

## CHAPITRE 2

# GÉOLOGIE DU SITE

Olivier DUGUÉ

La carrière de Ranville exploite les calcaires bathoniens (Jurassique moyen ou Dogger) de la Campagne de Caen (fig. 20). Cette série bathonienne comprend des bancs calcaires souvent massifs et épais qui ont été longtemps exploités comme pierres de construction, dans des carrières à ciel ouvert, puis souterraines autour de Caen et de la Vallée de l'Orne. La plus célèbre pierre de taille bathonienne

est la Pierre de Caen utilisée pour les monuments civils et religieux, en Normandie, mais également exportée en Angleterre. D'autres pierres ont été exploitées comme les formations de Blainville et de Ranville aujourd'hui visibles à l'affleurement dans la coupe de la cimenterie de Calcia ou dans d'anciennes carrières abandonnées de la vallée de l'Orne (Guillaume 1925; Rioult *et al.* 1989).

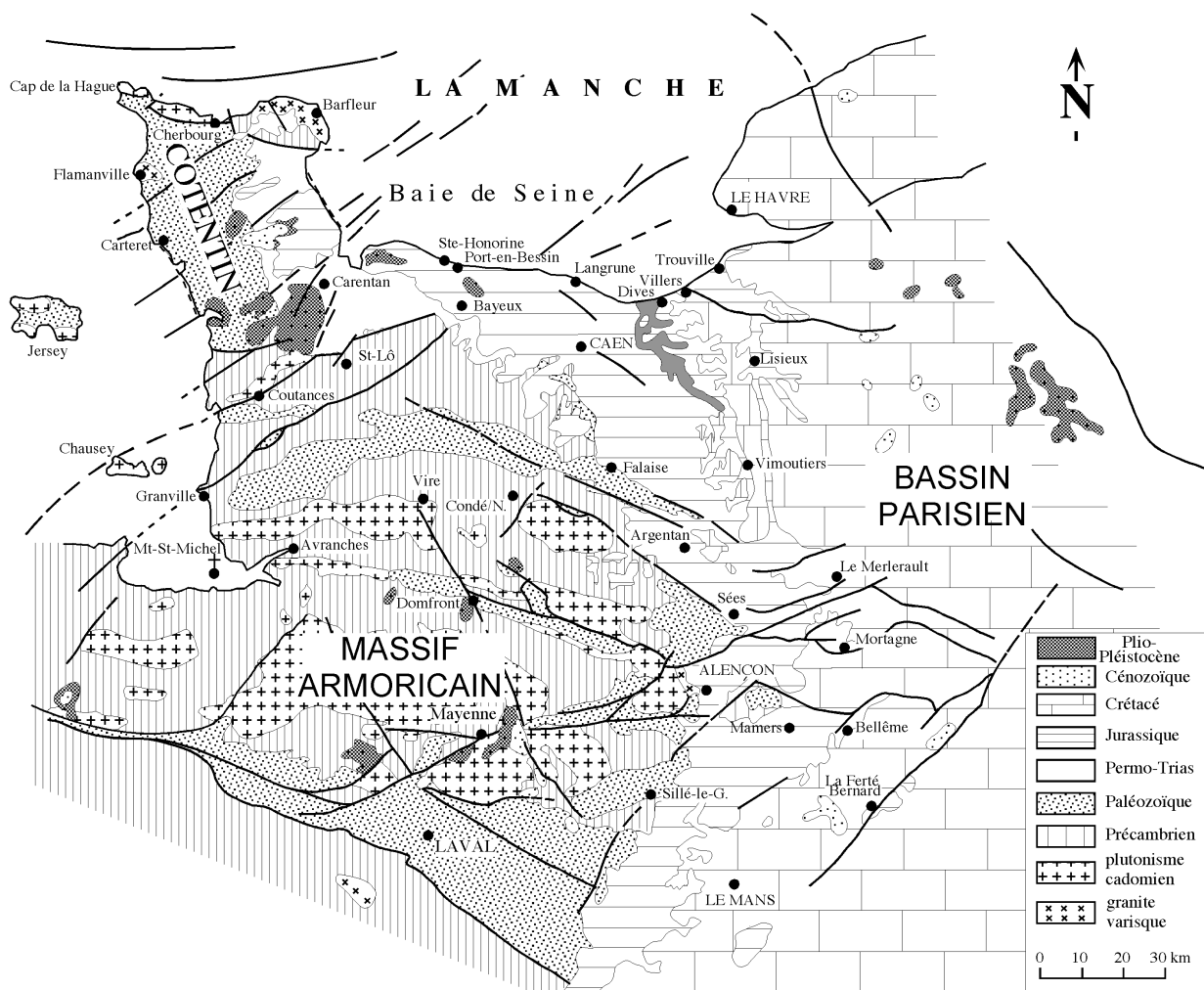
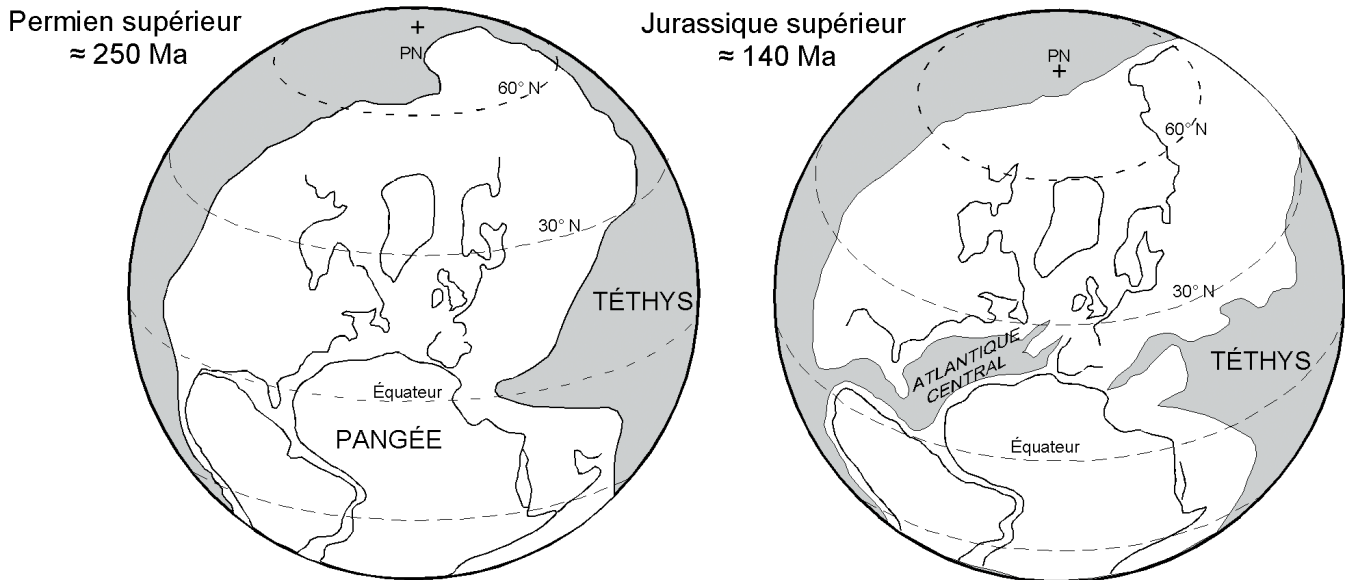


Figure 20 - Carte géologique simplifiée de la Basse-Normandie.  
Figure 20 - Simplified geological map of Lower-Normandy.



**Figure 21** - La Normandie et le Massif armoricain au Permien et au Jurassique supérieur.  
*Figure 21 - Normandy and the Armorican Massif during the Permian and Upper Jurassic.*

Ces calcaires bathoniens sont d'anciens sables calcaires oolithiques ou coquilliers, déposés il y a environ 165 Ma, sur une vaste plate-forme carbonatée, tropicale, qui s'étendait depuis le Maine jusqu'au Calvados, en bordure du Massif armoricain. Le Dogger est une période privilégiée pour le développement d'immenses plates-formes carbonatées tropicales à travers toute l'Europe, leur grande extension géographique n'ayant que peu d'analogues sédimentaires actuels.

La Campagne de Caen possède un réseau karstique très développé le plus souvent masqué par les formations superficielles : des pertes de cours d'eau et des effondrements soudains de parcelles agricoles en témoignent. De tels phénomènes de dissolutions karstiques sont directement visibles dans les carrières exploitant les calcaires bathoniens (Amfréville, Bénouville, Ranville,...), le long de la vallée de l'Orne (Pareyn & Pellerin 1971; Rioult *et al.* 1989). Ces entonnoirs creusés dans les calcaires ont pu constituer de redoutables pièges pour les faunes cénozoïques et d'excellents lieux de conservation des fossiles (dolines d'Amfréville et réseau de Ranville).

Les formations calcaires du Dogger intègrent fréquemment du silex dans la Plaine de Caen.

**Cadre géodynamique de l'Europe du nord-ouest au Jurassique moyen**

À la fin du Paléozoïque, après l'orogénèse varisque, la dislocation de la Pangée, continent unique (fig. 21), en une Laurasia septentrionale et un Gondwana méridional, annonce l'évolution en distension de l'Europe dans laquelle s'inscrit le futur Bassin parisien et donc la Normandie (Ziegler 1982).

Chaque nouveau continent va lui-même être découpé en plusieurs blocs plus petits, séparés par des rifts. Si des rifts alpin et atlantique deviennent des océans dès la fin du Jurassique moyen, d'autres, comme celui de la Mer du Nord, initié dès le Permo-Carbonifère, mais surtout actif du Trias au Bathonien,

n'évolueront jamais jusqu'au stade océanique. Dans ce contexte en extension, la Normandie appartient à un vaste domaine sédimentaire anglo-belgo-parisien qui s'étendait sur le sud de l'Angleterre, la Picardie, la Belgique, la Lorraine, la Bourgogne, le Massif Central, le Seuil du Poitou et la Normandie. Les dimensions de l'actuel Bassin parisien apparaissent pourtant plus réduites. En effet, ce vaste bassin intracratonique mésozoïque a été ultérieurement rogné au Crétacé supérieur, par le bombement du Morvan et des Vosges, stoppant ainsi les communications avec la Franconie, puis au Nord-Est, à l'Éocène, avec la formation de la ride Londres-Brabant (Artois) isolant le bassin belge et finalement par l'ouverture du Pas-de-Calais qui détache le sud de l'Angleterre du reste du Bassin parisien.

**Le bassin sédimentaire jurassique normand**

La Normandie est localisée entre deux grandes îles, l'Armorique à l'ouest et les Ardennes à l'est (fig. 22). Elle est située également à mi-chemin entre deux "réservoirs" d'eau, l'un boréal et froid au Nord, l'autre téthysien et chaud au Sud qui contrôlent tout à la fois les courants marins, le climat et la répartition des faunes. Une des voies de communication privilégiée se fera selon un axe N-S, à la faveur de l'ouverture de l'Atlantique central à la fin du Jurassique moyen, puis de l'Atlantique Nord qui deviendra un océan, au Crétacé. De ce rift méridien Atlantique-Arctique, naîtront les rifts transversaux des approches occidentales de la Manche et donc de la future Mer de la Manche. Un autre axe de communication sera la gouttière de la Seine d'où partiront également les transgressions mésozoïques à la conquête des marges armoricaine et ardennaise.

Au Mésozoïque, la répartition des sédiments et des faunes de la bordure normande est donc à la fois soumise aux influences marines tantôt chaudes et méridionales, tantôt froides et septentrionales et aux apports continentaux armoricains. La sédimentation sur la plate-forme armoricaine mésozoïque oscille entre un régime carbonaté, avec la production d'oolithes, la construction de récifs à polypiers, voire une productivité accrue

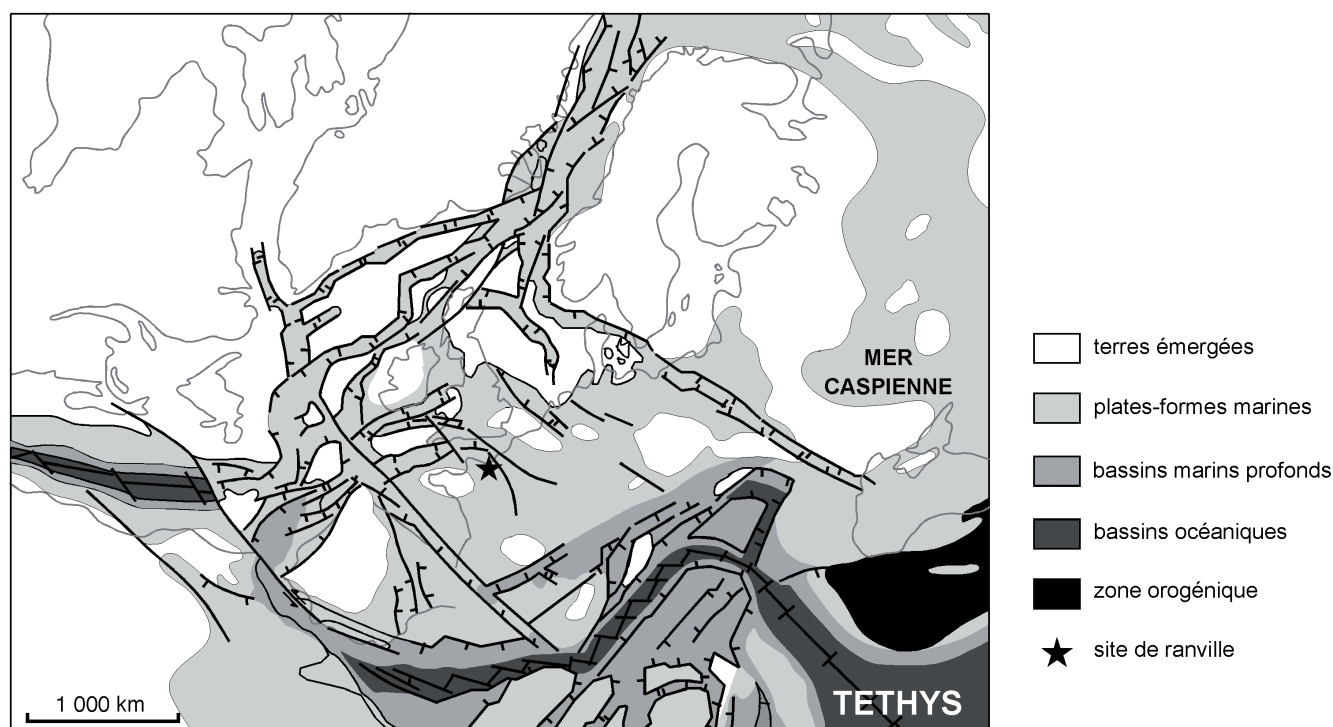


Figure 22 - Géodynamique de l'Europe du nord-ouest au Jurassique moyen-supérieur (d'après Ziegler 1990).  
 Figure 22 - Geodynamics of north western Europe during the Middle to Upper Jurassic (after Ziegler 1990).

de plancton calcaire et un régime terrigène marneux ou sableux (fig. 23). À plusieurs reprises comme au Bathonien, une plate-forme carbonatée sous climat tropical s'installe et se développe à proximité de l'Armorique; deux conditions sont alors réunies : une relative stabilité structurale des fonds sous-marins et l'arrêt des apports terrigènes armoricains sur la bordure.

L'autre originalité de la Normandie est de posséder des structures anciennes jouant à plusieurs reprises (fig. 20 et 24). L'Armorique est protégée sur ses façades septentrionale et orientale par un fossé dit Sillon marneux (ou gouttière de la Seine dans sa partie orientale) qui demeurera subsident tout au long du Mésozoïque. Il est limité par les accidents ouest-est de la Mer de la Manche, qui bifurquent au large du Pays de Caux, longent la Vallée de la Seine pour finalement se séparer en deux branches de part et d'autre du bloc bourguignon et se raccorder au sillon houiller du Massif central. En Haute-Normandie, la gouttière de la Seine est limitée par deux accidents majeurs nord-ouest/sud-est du socle : le décrochement dit du Bray à l'est et les accidents de Seine-Sennely à l'ouest, séparant les blocs armoricain et ardennais. Ce sillon marneux correspondrait à un ancien rift dévonien, avorté au Westphalien, dont le refroidissement de la croûte continuerait à entretenir la subsidence thermique, au cours du Mésozoïque.

L'Éperon du Perche est une autre structure pérenne d'âge varisque se soulevant périodiquement, et réglant quant à lui la distribution des dépôts et des peuplements mésozoïques, sur la bordure normande. Du Trias au Crétacé, il se présente sous forme d'un haut-fond quasi permanent, jouant le rôle de barrière hydrodynamique entre Maine et Normandie. Localisé à la convergence des accidents varisques du Perche et de l'Orne, il apparaît dans le prolongement des granites cadomiens de la

Mancellia. Au nord, l'Éperon du Perche est limité par l'Axe du Merlerault, actuelle ligne de partage des eaux entre la Manche et l'Atlantique. Au sud, cette structure apparaît dans la continuité du cisaillement Nord-armoricain.

### Historique des études sur les terrains bathoniens du Bessin et de la Campagne de Caen

Dans l'établissement de la stratigraphie jurassique du Bassin anglo-parisien, la Normandie a joué un rôle important. En raison du faible plongement de ses terrains mésozoïques vers le centre du Bassin parisien, la presque totalité des séries fossilifères affleure soit dans des carrières, soit sur les rivages.

Le découpage stratigraphique du Jurassique normand a d'abord bénéficié des travaux et subdivisions lithostratigraphiques introduites par G. de Gerville (1814, 1817) et A. de Caumont (1828). Toutefois, les principaux découpages des terrains jurassiques sont proposés par E. Eudes-Deslongchamps (1865), avec une terminologie basée à la fois sur la lithologie dominante des unités et sur les fossiles caractéristiques les plus abondants.

Dans les falaises littorales du Bessin, E. Eudes-Deslongchamps (1865) avait distingué de bas en haut trois principales unités : le Fuller's Earth (Marnes de Port, Calcaire de Caen), les calcaires de l'Oolithe miliaire et de la Grande oolithe des anglais (Couches de Ranville à polypiers et bryozoaires et Couches de Langrune) et les Couches de Lion-sur-mer (Cornbrash). Ces subdivisions ont été ensuite conservées par A. Bigot dans la notice explicative de la carte géologique de Caen à 1/80.000.

Certaines de ces unités de ces calcaires bathoniens ont été ensuite subdivisées par L. Guillaume (1925, 1927 a, b, c et d). Dans

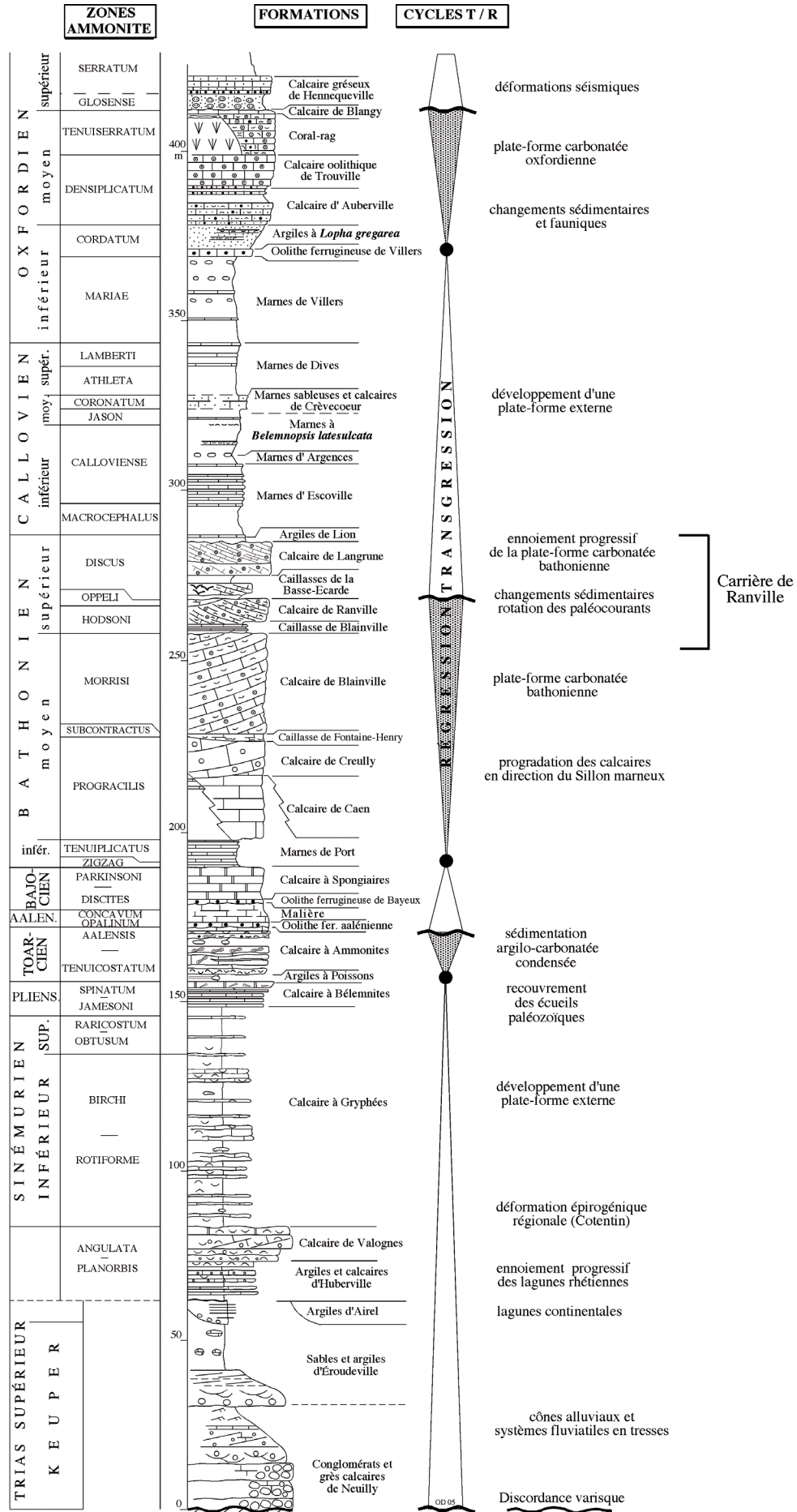


Figure 23 - La série jurassique de Basse-Normandie. Cycles de Transgression/Régression (d'après Dugué et al. 1998 modifié).  
 Figure 23 - The Jurassic series in Lower-Normandy. Cycles of Transgression/Regression (modified after Dugué et al. 1998).

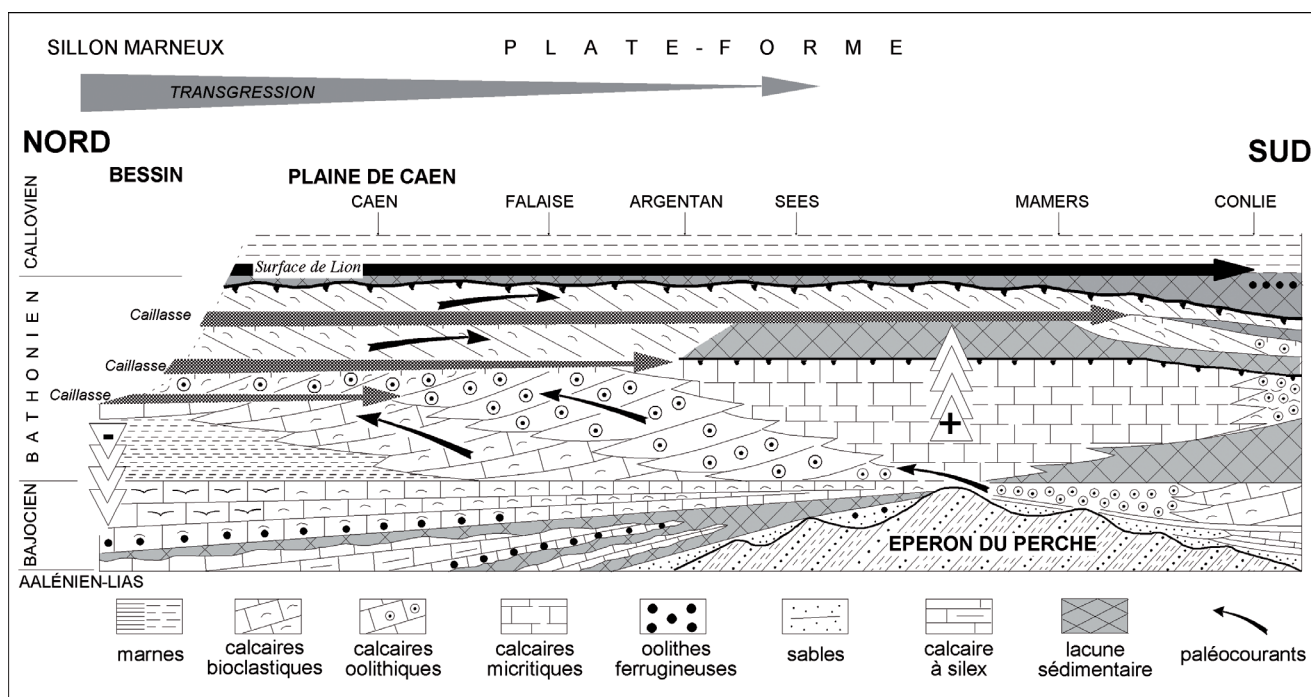


Figure 24 - Dynamique de la sédimentation du Jurassique moyen sur la bordure occidentale du Bassin parisien (d'après Fily *et al.* 1979, modifié).

Figure 24 - Dynamics of sedimentation during the Middle Jurassic on the eastern border of the Paris Basin (modified after Fily *et al.* 1979).

ses études cartographiques et stratigraphiques, M. Rioult (1962) discute l'âge précis de la base des Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur), des parties moyenne et terminale de ces marnes et des calcaires sus-jacents du Bathonien moyen et supérieur. G. Fily (1974, 1980) s'est ensuite attaché à la description des principales coupes verticales du Bathonien dans le Bessin, la Plaine de Caen et la Campagne d'Argentan. Les modalités du régime de sédimentation carbonatée du Bathonien ont été détaillées, avec l'étude des paléocourants (Fily 1978).

### La mise en place de la plate-forme carbonatée armoricaine bathonienne

La transgression mésozoïque sur les anciennes terres armoricaines émergées se poursuit sur près de 200 millions d'années; elle n'a été ni rapide, ni régulière, mais saccadée avec de longues périodes de répit, voire de reculs momentanés de la mer. L'acmé

de la transgression mésozoïque sera ici atteinte, comme ailleurs en Europe, au Crétacé supérieur, avec la mer de la craie. Durant cette longue transgression mésozoïque, de plus petits cycles de transgression/régression d'une durée variant entre 10 et 50 millions d'années se manifestent, témoignant d'autant d'étapes de l'ennoiement progressif du Massif armoricain (Rioult *et al.* 1991). Chaque pulsation transgressive ou régressive s'accompagne de changements hydrodynamiques, sédimentaires et fauniques, le long de la bordure normande (Fily *et al.*, 1979). L'origine de ces cycles fait encore l'objet de vifs débats : pulsations eustatiques, c'est-à-dire montée synchrone du niveau de la mer à l'échelle mondiale et/ou mouvements structuraux plus localisés, avec basculements de blocs et à-coups de la subsidence, c'est-à-dire enfoncement plus ou moins régulier des dépôts sédimentaires. À proximité du bloc armoricain, les deux origines semblent enregistrées. Les déformations épirogéniques expliquent l'arrivée subite et périodique d'épandages sableux sur

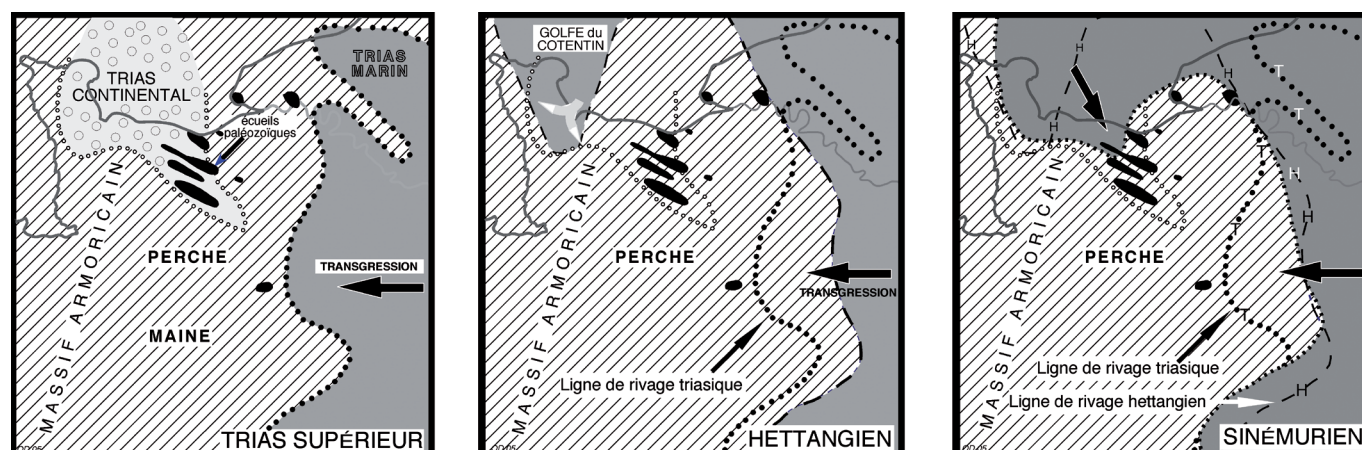


Figure 25 - Modalités de la transgression liasique en Normandie (d'après Rioult 1968, modifié).

Figure 25 - Modalities of the liassic transgression in Normandy (modified after Rioult 1968).

la bordure est-armoricaine; les fluctuations eustatiques sont à l'origine de changements sédimentaires ou fauniques enregistrés simultanément dans toute l'Europe.

### ***La destruction des reliefs armoricains au Trias***

Tandis que le nord-est de la France, puis le centre du Bassin parisien sont envahis par des eaux marines peu profondes provenant du bassin germanique, la Basse-Normandie reste émergée et n'est jamais atteinte par cette mer triasique venant de l'est (fig. 25). Au nord des granites de la Mancellia, les fleuves s'écoulent en direction du Cotentin et des fonds actuels de la Manche, transportant cailloutis, sables et argiles issus du décapage des altérites et comblant les dépressions de la pénélaine armoricaine post-varisque, entre Falaise et Carentan.

### ***Les premières lèches marines jurassiques (Hettangien)***

Au début du Jurassique, le Massif armoricain se présente comme une vaste pénélaine. Ailleurs, dans le reste du Bassin parisien, la mer liasique (Jurassique inférieur), toujours sous la dépendance des bassins souabe et téthysien, continue à progresser d'est en ouest et prolonge l'évolution sédimentaire du Trias. En Normandie, la transgression hettangienne s'amorce à l'est du Cotentin et à l'extrémité du Bessin, définissant le Golfe du Cotentin (fig. 25). Cette lèche marine jurassique est directement liée à l'invasion du réseau de drainage triasique. Les eaux marines remontent ce réseau du nord au sud pour former un golfe sur le Cotentin qui s'étendra peu à peu au Sinémurien, vers le sud et surtout vers l'est, en direction du Bessin (Rioult 1968). Le reste de la marge orientale armoricaine émergée est soumis à une érosion continentale sous un climat chaud à humide, à saisons contrastées.

### ***L'amplification de la transgression liasique (Sinémurien)***

Au Sinémurien, des alternances argiles-calcaires (Calcaires à Gryphées) épaisses (110 m dans le Cotentin) et monotones recouvrent l'ensemble du Cotentin et du Bessin (fig. 23 et 25).

Au cours d'une première étape, (Sinémurien inférieur), la transgression sinémurienne envahit les zones les plus basses de la pénélaine hercynienne. Elle s'avance d'abord vers le sud (Cartigny) et vers l'est (Trévières), ainsi qu'à l'aplomb de la Baie de Seine, puis jusqu'à Bayeux. L'accumulation sédimentaire des Calcaires à Gryphées, maximale dans le bassin de Sainte-Mère-Église (100 m), se biseaute en direction du Bessin occidental (40 m à 10 m). Lors d'une seconde étape (Sinémurien supérieur : Lotharingien), les eaux marines atteignent les écueils paléozoïques au sud-ouest de Caen (Synclinal de May). Les faciès marneux (0,5-2 m) se chargent en sables, graviers, galets triasiques, grains et oïdes ferrugineux, autour de ces îlots émergés. Le voisinage des écueils modifie les conditions hydrodynamiques. Au contraire, dans le Bessin, le faciès demeure argileux et pyriteux à la base.

### ***La généralisation de la transgression liasique sur l'Armorique (Pliensbachien à Toarcien)***

C'est à partir du Pliensbachien que s'établit la jonction entre les eaux atlantiques cantonnées dans le Golfe du Cotentin et le Bes-

sin et téthysiennes du Bassin parisien (Rioult 1968). La bordure armoricaine est alors rapidement envahie par la montée des eaux, faisant reculer la ligne de rivage vers l'Ouest. Le trait de côte reste très irrégulier, les reliefs résiduels de la pénélaine post-varisque dessinent des caps et des baies, qui deviendront îles et écueils au fur et à mesure de l'avancée de la transgression.

Une première zonation paléogéographique de la bordure armoricaine s'organise de part et d'autre de l'Éperon du Perche. Sur la partie externe de la plate-forme armoricaine (Cotentin, Bessin, Baie de Seine), les dépôts biomicritiques carixiens des Calcaires à bélemnites (Calcaire à *Cincta numismalis*) prolongent les faciès de mer ouverte des Calcaires à Gryphées sinémuriens. En domaine interne, au voisinage des écueils paléozoïques (Campagnes de Caen et Falaise), les faciès calcaires bioclastiques, gréseux ou conglomératiques, s'enrichissent en passées lumachelliques et crinoïdiques, poches à Gastropodes et Brachiopodes sur les écueils eux-mêmes.

À la fin du Pliensbachien, les dépôts marins, plus marneux au centre du Bassin parisien, s'enrichissent en carbonates à proximité du rivage armoricain, avec des calcaires à Bélemnites reconnus sur toute la bordure normande (Banc de Roc). Le maximum de la transgression liasique est atteint au Toarcien inférieur, avec des argiles noires homogènes, finement laminées et riches en matières organiques (schistes cartons) qui recouvrent la totalité du Bassin parisien (Dugué *et al.* 1998). Elles attestent un environnement à la fois calme et anoxique qui asphyxie la faune benthique. Le dépôt des calcaires à ammonites marque ensuite le retour à une sédimentation carbonatée et à des conditions de vie plus favorables. La bordure armoricaine se trouve alors baignée par des eaux soumises tantôt aux influences nordiques froides ou boréales, tantôt aux remontées des eaux méridionales chaudes ou téthysiennes. À la fin du Jurassique inférieur, la sédimentation terrigène y devient alors plus saccadée avec une série d'érosions, de lacunes de dépôt et de faciès condensés ferrugineux.

### ***La plate-forme carbonatée tropicale armoricaine du Dogger (Bajocien à Bathonien)***

Une nouvelle transgression jurassique (Aalénien à Bathonien inférieur) recouvre tout le nord de l'Armorique, du Cotentin au Bessin et jusqu'au sud de la Campagne de Caen et dépose des boues argilo-calcaires mêlées à des silts quartzeux (Malière). Inconnues sur l'Éperon du Perche, toujours émergées, elles réapparaissent sur sa bordure sud, dans la campagne d'Alençon, sous forme de sables grossiers quartzeux. Ces épandages détritiques nivellent les irrégularités des fonds sous-marins.

Une nouvelle paléogéographie s'ébauche progressivement le long de la bordure armoricaine avec le stockage des apports terrigènes sur les terres armoricaines, le réchauffement des eaux et la disparition des ammonites boréales, puis finalement la construction d'une plate-forme carbonatée qui atteindra son apogée au Bathonien moyen. Les reliefs de l'Éperon du Perche sont alors progressivement recouverts, ne laissant plus subsister que quelques écueils paléozoïques.

La sédimentation condensée à la fois carbonatée et ferrugineuse (Oolithe ferrugineuse de Bayeux), visible dans la coupe du stra-

totype historique de l'étage Bajocien (falaises de Sainte-Honore-des-Pertes) ne persiste que brièvement sur la plate-forme septentrionale armoricaine, entre le Bessin, la Plaine de Caen et l'Estuaire de la Seine.

En revanche, un régime carbonaté s'impose déjà au Sud entre Falaise et la Campagne d'Alençon, préfigurant la vaste plate-forme carbonatée bajo-bathonienne armoricaine (fig. 23 et 24). La zonation de la plate-forme carbonatée tropicale atteint son apogée et présente sa plus grande extension latérale au Bathonien moyen. Un vaste domaine littoral avec des calcaires boueux soumis périodiquement à des émerSIONS, s'étend sur et à la périphérie de l'Éperon du Perche (Calcaire de Valframbert) (fig. 24 et 26). À la périphérie, cette lagune se trouve protégée des courants marins par des cordons de dunes sous-marines. Ils sont formés de sables coquilliers et oolithiques migrant vers le nord, sous l'action des courants de marée et recouvrant une partie des vasières marines plus profondes à *Bositra buchii* du Sillon marneux, au nord de la bordure armoricaine. La persistance d'écueils paléozoïques, en créant des conditions hydrodynamiques plus élevées, perturbe localement cette répartition des sédiments.

Au terme de cette phase régressive et à la limite Bathonien moyen/Bathonien supérieur, la plate-forme carbonatée armoricaine subit des changements hydrodynamiques, sédimentaires et fauniques, à la suite d'un basculement vers le sud du bloc armoricain (Fily 1980). Les principaux écueils s'effacent. L'érosion affecte plus particulièrement les reliefs de l'Éperon du Perche avec un démantèlement ménagé des écueils de Sées (Fily 1980). Au nord, la direction de migration des corps sédimentaires est modifiée avec des paléocourants maintenant dirigés vers l'est (Calcaire de Blainville, Bathonien moyen), puis vers le sud-est (Calcaire de Ranville, Bathonien supérieur) et finalement vers

le sud (Calcaire de Langrune, Bathonien supérieur) (fig. 26b). Dans le même temps, les apports argileux changent avec l'arrivée de la kaolinite (Rioult *et al.* 1991; Dugué *et al.* 1998).

### *L'envasement de la plate-forme carbonatée armoricaine, à la fin du Jurassique moyen*

Des incursions marines d'affinités boréales envahissent à plusieurs reprises la plate-forme armoricaine en progressant de plus en plus loin vers le sud (fig. 26a). En témoignent des calcaires marneux fossilifères dont des espèces à brachiopodes sont identifiées depuis l'Angleterre jusqu'au Maine.

Dès la fin du Bathonien supérieur, les plates-formes carbonatées bajo-bathoniennes sont définitivement ennoyées sous les terrigènes fins, avec l'installation de vasières à brachiopodes sur la bordure est-armoricaine (Argiles de Lion) (fig. 26c). Les argiles marines du Sillon marneux péri-armoricain envahissent la plate-forme armoricaine à la faveur de la transgression dite "callovienne", d'extension mondiale. Les derniers écueils paléozoïques sont définitivement ennoyés au Callovien inférieur. Mais, dans ces vasières, la fréquence des apports continentaux organiques (bois flottés, spores, vertébrés terrestres) ou détritiques (silts quartzeux) témoigne néanmoins de la proximité d'un rivage à chercher aux confins occidentaux du département actuel du Calvados. L'Éperon du Perche, même ennoyé, demeure un haut-fond instable (Callovien inférieur et moyen).

### La carrière de Ranville

Dans la Campagne de Caen, les affleurements géologiques les plus anciens sont datés du Bathonien; néanmoins, de nombreux forages profonds ont traversé le sous-sol de Ranville. En particulier, les forages de prospection minière pour la recherche

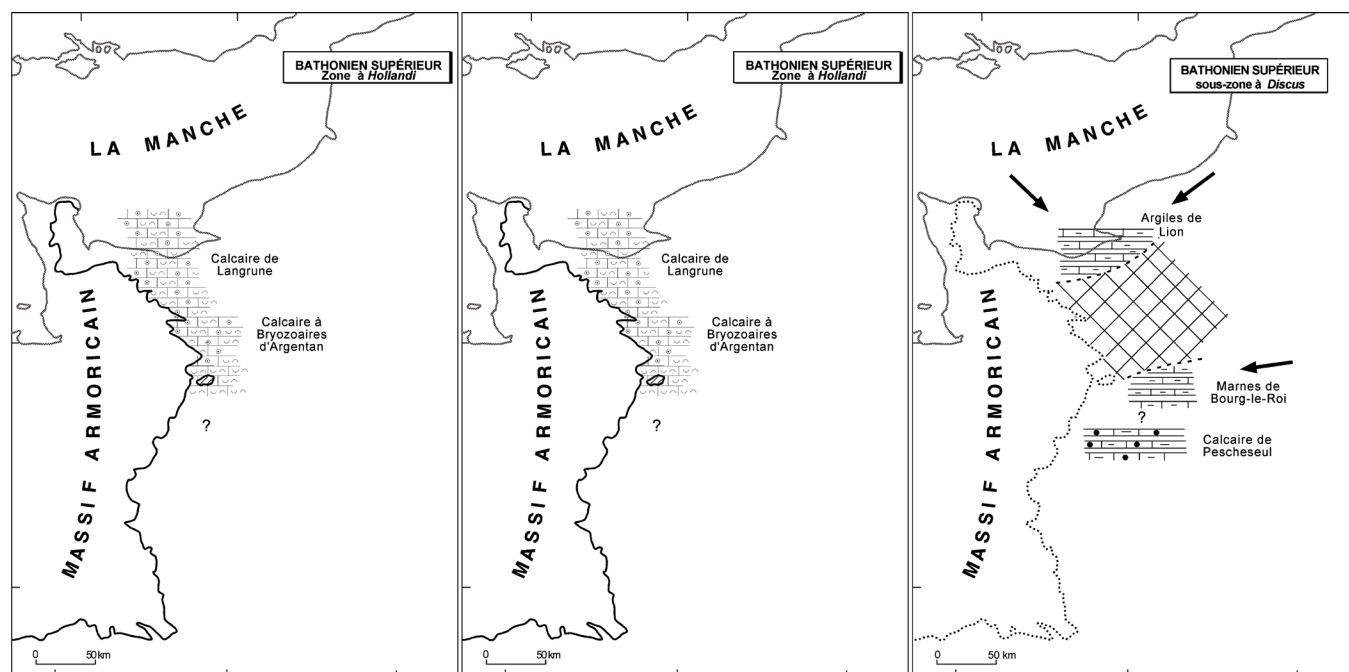


Figure 26 - Esquisse paléogéographique de la bordure Est-armoricaine au Bathonien moyen (a), au Bathonien supérieur (b) (d'après Rioult *et al.* 1991, modifié) et Bathonien terminal (c) (Dugué 1989).

Figure 26 - Paleogeographic outline of the Eastern-Armorican border of the Middle Bathonian (a), of the Upper Bathonian (b) (modified after Rioult *et al.* 1991) and the Terminal Bathonian (c) (Dugué 1989).

du minerai de fer ordovicien ont mis en évidence une structure synclinale paléozoïque similaire à celles décrites au Sud de Caen (May-sur-Orne et Urville) (Doré 1971). Les terrains gréseux et schisteux, briovériens et paléozoïques, appartiennent à l'extrémité nord-orientale du Massif armoricain et sont entièrement masqués sous une couverture mésozoïque peu épaisse (moins de 100 m), argileuse à calcaire. Cette série mésozoïque décrit les terrains déposés entre la fin du Lias (Pliensbachien) et la fin du Bathonien. Les premiers dépôts liasiques en discordance sur la série paléozoïque s'expliquent par l'arrivée tardive de la transgression jurassique dans la Campagne de Caen. Des terrains plus récents que ceux du Bathonien ont recouvert le secteur de Ranville. En témoignent, par exemple, les couches marneuses et marno-calcaires du Callovien, exploitées à la base de la cuesta callovienne de Bavent à proximité de la carrière de Ranville. Mais, des déformations à grand rayon de courbure, associées à des érosions, à la fin du Jurassique, du Crétacé puis au Cénozoïque ont découpé les ter-

rains mésozoïques. Les dépôts éoliens quaternaires périglaciaires (löss) recouvrent finalement ces terrains altérés et érodés.

La carrière de Ranville offre une coupe verticale (40 m environ) des terrains du Bathonien moyen-supérieur, avec une succession d'unités calcaires massives à stratifications obliques (Calcaire de Langrune, Calcaire de Ranville, Calcaire de Blainville), séparées par des unités plus marneuses, moins épaisses, mais plus fossilifères (Caillasses de la Basse-Écarde) (fig. 23). Les couches pendent vers le nord-est. Seules les formations présentes au sommet de cette carrière et en relation avec les conduits karstiques sont décrites.

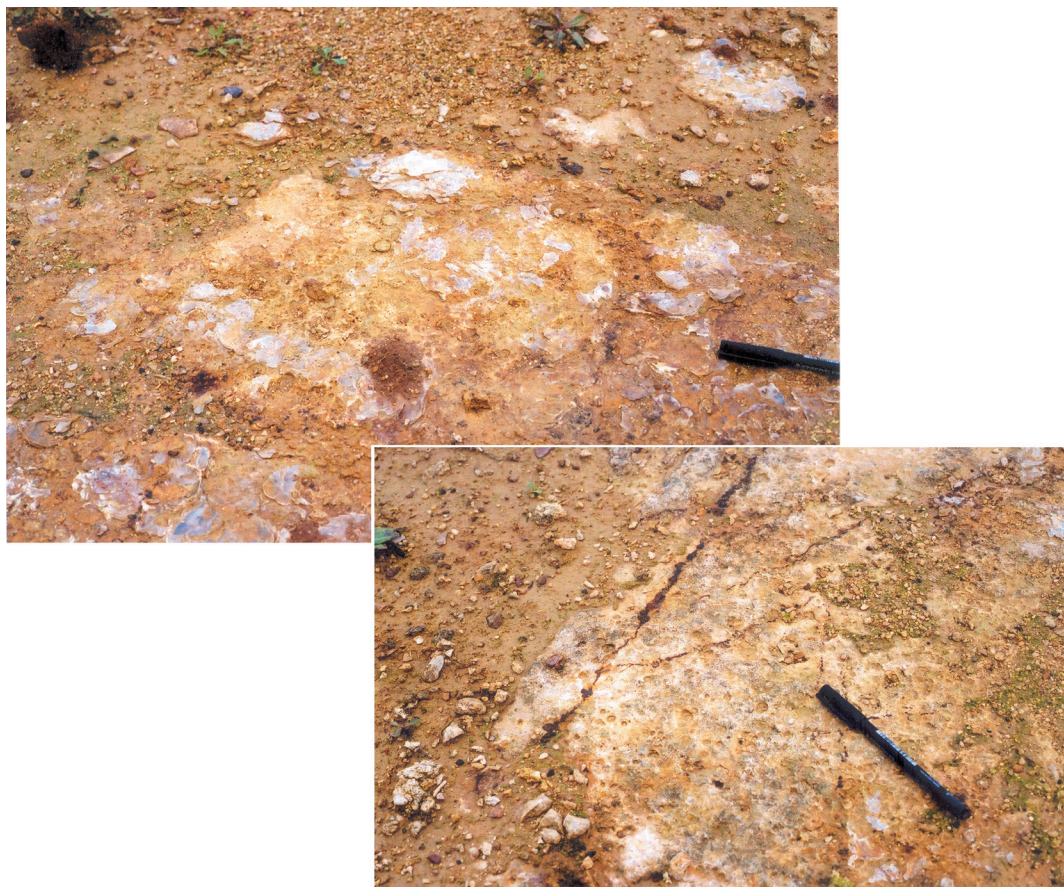
***Formation du Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur, 10 m)***

Le Calcaire de Langrune est un calcaire grossier à la base, bioclastique et oolithique à stratification oblique. Les faciès s'enri-



**Figure 27** - a : front de taille de la carrière de Ranville présentant la totalité de la formation du Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur) avec des litages obliques et b : détail des faisceaux de calcaire à litages obliques dans le Calcaire de Langrune (clichés Olivier Dugué).  
*Figure 27 - a : The Ranville quarry extraction face presenting the entire Langrune limestone formation (Upper Bathonian) with cross bedding and b : details of the limestone strata with cross bedding in the Langrune limestone (photos Olivier Dugué).*





**Figure 28** - a : surface de Lion au sommet du Calcaire de Langrune présentant des encroûtements des calcaires par des huîtres, des perforations et des ferruginisations et b : détail des perforations (clichés Olivier Dugué).

Figure 28 - a: Surface of Lion capping the Langrune limestone, presenting oyster deposits on the limestone, perforations and iron deposits and b: detail of the perforations (photos Olivier Dugué).

chissent en oolithes vers le sommet de l'unité. Ces dépôts calcaires contiennent plus de 90% de  $\text{CaCO}_3$ . Le litage oblique (fig. 27) décrit des mégarides plurimétriques subtidales dont les paléocourants portaient vers le sud (Fily 1980).

Son microfaciès carbonaté est une biosparite avec oolithes à texture de packstone. Les bioclastes d'Échinodermes, Brachiopodes et Bryozoaires et en proportion moindre de Bivalves et de Gastropodes sont nombreux et assez bien triés. La phase détritique reste insignifiante. À l'échelle de la formation il y a un passage progressif d'une biosparite grossière à texture de packstone vers une biosparite assez bien classée avec coquilles conservées à texture de packstone/grainstone et finalement vers une oosparite fine bien triée à texture de grainstone.

La macrofaune marine est diversifiée (Riout et al. 1989), avec de nombreux Brachiopodes, Bivalves, coloniales de Crinoïdes, marginales d'Étoiles de mer, Oursins, Gastropodes, Polypiers et Éponges calcaires. L'environnement sédimentaire est une plate-forme carbonatée où se déposent des sables coquilliers et oolithiques sous une énergie modérée, en construisant des dunes subtidales migrant vers le sud (fig. 26b).

### Surface de Lion-sur-Mer

Le Calcaire de Langrune est érodé par la Surface de Lion-sur-Mer, définie dans cette localité de la Côte de Nacre. Cette discontinuité est une surface d'érosion irrégulière durcie, perforée

et encroûtée par des huîtres, avec enduits pyriteux à limoniteux (fig. 28). Elle sépare très nettement les calcaires bioclastiques blanchâtres bathoniens des marnes et calcaires argileux grisâtres du Bathonien terminal (Argiles de Lion ou *Cornbrash* inférieur). Reconnue sur toute la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien, du Maine à l'Angleterre, elle se trouve associée à des changements lithologiques, sédimentologiques et faunistiques (Riout & Fily 1975; Dugué 1989) qui annoncent l'envasement définitif de la plate-forme carbonatée bathonienne.

### Formation des Argiles de Lion-sur-Mer (Bathonien terminal)

Les irrégularités du sommet érodé du Calcaire de Langrune sont nivelées par plusieurs bancs calcaires coquilliers mal stratifiés (0,8 m), passant à des alternances d'épaisseur décimétrique, marno-calcaires, à Brachiopodes et Huîtres (3 m) qui définissent la Formation des Argiles de Lion (fig. 29). La base des bancs calcaires est souvent très irrégulière, avec des gouttières d'érosion comblées par des accumulations lumachelliques de Brachiopodes ou présentant des réseaux de *Thalassimoides*. La bioturbation est importante dans tous ces faciès carbonatés, avec des concentrations de bioclastes.

Le microfaciès carbonaté est une biomicrite à texture de *wackestone/packstone*. La phase détritique quartzreuse est rare et les bioclastes hétérométriques de Brachiopodes et d'Huîtres sont ourlés par des films pyriteux.



**Figure 29** - Les Argiles de Lion (Bathonien terminal) : alternances de marnes et de calcaires marneux surmontant le surface de Lion (cliché Olivier Dugué).

*Figure 29 - The Lion Clays (Terminal Bathonian): alternating marls and marly limestone capping the Lion surface (photo Olivier Dugué).*

Les apports argileux, à illite et kaolinite, redeviennent prédominants sur la plate-forme et inhibent toute sédimentation oolithique. La teneur en  $\text{CaCO}_3$  chute brutalement sous ces apports terrigènes fins. Ces changements sédimentaires et fauniques datés du Bathonien terminal annoncent ceux du Callovien, avec le remplacement progressif des alternances marno-calcaires par

des marnes à Brachipodes de vasières marines externes (Marnes d'Escoville, Marnes d'Argences, Callovien inférieur).

### Pour conclure...

La carrière de Ranville est l'une des dernières coupes présentant la série du Bathonien supérieur autour de Caen. Cette coupe enregistre les modalités des ultimes dépôts carbonatés de la plate-forme armoricaine du Dogger et les étapes de son envasement progressif. Les conduits karstiques trouvés dans la Formation du Calcaire de Langrune et sous la faible couverture des Argiles de Lion s'expliquent par une dissolution physico-chimique des calcaires. D'autres cavités sont connues le long de la vallée de l'Orne et apparaissent en étroite relation avec l'encaissement de l'Orne, à la fin du Cénozoïque. De tels karsts ont pu constituer des pièges pour des animaux préhistoriques, voire soutirer des niveaux archéologiques comme à Ranville, mais ils jouent également un rôle très important dans les écoulements souterrains de la nappe aquifère du Dogger qui alimente les agglomérations de la Campagne de Caen.

Enfin, les calcaires du Jurassique ont livré une abondante matière première siliceuse (silex, calcaires silicifiés) soit à l'affleurement, soit dans les formations superficielles liées à leur démantèlement (argiles à silex). Le silex du Jurassique a été exploité durant toute la Préhistoire et le début de la Protohistoire, principalement les faciès du Jurassique moyen. Les silex et les calcaires silicifiés collectés dans le réseau karstique de Ranville ne peuvent provenir d'une exploitation directe des calcaires rencontrés sur le site qui en sont dépourvus. Un examen macroscopique des silex indiquerait plutôt une origine des matières premières mises en œuvre par les Paléolithiques à rechercher dans les séries calcaires de la base du Bathonien moyen affleurant à l'ouest et au sud du site de Ranville, et/ou dans les argiles à silex qui tapissent la bordure occidentale du plateau scarifié par le bassin de l'Orne, dans les nappes alluviales de l'Orne ou dans celles de ses affluents (*cf.* chapitre 8).