

## CHAPITRE 3

# CONTEXTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU KARST

Sylvie COUTARD

Comme cela a été précédemment évoqué, le site se trouve sur un plateau qui borde la vallée de l'Orne en rive droite. Le replat s'inscrit donc dans le système des terrasses alluviales de l'Orne (fig. 30). La butte du château d'eau, qui culmine à 43 m au nord-ouest de la carrière, se situe légèrement en éperon entre l'Orne et la vallée de l'Aiguillon au nord-est. Elle est bordée au sud-est par le vallon sec du Val Marais. Les pentes de la butte du château d'eau sont dissymétriques. À l'est, les pentes vers le vallon sont convexo-concaves. Au nord-ouest, le versant vient mourir sur un replat à 30-35 m séparé du fond de la vallée de l'Orne par un abrupt dont le commandement varie de 20 à 25 m. Le fond actuel de la vallée, qui correspond au sommet du remblaiement holocène, se trouve actuellement à +4 m NGF, alors que le toit de la nappe de fond weichselienne est à -14 m NGF.

### Rappel du contexte géologique

L'ensemble de la carrière s'ouvre dans les formations du Bathonien supérieur (Rioult *et al.* 1989)(fig. 31).

La partie inférieure de la carrière se place dans la formation du Calcaire de Ranville, calcaire bioclastique à crinoïdes et bryozaires et à stratifications obliques comprenant plusieurs surfaces durcies. Son épaisseur totale atteint 10 à 12 m. Il est surmonté par la Caillasse de la Basse-Ecarde, formation marno-calcaire bioturbée, riche en lentilles de calcaires récifaux, de 6 m d'épaisseur. Au sommet de cette caillasse se placent les Marnes blondes, marnes fossilifères à nombreux bioclastes et oolithes.

La partie supérieure de la carrière, et donc le système karstique, s'inscrit dans le Calcaire de Langrune (8-10 m d'épaisseur) qui se termine par un hard-ground à huîtres (surface durcie de grande extension latérale). Le Calcaire de Langrune est un calcaire bioclastique et oolithique de type calcarénite à passées lumachelles et à stratifications obliques qui contient jusqu'à 90% de carbonates. Des pavages coquilliers s'observent à la base de chenaux progradants. Les stratifications obliques prennent souvent une allure entrecroisée avec des biseaux courts et changeants. L'épaisseur des faisceaux est de 5 à 30 cm. Leurs limites consti-



Figure 30 - Vues aériennes du site, de l'embouchure de l'Orne et de la frange littorale (clichés Jean Desloges).

Figure 30 - Aerial views of the site, from the Orne river mouth to the littoral fringe (photos Jean Desloges).

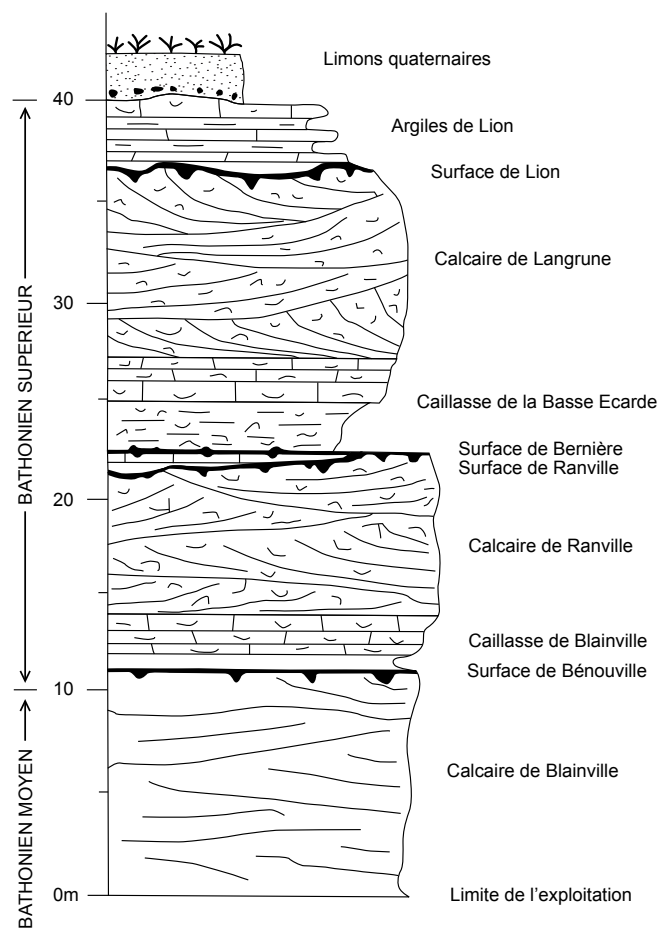


Figure 31 - Coupe géologique de la carrière de Ranville (d'après Dugué 1983).  
Figure 31 - Geological section of the Ranville quarry (after Dugué 1983).

tuent des points d'attaque préférentiels pour la karstification. La surface terminale de type *hard-ground*, ou surface de Lion-sur-Mer, est irrégulièrement érodée. Elle constitue une discontinuité de sédimentation majeure, qui marque la fin du régime carbonaté bathonien sur la plate-forme armoricaine. Le *hard-ground* peut faire entre 5 et 60 cm d'épaisseur et possède une résistance mécanique élevée. Au-dessus du karst fouillé dans la carrière de Ranville, il se trouve vers 30 m NGF. Le *hard-ground* est cependant fracturé, l'orientation la plus souvent relevée allant de N20 à N40 (Delabroise 1983).

Le Calcaire de Langrune est surmonté par les alternances marno-calcaires des Argiles de Lion-sur-Mer (2 à 4 m d'épaisseur) à couches argileuses et bancs de calcaire biomicritique. La couche basale est à dominante argileuse. Les marnes alternent avec des bancs calcaires biomicritiques, plus ou moins noduleux, localement lumachelliques, épais de 15 à 20 cm et fortement bioturbés. La teneur en  $\text{CaCO}_3$  y est inférieure à 50%. Le cortège de minéraux argileux est dominé par l'illite, accompagnée de kaolinite et d'interstratifiés de type 10-14s. Les Argiles de Lion se terminent par une surface bioturbée à large réseau polygonal de pistes-galeries de Thalassinoïdes.

La série présente à Ranville se terminerait par quelques décimètres de marnes calloviennes correspondant à la base des Marnes d'Escoville du Callovien inférieur, identifiées grâce à la présence de petites huîtres typiques, visibles sous le château d'eau. En

effet, M. Rioult (cité par Pellerin 1968:152, note bas de page), a noté la présence de *Liostrea* et de *Zeilleridé* appartenant à la base du Callovien dans la butte du château d'eau. Régionalement, les Marnes d'Escoville peuvent atteindre 20 m d'épaisseur. Elles débutent par des marnes bleues-noires, massives, à cassure conchoïdale, épaisses de 7 à 8 m et contenant de gros nodules calcaires à environ 5 m de la base. Ensuite apparaissent des alternances marno-calcaires (12-13 m). Les minéraux argileux sont surtout la kaolinite et l'illite, associés à de plus rares interstratifiés à base de chlorite. Les marnes sont chargées en silt quartzueux. Les petites *Catinula* costées apparaissent à la partie supérieure.

À Ranville, les marnes calloviennes restent difficiles à identifier en tant que telles. On peut remarquer que sous la nappe alluviale à silex des avant-buttes du Pays d'Auge, les marnes calloviennes sont décarbonatées sur plus de 2 mètres. La situation peut être semblable à Ranville.

Le pendage général des couches est de l'ordre de 0,5% vers le N-NE. Il est également possible que des failles provoquent des décalages au sein de la série dans la carrière.

### Les dépôts à galets à 43 m NGF

La présence des dépôts à galets autour de 43 m dans la carrière de Ranville, bien que sans aucun lien avec l'occupation paléolithique elle-même, reste importante dans la mesure où l'on retrouve ses constituants dans les formations de couverture et dans le remplissage du karst.

### Description

Près du château d'eau, une fosse de drainage permet d'apercevoir les dépôts décrits par J. Pellerin en 1963, mais dans des conditions loin d'être idéales (coulées boueuses, coupes affaissées).

Au-dessus de ce qui semble être les argiles calloviennes (argiles grisâtres contenant de petites huîtres), on observe un ensemble argileux orangé (7,5 YR 6/8 à 10 YR 6/8) à granules noirs (pisolithes de fer), et à galets de silex, grès à patine brune, quartz et poudingue tertiaire. La matrice contient également une fraction sableuse. Dans la partie supérieure de la coupe est, le sédiment, toujours riche en galets dont certains atteignent 20 cm, présente une matrice plus limoneuse brun-gris (horizon de surface). Les galets sont patinés (grès et silex à patine brune), la cassure des silex est souvent écaillée, des auréoles ferrugineuses se sont développées. Plusieurs galets, en particulier des silex, portent de nombreuses traces de coups d'ongle. Les observations de Pellerin (1968) montraient la prédominance du silex (40-45% des galets entre 4 et 6 cm) et du quartz (30%), à laquelle s'ajoutait une proportion relative très forte de grès du type Cinglais (3 à 10% selon les tailles).

L'épaisseur probable de la formation est de l'ordre d'un mètre (70 cm selon Pellerin, 1968).

Plus bas, dans la rampe d'accès au château d'eau, on retrouve des galets en système de loupes imbriquées montrant un pendage im-

portant, atteignant 20° (dépôts de pente et/ou soutirage ?). L'assemblage des galets est compact, parfois granoclassé. Les galets peuvent atteindre une grande taille, supérieure à 30 cm. La pétrographie est semblable à celle de la formation décrite précédemment. On retrouve des galets portant des coups d'ongle. Parmi les silex observés, seul un rognon de silex s'est avéré être d'une très bonne qualité. Les autres souffrent d'une gélivation interne qui les rend impropres à la taille, allié à une altération ferrugineuse. En l'état actuel des observations, rien ne permet de déterminer s'il s'agit de silex crétacés ou jurassiques. Leur origine peut éventuellement être recherchée dans le Cinglais (d'où peuvent provenir également les poudingues tertiaires, connus par ailleurs dans les alluvions de l'Orne) à moins qu'ils ne proviennent d'affleurements crétacés de la Baie de Seine.

### Âge et signification des dépôts

La butte de Ranville n'est plus qu'un lambeau isolé, dont la position est peu claire. Selon Pellerin (1968), il s'agirait d'un dépôt fluviomaritime "à mettre en relation avec l'ensemble des estuaires de l'Orne et de la Dives", reconnu également à Colombelles et Longueval.

Ainsi, selon le système développé par J. Pellerin dans les années 60 (1968:152), et contrairement à la carte géologique (qui indique un lambeau de terrasse Fv), la formation sédimentaire de Ranville, située à 43 m d'altitude, serait un remblaiement marin de la transgression redonienne (Pliocène), à mettre en relation avec les sables marins pliocènes observés à Hérouville lors de la création de la ZUP (Pellerin 1977).

Selon Pellerin, Ranville ne se situe pas sur un ancien cours de la Dives, dont la vallée, vu la topographie, n'a jamais dû s'étendre dans ce secteur. Les matériaux composant l'épandage de 43 m proviendraient donc plutôt de la vallée de l'Orne (roches du so-

cle, poudingues tertiaires et silex). La présence des poudingues tertiaires parmi les galets témoigne de l'ancienneté du dépôt car dans les phases ultérieures, l'Orne est trop encaissée pour entraîner des matériaux de ce type.

En l'état actuel des connaissances, ces dépôts peuvent être attribués au Pléistocène inférieur, sans plus de précision.

## Terrasses et karsts dans la vallée de l'Orne

### Le système de terrasses de l'Orne

Quatre ensembles de nappes, dont la pente du profil longitudinal est de plus en plus accentuée vers l'aval, ont été distingués dans la vallée de l'Orne, de la plus récente à la plus ancienne (Pellerin 1977; Rioult *et al.* 1989) (fig. 32 et 33) :

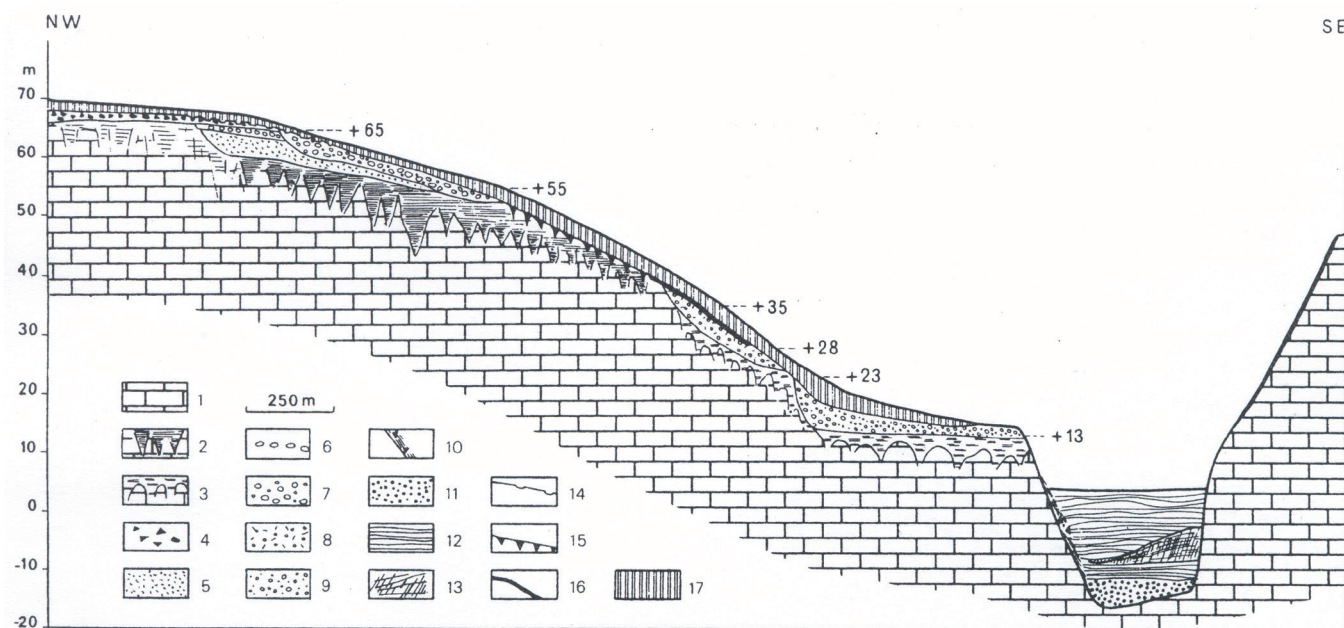
Fy : alluvions fluviales weichseliennes : nappe de fond non altérée, reposant sur le bedrock calcaire entre -11 m à Caen et -30/35 m NGF à Ouistreham. Les nappes weichseliennes sont carbonatées;

Fx : nappe alluviale saaliennne (base +7 m à l'embouchure de l'Orne, +15-20 m autour de Caen). C'est la mieux conservée. Elle est recoupée à l'aval par des dépôts marins eemiens;

Fw : nappe elsterienne (base +22 m à l'embouchure de l'Orne). Beaucoup plus altérée et rubéfiée, souvent confondue avec la saaliennne sauf à l'aval de Caen;

Fv : nappe alluviale du Pléistocène ancien (+55 m à l'embouchure de l'Orne, 58 m à 69 m à Hérouville). Elle repose sur les sables marins du Pléistocène ancien, qu'elle ravine. Les galets sont très altérés (gangues ferrugineuses, porosité importante, présence de kaolinite).

Ces nappes alluviales sont généralement décarbonatées et dépourvues de faune. La stratigraphie relative des formations al-



1 - Calcaire jurassique; 2 - Karst pré-Quaternaire ancien; 3 - Karst postérieur au Quaternaire moyen; 4 - Gravieres d'épandage pré-Quaternaire; 5 - Sables marins du Quaternaire ancien; 6 et 7 - Nappes fluviales du Quaternaire ancien; 8 et 9 - Nappes du Quaternaire moyen, 8 : Elstérien probable, 9 : Saalien probable; 10 - Dépôts de pente weichselien; 11 - Nappe weichselienne de fond; 12 - Fluvio-marine flandrienne; 13 - Tourbes holocènes; 14 - Phénomènes de congélation; 15 - Fentes de gel; 16 - Versant remodelé par gélivation; 17 - Less calcaires weichseliens.

Figure 32 - Coupe synthétique du Quaternaire continental de la vallée de l'Orne dans la région de Caen (d'après Pellerin 1977, repris dans carte géologique de Caen).

Figure 32 - Synthetic section of the Continental Quaternary Orne valley in the Caen region (after Pellerin 1977, from the Carte géologique de Caen).

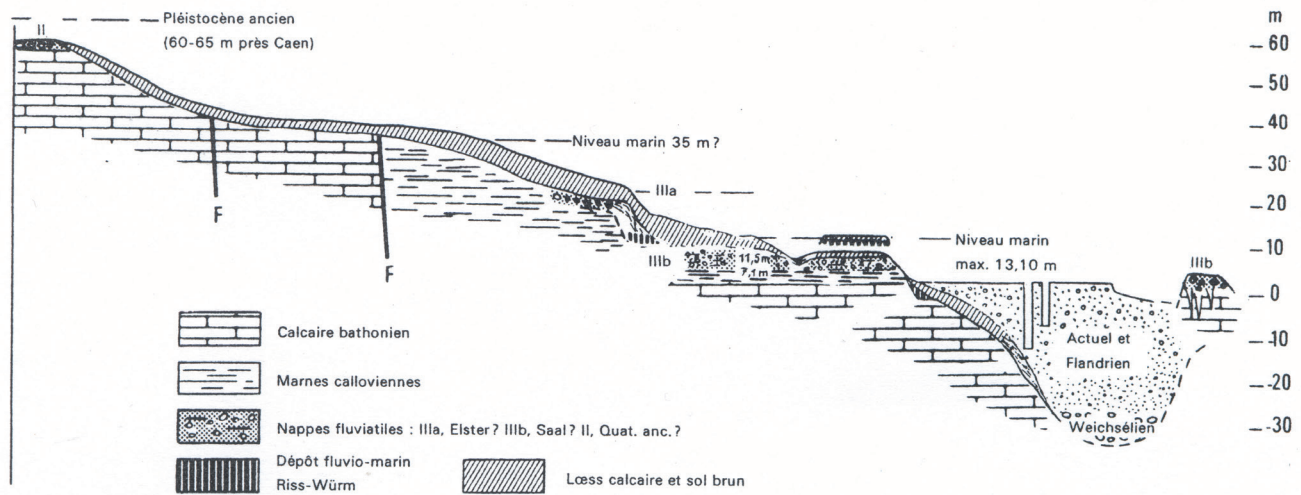


Figure 33 - Le Quaternaire de l'embouchure de l'Orne (d'après Pellerin 1977, repris dans carte géologique de Caen).

Figure 33 - The Quaternary at the Orne river mouth (after Pellerin 1977, from the Carte géologique de Caen).

luviales est fondée sur l'étude des altérations (en particulier altération des galets de granite et de schistes briovériens; Pellerin *et al.* 1970) et tient compte de l'intercalation des systèmes marins et fluviatiles quaternaires dans les estuaires. L'étude sédimentologique des alluvions a permis de rattacher les nappes à des épisodes froids (blocs glaciels transportés par radeaux de glace, dépôts de rivières en tresses). Les nappes alluviales témoignent de l'existence de larges vallées à fond plat, remblayées par des alluvions caillouteuses à gros blocs, issues des bassins amont (schistes gréseux, quartzite, grès, granite pour l'Orne). Les analyses effectuées sur les galets de schistes gréseux briovériens et de granite montrent l'apparition de la vermiculite dans la nappe moyenne aux dépens de la chlorite puis la disparition de ces minéraux remplacés par la kaolinite dans la nappe du Pléistocène ancien.

En ce qui concerne Ranville, Pellerin (1968) place une terrasse alluviale IIIa au niveau de l'ancienne carrière et de la cimenterie autour de 30-35 m d'altitude (fig. 32). Plus récente, la carte géologique Caen indique un lambeau de terrasse Fx. Dans les deux cas, il s'agit de lambeaux de nappes datant du Pléistocène moyen.

### La répartition des systèmes karstiques dans la vallée de l'Orne

Les systèmes karstiques de la vallée de l'Orne ont été étudiés par Pellerin (1968, 1977), en particulier à la faveur des excavations menées lors de la construction des nouveaux quartiers d'Hérouville-Saint-Clair. Différents systèmes karstiques sont associés à différents niveaux de base, l'élaboration des réseaux étant liée au creusement progressif de la vallée.

Selon Pellerin (1977), le karst situé vers 60 m d'altitude est un karst à pitons pré-Pliocène comblé par une argile d'altération jaune-rougeâtre (voire verdâtre lors de l'extraction). Il se développe entre 42-45 m et 67 m d'altitude. Des alluvions de la haute terrasse de l'Orne recouvrent souvent ce karst mais sans jamais pénétrer à l'intérieur des poches. Il pré-existerait donc les hautes nappes de l'Orne. Ce karst est en continuité topographique avec

les argiles à silex du Bessin et stratigraphiquement situé sous le Pléistocène ancien marin qui le ravine (Rioullet *et al.* 1989:49).

Par contre, les systèmes développés à des altitudes inférieures sont plus récents. L'altération a ainsi affecté les calcaires sous-jacents à la nappe IIIa (20 à 30 m; Fw; Quaternaire moyen ?) sous la forme d'un karst parfois rempli d'argile très rubéfiée. Quant au karst développé postérieurement à la nappe IIIb (Fx; Saalien), il est généralement ouvert avec un mince liseré argileux sur les bordures constitué d'argile non évoluée par rapport à la fraction insoluble du calcaire encaissant. La formation de ces karsts a entraîné le soutirage des alluvions.

### Description de la couverture quaternaire

Au cours de la fouille du karst de Ranville, un levé des coupes a été effectué sur le plateau afin de comprendre le contexte géomorphologique de ce karst et l'origine de son remplissage (fig. 34). Ces coupes ont depuis disparu avec l'extension de la carrière. L'épaisseur moyenne de la couverture quaternaire est de l'ordre de 3 à 4 mètres. Le front ouest est caractérisé par de fortes épaisseurs d'argiles et de marno-calcaires remaniés (Argiles de Lion remaniées) et des décharges détritiques de galets importantes, tandis que le front nord voit se développer de fortes épaisseurs de lèss, pour une large part riches en lentilles graveleuses.

### Coupe 1, dite coupe de référence

Cette coupe était située dans le haut de la rampe montant sur le palier de la carrière ("palier du *hard-ground*"), sur le front ouest (fig. 34).

De bas en haut, la stratigraphie est la suivante :

- 1 - substrat : alternances marno-calcaires bathoniennes;
- 2 - 25-35 cm d'épaisseur : argiles marmorisées massives altérées. À la base, remaniement d'éléments carbonatés débarrassés de leur gangue, dont nombreux brachiopodes;
- 3 - 0 à 35 cm d'épaisseur : lentilles de galets (diamètre 1 à 5 cm : grès, quartz, silex, brachiopodes...), probablement érosives sur argiles sous-jacentes = dynamique érosive avec plusieurs épi-

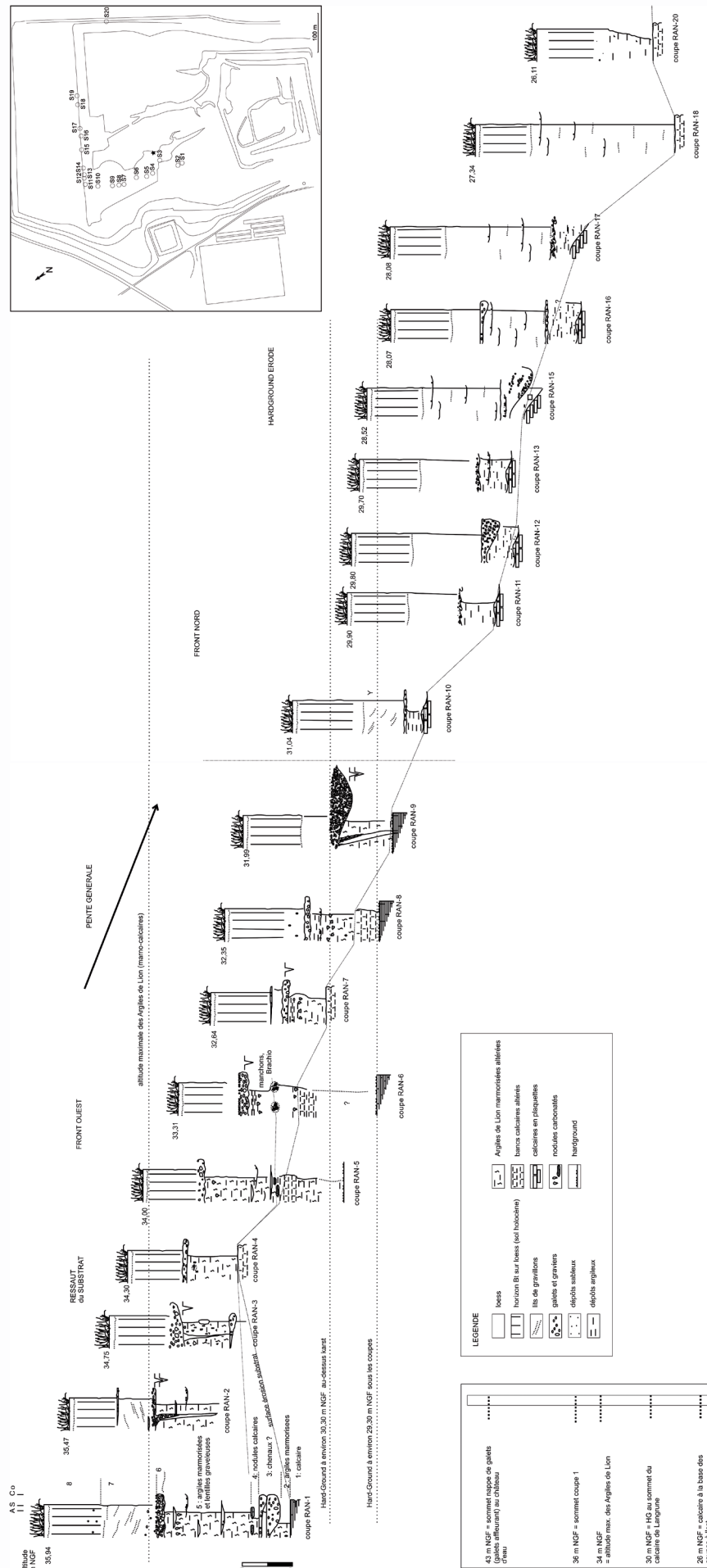


Figure 34 - Localisation et logs des coupes dans la carrière de Ranville.  
Figure 34 - Situation and logs of the sections in the Ranville quarry.

des ; entre 2 lentilles de galets, une lentille de sédiment silteux à laminations planes, tronquée;

4 - concrétionnements carbonatés : précipitation de nodules carbonatés atteignant 10 cm d'épaisseur;

5 - 180 cm d'épaisseur : silt argileux jaunâtre massif, puis épisodes de décharges graveleuses, voire de galets roulés, en lentilles. Parfois éléments anguleux (gélifracés de silex...). Certaines de ces lentilles sont uniquement constituées de débris bioclastiques issus du substrat bathonien. Précipitation de nodules carbonatés centimétriques épars;

6 - décharge majeure de galets, érosive : galets quasi-jointifs sur 15 à 30 cm d'épaisseur, sur une grande extension latérale. Le sommet des galets est plus ou moins cimenté par des carbonates. La surface sommitale de ce dépôt de galets est horizontale (troncature ?);

7 - 110 cm d'épaisseur : sédiment silteux brun-gris (lœss)

a - sur 30 cm, galets épars (= base)

b - sur 70 cm, ensemble à petites laminations obliques marquées par des petits graviers anguleux, bioturbation

c - sur 10-20 cm, sédiment plus homogène, diminution des décharges détritiques, qui sont alors planes;

8 - 120 cm d'épaisseur : silt affecté par une structure prismatique, rouge, contenant quelques galets épars dans les 70 cm inférieurs = horizon Bt de sol brun lessivé développé sur lœss weichselien.

La séquence d'événements correspondante est la suivante :

- érosion de la partie supérieure des Argiles de Lion, la couche 2 étant déjà constituée d'argiles remaniées comme l'indique la présence de fossiles;

- mise en place d'une dynamique alluviale à colluviale (système de chenaux, décharges grossières, *debris-flow*...) à la faveur d'un axe de drainage (zone basse). Les matériaux sont issus des Argiles de Lion, des calcaires, de lœss anciens (fraction silteuse bien présente), de nappes alluviales anciennes (galets). Des phases de stabilisation du milieu (couches 4 et 5) permettent la formation de nodules carbonatés qui correspondent à l'accumulation des carbonates issus des marno-calcaires dans ce point bas;

- chenalisation nette avec décharge majeure de galets en assemblage compact clast-supported (couche 6). Sans doute plusieurs événements amalgamés, érosifs sur les dépôts sous-jacents;

- dépôt de lœss à laminations obliques (couche 7), témoignant de l'intervention de processus de ruissellement pendant le dépôt (nivéo-éolien ?);

- dépôt des lœss plus homogènes (couche 8). La décarbonatation ne permet pas de dire si ce lœss contenait également des lits de granules calcaires;

- pédogenèse tardiglaciaire-holocène avec formation de l'horizon Bt.

La présence des décharges de galets chenalisées et l'épaisseur de l'ensemble 5 montrent bien que cette coupe correspond à une surépaisseur locale, de type comblement de petit vallon.

### *Les coupes du front ouest*

Sur le front de taille nord-ouest, ce schéma se retrouve dans l'ensemble des coupes avec des variantes, en particulier dans l'épaisseur de l'ensemble 7 (lœss à laminations) et dans le nombre de niveaux à galets.

Dans l'ensemble des coupes, la base est constituée de dépôts marmorisés, comparables à la couche 1 de la coupe de référence. Les fantômes des alternances marno-calcaires sont parfois visibles, témoignant d'une altération sur place du substrat. Les nodules carbonatés, absents de la formation d'origine, témoignent alors d'une redistribution des carbonates.

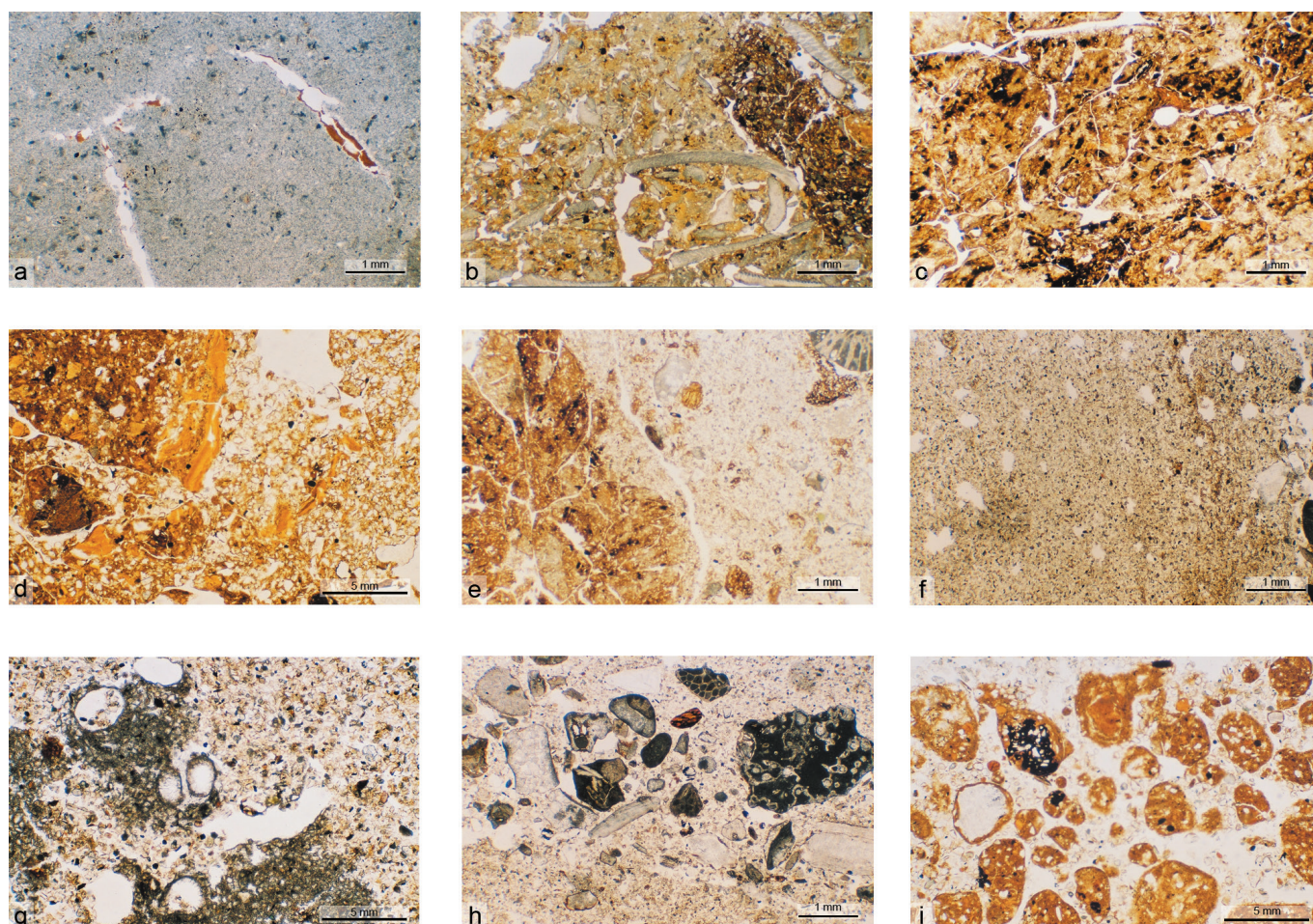
**Lame mince RA-M3 (coupe 6, fig. 35c). Argiles marmorisées à nodules carbonatés = Argiles de Lion altérées sur place avec redistribution des carbonates.** En lame mince, le sédiment est constitué d'une matrice argilo-carbonatée (micritique) emballant des fragments calcaires dont de nombreux bioclastes altérés, des grains ferrugineux de type pisolithes, quelques grains de quartz silteux. La porosité est constituée de nombreuses fissures et de quelques chenaux. Les papules sont absentes. Quelques rares traces d'illuviation poussiéreuse peu épaisse sont visibles. Le nodule carbonaté est constitué quasi-uniquement de carbonates : fond microsparitique (15 µm), quelques fragments bioclastiques en bordure (entroques...). Des argiles brun-clair limpides à très légèrement poussiéreuses se sont déposées au cœur du nodule.

Par contre, dans la partie supérieure de ces dépôts (d'épaisseur plus ou moins importante, de l'ordre de 1 à 3 m), le caractère remanié est évident : décarbonatation (coupe 6), présence de nodules carbonatés, incorporation de sables roux (coupe 2), de silts, de lentilles de graviers et de galets (coupe 1)... Un premier épisode important de dépôt de galets est visible dans la coupe 3, comme dans la coupe 1. En lame mince, on note également la présence de grains ferrugineux de type pisolithes et de papules témoignant en outre de la présence de paléosols démantelés, de type sols lessivés (fragments de revêtements lités).

**Lame mince RA-M2 (coupe 2, fig. 35f). Argiles de Lion remaniées.** En lame mince, ces argiles remaniées montrent de vastes plages argilo-poussiéreuses jaunes grisâtres, emballant quelques rares grains de quartz silteux et des taches brun sombre d'aspect floconneux (matière organique imprégnée de fer ?). Une fissuration complexe dessine de nombreux polygones triangulaires à trapézoïdaux. De gros papules d'argiles limpides litées brun orange, parfois supérieures à 150 µm d'épaisseur, issus du démantèlement de paléosols, sont mêlés à la masse argileuse.

Le phénomène de formation des manchons carbonatés est omniprésent : en gros nodules, comme à la base de la coupe 3, ou en poupées plus petites comme dans la coupe 5. En lame mince, ces nodules carbonatés sont constitués de microsparite. Des bioclastes, de type entroques par exemple, peuvent être inclus dans la partie externe du nodule.

Les coupes 2, 3, 6, 7 et 9 ont par ailleurs montré l'existence d'un réseau de fentes de gel ayant fonctionné à deux reprises (fig. 36). Dans un premier temps s'est formé un réseau de fentes (*sand wedges*) comblé par un silt éolien uniquement conservé dans ces fentes. Dans un deuxième temps, ces zones de faiblesse ont été réutilisées par un second réseau de coins de glaces, comblés par les galets du niveau 6. Le réseau de fentes est scellé par le niveau de galets. La profondeur des fentes atteint 1,60 m, alors que les coins de galets sont de l'ordre de 90 cm. Dans la coupe 9, la couche 6 est représentée par un véritable chenal creusé dans les argiles marmorisées et comblé par des



**Figure 35** - Lames minces. a : coupe 11. Agrégats arrondis témoignant du démantèlement d'un sol. LPNA. Obj. x 4; b : coupe 6. Nodule de carbonate microsparitique avec illuviation d'argile dans le vide central. LPNA. Obj. x 1,6; c : coupe 6. Vue générale des Argiles de Lion altérées avec bioclastes. LPNA. Obj. x 1,6; d : coupe 2. Bordure de la fente de gel. Contact encaissant/löss. LPNA. x1,6; e : coupe 2. Agrégats et papules remaniés dans le comblement de la fente de gel. LPNA. Obj. x 4; f : coupe 2. Encaissant : Argiles de Lion plus ou moins remaniées. LPNA. Obj. x 1,6; g : coupe 1, couche 7. Plage de carbonates autour de chenaux racinaires dans les löss. LPNA. Obj. x 4; h : coupe 1, couche 7. Vue générale des löss. LPNA. Obj. x 1,6 et i : coupe 1, couche 7. Lit de graviers intercalé dans les löss. LPNA. Obj. x 1,6 (clichés Sylvie Coutard).

Figure 35 - Thin sections (photos Sylvie Coutard).

galets très bien calibrés (2 à 3 cm de diamètre, à l'exception de quelques galets plus gros à la base) dans une matrice silteuse orangée. D'une profondeur atteignant 60 cm, ce chenal se développe sur près de 2 m de large. Les galets ne montrent pas d'orientation préférentielle. Le mode de mise en place pourrait être du type *debris-flow* plutôt que purement alluvial. Un comptage pétrographique a été effectué dans la coupe 6, qui montre une majorité de grès (quartzites, feldspathiques, Grès de May) et de silex (dont beaucoup sont géli fractés). Les poudingues tertiaires sont présents. Le löss à laminations (couche 7) est un löss silteux typique (quartz classés autour de 30 $\mu$ m, mode à 38  $\mu$ m dans la coupe 9) avec parfois des lits un peu plus grossiers, très carbonaté, avec des paillettes de micas et de la glauconie. Les lits de graviers contiennent des éléments de calcaire bioclastique, issus du substrat environnant, des grains de silex, de grès quartzite et des grains ferrugineux issus de la nappe. Le löss piégé dans les fentes de gel est légèrement plus grossier (30-60  $\mu$ m, mode à 45,75  $\mu$ m dans la coupe 9) et toujours carbonaté. Sur les bordures des fentes, il contient également des éléments issus de l'encaissant calcaire, des éléments ferrugineux issus d'altérations anciennes, des papules et agrégats argileux, des fragments d'Argiles de Lion.

**Lame mince RA-M2. Coupe 2. Fente de gel à remplissage loessique (fig. 35d et e).** Le sédiment comblant les fentes de gel dans la coupe 2 contient des quartz anguleux silteux et des paillettes de micas, auxquels se joignent grains carbonatés et grains de glauconie. Ce sédiment nettement loessique emballé des éléments grossiers : fragments de nodules ferrugineux (masse ferrugineuse contenant des quartz), graviers de calcaires bioclastiques; graviers roulés de grès quartzite plus ou moins altérés, gravier de silex altéré, agrégats argileux issus de l'encaissant, papules. Une redistribution des carbonates est visible sur quelques pores (chenaux racinaires).

**Lame mince RA-M1. Coupe 1. Löss à laminations (couche 7, fig. 35h et i).** En lame mince, le löss apparaît constitué d'un squelette quartzique fin (silt < 30  $\mu$ m) avec parfois des lits un peu plus grossiers (> 40  $\mu$ m), de nombreux grains de carbonates de la taille des silts, généralement arrondis, de paillettes de micas et de glauconie. La distribution est isotrope. On n'observe pas de fissuration, ni de coiffe de type gel-dégel. Les pores racinaires contiennent de la calcite aciculaire. Les lits de graviers renferment des éléments issus du substrat calcaire environnant : graviers calcaires à Bryozoaires, Échinodermes... et des éléments issus d'une nappe alluviale ou de la formation du château d'eau : silex, grès quartzite, grains ferrugineux.



**Figure 36** - Coupe 2 (a) avec fentes de gel (b) et coupe 9 présentant un chenal (c) (clichés Dominique Cliquet et Jean Barge).

Figure 36 - Section 2 (a) with ice cracks (b) and section 9 presenting a channel (c) (photos Dominique Cliquet and Jean Barge).

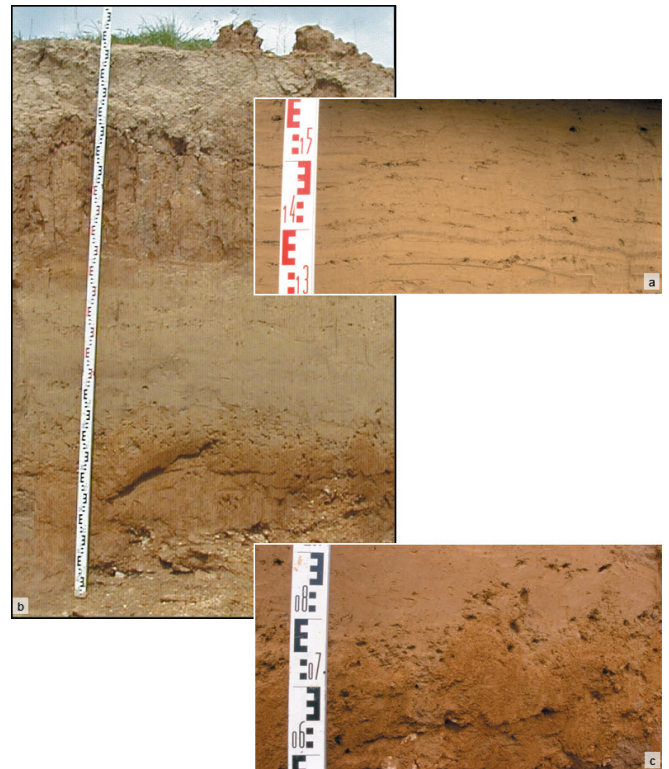
De manière générale, les éléments ferruginisés (pisolithes, agrégats, éléments lithiques, bioclastes...) témoignent probablement d'anciennes altérations en lien avec l'histoire de la nappe du château d'eau ou avec une nappe alluviale aujourd'hui disparue (voir ci-dessous).

### Coupes du front nord

Sur le front de taille nord, la séquence est plus simple. Le substrat est un calcaire en plaquettes : le Calcaire de Langrune, c'est-à-dire des niveaux situés sous le hardground. L'altération en plaquettes est une altération périglaciaire avec une déstructuration qui augmente vers le haut. La surface d'érosion sommitale de ces calcaires est très irrégulière.

Sur le calcaire reposent environ 50 cm d'altérite orangée (7,5 YR 6/8 à 7/8), argilo-sableuse, qui n'existe pas sur le front ouest. La présence des sables et la forte teneur en argile pourraient indiquer une origine alluviale ancienne, mais sans certitude. Dans plusieurs coupes, cette couche est tronquée par des décharges de galets plus ou moins importantes et massives, sur lesquelles se déposent ensuite les lœss.

Dans la coupe 11, il existe juste un gravillon avec un aspect en flamines orientés vers le bas de pente (solifluxion ?; fig. 37).



**Figure 37** - Couverture lœssique de la coupe 15 (a) et coupe 11 (b) présentant des flamines (c) (clichés Dominique Cliquet et Jean Barge).

Figure 37 - Loess cover in the section 15 (a) and section 11 (b) presenting "flamines" (c) (photos Dominique Cliquet and Jean Barge).

Une lame mince réalisée dans ce gravillon montre clairement la présence d'un paléosol démantelé.

**Lame mince RA-M5. Coupe 11. Cailloutis et langues de solifluxion (flamines) en base des lœss (fig. 35a).** Le lœss est un silt quartzeux très bien classé avec paillettes de micas et glauconie, carbonaté. Il est enrichi en grains de sable quartzeux. Le cailloutis contient des agrégats ovales (0,5 à 1 mm) constitués d'une matrice d'argiles poussiéreuses non carbonatées emballant quelques grains de quartz anguleux et de papules d'argiles limpides brun clair parfois lités, les agrégats étant eux-mêmes entourés d'argiles. Les graviers comprennent des silex altérés, des grès altérés et/ou ferruginisés, des fragments de calcaires bioclastiques souvent altérés sur les bords, des grains ferrugineux (rouge-orangé en lumière réfléchie) contenant peut-être des fantômes de bioclastes. Des carbonates sont accumulés en hyporevêtements autour des chenaux racinaires. Cette limite s'ajoute donc à la troncature d'un sol qui se trouve démantelé et colluvionné et mêlé à des graviers provenant de l'environnement local.

Les galets sont beaucoup plus rares et épars dans les coupes du front nord que dans les coupes ouest, probablement du fait d'une position plus distale par rapport à la source. Ils sont disposés en lentilles centimétriques à décimétriques, avec un assemblage plus ou moins compact.

L'épaisseur des lœss s'accroît vers l'est selon la pente jusqu'à la coupe 18 où ils atteignent 4,50 m, puis diminuent. À l'angle nord-est de la carrière, elle n'est plus que de 1 m. La partie inférieure des lœss (sur 1 à 2 m) est un silt grisâtre (10 YR 5/6) riche en petits lits de graviers orientés dans le sens de la pente. La partie supérieure est plus homogène et affectée par la pédogenèse holocène.



## Evolution quaternaire du secteur de Ranville et lien avec le remplissage du karst

L'évolution quaternaire du secteur de Ranville est marquée principalement par l'action des dynamiques alluviales, périglaciaires et karstiques.

En l'état actuel de nos connaissances, l'histoire quaternaire du secteur de Ranville débute au Pléistocène inférieur par le dépôt de la «nappe» du château d'eau, dont les caractères tendent à confirmer l'origine fluvio-marine (apports de l'Orne et coups d'ongle sur les galets).

Il est possible qu'une nappe alluviale du Quaternaire moyen ait existé sur le secteur, dans la mesure où l'altitude et la topographie plane (importance du replat) correspondent à ce qui est préservé ailleurs dans la vallée.

L'interprétation et le calage chronostratigraphique des séquences observées restent délicats en l'absence d'horizons caractéristiques corrélables avec les séquences des régions voisines. Une hypothèse peut cependant être émise, en particulier grâce à la présence du réseau de fentes de gel, qui constitue un élément caractéristique.

L'âge de la mise en place des formations antérieures au réseau de fentes est difficile à déterminer. Le remaniement des Argiles de Lion et des galets peut s'étendre sur plusieurs cycles climatiques. Les galets peuvent en outre être repris plusieurs fois, bien que les coupes étudiées soient placées immédiatement en contrebas de la nappe du château d'eau. Le temps et les conditions physico-chimiques nécessaires à la genèse des nodules carbonatés restent également inconnus (climat froid ou chaud ?).

Des indices d'altérations anciennes et de pédogenèses poussées sont retrouvés épars dans les dépôts : grains ferruginisés, pisolithes de fer, papules litées épaisses... Les formations 5 contiennent par ailleurs des sables ocres qui peuvent être issus de la nappe du château d'eau ou d'une nappe alluviale démantelée. La formation argilo-sableuse orangée des coupes 10 et 11 pourrait également être une relique de nappe alluviale.

La fraîcheur des lèss pris dans les fentes exclut fort probablement un âge saalien pour les fentes de gel. L'ensemble de la séquence de couverture se placerait donc dans un seul cycle, le cycle du Pléistocène supérieur. Les agrégats observés en lame mince dans la coupe 11 pourraient correspondre à un petit sol éémien démantelé.

Par corrélation avec les séquences des régions voisines (Cliquet & Lautridou 2005), l'hypothèse suivante peut être proposée pour les fentes de gel. La seconde phase d'ouverture des fentes, accompagnée de décharges détritiques grossières importantes, paraît difficilement attribuable à l'épisode dit de Nagelbeek. En effet, celui-ci est régionalement marqué par un glaciaire et limité à l'érosion des lèss et n'est jamais associé à des manifestations type chenaux et grands déplacements de matériaux. Il s'agirait donc plutôt des réseaux associés à la charnière Pléniglaciaire moyen/Pléniglaciaire supérieur, vers 30.000 ans, reconnus par exemple au Mesnil-Esnard (Seine-Maritime) ou à Glos (Calva-

dos). La première phase d'ouverture des fentes de gel, comblées par des lèss, pourrait alors correspondre à une phase du Weichselien ancien ou du Pléniglaciaire inférieur.

Cela s'accorderait bien avec la présence des lèss calcaires à lamines (coupes 1, 2...), clairement sus-jacents aux fentes dans la coupe 2, qui seraient anté-Nagelbeek dans le contexte régional. Les galets présents dans les décharges détritiques (couche 6) sont semblables dans leur composition et les proportions respectives des différentes roches au matériel de la nappe du château d'eau, avec présence de poudingues tertiaires, bien que le calibre des galets soit beaucoup plus petit (fig. 38).

### Pour synthétiser...

Le schéma suivant peut donc être proposé, les aspects plus spécifiquement relatifs au karst étant développés dans une autre partie :

1. Pléistocène inférieur : mise en place de la formation du château d'eau autour de 43 mètres. Les galets comprennent une forte proportion de poudingues tertiaires et de silex issus de la vallée de l'Orne.

2. Pléistocène moyen (Elsterien ?) : façonnement alluvial du replat vers 30 m; dépôt d'une nappe alluviale à galets et sables (périglaciaire). Surface d'érosion façonnée aux dépens des Argiles de Lion et du *hard-ground* qui est démantelé vers le nord.

3. Pléistocène moyen. Altération des Argiles de Lion là où elles existent encore. Début de l'altération et de l'érosion des formations alluviales. Début du développement du karst en lien avec l'approfondissement de la vallée et l'altération. Pédogenèses. Éventuellement développement des vallons aujourd'hui secs.

4. Fin Pléistocène moyen. Occupation paléolithique dans un paysage de type prairie/parc-boisé (cf. chapitres 4 et 7). Probablement assez rapidement, rupture du toit du karst. Le matériel issu de la nappe du château d'eau et/ou d'une nappe alluviale située vers 30 m est incorporé dans le karst avec la faune et les témoins d'occupation paléolithique. À ce moment-là la rivière est déjà nettement en contrebas (nappe alluviale saalienne cartographiée vers 15 -20 m NGF à ce niveau de la vallée).

5. Deux hypothèses :

- peut-être dès le stade 6 : premières décharges détritiques et processus de versants (coupe 1, couches 3 et 5). Pédogenèse éémienne (?) avec stabilisation du milieu et redistribution des carbonates, nodules de grande taille (base coupe 1). Continuation des processus de versant au Weichselien ancien ou

- au début du Weichselien ancien : processus de versants avec remaniement des Argiles de Lion, incorporation de décharges détritiques en provenance du château d'eau et éventuellement de lèss anciens (fraction silteuse) et d'alluvions (fraction sableuse). Redistribution des carbonates et formation de nodules. Principalement front ouest.

Dans les deux cas, amenuisement net des décharges en épaisseur et en calibre vers le nord-est.

6. Fin du Weichselien inférieur ou Pléniglaciaire inférieur : déve-

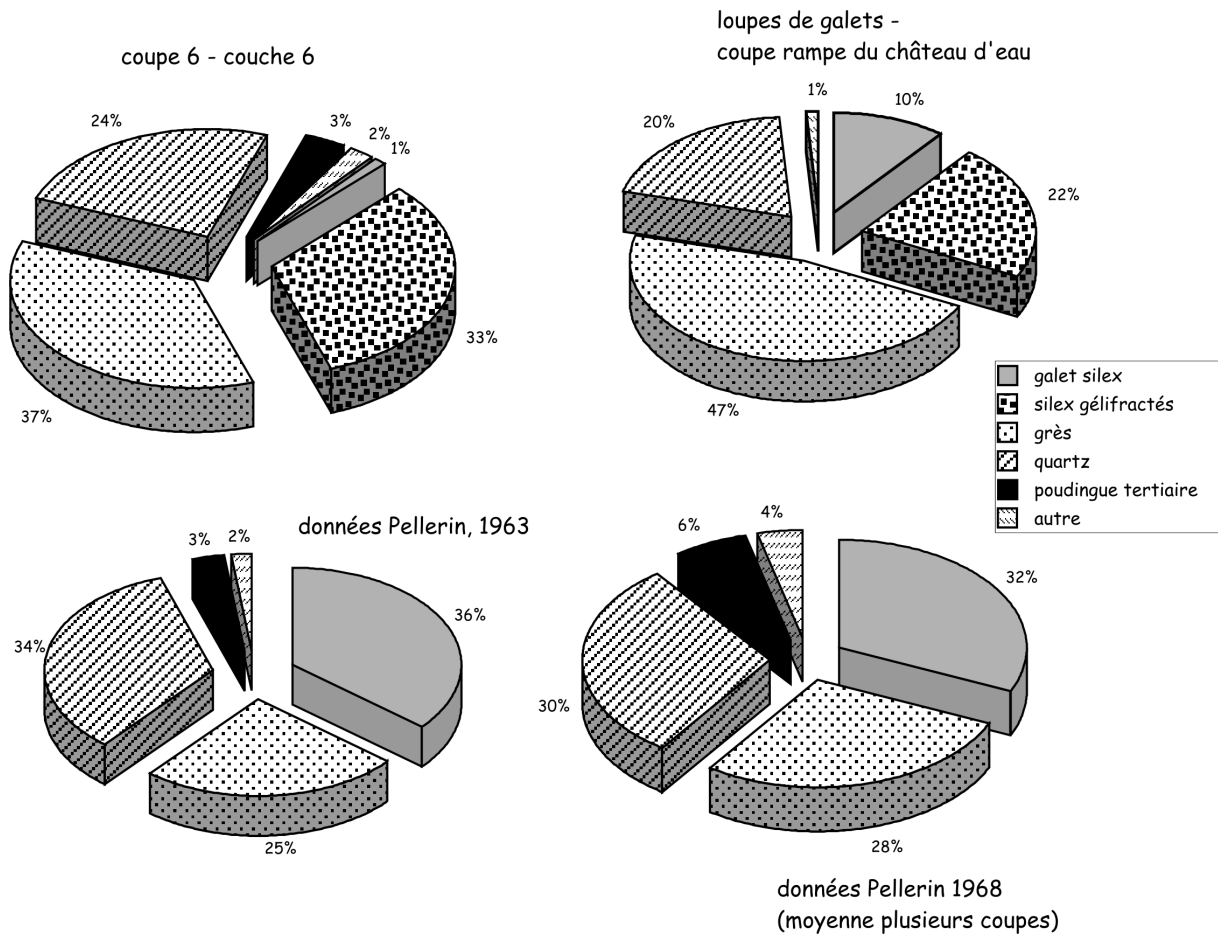


Figure 38 - Composition pétrographique des décharges détritiques et de la nappe observée au château d'eau.  
 Figure 38 - Petrographic composition of the detrital discharge and the river bed observed at the water tower.

loppement d'un réseau de fentes de gel avec comblement loessique. Incision de la vallée de l'Orne dans le substrat calcaire jusqu'à - 15 m NGF environ.

7. Début Pléniglaciaire supérieur. Crise érosive. Rejeu du réseau de fentes avec formations de coins comblés par des galets. Troncature violente par lits de galets qui peuvent dépasser 30 cm d'épaisseur avec probablement plusieurs épisodes (couche 6), voire chenaux (coupe 9). Au nord, également chenaux et horizons soliflués (coupe 11). Possibilité de réutilisation de l'axe de certaines fentes pour la chenalisation.

8. Première moitié du Pléniglaciaire supérieur (anté-Nagelbeek). Dépôts des lèss calcaires à laminations obliques grisâtres.

9. Nagelbeek. Petites décharges détritiques localisées (coupe 2). Érosion des lèss calcaires ?

10. Deuxième moitié du Pléniglaciaire supérieur. Dépôt des lèss plus homogènes.

11. Pédogenèse tardiglaciaire-holocène de type sol brun lessivé sur lèss.