement à 1,15 m vers la falaise fossile quaternaire de Sangatte ;

- la partie supérieure du sous-ensemble L,a de la Formation du Grand Blanc-Nez : superposition de deux hardgrounds à *Sciponoceras bohemicum anterius* Wright & Kennedy, en relief dans la falaise ; à noter la récolte récente par l'un d'entre nous (F.A.), dans ces hardgrounds, d'un premier exemplaire de l'ammonite *Neocardioceras juddii* (Barrois & Guerne) [cf. Barrois et Guerne, 1878] très exactement à 0,60 m au-dessus des « *Marnes à Plenus* », à l'aplomb du Grand Blanc-Nez ; épaisseur du sous-ensemble lithologique L,a au Grand Blanc-Nez : 0,90 m ;

- le Meads Marl 4 (la terminologie des niveaux marneux est celle définie en 1986 par Mortimore à Eastbourne dans le Sussex, au sud-est de l'Angleterre, et elle a priorité) : niveau de marne gris-verdâtre surmontant immédiatement le dernier hardground à *Sciponoceras* du niveau-repère précédent ; épaisseur : quelques centimètres ; la limite Cénomanien-Turonien est située quelques décimètres au-dessus de ce niveau marneux (voir les discussions *in* Gale, 1996 et Amédro *et al*., 2005).

Turonien inférieur

- un banc riche en *Inoceramus mytiloides* Mantell ; épaisseur : 2 m ;

- le Lulworth Marl : niveau pluricentimétrique de marne verdâtre, suivi 0,60 m plus haut, par un hardground dont les nodules sont ferruginisés. Au-dessus du Lulworth Marl s'opère un changement de texture dans les différents faciès de la craie avec la disparition virtuelle des intraclastes et des lits de débris de coquilles d'inocérames (Gale, 1996). Au Cap Blanc-Nez, le Lulworth Marl coïncide avec la limite entre la craie très noduleuse jaunâtre du sous-ensemble L,b, au-dessous, et la craie subnoduleuse plus grisâtre du sous-ensemble L,c, au-dessus *Turonien moyen*

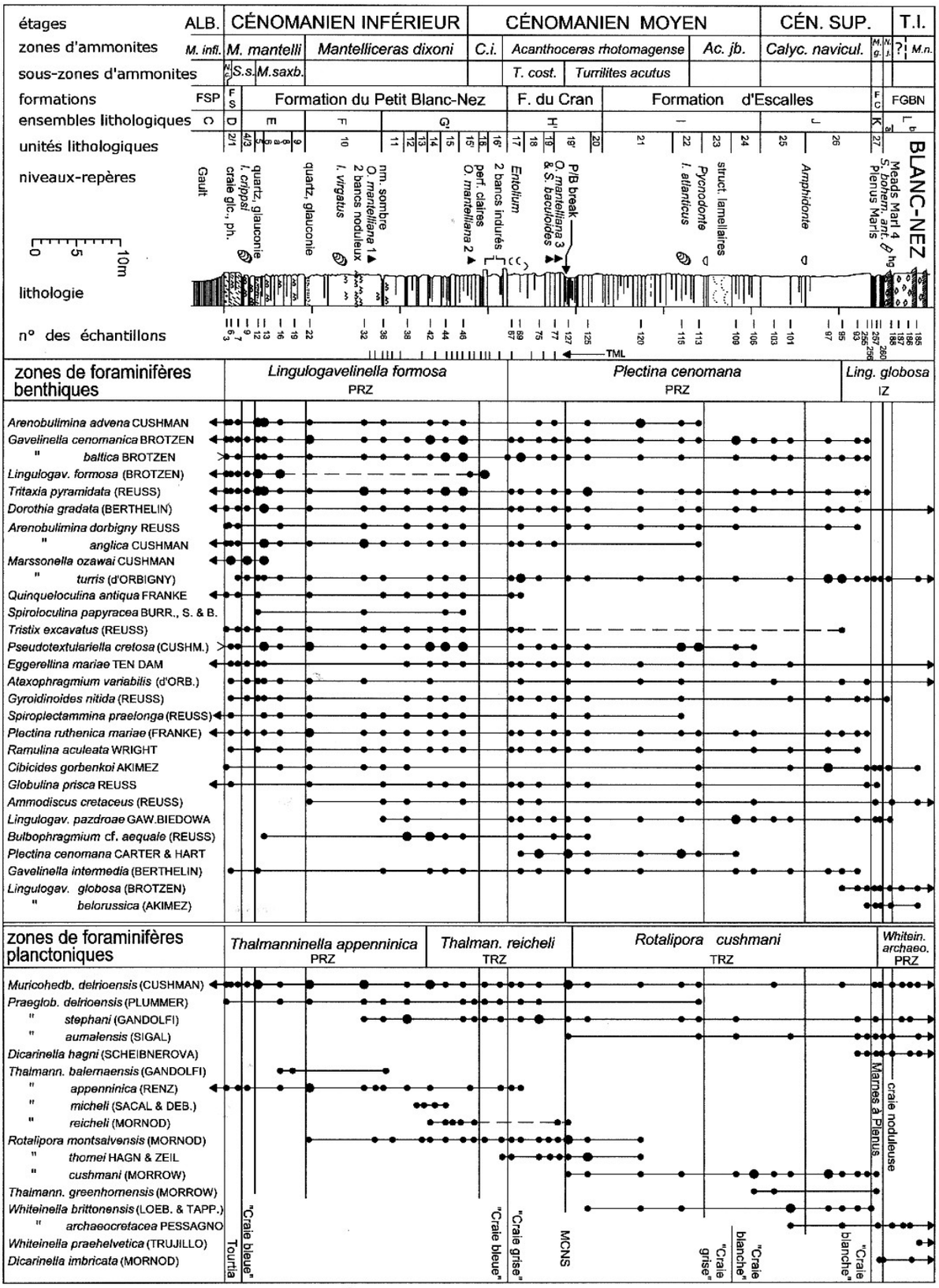


Fig. 3.- Répartition verticale des foraminifères dans les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez.

Fig. 3. – Vertical distribution of foraminifers in Cenomanian chalks of the Cap Blanc-Nez.

- le Round Down Marl : niveau marneux sombre situé au Cap Blanc-Nez dans la partie moyenne de la craie subnoduleuse du sous-ensemble L,c ; épaisseur : une dizaine de centimètres ;

- les New Pit Marls : deux niveaux marneux pluricentimétriques bien contrastés, séparés par un banc crayeux assez massif, d'environ 2 m d'épaisseur ; les New Pit Marls 1 et 2 surmontent immédiatement la craie noduleuse et subnoduleuse jaunâtre de la Formation du Grand Blanc-Nez et marquent la base de la Formation des Mottelettes constituée de craie blanc-grisâtre ;

- un banc riche en *Inoceramus lamarcki* Parkinson ; épaisseur : 1,20 m ;

- les Glynde Marls : faisceau de minces niveaux marneux sombres, répartis sur une hauteur de 2,60 m ; au Cap Blanc-Nez, les Glynde Marls débutent par une paire de niveaux marneux, mieux soulignés que les niveaux environnants, et se terminent par un triplet de niveaux marneux également bien nets. À noter que le niveau marneux inférieur (Glynde Marl 1) est un niveau de bentonite de 10 cm d'épaisseur correspondant à un dépôt instantané de cendres d'origine volcanique (Wray, 1999).

Turonien supérieur

- les Southerham Marls : groupe de quatre niveaux marneux équidistants, dont le premier et le dernier sont plus épais et mieux soulignés que les deux niveaux médians ; épaisseur : 2 m ; le premier est une bentonite d'origine volcanique (Vanderaveroet *et al*., 2000 ; Godet *et al*., 2003) ;

- le Caburn Marl : niveau marneux décimétrique sombre, très sensible à l'action des agents atmosphériques, il apparaît en creux dans la falaise. Ce niveau facilement repérable surmonte un lit de gros silex ; comme le Glynde Marl 1 et le Southerham Marl 1, le Caburn Marl est un niveau de bentonite (Deconinck *et al*., 1991 ; Vanderaveroet *et al*., 2000) ;

- les Bridgewick Marls : paire (au Cap Blanc-Nez) de niveaux marneux décimétriques, en creux dans la falaise, perchés au sommet de la falaise du Grand Blanc-Nez, associés à de gros silex cornus et à des hardgrounds dont certains sont très fossilifères, riches en échinides : *Sternotaxis plana* (Mantell), *Micraster leskei* Desmoulins, et en ammonites : *Subprionocyclus bravaisianus* (d'Orbigny), *S. hitchinensis* (Billinghurst), *S. branneri* (Anderson), *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright, *Sciponoceras bohemicum bohemicum* (Fritsch), *Scaphites geinitzii* d'Orbigny, *Sc. pseudoaequalis* Yabe, *Allocrioceras angustum* (J. de C. Sowerby), *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny), *Didymoceras saxonicum* (Schlüter), etc. ; le Bridgewick Marl 1 est constitué de bentonite d'origine volcanique (Vanderaveroet *et al*., 2000) ;

- le Lewes Marl : niveau décimétrique affleurant sur quelques dizaines de mètres dans un sommet de falaise situé à 750 m au nord-est du Cap Grand Blanc-Nez, également d'origine volcanique.

Les derniers mètres de l'étage Turonien ne sont pas visibles dans la partie vive du Cap Blanc-Nez en raison de la pelouse crayeuse qui coiffe le sommet de la falaise et oblitère les affleurements. Toutefois, la limite Turonien-Coniacien se trouve entre ce sommet de falaise vive et la plate-forme qui porte le monument du Dover Patrol. En effet, dans les années 2005, des tranchées opérées en vue de l'aménagement de cette plate-forme ont mis au jour un mince lit continu de silex plat interprété comme un équivalent de l'East Cliff Marl qui, en Angleterre, se trouve à la moitié environ du Coniacien (cf. discussion in Amédro & Robaszynski, 2001d et 2006). En outre, cet intervalle affleure à 10 km au sud-est, dans la tranchée de chemin de fer de Caffiers, où on peut l'observer à proximité du petit pont routier et qui montre à son sommet le Navigation Hardground terminant le Turonien (cf. *infra*). Au total, 29 niveaux particuliers correspondant à l'enregistrement d'événements à caractère lithologique ou bio-écologique permettent de se repérer avec précision dans la succession des craies cénomano-turoniennes du Cap Blanc-Nez, le 30^{e} niveau n'étant bien observable qu'à Caffiers.

III. – LA TRANCHÉE DE CHEMIN DE FER DE CAFFIERS

Le creusement d'une tranchée de chemin de fer près de la gare de Caffiers a mis au jour en 1975 une succession continue de près de 150 m de craies allant du Cénomanien supérieur au Coniacien. L'affleurement est aujourd'hui très dégradé en raison de la végétalisation des talus mais, pendant près d'une décennie, il s'est agi de la coupe la plus épaisse (103 m) et la plus complète jamais observée dans le Turonien du Boulonnais. Outre un levé lithologique détaillé, la tranchée de Caffiers a fait l'objet d'un échantillonnage micropaléontologique complet et de récoltes systématiques de macrofaunes (ammonites, inocérames, échinides, brachiopodes ...) durant toute la durée de vie de l'affleurement. L'ensemble des résultats a été publié par Amédro & Robaszynski (1978), Amédro *et al*. (1979), Robaszynski, Amédro *et al*. (1980), Robaszynski & Amédro (1986) et Amédro & Robaszynski (2001 d). La suite lithologique de la tranchée de Caffiers, pour sa partie turonienne, est illustrée dans la figure 5. La numérotation indiquée va, du haut vers le bas, de 0 à 111 m en se dirigeant vers le sud-ouest à partir du pont routier qui enjambe la tranchée, puis du bas vers le haut, de 112 m à 148 m en partant du pied nord du même pont vers la gare de Caffiers.

1) Les niveaux-repères

Du bas vers le haut on retrouve, entre les niveaux 111 m et 19,50 m, la même succession de niveaux-repères qu'au Cap Blanc-Nez depuis les hardgrounds à *Sciponoceras bohemicum anterius* du Cénomanien supérieur jusqu'au Lewes Marl. À noter que les Bridgewick Marls sont ici au nombre de trois, contre deux au Cap Blanc-Nez. La corrélation présentée par Amédro & Robaszynski (2001 b) suggère la disparition du Bridgewick Marl 2 dans les falaises du Cap Blanc-Nez (comme d'ailleurs à Douvres) parallèlement au développement d'une ébauche de hardground. La moitié inférieure de l'intervalle compris entre les Bridgewick Marls et le Lewes Marl, perchée au sommet des falaises du Grand Blanc-Nez (Fig. 2) et inaccessible, est aussi caractérisée par la présence de petits silex ramifiés correspondant à la silicification de bioturbations de type *Thalassinoides* et inclut trois hardgrounds très fossilifères, spécialement riches en échinides (*Sternotaxis plana, Micraster leskei*) et en ammonites (*Subprionocyclus bravaisianus, Lewesiceras mantelli, Scaphites geinitzii, Sciponoceras bohemicum bohemicum...*), en particulier au mètre 29. Au-dessus du Lewes Marl, la succession des niveaux-repères encadrant la limite Turonien-Coniacien est la suivante :

Turonien supérieur

- le Navigation Hardground, demi-métrique ; la récolte à la surface de ce hardground à Douvres de l'inocérame *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek) - taxon retenu lors du « *Second Symposium sur les limites des étages du Crétacé* » de Bruxelles en 1995 pour définir la base de l'étage Coniacien

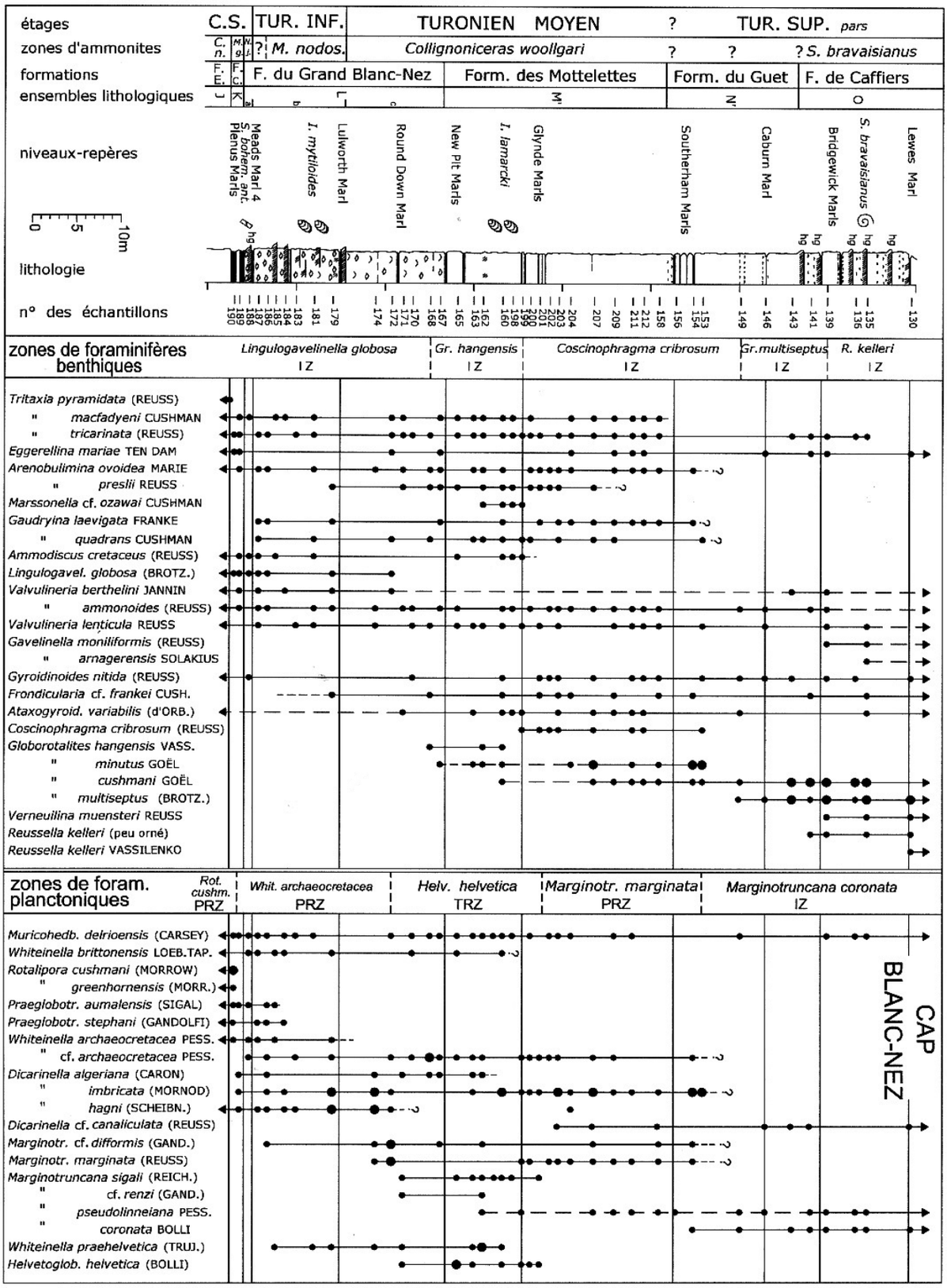


Fig. 4.- Répartition verticale des foraminifères dans les craies turoniennes du Cap Blanc-Nez.

Fig. 4. – Vertical distribution of foraminifers in Turonian chalks of the Cap Blanc-Nez.

(Kauffman *et al*., 1996) - permet de fixer la limite Turonien-Coniacien à la limite supérieure du Navigation Hardground (Mortimore *et al*., 2001).

Coniacien

- le Hope Gap Hardground, pluridécimétrique ;

- le Beeding Hardground, bien développé et également pluridécimétrique ;

- le Light Point Hardground, comparable par son épaisseur et sa structure aux deux hardgrounds précédents ;

- le premier niveau de silex plats, correspondant probable de l'East Cliff Marl de la côte anglaise et situé à la moitié environ du Coniacien (Amédro & Robaszynski, 2001d et 2006).

2) La discontinuité des récoltes d'ammonites dans les craies turoniennes et coniaciennes

À la différence des craies cénomaniennes où des ammonites sont présentes en grand nombre à tous les niveaux, les récoltes sont beaucoup plus discontinues dans les craies turoniennes, en particulier dans l'intervalle compris entre les New Pit Marls et les Bridgewick Marls ainsi qu'au-dessus du Lewes Marl. C'est la raison pour laquelle, dans les cartouches des figures 3 et 4, l'attribution stratigraphique de plusieurs portions de la succession lithologique reste incertaine, comme aussi la position exacte de la limite Turonien moyen - Turonien supérieur si on la définit par l'apparition de l'ammonite *Romaniceras deverianum* (d'Orbigny). En effet, les premiers *R. deverianum* récoltés jusqu'à présent dans les craies du bassin anglo-parisien, en particulier dans le Sussex (Mortimore, 1986 ; Gale, 1996 ; Mortimore *et al*., 2001), proviennent de la partie moyenne de l'intervalle compris entre le Caburn Marl (situé au-dessus) et les Southerham Marls (en dessous). Il serait *a priori* logique de placer à cet endroit la base du Turonien supérieur. Cependant, dans la coupe de Liencres en Espagne (Wiese & Kaplan, 2001), la première apparition de l'espèce est observée encore plus bas, au niveau d'un événement géochimique (pic positif en $\delta^{13}C$) nommé Pewsey Event par Gale (1996) et situé dans la coupe de Douvres dans le Kent quelques mètres sous les Southerham Marls (Jenkyns *et al*., 1994). Y a-t-il une insuffisance des récoltes d'ammonites dans les craies du bassin anglo-parisien (seule une dizaine de *R. deverianum* y a été recueillie) ou un réel diachronisme dans les niveaux d'apparition de cette espèce entre les domaines téthysien et boréal, ce qui pourrait suggérer une migration venant du sud ? La question n'est pas résolue et reste pendante.

En ce qui concerne l'étage Coniacien, la zone à *Forresteria petrocoriensis* n'a pas été formellement reconnue dans le Boulonnais, mais est indiquée par comparaison avec le Kent, l'index de zone ayant été récolté dans le Navigation Hardground à Douvres (Gale & Woodroof, 1981). La zone suivante à *Peroniceras tridorsatum* est en revanche bien individualisée par la récolte de plusieurs ammonites caractéristiques à Caffiers et dans la région lilloise (Amédro & Robaszynski, 1978, 2006).

3) Le diachronisme des formations turoniennes

Quatre formations ont été créées dans les craies turoniennes du Boulonnais par Robaszynski, Amédro *et al*. (1980), du bas vers le haut les : Formation du Grand Blanc-Nez (craie noduleuse ; 22,45 m au Cap Blanc-Nez, les 0,90 m inférieurs étant attribués au Cénomanien), Formation des Mottelettes (craie marneuse, subnoduleuse ; 25 m au Cap Blanc-Nez), Formation du Guet (craie blanche à silex rares ; 15,25 m au Cap Blanc-Nez) et Formation de Caffiers (craie blanche à nombreux silex ; seuls les 32 m inférieurs de la Formation appartiennent à l'étage Turonien dans la localité type, le reste représentant le Coniacien). Ces formations sont définies par leur faciès. Il convient toutefois de souligner que, sauf en ce qui concerne la craie blanche à nombreux silex de la Formation de Caffiers, l'âge des formations varie suivant les coupes en raison d'un diachronisme des faciès entre les falaises de Douvres, celles du Cap Blanc-Nez, la tranchée de chemin de fer de Caffiers et l'Artois (Amédro & Robaszynski, 2001 b, 2006). Si l'on considère uniquement les falaises du Cap Blanc-Nez (Fig. 4) et la tranchée de chemin de fer de Caffiers (Fig. 5), la craie noduleuse de la Formation du Grand Blanc-Nez monte au Cap Blanc-Nez jusqu'au New Pit Marl 1. À Caffiers, la limite supérieure de la formation est située beaucoup plus bas, sous le Lulworth Marl. De la même façon, l'apparition des silex se fait au Cap Blanc-Nez à 1 m sous les Southerham Marls. À Caffiers, le premier lit de silex se trouve immédiatement sous le Caburn Marl. La réduction progressive du nord-ouest vers le sud-est de la craie noduleuse de la Formation du Grand Blanc-Nez vers le bas de la succession et de la craie à silex rares de la Formation du Guet vers le haut entraîne corrélativement dans la partie médiane une augmentation d'épaisseur de la craie marneuse de la Formation des Mottelettes. Cette évolution latérale des faciès trouve son aboutissement 50 km plus au sud avec la présence en Artois et dans le Douaisis d'un Turonien uniquement marneux (faciès des "Dièves" ; Gosselet, 1911 ; Amédro & Robaszynki, 1987).

IV. – LES FORAMINIFÈRES DU CÉNOMANIEN (CAP BLANC-NEZ)

1) Les termes lithologiques

Pour ce qui suit, plusieurs ensembles lithologiques et quelques niveaux-repères parmi ceux décrits ci-dessus seront utilisés, dont on rappelle les termes ci-après, du bas vers le haut :

- les argiles à faciès Gault (Albien, ensemble C) :

- la craie glauconieuse (ou Tourtia, ensemble D) ;

- la « *Craie bleue* » (ensembles D, E, F, G') ;

- la « *Craie grise* » (ensembles H' et I pars) ;

- le banc à structures lamellaires (banc 23 de l'ensemble I au Cap Blanc-Nez, correspondant au "Jukes-Browne bed 7" à Douvres) ;

- la « *Craie blanche* » (unité 24 de l'ensemble I et ensemble J) ;

- les marnes à *Actinocamax plenus* (ensemble K ou Plenus Marls) ;

- le niveau marneux Meads Marl 4 (base de l'ensemble L,b).

Remarque : en plus des niveaux-repères visibles sur le terrain, un autre événement est à signaler. Il s'agit de la « *Mid-Cenomanian Non Sequence* » ou MCNS de Hart & Tarling (1974), située dans l'unité 19' de l'ensemble H' au sommet du 3^{e} niveau à *Orbirhynchia mantelliana*, qui coïncide avec une augmentation brutale de la proportion de foraminifères planctoniques par rapport aux foraminifères benthiques. C'est le « *Planktonic/Benthic break* » qui fait passer le rapport de 5% à plus de 50% (Carter & Destombes, 1972 ; Carter & Hart, 1977 ; Jouchoux, 1994 ; Paul *et al*., 1994). La MCNS est interprétée

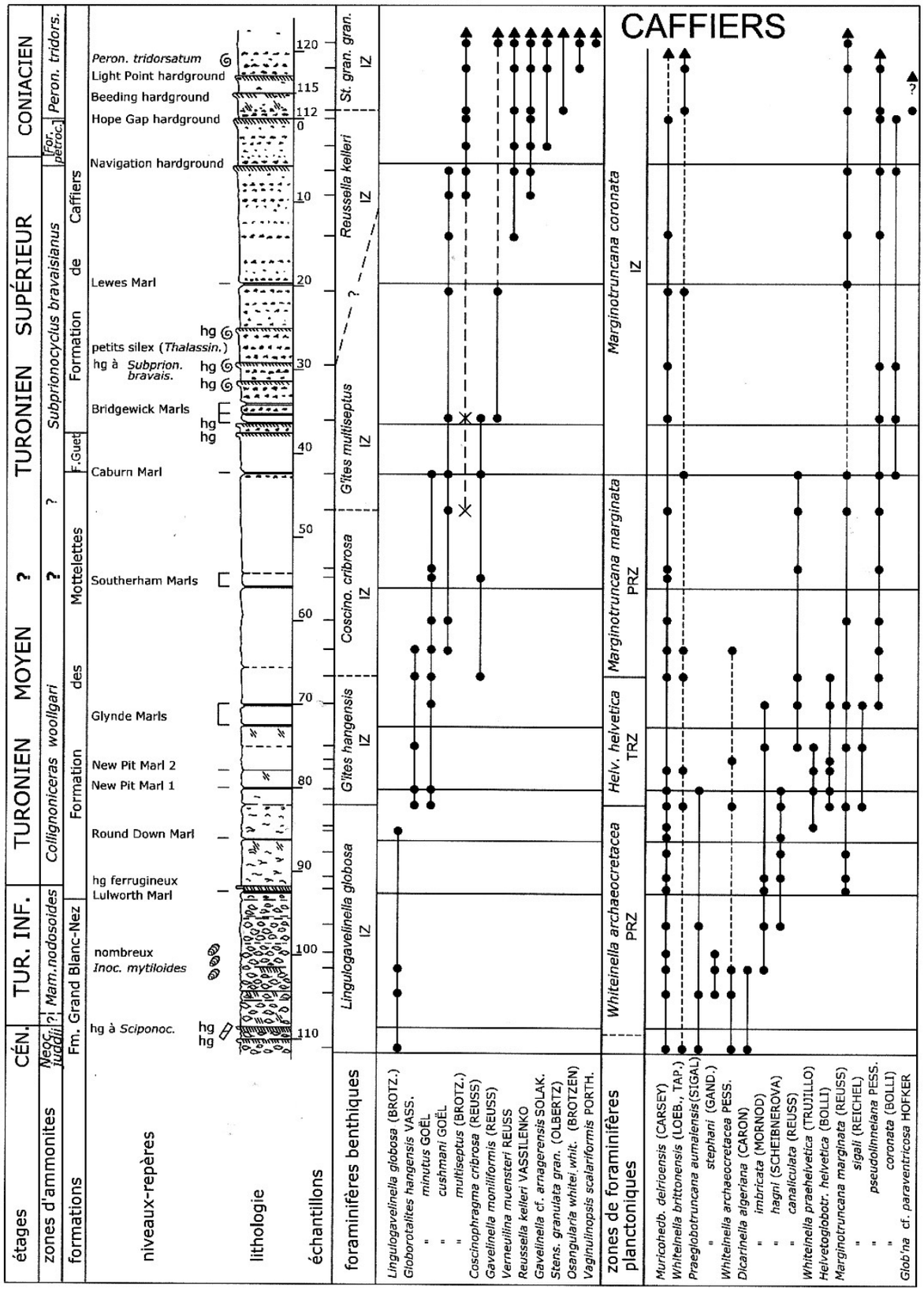


Fig. 5. - Répartition verticale des foraminifères dans les craies turoniennes de la tranchée de chemin de fer de Caffiers.

Fig. 5. - Vertical distribution of foraminifers in Turonian chalks of the Caffiers railway cutting.

comme un approfondissement assez rapide de la mer lié à une élévation du niveau marin relatif (Robaszynski *et al*., 1998) et considérée par certains comme le premier maximum transgressif du Crétacé supérieur (Miller *et al*., 2005).

2) Actualisations taxinomiques, distributions verticales et zonations

L'essentiel des données relatives à la distribution verticale des espèces livrées par les craies cénomaniennes a été présenté au Colloque sur le Cénomanien organisé par le Groupe Français du Crétacé à Paris en septembre 1976 (Philip, 1978), puis repris dans la Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais (Robaszynski, Amédro *et al*., 1980). De ce fait, les déterminations des foraminifères benthiques menées en 1975-1976 n'ont pas pu bénéficier des recherches effectuées outre-Manche par Carter & Hart (1977). Il en est de même pour les foraminifères planctoniques puisque l'Atlas des formes du Crétacé moyen a été publié seulement en 1979 (Robaszynski, Caron *et al*., 1979). Les travaux du Tunnel sous la Manche ont aussi apporté des précisions sur la distribution de plusieurs marqueurs (Jouchoux, 1991, 1994). Enfin, les levés complémentaires en falaise lors du creusement du Tunnel ont révélé l'omission de plusieurs bancs qui devaient être réintégrés dans la succession lithologique de référence (cf. *supra*). En conséquence, les tableaux de 1978 et 1980 se devaient d'être modifiés, à la fois pour la colonne lithologique et pour la distribution des taxons.

a) Foraminifères benthiques

Depuis notre première présentation de la distribution verticale des foraminifères dans le Cénomanien du Cap Blanc-Nez (Robaszynski *in* Amédro *et al*., 1978), une révision du matériel ainsi que la tenue en compte de divers travaux repris dans le texte ont apporté les modifications suivantes.

- *Marssonella ozawai* Cushman est abondante dans les unités 1 à 5 (et déjà présente dans l'Albien terminal, Hart & Harris, 2012).

- *Lingulogavelinella formosa* (*Cibicides formosa* Brotzen, 1945) a antériorité et doit remplacer *Lingulogavelinella jarzevae* (*Anomalina jarzevae* qui est un synonyme junior, cf. Vassilenko, 1954). L'espèce, déjà présente dans l'Albien supérieur, se développe dans les unités 1 à 8 du Cénomanien puis, après une absence dans les unités 9 à 14, elle revient dans les unités 15' et 16. Sa présence est indicative d'une réduction de la tranche d'eau marine.

- *Plectina cenomana* (Carter & Hart, 1977) nomme mieux la forme indiquée antérieurement « *Lingulogavelinella* sp. cf. *intermedia* Ten Dam ».

- *Gavelinella intermedia* (Berthelin) nomme plus correctement « *Lingulogavelinella* sp. cf. *globosa* » (Brotzen).

Dans le bassin anglo-parisien, l'étage Cénomanien est bien caractérisé par l'association des formes benthiques suivantes, même si la plupart apparaissent déjà dans l'Albien supérieur : *Arenobulimina advena* (Cushman), *Gavelinella cenomanica* Brotzen, *G. baltica* Brotzen, *G. intermedia* (Berthelin), *Tritaxia pyramidata* (Reuss), *Pseudotextulariella cretosa* (Cushman) et *Plectina ruthenica mariae* (Franke). En outre, la « *Craie bleue* » (Cénomanien inférieur et base du Cénomanien moyen par les ammonites) contient deux espèces particulières : *Marssonella ozawai* Cushman (cantonnée dans les bancs de base) et *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen), elle aussi présente à la base mais dont une récurrence se retrouve plus haut, dans la première zone du Cénomanien moyen à *Cunningtoniceras inerme*. Quant à la « *Craie grise* » elle peut se caractériser par l'espèce *Plectina cenomana* (Carter & Hart) tandis que le banc de « *craie blanche* », situé au-dessus des structures lamellaires de l'unité 23, voit l'apparition de *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), espèce qui persiste jusque dans la partie inférieure du Turonien.

Si l'on voulait prendre en compte les distributions verticales de l'ensemble des foraminifères benthiques, tant agglutinés que calcaires, on aboutirait à la subdivision du Cénomanien en huit zones de Carter & Hart (1977). Les études détaillées de ces auteurs sont fondées sur l'examen des résidus de lavage des nombreux échantillons prélevés dans les forages réalisés dans le cadre du « *Channel Tunnel Study* » et leurs résultats sont valables des deux côtés du Pas de Calais. Toutefois, les distributions verticales de certaines de nos espèces sont parfois un peu différentes par le fait que la présente étude est fondée principalement sur la seule coupe du Cap Blanc-Nez. Aussi ne retiendrons nous ici qu'une subdivision en trois zones indexées sur trois espèces très facilement reconnaissables et non concurrentes : *Lingulogavelinella formosa* (Cénomanien inférieur et base du Cénomanien moyen), *Plectina cenomana* (Cénomanien moyen à supérieur *p.p.*) et *Lingulogavelinella globosa* (Cénomanien supérieur à Turonien basal).

b) Foraminifères planctoniques

Dans notre première présentation des distributions verticales des espèces en 1978 les dénominations génériques n'avaient pas encore été révisées. Elles le furent après les réunions du Groupe de Travail Européen sur les Foraminifères Planctoniques (Robaszynski, Caron *et al*., 1979). En conséquence, l'espèce « *hagni* » Scheibnerova est maintenant attribuée au genre *Dicarinella*. Trois autres points méritent d'être précisés.

- Suivant la mise au point de Gonzalez Donoso *et al*. (2007), plusieurs spécimens de *Rotalipora balernaensis* (Gandolfi) ont été repérés dans des échantillons du Cénomanien inférieur.

- Parmi les rotalipores, bien que l'espèce « *thomei* » Hagn & Zeil soit considérée comme faisant partie du spectre de *R. cushmani* (Morrow), nous avons maintenu ici ce taxon car il semble constituer une sorte de relais entre *R. montsalvensis* Mornod (= *R. evoluta* Sigal *in* Carter & Hart, 1977) et *R. cushmani*. C'est une forme très facilement reconnaissable avec souvent 4 loges au dernier tour de spire et une face spirale bombée.

- Un apport très important relatif à la distribution verticale de *Thalmanninella reicheli* (Mornod) résulte des travaux micropaléontologiques que TML avait diligentés lors du suivi de l'avancement des tunneliers pour le creusement du Tunnel sous la Manche. Engagée pour étudier les sondages liés à cet avancement, Annick Jouchoux avait effectué une étude quantitative des formes planctoniques des craies allant du sommet de l'unité lithologique 10 à l'unité 19' incluse. Dans ses résultats (Jouchoux, 1991, 1994), on note qu'elle retrouve le niveau à *Th. reicheli* que nous avions observé en 1976 dans les unités 14 et 15 (celui-ci monte en réalité jusque dans l'unité 15'), mais, surtout, elle met en évidence l'existence d'un deuxième niveau à *Th. reicheli* dans le tiers inférieur de l'unité 19'. En outre, ses comptages ont montré qu'au-dessus du 3^{e} niveau à *Orbirhynchia mantelliana*, le pourcentage en foraminifères planctoniques augmente fortement, ce qui confirme l'existence à cet horizon de la MCNS de Carter & Hart (1977).

En tenant compte de ces informations, la zonation du Cénomanien sur base de foraminifères planctoniques reste quadripartite mais avec des intervalles assez modifiés puisque la distribution totale de *Th. reicheli*, au lieu d'être restreinte à quelques mètres, augmente jusqu'à un peu plus de 16 m. On a maintenant successivement : une PRZ (partial range-zone) à *Th. appenninica* (Cénomanien inférieur), une TRZ (total range-zone) à *Th. reicheli* (fin du Cénomanien inférieur jusqu'au premier tiers du Cénomanien moyen), une quasi TRZ à *Rotalipora cushmani* (Cénomanien moyen à supérieur non terminal) et une PRZ à *Whiteinella archaeocretacea*, correspondant à l'ancienne « *zone à grandes globigérines* » de Lehmann (1963) et *auct.* (Cénomanien terminal, Turonien basal).

V. – LES FORAMINIFÈRES DU TURONIEN (CAP BLANC-NEZ, CAFFIERS)

1) Les termes lithologiques

La falaise du Cap Grand Blanc-Nez expose dans sa partie supérieure des craies du Turonien. La partie terminale de l'étage étant oblitérée par le couvert végétal, il fallut se reporter à la coupe de la tranchée du chemin de fer à Caffiers, où cette partie était accessible dans les années 1980. Dans les deux sites on trouve plusieurs repères lithologiques au-dessus des hardgrounds à *Sciponoceras bohemicum anterius* d'âge cénomanien terminal, soit de bas en haut :

- le Meads Marl 4, à la base de l'unité lithologique L,b de la Formation du Grand Blanc-Nez ;

- la craie noduleuse qui forme cette unité L,b, limitée vers le haut par le Lulworth Marl et un hardground ;

- la craie subnoduleuse, ou unité L,c, avec le Round Down Marl et les New Pit Marls à la partie supérieure ;

- la craie marneuse (Formations des Mottelettes et du Guet) avec trois niveaux ou faisceaux de niveaux marneux, successivement les Glynde Marls, Southerham Marls et Caburn Marl ;

- la craie blanche et granuleuse avec des niveaux de silex et des hardgrounds (Formation de Caffiers), débutant à la base par deux hardgrounds surmontés des Bridgewick Marls. La succession atteint le Lewes Marl au sommet de la falaise du Grand Blanc-Nez tandis qu'elle se développe jusque dans le Coniacien à Caffiers, ce qui nécessite le recours aux deux coupes pour couvrir l'ensemble de l'étage turonien.

Remarques :

- Les épaisseurs du Turonien sont assez voisines dans les deux sites : environ 85 m au Cap Blanc-Nez et 100 m à Caffiers.

- La Formation du Guet (craie blanche à silex rares) a été définie au Cap Blanc-Nez à l'apparition des premiers silex juste sous les Southerham Marls. À Caffiers, les Southerham Marls sont bien repérées mais la craie qui les supporte ne contient pas de silex, les premiers silex visibles apparaissant plus haut sous le Caburn Marl. Les niveaux marneux représentant des dépôts d'origine volcanique, donc instantanés et à grande extension géographique, on les utilisera de préférence aux silex pour se repérer dans la succession.

2) Actualisations taxinomiques, distributions verticales et zonations

Comme pour le Cénomanien, les informations micropaléontologiques originales relatives aux coupes du Turonien du Cap Blanc-Nez et de Caffiers ont été publiées dès 1978 (Robaszynski *in* Amédro *et al*., 1978 a-b, 1979) et n'avaient pas bénéficié des travaux ultérieurs, tant pour les foraminifères planctoniques que pour les benthiques (Hart *et al*., 1989 ; Solakius & Larsson, 1986 ; Solakius, 1988). Ainsi, plusieurs dénominations doivent être actualisées.

a) Foraminifères planctoniques

Avant d'aborder la zonation du Turonien, un point doit être précisé au sujet de l'espèce *Marginotruncana marginata* : l'espèce a été créée par Reuss (1845) et figurée par ses faces spirale et ombilicale mais sans profil (Reuss, 1845, pl. 8, fig. 54 a-b et 74 a-b ; et pl. 13, fig. 68 a-b); en outre tous les dessins sont de très petite taille et quelque peu idéalisés, ce qui a conduit à des interprétations assez différentes allant de formes globuleuses à 2 carènes (Cushman, 1946, pl. 26, figs 1-2 ; Hagn & Zeil, 1954, pl. 2, fig. 4) à des formes à 1 carène (Hofker, 1956). Un lectotype (pl. 13, figs 68 a-b de Reuss, 1845) a été désigné par Bolli *et al*. (1957, p. 46) correspondant sensiblement à la description de Reuss « *avec profil tronqué* » (c'est-à-dire implicitement une forme bicarénée) mais sans donner plus de satisfaction. Pour remédier à cette situation un néotype a été désigné et figuré par Jirova (1956) à partir de topotypes. Nos spécimens ont été déterminés par comparaison avec ce néotype et les formes associées (Jirova, 1956, néotype pl. 1, fig. 1 ; et variétés pl. 2, fig. 1-3). Il s'agit de tests à 4-7 loges, les loges étant souvent assez globuleuses, à 2 carènes pas très fortes délimitant un bandeau carénal étroit à large, une face ombilicale à ombilic large bordé par des lèvres ou portici assez développés et des sutures entre les loges, radiales à faiblement sigmoïdes entre les dernières loges. Ce qui correspond sensiblement à l'illustration donnée par Koch (1977, pl. 4, fig. 5-7) et à l'une des figurations présentée dans l'Atlas du Crétacé moyen (Robaszynski, Caron *et al*., 1979, pl. 64, fig. 1 a, b, c). Un détail maintenant à propos d'*Hedbergella delrioensis* (Carsey) : le taxon est transféré au nouveau genre *Muricohedbergella* Verga & Premoli Silva [cf. Premoli Silva & Verga, 2004].

Pour ce qui concerne la zonation, on retrouve dans le Boulonnais les subdivisions assez classiques du Turonien dont les limites sont placées à des niveaux sensiblement identiques dans les deux sites du Cap Blanc-Nez et de la tranchée de Caffiers, successivement, de bas en haut :

- *Whiteinella archaeocretacea* PRZ : c'est la « *zone à grandes globigérines* » de Lehmann (1963) qui commence dans le Cénomanien supérieur, un peu sous la zone de bélemnite à *Actinocamax plenus* dans les deux coupes ;

- *Helvetoglobotruncana helvetica* TRZ : zone comprise dans le Turonien moyen, de dessous les New Pit Marls au Glynde Marl ; au Cap Blanc-Nez les formes annonciatrices de l'index, les *Whiteinella praehelvetica*, sont déjà présentes au Turonien inférieur (ailleurs dans le monde, ces premières formes, assez rares, ont été signalées déjà dans le Cénomanien terminal) ;

- *Marginotruncana marginata* PRZ : l'espèce index est déterminée suivant le néotype de Jirova (1956), cf. *supra* ;

- *Marginotruncana coronata* IZ : zone commençant entre les Southerham Marls et le Caburn Marl. Ici, en domaine boréal, les deux carènes rapprochées de cette espèce ne sont pas fortes comme on peut le voir dans des spécimens de la Téthys (c'est le cas également des *Marginotruncana pseudolinneiana* associées).

b) Foraminifères benthiques

Quelques remarques sur plusieurs taxons sont nécessaires pour éclairer leur statut spécifique.

- Dans le genre *Globorotalites*, connu de l'Albien au Maastrichtien, de nombreuses espèces ont été créées, depuis d'Orbigny (1840) jusqu'à Goël (1965) en passant par Carsey (1926), Sandidge (1932), Morrow (1934), Brotzen (1936), Ten Dam & Magné (1948) et beaucoup d'autres. Dans le Boulonnais le genre apparaît seulement à partir du Turonien moyen. Une révision de nos déterminations antérieures pour l'intervalle Turonien moyen-Coniacien inférieur a conduit à distinguer uniquement 4 morphotypes que l'on considèrera comme des espèces, soit successivement du bas vers le haut : i/ *Globorotalites hangensis* Vassilenko : petite forme, 0,2 - 0,3 mm, surbaissée, subcylindrique, à ombilic très largement ouvert [cf. Vassilenko, 1961] ; ii/ *Globorotalites minutus* Goël, 1965 : petite forme, 0,2 - 0,3 mm, surbaissée également mais avec un étranglement du cône ombilical, ombilic encore large ; iii/ *Globorotalites cushmani* Goël, 1965 : forme un peu plus grande, 0,3 - 0,4 mm, tronconique, ombilic de petit diamètre ; terme préféré à *Globorotalites subconicus* (Morrow, 1934) qui a un ombilic encore largement ouvert ; iv/ *Globorotalites* cf. *multiseptus* (Brotzen, 1936) : morphotype plus grand, 0,4 - 0,5 mm, plus nettement conique, ombilic de petit diamètre mais encore ouvert ; terme préféré à *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny, 1840) qui a un ombilic fermé et se développe plus haut.

- *Coscinophragma cribrosum* (Reuss, 1846) : dans la littérature relative au bassin de Paris, cette espèce est citée sous le nom de « *Coscinophragma irregularis* d'Orb. » ou de « *Coscinopora irregularis* d'Orb. » (Goël, 1965, respectivement tableau 1 et p. 60) mais, en réalité, *irregularis* nomme un Lituolidé « *Spirolina irregularis* Roemer, 1841 » (cf. Roemer, 1841, p. 98 et pl. 15, fig. 29) à ouverture simple (cf. Frieg, 1980, p. 228) tandis que le présent taxon *cribrosum*, montre une ouverture criblée. Il a été repris sous divers genres : d'abord sous *Lichenopora* (parmi les bryozoaires) par Reuss (1846, p. 64 et pl. 14, fig. 10) puis sous *Polyphragma* par Reuss (1871, p. 278), et sous *Coscinophragma* par Thalmann (1951), Marie (1960), Kaever (1974), Frieg & Kaever (1975) et *Bdelloidina* par Frieg (1980). Selon Loeblich & Tappan (1988, p. 93), *Bdelloidina* nomme des formes attachées au substrat et aplaties tandis que *Coscinophragma* s'applique à des formes érigées et cylindriques, ce qui est le cas pour *cribrosum*, bien illustré par Kaever (1974) et repris par Loeblich & Tappan (1988, pl. 84, fig. 10-13).

- *Gavelinella arnagerensis* Solakius, 1988 : dénomination qui doit remplacer celle utilisée dans la littérature (par exemple Monciardini, 1978 ; Pomerol *et al*., 1983 ; Bailey *et al*., 1984) et par nous-même sous le nom de « *Lingulogavelinella* sp. cf. ou aff. *vombensis* (Brotzen, 1945) ». Les travaux de révision ont été réalisés par Solakius (1988) qui a revu le matériel type de Brotzen dans lequel il a trouvé plusieurs espèces. Après avoir étudié et échantillonné l'Arnager limestone, il a été amené à créer la nouvelle espèce *arnagerensis* dont le niveau type est Coniacien-Santonien tandis que *vombensis* est Maastrichtien.

Le statut de ces espèces étant renseigné, on peut aborder la zonation du Turonien et la comparaison des distributions verticales entre le Cap Blanc-Nez et la tranchée de Caffiers. Plusieurs taxons appartenant à des familles de « *petits benthiques* » subdivisent l'étage Turonien en zones à valeur au moins régionale, du bas vers le haut :

- *Lingulogavelinella globosa* IZ. L'index est une espèce de la famille des Gavelinellidés qui apparaît dans le Cénomanien supérieur et s'arrête aux environs du Round Down Marl dans les deux coupes.

- *Globorotalites hangensis* IZ. Le marqueur est un autre Gavelinellidé, de très petite taille. Il apparaît dans les deux coupes un peu sous les New Pit Marls et peut monter un peu dans la zone suivante.

- *Coscinophragma cribrosum* IZ. Cette espèce arénacée agglutinante est facilement repérable par ses loges cylindriques criblées, de grande taille (0,5-1 mm), souvent en grand nombre, fragmentées dans les lavages mais visibles à la loupe sur le terrain ou dans les carottes de sondage. Elle est commune dans les faciès marneux du Turonien moyen des deux coupes et souvent associée au petit brachiopode (4-7 mm) *Terebratulina gracilis* d'Orbigny = *lata* (Etheridge).

- *Globorotalites multiseptus* IZ. Les petites formes de *Globorotalites (hangensis, minutus, cushmani)* deviennent plus rares et laissent la place, dans les deux coupes, un peu avant le Caburn Marl à *multiseptus*, une espèce de taille plus grande, avec un profil nettement plus conique et un ombilic encore ouvert.

- *Reussella kelleri* IZ. Annoncée par des formes très petites et nettement moins ornées, l'espèce index se remarque immédiatement par son test trisérié à loges anguleuses et épineuses. Elle apparaît au-dessus des Bridgewick Marls au Cap Blanc-Nez et un peu plus haut, au-dessus du Lewes Marl à Caffiers.

Ainsi, les deux coupes du Turonien sont subdivisées en 5 zones de foraminifères benthiques dont les limites sont pratiquement synchrones (si l'on excepte l'apparition de *R. kelleri* qui s'effectue plus bas au Cap Blanc-Nez qu'à Caffiers). La zone suivante, à *Stensioeina granulata granulata* commence dans le Boulonnais juste au-dessus de la limite avec le Coniacien (alors qu'elle est déjà dans le Turonien supérieur dans la partie orientale de l'Europe et en Allemagne, cf. Koch, 1977).

3) Remarques

a) Le changement au passage Turonien moyen - supérieur

Un examen d'ensemble des successions lithologiques et des tableaux de distribution des foraminifères planctoniques du Cap Blanc-Nez et de Caffiers met en évidence un changement important qui se manifeste entre les Glynde et les Southerham Marls, c'est-à-dire sensiblement à l'articulation Turonien moyen-Turonien supérieur. Au-dessous, les foraminifères planctoniques sont fréquents et différenciés en une douzaine d'espèces majeures, au-dessus ne subsistent que 4 à 5 espèces, devenant de plus en plus rares dans les résidus de lavage. Ce changement se voit aussi dans la lithologie avec, au-dessous, des craies noduleuses à subnoduleuses séparées par des lits marneux puis des craies marneuses où la teneur en marnes est élevée et, au-dessus, des craies blanches, granuleuses à fines, entrelardées de niveaux de silex.

Une liaison apparaît ainsi clairement entre le faciès et le biota planctonique. On peut se demander quels paramètres affectent cette relation faciès-biota. Ils sont de plusieurs ordres.

- L'épaisseur de la tranche d'eau qui influe sur le cycle vital des foraminifères planctoniques : les formes globuleuses vivent dans les eaux superficielles tandis que les formes carénées ont besoin d'une tranche d'eau beaucoup plus importante pour

réaliser leur cycle de reproduction (Hart, 1980 a, b ; Caron & Homewood, 1983). La hauteur du niveau marin sur le plateau continental où vivent les foraminifères planctoniques intervient donc dans la diversité des associations.

- La hauteur du niveau marin qui, elle, dépend de plusieurs facteurs dont la tectonique (tributaire des mouvements des plaques lithosphériques, de leur déplacement ou de leur basculement) et l'eustatisme qui, lui, dépend du climat (glaciation par exemple) ou de l'importance de la vitesse d'intumescence des rides médio-océaniques. L'eustatisme affecte le niveau marin mondial tandis que les effets de la tectonique se manifestent de l'échelle régionale à celle d'une plaque.

- Les conditions géochimiques locales de la mer : la température, l'acidité (taux de CO_2 dissous), l'éclairement qui, lui, dépend de cycles astronomiques.

- L'environnement sédimentaire : la position du lieu de sédimentation, dans un bassin ou sur une plate-forme, la présence d'une forêt-filtre, du climat (courants superficiels et sous-marins) etc.

L'intervention de ces paramètres agit sur le contrôle de la nature et de l'abondance des biotas planctoniques des eaux marines dans une région considérée. Dans le cas du Boulonnais, la présence de foraminifères planctoniques sans carène (*Muricohedbergella, Whiteinella*) à monocarénés (*Praeglobotruncana, Helvetoglobotruncana*) puis bicarénés (*Marginotruncana*) dans le Turonien inférieur et moyen milite en faveur d'une tranche d'eau marine que l'on peut estimer à 100 - 150 m : c'est l'acmé de la transgression marine du Crétacé moyen. Au Turonien supérieur, leur diversité diminue, les formes carénées disparaissent — par exemple *H. helvetica, Marginotruncana sigali* (Reichel) — elles sont remplacées par de nouvelles formes carénées mais les morphotypes montrent des carènes peu marquées, des loges souvent globuleuses : *Marginotruncana marginata, Dicarinella canaliculata* (Reuss). Ce qui implique que la tranche d'eau diminue et que l'on entre dans une phase de régression marine sur une bordure de bassin. Là, les courants sous-marins vannent l'interface eau-sédiment, laissant d'abord sur place les grains les plus grossiers (craie granuleuse, bioclastes) et aboutissant à la formation de hardgrounds. Ces milieux moins profonds sont favorables au développement de foraminifères benthiques qui deviennent de plus en plus abondants (Gavelinelles, Globorotalites, Reusselles puis Stensioéines au Coniacien).

b) Les niveaux marneux à bentonite

Parmi tous les niveaux marneux distribués dans l'ensemble du Turonien et signalés dans la première partie traitant des niveaux-repères, au moins cinq d'entre eux sont des faisceaux où chaque lit marneux est constitué de bentonite. Cette argile provient de la dégradation de cendres issues de volcans localisés au nord de ce qui est devenu les îles britanniques (Pacey, 1984). Y sont associés des éléments minéralogiques caractéristiques d'un volcanisme explosif comme des esquilles de verre volcanique (Godet *et al*., 2003). L'intérêt de ces niveaux marneux déposés de façon instantanée est de représenter des lignes-temps isochrones dont le repérage a permis le calibrage des deux coupes et leur corrélation. De cette façon le contrôle du parallélisme des apparitions et extinctions de taxons micro- ou macropaléontologiques a pu être assuré avec la meilleure précision.

c) Le bas niveau marin relatif du Turonien supérieur

À cette époque, le Boulonnais se trouvait au cœur du bassin sédimentaire anglo-parisien et suffisamment éloigné des côtes de la « *mer de la craie* » pour que la baisse du niveau marin n'y provoque pas d'émersion mais se marque par des faciès de craie granuleuse (vannée) admettant des horizons de condensation ou de hardgrounds (courants sous-marins). Les biotas correspondent à des milieux marins peu profonds avec des lamellibranches, des échinides et des foraminifères benthiques arénacés et calcaires peu abondants. En revanche, sur les bordures du bassin, en milieu margino-littoral, la baisse du niveau marin aboutit à des périodes d'émersion argumentées par la présence de structures karstiques silicifiées, par l'évolution subaérienne de faciès siliceux comme les pseudostalactites et les microbialites à filaments bactériens mises en évidence au nord du bassin de Mons en Belgique dans les Silicites de Saint-Denis (Baele, 1999 ; 2010, p. 123). À noter que les hardgrounds intercalés entre les Bridgewick Marls et le Lewes Marl contiennent de nombreuses ammonites non seulement à caractère boréal (*Sciponoceras, Hyphantoceras*...) mais également cosmopolite (*Puzosia, Lewesiceras, Subprionocyclus*...). Ces hardgrounds se sont formés à l'occasion d'un bas niveau marin relatif dont les derniers moments commencent à enregistrer les premières manifestations de l'intervalle transgressif qui lui succède et qui se marquent par l'arrivée d'une faune d'ammonites plus diversifiée.

VI. – CONCLUSION

La révision des contenus micropaléontologiques des marnes et des craies du Cénomanien et du Turonien dans les deux coupes du Cap Blanc-Nez et de la tranchée de Caffiers ainsi que l'actualisation des dénominations spécifiques pour certains foraminifères planctoniques et benthiques conduisent à plusieurs résultats :

- pour le Cénomanien, 4 zones de foraminifères planctoniques et 3 zones de foraminifères benthiques divisent l'étage ;

- soit par une pulsation tectonique, soit par une variation positive du niveau marin, soit par la conjonction des deux, le « *Planktonic/Benthic break* » témoigne de la « Mid-Cenomanian Non Sequence » après laquelle se manifeste un approfondissement de la mer permettant le développement de formes planctoniques fortement carénées comme les *Rotalipora cushmani* ;

- pour le Turonien, les subdivisions en 4 zones de foraminifères planctoniques et en 5 zones de foraminifères benthiques peuvent être étalonnées en regard des niveaux marneux à bentonite volcanique et parallélisées dans les deux coupes ; excepté quelques détails ces zones correspondent sensiblement à celles qui ont été signalées en Angleterre par Wilkinson (2011) ;

- la diversité et l'abondance des foraminifères planctoniques au Turonien inférieur et moyen militent en faveur d'un haut niveau marin relatif à cette époque ;

- les faciès de craie grossière, de craies à silex et à nombreux hardgrounds, associés à des biotas pauvres en foraminifères planctoniques, indiquent une réduction progressive de la tranche d'eau au Turonien supérieur, c'est-à-dire une régression qui se traduit en bordure de bassin par des courants qui vannent les particules fines et, dans certaines régions, des émersions (structures karstiques et microbialites siliceuses du Bassin de Mons en Belgique).

Remerciements. — M. Bertrand Matrion (Troyes) a finalisé les figures à l'ordinateur, MM. Alain Blieck et Jean-Pierre De Baere ont corrigé et recalibré les textes, les deux relecteurs, Delphine Desmares (Université P. & M. Curie, Paris) et Danièle Groshény (Université de Lorraine, Vandœuvre-lès-Nancy) ont apporté des suggestions constructives pour l'amélioration du texte. Qu'il soient tous chaleureusement remerciés.

BIBLIOGRAPHIE

AMÉDRO F. (1993). — La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du Pas de Calais. *Annales de la Société géologique du Nord*, **2** (2e série) : 73-80.

AMÉDRO F. (1994). — Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le Tunnel sous la Manche (côté France). *Bulletin de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **81** : 11-44.

AMÉDRO F., ACCARIE H. & ROBASZYNSKI F. (2005). — Position de la limite Cénomanien-Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale : apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **98** : 151-167.

AMÉDRO F., BIDAR A., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. & SORNAY J. (1978 a). — Échelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, F.). *Bulletin d'Information des Géologues du bassin de Paris*, **15** (2) : 3-20.

AMÉDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. & SORNAY J. (1978 b). — Échelles biostratigraphiques dans le Cénomanien du Boulonnais (Macro-, micro-, nannofossiles). *Géologie Méditerranéenne*, **5** : 5-18.

AMÉDRO F., DEJONGHE L., DUPUIS C. & ROBASZYNSKI F. (1976). — Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien au Sénonien. *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, **3** : 91-94.

AMÉDRO F., MANIVIT H. & ROBASZYNSKI F. (1979). — Échelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (Macro-, micro-, nannofossiles). *Annales de la Société géologique du Nord*, **98** : 287-305.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1978). — *Peroniceras*, faunes et microfaunes associées dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. *Annales de la Société géologique du Nord*, **98** : 35-50.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1987). — Influences eustatiques et contrôle tectonique de la sédimentation dans la partie moyenne du Crétacé du Nord de la France. *Mémoires de Géologie de l'Université de Dijon*, **11** : 57-66.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1999). — Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume Uni). *Géologie de la France*, **2** : 33-53.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001 a). — 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. *Bulletin de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **87** : 9-29.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001 b). — Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F). *Bulletin de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **87** : 31-49.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001 c). — Événements sédimentaires et bioécologiques dans les craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra- et interbassins. *Annales de la Société géologique du Nord*, **8** (2e série) : 159-171.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001 d). — Les craies à silex du Turonien au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (U.K.). *Géologie de la France*, **4** : 39-56.

AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2006). — Les craies à niveaux durcis du Turonien supérieur-Coniacien inférieur du Nord de la France (Boulonnais, Artois, environs de Lille) : un essai de corrélation à l'aide de la stratigraphie événementielle. *Annales de la Société géologique du Nord*, **13** (2e série) : 123-135.

ANDREIEFF P. & MONCIARDINI C. (1990). — La méthode biostratigraphique et la micropaléontologie : application au repérage du toit de la "craie bleue" du Pas de Calais. *In* : P. DUFFAUT & P. MARGRON eds : *Le Tunnel sous la Manche*. Presses de l'École nationale des Ponts et Chaussées : 111-116.

BAELE J.-M. (1999). — Karst et silicification en milieu continental et margino-littoral : deux exemples dans le Méso-Cénozoïque de la Belgique méridionale. *Études de géographie physique*, supplément n° 28 [CAGEP, Université de Provence] : 49-54.

BAELE J.-M. (2010). — *Mode de formation de la roche silicifiée à bactéries fossiles du Crétacé supérieur du Bassin de Mons (microbialite de Saint-Denis)*. Publication in 4° de la Classe des Sciences, Académie royale de Belgique : 1-133.

BAILEY H.W., GALE A.S., MORTIMORE R.N., SWIECICKI A. & WOOD C.J. (1984). — Biostratigraphical criteria for the recognition of the Coniacian to the Maastrichtian stage boundaries in the Chalk of south-west Europe, with particular reference to southern England. *Bulletin of the Geological Survey of Denmark*, **33** : 31-39.

BARROIS C. & GUERNE J. de (1878). — Description de quelques espèces nouvelles de la Craie de l'Est du Bassin de Paris (à *Belemnites plenus*). *Annales de la Société géologique du Nord*, **V** : 42-64.

BOLLI H.M., LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1957). — Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. *In*: LOEBLICH A.R. and coll.: Studies in Foraminifera. *United States National Museum Bulletin*, **215** : 3-50.

BRISTOW C. R., MORTIMORE R.N. & WOOD C.J. (1997). — Lithostratigraphy for mapping the Chalk of southern England. *Proceedings of the Geologists' Association*, **108** : 293-315.

BROTZEN F. (1936). — Foraminiferen aus dem Schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Stockholm, ser. C, **30** : 1-206.

BROTZEN F. (1945). — De geologiska Resultaten från Borrningarna vid Höllvinken- Preliminär rapport Del I: Kritan. *Sveriges Geologiska Undersökning*, Stockholm, ser. C, **38** : 1-64.

CARON M. & HOMEWOOD P. (1983). — Evolution of early planktic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **7** : 453-462.

CARSEY D.G. (1926). — Foraminifera of the Central Texas. *University of Texas Bulletin*, **2612** : 1-56.

CARTER D.J. & DESTOMBES J.-P. (1972). — Stratigraphie du Cénomanien du Détroit du Pas-de-Calais. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **79** : 117-121.

CARTER D.J. & HART M.B. (1977). — Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. *Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology),* **29** (1): 1-135.

CUSHMAN J.A. (1946). — Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. *Geological Survey, Professional Paper*, Washington, **206** : 1-160.

DECONINCK J.-F., AMÉDRO F., DESPRAIRIES A., JUIGNET P. & ROBASZYNSKI F. (1991). — Niveaux-repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute Normandie. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris,* **312** (2) : 897-903.

DESTOMBES J.-P. & SHEPHARD-THORN E.R. (1971). — Geological results of the Channel Tunnel site investigation. *Institute of Geological Sciences*, Report **71** (11): 12 p., 1 carte.

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.

ERNST G., SCHMID F. & SEIBERTZ E. (1983). — Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana,* **10** : 531-554.

FRIEG C. (1980). — Neue Ergebnisse zur Systematik sandschaliger Foraminiferen im Cenoman des südwestlichen Münsterlandes. *Paläontologische Zeitschrift*, **54** : 225-240.

FRIEG C. & KAEVER M. (1975). — Bau und systematische Stellung von *Bdelloidina cribrosa* (REUSS, 1846). *Neues Jahrbuch für Geologie und Pälaontologie Abhandlungen*, **8** : 449-464.

GALE A.S. (1995). — Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian stage in Western Europe. *Geological Society, Special Publication,* **85** : 177-195.

GALE A.S. (1996). — Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. *In:* HESSELBO S.P. & PARKINSON D.N. eds, Sequence Stratigraphy in British Geology. *Geological Society, Special Publication*, **103** : 177-195.

GALE A.S. & WOODROOF P.B. (1981). — A Coniacian ammonite from the "Top Rock" in the Chalk of Kent. *Geological Magazine,* **118** : 557-560.

GODET A., DECONINCK J.-F., AMÉDRO F., DRON P., PELLENARD P. & ZIMMERLIN I. (2003). — Enregistrement sédimentaire d'événements volcaniques dans le Turonien du Nord-Ouest du Bassin de Paris. *Annales de la Société Géologique du Nord,* **10** (2e série), 3 : 147-158.

GOËL R.K. (1965). — Contribution à l'étude des Foraminifères du Crétacé supérieur de la Basse-Seine. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **5** : 49-157.

GONZÁLEZ DONOSO J.M., LINARES D. & ROBASZYNSKI F. (2007). — The rotaliporids, a polyphyletic group of Albian-Cenomanian planktonic foraminifera. Emendation of genera. *Journal of Foraminiferal Research*, **37** : 175-186.

GOSSELET J. (1911). — *Les Assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc. 3 (région de Béthune)*. Imprimerie nationale, Paris : 183 p.

HAGN H. & ZEIL W. (1954). — Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter- Turon der Bayerischen Alpen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **47** : 1-60.

HARRIS C.S, HART M.B., VARLEY P.M. & WARREN C.D. eds (1996). — *Engineering geology of the Channel Tunnel*. Thomas Teldford Ltd, London: 526 p.

HART M.B. (1980 a). — The recognition of Mid-Cretaceous sea-level changes by means of Foraminifera. *Cretaceous Research*, **1** : 289-297.

HART M.B. (1980 b). — A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminifera. *Nature*, **286** : 252-254.

HART M.B. (1983). — Turonian foraminiferal biostratigraphy of southern England. *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris,* C, **49** : 203-207.

HART M.B., BAILEY H.W., CRITTENDEN S., FLETCHER B.N., PRICE R.J. & SWIECICKI A. (1989). — Cretaceous. *In:* JENKINS D.G. & MURRAY J.W. eds: *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*. Ellis Horwood, Chichester : 273-371.

HART M.B. & HARRIS C.S. (2012). — Albian-Cenomanian Foraminifera and Ostracoda from the Glyndebourne Borehole, Sussex, U.K. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **266** (3) : 319-335.

HART M.B. & TARLING D.H. (1974). — Cenomanian palaeogeography in the north Atlantic and possible mid-Cenomanian eustatic movements and their implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **15** : 95-108.

HOFKER J. (1956). — Die Globotruncanen von Nordwest-Deutschland und Holland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **103** : 312-340.

JARVIS I., MURPHY A.M. & GALE A.S. (2001). — Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates : criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *Journal of the Geological Society, London*, **158** : 685-696.

JEFFERIES R.P.S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association,* **74** : 1-33.

JENKYNS H.C., GALE A.S. & CORFIELD R.M. (1994). — Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine,* **131** : 1-34.

JÍROVÁ D. (1956). — Rod *Globotruncana* ve vyssim Turonu a Emseru Ceske Kridy. *Universitas Carolina Geologica*, **2** : 239-255. [en Tchèque]

JOUCHOUX A. (1991). — *La micropaléontologie appliquée au repérage du toit de la craie bleue dans la partie française du détroit du Pas de Calais*. Rapport d'étude. Construction France : 8 p. [inédit]

JOUCHOUX A. (1994). — Les apports de la micropaléontologie pendant le creusement du Tunnel sous la Manche : corrélations dans la partie française du détroit. *Bulletin de la Société géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre,* **81** : 45-60.

JUKES-BROWNE A.J. & HILL W. (1903). — The Cretaceous Rocks of Great Britain. Vol. 2. The Lower and Middle Chalk of England. *Memoirs of the Geological Survey of the United Kingdom*: 558 p.

KAEVER M. (1974). — Sandschalige Foraminiferen und andere Epizoan auf einem erratischen Geröll im Turon (soester Grünsand) des südöstlichen Münsterlandes (Westfalen). *Neues Jahrbuch für Geologie und Pälaontologie Abhandlungen*, **146** : 179-174.

KAUFFMAN E.G., KENNEDY W.J. & WOOD C.J. (1996). — The Coniacian Stage and substages. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre,* supplément **66** : 95-102.

KENNEDY W.J. (1967). — Burrows and surface traces from the Lower Chalk of southern England. *Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology),* **15** (3) : 125-167.

KOCH W. (1977). — Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. *Geologisches Jahrbuch*, A, **38** : 11-123.

LEHMANN R. (1963). — Étude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, **21** (156) [1962] : 133-181.

LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1988). — *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold, New York: 970 p.

MANTELL G.A. (1818). — A sketch of the Geological Structure of the south-eastern part of Sussex. *The Provincial Magazine,* Lewes : 68-71.

MARIE P. (1960). — *Étude micropaléontologique et microstratigraphique du Turonien et du Cénomanien rencontrés dans le sondage d'Escalles (Pas-de-Calais)*. Rapport A1614 du Bureau de Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières : 45 p. [inédit]

MILLER K.G., KOMINZ M.A., BROWNING J.V., WRIGHT J.D., MOUNTAIN G.S., KATZ M.E., SUGARMAN P.J., CRAMER B.S., CHRISTIE-BLICK N. & PEKAR S.F. (2005). — The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310** (5752): 1293-1298.

MONCIARDINI C. (1978). — Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du bassin de Paris. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières,* **1** (3) : 207-223.

MONCIARDINI C. (1994). — Biozones de foraminifères et stratigraphie du Crétacé. *In* : POMEROL B. & MONCIARDINI C., Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Troyes (298). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans : 56 p.

MORROW A.L. (1934). — Foraminifera and Ostracoda from the Upper Cretaceous of Kansas. *Journal of Paleontology*, **8** : 186-205.

MORTIMORE R.N. (1983). — The Stratigraphy and sedimentation of the Turonian-Campanian in the Southern Province of England. *Zitteliana,* **10** : 27-41.

MORTIMORE R.N. (1986). — Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proceedings of the Geologists' Association,* **97** : 97-139.

MORTIMORE R.N. (1997). — The Chalk of Sussex and Kent. *Geologists' Association Guide*, **57** : 139 p.

MORTIMORE R.N. & POMEROL B. (1987). — Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association,* **98** : 97-143.

MORTIMORE R.N., WOOD C.J. & GALLOIS R.W. (2001). — British Upper Cretaceous Stratigraphy. *Geological Conservation Review Series,* Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, **23** : 558 p.

ORBIGNY A. d' (1840). — Mémoire sur les Foraminifères de la Craie blanche du bassin de Paris. *Mémoires de la Société géologique de France*, **4** : 1-51.

PACEY N.R. (1984). — Bentonites in the chalks of central eastern England and their relation to the opening of the Northeast Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters,* **67** : 48-60.

PAUL C.R.C., MITCHELL S.F., MARSHALL J.D., LEARY P.N., GALE A.S., DUANE A.M. & DITCHFIELD P.W. (1994). — Palaeoceanographic events in the Middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research,* **15** : 707-738.

PHILIP J. coord. (1978). — Colloque sur le Cénomanien, 6-7 septembre 1976, Paris. *Géologie Méditerranéenne,* **5** : 1-225.

PHILLIPS W. (1819). — Remarks on the Chalk Cliffs in the neighbourhood of Dover and on the Blue Marl covering the Greensand near Folkestone. *Transactions of the Geological Society of London,* **1** (5) : 16-46.

POMEROL B., DAMOTTE R., FOURAY M. & MONCIARDINI C. (1983). — Précisions biostratigraphiques sur la limite Turonien-Sénonien dans la region stratotypique de Sens (Yonne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **297** (2) : 421-424.

PREMOLI SILVA I. & VERGA D. (2004). — Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3rd course: Cretaceous. *In*: VERGA D. & RETTORI R. eds, Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, Perugia, Italy : 1-283.

REUSS A.E. (1845). — *Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Teil I*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung und Druckerei, Stuttgart : 1-58.

REUSS A.E. (1846). — *Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Teil II*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung und Druckerei, Stuttgart : 1-148.

REUSS A.E. (1871). — Vorläufige Nautiz über zwei neue Fossile Foraminiferen-Gattungen. *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie des Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, **64** : 277-281.

ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proceedings of the Geologists' Association,* **97** (2) : 171-208.

ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (coord.), FOUCHER J.C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN 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. *Revue de Micropaléontologie,* **22** (4) : 195-321.

ROBASZYNSKI F., CARON M. & Groupe de travail européen sur les foraminifères planctoniques (1979). — Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie*, **1** : 185 p. ; **2** : 181 p.

ROBASZYNSKI F., JUIGNET P., GALE A.S., AMÉDRO F. & HARDENBOL J. (1998). — Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Anglo-Paris Basin, exemplified by the Cenomanian stage. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication,* **60** : 363-386.

ROBINSON N.D. (1986). — Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southern England. *Proceedings of the Geologists' Association,* **97** : 141-170.

ROEMER F.A. (1841). — *Versteinerungen des Norddeutschen Kreidegebirges*. Hahn'schen Hofbuchhandlung, Hannover : 145 p.

SANDIDGE J.R. (1932). — Foraminifera from the Ripley Formation of Western Alabama. *Journal of Paleontology*, **6** : 265-287.

SMART J.G.O., BISSON G. & WORSSAM B.C. (1966). — Geology of the Country around Canterbury and Folkestone. *Memoirs of the Geological Survey of Great Britain:* 337 p.

SOLAKIUS N. (1988). — The type material of the Upper Cretaceous benthic foraminifer *Pseudovalvulineria vombensis* Brotzen, 1945. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhanddlingar*, **110** : 197-201.

SOLAKIUS N. & LARSSON K. (1986). — Foraminifera and biostratigraphy of the Arnager Limestone, Bornholm, Denmark. *Geological Survey of Denmark*, ser. C, **5** : 1-41.

TEN DAM A. & MAGNÉ J. (1948). — Les espèces du genre de Foraminifères *Globorotalites* Brotzen. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **3** (8) : 222-228.

THALMANN H.E. (1951). — Mitteilungen über Foraminiferen IX. *Eclogae Geologicae Helvetiae* [1950], **43** : 221-225.

VANDERAVEROET P., AMÉDRO F., COLLETÉ C., DECONINCK J.-F., RECOURT P. & ROBASZYNSKI F. (2000). — Caractérisation et extension de niveaux-repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, **22** (3) : 457-469.

VASSILENKO V.P. (1954). — [Fossil Foraminifera of the USSR. Anomalinidae]. *Trudy Vsesoinznogo Nauchno-Jssledovatel'skogo Geologicheskogo Instituta*, Leningrad & Moscow, n.s. **80** : 1-283. [in Russian].

VASSILENKO V.P. (1961). — [Upper Cretaceous foraminifers of the Mangyshlak Peninsula. Description, phylogenetic diagrams of some groups and stratigraphical analysis]. *Trudy Vsesoinznogo Nauchno-Jssledovatel'skogo Geologicheskogo Instituta*, Leningrad & Moscow, **171** : 1-487. [in Russian]

WIESE F. & KAPLAN U. (2001). — The potential of the Lengerich section (Münster Basin, northern Germany) as a possible candidate Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Middle/Upper Turonian boundary. *Cretaceous Research*, **22** : 549-563.

WILKINSON I.P. (2011). — Foraminiferal biozones and their relationship to the lithostratigraphy of the Chalk Group of southern England. *Proceedings of the Geologists' Association*, **122** : 842-849.

WILMSEN M. (2012). — Origin and significance of Late Cretaceous bioevents : Examples from the Cenomanian. *Acta Geologica Polonica*, **57** (4) : 759-771.

WOOD C.J., SHEPHARD-THORN E.R. & HARRIS C.S. (1996). — Stratigraphy and regional geology. *In:* HARRIS C.S., HART M.B., VARLEY P.M. & WARREN C.D. eds, *Engineering Geology of the Channel Tunnel*. Thomas Telford Ltd, London : 29-56.

WRAY D.S. (1999). — Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. *Geological Magazine*, **136** (4) : 361-371.