CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE, PALÉOENVIRONNEMENTS ET CHRONOSTRATIGRAPHIE

Pierre ANTOINE, Guillaume JAMET, Sylvie COUTARD, Olivier MOINE, Gilles GUERIN, France LAGROIX, Esther SCHMIDT, Vincent ROBERT, Nick DEBENHAM, Sascha MESZNER, Jean-Jacques BAHAIN, Qingfeng SHAO, Christophe FALGUERES, Anne-Marie VIBET, Anne PHILIPPE

Description des unités stratigraphiques

Le relevé systématique et la corrélation des profils réalisés sur les deux secteurs de fouille, couplés à l'analyse sédimentologique, ont abouti à la mise en évidence d'une succession de 17 unités principales. Ces dernières sont décrites et interpétées ci-après et sont suivies de l'ensemble des relevés stratigraphiques (**Figure 13**, **Figure 14**, **Figure 15**, **Figure 16**, **Figure 17**, **Figure 18**).

Unité 0

Description	Interprétation
Limon brun gris à traces de racines, limite basale franche.	Horizon Ap du sol de surface (Labour).

Unité 1

Description	Interprétation
(1a) Limon brun foncé argileux à brun orangé compact (10 YR 4/3 5/3), non calcaire, à structure prismatique grossière. Bioturbation importante soulignée par des pédotubules à enduits silto-argileux brun noir : agricutanes. **(1b)** Limon loessique brun clair à beige (7,5 YR 6/4 5/4), non calcaire, à structure en doublets (litages millimétrique soulignés par des alternances de lits millimétriques bruns et beige grisâtres ondulés et plus fins vers la base). Nombreux pédotubules à colmatage argilo-humique grisâtre (agricutanes). **(1b')** Petit horizon argileux brun grisâtre, non calcaire, irrégulier.	**(1a)** Horizon Bt du sol brun lessivé de surface (Luvisol). **(1b)** loess décarbonaté à faciès de limon à doublets. **(1b)** intègre localement un mince horizon déformé (langues) correspondant à un gley de toundra altéré (décarbonaté) **(1b')** associé à de rares pseudomorphoses de grandes fentes à coin de glace (niveau F-1).

Unité 2

Description	Interprétation
(2) Loess calcaire brun clair, homogène, le plus souvent décarbonaté **(faciès 2')**. Quelques traces de racines et agricutanes.	(2) Loess calcaire typique homogène. **(2')** faciès décarbonaté par la pédogenèse du sol de surface **(LD-1)**.

Unité 3

Description	Interprétation
(3a / 3c) Horizons hydromorphes gris à linéoles oxydées orange éparses. Dans plusieurs profils, la pédogenèse du sol 1 affecte le sommet de **(3a)**. Deux niveaux de grandes fentes à coin de glace de type ice-wedges, à maille décamétrique, ont été observés en liaison avec les gleys 3a et 3c **(F-2 et F-3)**. Des structures de fusion localisées **(SF-1)**, caractérisées par des remplissages de loess laminé à structures de ruissellement intense (stratifications obliques) ont été observées en liaison avec le niveau **F-2**. **(3b)** Loess calcaire jaunâtre homogène et peu épais essentiellement préservé dans le colmatage des fentes du niveau **F-3**.	Horizon hydromorphe périglaciaire complexe résultant de la superposition de deux niveaux de gleys de toundra cryoturbés séparés par un mince dépôt loessique **(3b)** : (Gleysol) à langues de gélifluxion (permafrost/ *ice-wedges* F3).

Unité 4

Description	Interprétation
(4) Loess calcaire jaune à beige (10 YR 6/6) pulvérulent et homogène, à fines taches d'oxydation sommitales (linéoles) et structure lamellaire fine. Horizon affecté localement par la décarbonatation liée au sol de surface (LD1) **(faciès 4')**.	**(4)** Loess calcaire typique homogène à structure de gel-dégel.

Unité 5

Description	Interprétation
(5a) Horizon loessique grisâtre à lamines blanchâtres irrégulières, débris noirâtres épars et nombreuses concrétions calcaires (<1cm). Un réseau de grandes fentes de type ice-wedges, à maille décamétrique est associé à cet horizon (niveau principal **F-4**). **(5b)** Loess calcaire hydromorphe gris verdâtre cryoturbé à taches d'oxydation. Les unités 5a-5b apparaissent fluées sur les parois des pseudomorphoses de fentes (faciès : limon gris à brun, déformé, à linéoles oxydées orange).	**(5)** Horizon périglaciaire de type gley de toundra (Gleysol) à langues de gélifluxion associé au développement d'un pergélisol (*ice-wedges*, niveau principal **F-4**).

Unité 6

Description	Interprétation
(6a) Limon argileux brun gris à taches et enduits orangés, compact, à forte structure granulaire à lamellaire (4-6 mm). Nombreuses concrétions ferromanganiques (Ø ± 1mm) à la base. **(6b)** Loess brun calcaire homogène. **(6c)** Limons ruisselés calcaires jaunes à brun-jaune à stratifications entrecroisées. Un niveau de grandes fentes en coin déformées s'ouvre au sommet de 6a (**niveau F-5**).	**(6a)** Horizon de type sol brun-arctique développé sur loess carbonaté (*gelic cambisol*). **(6b)** Loess correspondant au colmatage terminal des pseudomorphoses de grandes fentes à coins de glace du réseau **F-5**. **(6c)** Faciès hétérogène correspondant au colmatage par ruissellement de la base des grandes fentes à coins de glace (fluage) du niveau **F-5**. **Niveau archéologique (Hav.2-N2).**

Unité 7

Description	Interprétation
Limon argileux brun à brun orangé (7,5 YR 5/6 5/8), compact et homogène, non calcaire, à structure polyédrique à lamellaire (3-8 mm). Les surfaces des agrégats comportent localement des enduits ferromanganiques noirâtres et d'oxydes de fer orangés. La structure lamellaire disparaît progressivement en profondeur. Cet horizon montre de nombreuses traces de terriers de grande taille (Ø 10-15cm) à colmatage varié (loess 8 / sol 6). Certains terriers ont livré des restes de rongeurs très bien conservés.	Horizon Bw de sol brun boréal (Cambisol) du type Sol de Saint-Acheul-Villiers-Adam. Cette unité est affectée par les processus de gel-dégel intense (structures résiduelles de la glace de ségrégation) et un permafrost continu (*ice-wedges*). Niveau **F-5**.

Unité 8

Description	Interprétation
Loess brun jaune (7,5 YR 6/4 5/4), compact et homogène, calcaire. Cet horizon à taches de manganèse noires se distingue par l'abondance de terriers de grande taille (krotovina / Ø 10-30 cm) à remplissage hétérogène (structure granulaire). Manchons racinaires calcifiés et granules de craie épars à la base.	Loess calcaire incluant des granules de craie remaniés à partir du substrat local et dont la partie supérieure est affectée par la pédogenèse du sol 7 (décarbonatation).

Unité 9

Description	Interprétation
Horizon hydromorphe, non calcaire, grisâtre déferrifié à géométrie « boudinée » non calcaire. Concrétions calcaires (poupées de 1 cm) à la base et des pédotubules. Un niveau de fines fentes de gel à colmatage loessique s'ouvre au sommet de cette unité (**Niveau F-6**).	Petit horizon périglaciaire de type gley de toundra cryoturbé (*gelic Gleysol*) associé à un niveau de fines fentes à colmatage loessique (**F-6**).

Unité 10

Description	Interprétation
Limon loessique brun homogène, faiblement carbonaté, à nombreux nodules ferromanganiques et traces de biotubules. Cet horizon est affecté par les déformations de l'unité sus-jacente.	Loess non calcaire (décarbonaté) faiblement déformé par des processus de gel-dégel.

Unité 11

Description	Interprétation
Petit horizon loessique hydromorphe gris brun diffus et irrégulier à imprégnations ferriques rougeâtres.	« micro-gley » de toundra avec engorgement temporaire de la surface (*gelic gleysol*).

Unité 12

Description	Interprétation
Limon argileux brun à brun grisâtre, homogène, non calcaire à structure compacte dans la partie sommitale. concrétions ferromanganiques (Ø ± 1 mm) manchons racinaires calcifiés et pédotubules ovalaires épars.	Horizon limoneux d'origine partiellement colluviale affecté par une pédogenèse peu développée (*gelic Cambisol* ou sol de prairie arctique). **Niveau archéologique (Hav.1-N3 et Hav. 2-N1).**

Unité 13

Description	Interprétation
Limons non calcaires fortement lités, jaune à brun, irrégulier à lentilles de (14) à (15), rares fentes de gel irrégulières.	Limons lités résultant de l'érosion et du remaniement par gélifluxion et ruissellent sur versant de la partie inférieure de la séquence (unités 14 à 16).

Unité 14'

Description	Interprétation
Horizon silteux irrégulier à nombreuses concrétions ferromanganiques .	Horizon « blanchi » marquant localement la limite supérieure de l'ensemble 14.

Unité 14

Description	Interprétation
(14a) Limon gris foncé humifère à structure granulaire à polyédrique La partie sommitale est marquée par un léger cailloutis (silex), des concrétions ferromanganiques et des bioturbations sur 5 à 10cm. **(14b)** Limon argileux brun à brun noir compact à forte structure polyédrique à prismatique, enduits ferromanganiques sur fissures et illuviations d'argile brun-noir sur pores, enduits silteux blancs gris lités dans les biopores, nombreuses cavités (logettes / 1 cm) à remplissage de pellets argileux et (ou) de silts blancs (vers).	**(14a)** Horizon gris humifère de type sol steppique, dégradé dans la partie sommitale. **(14b)** Faciès de sol gris forestier typique particulièrement bien conservé dans le remplissage de structures de dissolution localisées (puits) affectant le substratum crayeux. L'ensemble 14a-b-c est le plus souvent démantelé par une érosion intense.

Unité 15'

Description	Interprétation
Horizon silteux irrégulier à nombreuses concrétions ferromanganiques remplissant les glosses au sommet de 15a.	Horizon « blanchi » à glosses développé au sommet du sol 15a.

Unité 15

Description	Interprétation
(15a) Limon argileux non calcaire, compact, brun orangé à rougeâtre à forte structure prismatique grossière. La partie sommitale est marquée par des glosses à remplissage grisâtre plus ou moins humifère (**15'**). **(15b)** Limon brun clair, compact, décarbonaté, à structure en doublets irrégulière (ondulée) à faible pendage, localement structurations obliques. Chaque doublet (± 1 cm) se caractérise par la succession d'un lit brun clair et d'un lit brun foncé coiffé d'un liseré de manganèse noir. **(15c)** Faciès hydromorphe de (15b) matérialisé par des passées gleyifiées à langues de gélifluxion. **(15d)** Limon loessique compact, non calcaire, brun clair homogène.	**(15a)** Horizon Bt profond (tronqué) et fortement dégradé du sol brun lessivé de type Horizon Bt interglaciaire. **(15b)** Limon loessique, décarbonaté à doublets, localement nettement stratifié (remaniement antérieur à la pédogenèse interglaciaire). Partie inférieure homogène **(15d)** correspondant au faciès décarbonaté du loess 16. Cette unité montre localement un faciès hydromorphe **(15c)** en bandes irrégulières correspondant à un gley de toundra mal conservé.

Unité 16

Description	Interprétation
Limon loessique brun clair, compact, calcaire à lits de granules de craie remaniés.	Loess calcaire typique homogène. **Niveau archéologique (Hav.2-N0).**

Unité 17

Description	Interprétation
Craie fracturée en petits blocs, localement matrice crayeuse plus fine. Contact supérieur localement marqué par des diapirs et des injections traduisant un épisode de cryoturbation intense (structure en diapirs / cryo-injection) au contact de 16.	Substratum crayeux affecté par les processus de remaniement par gélifluxion sur versant (Head crayeux) et de cryoturbation intenses.

Du point de vue litho- et morpho-stratigraphique, l'analyse des unités stratigraphiques des différents profils d'Havrincourt a permis de mettre en évidence une épaisse formation quaternaire, dont l'épaisseur cumulée totale atteint environ 7,5 m. La synthèse des caractéristiques pédosédimentaires et de la géométrie des différentes unités et horizons repères périglaciaires débouche sur la production d'une séquence synthétique résultant de la corrélation des différents profils étudiés (**Figure 19**). L'interprétation chrono-climatique des différents faciès est basée sur la synthèse de l'analyse des macro- et des micro-faciès, et des données sédimentologiques analytiques et bioclimatiques (mollusques, mammifères). Cette démarche permet de dégager un certain nombre de grands ensembles pédosédimentaires correspondant à des cycles dépôt-pédogenèse d'ampleurs variables.

D'une manière générale, la mise en évidence d'un horizon de sol de rang interglaciaire typique partiellement tronqué dans tous les profils d'Havrincourt vers cinq mètres de profondeur (unité 15), permet de scinder l'enregistrement en deux grandes séquences de type glaciaire-interglaciaire très inégalement représentées. La séquence 1 est composée des unités 17 à 15a (~ 2,5 m cumulés), et la séquence 2 des unités 14 à 1 (~ 5 m cumulés ; l'unité 0 étant l'horizon de labour actuel). L'interprétation chronostratigraphique de la séquence d'Havrincourt se fonde sur la synthèse des données stratigraphiques, sédimentologiques, bioclimatiques et géochronologiques obtenues dans le cadre d'une équipe interdisciplinaire coutumière de cette approche des milieux loessiques. Elle s'intègre par ailleurs dans le système pédosédimentaire et chronostratigraphique du dernier cycle climatique progressivement développé et complété pour la France septentrionale sur la base de plus de vingt ans d'observations (Antoine, 1988 ; Antoine *et al*., 2001, 2002a, 2009, 2013).

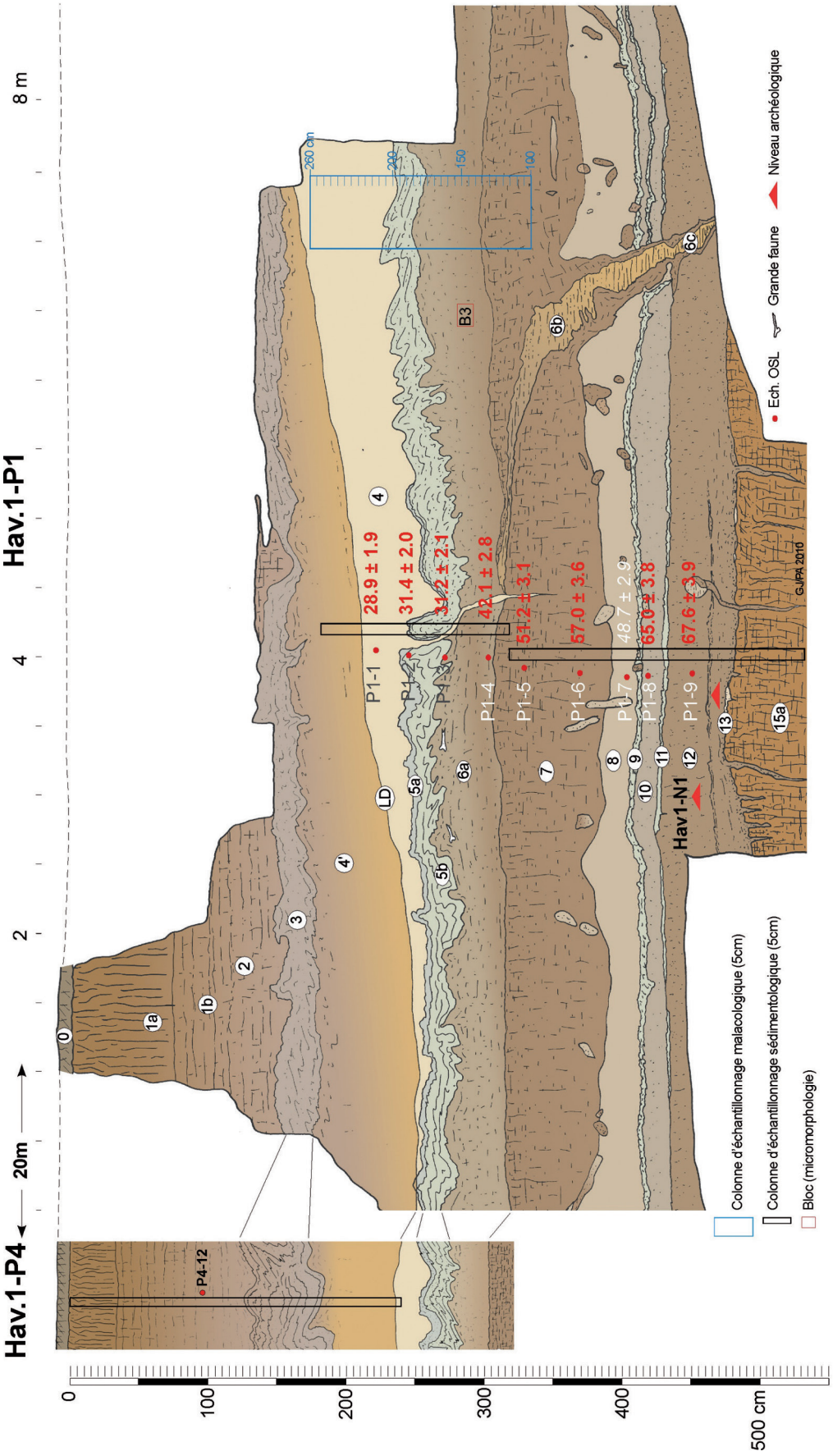


Figure 13 - Hav.1-P1 et Hav.1-P4. : stratigraphie, échantillonnages et datations OSL.

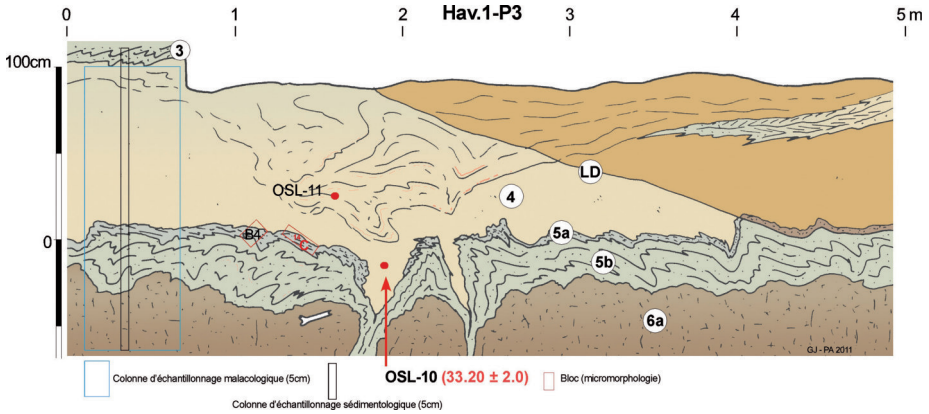


Figure 14 - Hav.1-P3 : stratigraphie et échantillonnages.

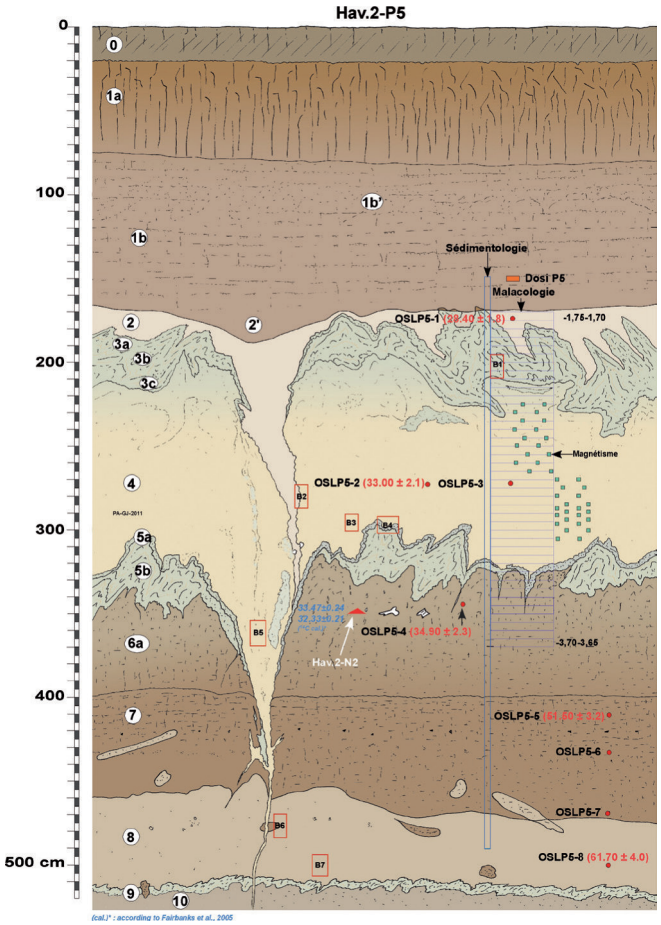


Figure 15 - Hav.2-P5 : stratigraphie, échantillonnages et datations OSL.

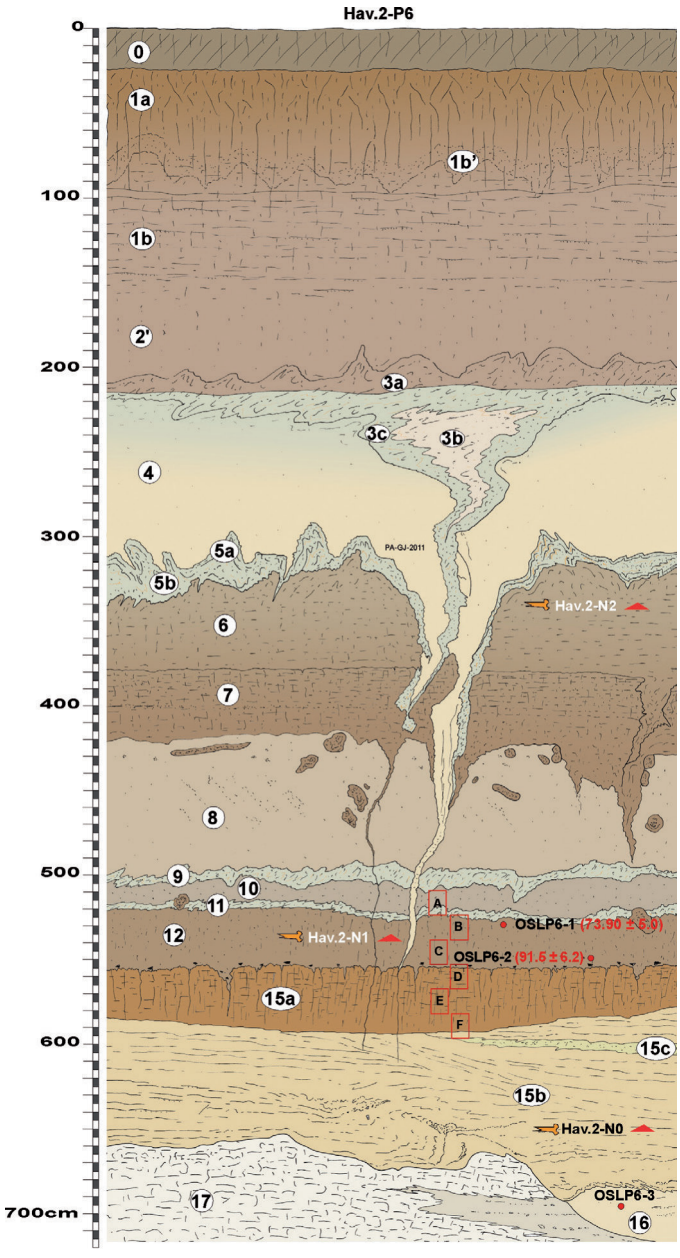


Figure 16 - Hav.2-P6 : stratigraphie, échantillonnages et datations OSL.

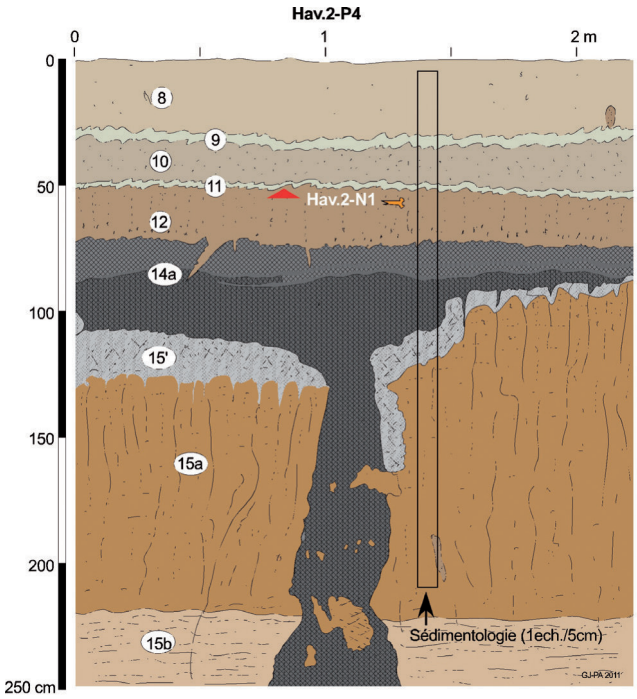


Figure 17 - Hav.2-P4 : stratigraphie et échantillonnages.

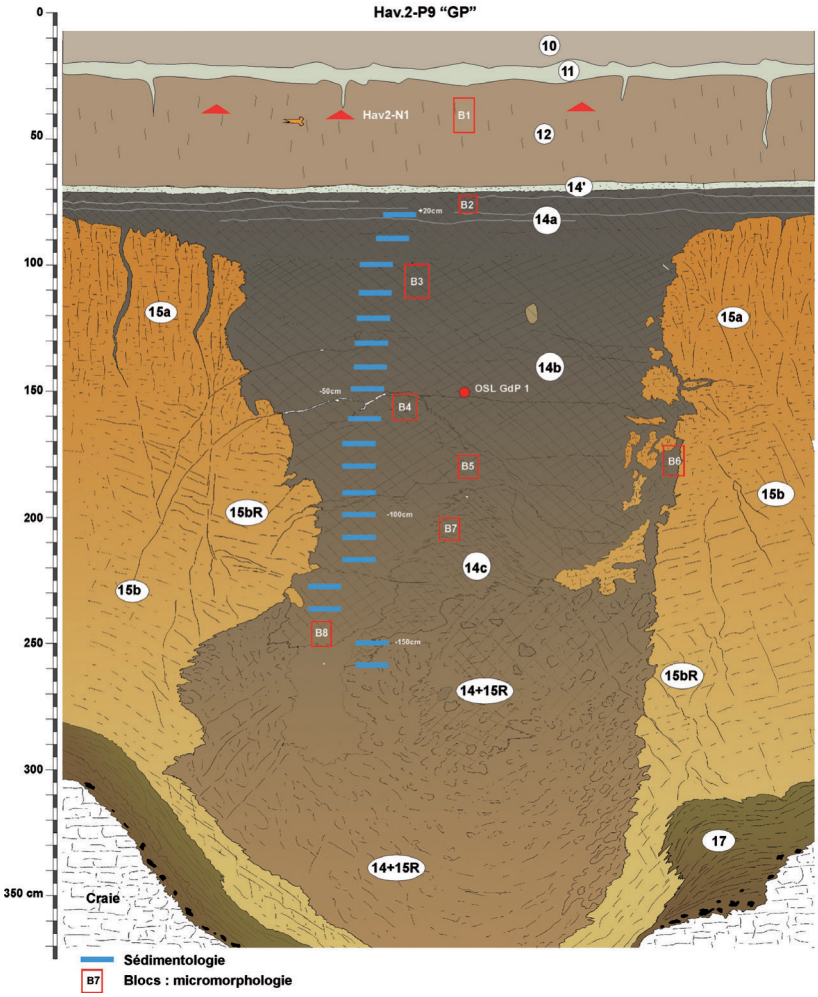


Figure 18 - Hav.2-P9 «grande poche» : stratigraphie et échantillonnages.

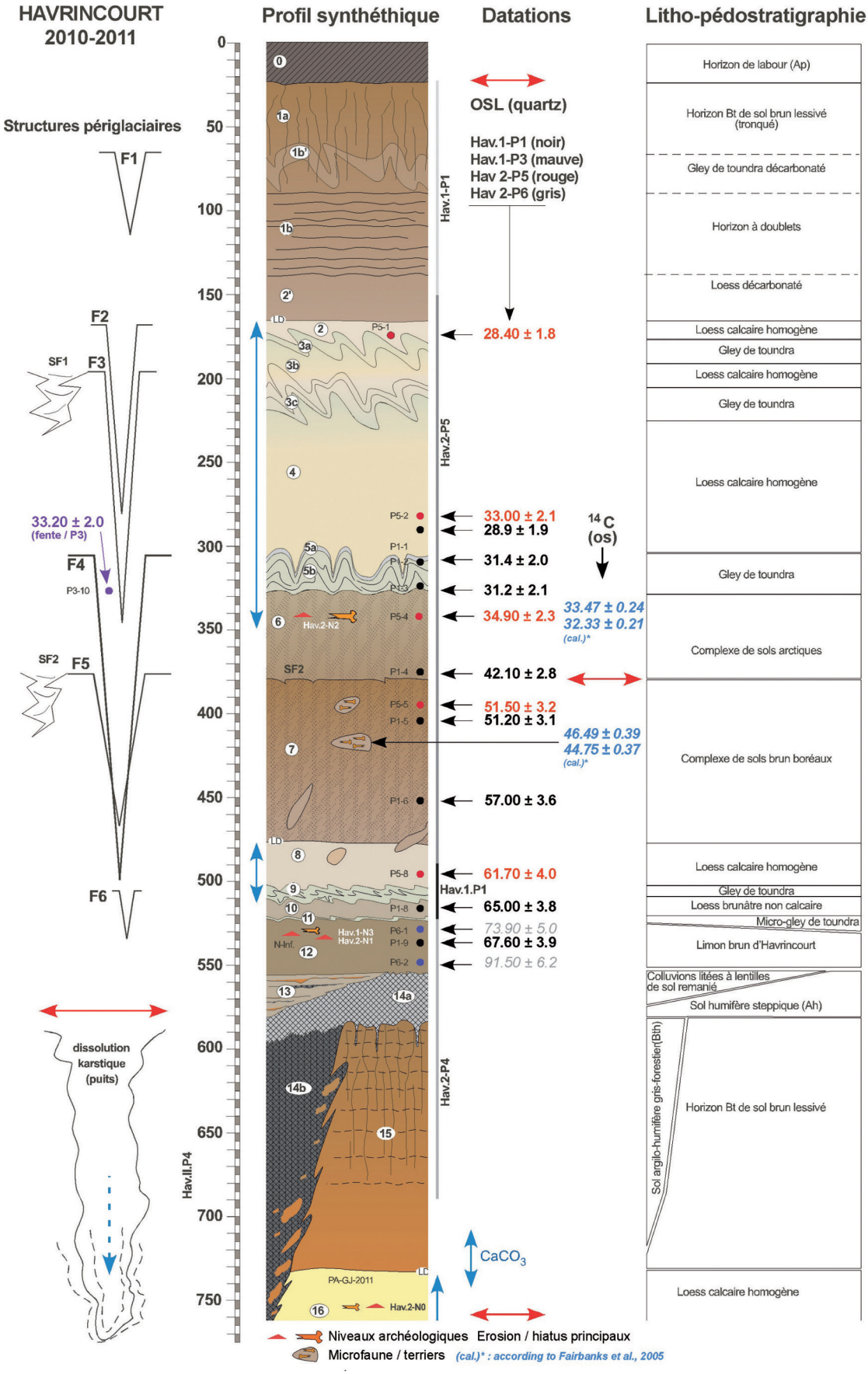


Figure 19 - Hav.1 et Hav.2 : synthèse pédo-stratigraphique, datations et structures périglaciaires. Les datations sont exprimées en Ka.

Micromorphologie

Sylvie COUTARD

Loess supérieurs et gleys de toundra (unités 5 à 3)

Les gleys et loess calcaires de la partie supérieure de la séquence stratigraphique ont été observés à partir d'une série de prélèvements issus du profil Hav.2-P5 (**Figure 15**), et par un échantillon prélevé sur le profil Hav.1-P3 (**Figure 14**).
Le gley supérieur (unité 3a / lame Hav.2-P5-1) est développé sur un limon loessique calcaire bien classé contenant quelques granules de craie.

Une microstructure de gel-dégel, de type lamellaire à la base de l'échantillon, très régulière y est très bien exprimée (**Figure 20** - A). Des ovoïdes de gélifluxion (agrégats ovoïdes entourés par une pellicule de particules fines) sont intégrés dans le sédiment à l'intérieur des lamelles. Ils pourraient témoigner d'une phase de gel-dégel antérieure. Certains agrégats plus gros et orangés, décarbonatés, sont également présents ; ils proviennent de l'horizon sous-jacent (unité 6 sup.). Dans les deux tiers supérieurs de la lame, une microstructure lenticulaire à granulaire, fine, intégrant de petits agrégats micritiques arrondis est visible (**Figure 20** - A). Quelques sphérolites (granules calcitiques) de lombrics et quelques fragments de coquilles de mollusques sont dispersés dans le sédiment.

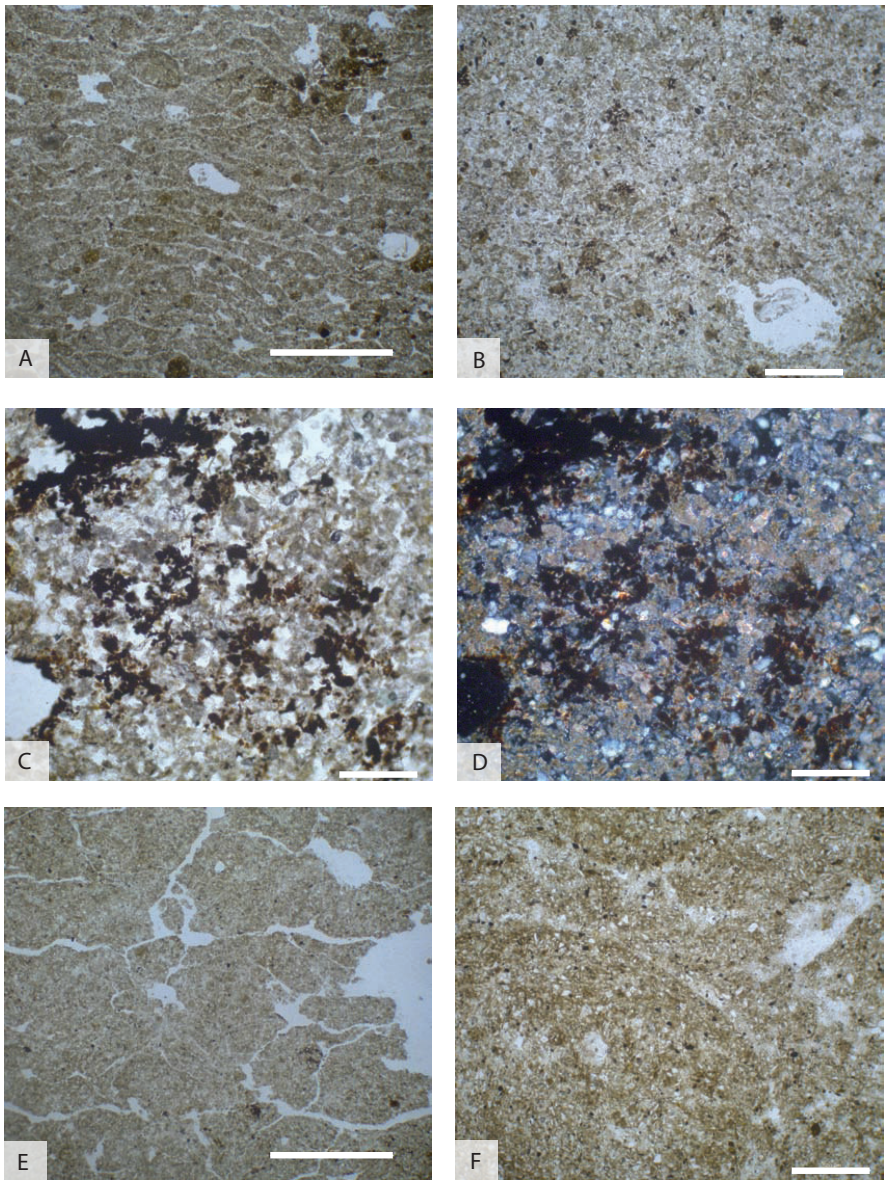


Figure 20 - A : unité 3 (gley). Microstructure lamellaire de gel-dégel et microconcrétions ferro-manganiques. LPNA. B : unité 5 (gley). Petits agrégats arrondis et particules de matière organique. LPNA. C : unité 5 (gley). Matière organique végétale ferruginisée . LPNA. D : idem C, LPA. Les carbonates des loess se présentent sous forme de boulettes. E : unité 6a. Loess. Microstructure lamellaire grossière (espacement > 2 mm). LPNA.
F : unité 7. Loess. Gros agrégat arrondi. Comblement des espaces inter-agrégat par des particules limoneuses. LPNA.

La lame Hav.2-P5-B3 (bloc 3 du profil 5) correspond au loess calcaire de l'unité 4. Il s'agit d'un loess typique avec très peu de fraction fine ; les carbonates sont détritiques (« boulettes » micritiques de la taille des limons) et les argiles sont rares. L'échantillon Hav.2-P5-B5 provenant du colmatage d'une grande fente de gel montre un limon loessique plus perturbé contenant de nombreuses micro-concrétions ferro-manganiques. Les sphérolites de lombrics y sont nombreux.
L'unité 5 (gley de toundra inférieur) est représentée par les lames Hav.2-P5-B4 et Hav.1-P3-B1. La lame Hav.1-P3-B1 (unité 5) montre un limon loessique carbonaté, dont la masse basale grisâtre contient des microparticules noirâtres de type matière organique végétale (**Figure 20** - C). L'activité biologique est intense. L'hydromorphie est nettement exprimée, avec une ferruginisation de la masse basale par bandes, des revêtements et des hypo-revêtements ferrugineux dans les chenaux. Des coquilles de mollusques sont visibles. Dans la lame Hav.2-P5-B4, il s'agit également d'un limon loessique carbonaté, avec une masse basale carbonatée et poussiéreuse irrégulièrement répartie. Des particules de matière organique sont visibles dans la partie sommitale. Contrairement au gley (unité 3), aucune structure de gel-dégel n'est visible dans l'unité 5 (destruction par gélifluxion ?).

Les loess et sols du complexe moyen (unités 6 à 12)

La partie supérieure du complexe de sols (unité 6a) est représentée par le bloc Hav.1-P1-B3. Il s'agit d'un limon quartzeux affecté par une structure lamellaire grossière très développée (espacement 2 cm) (**Figure 20** - E). L'hydromorphie y est soulignée par une ferruginisation de la surface des agrégats, des revêtements dans les vides biologiques et des plages « oxydées » diffuses dans la masse. L'activité biologique y est représentée par de nombreux petits chenaux dont certains contiennent de petits pellets, et quelques cavités biologiques comblées par des gros agrégats arrondis coalescents ou en entassement plus lâche (vers de terre).
L'unité 7 correspond à l'échantillon Hav.1-P1-B2. Il s'agit également d'un limon quartzeux loessique. Un grain de silex sub-anguleux de 3 mm de longueur a été observé. La masse basale est poussiéreuse et décarbonatée. Des imprégnations noirâtres se sont déposées sur certaines fentes et dans de petits vides biologiques, associées dans quelques cas à des débris de matière organique fibreux. Elles sont postérieures à la structure de gel-dégel. Cette dernière est constituée par une structure lamellaire à espacement millimétrique. Dans la partie inférieure de la lame, les fentes inter-agrégats sont souvent comblées par des particules limoneuses (**Figure 20** - F). De gros agrégats arrondis (diamètre atteignant parfois 2,5 mm) pourraient témoigner de phases de colluvionnement. L'activité biologique se marque par des cavités contenant de petits pellets (vers de terre, insectes).
Les loess de l'unité 8 sous-jacente ont été prélevés dans le profil P5 (blocs Hav.2-P5-B6 et Hav.2-P5-B7). Ils sont constitués par des limons loessiques homogènes carbonatés, contenant de nombreuses micro-concrétions ferro-manganiques.

De grandes cavités biologiques (~ 10 cm de diamètre) sont comblées soit par des sédiments brun-orangé issus des unités sus-jacentes (unité 7), soit par des limons plus clairs (**Figure 21** - A). Quelques papules de ferri-argilanes brun-orangé témoignent d'apports locaux intégrés au loess. En dehors des grandes cavités, l'activité biologique est peu marquée ; une fine porosité de chenaux est restée vide.
Deux petits gleys (unités 11 et 9) se développent sous ces loess. À la base de la lame Hav.2-P5-7, le petit gley supérieur (unité 9) se caractérise par de nombreux petits ovoïdes de gélifluxion (arrondis, entourés par une pellicule de particules fines) (**Figure 21** - B).
Le limon intercalé entre les deux gleys (unité 10, lames Hav.2-P6-A1 et 2) est un limon quartzeux apparemment décarbonaté. La partie sommitale est affectée par l'hydromorphie liée au gley sus-jacent avec des microconcrétions ferro-manganiques et quelques concrétions concentriques millimétriques. La microstructure est granulaire. Des cavités biologiques dans lesquelles s'entassent des agrégats coalescents sont visibles.
Le petit gley de l'unité 11 (lames Hav.2-P6-B1) est également nettement hydromorphe : des concrétions ferro-manganiques concentriques sont en place et une ferruginisation de certains agrégats et plages de sédiment se manifeste. La microstructure est granulaire à lenticulaire, avec réarrangement d'agrégats probablement d'origine pédologique ou colluviale (gros agrégats sub-arrondis), qui sont recouverts de fines coiffes sur le dessus. La porosité de chenaux est postérieure à la structure. Des petits débris fibreux de type matière végétale (taille 250-300 µm) sont assez fréquents.

Les limons bruns de l'unité 12

L'unité 12 (limons bruns) qui contient les niveaux archéologiques Hav.1-N1 et Hav.1-N3 a été observée dans plusieurs lames : Hav.2-P6-B2 et C, Hav.2-P8-Pléniglaciaire moyen, Hav.1-P1-1 et Hav.2 P9-B1 (**Figure 13**, **Figure 16** et **Figure 18**). Dans le profil Hav.2-P6, cet horizon est constitué d'un limon quartzeux homogène assez massif. La masse basale, brune, poussiéreuse, est non carbonatée. L'activité biologique est importante : logettes avec accumulation de gros agrégats pluri-millimétriques arrondis (certains bien compactés), petits chenaux verticaux sans doute postérieurs contenant de petits pellets attribuables aux enchytréides. La partie profonde, en Hav.2-P6-C, est légèrement plus massive, mais des agrégats dans des cavités biologiques y sont visibles. Par ailleurs, Hav.2-P6-C n'est pas affecté par une structure cryogénique, une structure lenticulaire ne se développant que vers le sommet de Hav.2-P6-C et dans Hav.2-P6-B2. Dans l'échantillon relatif au Pléniglaciaire moyen (Hav.2-P8), de nombreuses papules de ferri-argilanes roulées issues de l'érosion d'un Bt et pour certaines d'un Bth sont intégrées au limon, témoignant d'apports locaux importants (**Figure 21** - D). Certaines papules pourraient s'être accumulées dans des bioturbations. L'activité biologique est intense : chenaux avec comblement de petits pellets arrondis, cavités biologiques plus grandes avec agrégats entassés, aspect parfois grumeleux (**Figure 21** - D).

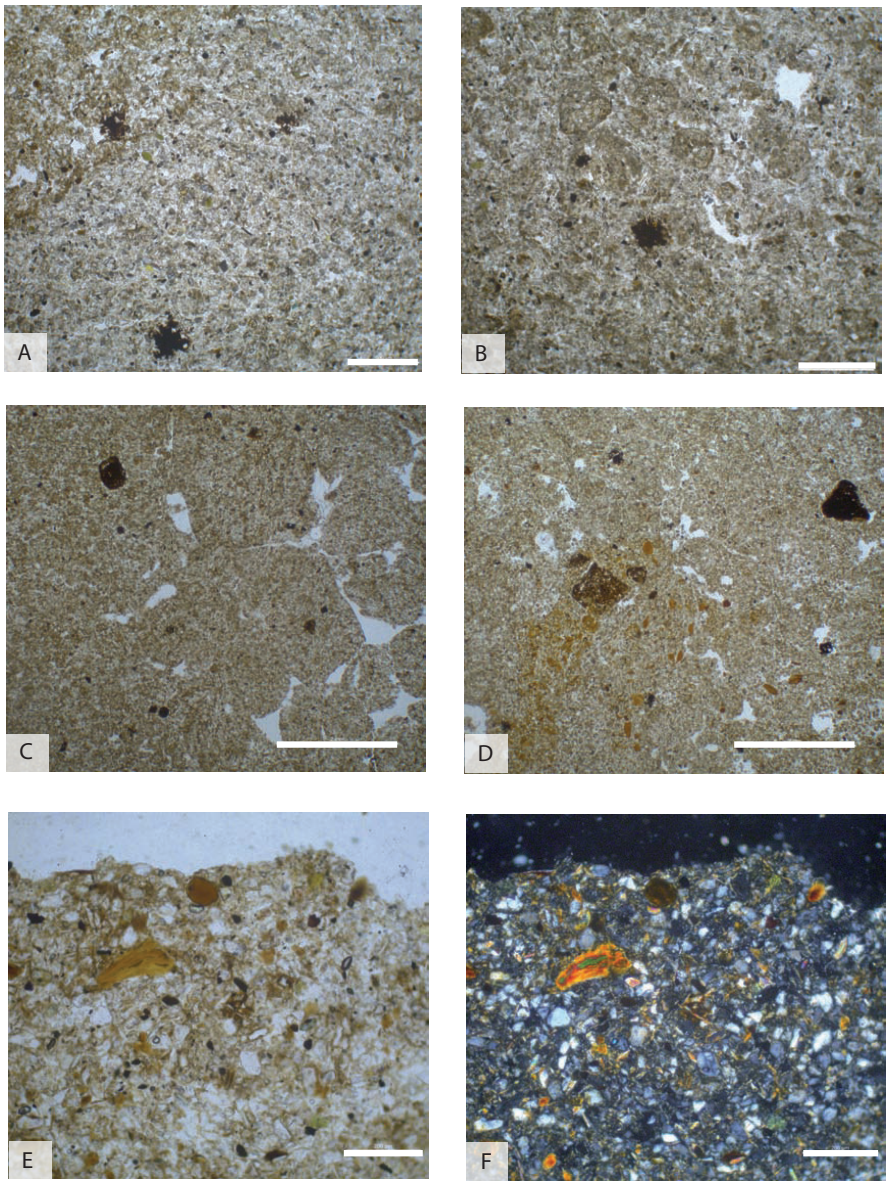


Figure 21 - A : unité 8 (limons à terriers). A droite limon loessique avec une microstructure à tendance lamellaire fine. A gauche, bioturbation de type crotovine comblée par des sédiments plus orangés issus des couches sus-jacentes. Concrétions ferro-manganiques aux contours irréguliers. LPNA. B : unité 11/9 (gleys). Ovoïdes de gélifluxion et microconcrétion ferro-manganique. LPNA. C : unité 12. A droite, bioturbation remplie de gros agrégats coalescents identiques à l'encaissant. LPNA. D : unité 12. Accumulation de papules issues du Bt eemien probablement regroupées dans une bioturbation. Vides polyconcaves liés à la bioturbation. LPNA.
E : unité 12. Papule orangée issue du Bt eemien, papule roulée plus brune issue d'un sol gris forestier et particules charbonneuses dans la masse basale. LPNA. F : unité 12. Idem E, LPA. La masse basale est décarbonatée. LPNA.

Dans la lame Hav.2-P4-1, il s'agit d'un limon quartzeux à matrice poussiéreuse brunâtre contenant des grains de sables et quelques rares petites papules d'argilanes. Quelques grandes cavités allongées sont comblées par des agrégats ovoïdes à arrondis entassés. Des concrétions ferro-manganiques arrondies (500 µm - 1 mm) sont probablement remaniées. De nombreuses micro-concrétions de diamètre 50 µm et des débris fibreux brunâtres inférieurs à 200 µm sont dispersés dans la lame.
Dans Hav.1-P1-1, quelques papules de ferri-argilanes sont également présentes (parfois dans des bioturbations), ainsi que quelques pédoreliques et des microconcrétions ferro-manganiques. L'aspect est massif, comme dans Hav.2-P6-C. De grandes cavités biologiques sont comblées par des agrégats arrondis, parfois compactés.

En conclusion, l'unité 12 est caractérisée par une brunification et une activité biologique importante.
Le sédiment reste relativement massif, l'agrégation et la bioturbation semblant être plus marquées dans la partie supérieure. Les caractéristiques de cette unité permettent de l'attribuer à un petit sol brun boréal développé sur un limon loessique d'origine partiellement colluviale.

Le complexe de sols humifères (unités 14' à 14c)

Les sols humifères ont été échantillonnés localement en 2010 (Hav.1-P4 et P5) et de manière plus systématique en 2011 dans une grande structure (Hav.2-P9, nommée GP pour «grande poche» sur le secteur 2, **Figure 18**).

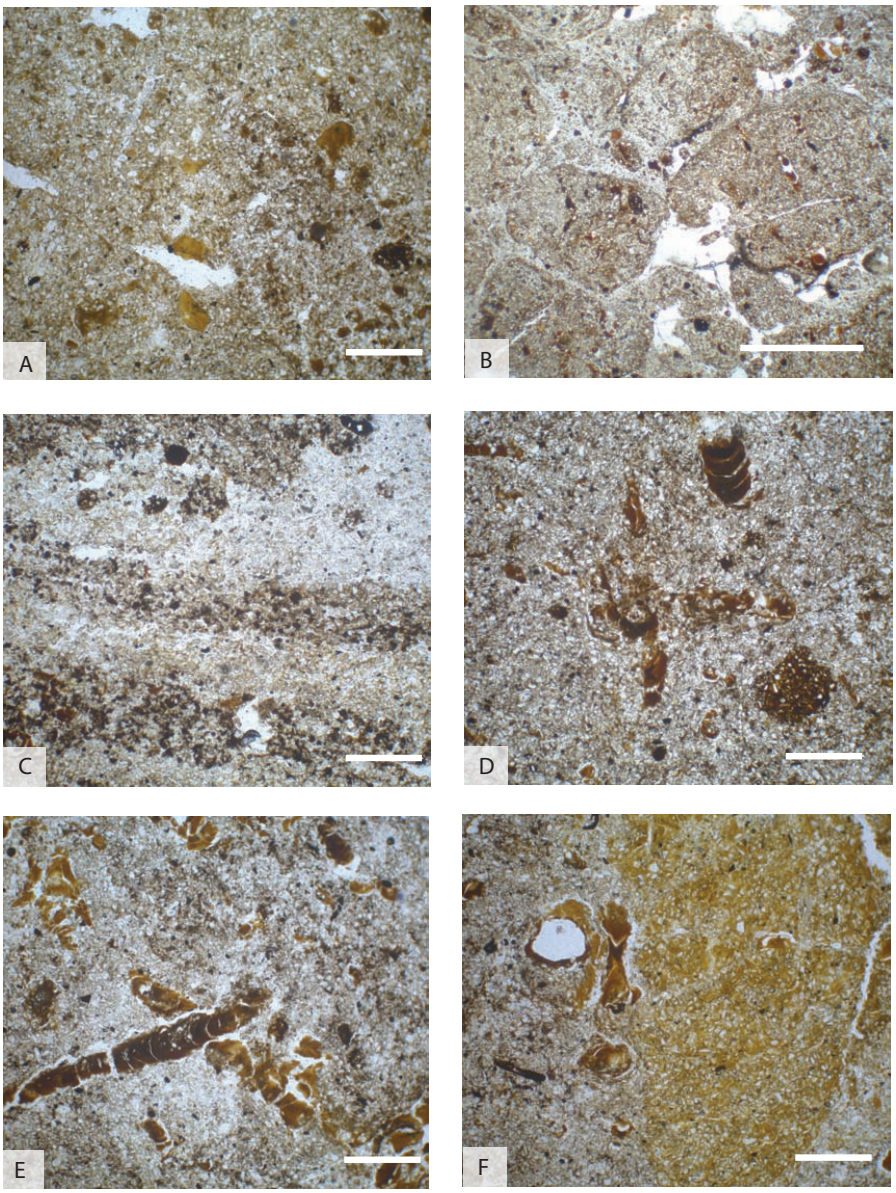


Figure 22 - A : unité 14a. Abondance de papules issues du Bt eemien et des sols gris forestiers repris dans le colmatage terminal de la « grande poche ». LPNA. B : P9-unité 14b. Démantèlement du sol gris forestier par le gel-dégel avec agrégats entourés de coiffes limoneuses. Petites illuviations humifères préservées au cœur des agrégats. Colmatage des espaces inter-agrégat par des siltanes. LPNA. C : P9-unité 14c/14b. Comblement d'une fissure par des sédiments lités très riches en particules charbonneuses. Ces lits sont recoupés par des chenaux dans lesquels se sont déposées de fines illuviations argileuses acajou (hors image). LPNA. D : P9-unité 14c. Illuviations argilo-humiques de type sol gris forestier. LPNA. E : P9-unité (14+15R). Deux générations d'illuviations argilo-humiques plus ou moins foncées. LPNA. F : P9-couche (14+15R). A droite, en orangé, pédorelique issue du Bt. A gauche, chenal avec deux générations de revêtements, l'une brun-orangé, l'autre acajou foncé. LPNA.

Cette « grande poche », liée à la dissolution du substratum crayeux, est comblée par des sédiments brun-noir à dominante humifère, mélangés dans la partie inférieure à des éléments remaniés du Bt 15 (blocs et nodules de sol).

Dans la lame Hav.2-GP-B2 une très grande abondance de papules et de fragments de ferri-argilanes acajou à brun foncé, souvent microlités, est caractéristique du démantèlement d'un horizon Bth de sol gris forestier.

Des taches plus claires dans le sédiment correspondent à des cavités biologiques comblées par des limons emballant des papules de ferri-argilanes orangées de type Bt. Dans la lame Hav.2-GP-B3 se retrouvent ces papules. Le sédiment est relativement moins perturbé puisque de petites illuviations argilo-humiques noirâtres sont encore en place au cœur de certains agrégats.

La structure est grossièrement lamellaire, les agrégats de grande taille étant basculés avec des coiffes sur le dessus.

Les espaces inter-agrégats sont généralement colmatés par des silts blancs lavés.

Plus bas dans la séquence, la lame Hav.2-GP-B4 montre des illuviations argilo-humiques acajou à noirâtres microlitées dans des petits chenaux fragmentés sur place dans les agrégats. Fragments et papules sont dispersés dans les espaces inter-agrégats. La structure est grossièrement lamellaire.

Au niveau de l'échantillon Hav.2-GP-B5 (**Figure 18**), la structure lamellaire est moins développée. Le sédiment est assez massif. Les illuviations argilo-humiques acajou à noirâtres microlitées sont abondantes dans une fine porosité de chenaux et sont plus ou moins fragmentées sur place.

Quelques fragments anguleux sont intégrés à la masse. Quelques concrétions ferro-manganiques arrondies sont dispersées dans la lame. De même, dans l'échantillon de base B8, les ferri-argilanes acajou à noirâtres microlités sont abondants dans la porosité de chenaux. Ils sont en place, mais souvent légèrement fracturés (**Figure 22** - E).

Quelques ferri-argilanes de type Bt brun orangé clair sont présents dans une génération de chenaux antérieurs épars dans la lame.

Ainsi, dans la séquence Hav.2-GP, les échantillons issus des blocs B8 à B5 correspondent à un horizon Bth en place, tandis que les échantillons issus des blocs B4 à B2 témoignent d'un Bth complètement déstructuré puis franchement démantelé par les processus de gel-dégel (coiffes, structure lamellaire).

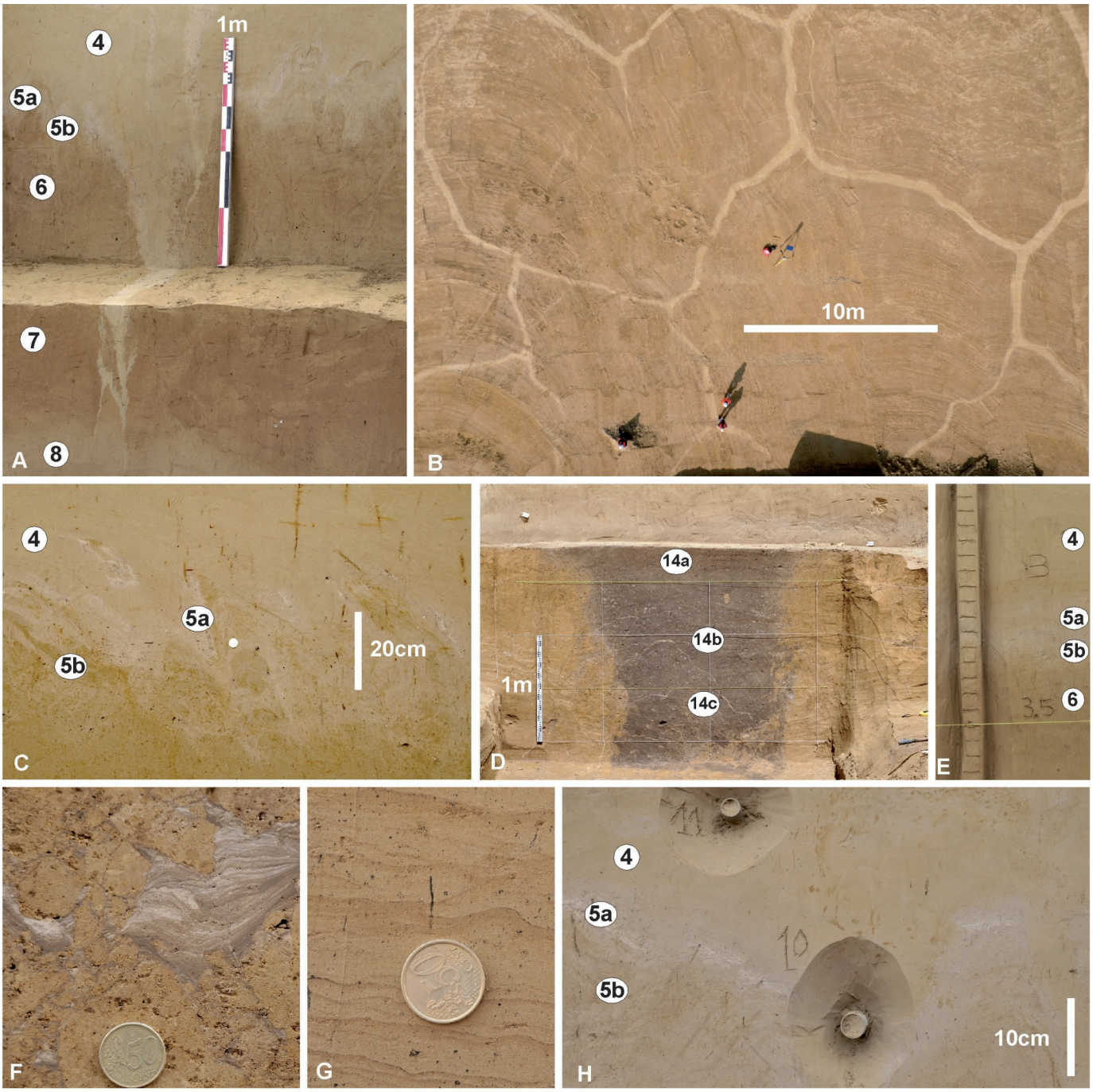


Figure 23 - Hav.2 - Stratigraphie, sédimentologie et structures périglaciaires. A : Hav.2-P5 : grande fente en coin à remplissage loessique (niveau principal F-4) recoupant le « Complexe de sols d'Havrincourt » (cliché P. Antoine). B : vue arienne du réseau polygonal de grandes fentes de gel à colmatage loessique F-4 (cliché D. Gliksman). C : Hav.1-P1 : détail des déformations en langues de l'unité 5 (gley de toundra) à l'interface entre le loess 4 et le sol 6 (cliché P. Antoine). D : Hav.2-P9 : sol gris forestier cumulique piégé dans une grande structure de dissolution du substrat crayeux (cliché P. Antoine). E : exemple d'échantillonnage en colonne continue à 5 cm de résolution (Hav.2-P5) (cliché P. Antoine). F : Hav.2-P9 : colmatage laminé d'une cavité développée à l'interface du remplissage humifère de la dépression et des blocs remaniés du Bt interglaciaire (alternance de silts lavés stratifiés et de lits argilo-humiques) (cliché P. Antoine). G : détail du faciès « limon à doublets » des loess décarbonatés directement sous-jacents à l'unité 15 de Bt interglaciaire 15 (cliché P. Antoine). H : Hav.1-P3 : détail de l'unité 5a/5b de gley de toundra et localisation des tubes de prélèvement pour les datations OSL (cliché P. Antoine).

Le sol brun lessivé basal (unité 15)

Le sol interglaciaire peut être observé à travers les reliques présentes dans les lames prélevées dans Hav.2-P9-GP (en particulier Hav.2-P9-B6), et dans trois échantillons provenant du profil Hav.2-P6 (D, E et F).
Ces derniers correspondent à un horizon de Bt profond.
Les lames Hav.2-P6-D2 et E1 permettent en effet d'observer quelques illuviations de type ferri-argilanes brun-orangé dans des vides inter-agrégats (en remplissage de cavités biologiques). Le sol est développé sur un limon loessique décarbonaté. La porosité de chenaux est abondante mais généralement vide. L'activité biologique se marque également par des chenaux et cavités remplis d'agrégats arrondis (activité des vers de terre).

Les loess de base (unité 16)

L'unité 16 est représentée par la lame Hav.2-P7-1 (**Figure 16**). La lame mince, haute de 80 mm, est divisible en trois parties : une partie supérieure (0 à 37 mm) subdivisée en trois bandes d'une épaisseur de 2,5 à 7 mm, une partie médiane (37-65 mm) subdivisée en dix-huit bandes parallèles d'une épaisseur de 1 à 2 mm et une partie inférieure (65-80 mm) composée d'environ huit bandes parallèles d'une épaisseur de 1 à 2,5 mm.
Le sédiment montre donc à l'œil nu une fabrique plus ou moins bien exprimée en bandes (*banded pattern*), des bandes riches en fraction fine alternant avec des passées limoneuses loessiques (quartz anguleux bien classés et micas) beaucoup plus propres (**Figure 23** - G). Très régulières, parallèles et horizontales dans la partie médiane, les bandes présentent un fort pendage dans la partie inférieure. Ceci pourrait traduire une structure sédimentaire préexistante à la formation des doublets.
La limite supérieure des bandes est nette, souvent soulignée par une fissure. Les bandes montrent une distribution de type porphyrique. La fraction fine disparaît progressivement vers le bas. Le sédiment entre les bandes est plus « chaotique » avec des ensembles à distribution chitonique ou mosaïque (action cryogénique ?).
La microstructure est polyédrique à lenticulaire. Les agrégats présentent une microstructure interne en chenaux ou vésiculaire. Les vides et fissures sont préférentiellement orientés parallèlement aux surfaces des bandes. De fines illuviations sont présentes dans quelques chenaux à l'intérieur des bandes (revêtement argileux en croissant, limpides à légèrement poussiéreux, souvent microlités dans la partie médiane de la lame).

Sédimentologie

Pierre ANTOINE, Guillaume JAMET

Les analyses effectuées sont les suivantes :

1. La granulométrie : méthode de la granulométrie laser en voie humide (Beckman Coulter LS-230). Les échantillons ont d'abord subi une dispersion-défloculation à l'aide d'hexametaphosphate de sodium puis agitation mécanique (pendant 2 h). Une coupure par tamisage à 160 µm est ensuite effectuée afin d'éliminer les particules grossières non sédimentaires comme les concrétions de $CaCO_3$ secondaire (tubules racinaires notamment) et ferro-manganiques (cf. Antoine *et al.*, 2009 pour le détail du protocole de préparation et d'analyse). La limite des classes est définie par interpolation : argiles < 6 µm ; limons fins 6-20 µm ; limons grossiers 20-61 µm et sables fins 61-160 µm et par comparaison (calibration) avec une série d'échantillons de référence analysée par la méthode conventionnelle (tamisage-pipette ; Jamet, 2011).
2. La calcimétrie et le carbone organique total (COT) : analyse par combustion sèche à l'aide d'un microanalyseur CHN (combustion totale du prélèvement à 1050°C sous courant d'hélium/oxygène et sous pression / NF ISO 10694 : 1995).
3. La susceptibilité magnétique de masse (10 cm^3/échantillon) : mesure à l'aide d'un Bartington MS2B, après séchage à 45°C, broyage et tamisage à 2 mm (huit mesures par échantillon avec correction ± 1σ).

Afin d'éviter les redondances, la discussion détaillée des différents paramètres analytiques illustrés par les figures ci-après (**Figure 24**, **Figure 25**, **Figure 26**) est intégrée à la synthèse. Le texte ci-dessous se contente de décrire les grandes lignes de la variation des différents paramètres en fonction de la stratigraphie synthétique. D'une manière générale, il est noté pour toutes les séries analytiques une très bonne corrélation avec les limites stratigraphiques identifiées sur le terrain. Ces transitions s'effectuant parfois d'un échantillon à un autre donc sur moins de cinq centimètres. Par ailleurs les gammes de valeurs sont très proches de celles obtenues sur les séquences de références régionales, analysées par d'autres laboratoires (INRA Arras) et/ou avec des méthodologies différentes, notamment pour la granulométrie (pipette et tamisage). Ces observations permettent d'affirmer la reproductibilité et la fiabilité des données analytiques produites pour les séquences d'Havrincourt.
Tout d'abord, les signaux granulométriques mettent en évidence un contraste très net entre les unités purement loessiques caractérisées par des taux d'argile de 12 à 14 % maximum et les niveaux du complexe de sol des unités 7-6 atteignant 25 à 29 %. La partie supérieure du Bt de surface de l'unité 1a, ainsi que l'horizon Bt 15 affichent par contre des valeurs assez faibles (~ 22 %) pour ce type d'horizon confirmant leur caractère fortement tronqué (Bt profond). Cette érosion semble aussi indiquée par l'interruption au niveau de la surface de la progression régulière des valeurs observées dans cet horizon à partir de 70 cm de profondeur.

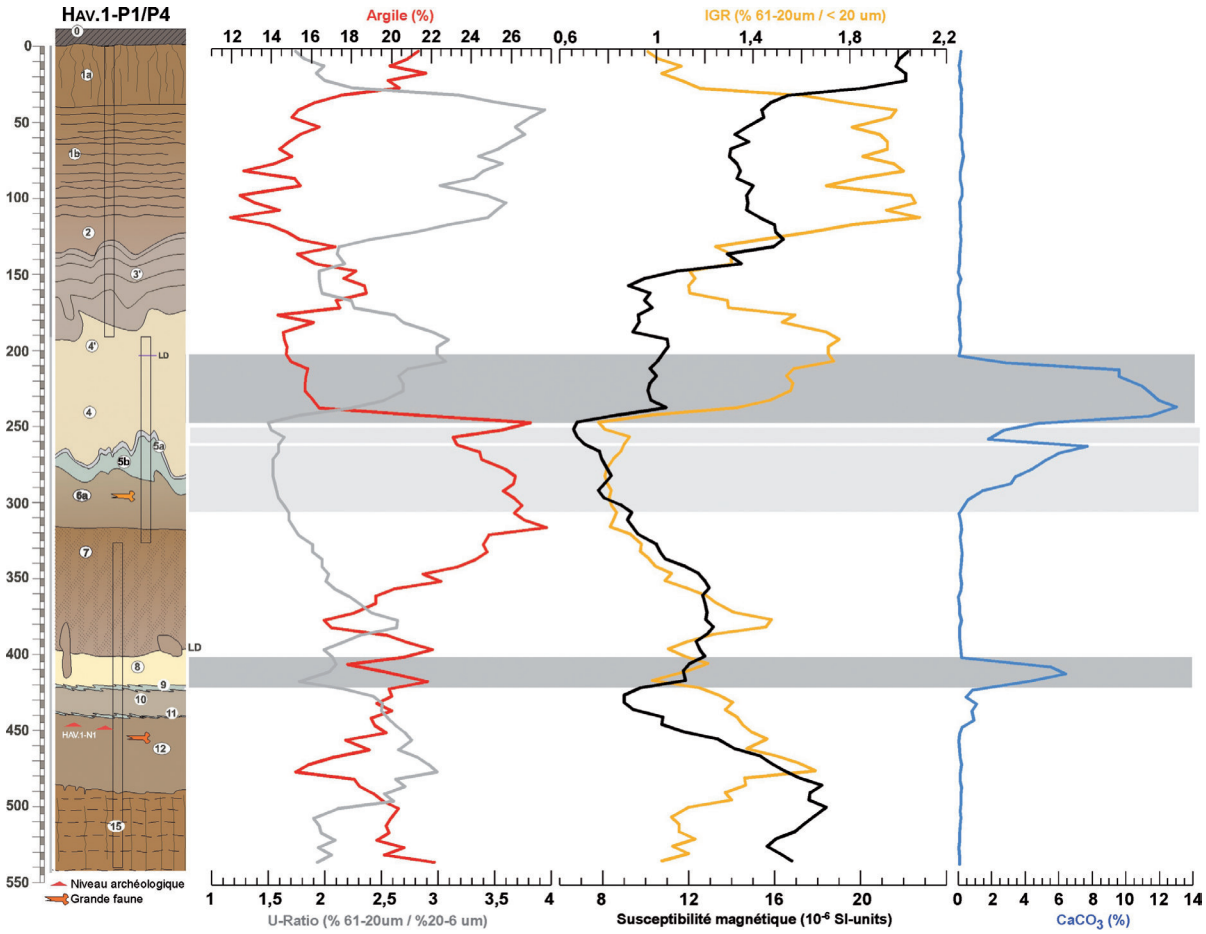


Figure 24 - Hav.1 - profil synthétique P1-P4 : données sédimentologiques.

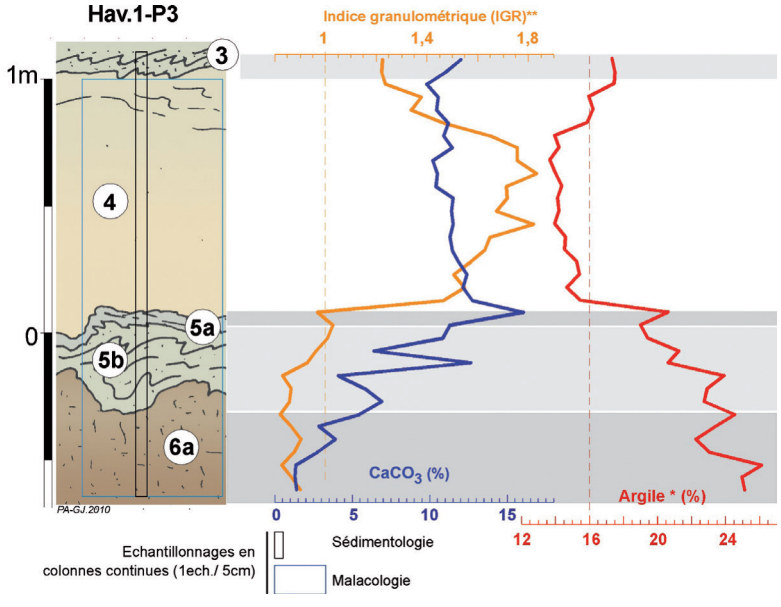


Figure 25 - Hav.1 - profil P3 : données sédimentologiques.

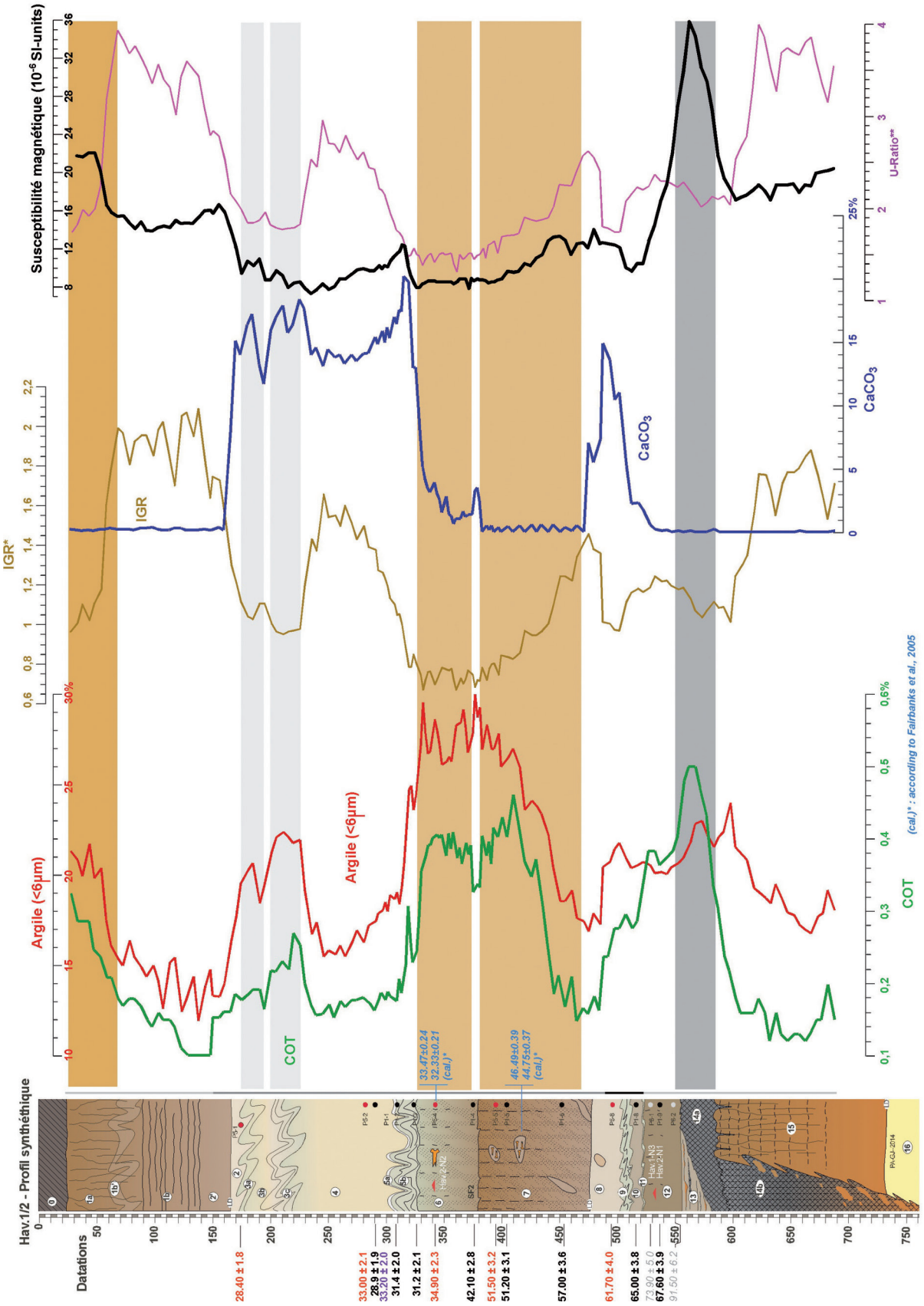


Figure 26 - Hav.1 et Hav.2 : pédostratigraphie synthétique, datations et données sédimentologiques.

Enfin, on remarquera que l'horizon brun de l'unité 12 ne montre pas d'enrichissement en argile (max. 20 %) par rapport au loess sus-jacent des unités 11 à 8.

Toujours dans le registre granulométrique, l'indice granulométrique IGR représentant le rapport entre les fractions limons grossiers et limons fins ajoutés aux argiles (ou le U-ratio excluant les argiles) permet de bien mettre en évidence les grandes phases de dépôts loessiques qui se distinguent par des valeurs nettement plus élevées et toujours supérieures à 1 (Antoine *et al.*, 2009).

À Havrincourt, les variations de l'IGR permettent de décrire deux grandes phases de dépôt loessique à IGR élevé (> 1) dans les unités 1b à 1e (malgré leur décarbonatation) et 4. Plus bas on retrouve des valeurs de 1 à 1,4 dans la partie supérieure du loess de l'unité 8 et de 1 à 1,2 dans l'ensemble des unités 9 à 12. Il est frappant de noter que la structure de ces deux pics d'IGR enregistrés à Havrincourt sur les 3,3 m supérieurs, se retrouve dans les 4 m supérieurs de la coupe de Beugnâtre située à 14 km à l'ouest (**Figure 27**).

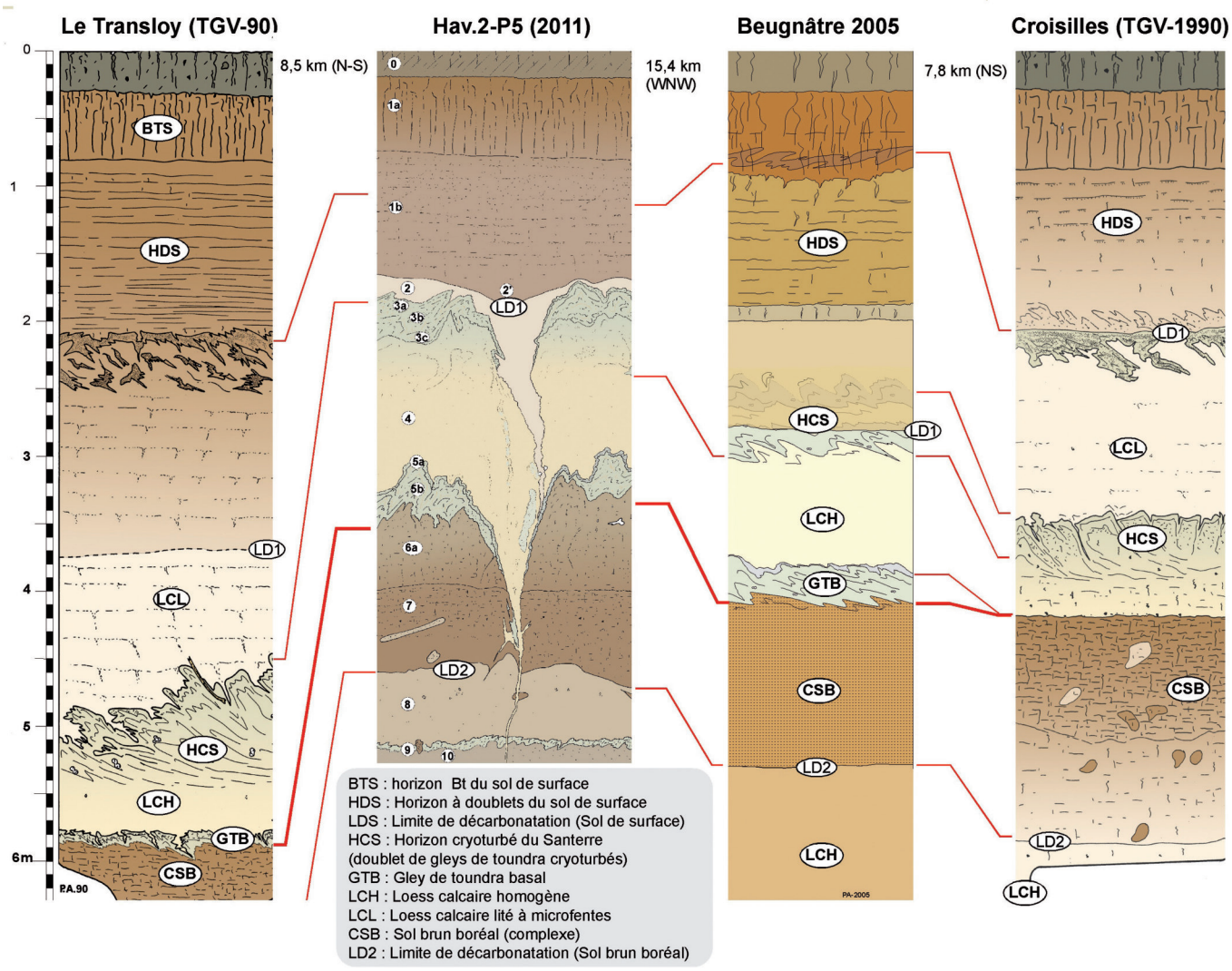


Figure 27 - Corrélations entre la séquence d'Havrincourt (Hav.2-P5) et quelques profils pédosédimentaires régionaux : le Transloy et le Croisilles (d'après Antoine, 1991 modifié), et de Beugnâtre (d'après Antoine, 2005).

Le signal du carbone organique apparaît lui aussi très bien corrélé à la stratigraphie (**Figure 26**). Il souligne clairement les différents épisodes de pédogenèse, notamment ceux du complexe de sols constitué par les unités 6 et 7, qui se caractérise par un doublement de la concentration par rapport à celle des loess (de 0,16-0,18 % à 0,35-0,45 %). La bipartition du gley de toundra complexe de l'unité 3a-3c est marquée par des valeurs plus élevées (surtout en 3c : 0,24-0,26 %) que celles du niveau loessique intermédiaire (3b : 0,17 %). Le loess parent du sol de surface (unité 2) n'est affecté par une augmentation progressive de la concentration du COT qu'à partir de -1,25 m sous la surface actuelle (surface agricole cultivée et enrichie en engrais et matière organique). Au-dessous de cette limite, le loess, bien que décarbonaté par lessivage, montre des concentrations très basses identiques à celle des loess calcaires sous-jacents (~ 0,12-0,16 %). Cette observation est importante car elle permet de supposer que les ossements associés au niveau archéologique Hav.2-N2 et datés par radiocarbone n'ont pas subi de pollution par du carbone organique récent.

D'une manière générale, les valeurs maximales (0,5 %) apparaissent dans la partie supérieure du complexe de sol humifère (unité 14) et les valeurs de COT mesurées dans les différents horizons d'Havrincourt sont parfaitement cohérentes avec celles obtenues dans les autres séquences régionales comme Saint-Sauflieu (Antoine *et al.*, 1994), Bettencourt-Saint-Ouen (Antoine *et al.*, 2003a), Villiers-Adam (Locht *et al.*, 2003) ou Beugnâtre (Antoine *et al.*, 2005).

Enfin, la susceptibilité magnétique, dont les valeurs absolues s'intègrent dans la gamme habituelle pour ce type d'environnement, ne montre pas, en revanche, de très forts contrastes notamment en ce qui concerne le complexe de sols des unités 7-6.

Les valeurs maximales sont classiquement observées dans l'horizon humifère de l'unité 14 (36 SI units), ainsi que dans les 20 cm de l'horizon de labour et les 30 cm supérieurs de l'horizon Bt du sol de surface (18 à 23 SI units) mais restent assez faibles en valeur absolue par rapport à d'autres sites régionaux (horizons fortement tronqués). À l'opposé, les valeurs les plus basses sont associées aux loess calcaires (unités 8-10) et aux gleys de toundra comme l'unité 3 (dégradation des minéraux ferromagnétiques dans les gleys par les processus d'hydro morphie). Le gley de toundra de l'unité 5a montre cependant un pic assez net qui est associé au petit horizon grisâtre d'apparence encroûtée de 3 à 4 cm d'épaisseur où d'ailleurs les valeurs de COT et de $CaCO_3$ remontent brutalement (micro-sol de toundra ?).

D'une manière un peu surprenante, le complexe de sols des unités 7-6 ne montre aucune augmentation notable des valeurs de susceptibilité, seule une petite élévation apparaît dans les 45 cm de la base de l'unité 7. Il est donc clair que ces horizons bruns enrichis en argile résultent d'un type de pédogenèse bien différent de celui des Bt interglaciaires ou des horizons humifères du Début Glaciaire. Enfin l'horizon brun 12 montre même des valeurs nettement décroissantes, de ~ 20 à la base à ~ 10 SI units au sommet, qui signent une évolution inverse de celle généralement caractéristique d'un sol en place.

Cette observation renforce l'interprétation colluviale du mode de dépôt de cette unité proposé préalablement. Cet horizon brun grisâtre aurait été alimenté, notamment dans sa moitié inférieure, par l'érosion et le remaniement par ruissellement d'horizons de sols à fortes valeurs de susceptibilité magnétique comme l'horizon organique de l'unité 14 ou le sommet du Bt de l'unité 15, en accord avec les observations micromorphologiques (présence de nodules de sol, pédoreliques).

Enfin, sans surprise, les valeurs de $CaCO_3$ montrent de très fortes variations entre les faciès de loess calcaires comme l'unité 4 (15-18 %) ou le gley de toundra carbonaté (unité 3) et les faciès de sol brun de l'unité 7 totalement décarbonatés. Il est intéressant de noter la présence d'un pic de $CaCO_3$ à la base de l'unité 6 juste au-dessus de la transition avec l'unité 7 ainsi qu'une tendance à l'enrichissement progressif des valeurs à travers les unités 6 et la transition avec l'unité 5.

Anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM)

France LAGROIX

L'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) est définie par l'orientation cristallographique ou dimensionnelle préférentielle de tous les minéraux. Dans le cas de sédiments loessiques, la fabrique magnétique peut indiquer une sédimentation primaire éolienne avec ou sans empreinte des directions de vent dominant ou d'un remaniement survenant après la sédimentation éolienne. La susceptibilité magnétique (k) est mesurée sur trois plans orthogonaux avec un Kappabridge (KLY-3) définissant un tenseur de second ordre, que nous pouvons visualiser par un ellipsoïde. L'ellipsoïde de l'ASM est caractérisée par trois axes principaux orthogonaux dits axe maximal (k_{MAX}), axe intermédiaire (k_{INT}) et axe minimal (k_{MIN}) ayant chacun une grandeur et une direction (déclinaison et inclinaison). L'excentricité de l'ellipsoïde de l'ASM ou le degré d'anisotropie est traduit par le paramètre Pj et la forme de l'ellipsoïde par le paramètre Tj défini ci-dessous suivant Jelínek (1981) :

$$P_j = \exp\left(\sqrt{2\left[\left(\ln\left(\frac{\kappa_{MAX}}{\kappa}\right)\right)^2 + \left(\ln\left(\frac{\kappa_{INT}}{\kappa}\right)\right)^2 + \left(\ln\left(\frac{\kappa_{MIN}}{\kappa}\right)\right)^2\right]}\right); \quad P_j \geq 1.0$$

$$T_j = \frac{\ln\left(\frac{\kappa_{INT}}{\kappa_{MIN}}\right) - \ln\left(\frac{\kappa_{MAX}}{\kappa_{INT}}\right)}{\ln\left(\frac{\kappa_{INT}}{\kappa_{MIN}}\right) + \ln\left(\frac{\kappa_{MAX}}{\kappa_{INT}}\right)}; \quad \underset{(prolate)}{-1} \leq T_j \leq \underset{(oblate)}{1}$$

où k est la moyenne des grandeurs des trois axes principaux. À chacun des dix-neuf intervalles entre 3,05 et 2,05 cm de profondeur 4 à 6 spécimens ont été mesurés et la moyenne tensorielle calculée suivant Jelínek (1976) d'après Hext (1963) dans le programme PaleoMac (Cogné, 2003).

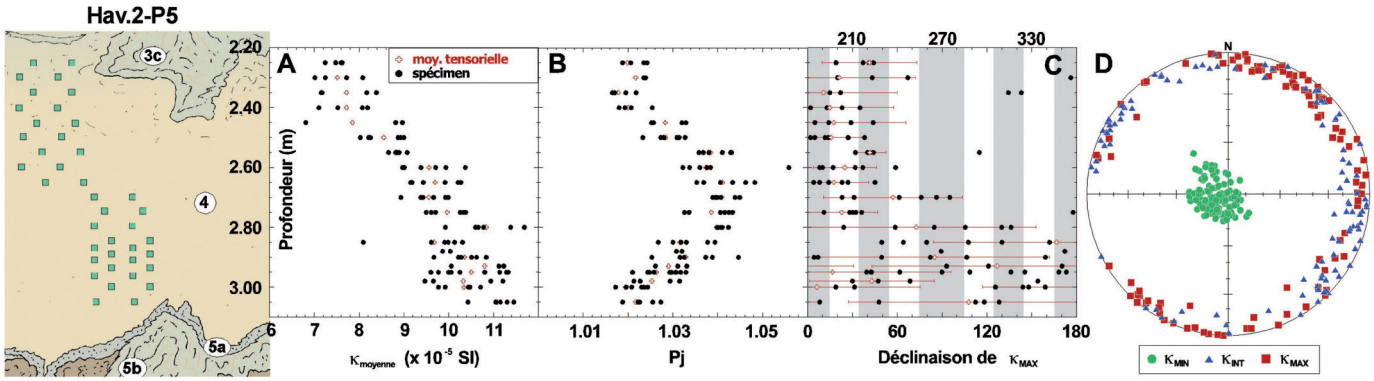


Figure 28 - Résultats d'anisotropie magnétique (ASM) pour l'unité 4 du profil Hav.2-P5. A : susceptibilité magnétique moyenne (kmoyenne) des trois principaux axes (kMAX, kINT, et kMIN) de l'ellipsoïde de l'ASM pour chaque spécimen (ronds noirs), n = 104, et moyenne tensorielle des spécimens à un intervalle de profondeur (croix rouges). B : degré d'anisotropie de l'ellipsoïde de l'ASM en fonction de la profondeur. C : Variation de la déclinaison de kMAX en fonction de la profondeur, l'angle d'incertitude de la déclinaison dans le plan de la foliation (e12) est représenté pour la moyenne tensorielle uniquement. D : projection stéréographique sur l'hémisphère du bas de l'orientation des principaux axes (kMAX = carrés rouges, kINT = triangles bleus, et kMIN = ronds verts) de l'ellipsoïde de l'ASM.

La susceptibilité magnétique moyenne (k moyenne) des spécimens cubiques orientés et de la moyenne tensorielle par intervalles décroît de la base de l'unité 4 à son sommet (**Figure 28** - A). Ceci est conforme aux mesures effectuées sur les échantillons non orientés (**Figure 26**).

L'ellipsoïde de l'ASM des spécimens ainsi que des moyennes tensorielles est de forme oblate avec des valeurs moyennes de Tj de 0,64 ± 0,21 et 0,75 ± 0,16 et un degré d'anisotropie Pj moyen de respectivement 1,03 ± 0,01 et 1,03 ± 0,03. L'unité 4 ne montre aucune variation systématique de Tj en fonction de la profondeur ; une augmentation de Pj de 3,05 m à 2,65 m suivi d'une décroissance jusqu'à 2,25 m est observable (**Figure 28** - B). La distribution spatiale des axes principaux de l'ASM (**Figure 28** - D) définit une fabrique oblate, caractéristique d'une fabrique sédimentaire, ou kMIN représente le pôle de la foliation magnétique et kINT et kMAX reposent dans le plan de la foliation. Les axes kMIN sont resserrés autour d'une orientation moyenne de 255/83 correspondant à une surface de dépôts quasi-horizontale ayant un léger pendage vers le nord-est comme la topographie actuelle. Sur la projection stéréographique (**Figure 28** - D), les axes kINT et kMAX sont dispersés le long du plan de la foliation magnétique et ne permet pas de déceler une orientation préférentielle de kMAX correspondant à une linéation magnétique. Ceci dit, une analyse des variations de la déclinaison de kMAX de la base de l'unité 4 à son sommet montre que celle-ci est mal contrainte de 3,05 m à 2,80 m. A une même profondeur, la déclinaison est très variable ce qui se traduit par un angle d'incertitude dans le plan de foliation (e12) des déclinaisons de kMAX de la moyenne tensorielle sur cet intervalle de 74 ± 14 degrés. Autrement dit, dans le plan de la foliation, la susceptibilité magnétique est isotrope.

Entre 2,75 m et 2,25 m, les déclinaisons de kMAX sont mieux contraintes. La reproductibilité de la déclinaison de kMAX des spécimens à une profondeur donnée est supérieure et se traduit par un e12 moyen de 33 ± 14 degrés sur cet intervalle.

Une linéation magnétique, bien que faible, semble être superposée à la foliation magnétique et celle-ci à une orientation préférentielle NNE / SSO.

Dans les milieux loessiques de l'Alaska, il a été montré qu'une linéation magnétique significative mais faible, de l'ordre de 15 à 20 % de l'anisotropie totale, était représentative de la direction des vents dominants au moment de la sédimentation éolienne (Lagroix & Banerjee, 2002, 2004). Sur cette base, les résultats obtenus dans l'unité 4 peuvent être interprétés en termes de directions de vent au moment du dépôt.

L'IGR et le U-ratio (**Figure 24** et **Figure 26**) identifient l'unité 4 comme une phase de forte sédimentation loessique. Les valeurs maximales de ces indices sont observées entre 2,75 m et 2,45 m en correspondance avec l'intervalle ou la linéation magnétique est la mieux contrainte. De plus, à la base et au sommet de l'unité 4, l'IGR et l'U-ratio sont plus faibles, comme le degré d'anisotropie. L'intensification du transport éolien suggérée par l'IGR et l'U-ratio est vraisemblablement accompagnée d'une augmentation des vitesses moyennes des vents permettant le développement d'une linéation magnétique. Celle-ci nous indique une direction dominante des vents orientés dans un axe NNE / SSO.

Datation

OSL sur quartz

Gilles GUERIN, Pierre ANTOINE., Esther SCHMIDT

Méthodologie

Il était important de définir une stratégie en amont de l'échantillonnage selon le type d'étude à réaliser (géomorphologique, géologique, archéologique) mais aussi du caractère approprié et de l'aptitude du matériel pour la datation par OSL (*Optical Stimulated Luminescence*). Les loess sont bien adaptés à la datation par OSL car leur signal de luminescence géologique est blanchi par la lumière lors de leur transport éolien. Toutefois, pour que la paléodose puisse être correctement interprétée, il faut connaître la profondeur de l'enfouissement de l'échantillon et prêter attention à l'évolution post-dépositionnelle du sédiment, à l'altération diagénétique et pédologique. De plus, les possibles variations de l'humidité du sédiment doivent être correctement estimées et l'homogénéité lithologique de la zone de prélèvement doit être vérifiée (sur un rayon d'au moins 30 cm à cause de la portée des rayons gamma). Les prélèvements n'ont donc été réalisés que dans les zones les plus appropriées.

Sur les deux sites d'Havrincourt (Hav.1 et Hav.2), 23 échantillons ont ainsi été prélevés sans exposition à la lumière à l'aide de tubes en cuivre de 35 x 140 mm. Ces tubes ont été introduits horizontalement dans le sédiment avec un marteau puis scellés aux deux extrémités avec une bande adhésive. Pour la détermination de la dose annuelle et la teneur en eau, environ 2 kg de sédiments ont été prélevés de manière à obtenir la moyenne de la composition sur un rayon de 30 cm autour du point de chaque prélèvement pour l'OSL.

Pour les analyses de luminescence, les opérations de préparation et de mesure ont été réalisées en éclairage contrôlé. Une fraction polyminérale (4-11 µm) a été extraite de la partie centrale des tubes d'échantillonnage en utilisant les techniques proposées par Frechen *et al.* (1996). Les grains de quartz ont été isolés de cette fraction par une attaque de 5 à 12 jours par de l'acide hexafluorosilicique (H2SiF6), suivie d'un rinçage à l'acide chlorhydrique (3N, 1 h). Les aliquotes servant aux mesures de luminescence ont été préparées par sédimentation d'une suspension des quartz dans l'acétone (~ 1 mg/ml) sur des disques en acier de 10 mm de diamètre. Le dépôt finalement obtenu sur les disques est d'environ 1 mg/cm².

Toutes les mesures de luminescence ont été effectuées en utilisant un système Risø TL/OSL DA-15 à 48 positions équipé de diodes bleues (470 nm) et d'une diode laser IR (Bøtter-Jensen *et al.*, 2002). La luminescence optique a été mesurée avec un tube photomultiplicateur Thorn-EMI 9235QA au travers d'un filtre Hoya U340 de 7,5 mm d'épaisseur. La pureté de chaque préparation de quartz a été vérifiée en mesurant la sensibilité à une stimulation infrarouge (IRSL) après une irradiation beta. Ce signal s'est avéré être en général proche de 1 % et toujours inférieur à 3 % à celui obtenu par stimulation par les diodes bleues (OSL), attestant l'absence de feldspaths résiduels.

Les irradiations en laboratoire ont été réalisées par la source 90Sr/90Y du lecteur TL/OSL. Le débit de cette source a été contrôlé et calibré en utilisant une source gamma de débit connu dont dispose le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. Cette calibration a été faite dans les mêmes conditions de géométrie de mesure que celles des échantillons et pour les mêmes densités de dépôt sur les disques, évitant ainsi d'introduire une erreur systématique (Guérin & Valladas, 2014).

Tous les échantillons étudiés ont des propriétés OSL comparables. En particulier, tous présentent un signal d'OSL fortement dominé par la composante rapide (Murray & Wintle, 2003) avec une diminution de plus de 90 % du signal en moins de 1,2 s. Lors de chaque lecture de l'OSL, la stimulation bleue dure 40 s ; le signal est intégré sur les deux premières secondes de stimulation et le bruit de fond sur l'intervalle 33 à 35 s.

Les paramètres des protocoles du SAR (*Single Aliquote Regeneration*) ont été fixés après avoir soumis les échantillons au « test du plateau » qui consiste à examiner l'évolution de la dose apparente déduite du protocole SAR en fonction de la température de préchauffe. Ce test, réalisé pour tous les échantillons par pas de 20°C pour des températures de 180°C à 320°C, fournit un plateau acceptable entre 220°C et 280°C. L'examen complémentaire du rapport de recyclage (qui représente l'évolution de la sensibilité entre le premier et le dernier cycle de mesure) et du rapport d'affaiblissement par l'infrarouge (*IR depletion ratio*) nous ont conduit à choisir pour tous les échantillons les mêmes conditions de mesure : soit une préchauffe de 10 s. à 260°C pour le signal de régénération et une préchauffe de 1 s. à 180°C pour la dose test (normalisation). Enfin, le dernier critère de qualité consiste, après effacement du signal naturel de l'échantillon à mesurer par le protocole SAR sa réponse à une dose connue. Ce critère (*Dose Recovery Test*) proposé par Murray et Wintle (2003), bien qu'il ne soit pas universel (Wang *et al.*, 2011), a été vérifié pour tous les échantillons et s'est révélé satisfaisant.

La quantification de la radioactivité naturelle a été faite en mesurant les concentrations en Uranium (U), Thorium (Th) et Potassium (K) par spectrométrie gamma à haute résolution du sédiment prélevé autour du point d'échantillon.

Ces mesures ont été réalisées au laboratoire de Modane sur un détecteur germanium haute pureté (GeHP) à très bas bruit de fond et n'ont pas montré de déséquilibre dans les chaînes de décroissance radioactives de l'uranium ou du thorium (**Tableau 1** - A). Les différentes composantes du débit annuel de dose (**Tableau 1** - B) sont calculées à partir de ces concentrations en utilisant les facteurs de conversion révisés par Guérin *et al.* (2011). L'incidence sur la dosimétrie de la teneur en eau de la colonne sédimentaire est prise en compte en utilisant les coefficients de saturation en eau mesurés pour chaque échantillon. Le calcul des débits annuels de dose et des incertitudes associées est fait en supposant que la moyenne au cours du temps de la teneur en eau du sédiment se trouve (de manière équiprobable) entre 60 % et 100 % de sa saturation (Aitken, 1985).

	U (ppm)	±	Th (ppm)	±	K (%)	±
HAV1-P1-1	2,89	0,40	10,62	0,27	1,27	0,05
HAV1-P1-2	3,38	0,24	11,39	0,15	1,29	0,02
HAV1-P1-3	4,10	0,40	11,81	0,27	1,35	0,04
HAV1-P1-4	3,31	0,40	12,92	0,27	1,37	0,05
HAV1-P1-5	3,30	0,32	12,18	0,25	1,34	0,04
HAV1-P1-6	3,86	0,40	11,71	0,27	1,42	0,05
HAV1-P1-7	4,14	0,19	13,23	0,13	1,65	0,02
HAV1-P1-8	3,15	0,22	10,73	0,17	1,28	0,03
HAV1-P1-9	3,30	0,24	12,15	0,15	1,52	0,03
HAV1 P3-10	2,67	0,27	8,68	0,15	1,22	0,01
HAV2-P5-1	3,40	0,31	10,18	0,17	1,41	0,03
HAV2 P5-2	3,05	0,27	8,87	0,15	1,20	0,03
HAV2-P5-4	3,70	0,40	11,98	0,27	1,37	0,04
HAV2 P5-5	3,27	0,17	11,49	0,10	1,37	0,03
HAV2-P5-8	3,30	0,40	10,62	0,25	1,41	0,04
HAV2 P6-1	3,37	0,31	11,49	0,17	1,58	0,03
HAV2 P6-2	3,19	0,30	11,51	0,17	1,67	0,03

Tableau 1 - Résultats des mesures réalisées dans le cadre des datations OSL.

	Profondeur (cm)	W (%)	±	Paléodose (Gy)	±	Dose alpha mGy/an	±	Dose bêta	±	Dose gamma	±	Dose cosmique	±	Dose totale	±	Age (ka)	±
HAV1-P1-1	270	35,0	3,5	80,9	1,5	0,50	0,05	1,28	0,08	0,87	0,05	0,15	0,02	2,80	0,18	28,9	1,9
HAV1-P1-2	300	43,9	4,4	87,7	1,6	0,48	0,05	1,28	0,08	0,89	0,05	0,14	0,01	2,79	0,17	31,4	2,0
HAV1-P1-3	320	42,2	4,2	97,4	1,8	0,59	0,06	1,41	0,09	0,98	0,06	0,14	0,01	3,12	0,20	31,2	2,1
HAV1-P1-4	350	39,3	3,9	126,6	2,2	0,52	0,05	1,39	0,09	0,98	0,06	0,13	0,01	3,01	0,19	42,1	2,8
HAV1-P1-5	370	39,4	3,9	150,1	2,7	0,50	0,05	1,35	0,08	0,95	0,05	0,13	0,01	2,93	0,17	51,2	3,1
HAV1-P1-6	415	38,4	3,8	178,4	3,2	0,55	0,05	1,46	0,09	1,00	0,06	0,12	0,01	3,13	0,19	57,0	3,6
HAV1-P1-7	450	42,9	4,3	165,0	2,9	0,59	0,05	1,60	0,09	1,08	0,06	0,12	0,01	3,39	0,19	48,7	2,9
HAV1-P1-8	470	38,2	3,8	177,5	3,2	0,45	0,04	1,29	0,07	0,88	0,05	0,11	0,01	2,73	0,15	65,0	3,8
HAV1-P1-9	500	41,8	4,2	202,1	2,4	0,49	0,04	1,43	0,08	0,96	0,05	0,11	0,01	2,99	0,17	67,6	3,9
HAV1 P3-10	270	36,1	3,6	84,0	1,8	0,44	0,04	1,18	0,06	0,77	0,04	0,15	0,02	2,53	0,14	33,2	2,0
HAV2-P5-1	170	43,1	4,3	81,3	2,0	0,49	0,05	1,33	0,08	0,87	0,05	0,17	0,02	2,86	0,17	28,4	1,8
HAV2 P5-2	280	39,0	3,9	84,1	1,8	0,44	0,04	1,19	0,07	0,78	0,04	0,14	0,01	2,55	0,15	33,0	2,1
HAV2-P5-4	345	43,8	4,4	103,6	2,0	0,52	0,05	1,37	0,09	0,95	0,06	0,13	0,01	2,97	0,19	34,9	2,3
HAV2 P5-5	410	48,4	4,8	140,5	3,1	0,47	0,04	1,27	0,08	0,87	0,05	0,12	0,01	2,73	0,16	51,5	3,2
HAV2-P5-8	495	38,5	3,9	176,4	3,2	0,47	0,05	1,37	0,08	0,91	0,06	0,11	0,01	2,86	0,18	61,7	4,0
HAV2 P6-1	530	50,1	5,0	209,3	4,7	0,44	0,04	1,38	0,09	0,91	0,06	0,11	0,01	2,83	0,18	73,9	5,0
HAV2 P6-2	550	49,5	5,0	262,7	6,9	0,44	0,04	1,42	0,09	0,91	0,06	0,10	0,01	2,87	0,18	91,5	6,2

La contribution du rayonnement alpha à la dose annuelle utilise un coefficient d'efficacité car les rayons alpha sont peu efficaces à produire un signal d'OSL. Ce facteur (non reporté dans le tableau) a été mesuré pour chaque échantillon et varie de 0,039 à 0,045, valeurs proches de 0,04 habituellement utilisée (Rees-Jones & Tite, 1997). Enfin, la contribution du rayonnement cosmique est calculée en utilisant la profondeur de l'échantillon depuis la surface (**Tableau 1** - B) et la densité (environ 2,0) du sédiment le surplombant (Prescott & Stephan, 1982 ; Prescott & Hutton, 1994).

L'ensemble des débits annuels de dose et des paléodoses mesurées par SAR permettent de calculer les âges de dix-sept échantillons et leurs incertitudes analytiques qui sont reportés dans les deux dernières colonnes du tableau ci-après (**Tableau 1** - B).

Résultats

Neuf âges ont été obtenus pour les échantillons de la section Hav.1 et sont reportés dans la **Figure 13**. Ils sont répartis entre 67,6 et 28,9 ka. L'ordre stratigraphique est respecté sauf pour le point Hav.1 P1-7 qui se caractérise par un âge plus jeune difficile à interpréter.

Rien dans les propriétés OSL ne le distinguant des autres échantillons, il faut donc envisager une exposition partielle à la lumière, soit pendant le prélèvement, soit pendant la préparation, ou bien le prélèvement involontaire de sédiments correspondant à un terrier comblé postérieurement (fréquent dans cette zone). Cet échantillon n'ayant été prélevé qu'une seule fois, il n'a pas été possible de confirmer l'une de ces hypothèses et il convient de ne pas tenir compte de cette valeur. Les sept datations des échantillons de la section Hav.2 sont reportées dans les figures 6 et 7 et recouvrent l'intervalle de 91,5 à 28,4 ka. On constate comme pour la section Hav.1 que l'ordre stratigraphique est respecté.

De plus, la position stratigraphique du point Hav.2 P5-4 (niveau archéologique Hav.2-N2) est la même que celle des os de mammifère datés par le radiocarbone. Leurs âges OSL et ^{14}C calibrés sont proches 34,9 ± 2,3 ka (OSL) et 31 410-32 560 ka cal. BP et 30 850-31 261 ka cal. BP d'autre part. Ce bon accord renforce la confiance accordée aux modalités des calculs dosimétriques.

Unité	Matériel	Labo	Age ^{14}C BP	Gamme d'âge calibré [yr cal.BP] (prob. 2 sigmas)	Age médian
6a	Os de cheval (niveau archéologique Hav.2-N2)	Beta - 307416	27 020 ± 140	30 850 - 31 261	31 063
6a	Os de bison (niveau archéologique Hav.2-N2)	Beta - 332604	28 100 ± 180	31 410 - 32 560	31 893
7 (crotovines)	Os : tibia, fémur et coxal de marmotte	Beta - 328569	42 020 ± 380	44 658 - 46 059	45 358
7 (crotovines)	Os : squelette complet de spermophile	Beta - 328570	40 030 ± 370	42997 - 44 380	43 653

Tableau 2 - Datations ^{14}C des restes osseux (calibration d'après Reimer *et al.*, 2013).

Les squelettes de marmotte et de spermophiles préservés dans les colmatages des terriers trouvés dans l'unité 7 sont plus jeunes (~ 44-46 ka) que l'âge OSL (51,5 ± 3,2 ka) mesuré pour le sommet de cette unité (Hav.2 P5-5). Les résultats des datations OSL sont par ailleurs discutés plus en détail dans la synthèse qui les intègre à l'ensemble des autres données.

Datations ^{14}C sur os et TL sur silex chauffés

Huit restes fauniques non brûlés, provenant de l'unité 6a, ont été sélectionnés afin de réaliser des datations ^{14}C AMS et dater ainsi le niveau d'occupation paléolithique Hav.2-N2. Des résultats significatifs et probants n'ont été obtenus que pour deux d'entre eux qui présentaient suffisamment de collagène pour être datés (**Tableau 2**).

Les résultats obtenus sont les suivants : 27 020 ± 140 BP et 28 100 ± 180 BP. Une fois calibrées (**Tableau 2**), ces deux dates donnent un âge moyen d'environ 31,5 ka, en utilisant IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013).

Par ailleurs, deux datations ^{14}C ont été réalisées sur des restes de rongeurs (un ensemble comprenant un tibia, un fémur et un coxal de marmotte et deux squelettes de spermophiles) préservés dans le colmatage des terriers qui affectent l'unité 7 (42 020 ± 380 BP et 40 030 ± 370 BP). Après calibration, les âges obtenus (**Tableau 2**) sont cohérents avec les datations OSL et permettent de resserrer la fourchette chronologique du sommet de l'unité 7. Deux datations TL-silex ont été effectuées sur des artefacts lithiques chauffés provenant de la base de l'unité 12 (Debenham) et ont donné les résultats suivants : 106-130 ka et 92-112 ka. Les résultats sont nettement discordants et par ailleurs sensiblement plus anciens que les âges OSL obtenus dans cette unité. Cette observation semble confirmer l'importance des processus de remaniement de matériaux et d'artefacts issus de sols plus anciens au sein de l'unité 13 suggérés par les données micromorphologiques et l'étude sédimentologique.

La résonance de spin électronique et du déséquilibre dans les familles de l'uranium combinées (ESR/U-Th) et de la résonance de spin électronique (ESR)

Jean-Jacques BAHAIN, Qingfeng SHAO, Christophe FALGUERES

Afin de préciser l'âge géologique des niveaux archéologiques, deux dents ont été analysées par les méthodes de la résonance de spin électronique et du déséquilibre dans les familles de l'uranium combinées (ESR/U-Th). Après un bref rappel technique de la méthode utilisée, les résultats obtenus seront succinctement présentés.

Principe de la datation ESR/U-Th de restes paléontologiques

Depuis la fin des années 1980, l'utilisation combinée des méthodes de la résonance de spin électronique et de la méthode uranium-thorium (ESR/U-Th) permet de dater les restes paléontologiques pléistocènes. Lors de la fossilisation, une incorporation d'uranium dans les différents tissus dentaires et osseux se produit. Par la suite, cet uranium se désintègre naturellement par émission alpha pour donner naissance successivement à différents éléments, notamment au thorium 230 dont la période de décroissance de 75200 ans peut être utilisée à des fins géochonologiques (voir Ivanovich & Harmon, 1992). La datation par résonance de spin électronique (ESR) (Grün, 1989) est pour sa part fondée sur l'accumulation au cours du temps d'électrons piégés sous l'effet de la radioactivité naturelle dans des défauts du système cristallin des minéraux. Le nombre total d'électrons piégés est alors proportionnel à la dose totale de radiations reçue par l'échantillon au cours du temps (en grays, Gy) et à la dose naturelle de radiations reçue par l'échantillon au cours d'une année ou dose annuelle (en µGy/an). Cette dernière varie au cours du temps en fonction de l'évolution de la teneur en radioéléments de l'échantillon.

Le calcul de l'âge ESR d'un échantillon se décompose en deux parties : d'une part la détermination de la paléodose, d'autre part celle de la dose annuelle. Cette dernière a, dans ce travail, été calculée à partir des teneurs en radionucléides de l'échantillon et de son environnement immédiat et de la position géographique du gisement étudié. La paléodose a pour sa part été déterminée par la méthode « de l'addition ».

Différentes aliquotes d'un même échantillon sont «vieillies» artificiellement par irradiation ; à chaque dose d'irradiation appliquée correspond une valeur particulière de l'intensité ESR du signal utilisé pour la datation et l'extrapolation de la courbe théorique de croissance de l'intensité ESR en fonction de la dose ajoutée ainsi obtenue à une intensité nulle donne la valeur de la paléodose de l'échantillon considéré (**Figure 29**).

Pour dater un échantillon, il faut modéliser la cinétique d'incorporation de l'uranium dans les différents tissus dentaires et osseux au cours de la fossilisation. Un modèle combinant données U-Th et ESR a ainsi été proposé (modèle US, Grün *et al.*, 1988), mais il ne peut être appliqué si une perte d'uranium (lessivage) s'est produite après l'incorporation. Shao *et al.* (2012) ont récemment proposé un nouveau modèle de calcul d'âge combinant U-Th et ESR, nommé modèle d'incorporation à vitesse croissante (Accelerating Uptake, AU). L'incorporation est alors décrite comme un processus accélérant au cours du temps et est définie par deux paramètres : le taux d'incorporation initial, f, et l'accélération de ce taux, a. Pour les calculs, on définit un paramètre supplémentaire, n= a/f, qui permet de décrire l'évolution de la teneur en uranium dans le tissu considéré (**Figure 30**).

Résultats

Les deux dents ont été analysées par ESR/U-Th selon le protocole expérimental décrit dans Bahain *et al.* (2002). Au laboratoire, les lamelles d'émail ont d'abord été extraites des dents, puis nettoyées au moyen d'une fraise de dentiste afin d'éliminer toute contamination par du sédiment, de la dentine ou du cément. Ce nettoyage permet d'éliminer la contribution des rayons α «externes» à l'échantillon, afin de corriger les doses β tant interne, c'est-à-dire liée aux radioéléments présents dans ce dernier, qu'externe, issus des radioéléments du sédiment (Brennan *et al.*, 1997) (**Tableau 3**) , ce qui nécessite de mesurer l'épaisseur de celui-ci avant, au cours et après la manipulation.
L'échantillon d'émail a ensuite été broyé mécaniquement, puis tamisé. La fraction 100-200 µm récupérée lors de ce tamisage a été séparée en dix aliquotes. Neuf de celles-ci ont été irradiées au CEA (CEN Saclay) à l'aide d'une source gamma au ^{60}Co à des doses de 34, 55, 85, 137, 228, 371, 586, 937 et 1 475 Gy. Les intensités ESR des dix aliquotes ont ensuite été mesurées avec un spectromètre Bruker EMX, puis les courbes de croissance intensités/doses ont été tracées et les paléodoses déterminées (**Figure 31**).

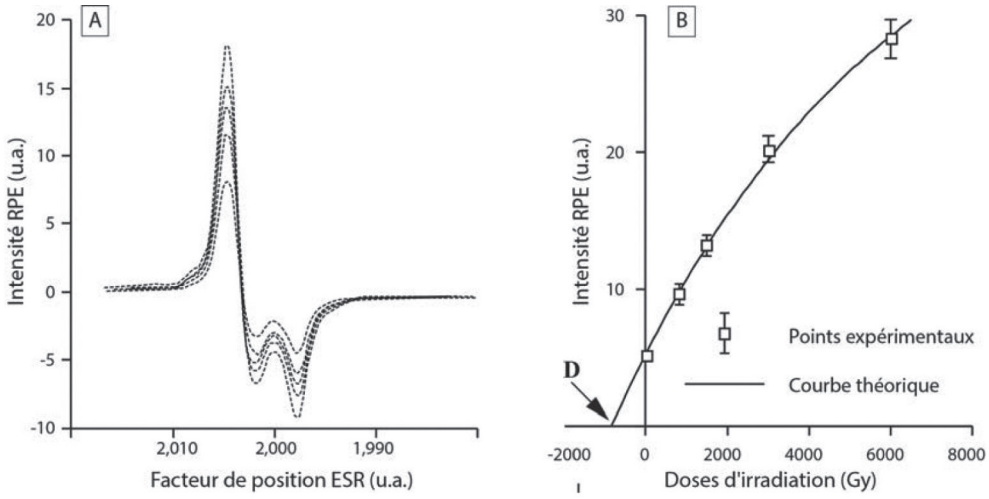


Figure 29 - Evolution de l'intensité ESR d'un émail dentaire en fonction de doses d'irradiation croissantes (A) et construction de la courbe de croissance pour extrapolation de la paléodose (B).

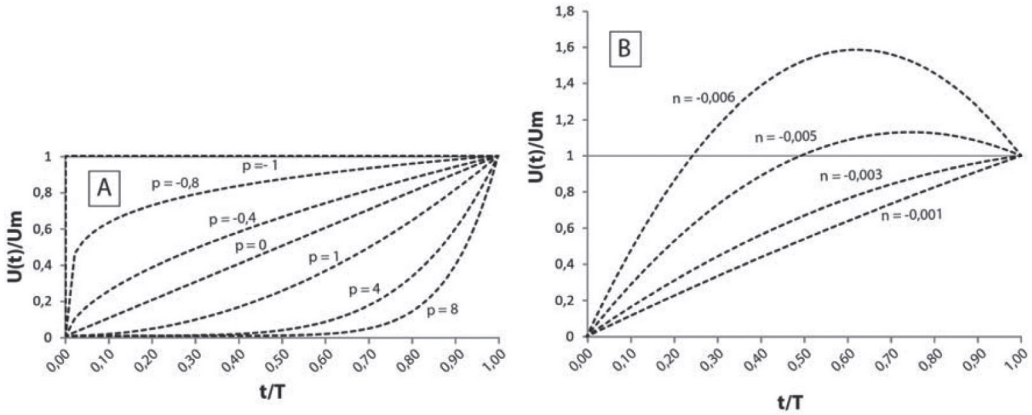


Figure 30 - Evolution de la teneur en uranium dans un tissu paléontologique donné en fonction du paramètre d'incorporation déterminé (A : incorporation seule, modèle US ; B : incorporation puis lessivage, modèle AU).

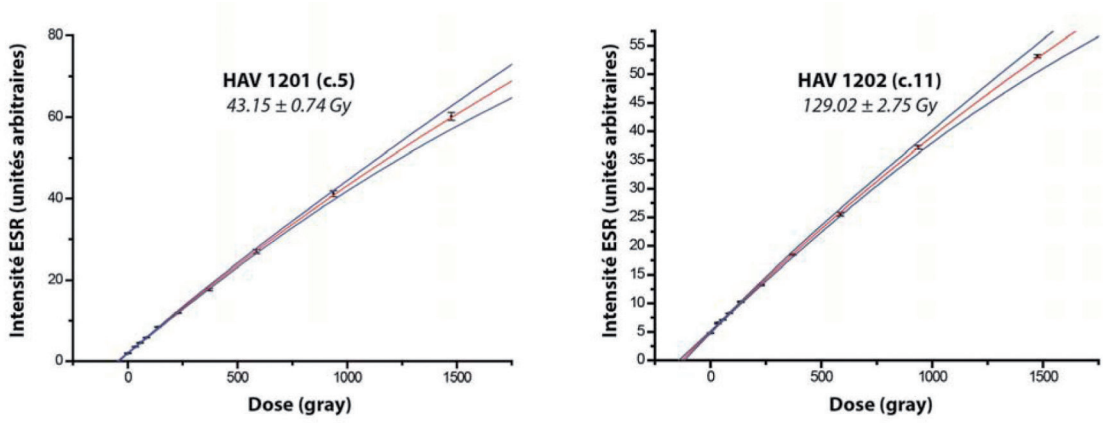


Figure 31 - Courbe de croissance des échantillons.

Echantillon	Nature	$^{222}Rn/^{230}Th$	Epaisseur initiale (µm)	Epaisseur enlevée côté interne (µm)	Epaisseur enlevée côté externe (µm)
HAV1201	Email	1.00	1259 ± 157	147 ± 18	92 ± 12
	Dentine	0.52			
HAV1202	Email	1.00	1527 ± 191	230 ± 29	166 ± 21
	Dentine	0.27			

Tableau 3 - Rapports $^{226}Ra/^{230}Th$ et $^{222}Rn/^{230}Th$ déterminés par croisement des données obtenues par spectrométries alpha et gamma sur les échantillons analysés et épaisseurs utilisées pour la datation combinée ESR/U Th avant et après préparation.

Echantillon	Nature	U (ppm)	$^{230}Th/^{232}Th$	$^{234}U/^{238}U$	$^{230}Th/^{234}U$	Age (ka)
HAV1201	Email	0.44 ± 0,01	63	1,170 ± 0,008	0,282 ± 0,001	35.9 ± 0.1
	Dentine	20,53 ± 0,13	11	1,130 ± 0,008	0,097 ± 0,001	11.1 ± 0.1
HAV1202	Email	3.95 ± 0,02	61	1,449 ± 0,04	0,355 ± 0,002	46.7 ± 0.3
	Dentine	17,15 ± 0,09	78	1,430 ± 0,007	0,443 ± 0,004	61.7 ± 0.7

Tableau 4 - Données U-Th obtenues sur les échantillons analysés.

Echantillon	^{238}U (ppm)	^{230}Th (ppm)	^{40}K (%)
Couche.5	4,10 ± 0,40	11,81 ± 0,27	1,35 ± 0,04
Couche 11	3,30 ± 0,40	10,62 ± 0,25	1,41 ± 0,04

Tableau 5 - Teneurs en radio-éléments des sédiments.

Echantillon	Nature	Paléodose (Gy)	Paramètre d'incorporation p ou n (US ou AU)	D_α interne moyenne * (µGy/an)	D_β externe moyenne (µGy/an)	$D_{(\gamma+cosm)}$ externe** (µGy/an)	D_a moyenne (µGy/an)	Age RPE/U-Th*** (US ou AU) (ka)
HAV1201	Email	43.15 ± 0.74	-1.0000 ± 0.0050	89 ± 54	179 ± 30	1040 ± 55	1308 ± 82	33 ± 2
	Dentine		-0.8905 ± 0.01713					
HAV1202	Email	129.02 ± 2.75	-0.6258 ± 0.0726	745 ± 110	178 ± 22	1003 ± 50	1926 ± 122	67 ± 4
	Dentine		-0.0209 ± 0.0019					

* un facteur k (efficacité alpha) de 0,13 ± 0.02 a été utilisé (Grün & Katzenberger-Appel, 1994).
** La dose cosmique a été calculée à partir de la profondeur en utilisant les tables de Prescott & Hutton (1994).
*** Les erreurs sur les âges ont été calculées en utilisant une approche Monte-Carlo similaire à celle présentée par Shao *et al.* (2014).

Tableau 6 - Paléodose, paramètres d'incorporation, contributions des différents rayonnements au débit de dose annuel et âge ESR/U Th obtenus sur les échantillons analysés.

Les activités des différents radionucléides présents dans les ossements (essentiellement ^{238}U, ^{226}Ra et ^{222}Rn) ont été mesurées par spectrométrie gamma, puis ces tissus analysés par spectrométrie alpha, ce qui permet d'obtenir les rapports $^{234}U/^{238}U$ et $^{230}Th/^{234}U$, indispensables au calcul des facteurs d'incorporation pour chaque tissu (**Tableau 4**). Cette double analyse permet également d'estimer, en croisant les données α et γ, les éventuelles fuites de radium et radon, éléments très mobiles dont les descendants sont d'importants émetteurs α, β et γ (Bahain *et al.*, 1992) (**Tableau 3**).
Les activités des différents radionucléides contenus dans le sédiment entourant les échantillons ont également été mesurées par spectrométrie γ (**Tableau 5**), de façon à calculer leur contribution aux doses β reçues par ces derniers. Les teneurs en eau ont également été mesurées par séchage à l'étuve durant une semaine. La valeur moyenne de 20 ± 5 % a été utilisée pour les deux échantillons.

Enfin les âges ESR/U-Th, les différentes contributions à la dose annuelle et les paramètres d'incorporation de l'uranium pour chaque tissu dentaire ont été calculés, en utilisant les valeurs moyennes des teneurs en radioéléments des sédiments associés et les facteurs de conversion teneurs-doses d'Adamiec & Aitken (1998).

Les âges proposés ont tous été calculés en utilisant la valeur moyenne des mesures de doses gamma effectuées *in situ* et en tenant compte de la profondeur des échantillons afin d'estimer la dose cosmique qu'ils ont reçus au cours de leur histoire géologique. Les âges ESR/U-Th, les différentes contributions à la dose annuelle et les facteurs d'incorporation obtenus sont présentés **Tableau 6**.

La dent HAV1201, provenant du niveau archéologique paléolithique supérieur Hav.2-N2 est ainsi datée de 33 ± 2 ka, la dent HAV1202, issue du niveau moustérien Hav.2-N1, de 67 ± 4 ka. Ces deux niveaux archéologiques sont par ailleurs datés de 34,9 ± 2,3 ka et 67,6 ± 3,9 ka par OSL, l'âge ^{14}C du niveau supérieur étant de 32,8 ± 0,3 ka cal BP. La chronologie du gisement est donc confirmée par ces nouveaux résultats.

L'analyse combinée par uranium-thorium (U-Th) et résonance de spin électronique (ESR) de dents recueillies lors de la fouille a permis de dater le niveau archéologique et les restes lithiques et paléontologiques qui y ont été recueillis de 33 ± 2 ka (Hav.2-N2) et 67 ± 4 ka (Hav.2-N1), respectivement, en accord avec les données préalablement obtenus par radiocarbone et luminescence.

Malacologie

Olivier MOINE

Les échantillons des séries Hav.1-P1 et Hav.2-P5 (cf. **Méthodes mises en œuvre sur le terrain, p. 22**) ont été tamisés sous l'eau à 425 µm, puis séchés. Les coquilles entières et les fragments uniques ont été triés et identifiés, puis les individus dénombrés selon la méthode de comptage mise au point par Ložek (1964). Le nombre d'individus par assemblage, ou abondance, varie entre 0 et 413 sur Hav.1-P1 et entre 2 et 394 sur Hav.2-P5 (**Figure 29**). Le nombre d'espèces, ou la richesse, varie entre 0 et 4 sur Hav.1-P1 et entre 2 et 6 sur Hav.2-P5.

Sur la base de synthèses taxonomiques (Anderson, 2005 ; Bank *et al.*, 2001 ; Falkner *et al.*, 2002 ; Rocroi *et al.*, 2007) et écologiques (Adam, 1960 ; Germain, 1930 ; Kerney *et al.*, 1983 ; Ložek, 1964 ; Zilch & Jaeckel, 1962), nationales et européennes, ont été identifiés cinq taxons terrestres, i.e. *Pupilla muscorum* (Linnaeus, 1758), taxon euryèce de milieu découvert, *P. alpicola* (Charpentier, 1837), taxon palustre actuellement montagnard préférant les environnements calcaires, *Trochulus hispidus* (Linnaeus, 1758) (une présence unitaire sur Hav.1-P1), taxon mésophile excepté dans les stations trop sèches, *Succinella oblonga* (Draparnaud, 1801), taxon hygrophile de milieu ouvert à végétation clairsemée, et les limaces, et quatre taxons aquatiques, i.e. *Gyraulus crista* (Charpentier, 1837), *Planorbis planorbis* (Linnaeus, 1758), *Valvata cristata* (Müller, 1774) et *V. piscinalis* (Müller, 1774), chacun représenté par une présence unitaire sur Hav.2-P5. Ces quatre taxons aquatiques préfèrent les milieux d'eau stagnante, ou à écoulement lent, riches en plantes, voire encombrés de végétation.

La composition, l'abondance et la richesse de ces prélèvements sont dans la norme des malacofaunes des loess de la façade nord-ouest de l'Europe continentale qui sont le plus souvent dominées par tout ou partie des quelques taxons identifiés à Havrincourt, i.e. *P. muscorum* (milieu ouvert, euryèce), *T. hispidus* (mésophile), *S. oblonga* (hygrophile, milieu découvert) et *P. alpicola* (palustre, montagnard) (Moine, 2008, 2014). Les milieux associés sont le plus souvent pauvres en raison de conditions topographiques et climatiques défavorables au développement d'une végétation diversifiée (**Figure 32**).

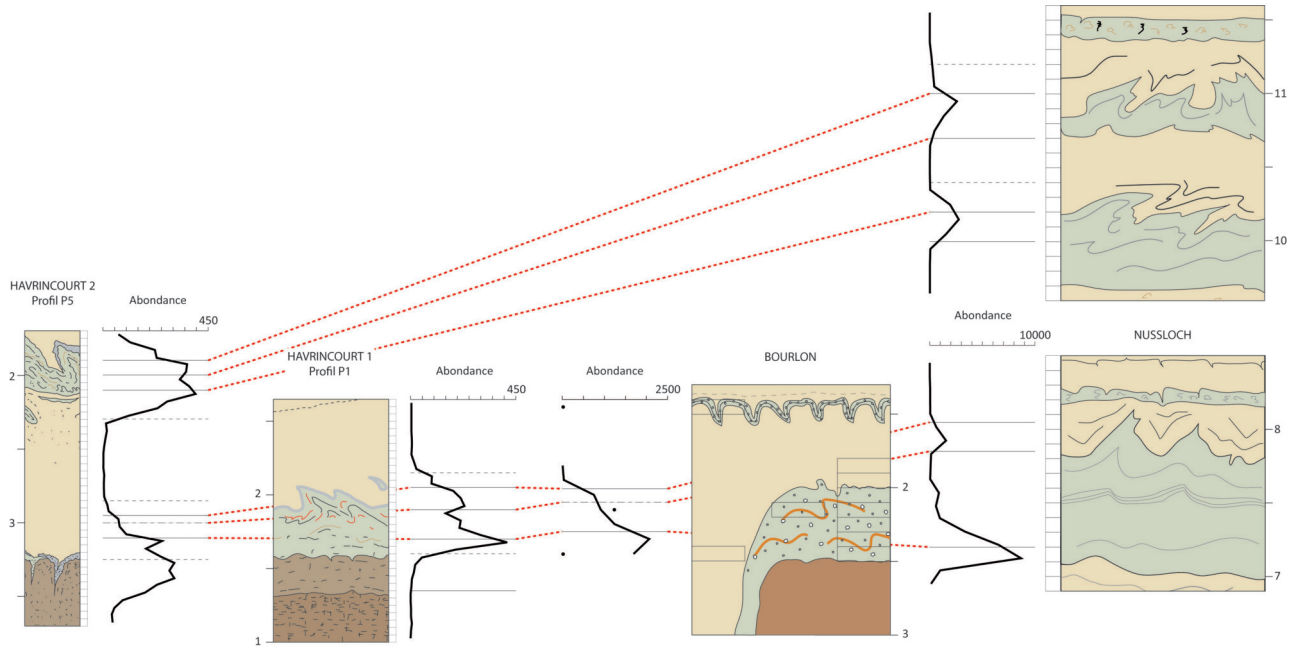


Figure 32 - Variations de la dynamique de l'abondance totale en mollusques à travers les gleys de toundra d'Havrincourt, Bourlon et Nussloch (gley de toundra G2 en bas et G3 et G4 en haut).

Chronologie de mise en place des différentes couches stratigraphiques

Anne PHILIPPE, Marie-Anne VIBET, Jean-Jacques BAHAIN

Problématique

Il s'agit d'aborder la question de la chronologie de mise en place des niveaux stratigraphiques et archéologiques observés sur le site.
Notre approche repose sur un modèle de statistique bayésienne destiné à la construction de chronologies archéologiques. La modélisation bayésienne permet d'intégrer à la fois des datations archéométriques, par exemple des âges radiocarbone, et l'ensemble des connaissances *a priori* disponibles sur le site de fouille, telles que les relations stratigraphiques observées ou fournies par des considérations géologiques de tout ordre.
La modélisation présentée a été faite avec le logiciel *ChronoModel*, version 1.5 (Vibet *et al.,* 2016). Ce logiciel libre de droit permet de construire des chronologies archéologiques à partir des résultats de datation disponibles et obtenus par différentes méthodes (radiocarbone, thermoluminescence ...) et à partir de toute information disponible sur des contraintes temporelles qu'il est possible de hiérarchiser entre les différents niveaux stratigraphiques et géologiques (Lanos, Philippe, 2015, 2017).

Statistique bayésienne

Dans notre modèle, l'âge d'une couche stratigraphique ou d'un niveau archéologique, symbolisé par le paramètre θ, est estimé à partir de données numériques, en l'occurrence les âges dérivant des analyses géochronologiques. Ce paramètre θ est aussi appelé *paramètre d'intérêt*.
La statistique bayésienne est une méthode d'estimation de ce paramètre θ, permettant de prendre en compte à la fois les informations *a priori* disponibles pour ce paramètre et des observations en lien avec celui-ci (Robert *et al.,* 2009). Elle repose sur le théorème de Bayes.
L'information a priori est intégrée à la modélisation via une loi de probabilité sur le paramètre d'intérêt qui est supposé aléatoire. On va ainsi construire une loi de probabilité, notée π sur le paramètre d'intérêt θ, qui résumera l'ensemble des informations disponibles sur ce dernier. Cette loi de probabilité est appelée loi *a priori*.
Ainsi, la statistique bayésienne articule deux lois de probabilités, la loi *a priori* du paramètre d'intérêt θ et la loi des observations, notée f(observations | θ), qui dépend du paramètre θ que l'on veut estimer. Cette loi est interprétée comme la loi des observations conditionnellement au paramètre θ. A l'aide de la formule de Bayes, on obtient une loi *a posteriori* au vue des observations.

La formule utilisée est la suivante :

$$\pi(\theta \mid observations) = \frac{f(observations \mid \theta)\,\pi(\theta)}{\int f(observations \mid \theta)\,\pi(\theta) d\theta}$$

Cette loi *a posteriori* est l'estimation bayésienne du paramètre θ. Elle correspond à la mise à jour des connaissances *a priori* sur θ à partir des observations. Cette équation nous permet d'obtenir la densité de probabilité de ce paramètre inconnu, du moins dont nous ne connaissons que la loi *a priori*, à partir de l'observation des données disponibles, notées observations dans l'équation.
A partir de cette loi, on peut obtenir des estimateurs ponctuels, par exemple en prenant la moyenne ou la médiane de cette loi, ainsi que des intervalles de confiance, aussi appelés intervalles de crédibilité.

Généralement, la densité de la loi *a posteriori* est trop complexe pour en obtenir une forme analytique et pour calculer les intervalles de crédibilité. Les méthodes de Monte Carlo basées sur la simulation de variables aléatoires, fournissent cependant une solution pour approcher ces quantités. En effet on sait qu'à partir d'un grand échantillon simulé suivant la loi *a posteriori*, il est possible d'estimer avec une bonne précision, qui dépend de la taille de l'échantillon, la moyenne, la variance et l'intervalle de crédibilité du paramètre d'intérêt.

Dans *ChronoModel*, les algorithmes implémentés pour simuler ces échantillons sont des algorithmes de Monte Carlo par chaînes de Markov. Une chaîne de Markov est une suite de variables aléatoires dépendantes $(z_0,\dots,z_T)$. Partant d'un point aléatoire z_0, on simule z_t suivant une loi de probabilité, appelée la loi de transition, qui dépend uniquement du passé immédiat z_{t-1}. L'objectif est de construire des lois de transition qui assurent qu'à partir d'un certain T_0, la loi de z_t, pour $t>T_0$ soit proche de la loi a *posteriori*. Lorsque cette condition est satisfaite, on peut alors appliquer les méthodes de Monte Carlo usuelles pour calculer des approximations de la loi *a posteriori* à partir des valeurs de la chaîne de Markov $(z_{T_0},\dots,z_T)$. Les échantillons simulés sont donc des chaînes de Markov issues de la loi *a posteriori*.

Information a priori et matériel archéologique

Les séquences stratigraphiques observées sur les deux secteurs, Hav.1 et Hav.2, sont très similaires. Il a ainsi été possible d'y définir une vingtaine de couches litho- et pédo-stratigraphiques (cf. ce chapitre) qui ont été interprétées comme représentant la succession chrono-climatique suivante :

- Couches 0 et 1 – Tardiglaciaire et Holocène : horizon de labour et horizon Bt de sol brun lessivé (sol de surface) ;
- Couches 2 à 5 – Pléniglaciaire supérieur : loess carbonaté et horizons de gley de toundra ;
- Couches 6 et 7 – Pléniglaciaire moyen : horizons de sol boréal et de sol brun arctique ;
- Couches 8 à13 – Pléniglaciaire inférieur : loess carbonaté, gley de toundra, horizon brunifié et colluvions litées ;
- Couche 14 – Début Glaciaire: horizons de sol gris forestier et de sol isohumique steppique ;
- Couche 15 - Eemien : horizon Bt tronqué de sol brun lessivé ;
- Couches 16 et 17 - Saalien : loess carbonaté.

Les niveaux HAV.2-N1, HAV.1-N3, et HAV.2-N2 contiennent, en plus des pièces archéologiques, des restes de grands mammifères, ossements et dents. Des restes de microfaune ont de plus été recueillis dans des terriers observés dans la couche 7. Ainsi, nous disposons d'une information *a priori* à travers la relation temporelle existant entre ces différentes couches. De plus, la reconnaissance dans la séquence d'un paléosol de rang interglaciaire attribuée à l'Eemien (couche 15) permet de fixer la période d'étude entre -130 000 ans (limite couches 15/16) et aujourd'hui.

Dans chaque secteur, un total de 25 échantillons a été prélevé pour analyses géochronologiques sur différents profils numérotés Pi dans 8 des couches citées précédemment (**Tableau 7**). Ces échantillons ont principalement été analysés par luminescence stimulée optiquement (OSL)(17 échantillons de sédiments), mais également par radiocarbone (4 échantillons, ossements de macro- et micro-faune) et par résonance de spin électronique couplé à l'uranium-thorium (ESR/U-Th)(2 échantillons, dents de macro-faune).

Ainsi, la chronologie de la succession stratigraphique d'Havrincourt a principalement été établie à partir des âges OSL. Rappelons ici que l'événement daté par OSL correspond à la date de la dernière exposition à la lumière de l'échantillon, ici les grains de quartz du sédiment. Ainsi, cet événement correspond à la date de dépôt des sédiments correspondant aux différentes couches prélevées.
Les dates ^{14}C et ESR/U-Th, réalisées sur des restes paléontologiques, correspondent à la date de mort de l'organisme analysé. Ces dernières dates ont été introduites dans la modélisation afin de contraindre les périodes de dépôt des couches du site d'Havrincourt. Il s'agit alors de *Terminus Post/ Ante Quem*.

Couche	Nom de l'échantillon ou de l'analyse	Méthode de datation	Niveau paléolithique	Age (ka)
C2	OSL HAV2-P5-1	OSL		28.4 ± 1.8
C4	OSL HAV1-P1-1	OSL		28.9 ± 1.9
	OSL HAV1-P3-10	OSL		33.2 ± 2.0
	OSL HAV2-P5-2	OSL		33.0 ± 2.1
C5a	OSL HAV1-P1-2	OSL		31.4 ± 2.0
	OSL HAV1-P1-3	OSL		31.2 ± 2.1
C6	Beta 307416	C14	HAV2-N2	27.0 ± 0.1
	Beta 332604	C14	HAV2-N2	28.1 ± 0.2
	ESR / U-Th Hav1201	ESR/U-Th	HAV2-N2	34.0 ± 2.0
	OSL HAV2-P5-4	OSL		34.9 ± 2.3
	OSL HAV1-P1-4	OSL		42.1 ± 2.8
Rongeurs	Beta 328569	C14		42.0 ± 0.4
	Beta 328570	C14		40.1 ± 0.4
C7	OSL HAV1-P1-5	OSL		51.2 ± 3.1
	OSL HAV1-P1-6	OSL		57.0 ± 3.6
	OSL HAV2-P5-5	OSL		51.5 ± 3.2
C8	OSL HAV1-P1-7	OSL		48.7 ± 2.9
	OSL HAV2-P5-8	OSL		61.7 ± 4.0
C10	OSL HAV1-P1-8	OSL		65.0 ± 3.8
C12	ESR/ U-Th HAV1202	ESR/U-Th	HAV2-N1	67.0 ± 4.0
	OSL HAV1-P1-9	OSL		67.6 ± 3.9
	OSL HAV2-P6-1	OSL		73.9 ± 5.0
	OSL HAV2-P6-2	OSL		91.5 ± 6.2
C12 Inf	TL1	TL		118.0 ± 12
	TL2	TL		102.0 ± 10

Tableau 7 - Echantillons géochronologiques analysés (observations) dans la séquence stratigraphique du site d'Havrincourt. (OSL = Luminescence, C14 = radiocarbone, ESR/U-Th = résonance de spin électronique couplé à l'uranium-thorium).

Modélisation chronologique

Nous cherchons donc à préciser les périodes de dépôt des sédiments constituant les différentes couches stratigraphiques et de préciser l'âge des niveaux paléolithiques qui y sont interstratifiés, à partir de l'analyse des différents types d'échantillons qui y ont été prélevés et ont été datés par OSL, ^{14}C et ESR/U-Th.

Le logiciel *ChronoModel* (version 1.5) a été utilisé pour simuler les échantillons nécessaires pour approcher la loi *a posteriori* correspondant à cette chronologie de mise en place via les méthodes de Monte Carlo. On a ensuite utilisé le package '*ArchaeoPhases*' (version 1.1) du logiciel R adapté pour calculer les informations statistiques permettant l'analyse et l'estimation des dates de la chronologie archéologique ainsi établie.

Choix de modélisation

La modélisation avec *ChronoModel* nécessite la définition d'événements archéologiques ou géologiques précis. Ici, par exemple, les dates OSL obtenues correspondent au dépôt des grains de quartz prélevés, alors que les dates ^{14}C et ESR/U-Th sont associées au décès d'un animal et à son enfouissement dans les sédiments.

Dans cette modélisation avec *ChronoModel*, un événement est défini pour chaque date obtenue, quelle que soit la méthode utilisée pour l'acquérir (luminescence, radiocarbone ou résonance de spin électronique). De plus, tous les événements correspondant à une même couche stratigraphique sont rassemblés dans un même groupe.
Ainsi, au total, huit groupes de dates correspondant aux couches échantillonnées (C2, C4 à C8, C10 et 12) ont été créés, auxquels ont été ajoutés des groupes supplémentaires correspondant aux niveaux paléolithiques Hav.2-N1 (dans C 12) et Hav.2-N2 (dans C6a) et à l'épisode à rongeurs (lors de la phase de pédogénèse affectant C7). L'objectif est alors d'estimer le début et la fin de chacun de ces groupes de dates.

La figure suivante (**Figure 33**) présente la modélisation des événements et des groupes de dates précédemment définis. Les relations d'ordre temporel, relations stratigraphiques ou géologiques, prises en compte entre les événements sont symbolisées par des flèches reliant les événements deux à deux, la flèche partant de l'événement le plus ancien et pointant vers l'événement le plus récent.

Explication mathématique du modèle utilisé

Supposons que nous possédons n résultats archéométriques (âges). Soit A_i l'une de ces mesures, soit t_i la date calendaire associée à cet âge, les paramètres A_i et t_i sont alors reliés par la formule suivante :

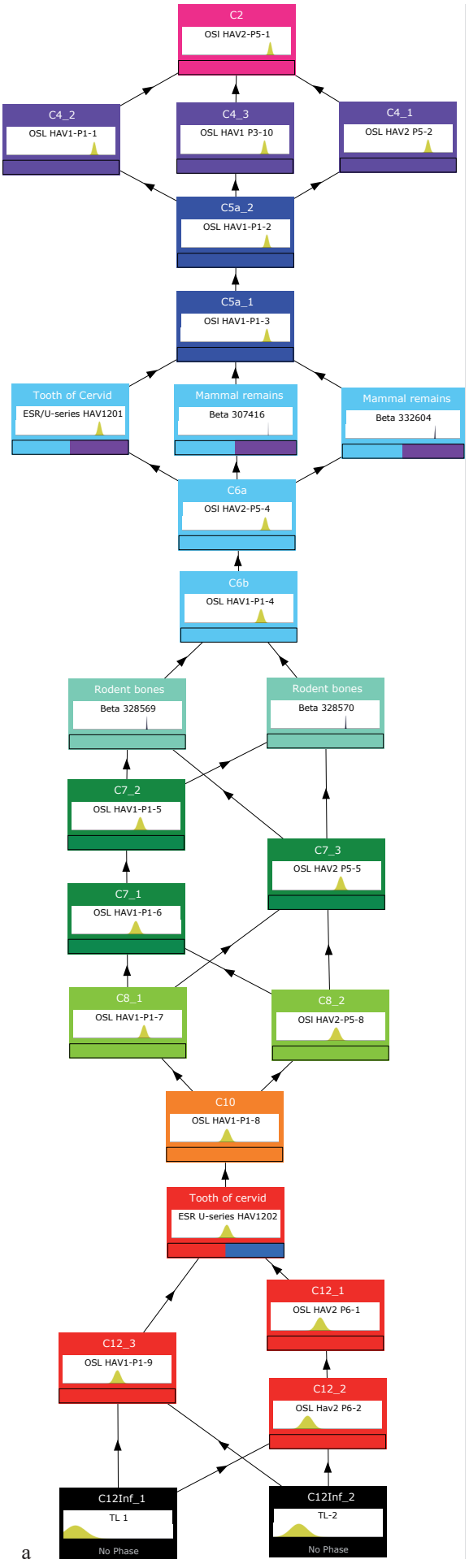
$$A_i = g_i(t_i) + \eta_i \text{ pour tout } \; i = 1, \ldots, n$$

où g_i est la courbe de calibration associée au type de datation de l'échantillon i et η_i est une variable aléatoire gaussienne centrée qui modélise à la fois les erreurs de mesure du laboratoire faites sur A_i et les erreurs sur la courbe de calibration g_i.

Soit θ la date d'un événement archéologique que l'on cherche à estimer à partir de n mesures de datation réalisées sur n échantillons différents. A chacune des mesures de datation, on associe une date que l'on note $t_1,...,t_n$. On suppose que ces dates caractérisent la date θ.

Idéalement on devrait donc avoir $\theta = t_i$ pour tout $i=1,...,n$ aux erreurs de mesure près. Dans la modélisation bayésienne proposée, on autorise des différences entre la date θ et les dates $t_1,...,t_n$ pour prendre en compte les erreurs lors du prélèvement des échantillons sur le site, qui induisent souvent des outliers et des inversions stratigraphiques dans les datations. Le modèle se traduit alors par l'équation suivante :

$$t_i = \theta + \varepsilon_i \text{ pour tout } \; i = 1, \ldots, n$$
$$\varepsilon_i \sim N\left(0, \sigma_i^2\right)$$



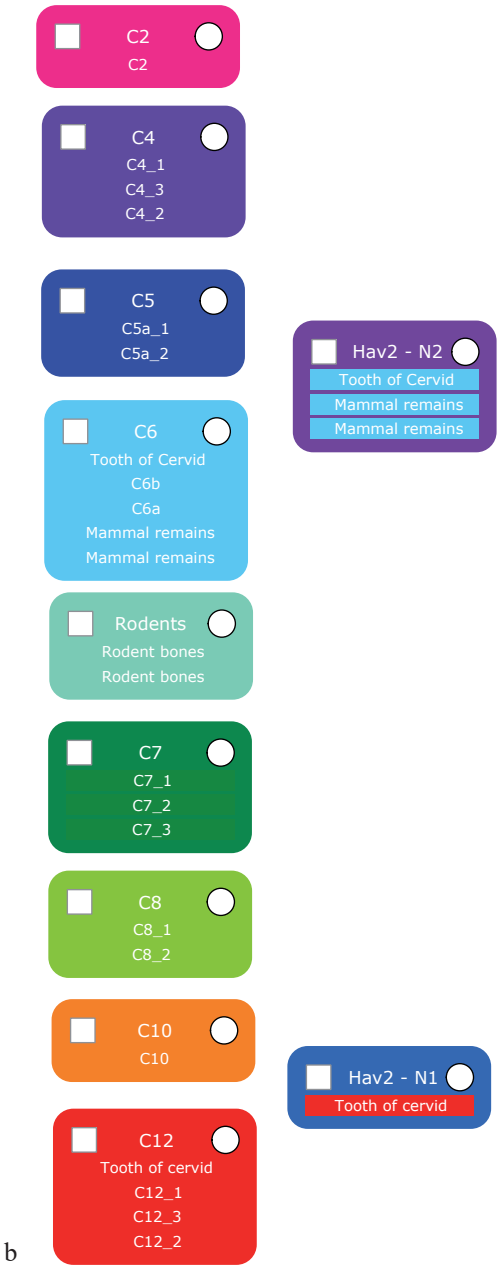


Figure 33 - Modélisation des événements et de groupes de dates avec *ChronoModel* V1.5. a. Modélisation des événements de *ChronoModel* et des relations d'ordre temporel.
b. Définition des groupes de dates analysés dans la suite de ce travail.

Dans cette équation, ε_i représente l'écart ou l'erreur qu'il peut y avoir entre la date θ et la date mesurée par l'une des méthodes de datation. Le choix de prendre une loi symétrique pour l'erreur, en l'occurrence une loi gaussienne, s'explique par le fait que les éléments prélevés et datés peuvent être indifféremment antérieurs ou postérieurs à l'événement archéologique d'intérêt. Ces erreurs sont de moyenne 0, ce qui signifie que le ou les éléments datés n'introduisent pas de biais dans l'estimation de la date θ, mais sont simplement dispersés autour d'elle. Les paramètres σ_i sont les déviations standards des erreurs ε_i.

On a ainsi construit un modèle hiérarchique bayésien dans lequel la date θ est le paramètre d'intérêt et les dates t_i des hyper-paramètres du modèle. L'intérêt de ce modèle est sa robustesse aux données aberrantes (outlier) et aux inversions temporelles.

Résultats

Les résultats présentés ci-dessous ont été produits à l'aide du logiciel *ChronoModel* (modélisation, calcul des chaînes de Markov et extraction des chaînes) et du package R '*ArchaeoPhases*' (Philippe, Vibet, 2017). *ArchaeoPhases* permet la manipulation en post-traitement des résultats liés à la modélisation par *ChronoModel*, ou d'autres logiciels du même type comme *OxCal* encore *BCal*.

Aspects algorithmiques

Les algorithmes de Monte Carlo par chaînes de Markov permettent d'approcher la distribution *a posteriori* d'un groupe de dates en simulant un échantillon de grande taille de la loi de distribution correspondante. Cet échantillonnage se fait pas à pas à l'aide d'une chaîne de Markov. Afin de valider une telle procédure, il est d'usage de vérifier la convergence de la méthode de Monte Carlo.

Pour la modélisation du site d'Havrincourt, trois chaînes de Markov ont été simulées pour s'assurer que l'approximation obtenue ne varie pas de façon significative avec l'échantillon simulé. Dans le cas présent, on a pris des échantillons de longueur 100 000 mais on conserve seulement les 10 000 dernières valeurs de la chaînes pour s'assurer de la convergence (cf. le choix de T_0 expliqué précedemment).

La figure ci-après (**Figure 34**) illustre que les trois chaînes de Markov simulées en parallèle ont un même comportement stationnaire. Cela assure que la méthode de Monte Carlo a bien convergée vers la loi d'intérêt que l'on cherche à approcher. Par ailleurs, on peut confirmer la convergence visualisée sur les graphiques (**Figure 34**) par un test statistique : on utilise ici le test de Gelman-Rubin. La statistique de test est calculée à partir des variances inter et intra des trois chaînes simulées. Une valeur proche de 1 indique la convergence des chaînes de Markov. Ici la valeur du critère de Gelman-Rubin calculé sur les chaînes de Markov représentées ci-après (**Figure 34**) est bien égale à 1 pour chacune des trois dates, ce qui confirme la convergence de la méthode de Monte Carlo.

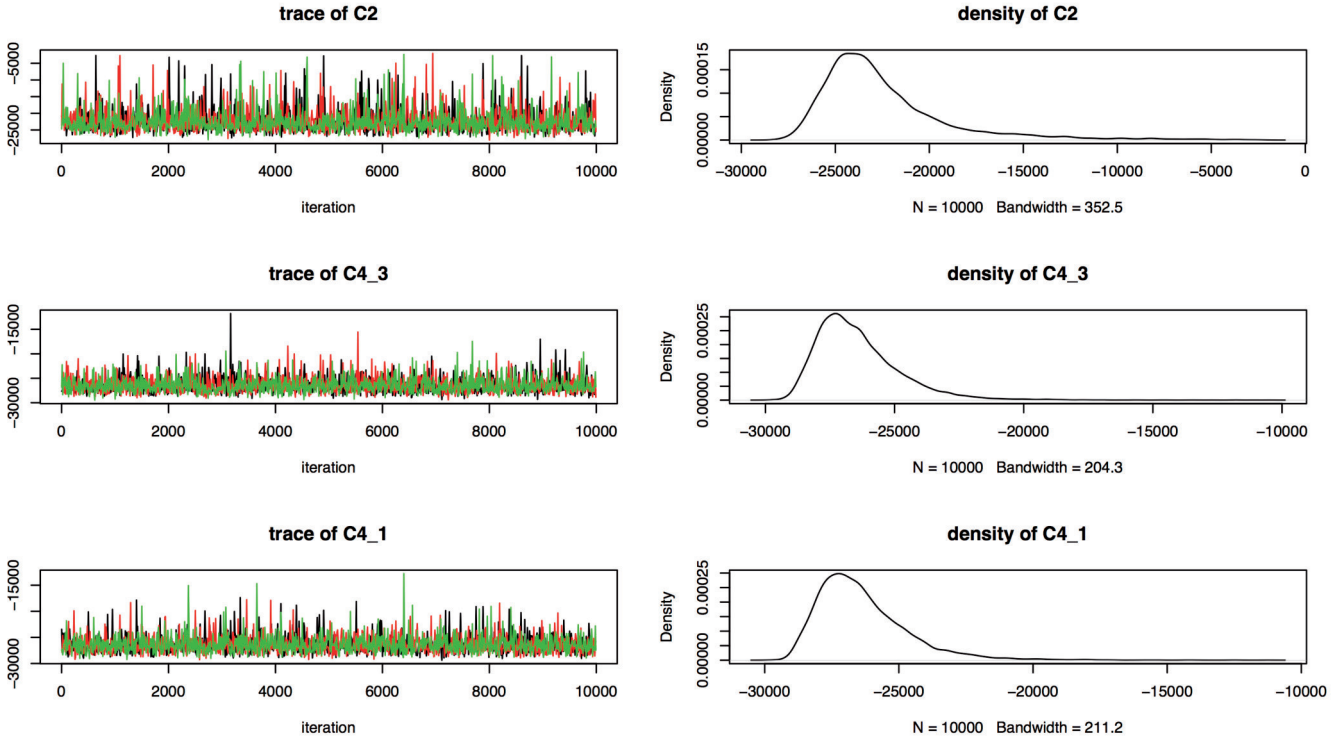


Figure 34 - Résultats de la simulation de la chronologie par les chaines de Markov de la chronologie des couches 2 et 4 d'Havrincourt. [colonne de gauche] Représentation des valeurs obtenues pour trois échantillons simulés suivant trois dates issues des couches 2 et 4. [colonne de droite] Histogrammes régularisés des échantillons simulés. Ces histogrammes fournissent une approximation de la densité des lois a posteriori des trois dates considérées.

En conclusion, comme le montre ces graphiques (**Figure 34**), nous avons correctement simulé nos échantillons suivant la loi *a posteriori*. Nous allons rassembler ces trois échantillons afin de constituer un seul échantillon de taille 30 000 et ainsi pouvoir estimer les moyennes, les variances et les intervalles de crédibilité des différentes dates d'intérêt.

Adéquation du modèle

L'examen des déviations standards σ_i, permet d'évaluer l'adéquation du modèle aux données et de détecter des comportements «suspects» ce qui pourrait correspondre à des données aberrantes (*outliers*) ou à des inversions temporelles.

Des grandes valeurs de σ_i (relativement aux dates) correspondent à des âges qui ne respectent pas les contraintes stratigraphiques fixées dans le modèle bayésien. Ces âges détectés comme *outliers* sont alors automatiquement pénalisés dans la construction de la chronologie de dates. En effet, le modèle bayésien corrige la contribution des âges dans la construction de la chronologie ; celle-ci est inversement proportionnelle aux valeurs estimées des σ_i.

Ici, les moyennes *a posteriori* des déviations standards de toutes les dates sont de l'ordre de 2 000 ans. Ces faibles valeurs comparativement aux âges estimés (entre 130 000 et 20 000 ans avant 2016) indiquent une bonne adéquation entre le modèle proposé et les données collectées.

La figure suivante (**Figure 35**) présente les écarts types σ_i de toutes les dates de la couche 6. On peut y observer que les âges radiocarbone (courbes b et c) ont généralement des σ_i plus faibles que ceux des âges obtenus par luminescence (courbes a, d et e). Les âges radiocarbone ont donc plus d'influence dans la construction de la chronologie.

Outils statistiques pour l'estimation de périodes

Un groupe de r dates, notées θ_1, …, θ_r, est défini à partir de critères objectifs par exemple géographiques, archéologiques, environnemental, ...

Le début de ce groupe de r dates est défini par l'événement le plus ancien des r événements. Son estimation est alors donnée par le minimum des dates :

$$min(\theta_1,\ldots,\theta_r)$$

Nous définissons la fin de ce groupe de r dates par l'événement le plus récent parmi les r événements. Son estimation est donnée par le maximum des dates :

$$max(\theta_1,\ldots,\theta_r)$$

Afin de caractériser les groupes de dates, nous utiliserons les outils statistiques suivants :

- **Période de recouvrement (***Time range interval***)** La période de recouvrement est un intervalle de temps qui caractérise une période définie par une collection de dates. Par construction, toutes les dates associées au groupe appartiennent à cet intervalle avec une probabilité de 95%.
- **Test d'existence d'un écart (*gap*) entre deux groupes successifs** On teste s'il existe avec une probabilité de 95% un intervalle de temps de longueur non nulle (appelé gap) entre deux groupes. Si cet intervalle existe, la période correspondant au gap est définie par l'intervalle de temps compris entre la fin du groupe le plus ancien et le début du groupe le plus récent avec une probabilité de 95%.

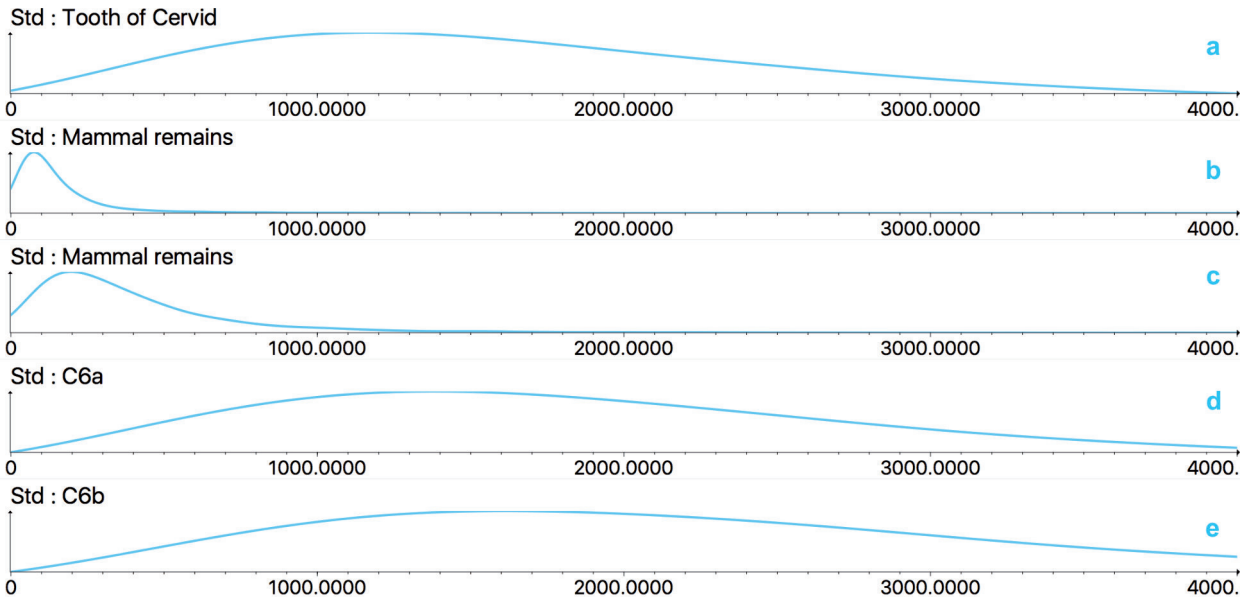


Figure 35 - Loi *a posteriori* des *σi* associées aux dates de la couche 6. Les dates obtenues par radiocarbone (courbes b et c) ont une plus faible dispersion que les dates obtenues par luminescence, mais globalement tous ces paramètres prennent des valeurs assez faibles par rapport aux dates associées.

Caractérisation des périodes de mise en place des couches

Le tableau ci-après (**Tableau 8**) présente les intervalles de recouvrement des périodes de formation des couches stratigraphiques d'Havrincourt, ainsi que les périodes de transition entre deux couches successives et les tests d'existence de hiatus. La figure suivante (**Figure 36**) illustre ces résultats sous la forme d'un graphique en couleur.

On peut conclure de ce tableau et de cette figure que la mise en place des couches observées à Havrincourt s'échelonne bien entre -130 000 et -10 000 ans (avant 2016). La formation de la couche C12 semble avoir été nettement plus longue que celle des autres couches. La durée de formation la plus courte est celle de la couche C5.

Ces couches se sont déposées en continuité d'un point de vue de notre étude chronologique car aucun *gap* à 95% ne semble exister entre elles.

Couches pédo-stratigraphiques	Intervalle de recouvrement à 95% (début et fin en ka avant 2016)		Hiatus entre couches successives à 95%
C2	29 330	16669	Pas de gap
C4	31 026	23450	Pas de gap
C5a	31536	28304	Pas de gap
C6	43846	30494	Pas de gap
Rongeurs dans C7	46668	42406	Pas de gap
C7	59051	45070	Pas de gap
C8	66082	50511	Pas de gap
C10	70348	57290	Pas de gap
C12	103720	61070	

Tableau 8 - Valeurs des extrémités des intervalles à 95% : intervalles de recouvrement (*time range*), tests de l'existence d'un hiatus (*gap range*) pour la période située entre le dépôt d'une couche et celui de la couche précédente dans l'ordre de succession. Valeurs en milliers d'années avant 2016.

Caractérisation chronologiques des niveaux paléolithiques

Le niveau paléolithique Hav.2-N1 n'a été daté qu'une seule fois (échantillon ESR/U-Th HAV.1202, 67,0 ± 4,0 ka). La modélisation bayésienne confirme que l'âge de ce niveau est compris entre 78 000 et 61 400 ans à 95 %.

Le niveau paléolithique Hav.2-N2 a quant à lui été daté trois fois, deux fois par radiocarbone (Beta-307416, 27 020 ± 140 ^{14}C BP et Beta-332604, 28 100 ± 180 ^{14}C BP) et une fois par ESR/U-Th (HAV1201, 34,0 ± 2,0 ka). Son intervalle de recouvrement est de 37 000 à 30 300 ans (avant 2016).

Il existe un *gap* important entre ces deux niveaux paléolithiques estimé de 62 500 à 37 600 ans (avant 2016) avec une probabilité de 95 %.

Le tableau ci-dessous (**Tableau 9**) présente les résultats numériques obtenus pour ces deux niveaux archéologiques et la figure suivante (**Figure 37**) présente ces résultats sous la forme d'un graphique.

Niveaux paléolithiques	Intervalle de recouvrement à 95% (début et fin en années avant 2016)		Gap entre les niveaux à 95% (début et fin en années avant 2016)	
HAV.2-N2	37014	30423	61694	37281
HAV.2-N1	74026	61422		

Tableau 9 - Valeurs des extrémités des intervalles à 95% : intervalles de recouvrement (*time range*), estimation du hiatus (*gap range*) entre les deux niveaux. Valeurs en milliers d'années avant 2016.

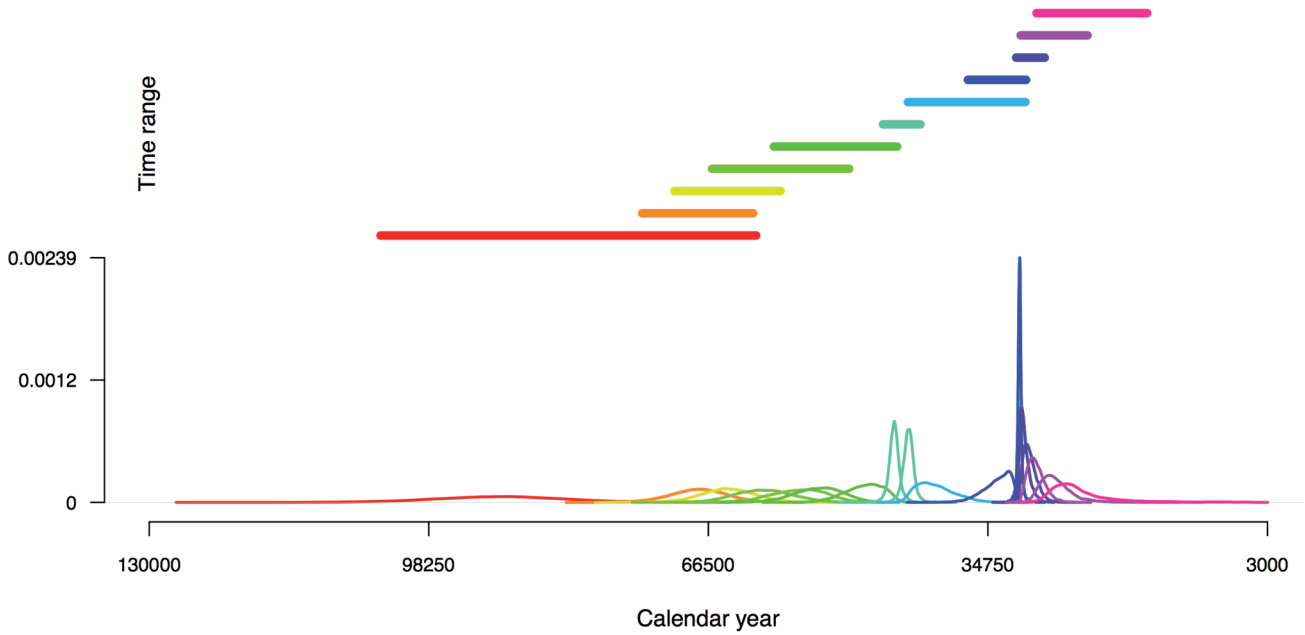


Figure 36 - Succession temporelle de mise en place des couches de la séquence stratigraphique de Havrincourt. Les densités des débuts de phase correspondent aux dates les plus anciennes pour une couleur donnée. Lorsqu'il n'y a qu'une seule courbe d'une même couleur, les densités de début et fin de phase sont confondues. Le segment uni situé au-dessous des courbes représente l'intervalle de recouvrement associé à la phase de la même couleur. Les valeurs indiquées sont en années avant 2016.

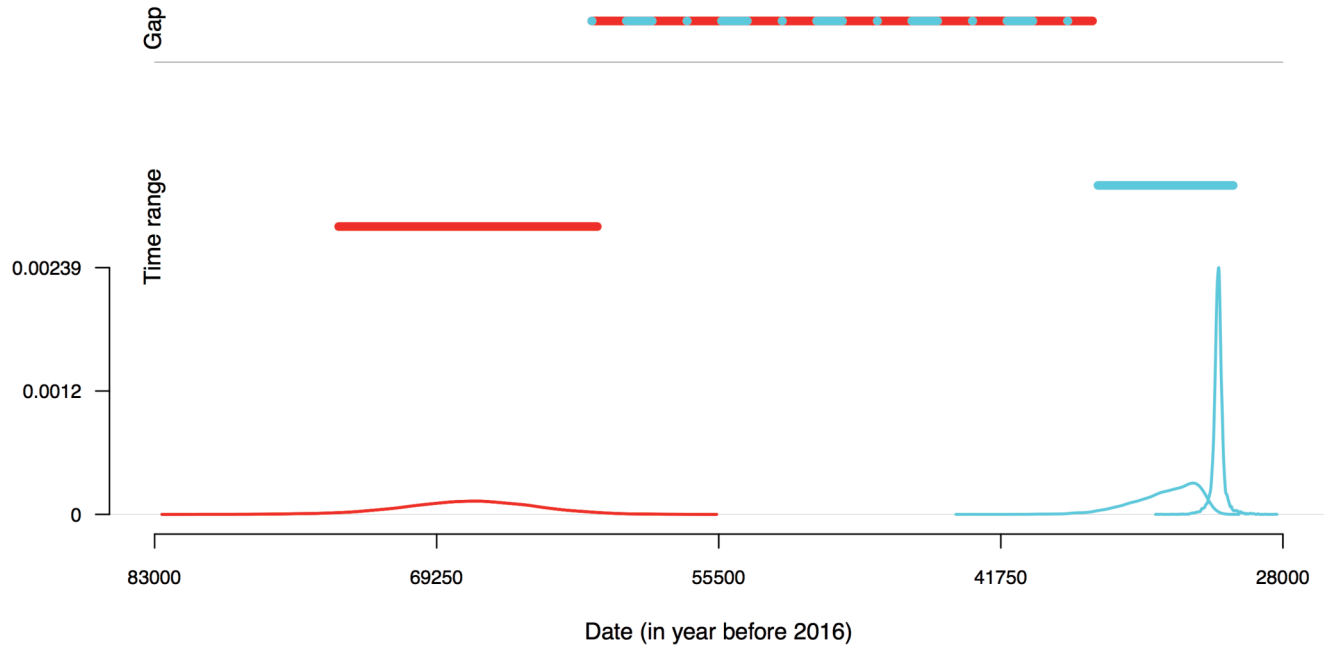


Figure 37 - Succession temporelle des niveaux paléolithiques datés du site d'Havrincourt. En rouge, le niveau HAV2-N1, en bleu le niveau HAV2-N2. Les densités des débuts de phase correspondent aux dates les plus anciennes pour une couleur donnée. Lorsqu'il n'y a qu'une seule courbe d'une même couleur, les densités de début et de fin de phase sont confondues. Le segment uni situé au-dessous des courbes représente l'intervalle de recouvrement associé de la phase de la même couleur. Le segment de deux couleurs représente le *gap* de temps estimé entre les niveaux N1 et N2. Valeurs en années avant 2016.

Conclusion

La séquence d'Havrincourt a fait l'objet d'une étude stratigraphique poussée et a bénéficié d'une approche interdisciplinaire associant pédostratigraphie, sédimentologie, micromorphologie, paléontologie, malacologie, magnétisme environnemental et géochronologie (datations OSL, ESR/U-Th et ^{14}C).

Sur la base de ces recherches, nous avons modélisé l'ensemble des informations et des données d'intérêt chronologique disponibles afin d'obtenir une chronologie intégrée de la mise en place des niveaux stratigraphiques et archéologiques à l'aide d'un modèle bayésien.

En conclusion, les différentes couches stratigraphiques semblent bien s'être mises en place de façon continue depuis le dernier stade interglaciaire. Au vu des données obtenues, ces couches ont eu des durées de formation sensiblement différentes, la mise en place la plus longue semblant correspondre à la couche C12, la plus courte à la couche C5. Deux des niveaux paléolithiques d'Havrincourt sont inclus dans cette étude : le premier (Hav.2-N1) est contemporain de la fin de mise en place de la couche 12 et son âge est compris entre 7 800 et 61 500 ans avant 2016 (à 95 %), confirmant sa mise en place probable au cours du Pléniglaciaire inférieur du Weichselien (MIS 4) comme le laisse supposer les données pédostratigraphiques ; le second (Hav.2-N2), qui correspond à la fin du dépôt de la couche C6, est associé à une période de recouvrement à 95% de 37 000 à 30 300 ans avant 2016, au cours du Pléniglaciaire moyen (MIS 3).

Synthèse pédostratigraphique ; interprétation chrono-climatique, chronostratigraphique et corrélations

Pierre ANTOINE, Guillaume JAMET, Olivier MOINE, Sylvie COUTARD

Le contexte de versant en pente douce orienté au nord-nord-est, dans lequel s'inscrit le gisement d'Havrincourt, a favorisé l'accumulation d'une couverture loessique de géométrie relativement régulière. Au sein de cette dernière, il a été possible d'individualiser plusieurs horizons périglaciaires particulièrement bien préservés et continus, aisément corrélables entre les deux secteurs éloignés de plus de 500 m. La richesse exceptionnelle de l'information concernant les structures périglaciaires et les occurrences de pergélisol font d'Havrincourt une nouvelle séquence de référence pour le périglaciaire de la France septentrionale.
Ces niveaux périglaciaires constituent des horizons repères particulièrement importants pour la corrélation des séquences au niveau régional (Antoine *et al.*, 2003a) et un préalable pour l'analyse des processus post-dépositionnels qui ont potentiellement affecté les niveaux archéologiques. Enfin, la méthode de décapage archéologique par paliers progressifs à la pelle mécanique a permis de mettre au jour à une profondeur de 3,5 m, et sur plus de 4 000 m², un réseau de grandes fentes en « V » à maille décamétrique, ce qui représente une première pour la France septentrionale (**Figure 23** - A et B). Dans un premier temps, l'interprétation de la séquence d'Havrincourt se base sur la synthèse des données pédostratigraphiques et sédimentologiques et la corrélation des différents cycles dépôt-pédogenèse qui la compose avec le modèle pédosédimentaire régional de la France du nord-ouest.

Cette analyse séquentielle, une fois couplée avec les données bioclimatiques (faunes) et des datations (OSL et ^{14}C), permet ensuite de proposer une interprétation chrono-climatique et chronostratigraphique ainsi que des corrélations à différentes échelles.
Sur la base de sa position stratigraphique, de ses caractéristiques pédologiques (horizon Bt interglaciaire), et les datations, l'horizon de sol brun lessivé de l'unité 15 est attribué au dernier interglaciaire (Eemien) et la série loessique qui le recouvre au Dernier Glaciaire (Weichselien).
Deux grandes séquences de type glaciaire-interglaciaire sont donc individualisées : la séquence I (Fin Saalien / Interglaciaire-Eemien : unités 17 à 15) et la séquence II (Dernier Glaciaire (Weichselien) / Interglaciaire-Holocène : unités 14 à 0).

Séquence I : Fin Saalien (MIS 6) / Interglaciaire Eemien (MIS 5e) (~ 140-125 ka)

La formation limoneuse basale d'Havrincourt (~ 1 m) repose sur le substratum crayeux par l'intermédiaire d'un contact érosif majeur et irrégulier. Au-dessus de ce contact, la sédimentation débute avec la mise en place de limons loessiques compacts décarbonatés montrant dans leur majeure partie une structuration de type « limon à doublets » (unité 15a-c, **Figure 16**). Il s'agit de loess décarbonatés et plus ou moins fortement affectés par la pédogenèse liée au développement du sol interglaciaire sus-jacent (unité 15). Les valeurs de l'indice IGR (ratio : limons grossiers / limons fins + argile : ~ 1,8) soulignent le très bon classement du sédiment et l'origine éolienne des particules.
Enfin, seul le profil Hav.2-P6 a montré des faciès loessiques calcaires homogènes (unité 16), épargnés par la décarbonatation liée au sol de l'unité 15 à la faveur d'une structure en creux localisée au toit de la craie. L'attribution de ces loess à la phase finale du Saalien (SIM 6) est basée sur l'absence de dépôts et sols quaternaires antérieurs, leur faciès de loess calcaire typique ainsi que sur la mise en évidence de structures périglaciaires indiquant des conditions particulièrement rigoureuses de type pléniglaciaire au cours de leur mise en place. Par ailleurs, une quasi-absence de dépôts loessiques plus anciens en contexte de plateau est observée ; seules les séquences de couverture des terrasses de la Somme permettant de les décrire (Antoine, 1990, Antoine *et al.*, 1994). Le niveau archéologique Hav.2-N0 se situe au sein de cette unité.
Le contact entre les faciès crayeux remaniés directement sus-jacents au substratum (unité 17) et les premiers loess montre des structures de cryoturbation intense avec injection de la craie (diapirs) dans la couche limoneuse sus-jacente.

L'observation du décapage du palier le plus profond du secteur 2 (-6,5 m) a permis de mettre en évidence une organisation de type sol strié au sommet de la craie altérée (dégradation d'un réseau polygonal sur versant). Ces processus démontrent l'occurrence d'au moins une phase majeure de formation et de dégradation d'un pergélisol au sommet de la craie au cours de la fin du Saalien.
Les dépôts loessiques initialement carbonatés de la fin du Saalien sont par la suite systématiquement affectés par le développement d'un sol brun lessivé (horizon Bt de Luvisol), dont il ne subsiste le plus souvent que la racine profonde (0,50 à 1 m). L'altération pédogenétique se matérialise par quelques biopores et par sa structure polyédrique. En lame mince s'observent des ferri-argilanes brun-orangé limpides. Les caractères pédogenétiques sont soulignés par une augmentation des pourcentages d'argile (24 %), et de carbone organique total (COT) autour de 0,3 % (0,1 % dans les loess), ainsi que par une augmentation globale des valeurs de susceptibilité magnétique.
Le développement de ce sol à partir des loess calcaires saaliens (unité 16) se traduit par la formation d'un épais horizon à doublets argileux (unité 15b-d) limité à sa base par le front de décarbonatation.

Compte tenu de sa position dans la stratigraphie et de son faciès, ce sol est attribuable au dernier interglaciaire (Eemien) et corrélable avec les sols de Rocourt ou d'Elbeuf 1 (Lautridou, 1987). Enfin, l'approche micromorphologique et l'observation détaillée de ce faciès dans la paroi nord de la fouille du secteur 2 (**Figure 9**, P7) a montré des faciès de type doublets (**Figure 23** - G) surimposés sur une forte structuration sédimentaire du matériel (laminations discordantes, structures lenticulaires) qui pourrait indiquer une phase de remaniement des loess par ruissellement avant le début des processus de pédogenèse interglaciaire.

Ce processus a déjà été observé à Villiers-Adam (Val d'Oise) où le Bt du sol interglaciaire s'est formé sur une topographie vallonnée formée entre la fin du dépôt des loess saaliens et le début de l'interglaciaire (Antoine *et al.*, 2003b). À titre d'hypothèse, il est envisagé que cette dynamique résulte de la disparition rapide, par fusion, du pergélisol à la fin du Saalien (allongement de la période de dégel estivale).

Séquence II (Weichselien-Holocène) : 112-0 ka

Compte tenu de la richesse du bilan de la séquence II, cette dernière a été subdivisée en cinq sous-séquences d'épaisseurs et de durées variables. La synthèse des données (terrain, analyses et datations) complétée par une comparaison avec la structure des enregistrements pédo-sédimentaires de référence de la France septentrionale, permet de définir les grands ensembles chronoclimatiques suivants :

- Sous-séquence II-1 : Début Glaciaire (DGL) : unités 14a-14b-14c et 15R
- Sous-séquence II-2 : Pléniglaciaire inférieur (PGI) : unités 13 à 8
- Sous-séquence II-3 : Pléniglaciaire moyen (PGM) : unités 7 et 6
- Sous-séquence II-4 : Pléniglaciaire supérieur (PGS) : unités 5 à 2
- Sous-séquence II-5 : Tardiglaciaire-Holocène : unités 1 à 0

Sous-séquence II-1: Complexe de sols humifères / Début-glaciaire (DGL ~ 112-70 ka)

Dans tous les profils d'Havrincourt, la sous-séquence II-1 débute, après un hiatus érosif au sommet du Bt de l'unité 15, par la mise en place d'un complexe de sols humifères dont la préservation est extrêmement irrégulière en raison de processus de dissolution du substratum crayeux (puits) contemporains de sa formation et d'érosions ultérieures. Dans le secteur 1, quand ils sont préservés, les horizons directement sus-jacents au sol brun lessivé de l'unité 15 sont représentés par une faible épaisseur (0,5 m) de limons brun-gris humifères non calcaires (unité 14a et b). L'interface des unités 14 et 15 est soulignée par un colmatage de silts lavés qui pénètrent l'unité 15a par l'intermédiaire d'un réseau de fines fentes irrégulières (glosses) de 15 à 30 cm de profondeur. La partie supérieure (unité 14a), séparée de l'unité 14b par une limite diffuse, présente une structure plus homogène, granulaire et de nombreuses concrétions ferro-manganiques. D'un point de vue analytique, ces horizons se caractérisent par des taux de carbone organique total particulièrement élevés (0,5 %) typiques des horizons de sol humifère du Début glaciaire weichselien. Au sein du profil Hav.2-P4, ils sont limités à leur sommet par un contact érosif matérialisé par un petit cailloutis de silex diffus.
Par ailleurs, dans les profils Hav.2-P4 et P9, de grands puits de dissolution karstique à remplissage polygénique ont été observés (**Figure 17**, **Figure 18** et **Figure 23** - D).

L'origine karstique de ces structures a pu être démontrée dans le profil P9 qui a permis d'observer à environ trois mètres de la surface de la poche un affaissement du toit de la craie et la présence d'une couche argilo-silteuse à concentration de manganèse au contact du remplissage (horizon de blocage des argiles de décarbonatation Bb, unité 17a). Ces puits, dont la formation a débuté dès la fin de l'Interglaciaire, sont tout d'abord colmatés par un assemblage hétérogène composé de nodules et blocs décimétriques de limons argileux brun-rouge (unités 14 et 15).

Les vides inter-nodules sont colmatés par des silts lités gris clairs à blancs lavés matérialisant un drainage vertical du sol très intense (**Figure 23** - F). Ces processus représentent la signature de l'impact du gel-dégel et des processus de drainage brutaux des sols lors de la fonte de la couverture nivale dans un contexte climatique de type continental à forts contrastes saisonniers au cours du Début Glaciaire weichselien (Van Vliet-Lanoë, 1990 ; Antoine *et al.*, 1994). L'association d'horizons de sols humifères acides (forêts boréales dominées par le pin) et de processus de fonte nivale très marqués pourrait expliquer l'intensification des processus de dissolution du substratum crayeux qui caractérise cette période. Il faut noter que plusieurs autres séquences régionales contemporaines du Début glaciaire weichselien ont montré des structures de dissolution du même type : Marcoing (Sommé *et al.*, 1980), Mautort (Antoine, 1990), Combles (Antoine, 1991), Bettencourt-Saint-Ouen (Locht *et al.*, 2002 ; Antoine *et al.*, 2003a) et Fresnoy-au-Val (Goval & Locht, 2009).

La suite du colmatage intègre de moins en moins de matériaux remaniés à partir du Bt de l'unité 15 et passe progressivement à un ensemble beaucoup plus homogène brun noir montrant un faciès de sol gris forestier en place (unité 14b, **Figure 23** - G). En effet, l'étude micromorphologique montre des ferri-argilanes acajou à noirâtres (revêtements argilo-humiques) microlités abondants, en place dans la porosité de chenaux, même s'ils sont souvent légèrement fracturés. Ce sol, qui possède les caractéristiques typiques du sol gris forestier SS-1 du stratotype de Saint-Sauflieu, est attribué au deuxième interstade majeur du Début Glaciaire weichselien, contemporain du SIM 5a entre ~ 85 et 80 ka et du GIS 21.

La partie sommitale (unité 14a) montre enfin un faciès à laminations grossières qui témoigne d'une érosion de matériaux humifères remaniés (très grande abondance de papules et de fragments de ferri-argilanes acajou à brun foncé, accompagnés de papules de ferri-argilanes orangées de type Bt) alimentés par l'érosion du sol gris forestier initialement présent sur les bords de la poche mais qui a ensuite totalement disparu. Dans les autres profils, le faciès de l'unité 14a apparaît cependant beaucoup plus homogène et correspond à un faciès de sol steppique sans illuviation d'argile que l'on peut rapporter au sol SS-2 de Saint-Sauflieu. Aucune datation OSL n'est disponible pour cet horizon et son interprétation repose donc uniquement sur les comparaisons avec la séquence régionale qui le place vers 70 ka au niveau du GIS 20 (Antoine *et al.*, 2003a). A ce niveau, le système de dissolution a définitivement cessé de fonctionner comme le montre l'absence totale de déformation au sein de l'ensemble des unités sus-jacentes.

Sous-séquence II-2 (unités 13 à 8) : Pléniglaciaire inférieur (PGI ~70-60 ka)

Dans le secteur 1, la phase d'érosion postérieure au développement des sols humifères se manifeste sur une grande partie de l'emprise par la formation de structures chenalisées irrégulières, à remplissage lité limono-sableux hétérogène, séparées par de gros blocs de sol humifère aux limites abruptes (anciens blocs gelés remaniés, nodules de sols humifères, silts blancs de ressuyage, inversion stratigraphique de certaines unités redéposées).

Cette configuration indique une phase d'érosion intense et généralisée essentiellement liée à des processus de ruissellement et qui traduit une péjoration climatique importante directement postérieure au complexe de sols humifères (Pléniglaciaire inférieur). Aucune trace de grande fente à coin de glace n'a cependant été indiscutablement observée à ce niveau. La grande extension de ces structures permet d'envisager une violente déstabilisation du versant qui, par comparaison avec les données régionales et les dates OSL des unités directement susjacentes, semble s'être déclenchée à la transition Début Glaciaire / Pléniglaciaire inférieur.

Cet épisode sédimentaire au faciès hétérogène et chaotique passe vers le sommet à des faciès colluviaux lités (unité 13) puis à des faciès limoneux bruns plus homogènes intégrant du matériel d'origine éolienne (unité 12) qui signent un retour vers des conditions progressivement plus arides vers 65 ka d'après les dates OSL.

Les limons sableux de l'unité 13 (61-160 µm : 13 %) remanient des lentilles des unités 14 et 15 et forment des corps sédimentaires pouvant dépasser plus d'un mètre d'épaisseur. Ces derniers faciès n'ont pas été observés sur le secteur 2 où le bilan sédimentaire de cette période est quasi-nul (hiatus majeur). La présence dans ces dépôts d'artefacts laminaires remaniés à partir du complexe de sols humifères confirme l'importance de l'érosion qui leur est associée.

La suite de cette sous-séquence est représentée par la mise en place d'un limon brun non calcaire (unité 12). Cet horizon à texture très homogène s'individualise par un stock en limons grossiers plus important (20-61 µm : 56 %) et une diminution drastique des valeurs de susceptibilité magnétique. Cette unité pourrait être interprétée comme les premiers dépôts loessiques du Pléniglaciaire inférieur qui ont recouvert le versant de manière assez homogène (0,3-0,50 m). Les âges OSL de 67,6 ± 3,9 ka et de 65,0 ± 3,8 ka, obtenus respectivement au milieu de l'unité 12 et juste au dessus dans l'unité 10, semblent compatibles avec une attribution au Pléniglaciaire inférieur (**Figure 13**). Cet horizon brun peu évolué au sein duquel se localise le niveau archéologique Hav.2-N1 se matérialise sur le terrain par un faciès légèrement plus foncé dans les 20 cm supérieurs (COT : 0,34-0,38 %), associé à une bioturbation et une agrégation plus importantes. Il montre des traces d'activité biologique (pédotubules) et une légère augmentation du taux d'argile (15 à 22 %) qui semblent traduire une légère pédogenèse (petit sol de type brun boréal ou de prairie arctique). Néanmoins, les valeurs de susceptibilité magnétique ainsi que les argiles et le COT se caractérisent par une décroissance de la base au sommet de cette unité qui plaide plutôt pour une origine essentiellement colluviale à partir de l'érosion des niveaux sous-jacents plus riches en argile et en matière organique. Enfin, la courbe des carbonates traduit une légère augmentation dans les 10 cm supérieurs (~ 1 %) qui signale le début d'un nouvel épisode d'apports loessiques carbonatés.

D'une manière générale, il n'est donc pas évident que cet horizon que l'on peut dénommer « limon brun d'Havrincourt » traduise une amélioration climatique notable. Il s'agit vraisemblablement d'un faciès essentiellement colluvial terminant la grande phase d'érosion qui se déclenche au sommet du complexe de sols humifères au début du Pléniglaciaire inférieur. Le caractère colluvial est d'ailleurs cohérent avec la forte dispersion des âges OSL entre les secteurs 1 et 2 ainsi qu'au sein de la même unité dans le profil Hav.2-P6 (73,9 ± 5,0 et 91,5 ± 6,2 ka). Ces distorsions dans les âges résultent vraisemblablement de la présence de nombreux agrégats, nodules de sols plus anciens contenant des grains de quartz non exposés à la lumière pendant le dépôt.

L'âge le plus ancien (91,5 ± 6,2 ka), en total désaccord avec la stratigraphie, correspond par contre à une période compatible avec les éléments d'industrie laminaire habituellement datés du SIM 5c-5d dans le nord de la France (Révillion & Tuffreau, 1998 ; Locht *et al.*, 2002 ; Goval & Hérisson, 2006 ; Goval, 2012). Ceci confirme l'importance des processus de remaniement sédimentaire dans l'unité 13.

Au niveau régional, ce faciès possède un équivalent probable dans la séquence voisine d'Hermies fouillée par L. Vallin à quelques kilomètres au sud-sud/ouest le long du canal du Nord, où il se place à la fin de la séquence de colluvions litées à nodules de sols remaniés « limons lités d'Hermies », et potentiellement dans le profil de Combles dans la même position stratigraphique (Antoine, inédit).

Le sommet de l'unité 12 est ensuite affecté par une dégradation climatique marquée par le développement d'un horizon hydromorphe très peu épais ou « micro-gley » (unité 11), lié à l'augmentation de l'humidité de surface (gel-dégel). S'ensuit la mise en place de matériel plus nettement loessique (unité 10) mais toujours pauvre en $CaCO_3$ (décalcification liée à la faible épaisseur du dépôt et au gley sus-jacent ?) et daté de 65,0 ± 3,8 ka dans le profil Hav.1-P1. L'unité 9 qui recouvre systématiquement ce loess correspond à un gley de toundra typique de teinte grisâtre à taches d'oxydation et est aussi marquée par la diminution des apports loessiques allochtones (IGR : 1) favorable à une activité biologique plus importante (COT : 0,29 %). Malgré sa faible épaisseur, cet horizon à la morphologie « boudinée » a pu être observé dans toutes les coupes des deux secteurs et représente un niveau repère pour la localisation sur le terrain de l'industrie paléolithique N1 sous-jacente. Sa préservation indique l'absence de phase érosive à son sommet et une dynamique globalement en faveur de l'accumulation et de la sédimentation loessique qui s'affirme ensuite avec le dépôt de l'unité 8 de loess, elle aussi présente dans tout le secteur étudié.

En conclusion, le développement du gley de toundra (unité 9), associé à un niveau de petites fentes de gel (F-6), confirme l'humidité stationnelle et des conditions initialement rigoureuses (mais sans pergélisol), suivies d'un bref épisode d'amélioration climatique accélérant la saturation en eau lors de la fonte estivale. L'unité 8, observée dans tous les profils, traduit une intensification très nette de la dynamique éolienne avec la mise en place des premiers loess typiques carbonatés. Les datations OSL obtenues dans ce dépôt montrent des différences importantes (61,7 ± 4,0 ka dans Hav.2-P5 et 48,7 ± 2,9 ka dans Hav.1-P1). Cependant, la date obtenue à partir du profil P1 est fortement sujette à caution car elle est la seule à ne pas apparaître dans l'ordre stratigraphique. Par ailleurs, même en prenant des précautions maximales, la probabilité de rencontrer un terrier colmaté par du matériel plus récent n'est pas nulle dans ce dépôt qui en comporte beaucoup. Pour ces raisons, la date la plus ancienne situant ce loess au sein du Pléniglaciaire inférieur, cohérente avec les résultats OSL qui l'encadrent, a été retenue.

D'une manière générale, la série des unités 12 à 8 semble correspondre à une phase très courte (~ 4-5 ka) qui place les dépôts contenant l'industrie lithique du niveau Hav.2-N1 (unité 12) vers 65 ka environ. La comparaison avec les dates TL (beaucoup plus anciennes) effectuées sur des silex chauffés retrouvés dans à la base de ce niveau suggère (comme la sédimentologie) qu'une partie du matériel provenant de l'unité 12 dérive du remaniement de niveaux archéologiques plus anciens.

En ce qui concerne cette partie inférieure de l'enregistrement d'Havrincourt (sous-séquences II-1 et II-2), une comparaison à plus longue distance avec les coupes du Pléistocène de Belgique comme Harmignies, Romont ou Remicourt (Haesaerts & Van Vliet, 1973 ; Haesaerts *et al.*, 1981, 1999 ; Frechen *et al.*, 2001 ; Juvigné *et al.*, 2008) débouche sur la mise en évidence de fortes analogies. En effet, dans ces trois profils, le complexe de sols humifères du Début Glaciaire (sols gris forestiers et horizon steppique polyphasé) est systématiquement recouvert par une épaisse unité discordante de limons lités hétérogènes remaniant les dépôts sous-jacents, coiffée par un horizon brun homogène (Sol de « Malplaquet »). Les premiers loess calcaires typiques incluant de petits gleys de toundra et datés de 66 à 60 ka (Frechen *et al.*, 2001), apparaissent toujours au-dessus de cette unité. Selon ce schéma, le loess calcaire de l'unité 8 d'Havrincourt, qui correspond au premier marqueur loessique véritable de la séquence, pourrait être mis en parallèle avec celui les loess calcaires du Pléniglaciaire inférieur d'Harmignies et de Nussloch datés d'environ 65 ka (Antoine *et al.*, 2001, Frechen *et al.*, 2001). Compte tenu des résultats des datations OSL, des observations de terrain (érosion importante, colluvionnement, fentes de gel) et de la sédimentologie (dynamique éolienne croissante) les unités 13 à 9 se rattachent aux phases initiales du Pléniglaciaire inférieur ; la mise en place des loess de l'unité 8 signant une phase plus avancée et plus intense de cette période.

Sous-Séquence II-3 (unités 7 à 6a) : complexe de sols d'Havrincourt du Pléniglaciaire moyen (PGM ~ 55-35 ka)

La partie supérieure des loess de l'unité 8 est ensuite affectée par une franche décarbonatation (LD-2) liée au développement du sol brun boréal sus-jacent de l'unité 7 (horizon limono-argileux compact, non calcaire brun-orangé à structure polyédrique à lamellaire).

Le développement pédologique de l'unité 7 est souligné par l'augmentation des pourcentages d'argile et de COT qui atteignent respectivement 28 et 0,5 %, la décarbonatation et la forte dynamique de précipitation ferromanganique (enduits sur biotubules et concrétions).

Cette unité correspond à un horizon Bw de sol brun boréal possédant les caractéristiques du sol principal (sol inférieur) du complexe du type Sol de Saint- Acheul / Villiers-Adam (Antoine *et al.,* 2003b), du sol des Vaux en Belgique (Haesaerts *et al.,* 1981) et du sol de Gräselberg de la séquence de référence de Nussloch (Antoine *et al.,* 2009).

L'enregistrement de Nussloch montre cependant que, dans les contextes les plus favorables à la sédimentation, ce sol peut se subdiviser en deux sous-unités, GBL et GBU, développées entre ~ 58 et 50 ka. Les datations OSL de 51,1 ± 6,6 ka et 46,6 ± 5,8 ka obtenues respectivement à la base et au sommet du sol de l'unité 7 confirment son attribution au Pléniglaciaire moyen et plus précisément à l'intervalle compris entre les interstades GIS 17 et 12. Selon cette interprétation, les différents épisodes froids situés vers 48 et 57 ka dans NGRIP n'auraient pas eu d'impact sur les environnements loessiques du nord-ouest de la France en raison d'une dynamique loessique trop faible pour permettre une séparation des différentes phases d'altération et de pédogenèse.

Par ailleurs, l'unité 7 se distingue par un grand nombre de terriers ovalaires attribuables à des mammifères fouisseurs (marmottes, spermophiles, arvicolidés) indiquant la présence d'une biomasse végétale beaucoup plus importante que lors du dépôt des loess sous-jacents.

Ces structures qui descendent profondément jusque dans le loess de l'unité 8, apparaissent dans la même position stratigraphique dans plusieurs séquences du nord de la France (Antoine *et al.,* 2003a), et plus généralement dans les autres profils du nord-ouest européen comme à Nussloch (Allemagne). L'abondance de ces terriers traduit le développement d'un environnement steppique singulier et particulièrement favorable au développement de ces rongeurs (surface stabilisée et densément végétalisée) qui, d'après les âges ^{14}C, se placerait vers 45-46 ka au niveau de l'interstade GIS 12.

Dans cette hypothèse, la disparition brutale de ces rongeurs et leur piégeage en profondeur dans le réseau de terriers pourrait résulter d'un (ou de plusieurs) événements froids particulièrement intenses avec pergélisol, directement postérieurs (entre ~ 44 et 40 ka). Cet horizon de sol (unité 7) est en effet affecté par une fine structuration lamellaire liée aux multiples alternances gel-dégel postérieures au développement pédologique et indiquant au moins un épisode de développement de pergélisol (**Figure 13**, **Figure 14**, **Figure 15** et **Figure 16**).

Cette observation est renforcée par la mise en évidence d'un premier réseau de grandes fentes en coin de type « *ice-wedge* » (~ 1,5 m de profondeur) qui s'ouvre au sommet de cette unité (F-5). Ces structures sont malheureusement assez mal conservées et souvent largement masquées par l'ouverture des grandes fentes du niveau principal F-4 qui s'y emboîtent systématiquement (**Figure 15**, **Figure 16** et **Figure 38**). Compte tenu des âges OSL et de la succession des phases pédosédimentaires observées dans les unités qui l'encadrent, il est possible que ce premier réseau de grandes fentes de type « *ice-wedge* » se soit développé vers 44-43 ka au cours du GS 11. Ces structures ne seraient donc pas contemporaines de l'événement de Heinrich 4 qui se marque pourtant par des conditions particulièrement froides au niveau de l'Atlantique Nord vers 40 ka (Bond *et al.,* 1993 ; Marcott *et al.,* 2011). Le colmatage de ces structures est d'abord constitué par des limons à litages sub-horizontaux (alternances de lits bruns à nodules de sol de l'unité 7 remaniés et de lits loessiques plus clairs (unité 6c) qui traduisent un épisode de fonte des coins de glace et de ruissellement dans le réseau chenalisé ainsi créé (**Figure 39**). Cet épisode signe une déstabilisation intense du pergélisol (structures de fusion SF2), attribuable à une phase de réchauffement climatique rapide au cours du Pléniglaciaire moyen, vers 42-43 ka (interstade GIS 11 ?). À la suite de cet épisode probablement très court un remplissage terminal de loess calcaires homogènes finit de colmater les structures dans un environnement qui redevient aride et froid (unité 6b).

Une nouvelle phase de fluage par cryoreptation provoque ensuite un fauchage intense de ces structures et débouche localement sur leur fermeture par une « lèvre » de matériel argileux géliflué de l'unité 7 remanié (**Figure 39**) (GIS 10 ?). Elle est suivie d'une dernière phase de dépôt loessique peu épais antérieur à la formation du complexe de l'unité 6a.

D'après leur position dans la stratigraphie et les données OSL, ces structures de fusion faiblement développées pourraient correspondre à celles décrites au sommet de l'unité 5 du complexe de sols de Villiers-Adam (Antoine *et al.,* 2003b). Leur mise en évidence à Havrincourt, en association avec un réseau de grandes fentes de type « *ice-wedge* », est très importante car elle confirme l'enregistrement d'un épisode de pergélisol au sein du complexe de sols du Pléniglaciaire moyen.

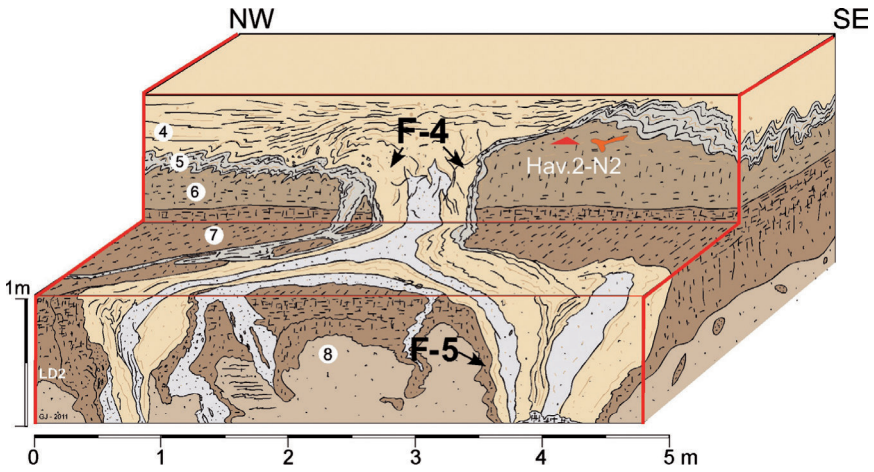


Figure 38 - Hav.2-P1 : bloc diagramme illustrant une intersection dans le réseau de grandes fentes en coin F-4.

Compte tenu de l'âge de la surface à partir de laquelle elles se sont ouvertes et de celui des dépôts sus-jacents, elles pourraient se rattacher à la péjoration climatique directement antérieure au GIS 11 vers 44 ka (**Figure 39** et **Figure 40**). Le hiatus sédimentaire entre les unités 7 et 6a est par ailleurs souligné dans les données analytiques par une chute des teneurs en carbone organique total (0,32 %) et un premier pic de $CaCO_3$ indiquant une nouvelle phase d'apports loessiques à la base de l'unité 6. L'ensemble de l'unité 7 correspondrait donc au bilan de la partie la plus importante du Pléniglaciaire moyen et à l'intervalle ~ 58-45 ka (**Figure 40**). Néanmoins la structure de la courbe des argiles (croissance régulière interrompue brutalement à la transition des unités 7-6a) laisse supposer que l'horizon de l'unité 7 a subi une troncature importante en liaison avec la phase de dégradation du pergélisol associé au réseau de fentes F-5.

La formation de la partie supérieure du complexe de sol d'Havrincourt débute par un nouvel apport loessique (unité 6b) peu épais (essentiellement piégé dans les fentes du niveau F-5) suivi d'au moins deux phases de pédogenèse dont le degré de développement reste cependant nettement moindre que celui du sol de l'unité 7.

Cette unité 6a, distinguée sur le terrain par son faciès argileux compact à forte structure lamellaire et enduits de manganèses et d'oxydes de fer orangés, correspond à un horizon de type sol brun arctique à sol de prairie arctique (COT : 0,4 %, argile : 29 %) hydromorphe et fortement structuré par les processus de gel-dégel. La structure en deux « pics » de la courbe du pourcentage en argile, ainsi que la présence d'une surface archéologique (niveau Hav.2-N2) dans le tiers supérieur de l'unité 6a suggèrent que cette dernière correspond à un ensemble polyphasé d'au moins deux horizons de sol superposés. L'originalité de cette unité est de présenter une augmentation progressive des pourcentages de $CaCO_3$ de la base au sommet (2 à 8 %). Cette évolution, qui va à l'encontre de ce qui est généralement observé dans le cas d'un sol développé à partir de la surface d'un loess calcaire préalablement déposé, indique que l'on se situe dans un contexte où une altération pédologique peu intense est progressivement « noyée » sous des apports loessiques de plus en plus importants (période de transition Pléniglaciaire moyen-Pléniglaciaire supérieur).

Compte tenu des dates OSL et ^{14}C obtenues sur les restes de grands mammifères associés au niveau archéologique inclus dans sa partie sommitale (~ 33-34 ka cal. BP), cet horizon pourrait représenter le bilan de la succession des interstades GIS 8 et 7 ou 8 à 6 (~ 38,5-33 ka).

Dans cette configuration, les courtes périodes de péjoration climatique qui séparent ces interstades n'ont vraisemblablement pas été marquées dans les séquences d'Havrincourt par des phases de dépôts loessiques suffisamment importantes pour être préservées en tant qu'unités indépendantes (de la même manière que pour la période 45-58 ka).

D'après les données disponibles, cet horizon peut être corrélé avec la partie sommitale du complexe de Saint-Acheul Villiers-Adam (sol brun supérieur) et le sol de Lohne des profils allemands comme Nussloch (Antoine *et al.*, 2003c) attribués au complexe interstadiaire de Denekamp. Il ne semble pas avoir d'équivalent nettement individualisé dans les coupes de Belgique (télescopage au sommet du sol des Vaux ?).

Les données d'Havrincourt sont ici très importantes car elles apportent des informations fondamentales pour la datation et l'interprétation de cet horizon de sol qui, dans toutes les coupes loessiques européennes, marque la fin du Pléniglaciaire moyen et dont la datation fait l'objet d'un débat très actuel (Antoine *et al.*, 2009, Kadereit *et al.*, 2013).

D'une manière plus générale la question de la limite entre Pléniglaciaire moyen-Pléniglaciaire supérieur est importante et tout particulièrement en ce qui concerne Havrincourt où un niveau daté du Paléolithique supérieur ancien (Hav.2-N2) se situe au niveau de cette charnière.

Sur le terrain, cette limite stratigraphique sert de repère pour les corrélations à l'échelle européenne et il est important d'essayer de la préciser. D'une manière générale, elle se traduit par le passage brutal entre une longue période (~ 20 ka) dominée par un très faible bilan de la sédimentation loessique (0,05 à 0,1 mm/an !) et la formation de sols « bruns » de type sols boréaux à un environnement définitivement dominé par la mise en place des grandes couvertures de loess calcaires caractérisées par des taux de sédimentation très importants et un volume de dépôt sans précédent (≥ 1 mm/an, Frechen *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2009).

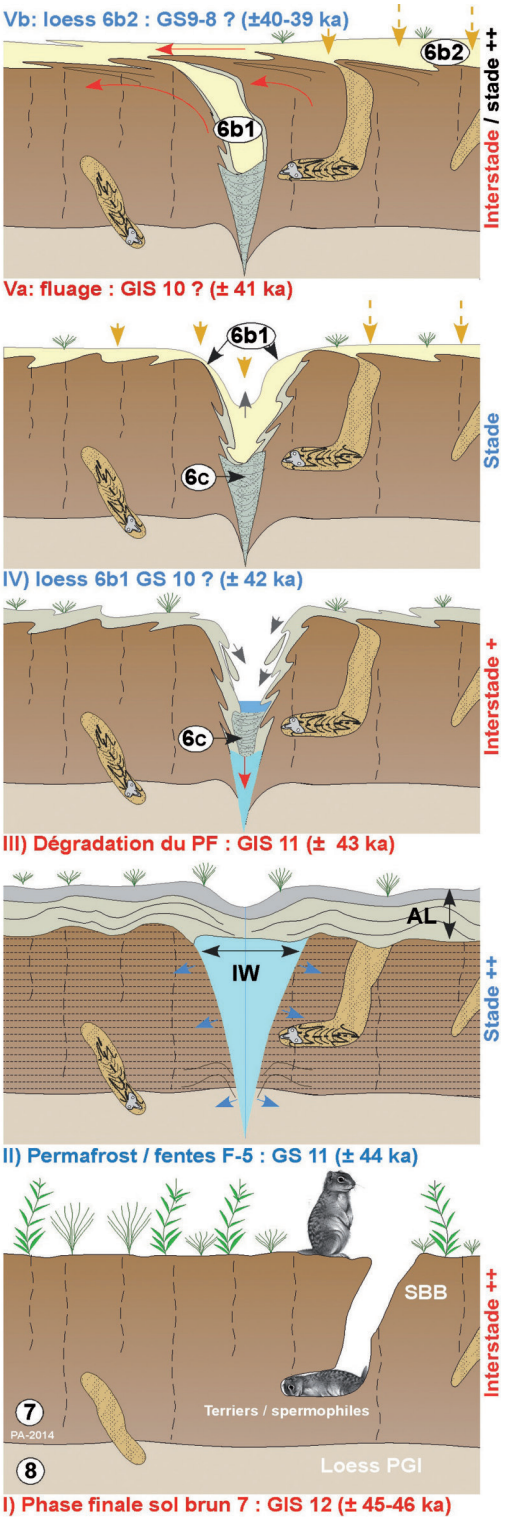


Figure 39 - Essai de reconstitution de l'évolution pédosédimentaire et paléoenvironnementale contemporaine de la partie inférieure du complexe de sols d'Havrincourt (première moitié du Pléniglaciaire moyen). PGI : Pléniglaciaire inférieur, IW : ice-wedge, AL : couche active, SBB : sol brun boréal.

Cependant les enregistrements loessiques n'étant jamais continus, un hiatus variable, qui peut atteindre plusieurs milliers d'années (≥ 5 ka), caractérise cette limite. En effet, compte tenu des données chronologiques obtenues à Havrincourt et sur les séquences de références comme celle de Nussloch, l'explosion des taux de sédimentation loessique débuterait vers 32-30 ka alors que les derniers sols seraient datés de 35 ka.
La préservation de l'unité 6 d'Havrincourt, qui correspond à une partie du bilan pédosédimentaire est exceptionnelle pour le nord de la France. L'unité 6 se place donc dans cette charnière qui marque l'extrême fin du Pléniglaciaire moyen.
La composition des malacofaunes du Pléniglaciaire moyen du nord de la France étant quasiment inconnue faute des données dues à la décarbonatation quasi-généralisée des sols bruns boréaux de cette période, elle ne peut fournir d'éléments susceptibles de contribuer à préciser la chronostratigraphie de l'unité 6. Les proportions des différentes espèces sont néanmoins similaires à celles de la malacofaune extraite du paléosol supérieur du complexe de sols du Pléniglaciaire moyen à Languevoisin (Moine, 2011).

Les proportions des taxons de chaque profil indiquent que l'unité 6a est associée à un milieu découvert à végétation pauvre, plutôt sec sur Hav.1-P1 et plus humide sur Hav.2-P5. Cependant, les taux de carbonate étant similaires dans les deux profils, la forte différence d'abondance totale entre les deux loci pourrait s'expliquer par des différences topographiques induisant un milieu localement plus humide et donc plus favorable au développement des mollusques sur Hav.2-P5. Toutefois, d'une part l'enregistrement malacologique sur Hav.2-P5 ne débute qu'au milieu de l'unité 6, d'autre part une augmentation d'abondance beaucoup plus abrupte à la transition des unités 6a-5 sur Hav.1-P1 que sur Hav.2-P5 est remarquée. Le changement dans les proportions n'étant qu'à peine plus marqué sur Hav.1-P1. Ce faisceau de critères associé aux déformations périglaciaires affectant la partie supérieure de l'unité 6a suggère qu'elle ait pu être partiellement érodée sur Hav.1-P1. Par conséquent les deux enregistrements malacologiques seraient diachroniques, celui de Hav.2-P5 succédant chronologiquement à celui de Hav.1-P1.
Ainsi, les malacofaunes de l'unité 6a reflètent-elles un milieu plutôt froid, sec et ouvert à végétation peu diversifiée sur Hav.1-P1, devenant progressivement plus humide sur Hav.2-P5. Cette tendance est pour tout ou partie renforcée au sommet de l'unité sur Hav.2-P5 par la présence de fentes en coin remplies du matériel gleyifié de l'unité sus-jacente et qui n'ont pu être évitées lors de l'échantillonnage. En admettant l'attribution de l'unité 6a à la fin du Pléniglaciaire moyen, l'environnement partiellement dénudé décrit à Havrincourt contrasterait fortement avec la végétation de steppe / toundra à toundra arbustive plus ou moins diversifiée reconstituée dans la vallée du Rhin : Achenheim (Puisségur, 1978), Remagen (Schiermeyer, 2002), Nussloch (Moine *et al.*, 2005).

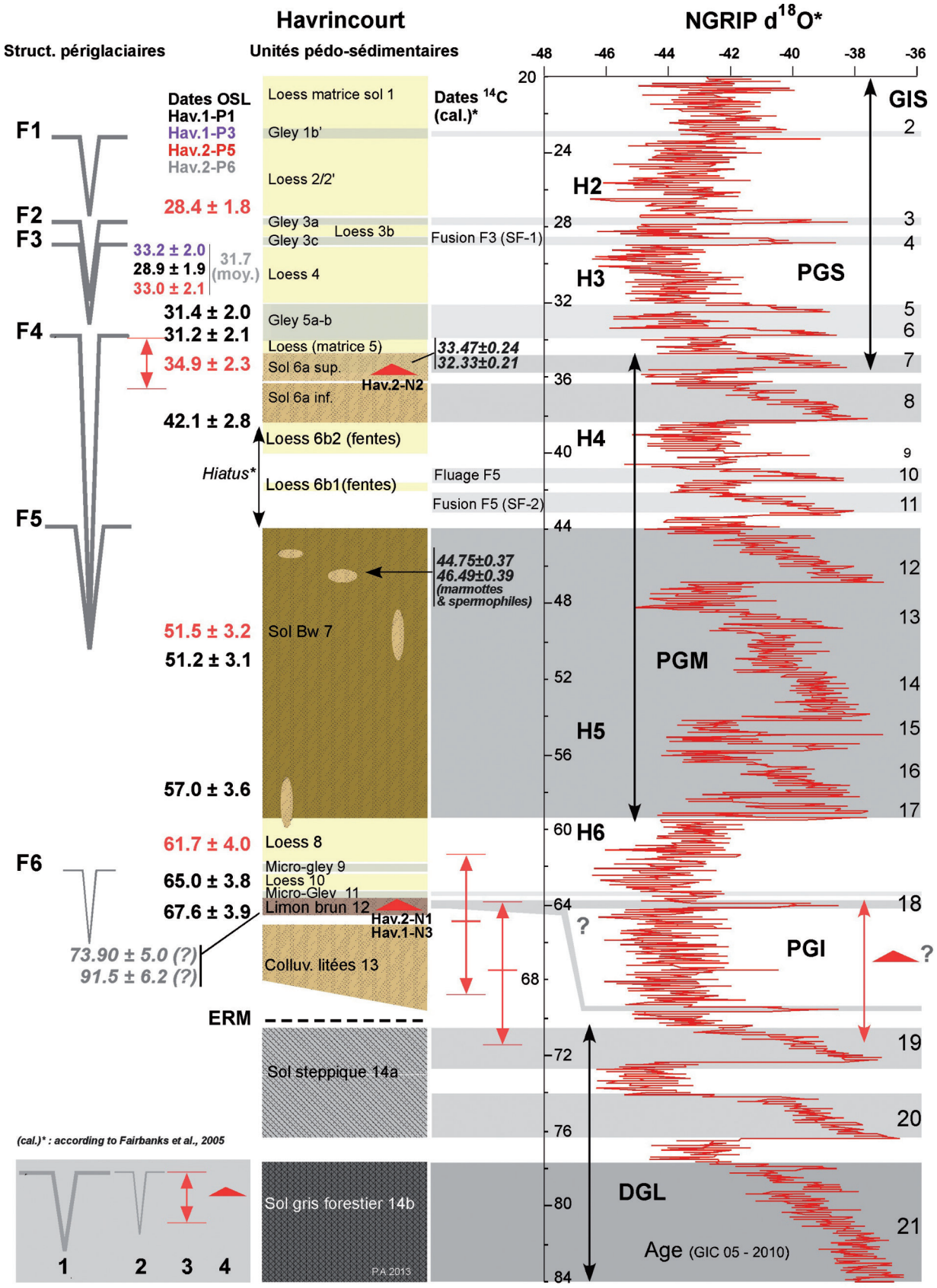


Figure 40 - Proposition de corrélation entre la succession des différentes unités pédo-sédimentaires de la séquence synthétique d'Havrincourt et l'enregistrement paléoclimatique de North-GRIP, et datation des structures périglaciaires et des deux niveaux archéologiques principaux. 1/ Grandes fentes de type «ice-wedge», 2/ Fentes de gel, 3/ Intervalle chronologique des datations OSL de l'unité 12 contenant le niveau archéologique du Paléolithique moyen, 4/ Niveaux paléolithiques. Les datations sont exprimées en Ka.

Sous-séquence II-4 (unités 5 à 2) : Pléniglaciaire supérieur (PGS ~ 30-17 ka)

La première unité rattachée au Pléniglaciaire supérieur est le gley de toundra de l'unité 5 représentant une limite fondamentale au regard du complexe de sols sous-jacents. En effet, indépendamment de son faciès lié à l'hydromorphie, cette unité possède dès sa partie basale, des caractéristiques sédimentologiques de type loessiques (COT faible, $CaCO_3$ élevé) qui indiquent qu'elle s'est développée sur un apport éolien « frais » distinct du limon loessique argileux altéré et partiellement hydromorphe du sommet de l'unité 6a. Cet horizon de gley de toundra cryoturbé résulte de la saturation saisonnière en eau de la couche active d'un pergélisol. Il est jalonné par une bande irrégulière à faciès laminé de quelques centimètres d'épaisseur (unité 5a), totalement déferrifiée, enrichie en $CaCO_3$ secondaire (redistribution de carbonates sous la forme de petites concrétions et manchons racinaires) et en débris organiques noirâtres (restes de végétation, croûte cryptogamique ?) (**Figure 23** - H). Un pic marqué des valeurs de COT et une augmentation de la susceptibilité magnétique sont associés à ce niveau et pourraient signaler un dédoublement de l'unité 5.

Dans les deux secteurs, les courbes de l'abondance malacologique de l'unité 5 se caractérisent par deux pics successifs d'intensité décroissante. Cette observation va dans le sens d'un gley complexe dédoublé.
Ces deux pics d'abondance accompagnés d'augmentations de la proportion en individus juvéniles chez le genre *Pupilla* indiquent un réchauffement et un allongement de la saison chaude (été et saisons de transition), cohérents avec la fusion et la cryoturbation du gley de toundra caractérisant l'interstade (Moine *et al.*, 2008). Les proportions croissantes des taxons hygrophiles et palustres associées à ces deux pics soulignent aussi des conditions plus humides. Cette présence plus importante de l'eau au sommet des gleys de toundra induit en outre les taux de fractionnement des coquilles du genre *Pupilla* les plus élevés en association avec les pics d'abondance. Enfin, les abondances moindres et les proportions plus importantes en taxons hygrophiles et palustres reflètent des conditions environnementales moins clémentes et plus humides durant le pic sommital dans chacun des deux loci. Ces observations sont identiques à celles réalisées dans les gleys de toundra de Bourlon et G2 de Nussloch (Moine *et al.*, 2011, Moine, 2014). À Nussloch, le biphasage associé du gley de toundra G2 a été démontré grâce au profil P4 (Antoine *et al.*, 2002b) alors qu'à Bourlon il n'est comme à Havrincourt fondé que sur des éléments malacologiques. La phase stadiaire censée séparer ces deux interstades n'est en outre clairement exprimée dans aucun de ces trois sites. Par ailleurs, la composition de la malacofaune ne reflète aucun accroissement de la diversité végétale, à moins que les zones refuges des mollusques n'aient été trop éloignées pour permettre une recolonisation de la région par de nouvelles espèces durant ces brèves phases de réchauffement (Moine *et al.*, 2008).

Les datations OSL situant l'unité 5 autour de 31-32 ka (31,2 ± 2,1 ka et 31,4 ± 2,0 ka), sont cohérentes avec les dates des niveaux sous-jacents, les âges ^{14}C du niveau archéologique Hav.2-N2 ainsi qu'avec une attribution à l'interstade GIS 5 ou 5-6 (~ 32-33,5 ka).
L'âge de l'unité 5 d'Havrincourt est également cohérent avec celui du gley de toundra G2 de Nussloch (Antoine *et al.*, 2009) et très probablement avec celui de Bourlon (Moine *et al.*, 2011). Le biphasage mis en évidence dans ces trois sites caractériserait donc une réponse généralisée des paléoenvironnements ouest-européens à des phases de réchauffement millénaires du climat dans un contexte de faible taux de sédimentation loessique (Moine *et al.*, 2011) (**cf. Figure 32, p. 54**). La suite de la sous-séquence Pléniglaciaire supérieur s'individualise d'une manière très nette avec la mise en évidence une nouvelle péjoration climatique particulièrement intense qui se traduit par la formation d'un réseau de grandes fentes à coins de glace de type « *ice-wedge* » (2 à 3 m de profondeur / ouverture ~ 0,5 m) à maille décamétrique (12-14 m). Ce réseau polygonal (F-4, **Figure 39** - A et H) (polygones de toundra) dont l'extension horizontale a pu être suivie et photographiée par un drone d'une manière unique sur plus de 4 000 m² lors du décapage (**Figure 39** - B), représente la signature inédite d'un pergélisol continu qui constitue un marqueur du début Pléniglaciaire supérieur (**Figure 19** et **Figure 40**).

Ces structures sont particulièrement bien conservées à l'interface des unités 5-6 et 4 où leur visibilité est accentuée par les importants contrastes de lithologie et de coloration qui distinguent l'encaissant (limons bruns-grisâtres argileux) du remplissage de ces structures (loess calcaire beige clair). Sur la base des travaux menés dans l'Arctique (Pissart, 1987 ; Van Vliet-Lanoë, 1987 ; French, 2007 ; French & Shur, 2010 ; Matsuoka, 2011), il a été montré que ces grandes fentes à coins de glace de type épigénétique résultaient de la répétition de la succession d'événements suivants :

A. Fracturation verticale initiale de quelques millimètres de large, à partir du toit du pergélisol, lors d'une chute très brutale de la température. Les conditions pré-requises sont une couverture neigeuse peu épaisse (moins de 50 cm) et un appauvrissement en eau par cryosuccion.
   Le régime thermique spécifique estimé pour la genèse de cette ouverture correspond à une température moyenne de l'air annuelle MAAT de -7 °C à -9 °C et une température de l'air au moment de la fissuration inférieure à -25 °C. En revanche, la température au toit du pergélisol avoisinerait les -10°C. À Havrincourt, le substrat limono-argileux et une topographie plane à très faible pente sont particulièrement favorables au développement de ces structures,
B. Fonte printanière superficielle du pergélisol (couche active) entraînant un remplissage des fissures par les eaux de fonte immédiatement congelées au contact du sol gelé. La congélation de l'eau dans la fissure entraîne une augmentation de volume et un élargissement de la fissure sous l'effet de la transformation de l'eau en glace,
C. Retour à l'étape A, lors de l'hiver suivant avec nouvelle fissuration brutale guidée par la structure existante.

La formation de grandes fentes à coin de glace, dont l'ouverture atteint ~ 0,5 m à Havrincourt, pourrait correspondre à la répétition d'environ 500 cycles annuels et donc indiquer un hiatus de 0,5 ka dans la séquence.

Néanmoins, les vitesses annuelles d'ouverture de ces structures sont encore mal connues et liées en partie à la nature du substrat et à sa teneur en glace (Black, 1976 ; Murton, 2007).

À Havrincourt, le colmatage sédimentaire qui a permis la préservation de ces pseudomorphoses de fentes en « V » à la suite de la disparition des coins de glace est constitué par deux phases bien distinctes :

1. Recouvrement des bordures de la fente en cours de dégradation (fusion du coin de glace) par du matériel gleyifié grisâtre issu du fluage lent de la couche active du pergélisol (unité 5) (**Figure 38** et **Figure 39**). L'absence de stratification dans le colmatage des fentes du réseau principal F-4 implique une décroissance lente et progressive du coin de glace avec drainage des eaux de fonte en profondeur sans ruissellement contrairement à ce qui a pu être observé au niveau du réseau de fentes F-5,
2. Colmatage loessique homogène en milieu aride et froid et fossilisation définitive de la structure.

Cette succession, qui a été étudiée en détail depuis plusieurs années dans les séquences du nord-ouest européen, traduit l'alternance rapide de deux phases climatiques extrêmes (Moine *et al.*, 2008 ; Antoine *et al.*, 2009) :

1. Développement du pergélisol riche en glace et d'un réseau de grandes fentes en coin lors d'une période caractérisée par des hivers extrêmement rigoureux susceptibles d'initier le processus. Le milieu est cependant assez humide pour que le sol soit riche en glace (neige) et la sédimentation éolienne est en forte réduction,
2. Dégradation rapide du pergélisol entraînant la fusion des coins de glace, l'approfondissement de la couche active (épaississement du faciès gley de toundra), puis son fluage dans les coins libérés par la fusion de la glace. En cas de réchauffement particulièrement intense et rapide, et en présence d'une pente significative, l'eau de fonte libérée par la fusion des coins de glace provoque des processus de ruissellement localisés (chenaux de fonte) qui érodent les structures en coin initiales (érosion thermique) (niveau F-2). Dans les contextes de versant, ce processus peut aboutir à l'élargissement progressif des chenaux initiaux guidés par la structure polygonale et la mise en place d'un réseau de drainage et d'érosion thermokarstique. Dans un stade ultime, la coalescence de ces chenaux provoque la formation de ravines thermokarstiques susceptible d'entailler profondément les versants comme cela a été observé à Villiers-Adam (Antoine *et al.*, 2003b) ou à Nussloch (Antoine *et al.*, 2001, 2009, 2013).

À Havrincourt la fossilisation du gley de toundra et du réseau de grandes fentes associé à un dépôt éolien (loess) intervient dans un milieu qui redevient très aride et froid. Néanmoins, l'imbrication des « langues » de gley géliflué de l'unité 5 et du loess sus-jacent (unité 4) montre la rapidité du passage entre la phase de fluage finale du gley de toundra et la mise en place des premiers dépôts loessiques, mais aussi la poursuite des cycles annuels de gel-dégel qui continuent de déstabiliser les horizons superficiels du sol.

La péjoration climatique se poursuit avec la mise en place des loess calcaires homogènes de l'unité 4 (IGR : 1,65 ; Argile : 17 % ; COT : 0,16 %) sur une épaisseur particulièrement constante dans les deux sites (~ 0,6 à 0,8 m). Cette unité est localement affectée par une décarbonatation (LD-1) liée au sol de surface dans le secteur 1 où les dépôts sus-jacents sont moins épais (unité 4').

Ces loess ont été observés dans la même position stratigraphique dans un grand nombre de profils du nord de la France, notamment le long du tracé du TGV Nord (Antoine, 1991), constituent un « marqueur » du début du Pléniglaciaire supérieur dont la datation était jusqu'à maintenant assez imprécise (Locht *et al.*, 2006). Les données d'Havrincourt et les dates OSL permettent maintenant de les placer en parallèle avec la péjoration climatique majeure centrée sur 30,5 ka dans les enregistrements paléoclimatiques de référence (**Figure 40**). On remarque par ailleurs que cette période correspond à l'événement de Heinrich 3 décrit dans les carottes marines de l'Atlantique Nord (Bond *et al.*, 1993, Marcott *et al.*, 2011).

Comme dans le cas du réseau F-5, la formation du pergélisol associé au réseau majeur de coins de glace F-4 serait antérieure de quelques milliers d'années à l'événement de Heinrich 3.

Les analyses d'anisotropie de la susceptibilité magnétique menées sur toute l'épaisseur de cette unité débouchent sur la mise en évidence d'une linéation magnétique dont les variations sont corrélées aux valeurs des indices granulométriques (**Figure 26** et **Figure 27**). Il est très probable que l'intensification de la dynamique éolienne enregistrée par l'IGR et l'U-ratio soit accompagnée d'une augmentation des vitesses moyennes des vents qui permet le développement d'une linéation magnétique. Les mesures indiquent cependant une direction dominante NNE-SSO, en net désaccord avec les orientations NNO-SSE généralement admises pour le dépôt des loess weichseliens de la zone ouest européenne (Lautridou, 1987 ; Antoine *et al.*, 2009). Cette première étude, très prometteuse, devra être complétée par l'analyse des autres phases de dépôt loessique du Pléniglaciaire supérieur afin de rechercher d'éventuels changements majeurs de la direction moyenne des vents dominants au cours de cette période. Ces données apparaissent fondamentales pour la modélisation de la circulation atmosphérique et de ses relations avec la sédimentation éolienne dans l'ouest de l'Europe au cours du Dernier Glaciaire (Sima *et al.*, 2013). Le sommet de cette unité loessique est matérialisé par un gley de toundra épais et complexe qui se subdivise en deux sous-horizons séparés par un mince dépôt de loess calcaire essentiellement préservé dans le profil Hav.2-P6 (**Figure 16**) au sein d'une pseudomorphose de coins de glace (réseau F-3).

Le remplissage de cette fente F-3 montre, dans le profil P3 du secteur 1, des lits à stratifications entrecroisées (SF1) matérialisant un épisode de fusion du pergélisol associé lors d'un épisode de réchauffement (interstade). Cette bipartition du gley 3, souvent difficile à observer sur le terrain en l'absence de structure en coin intermédiaire, est cependant bien enregistrée dans les données analytiques, notamment par les argiles, le COT et la malacologie. Bien que moins net que dans l'unité 5, un profil bimodal concernant tous les taxons caractérise la courbe d'abondance totale en mollusques du gley de l'unité 3. Les malacofaunes, fortement dominées par le taxon hygrophile *S. oblonga*, reflètent un milieu humide. Dans les deux pics d'abondance, les proportions plus élevées du taxon palustre *P. alpicola* soulignent une accentuation de l'humidité. Malgré tout, la végétation semble aussi peu diversifiée que pour l'unité 5. Les réserves émises alors à ce sujet s'appliquent également ici. Il est donc fort probable que l'unité 3 soit aussi biphasée et qu'elle résulte d'une succession de deux interstades. Même si l'environnement associé au pic supérieur semble légèrement moins humide que celui du pic inférieur, leur différentiation est beaucoup moins évidente que pour ceux de l'unité 5, notamment en raison de la forte cryoturbation de l'unité 3.
L'horizon supérieur du gley de toundra (unité 3a) est associé au niveau de grandes fentes (réseau F-2) à colmatage loessique homogène de ~ 0,3 x 1,2 m de profondeur qui s'emboîtent systématiquement dans le précédent. Ces fentes, moins déformées que celles du niveau F-3 (sans structures de fusion), sont fossilisées par un dépôt de loess calcaire homogène (unité 2).

La succession des faciès 3a-b correspond à la même dynamique que celle qui a été mise en évidence pour les unités 4-3c et détaillée ci-dessus. La maille du réseau n'a pas pu être identifiée en détail en raison des conditions d'affleurement (absence de décapage horizontal) néanmoins le niveau de fente F-2 semble s'emboîter systématiquement (comme d'ailleurs le niveau de fente F-3) dans le niveau de fente principal F-4, indiquant un réseau polygonal à maille décamétrique de la même ampleur. Une seule datation OSL (28,4 ± 1,8 ka) est disponible pour le loess qui fossilise ce niveau dans le profil Hav.2-P5. Cette date montre néanmoins la rapidité de la mise en place de la séquence représentée par la succession du loess de l'unité 4, du gley dédoublé de l'unité 3 et de la base du loess de l'unité 2 (**Figure 40**). En raison de sa proximité avec la base du sol de surface, ce loess est par contre souvent décarbonaté notamment sur le secteur 1 où il est un peu moins épais. L'analyse de cette partie de la séquence montre donc des caractéristiques comparables à celles du gley complexe observé dans ces séquences du Nord et de la Somme (notamment sur le TGV-Nord) et dénommé « Horizon cryoturbé du Santerre » (Antoine, 1991). L'âge de cette partie est encore mal connu, néanmoins compte tenu du calage par les nouvelles datations OSL et de l'histoire climatique enregistrée dans cette partie de la série (succession rapide de deux interstades séparés par un stade), il est possible de les rapprocher de la succession des interstades GIS 4 et GIS 3 centrés respectivement autour de 27,4 et 28,5 ka.

Dans l'Ouest européen, ce doublet de gleys de toundra a été mis en évidence et daté autour de 28 ka dans la séquence de référence de Nussloch (G3-G4, Antoine *et al.*, 2009) et pourrait correspondre aux gley HC6 des séquences belges comme Harmignies, bien que les âges TL y soient un peu plus jeunes (âge moyen autour de ~ 26 ka, Frechen *et al.*, 2001). Notons que les malacofaunes des gleys de toundra G3 et G4 de Nussloch sont différentes de celles du gley de toundra G2, assez similaires entre elles et que les deux pics d'abondance associés sont à peu près de même de taille (Moine *et al.*, 2008), ce qui leur confère une certaine ressemblance avec ceux de l'unité 3 d'Havrincourt même si la richesse y est nettement moindre.
Dans les profils du secteur 2, un dernier horizon de type gley de toundra associé à de rares fentes en coin a été observé (niveau F-1). Contrairement aux niveaux sous-jacents, celui-ci, complètement intégré au sein de l'horizon Bt argileux du sol de surface est souvent difficile à mettre en évidence. Cette configuration se rencontre dans de nombreux profils du nord de la France en raison de la faible épaisseur du loess terminal (1 à 2 m) qui est alors totalement décarbonaté et illuvié (**Figure 27**). Il apparaît néanmoins dans le secteur 2 en plusieurs points du profil sous la forme de structures en « V » de ~ 0,3 m d'ouverture pour ~ 70-80 cm de profondeur à colmatage brun plus grisâtre que l'encaissant. Par comparaison avec les structures mieux conservées et les données de la bibliographie, il s'agit d'un niveau de pseudomorphoses de grandes fentes de gel à colmatage loessique. Ce niveau n'apparaît pas associé à une interface stratigraphique, probablement en raison du masquage lié à la décarbonatation et aux processus d'illuviation associés au développement du sol de surface.

Cependant, d'après les données granulométriques (IGR notamment), il semble bien se situer au sommet d'une phase d'accumulation loessique majeure et à la transition avec les derniers 0,5 m de loess caractérisés par un IGR, une médiane et un U-ratio nettement plus faibles (**Figure 24** et **Figure 26**). Aucune datation n'est disponible pour ce niveau, cependant, compte tenu de la séquence d'événements décrite dans les dépôts sous-jacents, il est possible que cet horizon se soit développé au cours du dernier interstade court de la fin du Dernier Glaciaire (GIS 2 vers 23 ka). Du point de vue stratigraphique, il pourrait correspondre à l'Horizon de Nagelbeek (Haesaerts *et al.*, 1981), dont un équivalent a été récemment mis en évidence dans le nord de la France dans les coupes d'Onnaing (près de Valenciennes, chantier Toyota, Antoine, inédit), ou le gley G8 de Nussloch directement sus-jacent à un loess daté de 23 ka par OSL (Antoine *et al.*, 2009).

Sous-séquence II-5 (unités 1 à 0) : Tardiglaciaire et Holocène

La séquence d'Havrincourt se termine avec la formation du sol brun lessivé de surface qui représente le bilan du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992). Il est représenté par :

1. Un horizon à doublets (horizon B à illuviations silteuses à argilo-silteuses en bandes ondulées 1b) qui résulte d'une décarbonatation suivie d'une illuviation en bandes liée à la dégradation finale du pergélisol au début du Tardiglaciaire dès 14-15 ka.
2. Un horizon Bt argileux typique à revêtements argileux dont le développement se poursuit tout au long de l'Holocène (unité 1a). La position actuelle de la limite de décarbonatation, qui apparaît totalement déconnectée de la base de l'horizon Bt, correspond vraisemblablement à une évolution très récente du sol de surface sous l'effet de la dénudation et des pratiques culturales (exposition du sol nu, reprise de lessivage). Cette limite, qui peut localement atteindre plus de 3 m de profondeur, affecte souvent une partie importante des loess les plus récents et souligne la base de structures récentes comme les tranchées de la Première Guerre Mondiale (1914-1918). Par comparaison avec d'autres profils régionaux, l'épaisseur assez faible de l'horizon Bt 1a à Havrincourt traduit une érosion anthropique responsable de l'ablation d'une tranche de sol d'au moins 0,2 à 0,3 m. L'impact anthropique sur ce sol est nettement souligné par les très nombreux pédotubules à enduits argilo-silto-organiques sombres qui le pénètrent (agricutanes résultant du lessivage de la surface d'un sol dénudé par l'agriculture). Enfin, à Havrincourt, le sol de surface est souvent affecté par de profondes traces de remaniements (tranchées, obus de la bataille de Cambrai, etc.) qui résultent de l'activité de ligne de front de la Première Guerre mondiale (1914-1918).

Conclusion

Cette étude multidisciplinaire des séquences loessiques aboutit sur la mise en évidence de données extrêmement riches et cohérentes pour la connaissance du bilan pédosédimentaire du Dernier Glaciaire et du contexte chrono-climatique du Paléolithique dans le nord de la France. Les résultats acquis montrent que la séquence loessique d'Havrincourt dispose de tous les atouts pour devenir une séquence de référence pour le Weichselien du nord de la France.

Les principaux résultats sont les suivants :

1. Mise en évidence d'une nouvelle séquence pédostratigraphique de référence pour le nord de la France, notamment en ce qui concerne le début du Pléniglaciaire inférieur et le Pléniglaciaire moyen, périodes généralement très mal enregistrées dans cette aire géographique (« complexe de sols d'Havrincourt »).
2. Mise en place d'un nouveau canevas géochronologique régional pour le Dernier Glaciaire sur la base des résultats des datations OSL et radiocarbone et confirmation de l'enregistrement dans les environnements loessiques régionaux d'une réponse aux variations climatiques rapides (millénaires).
3. Révision du schéma pédostratigraphique et chronoclimatique régional en ce qui concerne les périodes du Pléniglaciaire inférieur et moyen (~ 65-35 ka) et mise en évidence de corrélations avec les séquences du Dernier Glaciaire en Europe du Nord-Ouest (Belgique et Allemagne).
4. Mise en évidence d'un environnement typiquement steppique particulièrement favorable à l'expansion des faunes de grands mammifères et de rongeurs dans la première moitié du Pléniglaciaire moyen entre ~ 60-58 et 45 ka, dans un milieu dominé par la pédogenèse (unité 7). Par contre, la partie supérieure du complexe d'Havrincourt (unité 6), qui contient le niveau du Paléolithique supérieur ancien, montre des assemblages de milieu plus froid et plus ouvert avec le Renne et le Rhinocéros laineux. Enfin, comme dans tous les autres sites du nord de la France, la biomasse semble totalement insignifiante pendant la mise en place des loess du Pléniglaciaire supérieur.
5. Mise en évidence d'une succession unique d'horizons périglaciaires : cinq réseaux de fentes associées à des gleys de toundra, dont deux dégradés associés à des structures de fusion (chenaux de fonte / thermokarst SF-1 et SF-2). Cette succession, datée par OSL et ^{14}C, constitue une première séquence régionale de référence qui, en ce qui concerne les niveaux principaux, montre de fortes analogies avec celles des régions loessiques limitrophes comme la Normandie, le nord du Bassin Parisien ou la Belgique.
6. Découverte de quatre niveaux d'occupation humaine en place dont un niveau archéologique exceptionnel attribuable au Paléolithique supérieur ancien (Gravettien ancien). La bonne conservation des niveaux archéologiques (versant en pente douce favorisant le piégeage des loess et l'enfouissement rapide des artefacts), associée à l'analyse de la séquence pédosédimentaires et aux datations permet de proposer un calage chronostratigraphique et chronoclimatique précis pour les niveaux paléolithiques fouillés.